

**ANALISIS TINGKAT RESIKO DAMPAK GEMPABUMI
DI KABUPATEN CILACAP MENGGUNAKAN METODE
DSHA DAN DATA MIKROTREMOR**

(Skripsi)

Oleh

KUKUH DIALOSA



**KEMENTERIAN RISET, TEKNOLOGI DAN PENDIDIKAN TINGGI
UNIVERSITAS LAMPUNG
FAKULTAS TEKNIK
JURUSAN TEKNIK GEOFISIKA
2017**

ABSTRACT

RISK LEVEL ANALYSIS IMPACT OF EARTHQUAKE IN CILACAP REGENCY USING DSHA METHOD AND MICROTREMOR DATA

By

KUKUH DIALOSA

Soil mechanical research has been done in Cilacap Regency using DSHA method and microtremor data. This study aims to analyze the local land response to earthquakes based on the dominant frequency parameters (f_0), amplification factor (A_0), wave velocity V_{S30} and seismic hazard analysis through deterministic approach. This research uses 193 microtremor measurement points using a short period TDS-303 type (3 component) seismometer. Microtremor data were analyzed using the Horizontal to Vertical Spectral Ratio (HVSr) method in geopsy software. DSHA analysis refers to the source of the Lembang Fault earthquake and Java Subduction zone for deterministic calculations. Based on the analysis of HVSr method, Cilacap Regency is located on land type 1 (frequency 0-1.33 Hz) and soil type 2 (frequency 1,33-5 Hz) according to Kanai Classification (1983), dominated amplification value 1,104 to 8,171 times, then Dominated by soil class E (V_{S30} value <183 m / s) and soil class D (183 m / s $<V_{S30}$ <366 m / s) according to NEHRP Classification (2000). This indicates that Cilacap Regency has high vulnerability to earthquake disaster. Based on the estimated value of PGA calculation method of DSHA, from the calculation of earthquake source Subduction obtained Java PGA bedrock 0,045 g - 0,0671 g and PGA surface rock 0,1926 g - 0,4855 g and calculation of Lembang Fault obtained PGA bedrock 0,09 g - 0.025 g and PGA surface rocks 0.017 g - 0.089 g. Based on risk map analysis (combination of dominant frequency analysis, amplification, susceptibility factor and ability factor), the highest risk areas are Kec. Adipala, Kasugihan, Binangun, Nusawungun, Cil. Middle, Cil. South, Cil. North, allegedly the soil layer constituent area is a layer of thick and soft sediments. While the low risk of Kec. Majenang and Dayeuh Luhur.

Keyword: Cilacap, dominant frequency, amplification, V_{S30} , DSHA, PGA

ABSTRAK

ANALISIS TINGKAT RESIKO DAMPAK GEMPABUMI DI KABUPATEN CILACAP MENGGUNAKAN METODE *DSHA* DAN DATA MIKROTREMOR

Oleh

KUKUH DIALOSA

Telah dilakukan penelitian mekanika tanah di Kabupaten Cilacap menggunakan metode *DSHA* dan data mikrotremor. Penelitian ini bertujuan untuk menganalisis respon tanah setempat terhadap gempabumi berdasarkan parameter frekuensi dominan (f_0), faktor amplifikasi (A_0), kecepatan gelombang V_{S30} dan analisis bahaya gempa melalui pendekatan deterministik. Penelitian menggunakan 193 titik pengukuran mikrotremor dengan menggunakan alat ukur *Seismometer* periode pendek tipe *TDS-303* (3 komponen). Data mikrotremor dianalisis menggunakan metode *Horizontal to Vertical Spectral Ratio* (*HVSR*) pada software *geopsy*. Analisis *DSHA* merujuk pada sumber gempa Patahan Lembang dan zona Subduksi Jawa untuk perhitungan deterministik. Berdasarkan analisis metode *HVSR*, Kabupaten Cilacap berada pada jenis tanah 1 (frekuensi 0-1,33 Hz) dan jenis tanah 2 (frekuensi 1,33-5 Hz) menurut Klasifikasi Kanai (1983), didominasi nilai amplifikasi 1,104 sampai 8,171 kali, kemudian didominasi dengan kelas tanah E (nilai $V_{S30} < 183$ m/s) dan kelas tanah D ($183 \text{ m/s} < V_{S30} < 366$ m/s) menurut Klasifikasi *NEHRP* (2000). Hal ini menandakan Kabupaten Cilacap memiliki kerentanan yang tinggi terhadap bencana gempabumi. Berdasarkan estimasi nilai *PGA* hasil perhitungan metode *DSHA*, dari perhitungan sumber gempa Subduksi Jawa didapat nilai *PGA* batuan dasar 0,045 g – 0,0671 g dan *PGA* batuan permukaan 0,1926 g – 0,4855 g serta perhitungan Patahan Lembang didapat *PGA* batuan dasar 0,09 g – 0,025 g dan *PGA* batuan permukaan 0,017 g – 0,089 g. Berdasarkan analisis peta resiko (gabungan analisis frekuensi dominan, amplifikasi, faktor kerentanan dan faktor kemampuan) didapat daerah yang paling beresiko tinggi adalah Kec. Adipala, Kasugihan, Binangun, Nusawungun, Cil. tengah, Cil. Selatan, Cil. Utara, diduga lapisan tanah penyusun daerah tersebut adalah lapisan sedimen yang tebal dan lunak. Sedangkan resiko rendah Kec. Majenang dan Dayeuh Luhur.

Kata Kunci: Cilacap, frekuensi dominan, amplifikasi, V_{S30} , *DSHA*, *PGA*

**ANALISIS TINGKAT RESIKO DAMPAK GEMPABUMI
DI KABUPATEN CILACAP MENGGUNAKAN METODE *DSHA* DAN
DATA MIKROTREMOR**

Oleh

KUKUH DIALOSA

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
2017**

Judul Skripsi : ANALISIS TINGKAT RESIKO DAMPAK
GEMPABUMI DI KABUPATEN CILACAP
MENGUNAKAN METODE DSHA DAN
DATA MIKROTREMOR

Nama Mahasiswa : Kukuh Dialosa

Nomor Pokok Mahasiswa : 1215051030

Program Studi : Teknik Geofisika S-1

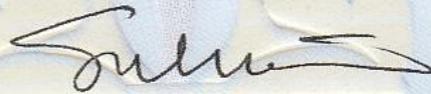
Jurusan : Teknik Geofisika

Fakultas : Teknik

MENYETUJUI

1. Komisi Pembimbing,

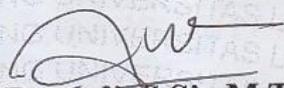
Pembimbing Lapangan PVMBG



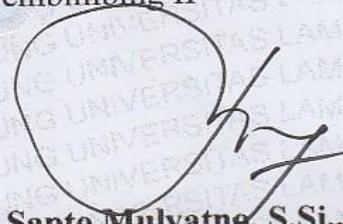
Drs. Cecep Sulaeman, M.Si.
NIP. 19590406 198903 1 001

Pembimbing I

Pembimbing II

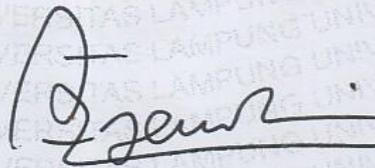


Rustadi, S.Si., M.T.
NIP. 19720511 199710 1 002



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

2. Ketua Jurusan Teknik Geofisika



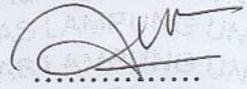
Dr. Ahmad Zaenudin, S.Si., M.T.
NIP. 19720928 199903 1 001

MENGESAHKAN

1. Tim Penguji

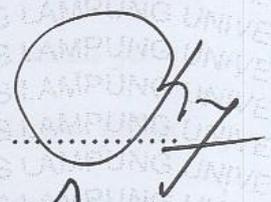
Ketua

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



Sekretaris

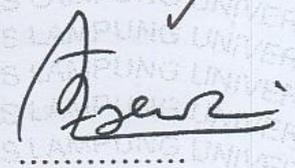
: Bagus Sapto Mulyatno, S.Si., M.T.



Penguji

Bukan Pembimbing

: Dr. Ahmad Zaenudin, S.Si., M.T.



2. Dekan Fakultas Teknik



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

NIP. 19620717 198703 1 002



Tanggal Lulus Ujian Skripsi: 25 Juli 2017

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 juga 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, 1 Agustus 2017

Yang Membuat Pernyataan,



Kukuh Dialosa
NPM. 1215051030

RIWAYAT HIDUP



Penulis dilahirkan di Natar pada tanggal 24 Februari 1994.

Merupakan anak pertama dari tiga bersaudara, pasangan Bapak Sungkono dan Ibu Maimunah.

Penulis memulai pendidikan di TK Tunas Melati II pada tahun 1999 sampai tahun 2000. Kemudian melanjutkan ke sekolah dasar SD Negeri 4 Natar, Kecamatan Natar pada tahun 2000 sampai dengan tahun 2006. Kemudian penulis melanjutkan pendidikan ke tingkat sekolah menengah pertama di SMP Negeri 1 Natar pada tahun 2006 sampai dengan tahun 2009. Kemudian melanjutkan pendidikan sekolah menengah atas di SMA Yadika Natar pada tahun 2009 sampai 2012. Pada tahun 2012, penulis melanjutkan pendidikan ke jenjang perguruan tinggi di Jurusan Teknik Geofisika Universitas Lampung.

Selama menjadi mahasiswa, penulis pernah aktif di organisasi kemahasiswaan Forum Silaturrahi dan Studi Islam Fakultas Teknik (FOSSI FT). Kemudian penulis juga aktif di Himpunan Mahasiswa Teknik Geofisika Bhuwana di bidang Sosial Budaya dan Masyarakat (SBM) periode 2013/2014 dan 2014/2015. Anggota dari American Assosiation of Petroleum Geology (AAPG) chapter Universitas Lampung 2014/2015 dan anggota Himpunan Mahasiswa Geofisika Indonesia (HMGI) pada tahun 2015.

Pada tahun 2015 penulis melaksanakan Kuliah Kerja Nyata (KKN) selama 60 hari di Tiyuh Makarti, Kecamatan Tumijajar, Kabupaten Tulang Bawang Barat. Lalu pada Februari 2016 melaksanakan Kerja Praktek selama satu bulan di Pusat Vulkanologi dan Mitigasi Bencana Gempabumi (PVMBG) Bandung dengan judul laporan “Analisis Periode Dominan Kabupaten Cilacap Menggunakan Metode *HVSR* Berdasarkan Data Mikrotremor”. Selanjutnya pada 15 November 2016 sampai 15 Januari 2017 penulis melanjutkan Tugas Akhir di Pusat Vulkanologi dan Mitigasi Bencana Geologi (PVMBG) Bandung sebagai bahan untuk mendukung penulisan Skripsi. Sehingga penulis dapat menyelesaikan jenjang perguruan tinggi dengan menamatkan program sarjana melalui Skripsi dengan judul “Analisis Tingkat Resiko Dampak Gempabumi Di Kabupaten Cilacap Menggunakan Metode *DSHA* dan Data Mikrotremor”. Dan akhirnya, penulis menyelesaikan studi pada 25 Juli 2017.

PERSEMBAHAN

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ

*Atas Ridho Allah SWT dan dengan segala kerendahan hati
kupersembahkan skripsiku ini kepada:*

*Ayahanda Jercinta Bapak Sungkono dan Ibunda Jercinta
Ibu Maimunah*

*Adik - adikku Jersayang Dwi Cahya dan Gayuh Citra Atulia
Keluarga Besar*

Jeman-Jeman Teknik Geofisika 2012

Keluarga Besar Teknik Geofisika UNQ LfA

Almamater Jercinta Universitas Lampung

MOTTO

“Dan hanya kepada Tuhanmulah (Allah SWT), hendaknya kamu
berharap”
(Qs Al Insyirah: 8)

“Setiap orang punya jatah gagal. Habiskan jatah gagalmu
ketika masih muda”
(Dahlan Iskan)

“janganlah hilang keyakinan, tetap berdoa, tetap mencoba!

“Semua orang bisa meraih keinginannya, yang penting niat
yang kuat dan fokus. Jika gagal, coba kembali”

KATA PENGANTAR

Assalamualaikum Wr. Wb.

Puji syukur penulis panjatkan ke hadirat Tuhan Yang Maha Esa, atas rahmat dan bimbingan-Nya sehingga penulis dapat menyelesaikan Skripsi, Jurusan Teknik Geofisika, Fakultas Teknik, Universitas Lampung. Tak lupa shalawat serta salam penulis haturkan kepada Nabi besar Muhammad SAW yang telah mengantarkan kita melewati masa jahiliyah sampai masa sekarang ini.

Skripsi ini mengangkat judul “**Analisis Tingkat Resiko Dampak Gempabumi Di Kabupaten Cilacap Menggunakan Metode DSHA dan Data Mikrotremor**”. Skripsi ini merupakan hasil dari penelitian Tugas Akhir yang penulis laksanakan di Pusat Vulkanologi dan Mitigasi Bencana Geologi, Badan Geologi, Bandung.

Penulis menyadari bahwa dalam penulisan skripsi ini masih banyak terdapat kekurangan dan kesalahan. Oleh karena itu, penulis sangat mengharapkan kritik dan saran yang bersifat membangun untuk perbaikan maupun penyempurnaan laporan ini di masa depan sehingga skripsi ini dapat bermanfaat dalam dunia ilmu Pengetahuan dan Teknologi.

Wassalamualaikum Wr. Wb.

Bandar Lampung, Agustus 2017

Penulis

Kukuh Dialosa

SANWACANA

Puji dan syukur hanya untuk Allah SWT atas limpahan kasih dan rahmat-Nya, nikmat, karunia, dan hidayah-Nya yang tidak dapat dihitung dalam memberikan kesempatan dan kekuatan kepada hamba-Nya untuk belajar dan menyelesaikan masa studi pendidikan tinggi dengan melancarkan dan menguatkan selama proses studi serta dalam penyusunan dan penyelesaian Skripsi dengan judul “Analisis Tingkat Resiko Dampak Gempabumi Di Kabupaten Cilacap Menggunakan Metode *DSHA* dan Data Mikrotremor”.

Tentu dalam perjalanan memulai, menyusun dan menyelesaikan skripsi ini penulis mengucapkan banyak terimakasih kepada banyak pihak yang telah membantu dalam segala hal secara luar biasa, baik bantuan materiel maupun imateriel. Terimakasih saya sampaikan kepada:

1. Allah SWT (Sang Maha pengatur segalanya yang selalu memberikan rencana yang terbaik) atas segala kesempatan, kesehatan, dan rezeki-Nya sehingga penulis dapat menyelesaikan Skripsi dengan baik.
2. Kedua orangtuaku, Ibu Maimunah dan Bapak Sungkono yang tidak lelah mendoakan untuk kesuksesan penulis, serta atas dukungan baik moril maupun materiel sehingga bisa seperti sekarang ini.
3. Adik-adikku tercinta, Dwi Cahya dan Gayuh Citra Aulia yang terus memberikan senyum dan semangat kepada penulis.

4. Bapak Rustadi, S.Si., M.T. selaku Pembimbing I yang telah banyak membimbing, mengarahkan serta mengingatkan dalam penyusunan skripsi ini. Terimakasih banyak atas pembelajaran selama ini, Pak.
5. Bapak Bagus Sapto Mulyatno, S.Si., M.T. selaku Pembimbing II yang telah memberikan banyak motivasi dan bimbingan yang sangat baik dalam penyusunan skripsi ini.
6. Bapak Dr. Ahmad Zaenudin, S.Si., M.T. selaku Penguji yang telah memberikan banyak masukan dan koreksi dengan sangat luar biasa dalam penyusunan skripsi ini.
7. Bapak Dr. Ahmad Zaenudin, S.Si., M.T. selaku Ketua Jurusan Teknik Geofisika Universitas Lampung dan Pembimbing Akademik yang senantiasa membimbing dan mengarahkan selama proses studi berlangsung.
8. Bapak Drs. Cecep Sulaeman, M.Si. selaku Pembimbing Lapangan Tugas Akhir di PVMBG Bandung yang telah menerima, membimbing dan mengajarkan banyak hal dari masa Kerja Praktek hingga Tugas Akhir. Terimakasih Banyak, Bapak.
9. Kepada Semua Bapak Dosen dan Staf Teknik Geofisika yang telah memberikan banyak pembelajaran dan bantuan selama menempuh studi di Jurusan Teknik Geofisika Universitas Lampung. Terimakasih Sangat Banyak!
10. Angkatan TG12 (Bagas, Made, Beni, Rival, Gata, Zulhijri, Dimas 'Suen', Carta, Virgian, Dedi A., Dedi Yul, Ferry, Bari, Agus, Ryan 'Ucok', Anta 'Agan', Hanif, Soulthan 'Sule', Sigit, Legowo, Andre, Kevin, Gifari, Jordi, Hilman, Esha, Dimas 'Onoy', Dimas 'Kopet', Edo, Aldo, Irwan 'Komti', Ari, Andina, Azis, Elen, Gita, Niar, Nana, Vivi, Lita, Resti, Medi, Beta, Bella,

Dilla, Vee, Zahidah) yang telah bersama-sama memulai perjalanan ini. Bagaimanapun yang terjadi, saya sangat bersyukur diberikan kesempatan untuk mengenal, berbagi tawa maupun resah bersama kalian tanpa terkecuali. Terimakasih banyak, Sahabat!

11. Keluarga “KENDUR” (entah darimana datangnya entitas ini) yang telah menjadi simbol persahabatan erat dalam berbagi semua hal yang sangat berarti. Terimakasih untuk semua yang telah kalian goreskan di hidup ini meski hanya di sebagian usia tapi tetap berarti lebih. Meng-KENDUR bukan berarti Menjauh! Terimakasih Banyak!
12. Kakak-kakak tingkat (TG09, TG10, TG11) serta adik-adik tingkat (TG13, TG14, TG15, TG16) yang telah banyak menemani dan membantu selama ini. Terimakasih Banyak!
13. Serta berbagai pihak yang dalam kesadaran hingga ketidaksadaran penulis telah membantu setitik atau banyak atas segala hal yang berkaitan dengan skripsi ini. Terimakasih Banyak.

Penulis mengharapkan semoga dengan adanya karya yang berupa skripsi ini dapat bermanfaat untuk perkembangan ilmu pengetahuan serta berguna bagi masyarakat dan membantu perkembangan mitigasi bencana di Indonesia. .

Bandar Lampung, Agustus 2017

Penulis

Kukuh Dialosa

DAFTAR ISI

	Halaman
ABSTRACT	i
ABSTRAK	ii
HALAMAN JUDUL	iii
HALAMAN PERSETUJUAN	iv
HALAMAN PENGESAHAN	v
HALAMAN PERNYATAAN	vi
RIWAYAT HIDUP	vii
PERSEMBAHAN	ix
MOTTO	x
KATA PENGANTAR	xi
SANWACANA	xii
DAFTAR ISI	xv
DAFTAR GAMBAR	xix
DAFTAR TABEL	xxi
I. PENDAHULUAN	1
A. Latar Belakang	1
B. Tujuan Penelitian	4
C. Batasan Masalah	5

D. Manfaat Penelitian	5
II. TINJAUAN PUSTAKA	6
A. Tinjauan Geologi	6
1. Pola Tektonik Daerah Penelitian	6
2. Geomorfologi Daerah Penelitian	8
3. Topografi Wilayah Kabupaten Cilacap	10
4. Geologi dan Stratigrafi Lokal	10
B. Tinjauan geofisika	14
1. Pengaruhi Kondisi Setempat Terhadap Gempabumi.....	14
2. Penelitian Sebelumnya.....	15
C. Sejarah Gempabumi Wilayah Penelitian	18
III. TEORI DASAR	19
A. Sumber Gempabumi	19
B. Gelombang Seismik.....	22
C. Mikrotremor.....	29
D. Amplifikasi	31
E. Kecepatan Gelombang V_{S30}	33
F. <i>Horizontal to Vertical Spectral Ratio (HVSr)</i>	35
G. Frekuensi Natural.....	36
H. <i>Deterministic Seismic Hazard Analysis</i>	38
I. Percepatan Tanah Maksimum (<i>PGA</i>).....	39
J. Fungsi Atenuasi	40
1. Youngs dkk. (1997)	40
2. Atkinson dan Boore Worlwide Data (2003).....	41

3. Zhao dkk. (2006)	42
4. Boore-Atkinson (2008).....	43
5. Campbell-Bozornia (2008).....	45
6. Chiou-Young (2008).....	47
K. <i>Logic Tree</i>	49
L. Konsep Resiko Bencana	51
1. Bahaya (<i>Hazard</i>).....	51
2. Kerentanan (<i>Vulnerability</i>).....	52
3. Kemampuan (<i>Capacity</i>).....	52
4. Resiko Bencana	52
IV. METODOLOGI PENELITIAN	54
A. Tempat dan Waktu Penelitian.....	54
B. Data Penelitian.....	54
C. Diagram Alir Penelitian	55
D. Pengolahan Data	57
1. Import Data.....	57
2. Melakukan <i>Filtering</i>	58
3. Melakukan proses <i>H/V</i>	58
4. <i>Deterministic Seismic Hazard Analysis</i>	62
5. Pembuatan Peta.....	63
V. HASIL DAN PEMBAHASAN	64
A. Analisis Gelombang Pada <i>HVSR</i> Mikrotremor	64
B. Analisis Frekuensi Dominan.....	65
C. Analisis Amplifikasi	69

D. Analisis Gelombang S Hingga Kedalaman 30 Meter (V_{S30}).....	72
E. Analisis Deterministik	76
F. Analisis Tingkat Bahaya.....	84
G. Analisis Tingkat Kerentanan	85
H. Analisis Tingkat Kemampuan	86
I. Analisis Tingkat Resiko.....	86
VI. KESIMPULAN DAN SARAN.....	92
A. Kesimpulan.....	92
B. Saran	94

DAFTAR PUSTAKA

LAMPIRAN

DAFTAR GAMBAR

Gambar	Halaman
1. Lempeng tektonik wilayah Indonesia.....	1
2. Sebaran episentrum gempabumi wilayah Jawa.....	2
3. Kerangka tektonik regional Pulau Jawa	6
4. Peta topografi Kabupaten Cilacap.....	9
5. Peta geologi Kabupaten Cilacap.....	13
6. Rekaman <i>accelerometer</i> pada gempabumi Mexico	15
7. Peta <i>hazard</i> gempa Jawa Tengah	17
8. Ilustrasi sumber gempa.....	19
9. Model segmentasi dan parameter sumber gempa subduksi	21
10. Gelombang <i>P</i>	26
11. Gelombang <i>S</i>	27
12. Gelombang <i>love</i> dan gelombang <i>reyleigh</i>	29
13. Konsep dasar amplifikasi gelombang seismik	32
14. Diagram alir pengolahan data mikrotremor dan <i>DSHA</i>	55
15. Diagram alir potensi resiko	56
16. Tabel input data <i>SAF</i>	57
17. Grafik input data <i>SAF</i>	57
18. Hasil <i>filtering</i>	58

19. Kotak dialog H/F	59
20. Penghilangan <i>noise</i> dengan metode H/F	60
21. Grafik hasil pengolahan H/F	61
22. Kurva <i>HVSR</i>	65
23. Peta sebaran nilai frekuensi dominan	68
24. Peta Amplifikasi	71
25. Peta sebaran nilai V_{S30}	74
26. Peta <i>site class</i>	75
27. Peta sebaran nilai <i>PGA</i> batuan dasar sumber subduksi	80
28. Peta sebaran nilai <i>PGA</i> batuan permukaan sumber subduksi	81
29. Peta sebaran nilai <i>PGA</i> batuan dasar sumber patahan	82
30. Peta sebaran nilai <i>PGA</i> batuan permukaan sumber patahan	83
31. Peta tingkat bahaya gempa bumi Cilacap	88
32. Peta tingkat kepadatan penduduk Perkecamatan Kab. Cilacap	89
33. Peta persebaran tenaga kesehatan di Kabupaten Cilacap	90
34. Peta tingkat resiko	91

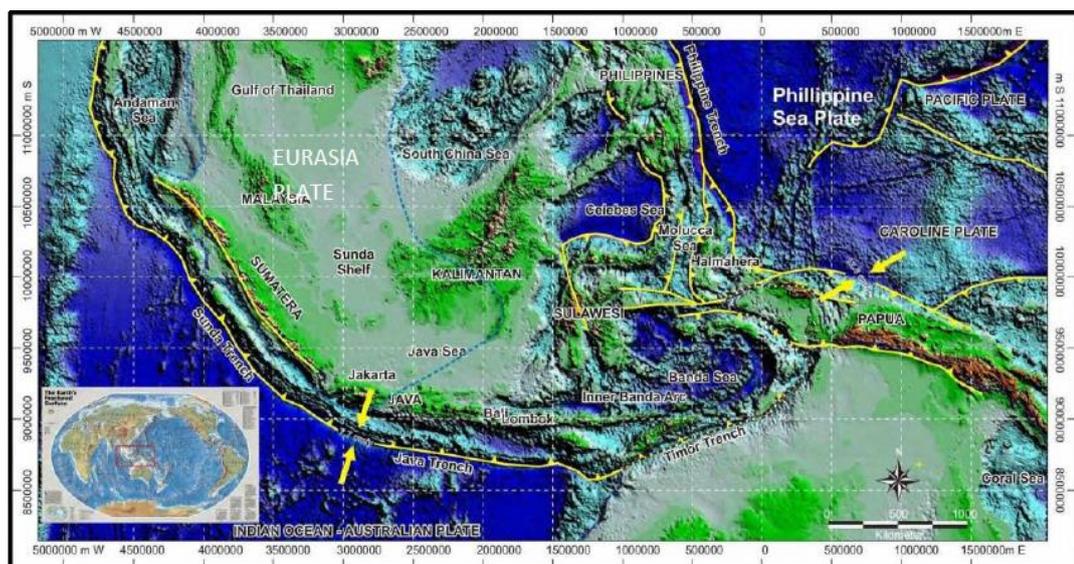
DAFTAR TABEL

Tabel	Halaman
1. Klasifikasi efek tapak lokal	16
2. Kejadian gempabumi merusak Kabupaten Cilacap.....	18
3. Parameter sumber gempa patahan	20
4. Klasifikasi tanah <i>NEHRP</i>	34
5. Klasifikasi tanah frekuensi dominan	37
6. Model <i>logic tree</i> sumber gempa patahan	50
7. Model <i>logic tree</i> sumber gempa subduksi.....	50
8. Model <i>logic tree</i> sumber gempa <i>background</i>	51
9. Rincian kegiatan tugas akhir	54
10. Tabel nilai PGA batuan permukaan pada semua sumber.....	79
11. Tabel nilai PGA batuan dasar pada semua sumber	79
12. Tabel nilai klasifikasi tingkat bahaya.....	85
13. Tabel nilai klasifikasi tingkat resiko	87

I. PENDAHULUAN

A. Latar Belakang

Salah satu bencana alam yang sering terjadi di Indonesia, yaitu gempa bumi. Gempa bumi dinyatakan sebagai guncangan tanah yang disebabkan oleh pelepasan energi kulit bumi secara tiba-tiba (Elnashai dan Sarno, 2008). Energi ini berasal dari berbagai sumber yang berbeda, seperti pergeseran lempeng, erupsi gunungapi, atau kejadian yang disebabkan oleh tangan manusia seperti ledakan atau meruntuhkan gua di bawah tanah untuk proses penambangan. Penyebab Indonesia memiliki intensitas gempa yang tinggi, yaitu letak Indonesia yang berada pada zona pertemuan antara tiga lempeng tektonik, yakni lempeng Eurasia, Indo-Australia, dan lempeng Pasifik seperti pada Gambar 1.



Gambar 1. Lempeng tektonik wilayah Indonesia (Hamilton, 1979).

Daerah perbatasan lempeng ini merupakan zona seismisitas yang aktif (Issack, 1968 dalam Kusumaningsih, 2004), yang membentang sepanjang tidak kurang dari 5600 km mulai dari Andaman sampai ke Busur Banda Timur, sehingga banyak terjadi gempa bumi tektonik yang diakibatkan oleh tumbukan antar lempeng tersebut, dan sebab yang lainnya adalah karena aktivitas beberapa sesar lokal di daratan (Daryono, 2009).

Pergerakan Lempeng Indo - Australia terhadap Lempeng Eurasia mengakibatkan zona selatan Jawa sebagai salah satu daerah yang memiliki tingkat kegempaan yang cukup tinggi di Indonesia berkaitan dengan aktivitas tumbukan lempeng. Disamping sangat rawan gempa bumi aktivitas tumbukan lempeng, zona selatan Jawa juga sangat rawan gempa bumi akibat aktivitas sesar-sesar lokal di daratan. Kondisi tektonik semacam ini menjadikan zona selatan Jawa sebagai kawasan seismik aktif (Daryono, 2015).

Cilacap merupakan salah satu daerah yang berada di sisi selatan Pulau Jawa yang sering merasakan dampak dari guncangan gempa bumi di zona tumbukan lempeng di selatan Jawa dan aktivitas patahan lokal di daerah Cilacap (Susilanto dan Ngadmanto, 2014). Gempa bumi yang memberikan dampak cukup signifikan adalah gempa bumi Tasikmalaya 7,3 SR pada 2 September 2009. Gempa bumi ini dirasakan cukup kuat di sebagian daerah Kabupaten Cilacap dan dilaporkan lebih dari 1.000 rumah rusak berat dan ringan serta 6.043 orang menjadi pengungsi (BNPB, 2009).

Setiap kejadian gempa bumi menghasilkan guncangan tanah yang dapat diidentifikasi melalui nilai percepatan getaran tanah pada suatu tempat. Semakin besar nilai percepatan getaran tanah yang terjadi di suatu tempat, semakin

besar bahaya gempa bumi yang mungkin terjadi. Besar kecilnya nilai percepatan getaran tanah tersebut menjadi salah satu faktor yang dapat menunjukkan tingkat risiko gempa bumi.

Perhitungan percepatan tanah secara empiris merupakan salah satu alternatif untuk mengetahui tingkat bahaya gempa bumi pada suatu lokasi. Meskipun penggunaan rumus tersebut tidak selalu benar dan nilai yang dihasilkan antar metode berbeda-beda, dengan melihat keterbatasan data kegempaan di Indonesia tetapi hasil dari perhitungan empiris diharapkan mampu memberikan gambaran secara umum tingkat bahaya gempa bumi pada suatu wilayah dengan demikian diharapkan mampu meningkatkan kesadaran dan kesiapsiagaan terhadap bahaya gempa bumi.

Secara umum metoda *DSHA* dapat dibagi menjadi empat tahap. Tahap pertama adalah identifikasi sumber-sumber gempa yang meliputi lokasi sumber-sumber gempa, geometri sumber, mekanisme kegempaan, sejarah kegempaan, dan parameter kegempaan seperti magnitudo maksimum dan frekuensi keberulangan kejadian gempa. Tahap kedua adalah untuk setiap sumber gempa yang berada di sekitar lokasi studi ditentukan (diskenariokan) parameter gempa yang akan menghasilkan dampak di lokasi studi seperti magnitudo yang maksimum dan lokasi kejadian yang terdekat ke lokasi studi. Tahap ketiga adalah menghubungkan parameter sumber gempa dengan parameter pergerakan tanah di lokasi studi dengan menggunakan fungsi atenuasi. Tahap keempat adalah menentukan parameter gempa desain berdasarkan skenario yang menghasilkan parameter pergerakan tanah terbesar (*worst case scenario*) (Tim Revisi Gempa Indonesia, 2010).

Metode *DSHA* umumnya diaplikasikan untuk mengestimasi percepatan dan spektrum respons gempa untuk level MCE (*Maximum Considered Earthquake*) atau untuk konstruksi yang sangat membahayakan jika terjadi kerusakan, seperti bangunan Pembangkit Listrik Tenaga Nuklir (PLTN) (Irsyam dkk, 1999), bendungan besar, konstruksi yang dekat dengan sesar aktif, dan untuk keperluan *emergency response*. Kelebihan metoda ini adalah mudah digunakan untuk memprediksi gerakan gempa pada skenario terburuk. Sedangkan kelemahannya adalah metoda ini tidak mempertimbangkan probabilitas terjadinya gempa dan pengaruh berbagai ketidakpastian yang terkait dalam analisis (Kramer, 1996).

B. Tujuan Penelitian

Adapun tujuan penelitian adalah sebagai berikut:

1. Memetakan Kabupaten Cilacap berdasarkan parameter frekuensi natural, faktor amplifikasi, V_s30 dan jenis kelas tanah berdasarkan metode (*Horizontal to Vertical Spectral Ratio*) *HVSR* dan parameter percepatan tanah puncak (*Peak Ground Acceleration*) pada batuan dasar dan permukaan tanah berdasarkan pendekatan deterministik dengan menggunakan fungsi atenuasi.
2. Memetakan dan menganalisis zonasi potensi resiko bencana gempabumi wilayah Kabupaten Cilacap berdasarkan klasifikasi nilai faktor amplifikasi dan nilai frekuensi dominan dengan mengkorelasikan faktor tingkat bahaya, faktor kerentanan dan faktor kemampuan daerah penelitian.

C. Batasan Masalah

Adapun batasan masalah pada penelitian ini adalah sebagai berikut:

1. Penelitian ini membahas tentang analisis frekuensi dominan dan kecepatan gelombang V_{S30} berdasarkan data sekunder hasil pengukuran mikrotremor dengan 193 titik pengukuran yang terdistribusi secara *random* di Kabupaten Cilacap.
2. Estimasi nilai frekuensi dominan dan V_{S30} melalui pendekatan kurva *HVSR*.
3. Analisis nilai *PGA* dan faktor amplifikasi melalui pendekatan *Deterministic Seismic Hazard Analysis (DSHA)* dengan menggunakan fungsi atenuasi.
4. Melakukan korelasi nilai frekuensi dominan, V_{S30} , amplifikasi, *PGA*, kepadatan penduduk dan sarana kesehatan untuk pemetaan potensi resiko gempa bumi di Kabupaten Cilacap.

D. Manfaat Penelitian

Manfaat dari penelitian ini adalah:

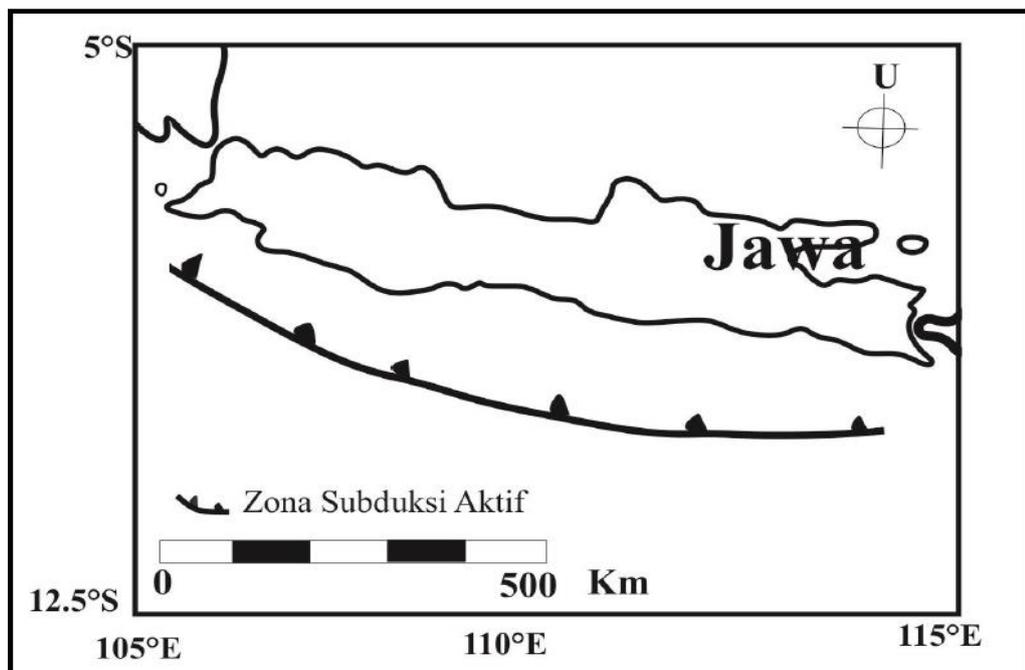
1. Sebagai upaya mitigasi dampak kegempaan di Kabupaten Cilacap melalui kajian karakter tanah berdasarkan nilai frekuensi dominan, V_{S30} , faktor amplifikasi, *PGA* batuan dasar dan *PGA* batuan permukaan.
2. Peta karakter tanah yang didapat dari penelitian ini dapat menjadi acuan perencanaan tata kota dimasa mendatang dan rekayasa teknik yang dapat dilakukan untuk meminimalisir dampak kegempaan yang dapat terjadi.

II. TINJAUAN PUSTAKA

A. Tinjauan Geologi

1. Tatanan Tektonik dan Struktur Geologi Lokal

Pulau Jawa secara tektonik dipengaruhi oleh dua lempeng besar, yaitu Lempeng Eurasia di bagian utara dan Lempeng Indo-Australia di bagian selatan. Pergerakan dinamis dari lempeng-lempeng ini menghasilkan perubahan tatanan tektonik Jawa dari waktu ke waktu seperti yang ditunjukkan oleh Gambar 3. Secara berurutan, rezim tektonik Jawa mengalami perubahan yang dimulai dengan kompresi, kemudian mengalami regangan dan kembali mengalami kompresi.



Gambar 3. Kerangka tektonik regional Pulau Jawa (Modifikasi dari Kartanegara dkk., 1987)

Struktur geologi Jawa Tengah mengacu kepada Asikin (1974). Seperti umumnya perkembangan tektonik di Jawa, evolusi tektonik di Jawa Tengah juga dapat dibagi tiga, yaitu Tektonik Akhir Paleogen, Tektonik Intra Neogen dan Tektonik Akhir Neogen. Tektonik Akhir Paleogen seperti di tempat – tempat lain hampir di seluruh Daratan Sunda (Lempeng Mikro Sunda), dicirikan oleh pembentukan sesar – sesar regangan yang menghasilkan tinggian dan depresi. Berdasarkan data seismik dimana dapat diamati dengan jelas adanya gejala – gejala ketidakselarasan, maka diyakini bahwa pada Akhir Paleogen hampir sebagian besar daerah mengalami pengangkatan, muncul di permukaan dan mengalami pengikisan yang kuat.

Pada Eosen Akhir, pusat kegiatan magma berada di Pegunungan Serayu Selatan hingga ke Bayat dan Parangtritis di selatan. Kegiatan magma Eosen ini ditandai dengan dijumpainya singkapan – singkapan batuan beku dan vulkanik berupa aliran lava, jenjang, sumbat vulkanik dan sejumlah korok yang memotong batuan Pra – Tersier dan Eosen. Di Parangtritis, terdapat sejumlah singkapan korok dan intrusi yang sebagian besar bersusunan basaltis yang memotong batuan Pra – Tersier dan batugamping Eosen. Penentuan umur secara radiometri memberikan angka yang berkisar antara 33,1 – 24,3 Ma. Susunan kimiawinya menunjukkan asosiasi batuan kalk – alkalin andesit basaltis.

Pusat kegiatan magma Eosen Akhir-Miosen Awal ini sekaligus merupakan pusat tinggian di Jawa Selatan (Busur magmatis). Kegiatan magma yang lebih muda lagi (Miosen Akhir-Pliosen) nampaknya agak bergeser ke utara dengan dijumpainya singkapan batuan vulkanik di daerah Karangobar (sebelah Utara Luk-Ulo, daerah Banjarnegara). Dijumpai dalam bentuk korok-korok, jenjang dan

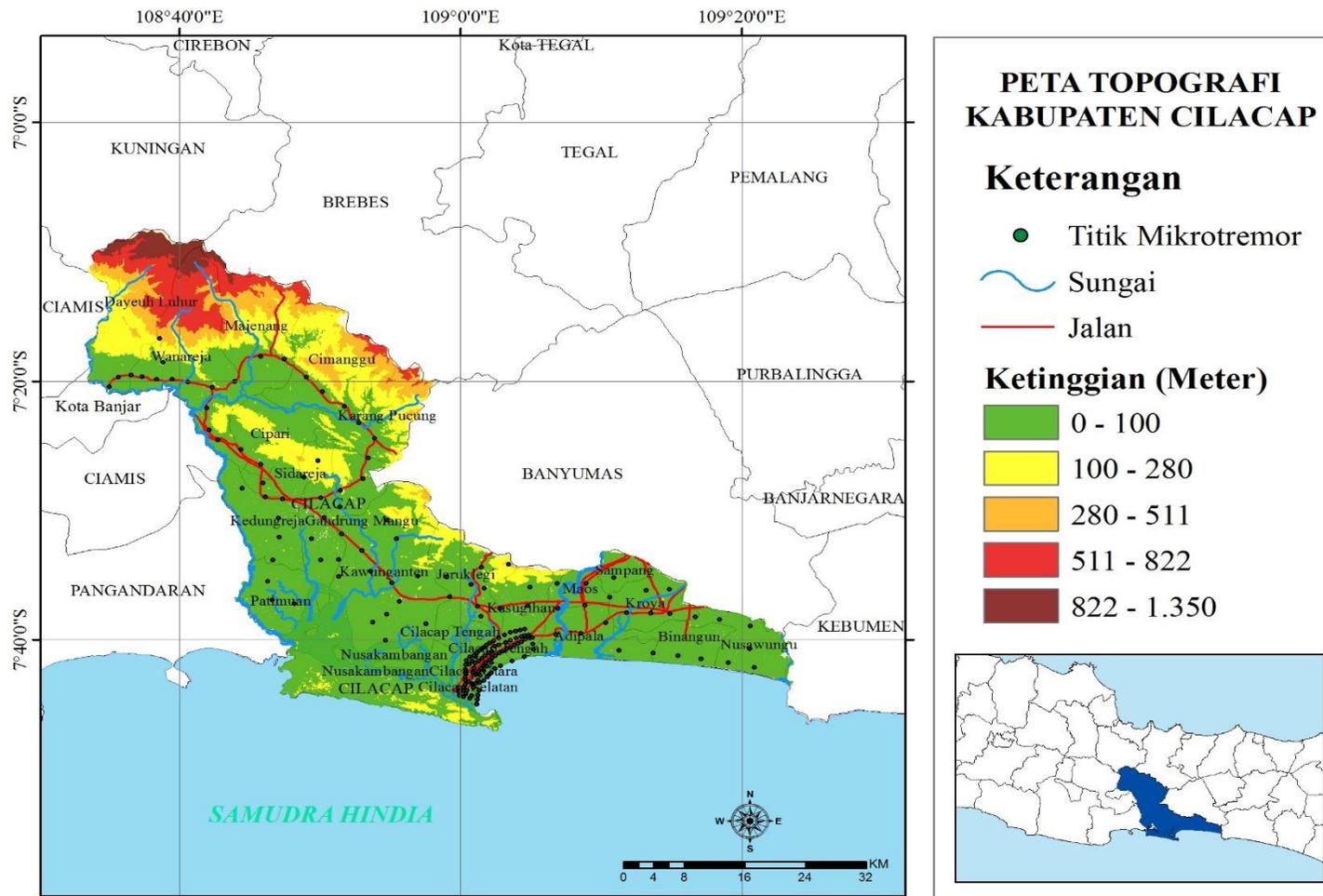
sumbat vulkanik, aliran lava serta intrusi-intrusi dangkal. Umurnya secara radiometrik berkisar antara 11.16 Ma, 8.9 Ma dan 3 Ma. Batuan vulkanik Tersier Muda juga didapatkan di daerah Cilacap berupa korok dan *sill* yang memotong batuan Halang yang berumur N16-N18. Secara petrografis memperlihatkan kesamaan dengan batuan andesit dan basalt di daerah Karangkoar. Penentuan umur memberikan angka 8.7 dan 5.1 Ma.

Pada Tersier Awal, pusat pengendapan terjadi di utara (Depresi Bobotsari) sebagai cekungan belakang busur dan di selatan (Depresi Kebumen) sebagai cekungan depan busur dengan diisi oleh endapan gravitasi (turbidit) yang sebagian besar terdiri dari bahan klastika api. Kegiatan vulkanisme Tersier tersebut berlangsung hingga Pliosen dengan pergeseran lebih ke utara. Dari data gaya berat, pola struktur Jawa Tengah memperlihatkan adanya 3 (tiga) arah utama, yaitu: baratlaut – tenggara di dekat perbatasan dengan Jawa Barat, timurlaut – baratdaya di selatan sekitar G. Muria, dan barat – timur yang umumnya berupa perlipatan.

2. Geomorfologi Daerah penelitian

Geomorfologi Kabupaten Cilacap terbagi menjadi lima satuan geomorfologi, yaitu satuan dataran alluvial, satuan perbukitan, satuan dataran rawa, satuan beting gisik, dan satuan perbukitan karst. Puncak dataran tertinggi di Cilacap adalah Gunung Subang (1.210 mdpl) dengan sebelah selatan wilayah adalah Samudra Hindia.

Kabupaten Cilacap dilewati oleh dua sungai besar, yaitu Sungai Serayu di bagian Timur dan Sungai Citanduy di bagian Barat, yang apabila musim hujan berpotensi menimbulkan banjir dan tanah longsor di daerah aliran sungai.



Gambar 4. Topografi Wilayah Kabupaten Cilacap

3. Topografi Wilayah Kabupaten Cilacap

Berdasarkan Gambar 4 secara umum kondisi topografi Kabupaten Cilacap bila dilihat dari arah barat laut merupakan kawasan pegunungan dengan ketinggian lebih dari 100 meter di atas permukaan laut (dpl) dengan puncak tertinggi berada di G. Subang (1.210 meter dpl) yang berada di Kecamatan Dayeuhluhur. Selanjutnya ke arah tenggara terbagi menjadi dua kawasan bentang alam, di bagian utara berupa pegunungan dan di bagian selatan berupa dataran miring landai ke arah baratdaya-selatan, berelevasi kurang dari 100 meter dpl dan berbatasan dengan Pantai Segara Anakan. Bagian paling timur berupa dataran dan di bagian selatan berbatasan langsung dengan Samudera Hindia. Pulau Nusakambangan memanjang dengan jarak kurang lebih 30 km dari barat ke timur, membatasi Segara Anakan dan Samudera Hindia, pulau tersebut memiliki bentang alam pegunungan, namun tidak begitu tinggi (sekitar 100 – 280 meter dpl). Kabupaten Cilacap mempunyai topografi yang beragam namun kondisi topografi rata-rata merupakan dataran rendah. Kondisi ini juga didukung oleh letak Kabupaten Cilacap yang berada pada daerah pesisir yang merupakan daerah pantai.

4. Stratigrafi Lokal

Berdasarkan tinjauan geologi dan tektonik, wilayah Kabupaten Cilacap merupakan zona rendahan dari jalur sesar Citanduy yang diisi oleh endapan sedimen gravitasi atau sedimen laut (Soebowo dkk, 2009). Sedangkan menurut Herman (2005) dalam Susilanto (2014) secara geologi daerah Cilacap dibentuk oleh formasi- formasi batuan gunungapi dan sedimen endapan aluvium yang menutupi sebagian besar daerah barat hingga ke bagian selatan.

Berdasarkan pada Peta Geologi Kabupaten Cilacap (Modifikasi dari Djuri, 1995) pada Gambar 5, jika disusun dari formasi batuan yang paling tua ke batuan yang muda yaitu :

1) Batuan Sedimen

a. TMPH (Formasi Halang)

Formasi ini terdiri dari batupasir, andesit, konglomerat tufan dan napal yang bersisipan batupasir andesit. Terdapat bekas jejak cacing pada bagian atas lapisan batupasir. Formasi ini mengandung foraminifera kecil yang menunjukkan umur Miosen Atas. Formasi ini memiliki umur Miosen Tengah Miosen Akhir (Djuri, dkk., 1996). Formasi ini memiliki ketebalan 300-500m dan diendapkan dalam mekanisme arus turbidit pada sistem kipas bawah laut yang dipengaruhi oleh kegiatan vulkanisme. Di atasnya diendapkan secara tidak selaras Formasi Kumbang.

b. TMPK (Formasi Kumbang)

Formasi ini tersusun dari perselingan breksi gunungapi, lava dan konglomerat dengan sisipan napal.

c. TPT (Formasi Tapak)

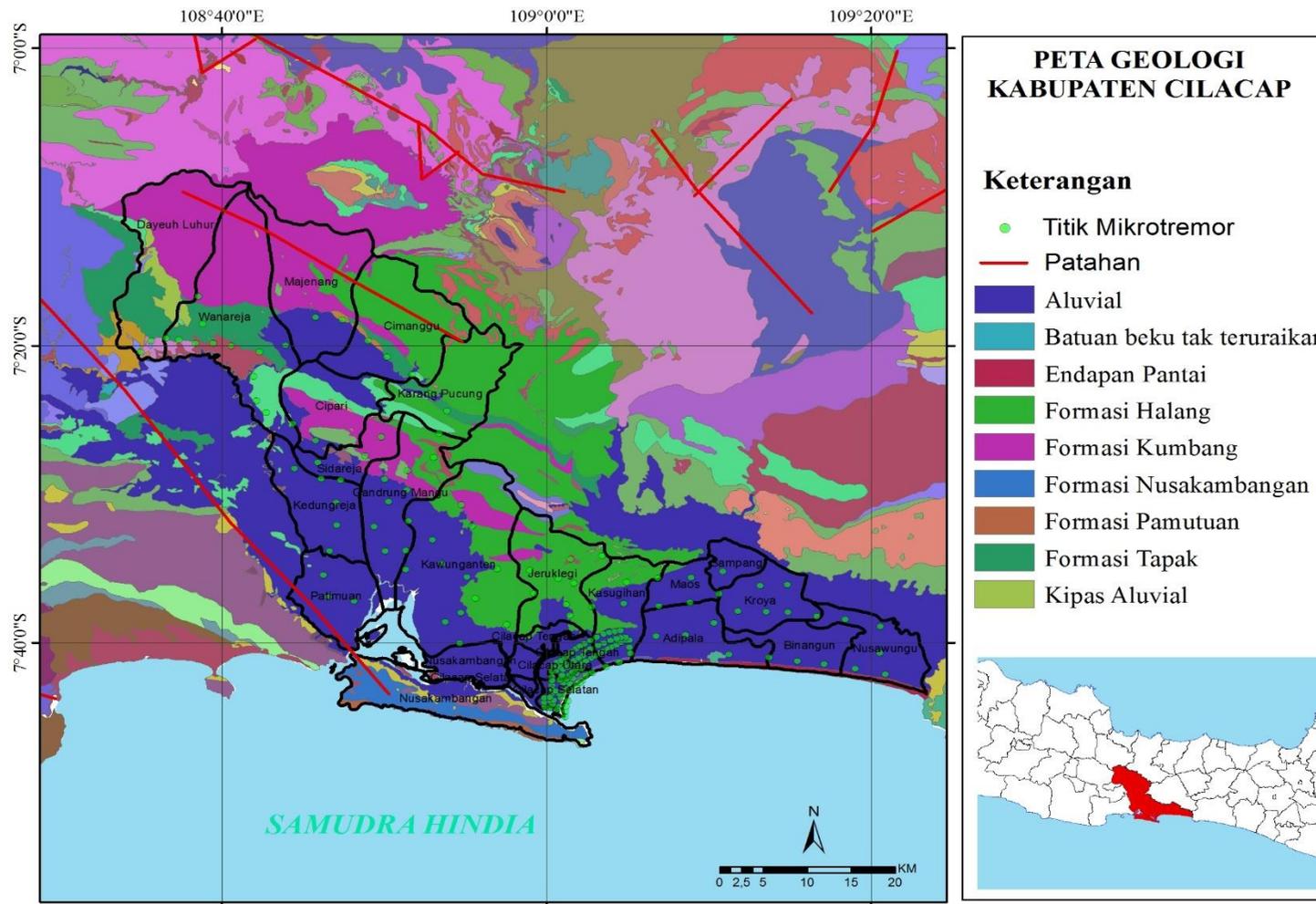
Batuan penyusun formasi ini berupa batupasir kasar berwarna kehijauan dan konglomerat, setempat dijumpai breksi. Di bagian atasnya terdiri atas batupasir gampingan dan napal berwarna hijau yang mengandung pecahan moluska. Formasi Tapak mengandung dua anggota, yaitu Anggota Breksi dan Anggota Batugamping. Anggota Breksi terdiri dari breksi gunungapi dengan massa dasar batupasir tufan, di beberapa tempat terdapat kalsit yang mengisi celah-celah. Anggota Batugamping terdiri atas lensa-lensa berwarna kelabu

kekuningan, tidak berlapis. Formasi ini memiliki ketebalan 500 m, memiliki umur Miosen Tengah-Pliosen Awal diendapkan secara tidak selaras di atas Formasi Kumbang dan diendapkan pada lingkungan laut dangkal-laut dalam (Kertanegara dkk., 1987).

2) Endapan Permukaan

a. QA (Endapan aluvial)

merupakan endapan-endapan yang berasal dari perombakan endapan insitu. Aluvial merupakan satuan batuan yang mengalami proses sedimentasi, yaitu pembentukan endapan, pelapukan, transportasi yang dibentuk dari batuan sebelumnya. Aluvial biasanya terbentuk di daerah pantai dan di daerah sungai. Aluvial berumur Holosen, dan pada hubungan stratigrafi endapan aluvial yang lebih tua, yaitu batuan granit (plutonik). Endapan Aluvial pada proses pembentukannya sangat tergantung dari bahan induk asal tanah dan topografi, punya tingkat kesuburan yang bervariasi dari rendah sampai tinggi, tekstur dari sedang hingga kasar, serta kandungan bahan organik dari rendah sampai tinggi dan pH tanah berkisar asam, netral, sampai alkalin, kejenuhan basa dan kapasitas tukar kation juga bervariasi, karena tergantung dari bahan induk.



Gambar 5. Peta Geologi Kabupaten Cilacap, Jawa Tengah (Modifikasi dari Djuri, 1995)

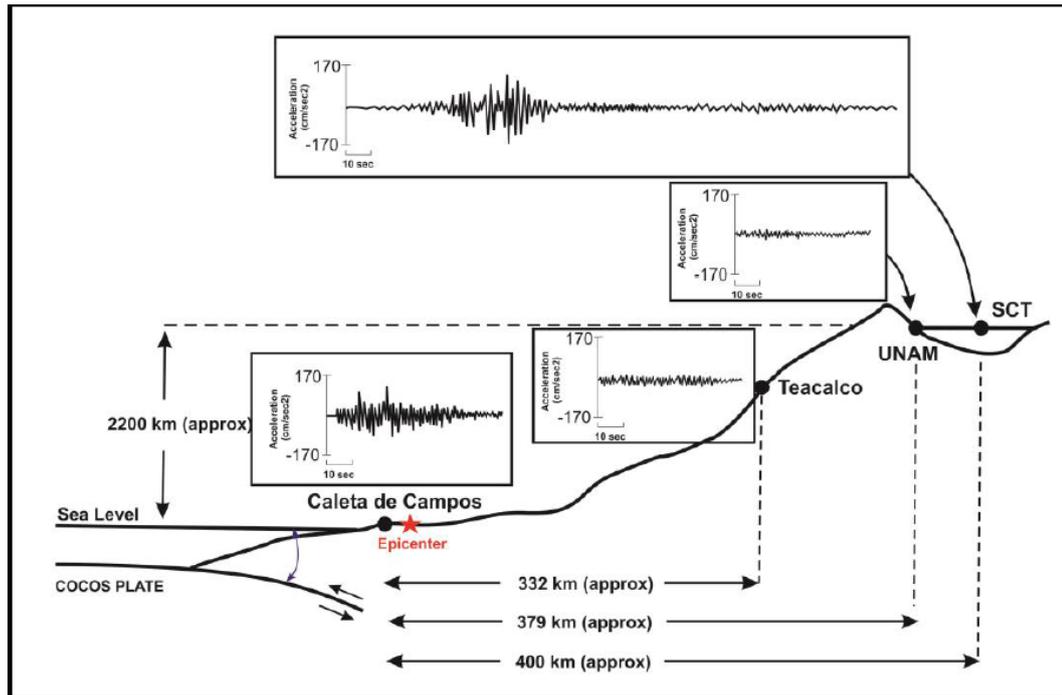
B. Tinjauan Geofisika

1. Pengaruh Kondisi Setempat Terhadap Gempabumi

Seed dan Schnable (1972) mengatakan bahwa kerusakan struktur bangunan akibat gempa dan intensitas guncangan tanah selama gempa secara signifikan dipengaruhi oleh kondisi geologi dan kondisi tanah setempat. Batuan sedimen yang lunak diketahui memperkuat gerakan tanah setempat. Batuan sedimen yang lunak diketahui memperkuat gerakan tanah selama gempa dan karena itulah rata-rata kerusakan yang diakibatkan lebih parah daripada lapisan keras (Tuladhar, 2002). Artinya batuan sedimen merupakan faktor amplifikasi amplitudo gelombang gempa. Kota modern yang dibangun di atas sedimen lunak akan mudah mengalami kerusakan akibat amplifikasi gelombang gempa.

Terdapat dua sebab terjadinya amplifikasi gelombang gempa yang dapat mengakibatkan kerusakan bangunan. Pertama, adanya gelombang yang terjebak di lapisan lunak (Nakamura, 2000), sehingga pada gelombang tersebut terjadi superposisi antar gelombang. Jika gelombang tersebut mempunyai frekuensi yang relatif sama, maka terjadi proses resonansi gelombang gempa. Akibat proses resonansi ini, gelombang tersebut akan saling menguatkan. Kedua, adanya kesamaan frekuensi natural antara geologi setempat dengan bangunan (Gosar, 2007). Hal ini akan mengakibatkan resonansi antara bangunan dan tanah setempat, sehingga mengakibatkan getaran tanah pada bangunan akan lebih kuat.

Gempa Meksiko pada 19 September 1985 merupakan contoh gempa yang merusak kota dengan bangunan modern yang terletak pada batuan sedimen.



Gambar 6. Rekaman *Accelerometer* pada gempa bumi Mexico (Celebi dkk., 1987 dalam Prawirodikromo, 2012)

Kerusakan Kota Meksiko akibat gempa yang sumbernya berada di laut Pasifik berjarak 390 km dari kota tersebut. Bagian barat kota terletak di lapisan bekas rawa danau, sedangkan keberadaan tanah lunak yang mengisi di bekas rawa sampai bagian timur. Pada daerah bekas rawa, keberadaan tanah lunak mempunyai kecepatan gelombang geser 40 sampai 90 m/s. Di bawah lapisan lunak tersebut terdapat lapisan keras dengan kecepatan gelombang geser (V_s) sekitar 500 m/s atau lebih (Seed dkk., 1972). Dari hasil rekaman *accelerometer* pada Gambar 6 terlihat bahwa stasiun yang berada di Kota Mexico merekam nilai percepatan tanah lebih besar daripada daerah yang lebih dekat dengan pusat gempa bumi.

2. Penelitian Sebelumnya Tentang Analisis Kegempaan

Pengukuran mikrotremor sudah menjadi metode yang populer untuk menentukan dinamika sifat lapisan tanah dan dipakai untuk mikrozonasi. Nakamura (2000) telah sukses melakukan mikrozonasi untuk mengetahui lokasi-lokasi

kerusakan akibat gempa bumi, karena efek lokal. Analisis yang digunakan untuk mikrozonasi dengan mikrotremor ialah *Horizontal to Vertical Spectral Ratio (HVSR)* yang dikenalkan oleh Nogoshi dan Igarashi (1971) yang selanjutnya dikembangkan oleh Nakamura (1989). Berbagai penelitian terkait dengan mikrozonasi sebagai langkah awal melakukan mitigasi bencana telah banyak dilakukan.

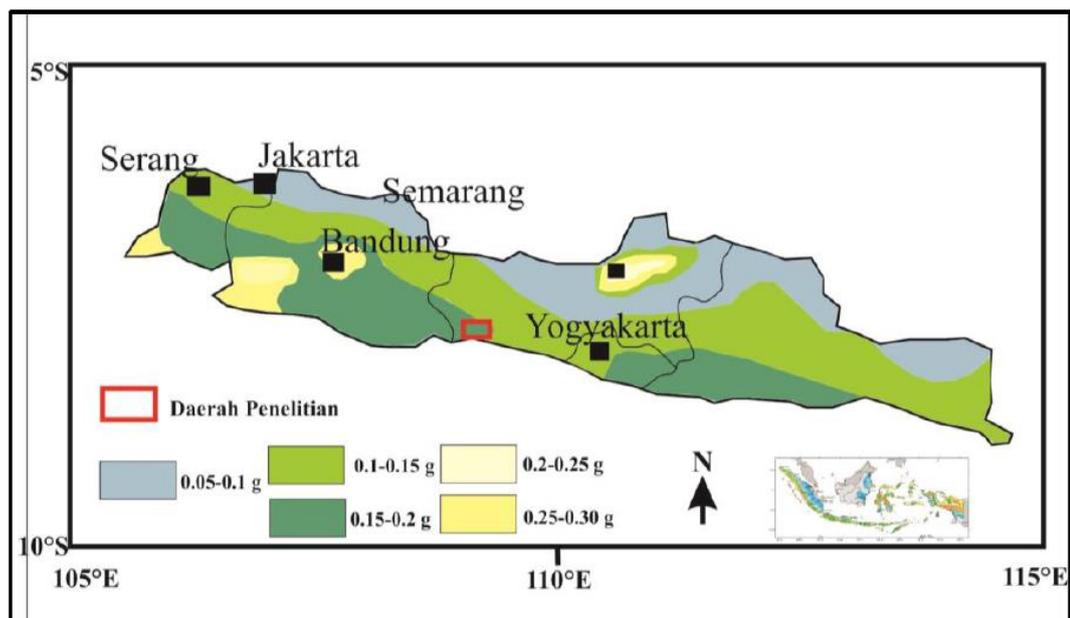
Adib dkk. (2014) melakukan penelitian membandingkan hasil klasifikasi efek tapak lokal yang dilakukan Panah dkk. (2002) dan Nogoshi dan Iragashi (1971) dengan klasifikasi berdasarkan metode *Concentration – Area Fractal* dengan memperhitungkan nilai K_g , frekuensi dan amplifikasi. Diperoleh hasil klasifikasi efek tapak lokal pada Tabel 1.

Pada penelitian yang dilakukan oleh Susilanto dan Ngadmanto (2014) tentang analisis kecepatan gelombang geser (V_s) di Cilacap menggunakan metode *MASW* didapatkan bahwa pada daerah Cilacap memiliki nilai V_s rata-rata (0-30m) antara 153 m/s – 355 m/s dengan jenis tanah yang mendominasi dengan endapan sedimen cukup tebal.

Tabel 1. Klasifikasi efek tapak lokal (Adib dkk., 2014)

Kelas Situs	Frekuensi (Hz)	Amplifikasi	K_g
Tanah Keras, Batuan Lunak	6,2 – 8	< 2,7	< 1,2
Tanah Kaku	4,9 – 6,2	< 5,4	< 4,2
Tanah Sedang	2,4 – 24,9	< 10	≤ 40
Tanah Lunak	0 – 2,4	< 10	≤ 40

Sedangkan pada penelitian *Probabilistic Seismic Hazard Analysis (PSHA)* yang dilakukan oleh Irsyam dkk dapat dilihat bahwa wilayah Kabupaten Cilacap memiliki nilai percepatan puncak (*PGA*), spektra 1 detik di batuan dasar untuk kemungkinan terlampaui 10% dalam 50 tahun (atau gempa 475 tahun) adalah 0,1-0,2 g. Percepatan tanah maksimum memberikan informasi kekuatan puncak gempa sedangkan respon spektra gempa memberikan informasi tambahan mengenai frekuensi gempa dan kemungkinan efek amplifikasinya (Irsyam dkk., 2010). Nilai ini didapatkan dari perhitungan semua kemungkinan gempabumi yang biasa terjadi di wilayah Kabupaten Cilacap. Peta penyebaran nilai *PGA* berdasarkan metode *PSHA* dapat dilihat pada Gambar 7.



Gambar 7. Peta Hazard Gempa Jawa Tengah di Batuan Dasar Pada Kondisi Spektra T=1 Detik untuk 10% PE 50 Tahun (Irsyam dkk., 2010)

C. Data Gempabumi Merusak

Pada Tabel 2 berisi data kejadian gempabumi merusak yang pernah terjadi di daerah penelitian Kabupaten Cilacap Provinsi Jawa Tengah.

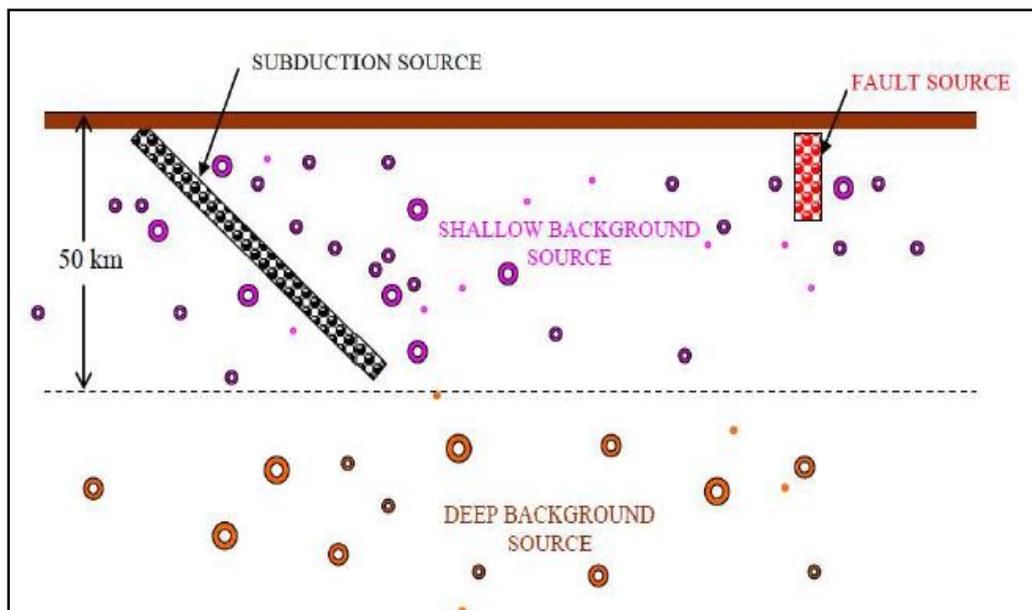
Tabel 2. Kejadian Gempabumi Merusak di Kabupaten Cilacap.

No	Tanggal	Pusat Gempa	Depth (KM)	M (SR)	Skala MMI	Kerusakan
1	02/09/2009	107.328°B T 7.778° LS	50	7,3 SR	IX-X	689 rumah roboh dengan kecamatan yang mengalami kerusakan paling parah Kec. Cilacap Tengah, Cilacap Utara, Cipari, Kawunganten, Cimanggu, Majenang, Karangpucung.
2	04/04/2011	107.69°BT 10.11°LS	10	7,1 SR	IX-X	1 orang meninggal Kerusakan perabotan rumah tangga.
3.	25/01/2014	109.17° BT 8.48° LS	48	6,2 SR	VIII	20 rumah mengalami kerusakan di Kabupaten Cilacap (16 rumah di Kec. Adipala, 2 rumah di Kec. Bantarsari, 1 rumah di Kec. Majenang dan 1 Rumah di Kec. Maos)

III. TEORI DASAR

A. Sumber Gempabumi

Zona sumber gempa merupakan area yang mempunyai derajat gempa yang sama. Dimana di setiap titik di zona tersebut memiliki kemungkinan yang sama akan terjadinya gempa dimasa mendatang. Gambar 8 merupakan ilustrasi berbagai sumber gempa.



Gambar 8. Ilustrasi sumber gempa (Tim Revisi Gempa Indonesia, 2010).

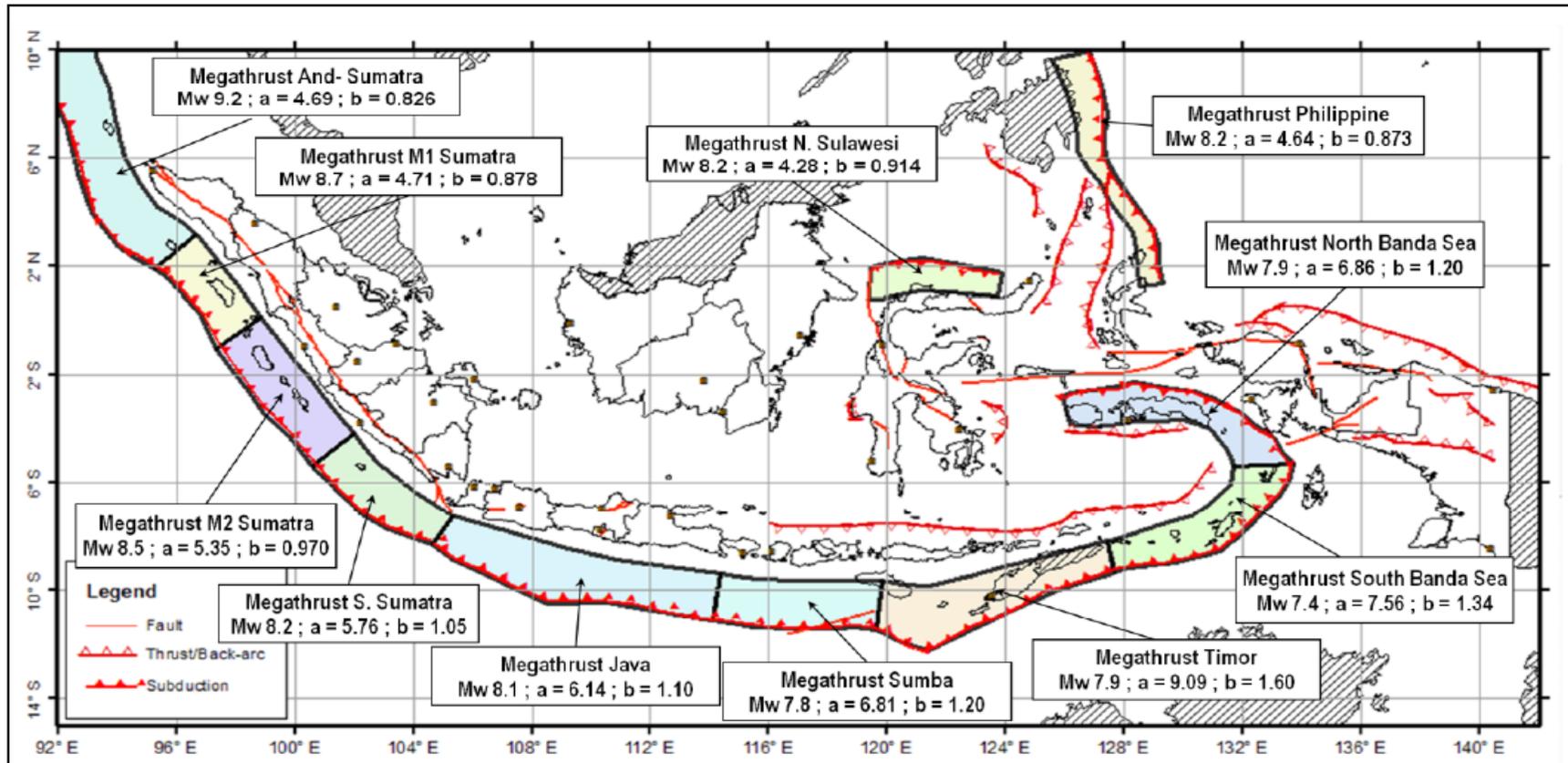
Sumber-sumber gempa dalam *seismic hazard* diklasifikasikan dalam tiga jenis zona sumber gempa, yaitu:

1. Zona *fault*, yaitu zona kejadian gempa patahan dangkal (*shallow crustal fault*) dengan mekanisme *strike-slip*, *reverse*, atau *normal* yang terjadi pada patahan-patahan yang sudah terdefinisi dengan jelas, yaitu mekanisme, *slip-rate*, *dip*, panjang patahan, dan lokasinya. Sumber gempa patahan dangkal dimodelkan hingga kedalaman 15 km. Tabel 3 merupakan parameter sumber gempa patahan untuk daerah Jawa dan sekitarnya.

Tabel 3. Parameter sumber gempa patahan untuk daerah Jawa dan sekitarnya (Tim Revisi Gempa Indonesia, 2010).

No	Fault	Slip-Rate		Sense Mechanism	Dip (km)	Top (km)	Bottom (km)	M_{max}
		mm/yr	Weight					
1	Cimandiri	4	1	<i>Strike-slip</i>	90	3	18	7.2
2	Opak (Jogja)	2.4	1	<i>Strike-slip</i>	90	3	18	6.8
3	Lembang	1.5	1	<i>Strike-slip</i>	90	3	18	6.6
4	Pati	0.5	1	<i>Strike-slip</i>	90	3	18	6.8
5	Lasem	0.5	1	<i>Strike-slip</i>	90	3	18	6.5
6	Flores <i>back-arc</i>	28	1	<i>Reverse-slip</i>	45	3	20	7.8
7	Timor <i>back-arc</i>	30	1	<i>Reverse-slip</i>	45	3	20	7.5
8	Wetar <i>back-arc</i>	30	1	<i>Reverse-slip</i>	45	3	20	7.5
9	Sumba <i>normal</i>	10	1	<i>Normal-slip</i>	60	3	18	8.3
10	South Seram <i>thrust</i>	11	1	<i>Normal-slip</i>	45	3	20	7.5

2. Zona subduksi terjadi karena gerakan menunjam dari litosfer samudera terhadap litosfer daratan, hal ini terjadi karena kepadatan relatif litosfer samudera lebih besar dan karakter astenosfer yang relatif lemah. *Rate* dari subduksi dapat berupa *recurrence rate* M_{max} untuk model karakteristik yang diambil dari data historis. Batas kedalaman maksimum dari sumber gempa ini dimodelkan hingga 50 km atau merupakan daerah *Megathrust*. Untuk daerah yang lebih dalam (>50 km) atau daerah *Benioff* diwakili oleh model sumber gempa *deep background* dimana gempa-gempa yang terjadi merupakan gempa *intraslab* karena pada



Gambar 9. Model segmentasi dan parameter sumber gempa subduksi (*megathrust*) wilayah Indonesia (Tim Revisi Peta Gempa Indonesia, 2010).

kedalaman tersebut kondisi batuan lebih *ductile*, sehingga mekanisme gempa yang terjadi bukan merupakan akibat pertemuan antara dua permukaan bidang lempeng. Model segmentasi dan parameter sumber gempa subduksi (*megathrust*) wilayah Indonesia ditunjukkan oleh Gambar 9.

3. *Zona background*, yaitu sumber gempa yang belum diketahui secara jelas. tetapi pada tempat tersebut didapati adanya beberapa kejadian gempa (kejadian gempa yang belum diketahui sesarnya) (Kramer, 1996).

B. Gelombang Seismik

Gelombang gempa disebut juga gelombang seismik, terjadi karena beberapa proses atau aktifitas geologi. Gelombang seismik merupakan gelombang yang menjalar di dalam bumi disebabkan adanya deformasi struktur di bawah bumi akibat adanya tekanan ataupun tarikan, karena sifat elastisitas kerak bumi. Gelombang ini membawa energi, kemudian menjalar ke segala arah di seluruh bagian bumi dan mampu dicatat oleh seismograf. Kecepatan perambatan gelombang seismik ditentukan oleh karakteristik lapisan dimana gelombang tersebut merambat. Kecepatan gelombang seismik dipengaruhi oleh *rigiditas* (kekakuan) dan kerapatan lapisan sebagai medium bagi perambatan gelombang, hal ini ditinjau dari segi lapisan yang dilaluinya.

Dasar teori yang digunakan dalam pengamatan gempa adalah persamaan gelombang elastik untuk media yang homogen isotropik. Benda yang dilalui digambarkan sebuah kubus, sehingga memiliki nilai regangan dan tegangan. Dalam bentuk tiga dimensi, komponen perpindahan titik P (x , y , dan z) ditulis dengan (u ,

v dan w), sehingga regangan normal di tunjukkan oleh persamaan (1), regangan geser persamaan (2), sedangkan komponen regangan pada benda yang mengalami perpindahan secara rotasional ditunjukkan oleh persamaan (3).

$$\epsilon_{xx} = \frac{\partial u}{\partial x}; \epsilon_{yy} = \frac{\partial v}{\partial y}; \epsilon_{zz} = \frac{\partial w}{\partial z} \quad (1)$$

$$\epsilon_{xy} = \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y}; \epsilon_{yz} = \frac{\partial w}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial z}; \epsilon_{zx} = \frac{\partial u}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial x} \quad (2)$$

$$\theta_x = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial w}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial z} \right); \theta_y = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial x} \right); \theta_z = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right) \quad (3)$$

Perubahan dimensi yang disebabkan oleh *strain* normal akan mengakibatkan perubahan volume. Perubahan volume per satuan volume disebut dilatasi, misal

$$\Delta = \theta$$

$$\theta = \epsilon_{xx} + \epsilon_{yy} + \epsilon_{zz} = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \quad (4)$$

Hubungan antara tegangan dan regangan yang menimbulkan pergeseran sederhana disebut modulus Rigiditas dinyatakan dalam persamaan (5). Hubungan antara konstanta elastik pada medium homogen isotropik saling terkait membentuk persamaan (6).

$$\mu = \frac{\text{tegangan geser}}{\text{regangan}} = \frac{\sigma_{xy}}{\epsilon_{xy}} \quad (5)$$

$$\sigma = \frac{\lambda}{2(\lambda + \mu)} \quad (6)$$

dengan λ disebut konstanta Lamé, dan μ menyatakan hambatan regangan geser. Persamaan rambat gelombang P dan S dapat diturunkan dari Hukum Hooke yang menyatakan hubungan tegangan (gaya per satuan luas) dan regangan (perubahan dimensi) sebagai:

$$\sigma_{ii} = \lambda \theta + 2\mu \epsilon_{ii}; i = x, y, z \quad (7)$$

$$\sigma_{ij} = \mu \epsilon_{ij} \quad ; j = x, y, z \text{ dan } i \neq j \quad (8)$$

Dalam hukum II Newton, gaya (F) adalah perkalian antara massa (m) dan percepatannya (a). Misal terdapat pergeseran (μ) sebagai akibat dari tekanan sepanjang sumbu-x, maka hukum Newton dapat dinyatakan dalam persamaan (9).

$$\rho \frac{\partial^2 \mu}{\partial t^2} = (\lambda + \mu) \frac{\partial \theta}{\partial x} + \mu \nabla^2 u \quad (9)$$

$$F = ma = \rho dx dy dz a = \rho dx dy dz \frac{\partial^2 \mu}{\partial t^2} \quad (10)$$

dengan ρ adalah massa jenis bahan. Persamaan (11) merupakan tekanan sepanjang sumbu-y dengan pergeseran v dan persamaan (12) merupakan tekanan dalam arah sumbu-z dengan pergeseran w .

$$\rho \frac{\partial^2 v}{\partial t^2} = (\lambda + \mu) \frac{\partial \theta}{\partial y} + \mu \nabla^2 v \quad (11)$$

$$\rho \frac{\partial^2 w}{\partial t^2} = (\lambda + \mu) \frac{\partial \theta}{\partial z} + \mu \nabla^2 w \quad (12)$$

Gelombang yang merambat pada suatu media ke segala arah, secara tiga dimensi arah perambatan gelombang dinyatakan dengan sumbu x , y , dan z . Untuk menentukan persamaan gelombang ini, persamaan (9), (11), dan (12) masing-masing dideferensialkan terhadap x , y , dan z , sehingga diperoleh persamaan (14), (16), dan (18):

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(\rho \frac{\partial^2 \mu}{\partial t^2} \right) = \frac{\partial}{\partial x} \left\{ (\lambda + \mu) \frac{\partial \theta}{\partial x} + \mu \nabla^2 u \right\} \quad (13)$$

$$\rho \frac{\partial^2}{\partial t^2} \left(\frac{\partial u}{\partial x} \right) = (\lambda + \mu) \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial \theta}{\partial x} \right) + \mu \nabla^2 \left(\frac{\partial u}{\partial x} \right) \quad (14)$$

$$\frac{\partial}{\partial y} \left(\rho \frac{\partial^2 v}{\partial t^2} \right) = \frac{\partial}{\partial y} \left\{ (\lambda + \mu) \frac{\partial \theta}{\partial x} + \mu \nabla^2 v \right\} \quad (15)$$

$$\rho \frac{\partial^2}{\partial t^2} \left(\frac{\partial v}{\partial y} \right) = (\lambda + \mu) \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\partial \theta}{\partial y} \right) + \mu \nabla^2 \left(\frac{\partial v}{\partial y} \right) \quad (16)$$

$$\frac{\partial}{\partial z} \left(\rho \frac{\partial^2 w}{\partial t^2} \right) = \frac{\partial}{\partial z} \left\{ (\lambda + \mu) \frac{\partial \theta}{\partial z} + \mu \nabla^2 w \right\} \quad (17)$$

$$\rho \frac{\partial^2}{\partial t^2} \left(\frac{\partial w}{\partial z} \right) = (\lambda + \mu) \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\partial \theta}{\partial z} \right) + \mu \nabla^2 \left(\frac{\partial w}{\partial z} \right) \quad (18)$$

Dengan menjumlahkan persamaan (14), (16), dan (18), maka:

$$\rho \frac{\partial^2}{\partial t^2} \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) = (\lambda + \mu) \left(\frac{\partial^2 \theta}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \theta}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \theta}{\partial z^2} \right) + \mu \nabla^2 \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) \quad (19)$$

$$\frac{\partial^2 \theta}{\partial t^2} = \frac{(\lambda + 2\mu)}{\rho} \nabla^2 \theta \quad (20)$$

persamaan (20) merupakan persamaan gelombang P dengan kecepatan rambat α yang ditunjukkan pada persamaan (21):

$$\alpha = \sqrt{\frac{(\lambda + 2\mu)}{\rho}} \quad (21)$$

Untuk mendapatkan persamaan gelombang S pada sumbu x , persamaan (11) diturunkan terhadap z , sehingga menghasilkan persamaan (22):

$$\rho \frac{\partial^2}{\partial t^2} \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right) = (\lambda + \mu) \frac{\partial^2 \theta}{\partial y \partial z} + \mu \nabla^2 \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right) \quad (22)$$

dan persamaan (12) diturunkan terhadap y ,

$$\rho \frac{\partial^2}{\partial t^2} \left(\frac{\partial w}{\partial y} \right) = (\lambda + \mu) \frac{\partial^2 \theta}{\partial z \partial y} + \mu \nabla^2 \left(\frac{\partial w}{\partial y} \right) \quad (23)$$

dengan mengurangkan persamaan (22) dan persamaan (23), maka:

$$\frac{2 \frac{\partial^2}{\partial t^2} \left(\frac{\partial w}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial z} \right)}{\partial t^2} = 2 \frac{\mu}{\rho} \nabla^2 \left(\frac{\partial w}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial z} \right)$$

$$\frac{\partial^2 \theta_x}{\partial t^2} = \frac{\mu}{\rho} \nabla^2 \theta_x \quad (24)$$

Persamaan (24) merupakan persamaan gelombang S dengan kecepatan rambat β (Telford, 1992) yang ditunjukkan pada persamaan (25):

$$\beta = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (25)$$

Gelombang seismik dibagi menjadi dua, yaitu gelombang badan (*body wave*) dan gelombang permukaan (*surface wave*).

1. Gelombang Badan (*Body Wave*)

Gelombang badan menjalar melalui interior bumi dan efek kerusakannya cukup kecil. Gelombang badan dibagi menjadi dua, yaitu:

a. Gelombang P atau gelombang longitudinal atau gelombang kompresi

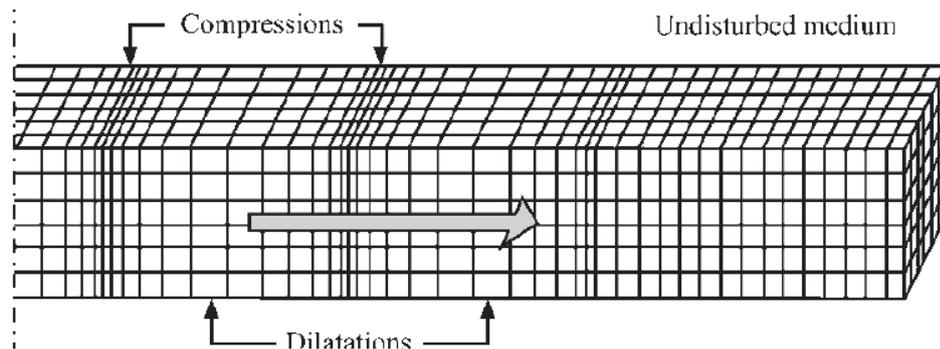
Gelombang P merupakan gelombang yang waktu penjarannya paling cepat.

Kecepatan gelombang P antara 1,5 km/s sampai 8 km/s pada kerak bumi.

Kecepatan penjaran gelombang P dapat dikemukakan dengan persamaan:

$$V_P = \sqrt{\frac{(\lambda+2\mu)}{\rho}} \quad (26)$$

dengan V_P adalah kecepatan gelombang P (m/s), λ adalah konstanta Lamé (N/m²), μ adalah modulus geser (N/m²), ρ adalah densitas material yang dilalui gelombang (kg/m³). Arah gerakan partikel gelombang P searah dengan arah rambat gelombangnya. Gelombang P dapat menjalar pada semua medium baik padat, cair maupun gas. Ilustrasi pergerakan gelombang P ditunjukkan pada Gambar 10.



Gambar 10. Gelombang- P (Elnashai dan Sarno, 2008).

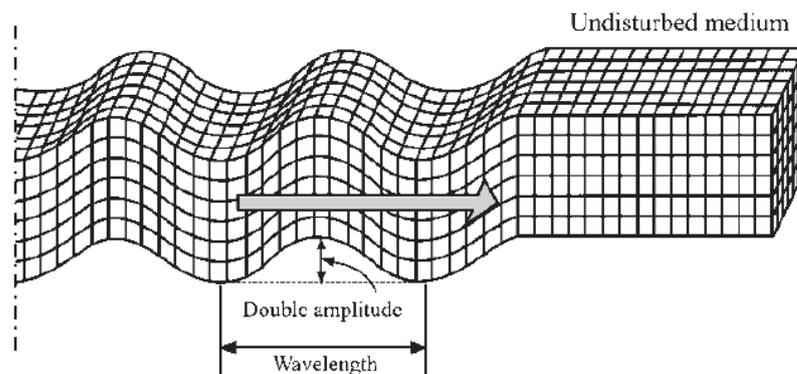
b. Gelombang S atau gelombang transversal

Waktu penjaran gelombang S lebih lambat daripada gelombang P . Kecepatan gelombang S biasanya 60% sampai 70% dari kecepatan gelombang P .

Kecepatan gelombang S dapat diperlihatkan dengan persamaan:

$$V_S = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (27)$$

dengan V_S adalah kecepatan gelombang S (m/s), μ adalah modulus geser (N/m^2), ρ adalah densitas material yang dilalui gelombang (kg/m^3). Arah gerakan partikel dari gelombang S tegak lurus dengan arah rambat gelombangnya. Gelombang S hanya dapat menjalar pada medium padat. Gelombang S terdiri dari dua komponen yaitu gelombang SV dan gelombang SH . Gelombang SV adalah gelombang S yang gerakan partikelnya terpolarisasi pada bidang vertikal, sedangkan gelombang SH adalah gelombang S yang gerakan partikelnya horizontal. Kegunaan gelombang P dan gelombang S dalam ilmu kegempaan adalah untuk menentukan posisi episenter gempa. Amplitudo gelombang P juga digunakan dalam perhitungan magnitudo gempa.



Gambar 11. Gelombang-S (Elnashai dan Sarno, 2008).

2. Gelombang Permukaan (*Surface Wave*)

Gelombang permukaan bisa diandaikan seperti gelombang air yang menjalar di atas permukaan bumi. Gelombang permukaan memiliki waktu penjaran yang lebih lambat daripada gelombang badan. Karena frekuensinya yang rendah, gelombang permukaan lebih berpotensi menimbulkan kerusakan pada bangunan daripada gelombang badan. Amplitudo gelombang permukaan akan mengecil

dengan cepat terhadap kedalaman. Hal ini diakibatkan oleh adanya dispersi pada gelombang permukaan, yaitu penguraian gelombang berdasarkan panjang gelombangnya sepanjang perambatan gelombang. Ada dua tipe gelombang permukaan yaitu:

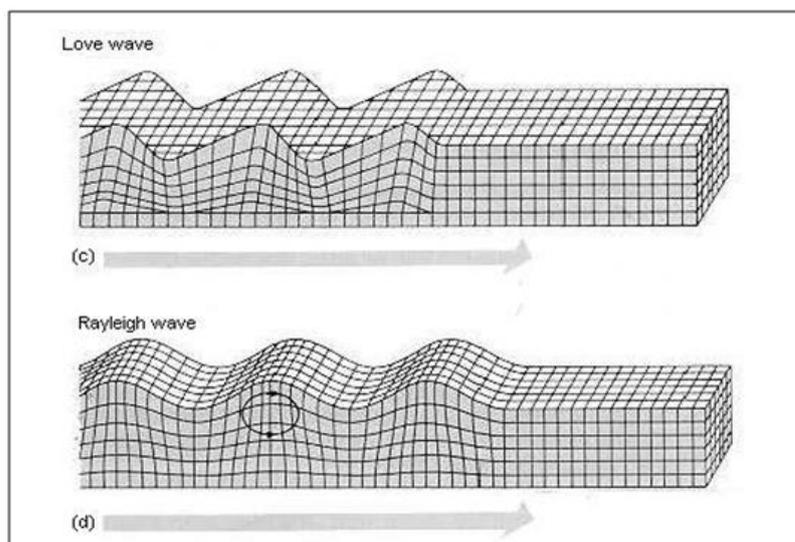
a. Gelombang *Love*

Gelombang *Love* diperkenalkan oleh *A.E.H Love*, seorang ahli matematika dari Inggris pada tahun 1911. Gelombang *Love* merambat pada permukaan bebas medium berlapis dengan gerakan partikel seperti gelombang *SH*. Ilustrasi pergerakan gelombang *Love* ditunjukkan pada Gambar 12.

b. Gelombang *Rayleigh*

Gelombang *Rayleigh* diperkenalkan oleh *Lord Rayleigh* pada tahun 1885. Gelombang *Rayleigh* merambat pada permukaan bebas medium berlapis maupun homogen. Gerakan dari gelombang *Rayleigh* adalah *elliptic retrograde* atau *ground roll* yaitu tanah memutar ke belakang tetapi secara umum gelombang memutar ke depan. Pada saat terjadi gempa bumi besar, gelombang *Rayleigh* terlihat pada permukaan tanah yang bergerak ke atas dan ke bawah. Waktu perambatan gelombang *Rayleigh* lebih lambat daripada gelombang *Love*. Terbentuknya gelombang *Rayleigh* adalah karena adanya interaksi antara bidang gelombang *SV* dan *P* pada permukaan bebas yang kemudian merambat secara paralel terhadap permukaan. Gerakan partikel gelombang *Rayleigh* adalah vertikal, sehingga gelombang *Rayleigh* hanya ditemukan pada komponen vertikal seismogram. Gelombang *Rayleigh* adalah gelombang permukaan, maka sumber yang lebih dekat ke permukaan akan menimbulkan gelombang *Rayleigh* yang lebih kuat dibandingkan sumber yang terletak di dalam bumi. Gelombang

Rayleigh adalah gelombang yang dispersif dengan periode yang lebih panjang akan lebih cepat mencapai material yang lebih dalam dibandingkan dengan gelombang yang memiliki periode pendek. Hal ini menjadikan gelombang *Rayleigh* sebagai alat yang sesuai untuk menentukan struktur bawah tanah di suatu area. Ilustrasi pergerakan gelombang *Rayleigh* ditunjukkan pada Gambar 12.



Gambar 12. Ilustrasi Gelombang *Love* (atas) dan Gelombang *Rayleigh* (bawah) (Kramer, 1996).

C. Mikrotremor

Mikrotremor merupakan getaran tanah selain gempa bumi, bisa berupa getaran akibat aktivitas manusia maupun aktivitas alam. Jadi mikrotremor bisa terjadi karena getaran akibat orang yang sedang berjalan, getaran mobil, getaran mesin-mesin pabrik, getaran angin, gelombang laut atau getaran alamiah dari tanah. 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 (Kanai, 1983).

Implementasi mikrotremor adalah dalam bidang *prospecting*, khususnya dalam merancang bangunan tahan gempa, juga dapat dipakai untuk investigasi struktur bangunan yang rusak akibat gempa. Dalam merancang bangunan tahan gempa sebaiknya perlu diketahui periode natural dari tanah setempat untuk menghindari adanya fenomena resonansi yang dapat memperbesar (amplifikasi) getaran, jika terjadi gempabumi. Mikrotremor juga dapat dipakai untuk mengetahui jenis tanah atau *top soil* berdasarkan tingkat kekerasannya, dimana semakin kecil periode dominan tanah maka tingkat kekerasannya semakin besar atau tanah yang mempunyai periode dominan semakin besar semakin lunak atau lembek sifatnya (Nakamura, 2000).

Analisis *ambient noise* ini menggunakan teknik *HVSR (Horizontal to Vertical Fourier Amplitude Spectral Ratio)* pada tanah, sedangkan analisis spektrum, *RDM (Random Decrement Method)* dan *FSR (Floor Spectral Ratio)* pada bangunan untuk mendapat frekuensi natural dan rasio redaman. Kemampuan teknik *HVSR* bisa memberikan informasi yang bisa diandalkan dan diasosiasikan dengan efek lokal yang ditunjukkan secara cepat yang dikorelasikan dengan parameter *HVSR* yang dicirikan oleh frekuensi natural rendah (periode tinggi) dan amplifikasi tinggi. Sehingga untuk Estimasi frekuensi, redaman dan indeks kerentanan pada getaran bangunan dari eksitasi amplitudo kecil dinilai akurat dan stabil. Proses analisis ini menggunakan *RDM* untuk mengekstrak frekuensi natural dan rasio redaman bangunan, dengan menggunakan *FSR* di setiap komponen horizontal untuk memperkirakan indeks kerentanan bangunan. Frekuensi natural dan rasio redaman dapat dihitung secara simultan menggunakan daya *spectral random decrement method* atau analisis non parametrik, sementara perhitungan indeks kerentanan

bangunan untuk menghitung amplitudo fungsi transfer dari struktur *floor spectral ratio* dan kekuatan struktur bangunan. Rasio redaman adalah parameter yang menyatakan penyerapan energi atau redaman dari suatu sistem yang beresilasi dari redaman material maupun radiasi. Secara umum rasio redaman digunakan untuk menggambarkan tingkat redaman struktur bangunan. Kemampuan struktur bangunan untuk menghilangkan energi getaran dapat dihitung dari rasio redaman. Meskipun getaran gempa sangat kuat, suatu bangunan memiliki amplitudo yang tinggi, tetapi respon frekuensi natural bangunan tergantung pada massa struktur dan kekakuan bangunan. Dengan demikian tingkat redaman adalah desain yang sangat penting dalam pengurangan getaran dan bangunan tahan gempa (Tokimatsu, 1989).

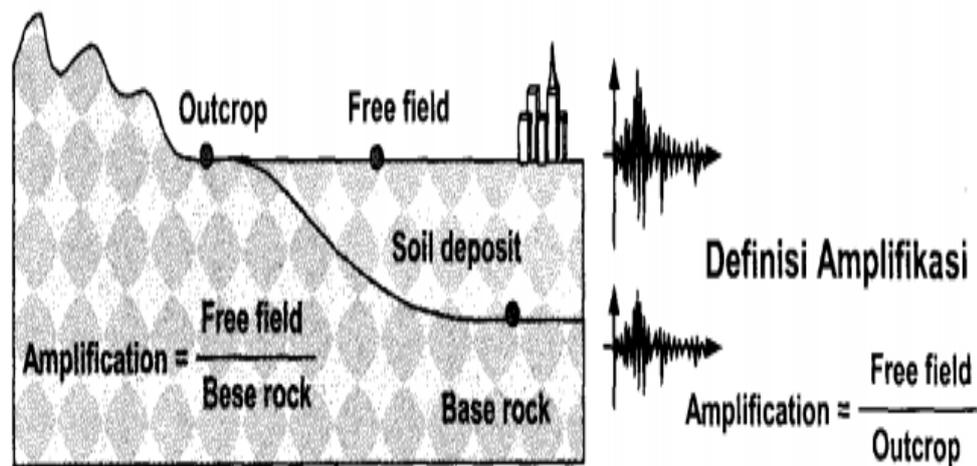
D. Amplifikasi

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. Daerah yang rawan kerusakan bangunan akibat getaran gempa ialah daerah yang permukaannya tersusun atas sedimen lunak (gambut, pasir, pasir lanau) dengan batuan dasar yang keras. Karena pada geologi yang seperti ini, kontras (perbedaan antara lapisan sedimen dan batuan dasar) impedansinya besar.

Nakamura (2000) menyatakan bahwa nilai faktor penguatan (amplifikasi) tanah berkaitan dengan perbandingan kontras impedansi lapisan permukaan dengan

lapisan di bawahnya. Bila perbandingan kontras impedansi kedua lapisan tersebut tinggi, maka nilai faktor penguatan juga tinggi, begitu pula sebaliknya 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 (Gambar 13).



Gambar 13. Konsep dasar amplifikasi gelombang seismik (Arifin, 2014).

Kerusakan struktur bangunan akibat gempa dan intensitas guncangan tanah selama gempa secara signifikan dipengaruhi oleh kondisi geologi dan kondisi tanah setempat. Batuan sedimen yang lunak diketahui memperkuat gerakan tanah selama gempa dan karena itu rata-rata kerusakan yang diakibatkan lebih parah dari pada lapisan keras. Artinya batuan sedimen merupakan faktor amplifikasi amplitudo gelombang gempa. Kota modern yang dibangun di atas sedimen lunak akan mudah mengalami kerusakan akibat amplifikasi gelombang gempa.

Terdapat dua sebab terjadinya amplifikasi gelombang gempa yang dapat mengakibatkan kerusakan bangunan. Pertama, adanya gelombang yang terjebak di lapisan lunak, sehingga gelombang tersebut terjadi superposisi antar gelombang,

jika gelombang tersebut mempunyai frekuensi yang relatif sama, maka terjadi proses resonansi gelombang gempa. Akibat proses resonansi ini, gelombang tersebut saling menguatkan. Kedua, adanya kesamaan frekuensi natural antara geologi setempat dengan bangunan. Ini akan mengakibatkan resonansi antara bangunan dan tanah setempat. Akibatnya, getaran tanah pada bangunan lebih kuat (Nakamura, 2000).

E. Kecepatan Gelombang V_{s30}

Penentuan kelas tanah didasarkan pada kecepatan gelombang permukaan (V_{s30}). 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*.

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

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

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 *NEHRP* untuk mengetahui kelas tanah pada daerah tersebut (Athanasius dan Solikhin, 2015).

F. *Horizontal to Vertical Spectral Ratio (HVSR)*

Metode *HVSR* merupakan metode membandingkan spektrum komponen horizontal terhadap komponen vertikal dari gelombang mikrotremor. Metode ini pertama kali diperkenalkan oleh Nogoshi dan Iragashi yang menyatakan adanya hubungan antara perbandingan komponen horizontal dan vertikal terhadap kurva eliptisitas pada gelombang *Reyleigh* yang kemudian disempurnakan oleh Nakamura yang menyatakan bahwa perbandingan spektrum *H/V* sebagai fungsi frekuensi berhubungan erat dengan fungsi *site transfer* untuk gelombang *S (shear)*. Faktor amplifikasi dari komponen horizontal dan vertikal pada permukaan tanah yang bersentuhan langsung dengan batuan dasar dilambangkan dengan T_H dan T_V (Nakamura, 2000). Besarnya faktor amplifikasi horizontal T_H adalah

$$T_H = \frac{S_{HS}}{S_{HB}} \quad (28)$$

dengan S_{HS} adalah spektrum dari komponen gerak horizontal di permukaan tanah dan S_{HB} adalah spektrum dari komponen gerak horizontal pada dasar lapisan tanah.

Besarnya faktor amplifikasi vertikal T_V adalah

$$T_V = \frac{S_{VS}}{S_{VB}} \quad (29)$$

S_{VS} adalah spektrum dari komponen gerak vertikal di permukaan tanah dan S_{VB} adalah spektrum dari komponen gerak vertikal pada dasar lapisan tanah.

Data mikrotremor tersusun atas beberapa jenis gelombang, tetapi yang utama adalah gelombang *Rayleigh* yang merambat pada lapisan sedimen di atas batuan dasar. Pengaruh dari gelombang *Rayleigh* pada rekaman mikrotremor besarnya sama untuk komponen vertikal dan horizontal saat rentang frekuensi 0,2-20,0 Hz,

sehingga rasio spektrum antara komponen horizontal dan vertikal di batuan dasar mendekati nilai satu.

$$\frac{S_{HB}}{S_{VB}} \approx 1 \quad (30)$$

Dan jika dibulatkan menjadi

$$\frac{S_{HB}}{S_{VB}} = 1 \quad (31)$$

pembulatan dilakukan karena hasilnya mendekati satu. Karena rasio spektrum antara komponen horizontal dan vertikal di batuan dasar mendekati nilai satu, sehingga hanya ada pengaruh yang disebabkan oleh struktur geologi lokal atau *site effect* (T_{SITE}). T_{SITE} menunjukkan puncak amplifikasi pada frekuensi dasar dari suatu lokasi. Dari persamaan (40) dan (41) maka didapatkan besarnya adalah

$$T_{SITE} = \frac{T_H}{T_V} \quad (32)$$

Dengan memasukkan persamaan (43) ke persamaan (44), maka didapat

$$T_{SITE} = \frac{S_{Hs}}{S_{Vs}} \quad (33)$$

Persamaan (45) menjadi dasar perhitungan rasio spektrum mikrotremor komponen horizontal terhadap komponen vertikalnya atau *Horizontal to Vertical Spectral Ratio* (HVSR) sebagai berikut:

$$HVSR = T_{SITE} = \frac{S_{Hs}}{S_{Vs}} = \sqrt{\frac{S_{(Utara-Selatan)}^2 + S_{(Barat-Timur)}^2}{S_{vertikal}}} \quad (34)$$

G. Frekuensi Natural

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. Nilai

frekuensi dominan berkaitan dengan kedalaman bidang pantul bagi gelombang di bawah permukaan, dimana bidang pantul tersebut merupakan batas antara sedimen lepas dengan batuan keras, sehingga semakin kecil frekuensi yang terbentuk dari pemantulan gelombang tersebut menunjukkan bahwa semakin tebal sedimennya atau semakin dalam bidang pantul gelombang tersebut. Klasifikasi tanah berdasarkan nilai frekuensi dominan mikrotremor ditunjukkan pada Tabel 5.

Tabel 5. Klasifikasi tanah berdasarkan nilai frekuensi dominan mikrotremor oleh Kanai (Arifin dkk., 2014).

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

H. *Deterministic Seismic Hazard Analysis (DSHA)*

Konsep dasar DSHA adalah menentukan parameter *ground motion* dengan menggunakan magnituda gempa maksimum dan jarak sumber gempa yang paling dekat dari titik pengamatan (Kramer, 1996).

Secara umum metoda *DSHA* dapat dibagi menjadi empat tahap. Model dan konsep dari analisis ini tetap dipakai sampai sekarang, namun model dari analisis dan teknik perhitungannya yang terus dikembangkan oleh *EERI Committee on Seismic Risk* (Tim Revisi Peta Gempabumi Indonesia, 2010) memiliki empat tahap, yaitu tahap pertama identifikasi sumber gempa. Tahap kedua karakterisasi sumber gempa. Tahap ketiga pemilihan fungsi atenuasi dan tahap keempat menentukan *controlling earthquake* berdasarkan hasil perhitungan terbesar yang diperoleh.

Metode *DSHA* umumnya diaplikasikan untuk mengestimasi percepatan gempa untuk konstruksi yang sangat membahayakan jika terjadi kerusakan, seperti bangunan Pembangkit Listrik Tenaga Nuklir (PLTN), bendungan besar, konstruksi yang dekat dengan sesar aktif, dan untuk keperluan *emergency response* (Irsyam dkk, 1999). Kelebihan metoda ini adalah mudah digunakan untuk memprediksi gerakan gempa pada skenario terburuk. Sedangkan kelemahannya adalah metoda ini tidak mempertimbangkan probabilitas terjadinya gempa dan pengaruh berbagai ketidakpastian yang terkait dalam analisis (Kramer, 1996). Teori ini mengasumsikan magnitudo gempa (M) dan jarak (R) sebagai variabel acak independen yang menerus.

DSHA dilakukan dengan menentukan parameter gerakan tanah pada lokasi pengamatan dengan menggunakan fungsi atenuasi. Pemilihan fungsi atenuasi sangat dipengaruhi oleh mekanisme kegempaan dari sumber gempa.

I. Percepatan Tanah Maksimum (*PGA*)

Percepatan puncak merupakan peningkatan paling besar pada rekaman kecepatan dari tiap stasiun yang terpisah selama terjadi gempabumi. Gerakan tanah yang terjadi pada lapisan bawah tanah atau batuan padat, karakteristiknya dijelaskan menggunakan parameter amplitudo, yaitu percepatan tanah maksimum, kecepatan tanah maksimum dan pergeseran maksimum. Percepatan tanah maksimum merupakan parameter yang sering digunakan. Perambatan gelombang seismik yang menjadi akibat dari percepatan tanah maksimum. Percepatan tanah maksimum dinyatakan dalam g (*Gravitational Acceleration*= g) atau m/s^2 ($1 g = 9,81 m/s^2$ atau dalam gal , dimana $1 gal$ sama dengan $0,01 m/s^2$. $1 g$ sama dengan $981 Gal$) (Irwansyah, 2012). Nilai percepatan tanah maksimum yang dihasilkan menunjukkan tingkat resiko bencana yang terjadi. Nilainya dapat digunakan sebagai bahan pertimbangan mitigasi bencana, desain struktur bangunan dan rencana tata ruang. Nilai percepatan maksimum dipetakan dalam skala besar pada suatu daerah, dengan periode ulang yang variatif. Nilai percepatan tanah maksimum dapat dilakukan dengan dua cara, yaitu dengan alat pengukur *accelerograf* dan perhitungan dengan pendekatan empiris. Bila jaringan *accelerograf* tidak mendukung, maka pemanfaatan perhitungan empiris menjadi alternatif. Pendekatan

metode empiris tidak selalu benar, namun cukup memberikan gambaran umum tentang percepatan tanah maksimum.

J. Fungsi Atenuasi

Dengan tidak tersedianya data untuk menurunkan suatu fungsi atenuasi di wilayah Indonesia, pemakaian fungsi atenuasi yang diturunkan dari wilayah lain tidak dapat dihindari. Fungsi atenuasi yang digunakan sebagian besar sudah menggunakan *Next Generation Attenuation* (NGA), dimana atenuasi ini diturunkan menggunakan data gempa global (*worldwide data*). Dasar pemilihan fungsi atenuasi adalah berdasarkan mekanisme kejadian gempa, dimana secara umum dikategorikan dalam zona gempa subduksi, zona gempa *background* dan zona gempa *shallow crustal* (patahan). Berikut adalah beberapa fungsi atenuasi yang digunakan:

1. Youngs dkk. (1997)

Fungsi atenuasi Youngs adalah fungsi atenuasi untuk memprediksi PGA dan respon spectra pada zona *interface* dan *intraslab* dengan magnituda gempa $\geq 5,0$ dan jarak lokasi ke sumber yang diproyeksi pada permukaan antara 10-500 km. Percepatan maksimum akan meningkat seiring dengan semakin dalamnya sumber gempa. Bentuk dari fungsi atenuasi tersebut adalah sebagai berikut:

Untuk batuan dasar (*rock*):

$$\ln(y) = 0,2418 + 1,414 M_W - 2,552 \ln [r_{rup} + 1,7818 e^{0,554M_W}] + 0,00607 H + 0,3846 Zt \quad (35)$$

Untuk permukaan (*soil*):

$$\ln(y) = 0,6687 + 1,438 M_W - 2,329 \ln [R + 1,097 e^{0,617M_W}] + 0,00648 H + 0,3643 Z_t \quad (36)$$

dimana y adalah *spectra acceleration* (g), M_W adalah *moment magnitude*, R_{rup} adalah jarak terdekat ke *rupture* (km), H adalah kedalaman (km), Z_t adalah tipe sumber gempa (0 untuk *interface*, dan 1 untuk *intraslab*).

2. Atkinson dan Boore Worldwide Data (2003)

Fungsi atenuasi ini digunakan untuk sumber gempa subduksi. Fungsi atenuasi ini dapat digunakan untuk analisis bahaya gempa di berbagai daerah di dunia dengan *moment magnitude* antara 5 sampai 8,3 untuk zona subduksi baik untuk *interface* maupun *intraslab*. Bentuk dari fungsi atenuasi tersebut adalah sebagai berikut:

$$\log y = fn(M) + c_3 h + c_4 R - g \log R + c_5 sl Sc + c_6 sl S_D + c_7 sl S_E \quad (37)$$

$$fn(M) = c_1 - c_2 M \quad (38)$$

$$R = \sqrt{D_{fault}^2 - \Delta^2} \quad (39)$$

$$\Delta = 0.00724 \times 10^{0.507M} \quad (40)$$

$S_C = 1$ untuk *NEHRP type soil B* ($360 < V_s < 760$ m/s) dan $S_C = 0$, untuk tipe tanah lain

$S_D = 1$ untuk *NEHRP type soil C* ($180 < V_s < 360$ m/s) dan $S_D = 0$, untuk tipe tanah lain

$S_E = 1$ untuk *NEHRP type soil D* ($V_s < 180$ m/s) dan $S_E = 0$, untuk tipe tanah lain

$g = 10^{(1,2 - 0,13M)}$ untuk *interface* dan $g = 10^{(0,301 - 0,01M)}$ untuk *intraslab*

$sl = 1$ untuk $PGA_{rx} \leq 100$ cm/s² atau frekuensi < 1 Hz

$sl = 1 - (f - 1) (PGA_{rx} - 100) / 400$ untuk $100 \leq PGA_{rx} \leq 500 \text{ cm/s}^2$ atau

frekuensi $1 < f < 2 \text{ Hz}$

$sl = 1 - (f - 1)$ untuk $PGA_{rx} \geq 500 \text{ cm/s}^2$ ($1 < f < 2 \text{ Hz}$)

$sl = 1 - (PGA_{rx} - 100) / 400$ untuk $100 < PGA_{rx} < 500 \text{ cm/s}^2$ atau frekuensi $f \geq 2 \text{ Hz}$

$sl = 0$ untuk $PGA \geq 500 \text{ cm/s}^2$ atau frekuensi $f \geq 2 \text{ Hz}$

dimana y adalah PGA (cm/s^2), M adalah Momen Magnituda dengan $M = 8,5$ untuk *interface* dengan $M > 8,5$ dan $M = 8,0$ untuk *intraslab* dengan $M > 8$, h adalah kedalaman sumber gempa, jika $h > 100$ maka $h = 100 \text{ km}$, D_{fault} adalah jarak terdekat dengan titik sumber yang diproyeksi ke permukaan (km), $PGATX$ adalah prediksi PGA di *bedrock* (NEHRP *type soil B*) (cm/s).

3. Zhao dkk. (2006)

Persamaan atenuasi ini dapat digunakan untuk sumber gempa subduksi. Kedalaman maksimum untuk *interface event* adalah 50 km . Bentuk dari fungsi atenuasi tersebut adalah sebagai berikut:

$$\text{Log}_e(y_{i,j}) = aM_{wi} + bx_{i,j} - \log_e(r_{i,j}) + e(h-h_c) \delta_h + FR + SI + SS + SSL \log_e(X_{i,j}) + C_k \quad (41)$$

$$r_{i,j} = X_{i,j} + c \exp(dM_{wi}) \quad (42)$$

dimana y adalah PGA (cm/s^2), M_w adalah *moment magnitude*, X adalah jarak dari sumber ke lokasi (km), h adalah *focal depth* (km), FR adalah parameter *reverse-fault* hanya digunakan untuk *shallow crustal event (reverse-faulting)*, selain itu 0, SI adalah parameter *tectonic type source* digunakan hanya untuk *interface event*, selain itu 0, SS adalah hanya digunakan untuk *intraslab event*, selain itu 0, SSL adalah *magnitude-independent* pada *intraslab*, C_k adalah Konstanta *siteclass* dan h_c adalah Konstanta kedalaman (125 km).

4. Boore - Atkinson (2008) NGA

Fungsi atenuasi ini digunakan untuk sumber gempa *shallow crustal* (*strike slip*, *reverse* dan *normal*). Fungsi atenuasi ini dapat digunakan untuk $M= 5-8$, $Rjb < 200$ km, dan $V_{S30}= 180-1300$ m/s. Bentuk dari fungsi atenuasi tersebut adalah sebagai berikut:

$$\ln(Y) = F_M(M) + F_D(RJB, M) + F_S(V_{S30}, RJB, M) \quad (43)$$

$F_M(M)$ adalah fungsi berdasarkan magnitudo.

Untuk $M \leq Mh$

$$F_M(M) = e_1 U + e_2 SS + e_3 NS + e_4 Rs + e_5 (M-Mh) + e_6 (M-Mh)^2 \quad (44a)$$

Untuk $M > Mh$

$$F_M(M) = e_1 U + e_2 SS + e_3 NS + e_4 Rs + e_7 (M-Mh) \quad (44b)$$

dimana U, SS, NS dan RS adalah *fault type* untuk *unspecified*, *strike-slip*, *normal* dan *reverse-slip*.

$F_D(R_{jb}, M)$ adalah fungsi berdasarkan jarak.

$$F_D(R_{jb}, M) = [C_1 + C_2 (M-M_{ref})] \left(\frac{R}{R_{ref}} \right) + C_3 (R-R_{ref}) \quad (45)$$

$$R = \sqrt{R_{jb}^2 + h^2} \quad (46)$$

Persamaan amplifikasi

$$F_S = F_L + F_{NL} \quad (47)$$

Masing-masing F_L untuk linear F_{NL} untuk nonlinear.

Untuk linear:

$$F_L = b_{lin} \ln(V_{s30}/V_{ref}) \quad (48)$$

Untuk nonlinear:

a. $pga4nl \leq a_1$

$$F_{NL} = bnl \ln(pga_low/0,1) \quad (49a)$$

b. $a_1 < pga4nl \leq a_2$

$$F_{NL} = bnl \ln(pga_low/0,1) + c [\ln(pga4nl/a_1)]^2 + d [\ln(pga4nl/a_1)]^3 \quad (49b)$$

c. $pga4nl >$

$$F_{NL} = bnl \ln(pga4nl/0,1) \quad (49c)$$

Untuk bnl:

a. $V_{S30} \leq V_1$

$$bnl = b_1 \quad (50a)$$

b. $V_1 < V_{S30} \leq V_2$

$$bnl = (b_1 - b_2) \ln(V_{S30}/V_2) \ln(V_1/V_2) + b_2 \quad (50b)$$

c. $V_2 < V_{S30} < V_{ref}$

$$bnl = b_2 \ln(V_{S30}/V_{ref}) / \ln(V_2/V_{ref}) \quad (50c)$$

d. $V_{S30} \geq V_{ref}$

$$bnl = 0$$

$$c = (3\Delta y - b_{nl}\Delta x) / \Delta x^2 \quad (51)$$

$$d = -(2\Delta y - b_{nl}\Delta x) / \Delta x^3 \quad (52)$$

$$\Delta x = \ln(a_2/a_1) \quad (53)$$

$$\Delta y = bnl \ln(a_2/pga_low) \quad (54)$$

dimana $pga4nl$ adalah estimasi awal PGA (g) untuk $V_{ref}=760$ m/s dengan $F_s=0$,

V_{ref} adalah *reference velocity* (760 m/s) sesuai dengan NEHRP untuk B/C *site*

conditions; $V_{ref}=180$ m/s; $V_2= 300$ m/s; $a_1= 0,03$ g; $a_2=0,09$ g, $pga_{low}= 0,06$ g; $M_h= 6,75$; $blin= -0,36$; $b_1= -0,64$; $b_2= -0,14$; $M_{ref}= 4,5$, $R_{ref}= 1$; $c_1= -0,6605$; $c_2= 0,1197$; $c_3= -0,01151$; $h= 1,35$; $e_1= -0,53804$; $e_2= -0,5035$; $e_3= -0,75472$; $e_4= -0,5097$; $e_5= 0,28805$; $e_6= -0,10164$; $e_7= 0$; tipe patahan *unspecified* $U=1$; $SS= 0$; $NS= 0$; $RS= 0$; tipe patahan *strike-slip* $U= 0$; $SS= 1$; $NS= 0$; $RS= 0$; tipe patahan *normal* $U= 0$; $SS= 0$; $NS= 1$; $RS= 0$; tipe patahan *thrust* $U= 0$; $SS=0$; $NS= 0$; $RS= 1$.

5. Campbell-Bozornia (2008)

Fungsi Atenuasi ini berlaku untuk sumber seismik kerak dangkal (*strike slip*, *reverse* atau *normal*). Model regresi persamaan ini dikembangkan menggunakan data *strong-motion* dibandingkan dengan jarak (0 sampai 200 km) menggunakan data 1.561 dari 64 peristiwa gempa utama untuk M antara 4,3 sampai 7,9 dan jarak *rupture* antara 0,1 sampai 199 km. Data gempa dikombinasikan dari gempabumi dangkal yang terletak pada daerah tektonik aktif di seluruh dunia. Persamaan atenuasi adalah sebagai berikut:

$$\ln Y = f_{mag} + f_{dis} + f_{flt} + f_{hng} + f_{site} + f_{sed} \quad (55)$$

F_{mag} adalah fungsi berdasarkan magnitudo

$$F_{mag} = C_0 + C_1 M \quad \text{untuk} \quad M < 5,5 \quad (56a)$$

$$C_0 + C_1 M + C_2 (M-5.5) \quad \text{untuk} \quad 5.5 \leq M \leq 6,5 \quad (57b)$$

$$C_0 + C_1 M + C_2 (M-5.5) + C_3 (M-6.5) \quad \text{untuk} \quad M > 6,5 \quad (58c)$$

F_{dis} merupakan fungsi berdasarkan pada jarak dari titik ukur ke sumber gempa

$$F_{dis} = (C_4 + C_3 M) \ln (\sqrt{Rrup^2 + C_6^2}) \quad (59)$$

F_{flt} merupakan fungsi berdasarkan tipe patahan

$$F_{flt} = C_7 F_{Rv} \cdot F_{flt,z} + C_8 F_{NM} \quad (60)$$

$$F_{flt,z} = Z_{Tor} \quad \text{untuk } Z_{Tor} < 1$$

$$1 \quad \text{untuk } Z_{Tor} > 1$$

F_{hng} merupakan fungsi berdasarkan efek *hanging wall*

$$F_{hng} = C_9 F_{hng,R} + F_{hng,M} + F_{hng,Z} + F_{hng,\delta} \quad (61)$$

$$F_{hng,R} = 1 \quad \text{untuk } Rjb = 0 \quad (62a)$$

$$\left[\frac{\max(RRup + \sqrt{Rjb^2 + 1}) - Rjb}{\max(RRup (\sqrt{Rjb^2 + 1}))} \right] \quad \text{untuk } Rjb > 0, Z_{Tor} < 1 \quad (62b)$$

$$\frac{(RRup - Rjb)}{RRup} \quad \text{untuk } Rjb > 0, Z_{Tor} \geq 1 \quad (62c)$$

$$F_{hng,M} = 0 \quad \text{untuk } M \leq 6,0 \quad (63a)$$

$$2 - (M - 6,0) \quad \text{untuk } 6,0 < M < 6,5 \quad (63b)$$

$$1 \quad \text{untuk } M \geq 6,5 \quad (63c)$$

$$F_{hng,Z} = 0 \quad \text{untuk } Z_{Tor} \geq 20 \quad (64a)$$

$$\frac{20 - Z_{Tor}}{20} \quad \text{untuk } 0 < Z_{Tor} < 20 \quad (64b)$$

$$F_{hng,\delta} = 1 \quad \text{untuk } \delta \leq 70 \quad (65a)$$

$$\frac{90 - \delta}{20} \quad \text{untuk } \delta > 70 \quad (65b)$$

F_{site} adalah fungsi berdasarkan *shallow site*

$$F_{site} = C_{10} \ln \left(\frac{Vs30}{K_1} \right) + K_2 \left\{ \ln \left[A1100 + C \left(\frac{Vs30}{K_1} \right)^n \right] \right\} \quad \text{untuk } Vs30 < K_1 \quad (66a)$$

$$(C_{10} + K_2 n) \ln \left(\frac{Vs30}{K_1} \right) \quad \text{untuk } K_1 < Vs30 < 1100 \quad (66b)$$

$$(C_{10} + K_{2n}) \ln \left(\frac{1100}{K_1} \right) \quad \text{untuk } V_{s30} > 1100 \quad (66c)$$

F_{sed} adalah fungsi berdasarkan *deep site*

$$F_{sed} = C_{11} (Z_{2,5} - 1) \quad \text{untuk } Z_{2,5} < 1 \quad (67a)$$

$$0 \quad \text{untuk } 1 \leq Z_{2,5} \leq 3 \quad (67b)$$

$$C_{12} K_3 e^{-0,75} [1 - e^{-0,25} (Z_{2,5} - 3)] \quad \text{untuk } Z_{2,5} > 3 \quad (67c)$$

dimana M adalah momen magnitudo, y adalah PGA (g); $c_0 = -1,715$; $c_1 = 0,5$; $c_2 = -0,53$; $c_3 = -0,262$; $c_4 = -2,118$; $c_5 = 0,17$; $c_6 = 5,6$; $c_7 = 0,28$; $c_8 = -0,12$; $c_{12} = 0,61$; $k_1 = 865$; $k_2 = -1,186$; $k_3 = 1,839$; $T_c = 0,166$; $F_{nm} = 0$; $Z_{tor} = 3$; $c_9 = 0,49$; $h = 3$; $\eta = 1,18$; $C = 1,88$; $F_{rv} = 0$; $V_{s30} = 1500$ m/s; $c_{11} = 0,04$; $c_{10} = 1,058$; $\delta = 90$; $Z_{2,5} = 1$.

6. Chiou - Young (2008)

Persamaan atenuasi dikembangkan oleh Sadigh et al, 1997 dapat digunakan untuk sumber gempa yang terletak di *shallow crustal (strike slip, reverse dan normal)*. Persamaan ini dikembangkan dari data *strong-motion*, menggunakan 3551 data dari 173 gempa utama dan gempa susulan sebagai informasi tambahan untuk membuat model koefisien, jarak *rupture* maksimal sampai 70 km, data ini dikombinasikan dari data gempa dangkal, khususnya pada zona sesar aktif di seluruh dunia. Fungsi atenuasi Youngs (1997) adalah sebagai berikut:

$$\begin{aligned} \ln(Y_{refij}) = & C_1 + C_{1a} F_{RVI} + C_{1b} F_{NMI} + C_7 (Z_{TORi} - 4) + C_2 (M_i - 6) + \frac{c_2 - c_3}{c_n} \ln(1 + \\ & e^{c_n (cM - Mi)}) + C_4 \ln(RRUPij) + C_5 \cosh(C_6 (M_i - C_{HM,0}) \max) + (C_{4a} - \\ & C_4) \ln(\sqrt{R^2 RUPij + C^2 RB}) + \left\{ C_\gamma I + \frac{C_\gamma 2}{\cosh[\max(M_i - C_\gamma 3.0)]} \right\} \cdot RRUPij + \\ & C_9 \cdot F_{hwij} \cdot \tanh\left(\frac{R_{xij} \cdot \cos^2 \delta_i}{c_9 a}\right) \cdot \left\{ 1 - \frac{\sqrt{R_j b^2 + Z_{tor}^2}}{RRUPij + 0.001} \right\} \end{aligned} \quad (68)$$

$$\begin{aligned}
\ln(Y_{ij}) = & \ln(Y_{ref\ ij}) + \phi_1 \cdot \min\left(\ln\left(\frac{VS\ 30ij}{1130}\right), 0\right) + \phi_2 \cdot \left\{e^{\phi^2(\min(vs30\ ij, 1130) - 360)} - \right. \\
& \left. e^{\phi^3(1130 - 360)}\right\} \cdot \ln\left(\frac{Y_{ref\ ij} e^{\eta} + \phi_4}{\phi_4}\right) + \phi_5 \left(1 - \frac{1}{\cosh[\phi_6 \cdot \max(0, Z1.0 - \phi_7)]}\right) + \\
& \frac{\phi_8}{\cosh[0.15 \cdot \max(0, Z1.0 - 15)]} \tag{69}
\end{aligned}$$

dimana M adalah *Moment magnitude*; R_{RUP} adalah Jarak terdekat ke bidang *rupture* (km); R_{JB} adalah Jarak *Joyner-Boore* ke bidang *rupture* (km); R_X adalah Koordinat lokasi (km) diukur tegak lurus terhadap patahan dari proyeksi di permukaan; F_{HW} (*Hanging wall*) adalah 1 untuk $R_X \geq 0$ dan 0 for $R_X < 0$, δ adalah *Fault dip angle*; Z_{TOR} adalah *Depth to top of rupture* (km); λ adalah *the rake angle*

AS (*Aftershock*)= 1 untuk *aftershock*, selain itu 0; V_{S30} adalah Rata-rata kecepatan gelombang S pada kedalaman 30 m (m/s); $Z1.0$ adalah kedalaman saat $V_{S30}=1,0$ km/s (m); F_{RV} adalah *Reverse-faulting*= 1 untuk $30^\circ \leq \lambda \leq 150^\circ$ (kombinasi *reverse* dan *reverse-oblique*), selain itu 0; F_{NM} adalah *Normal faulting*= 1 untuk $-120^\circ \leq \lambda \leq -60^\circ$ (tidak termasuk *normal-oblique*), selain itu 0; $c_1 = -1,2687$;

$c_{1a} = 0,1$; $c_{1b} = -0,255$; $c_2 = 1,06$; $c_3 = 3,45$; $c_4 = -2,1$; $c_{4a} = -0,5$; $c_5 = 6,16$; $c_6 = 0,4893$;

$c_7 = 0,0512$; $c_{7a} = 0,086$; $c_9 = 0,79$; $c_{9a} = 1,5005$; $c_{10} = -0,3218$; $c_n = 2,996$; $c_m = 4,184$;

$c_{rb} = 50$; $c_{hm} = 3$; $c_{\gamma 1} = -0,00804$; $c_{\gamma 3} = 4$; $c_{\gamma 2} = -0,00785$; $\eta = 0$; $\phi_1 = -0,4417$; $\phi_2 = -0,1417$; $\phi_3 = -0,00701$; $\phi_4 = 0,102151$; $\phi_5 = 0,2289$; $\phi_6 = 0,014996$; $\phi_7 = 580$; $\phi_8 = 0,07$;

$T_1 = 0,3437$; $T_2 = 0,2637$; $T_{O1} = 0,4458$; $T_{O2} = 0,3459$; $T_{O3} = 0,8$.

K. *Logic Tree*

Pendekatan dengan menggunakan *logic tree* memungkinkan untuk penggunaan beberapa alternatif metode atau model dengan menentukan faktor bobot yang menggambarkan persentase kemungkinan keakuratan relatif suatu model terhadap model lainnya. Model ini terdiri dari rangkaian nodal (*node*) yang direpresentasikan sebagai titik dimana model dikhususkan dan cabang yang merepresentasikan model yang berbeda yang dikhususkan pada tiap nodal. Penjumlahan probabilitas dari semua cabang yang dihubungkan dengan satu nodal tertentu nilainya harus sama dengan 1. Dalam menggunakan *logic tree*, satu analisis resiko gempa diselesaikan untuk kombinasi model dan atau parameter yang berkaitan dengan tiap ujung cabang. Hasil tiap analisis diberikan oleh nilai bobot kemungkinan relatif dari kombinasi cabang, dengan hasil akhir diambil sebagai penjumlahan dari nilai bobot masing-masing.

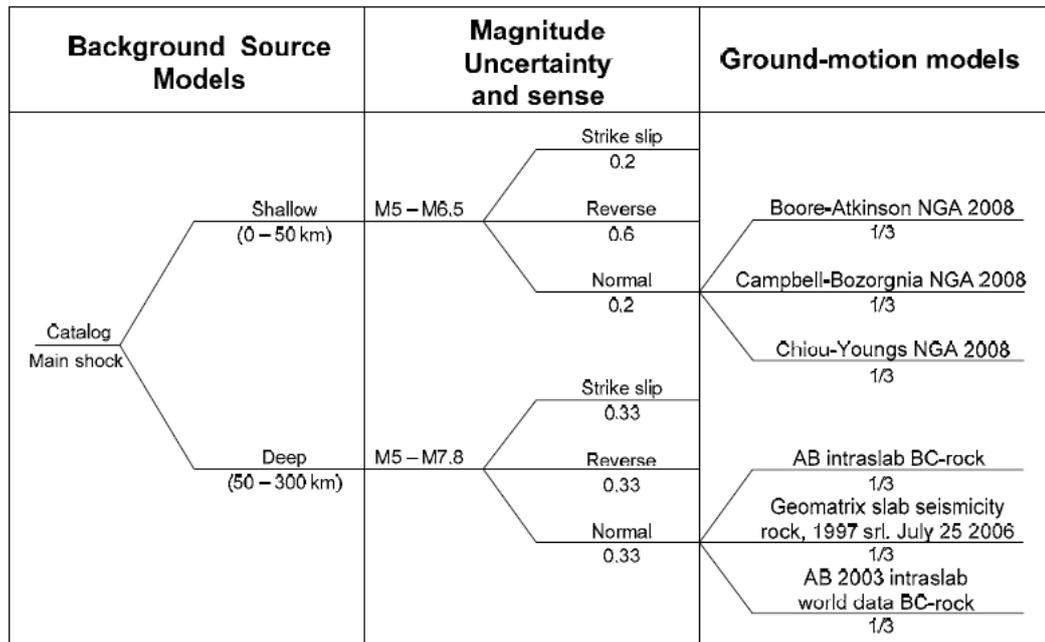
Model *logic tree* yang dipakai disesuaikan dengan model sumber gempa yang digunakan. Pemakaian *logic tree* dalam *seismic hazard analysis (SHA)* sangat diperlukan akibat adanya faktor ketidakpastian dalam pengelolaan data untuk analisis *seismic hazard*. Dengan adanya model *treatment* ini, data, parameter sumber gempa, dan model atenuasi yang digunakan bisa diakomodir dengan bobot sesuai dengan ketidakpastiannya. Tabel 6 merupakan model *logic tree* untuk sumber gempa patahan. Tabel 7 merupakan model *logic tree* untuk sumber gempa subduksi (*megathrust*). Tabel 8 merupakan model *logic tree* untuk sumber gempa *background* (Tim Revisi Peta Gempa Indonesia, 2010).

Tabel 6. Model *logic tree* untuk sumber gempa sesar (*Fault*).

Fault Models		Magnitude uncertainty	Ground-motion models
Fault Trace	Characteristic 0.66	$M_{max} - 0.2$ 0.2	Boore-Atkinson NGA 2008 1/3 Campbell-Bozorgnia NGA 2008 1/3 Chiou-Youngs NGA 2008 1/3
		M_{max} 0.6	
		$M_{max} + 2$ 0.2	
	Gutenberg Richter 0.34	$M_{6.5} - (M_{max} - 0.2)$ 0.2	Boore-Atkinson NGA 2008 1/3 Campbell-Bozorgnia NGA 2008 1/3 Chiou-Youngs NGA 2008 1/3
		$M_{6.5} - M_{max}$ 0.6	
		$M_{6.5} - (M_{max} + 0.2)$ 0.2	

Tabel 7. Model *logic tree* untuk sumber gempa subduksi (*Megathrust*).

Subduction Models		Magnitude uncertainty	Ground-motion models
Subd Trace	Characteristic 0.66	$M_{max} - 0.2$ 0.2	Youngs <i>et al.</i> , SRL, 1997 0.25 Atkinson-Boore, 2003 0.25 Zhao <i>et al.</i> , Vs30, 2006 0.5
		M_{max} 0.6	
		$M_{max} + 2$ 0.2	
	Gutenberg Richter 0.34	$M_{7.0} - (M_{max} - 0.2)$ 0.2	Youngs <i>et al.</i> , SRL, 1997 0.25 Atkinson-Boore, 2003 0.25 Zhao <i>et al.</i> , Vs30, 2006 0.5
		$M_{7.0} - M_{max}$ 0.6	
		$M_{7.0} - (M_{max} + 0.2)$ 0.2	

Tabel 8. Model *logic tree* untuk sumber gempa *background*.

L. Konsep Resiko Bencana

1. Bahaya (*Hazard*)

Bahaya adalah suatu fenomena alam atau buatan yang mempunyai potensi mengancam kehidupan manusia, kerugian harta benda dan kerusakan lingkungan. Bumi tempat kita tinggal secara alami mengalami perubahan secara dinamis untuk mencapai suatu keseimbangan. Akibat proses-proses dari dalam bumi dan dari luar bumi, bumi membangun dirinya yang ditunjukkan dengan pergerakan kulit bumi, pembentukan gunungapi, pengangkatan daerah dataran menjadi pegunungan yang merupakan bagian dari proses internal. Sedangkan proses eksternal yang berupa hujan, angin, serta fenomena iklim lainnya cenderung melakukan ‘perusakan’ morfologi melalui proses degradasi (pelapukan batuan, erosi dan abrasi). Proses

perubahan secara dinamis dari bumi ini dipandang sebagai potensi ancaman bahaya bagi manusia yang tinggal di atasnya. (Bakornas PB, 2007).

2. Kerentanan (*vulnerability*)

Kerentanan (*vulnerability*) merupakan suatu kondisi dari suatu komunitas atau masyarakat yang mengarah atau menyebabkan ketidakmampuan dalam menghadapi ancaman bahaya. Tingkat kerentanan adalah suatu hal penting untuk diketahui sebagai salah satu faktor yang berpengaruh terhadap terjadinya bencana, karena bencana baru akan terjadi bila 'bahaya' terjadi pada 'kondisi yang rentan'. Tingkat kerentanan dapat ditinjau dari kerentanan fisik (infrastruktur), sosial kependudukan, dan ekonomi.

3. Kemampuan (*Capacity*)

Kemampuan (*capacity*) adalah penguasaan sumberdaya, cara, dan kekuatan yang dimiliki masyarakat, yang memungkinkan mereka untuk mempertahankan dan mempersiapkan diri mencegah, menanggulangi, meredam, serta dengan cepat memulihkan diri dari akibat bencana.

4. Resiko Bencana

Risiko bencana adalah interaksi antara tingkat kerentanan daerah dengan ancaman bahaya (*hazards*) yang ada. Ancaman bahaya, khususnya bahaya alam bersifat tetap karena bagian dari dinamika proses alami pembangunan atau pembentukan permukaan bumi baik dari tenaga internal maupun eksternal, sedangkan tingkat kerentanan daerah dapat dikurangi, sehingga kemampuan dalam menghadapi ancaman tersebut semakin meningkat. Secara umum risiko dapat dirumuskan dengan persamaan 70 dan 71.

$$Resiko = \frac{Bahaya \times Kerentanan}{Kemampuan} \quad (70)$$

Atau dapat ditulis dengan:

$$Resiko = Bahaya \times Kerentanan \times Ketidakmampuan \quad (71)$$

V. HASIL DAN PEMBAHASAN

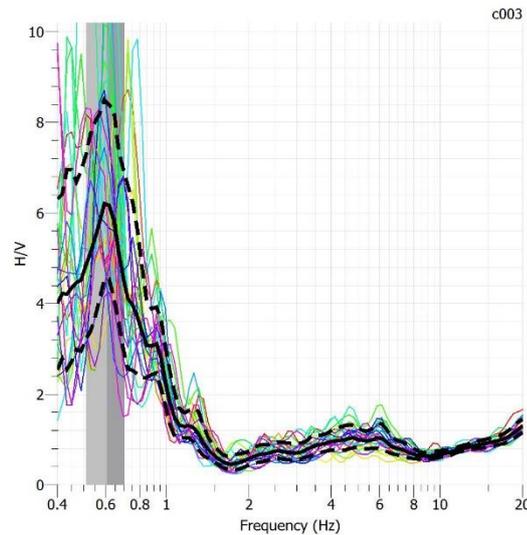
A. Analisis Gelombang Pada *HVSR* Mikrotremor

Nakamura (1989) mengembangkan konsep *HVSR* dengan asumsi mikrotremor didominasi oleh gelombang geser dan mengabaikan gelombang permukaan (gelombang *Rayleigh* dan *Love*). *HVSR* dianggap sama dengan fungsi transfer antara getaran gelombang pada sedimen dan *bedrock*. Artinya, amplitudo dan frekuensi *peak HVSR* merepresentasikan amplifikasi dan frekuensi setempat. Hasil analisis *HVSR* akan menunjukkan suatu puncak spektrum pada frekuensi dominan (Nakamura, 1989).

Panou (2007) mengkaji hubungan antara spektrum *HVSR* dengan data kerusakan gempabumi, hasilnya menunjukkan adanya korelasi antara data kerusakan dengan pola spektrum *HVSR* tertentu. Nilai intensitas kerusakan yang tinggi terjadi pada zona frekuensi resonansi rendah dengan faktor amplifikasi yang tinggi, sebaliknya tingkat kerusakan rendah terjadi pada zona frekuensi resonansi yang tinggi dengan faktor amplifikasi rendah.

Hasil kurva *HVSR* terdapat dua garis putus-putus yang mendeskripsikan standar deviasi dari *H/V* dan satu garis tebal yang berada diantara dua garis putus tersebut merupakan garis yang menunjukkan nilai Amplifikasi. Nilai frekuensi ditunjukkan oleh batas antara garis abu-abu tua dan garis abu-abu muda. Nilai rasio spektrum

H/V ($HVSR$) yang didapatkan akan digunakan untuk mendapatkan nilai V_{s30} yang akan digunakan untuk perhitungan dalam metode (*Deterministic Seismic Hazard Analysis*) $DSHA$. Gambar 22 merupakan gambar kurva $HVSR$ pada titik C003.



Gambar 22. Kurva $HVSR$

B. Analisis Frekuensi Dominan

Dalam melakukan analisis metode spektrum *Horizontal to Vertical Spectral Ratio* ($HVSR$) Frekuensi Dominan merupakan parameter penting yang dihasilkan. Nilai frekuensi dominan merepresentasikan banyaknya gelombang yang terjadi dalam satuan waktu. Dalam pengolahan data, nilai frekuensi akan ditunjukkan dalam bentuk grafik sebagai langkah awal dalam pembuatan peta yang dapat menunjukkan kerentanan terhadap guncangan gempabumi.

Berdasarkan peta penyebaran nilai frekuensi dominan daerah penelitian (Gambar 23). Dalam pembuatan peta frekuensi dominan ini penulis mengklasifikasi

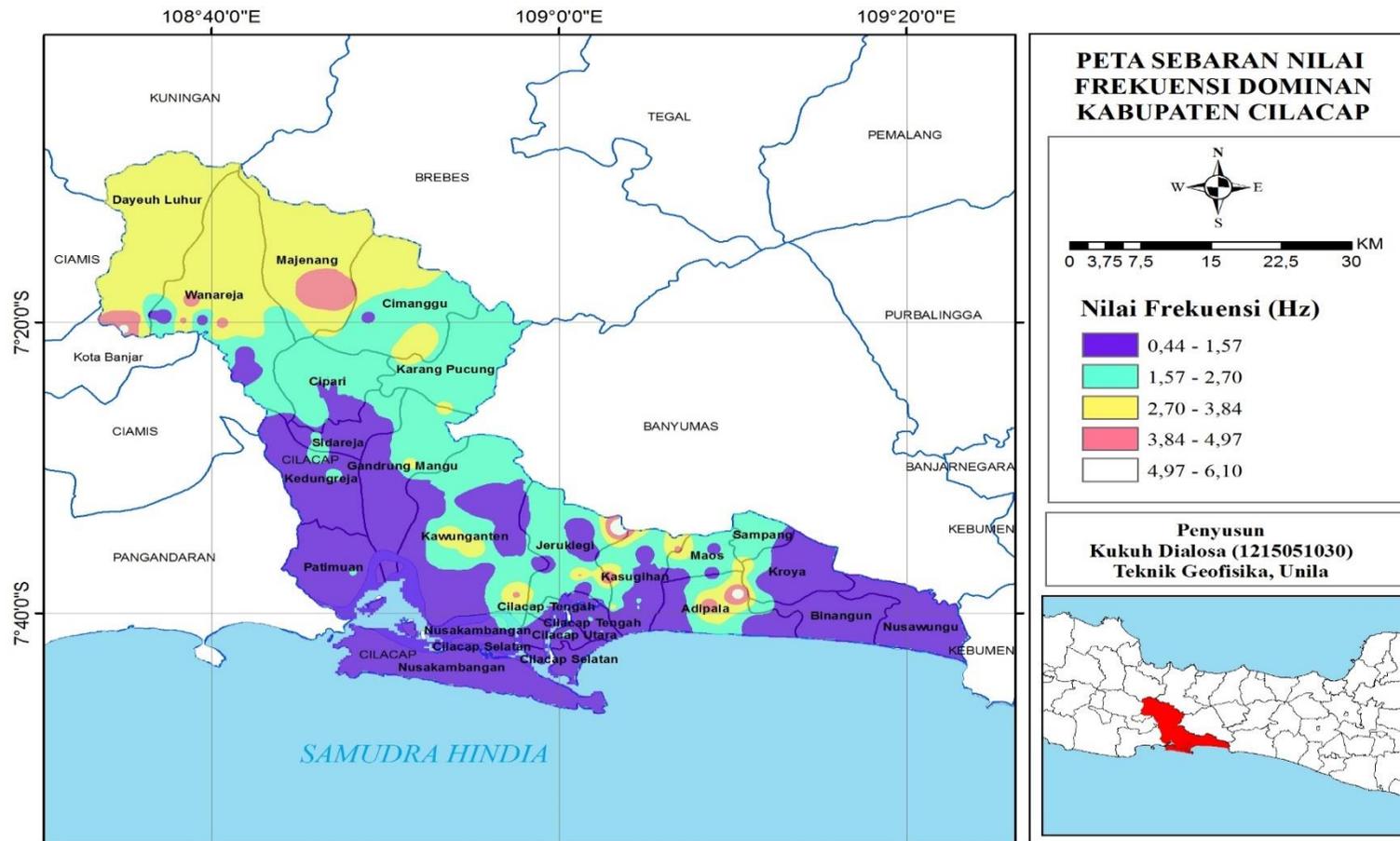
nilai penyebarannya menjadi 5 klasifikasi, yang dapat diketahui nilai frekuensi terendah 0,44 Hz dan terbesar 6,1 Hz.

Klasifikasi pertama dengan rentang nilai 0,44 – 1,57 Hz yang ditunjukkan dengan warna ungu, nilai ini tersebar dibagian Selatan dan Tenggara daerah penelitian terutama daerah yang dekat dengan laut (Kecamatan Nusawungun, Kec. Binangun, Kec. Cilacap Selatan, Kec. Cilacap Tengah, Kec. Utara, Kec. Patimuan dan Kec. Kedungreja) dengan mengacu pada Tabel Kanai (Tabel 5) klasifikasi dengan rentang nilai ini (<2,5 Hz) masuk ke jenis tanah IV dengan deskripsi ketebalan sedimen permukaannya sangatlah tebal (lebih dari 30 meter). Kemudian mengkorelasikan dengan peta geologi wilayah penelitian dapat diamati bahwa daerah yang berada pada klasifikasi ini semuanya berada pada lapisan endapan Aluvial. Menurut Panou (2007) daerah klasifikasi ini daerah yang memiliki intensitas kerusakan paling tinggi jika terjadi gempa karena nilai frekuensi yang sangat kecil dapat memperkuat amplifikasi.

Klasifikasi kedua dan ketiga dengan rentang nilai 1,57 Hz – 2,70 Hz dan 2,70 Hz – 3,84 Hz yang ditunjukkan dengan warna biru dan kuning. Nilai ini tersebar dibagian timur dan sebagian kecil Tenggara wilayah penelitian (Kecamatan Cianggu, Karangpucung, Gandrung Mangu, Sampang, Majenang, Cipari, Dayeah Luhur, Wanareja dan Maos). Menurut Klasifikasi Kanai daerah klasifikasi ini (2,5 Hz – 4 Hz) termasuk jenis tanah III dengan deskripsi ketebalannya masuk kategori tebal yaitu sekitar 10 - 30 meter yang mana batuan penyusunnya merupakan aluvial dengan ketebalan >5 meter yang terdiri dari *sandy-gravel*, *sandy hard clay* dan lempung. Kemudian mengkorelasi peta geologi daerah klasifikasi ini berada pada Formasi Halang dan Endapan Aluvial.

Klasifikasi keempat dan kelima dengan rentang nilai 3,84 Hz – 4,97 Hz dan 4,97 Hz – 6,10 Hz yang ditunjukkan dengan warna pink dan warna putih. Penyebaran klasifikasi nilai ini sangat sedikit di wilayah penelitian jika dibanding klasifikasi sebelumnya yaitu disebagian Kec. Adipala, Kasugihan, Kawunganten dan Majenang. Berdasarkan Klasifikasi Kanai wilayah dengan nilai ini adalah jenis tanah II (4 Hz – 10 Hz) dengan deskripsi ketebalan sedimen masuk kategori menengah 5 – 10 meter dan tersusun dari aluvial yang ketebalan maksimumnya 5 meter terdiri dari *sandy-gravel*, *sandi hard clay* dan lempung. Daerah klasifikasi ini adalah daerah yang cukup aman jika terjadi gempa karena nilai frekuensi yang tinggi menandakan nilai amplifikasinya kecil.

Dari klasifikasi peta penyebaran nilai frekuensi dominan (Gambar 23) dapat disimpulkan bahwa wilayah Kabupaten Cilacap lapisan tanahnya terdiri dari jenis tanah II – IV (Klasifikasi Kanai) dengan didominasi oleh jenis tanah IV dan III. Hal ini menandakan bahwa Kabupaten Cilacap termasuk daerah yang berbahaya jika terjadi guncangan gempabumi, karena dalam deskripsi Kanai jenis tanah IV dan III tersusun dari sedimen yang sangat tebal, hal ini dapat menyebabkan penguatan getaran tanah (Amplifikasi). Namun untuk mendukung keakuratan analisis ini masih dibutuhkan parameter mikrozonasi lainnya seperti V_s30 , PGA dan konsep resiko bencana.



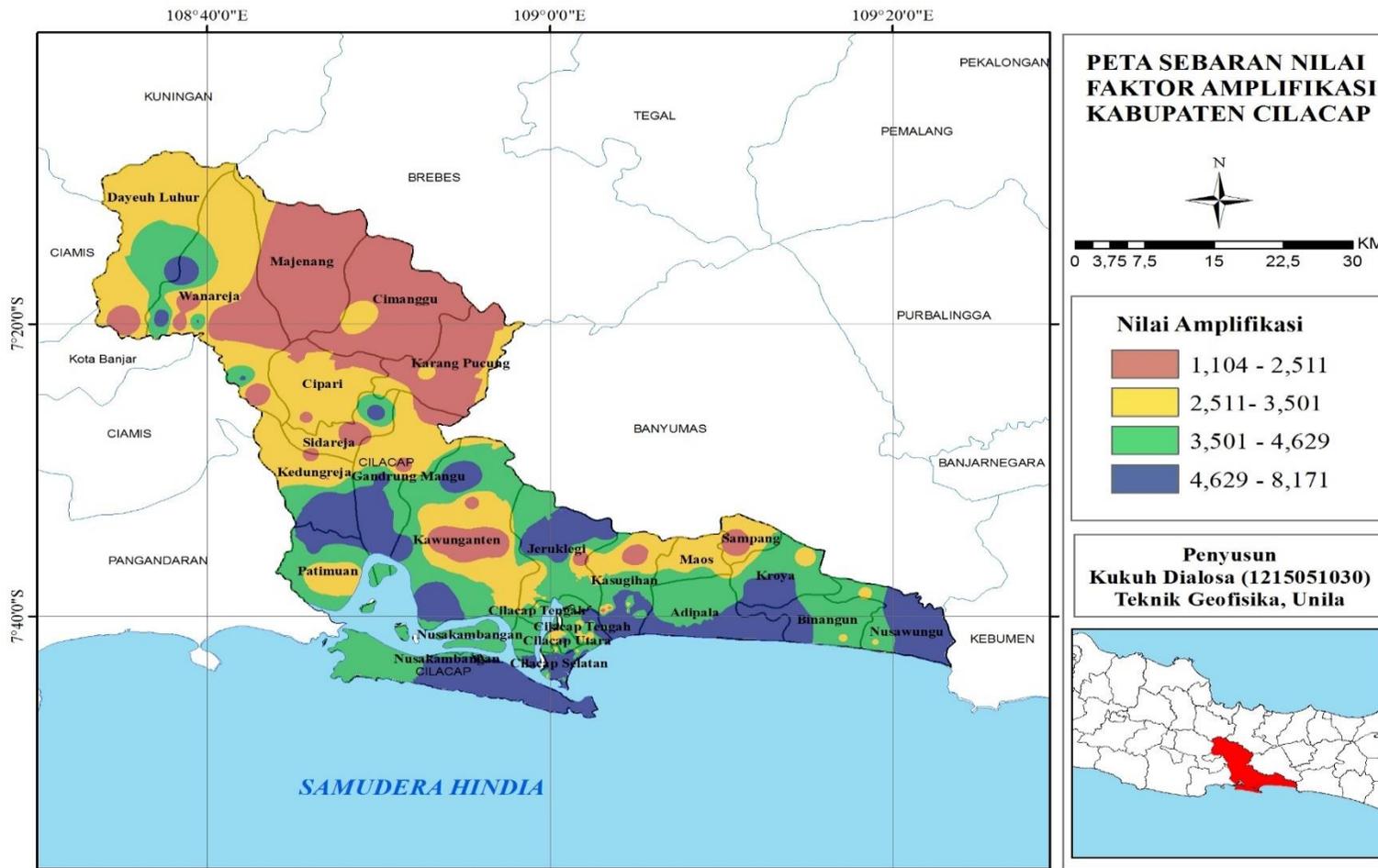
Gambar 23. Peta sebaran nilai frekuensi natural

C. Analisis Faktor Amplifikasi

Amplifikasi suatu gelombang dapat terjadi ketika suatu benda yang memiliki frekuensi diri diusik oleh gelombang lain dengan frekuensi sama. Amplifikasi gelombang gempa bisa terjadi ketika gelombang merambat ke permukaan tanah. Nakamura (2008) menyatakan perbandingan kecepatan gelombang geser di *basement* dan di permukaan (sedimen) dapat mempengaruhi penguatan (amplifikasi) guncangan terhadap bangunan di atas permukaan tanah. Apabila kecepatan gelombang geser di permukaan tanah semakin kecil, maka amplifikasi guncangannya semakin besar. Tingkat kepadatan batuan dapat mengurangi amplifikasi guncangan terhadap bangunan di atas permukaan tanah, karena amplitudo gelombang yang menjalar di batuan padat relatif kecil. Sebaliknya pada sedimen lunak akan memperlama durasi gelombang yang menjalar di lokasi tersebut dan memperbesar amplitudo gelombangnya. Hal inilah yang dapat menyebabkan tingkat potensi resiko bencana gempabumi semakin besar.

Penyebaran amplifikasi dapat dilihat pada Gambar 24. Nilai amplifikasi di lokasi penelitian berkisar antara 1,1041 – 8,171 dimana faktor amplifikasinya tergolong cukup besar. Dari tiap titik mikrotremor berdasarkan nilai amplifikasi dapat diamati bahwa tiap nilai yang memiliki nilai amplifikasi yang tinggi maka memiliki nilai frekuensi dominan (f_0) yang rendah. Hal ini juga terlihat dari peta penyebaran nilai frekuensi dominan dan amplifikasi, bahwa daerah yang berada pada interpolasi frekuensi dominan rendah maka pada interpolasi amplifikasi berada pada daerah yang tinggi, contohnya daerah Kecamatan Cilacap Tengah dan Cilacap Selatan berada pada interpolasi frekuensi dominan yang rendah dan interpolasi amplifikasi yang tinggi. Berdasarkan hal ini menegaskan bahwa nilai

frekuensi dominan berbanding terbalik dengan nilai amplifikasi. Nilai amplifikasi tinggi diperlihatkan dengan interpolasi biru tersebar di wilayah yang memiliki litologi endapan aluvial (mengorelasi dengan peta geologi) dimana endapan aluvial merupakan lapisan yang dapat memperkuat getaran karena tersusun dari litologi yang lunak dan tebal. Kemudian nilai amplifikasi rendah dengan interpolasi berwarna coklat mendominasi wilayah Kecamatan Cimanggu dan Majenang, lapisan penyusun daerah ini merupakan formasi tapak dan formasi kumbang yang merupakan batuan sedimen keras. Berdasarkan peta amplifikasi dapat disimpulkan bahwa nilai amplifikasi tinggi berada pada dataran rendah dengan litologi penyusun lapisannya merupakan endapan aluvial.



Gambar 24. Peta sebaran nilai faktor amplifikasi

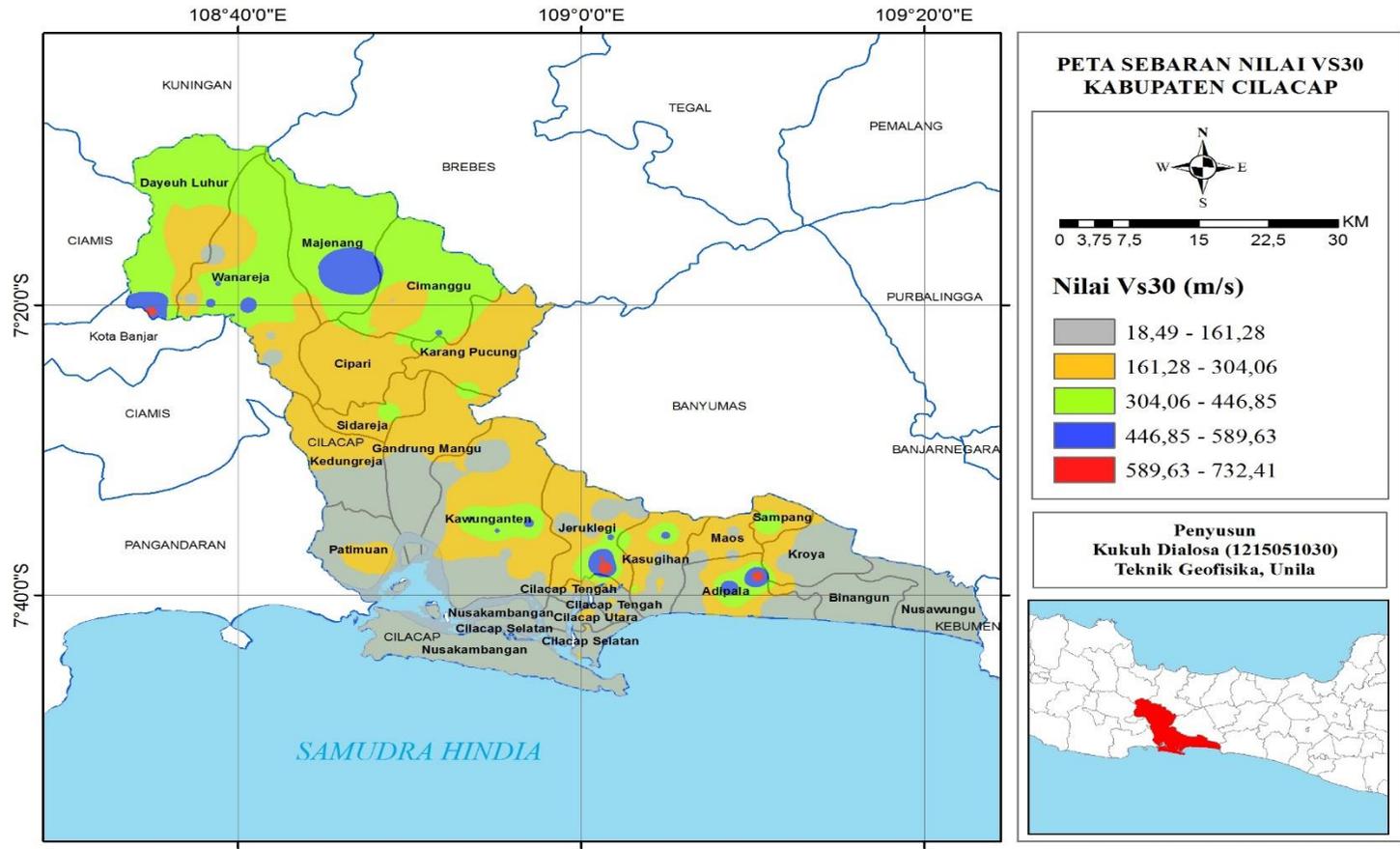
D. Analisis Gelombang S Hingga Kedalaman 30 (V_{S30})

Kecepatan gelombang S adalah kecepatan gelombang yang terjadi di dekat permukaan tanah. Para ahli berpendapat bahwa soil density hanya sedikit bervariasi menurut kedalaman, sehingga kecepatan gelombang S dipandang lebih tepat sebagai salah satu kriteria kategorisasi tanah (Prawirodikromo W, 2012). Pada umumnya, nilai penguatan guncangan akan berbanding terbalik dengan nilai kecepatan gelombang S . Semakin kuat penguatan guncangan, maka nilai kecepatan gelombang S semakin kecil dan formasi penyusun material tanah semakin lunak. Tanah yang semakin keras maka kecepatan gelombang gesernya semakin besar dan faktor penguatan guncangan akan semakin kecil. Tanah yang semakin lunak maka kecepatan gelombang gesernya semakin kecil dan faktor penguatan guncangan akan semakin besar.

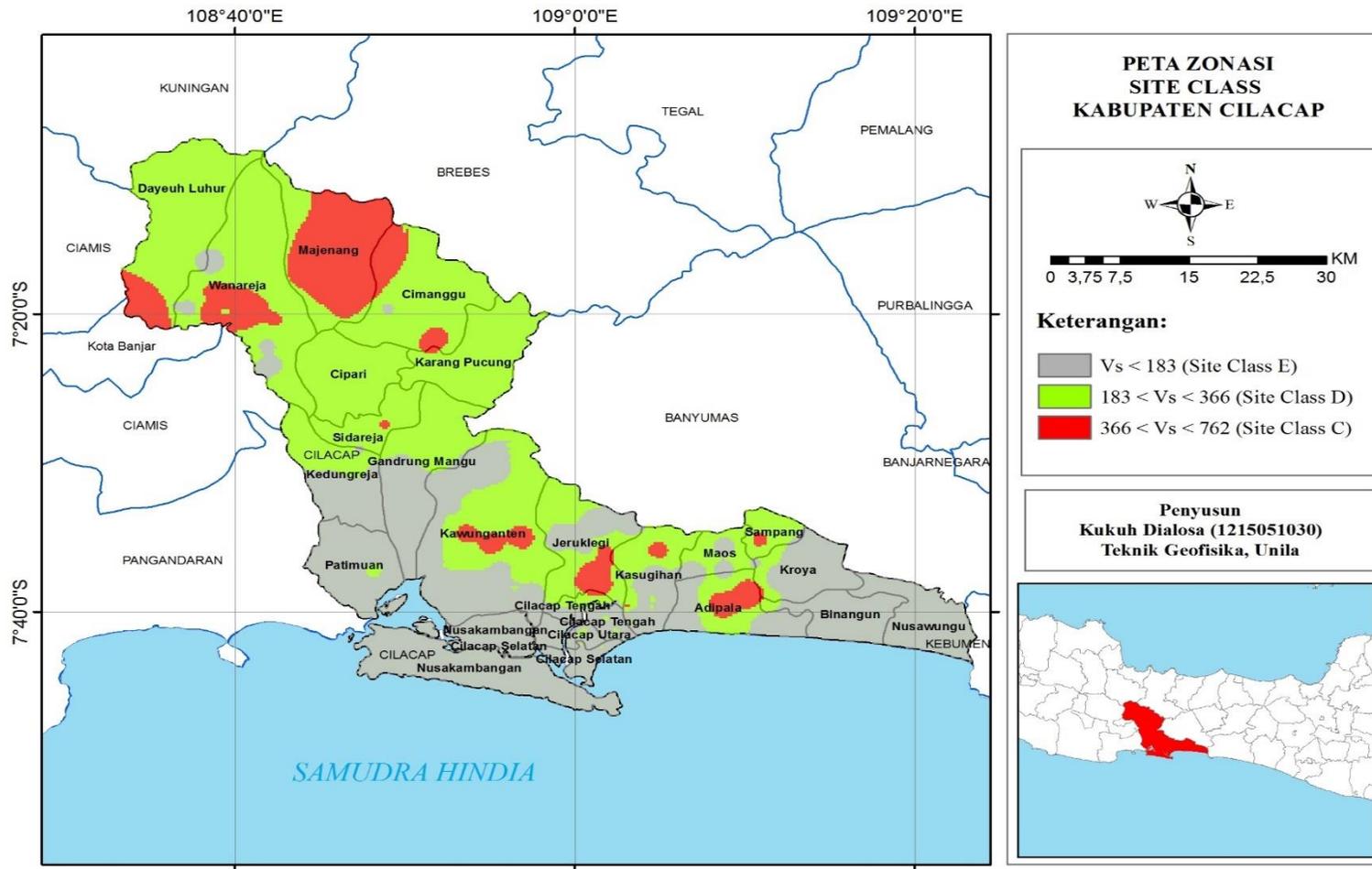
Melalui interpolasi data rata-rata kecepatan gelombang S hingga kedalaman 30 meter maka diperoleh peta zonasi V_{S30} seperti ditunjukkan oleh Gambar 24. Kecepatan gelombang V_{S30} merupakan parameter untuk mengetahui jenis tanah pada suatu daerah, sehingga dari nilai V_{S30} dapat menentukan kelas tanah pada daerah tersebut dimana pembagiannya merujuk pada Tabel 4 Klasifikasi tanah berdasarkan *NEHRP* (Athanasius dan Solikhin, 2015). Gambar 25 menunjukkan *Site Class* wilayah Kabupaten Cilacap, Daerah dengan nilai V_{S30} yang tinggi mengindikasikan bahwa batuan pada daerah tersebut termasuk batuan yang keras, sementara semakin kecil nilai V_{S30} mengindikasikan bahwa jenis tanah semakin lunak. Pada pembuatan peta kontur V_{S30} penulis mengklasifikasi menjadi 5 klasifikasi, dimana nilai terendah 18,49 m/s dan nilai tertinggi 732,41 m/s. Kemudian berdasarkan peta *site class* (Gambar 25) yang pembuatannya mengacu pada *NEHRP Site Classes*, wilayah

Kabupaten Cilacap terdiri dari kelas tanah C,D dan E. Kelas tanah C merupakan jenis tanah sangat padat dan lunak. Tipe tanah kelas D merupakan jenis tanah kaku. Tipe tanah kelas E merupakan jenis tanah yang sangat lunak. Berdasarkan peta *site class* Kabupaten Cilacap, kelas tanah yang paling dominan adalah kelas tanah E yang mendominasi wilayah bagian selatan Cilacap terutama daerah dekat pantai (seperti Kec. Cilacap Utara, Cilacap Selatan, Binangun, Nusawungun). Hal ini sesuai dengan peta geologi Cilacap dimana wilayah bagian Selatan berada di endapan aluvial yang merupakan lapisan sedimen yang lunak. Kemudian kelas tanah D mendominasi bagian utara Kabupaten Cilacap (seperti kec. Dayeuh Luhur, Cipari, Cimanggu, Karang Pucung) disertai sebagian kecil kelas tanah C yang mendominasi di Kec. Majenang dan Wanareja. Dari analisis *site class* disimpulkan wilayah kabupaten Cilacap didominasi oleh jenis tanah yang sangat lunak dan jenis tanah kaku.

Kelas tanah menjadi parameter penting dalam studi *seismic hazard*, baik probabilistik maupun deterministik. Setiap jenis kelas tanah memiliki respon yang berbeda terhadap gelombang seismik yang melaluinya, bisa memperbesar amplitudo gelombang atau hanya meneruskan gelombang saja. Pada kelas tanah A (*hard rock*) atau B (*rock*), gelombang hanya diteruskan saja sedangkan pada kelas tanah C atau lebih rendah, gelombang seismik menjalar dengan kecepatan yang rendah namun amplitudo lebih tinggi.



Gambar 25. Peta penyebaran nilai Vs30 Kabupaten Cilacap



Gambar 26. Peta *Site Class* Kabupaten Cilacap berdasarkan klasifikasi *NEHRP*

E. Analisis *Deterministik Seismic Hazard Analysis (DSHA)*

Analisis potensi resiko gempabumi wilayah Kabupaten Cilacap dilakukan berdasarkan metode deterministik. Hasil yang diperoleh dari analisis potensi resiko gempabumi berupa percepatan maksimum tanah (*peak ground acceleration*) pada batuan dasar dan pada permukaan, kemudian dari nilai tersebut dapat digunakan untuk mengestimasi faktor amplifikasi pada daerah tersebut. Merujuk pada tim revisi peta gempa Indonesia (2010), pada Tabel 6 dan Tabel 7, maka perhitungan percepatan tanah maksimum dengan pendekatan empiris dilakukan dengan melakukan perhitungan menggunakan persamaan Boore-Atkinson *NGA* 2008, Campbell- Bozorgnia *NGA* 2008, dan Chiou-Youngs *NGA* 2008 dengan pembobotan masing masing persamaan adalah 1/3 untuk sumber gempa sesar. Untuk sumber gempa subduksi menggunakan persamaan Youngs dkk. 1997 dengan pembobotan 0,25; kemudian persamaan Atkinson-Boore 2003 dengan pembobotan 0,25; dan Zhao dkk. 2006 dengan pembobotan 0,5. Pembobotan dilakukan untuk mengakomodir data, parameter sumber gempa serta model atenuasi sesuai ketidakpastiannya. Hasil analisis bahaya gempabumi deterministik untuk seluruh sumber gempa di Kabupaten Cilacap disajikan pada Tabel 9 dan Tabel 10 yang mana masing-masing menunjukkan besaran nilai *PGA* di batuan dasar dan besaran nilai *PGA* di permukaan.

Pemilihan sumber gempa Jawa Subduksi dan Sesar Lembang sebagai sumber gempa yang dianggap dapat berpengaruh pada Kabupaten Cilacap. Hasil analisa *hazard* gempa deterministik sebagaimana terlihat pada Tabel 10 dan Tabel 11 menunjukkan gempa akibat Jawa Subduksi memberikan percepatan gerakan tanah yang lebih besar dibandingkan dengan sumber gempa Sesar Lembang. Hal ini dapat

diperkirakan karena subduksi Jawa memiliki nilai magnitudo maksimum lebih besar dibanding sesar Lembang, walaupun jarak Sesar Lembang lebih dekat terhadap *site* dibanding subduksi Jawa, yang berarti magnitudo merupakan parameter yang paling utama yang berpengaruh dalam metode *DSHA*.

Perhitungan percepatan tanah maksimum pada batuan dasar dengan menganggap semua batuan *homogen* sehingga memperlihatkan bahwa percepatan tanah maksimum hanya dipengaruhi oleh parameter sumber gempa bumi (jarak, *magnitude*, *rate*, *dip*) saja. Gambar 27 dan 29 menunjukkan distribusi nilai *PGA* pada batuan dasar berdasarkan hasil analisis bahaya gempa deterministik akibat sumber gempa Jawa Subduksi dan Patahan Lembang.

Berdasarkan peta *PGA* batuan dasar (Gambar 27 dan Gambar 29) didapat nilai *PGA* batuan dasar sumber subduksi berkisar antara 0,0450 g – 0,0671 g dan nilai *PGA* batuan dasar sumber patahan berkisar antara 0,0091 g – 0,0255 g. Menurut klasifikasi (Kanai, 1983) tentang korelasi skala *MMI* dengan *PGA* batuan dasar maka nilai *PGA* batuan dasar sumber subduksi berada pada skala *MMI* IV – VI yang merupakan karakteristik gempa yang mengakibatkan kerusakan ringan pada bangunan dan dapat membuat lantai bangunan retak. Sedangkan nilai *PGA* batuan dasar sumber sesar berada pada skala *MMI* I – IV, merupakan karakteristik gempa yang tidak membahayakan yang getarannya hanya terasa oleh manusia namun tidak menimbulkan kerusakan. Berdasarkan sumber subduksi nilai *PGA* batuan dasar yang memiliki nilai tinggi merupakan daerah yang dekat pantai atau daerah sebelah Selatan Cilacap dan semakin ke Utara semakin mengecil nilai *PGA* nya, hal ini dikarenakan nilai *PGA* semakin berkurang dengan semakin jauhnya jarak antara *site* dengan sumber. Sedangkan *PGA* batuan dasar sumber patahan nilai *PGA* yang

tinggi berada di bagian Utara Cilacap seperti Kecamatan Dayeuh Luhur, Wanareja dan Majenang yang merupakan Kecamatan yang paling dekat dengan sumber gempa patahan dan semakin ke Selatan wilayah Cilacap nilai *PGA* nya semakin berkurang. Suatu guncangan getaran akan teratenuasi atau berkurang dengan bertambahnya jarak sumber gempa dengan *site* (area pengamatan). Sehingga semakin dekat jarak titik pengamatan dengan sumber gempa maka akan memberikan dampak terhadap besar nilai percepatan maksimumnya.

Kemudian perhitungan percepatan maksimum juga dilakukan pada batuan permukaan dengan tujuan untuk melihat seberapa besar perubahan nilai percepatan maksimum di permukaan dengan percepatan maksimum di batuan dasar. Perhitungan percepatan maksimum di permukaan dengan mempertimbangkan nilai V_{S30} . Dengan kata lain perhitungan percepatan maksimum dengan mempertimbangkan kelas tanah. Gambar 28 dan Gambar 30 menunjukkan distribusi nilai *PGA* di permukaan akibat segmen Jawa Subduksi dan segmen Patahan Lembang.

Berdasarkan Gambar 28 persebaran nilai *PGA* batuan permukaan sumber subduksi memiliki interpolasi nilai tinggi dibagian Selatan yang juga dipengaruhi jarak *site* dengan sumber. Nilai terendah adalah 0,1926 g dan nilai tertinggi adalah 0,4855. Kemudian persebaran nilai *PGA* batuan permukaan sumber patahan memiliki nilai interpolasi antara 0,0173 g – 0,0887 g, yang juga wilayah Kecamatan yang dekat dengan sumber memiliki nilai *PGA* yang paling tinggi.

Metode deterministik ini memberikan hasil gambaran tentang hubungan kekuatan gempa dengan jarak sumber gempa. Daerah yang lebih dekat dengan *rupture area* akan memiliki nilai *PGA* yang lebih besar daripada daerah yang lebih

jauh dari *rupture area* dan nilai *PGA* juga bisa dipengaruhi oleh jenis tanah. Kemudian dengan menganalisis antara interpolasi peta amplifikasi (Gambar 24) dengan interpolasi peta *PGA* pada semua sumber baik di batuan dasar dan batuan permukaan, dapat disimpulkan bahwa nilai amplifikasi yang tinggi berada pada nilai *PGA* yang tinggi pula, hal ini menjelaskan bahwa nilai *PGA* tidak hanya dipengaruhi parameter jarak tetapi juga dipengaruhi oleh jenis tanah berdasarkan perbedaan densitas, bahwa tanah yang lunak dapat memperbesar nilai *PGA*.

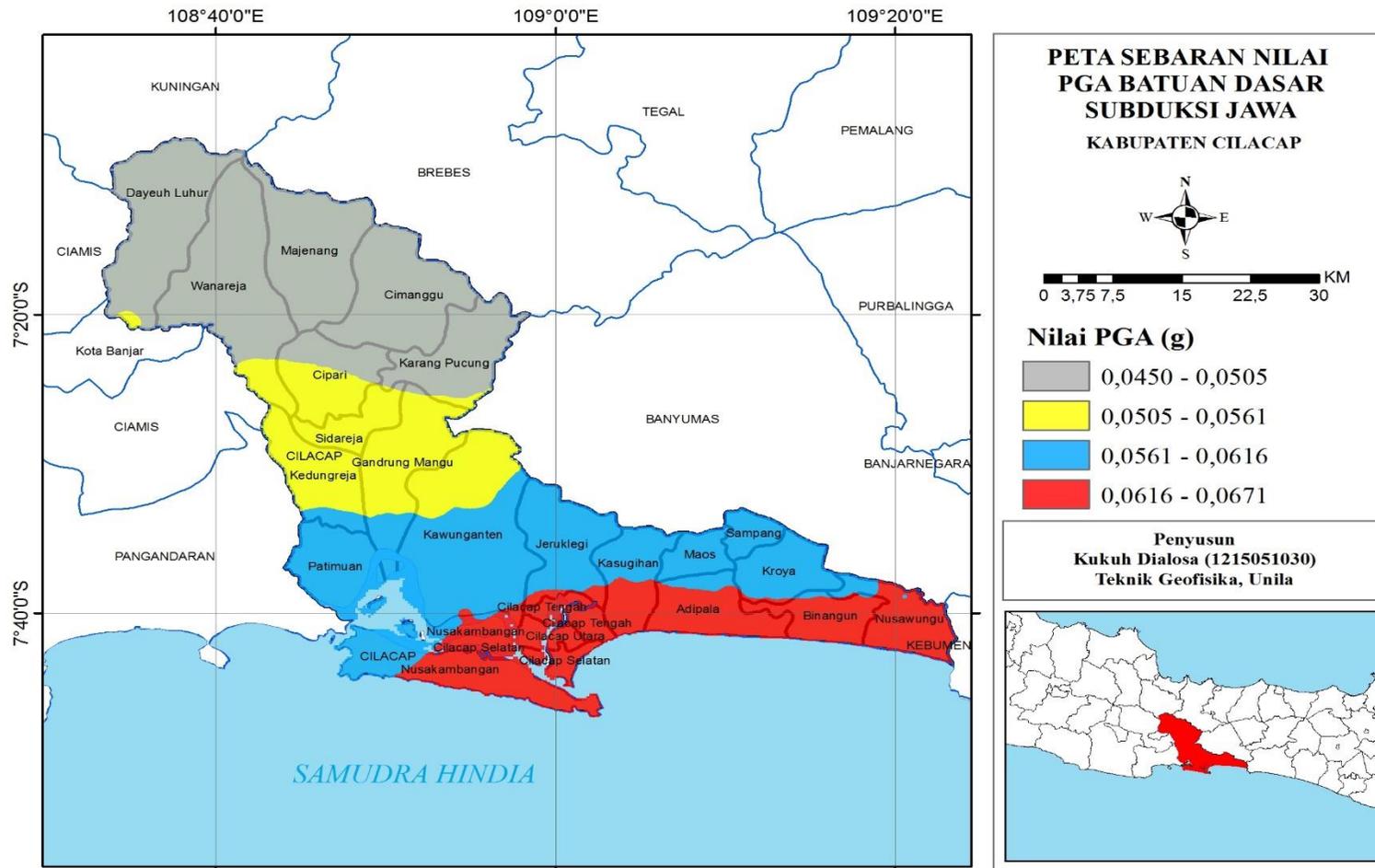
Nakamura (2000) menyatakan bahwa nilai faktor penguatan (amplifikasi) tanah berkaitan dengan perbandingan kontras impedansi lapisan permukaan dengan lapisan di bawahnya. Bila perbandingan kontras impedansi kedua lapisan tersebut tinggi, maka nilai faktor penguatan juga tinggi, begitu pula sebaliknya besar perbedaan itu, maka perbesaran yang dialami gelombang tersebut akan semakin besar.

Tabel 10. Nilai *PGA* di batuan permukaan pada semua sumber gempa

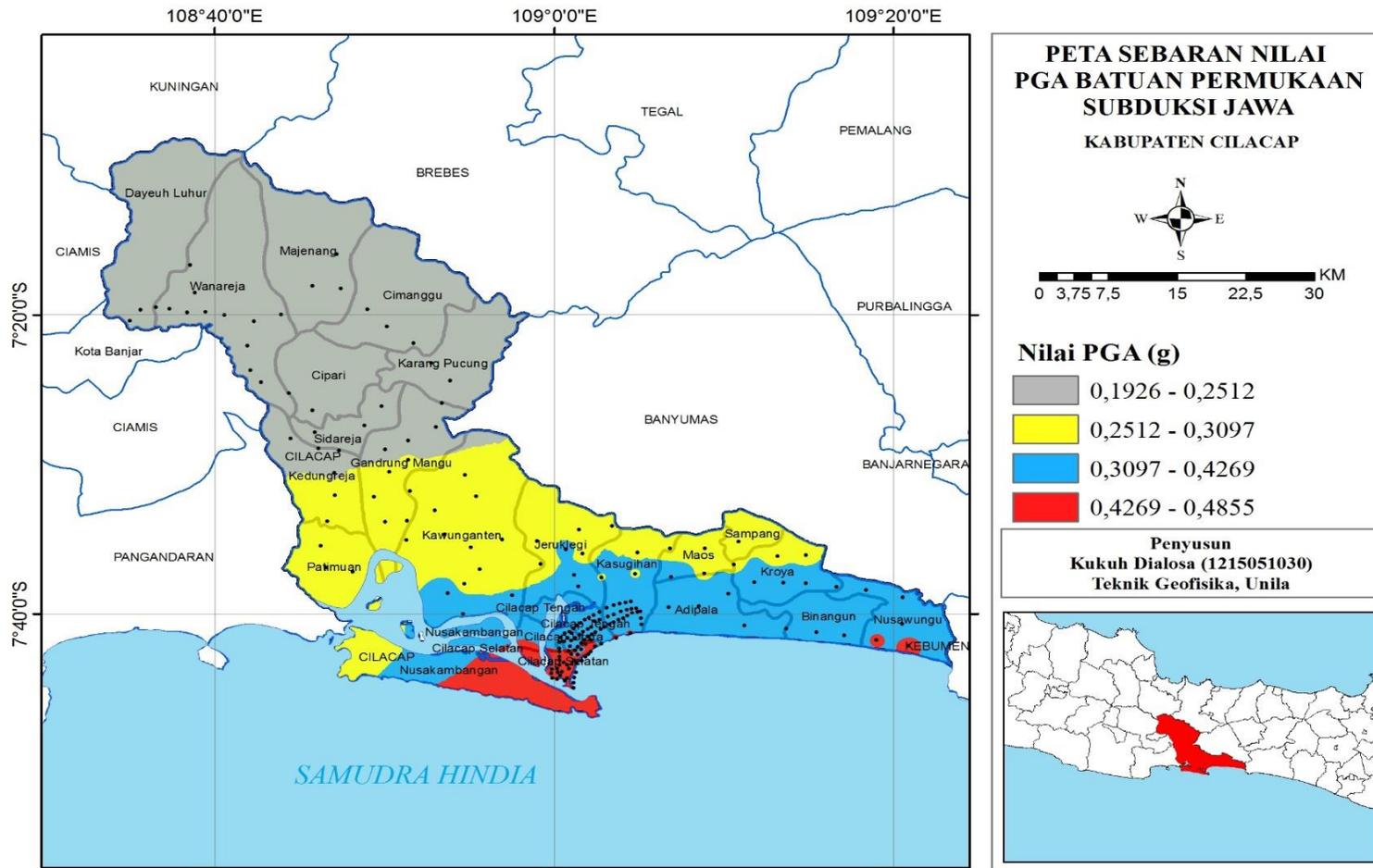
Seismik Sources	Jawa Subduction	Lembang Fault
Minimum (g)	0.193	0.017
Maksimum (g)	0.488	0.089
Average (g)	0.355	0.04

Tabel 11. Nilai *PGA* di batuan dasar pada semua sumber gempa

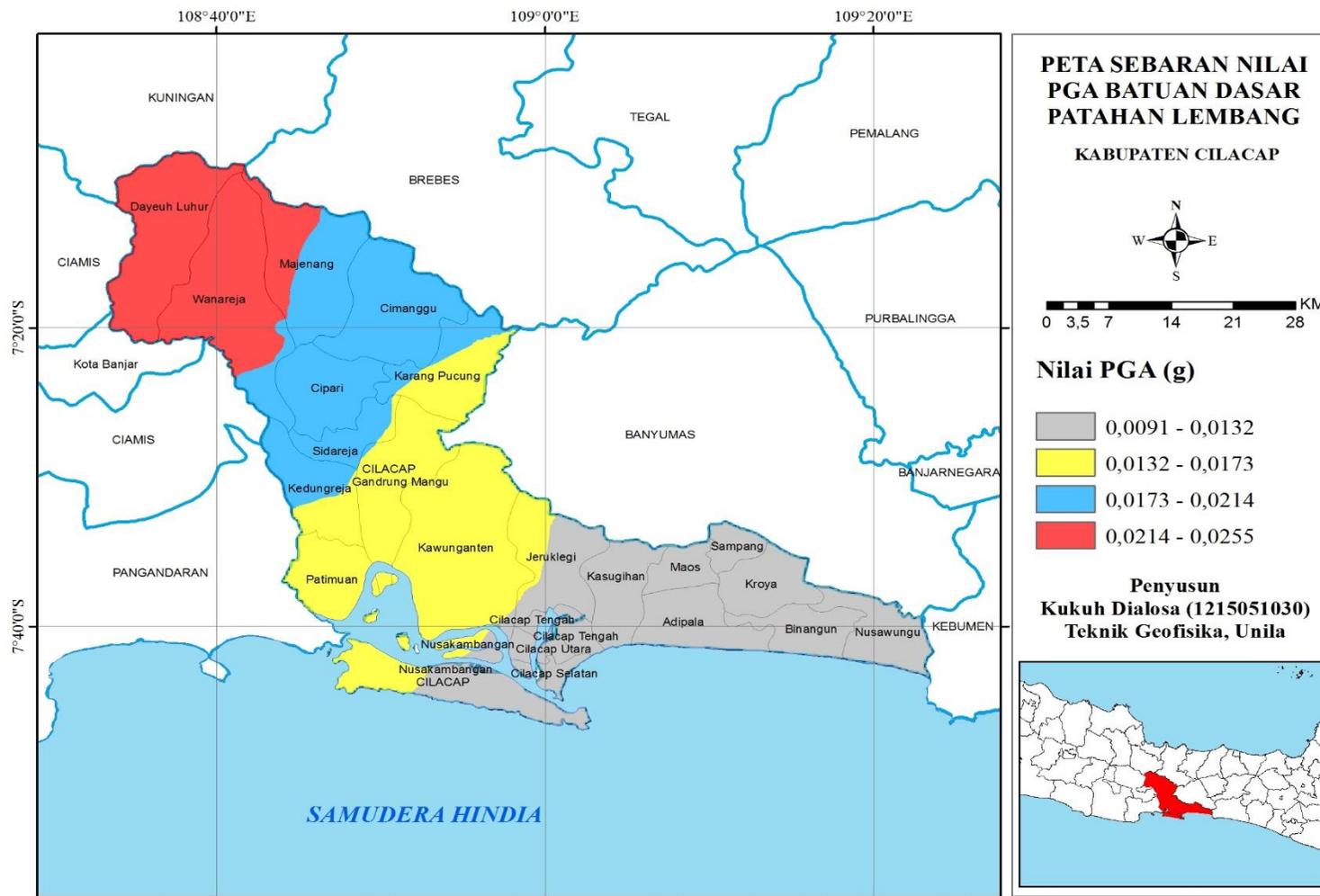
Seismik Sources	Jawa Subduction	Lembang Fault
Minimum (g)	0.045	0.009
Maksimum (g)	0.068	0.025
Average (g)	0.060	0.014



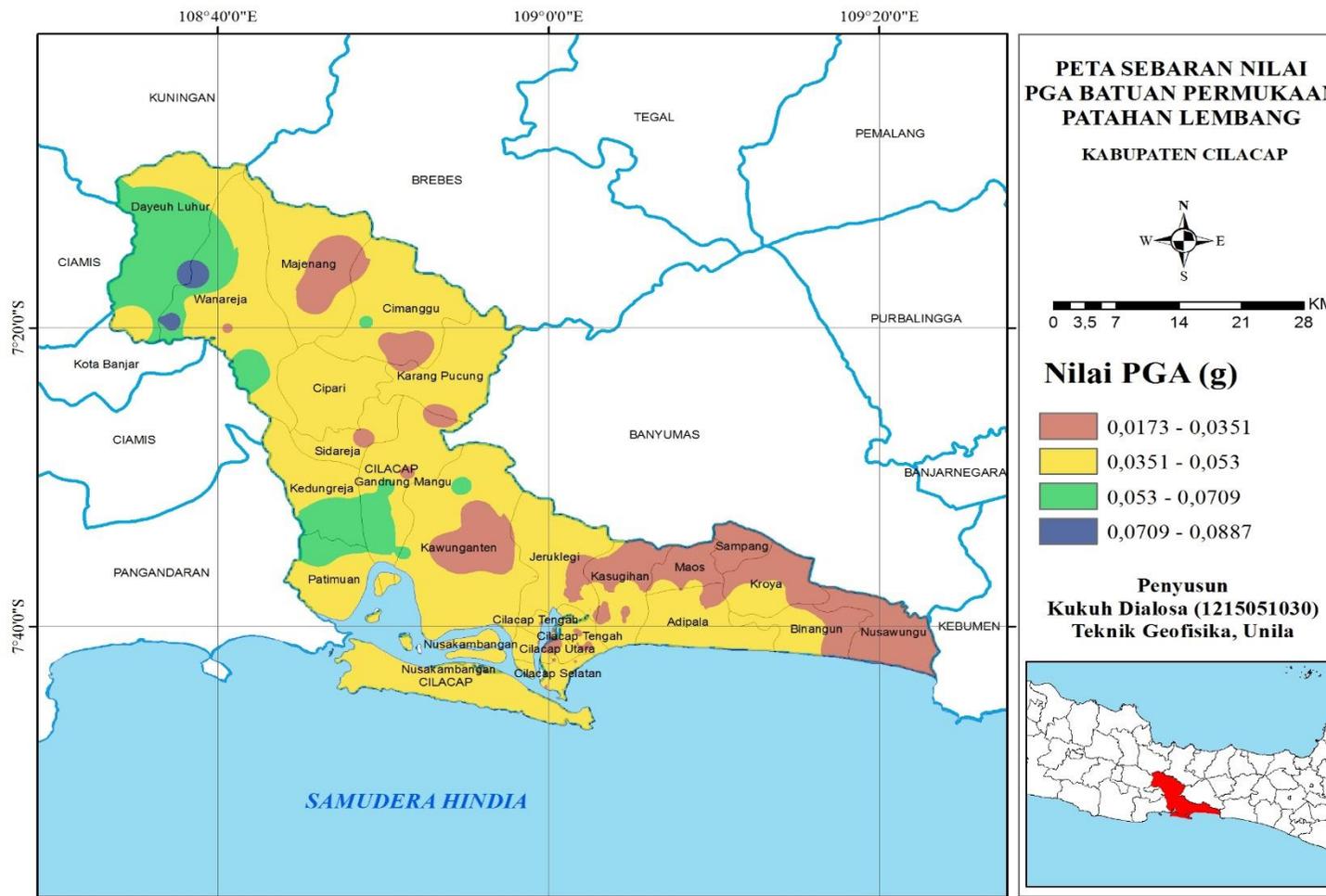
Gambar 27. Peta penyebaran nilai *PGA* pada batuan dasar sumber Subduksi Jawa



Gambar 28. Peta penyebaran nilai *PGA* pada batuan permukaan sumber Subduksi Jawa



Gambar 29. Peta penyebaran nilai *PGA* batuan dasar sumber Patahan Lembang



Gambar 30. Peta penyebaran nilai *PGA* batuan permukaan sumber Patahan Lembang

F. Analisis Tingkat Bahaya

Untuk mendapatkan gambaran tingkat bahaya bencana gempa bumi di wilayah Kabupaten Cilacap, maka seperti yang telah dijelaskan sebelumnya digunakan data karakteristik dinamika tanah berdasarkan hasil pengolahan data mikrotremor dan analisis metode deterministik. Beberapa parameter yang didapatkan yaitu peta persebaran nilai Frekuensi Dominan, V_{S30} , *Site Class*, Faktor Amplifikasi dan *PGA*. Zona tingkat bahaya gempa bumi di wilayah kabupaten Cilacap dibagi menjadi tiga kelas yaitu rendah, sedang dan tinggi seperti yang ditunjukkan pada Tabel 12. Parameter masukan dalam analisis tingkat bahaya gempa bumi ini antara lain nilai faktor amplifikasi (A_0) dan nilai frekuensi dominan (f_0).

Dari hasil klasifikasi nilai faktor amplifikasi dan frekuensi dominan untuk analisa tingkat bahaya gempa bumi di wilayah Kabupaten Cilacap, didapatkan peta tingkat bahaya gempa bumi pada Gambar 31. Dari peta tersebut terlihat bahwa wilayah Cilacap berada pada tingkat bahaya gempa bumi rendah sampai tinggi. Daerah yang berada di Selatan dan Tenggara wilayah penelitian terutama daerah dekat pantai berada pada tingkat bahaya tinggi, jika dikorelasikan dengan peta geologi maka daerah yang berada pada bahaya tinggi merupakan daerah yang litologinya tersusun dari aluvial dan endapan pantai. Sedangkan daerah yang berada di Utara wilayah penelitian mayoritas berada pada tingkat bahaya sedang dan sebagian kecil berada di tingkat bahaya rendah seperti Kecamatan Majenang. Peta tingkat bahaya gempa bumi merupakan salah satu parameter penting dalam melakukan analisa tingkat risiko.

Tabel 12. Klasifikasi tingkat bahaya gempa bumi berdasarkan nilai amplifikasi dan frekuensi dominan Kabupaten Cilacap.

Nilai Amplifikasi	Nilai Frekuensi Dominan (Hz)	Tingkat Bahaya
1,1041 – 8,171	0,44 Hz – 6,11 Hz	
$\leq 3,0$	$\geq 4,1$	Rendah
3,1 – 6,0	1,6 – 4,0	Sedang
$\geq 6,1$	$\leq 1,5$	Tinggi

G. Analisis Tingkat Kerentanan

Untuk mendapatkan gambaran umum tingkat kerentanan bencana digunakan data kepadatan penduduk tiap kecamatan di Kabupaten Cilacap. Tingginya kepadatan penduduk mengakibatkan semakin tinggi pula kemungkinan banyaknya korban jiwa maupun materi. Di wilayah Kabupaten Cilacap, daerah yang paling padat penduduknya adalah di Kecamatan Cilacap Selatan dengan kepadatan 8.628 jiwa/km² sedangkan daerah yang paling jarang penduduk adalah Kecamatan Dayeuhluhur dengan kepadatan penduduk 269 jiwa/km² (BPS, 2015). Peta tingkat kerentanan berdasarkan parameter kepadatan penduduk dapat dilihat pada Gambar 32. Untuk klasifikasi tingkat kerentanan, digunakan standar aturan BNPB Nomor 02 Tahun 2012. Daerah dengan tingkat kerentanan rendah memiliki kepadatan penduduk kurang dari 500 jiwa/km², sedangkan daerah dengan tingkat kepadatan penduduk sedang memiliki range nilai 500-1000 jiwa/km² dan untuk daerah dengan tingkat kepadatan penduduk tinggi memiliki jumlah kepadatan penduduk lebih dari 1000 jiwa/km².

H. Analisis Tingkat Kemampuan

Salah satu gambaran yang digunakan dalam menganalisis tingkat kemampuan dalam menghadapi gempa bumi adalah adanya ketersediaan sarana dan prasarana kesehatan di suatu daerah. Semakin banyaknya sarana kesehatan yang tersedia, maka semakin tinggi kemampuan masyarakat untuk tanggap terhadap bencana dan begitu juga sebaliknya. Dalam penelitian ini, digunakan data jumlah tenaga paramedis yang tersebar di setiap kecamatan di Wilayah Kabupaten Cilacap (PPSDM, 2015). Peta tingkat kemampuan berdasarkan jumlah tenaga paramedis kesehatan di Wilayah Kabupaten Cilacap dapat dilihat pada Gambar 33. Dari gambar di atas dapat diketahui bahwa daerah yang memiliki jumlah tenaga paramedis paling banyak merupakan daerah dengan tingkat kemampuan yang paling tinggi. Pembagian tingkat kemampuan yaitu didasarkan pada jumlah tenaga paramedis yang tersedia di setiap Kecamatan meliputi Dokter dan tenaga perawat. Daerah dengan tingkat kemampuan rendah memiliki jumlah tenaga paramedis kurang dari 20, sedangkan daerah dengan tingkat kemampuan sedang memiliki jumlah tenaga paramedis antara 20-40 dan daerah dengan tingkat kemampuan tinggi memiliki jumlah tenaga paramedis di atas 40.

I. Analisis Tingkat Risiko

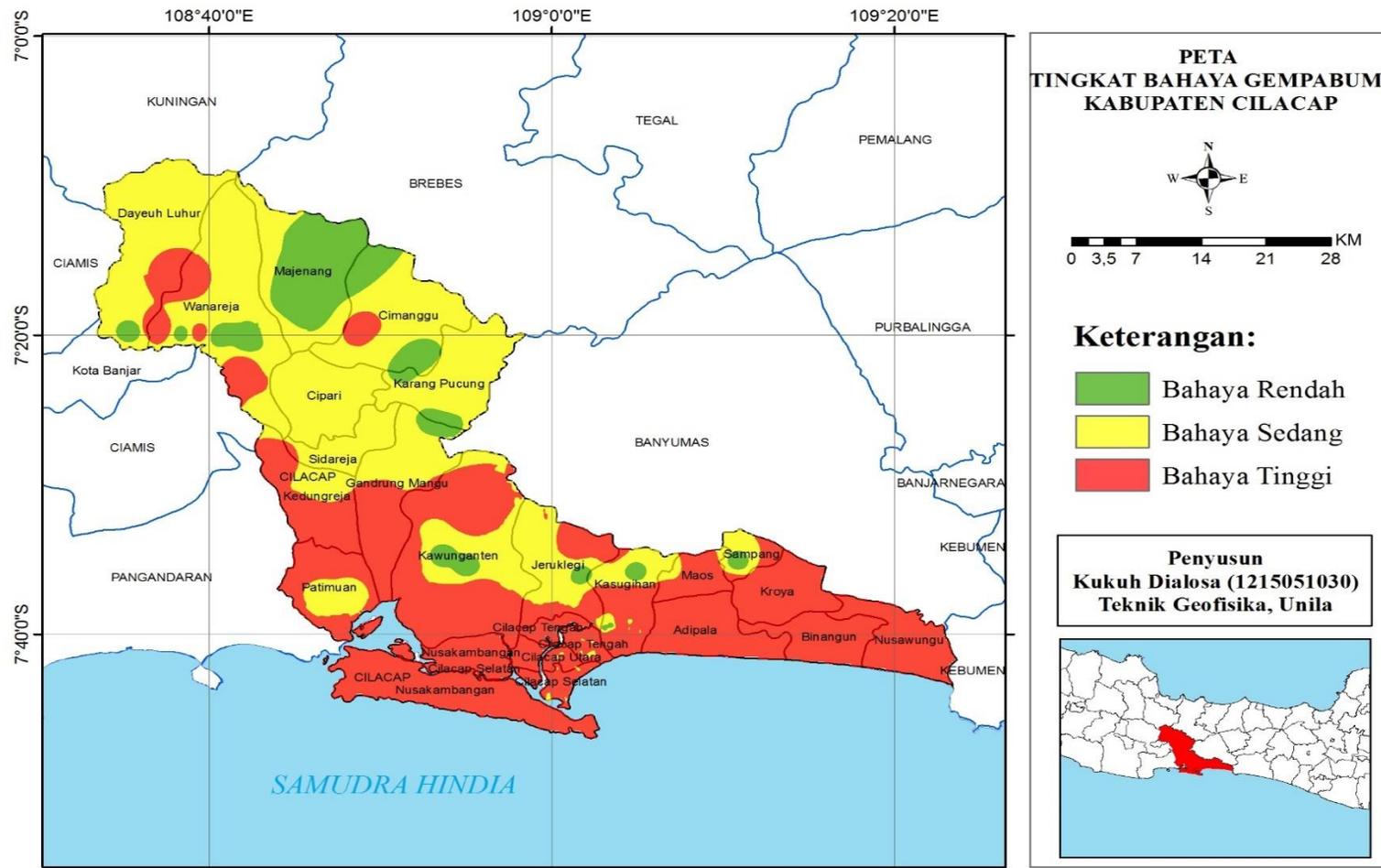
Tingkat risiko bencana gempa bumi merupakan gabungan antara faktor tingkat bahaya, kerentanan dan kemampuan dalam menghadapi bencana. Peristiwa gempa bumi sampai saat ini belum dapat diprediksi secara pasti baik besar, tempat dan waktu kejadiannya. Oleh karena itu, dalam rangka mitigasi bencana perlu

memperhatikan kondisi geologi maupun litologi daerah setempat, besarnya nilai frekuensi dominan, dan kemungkinan tingkat risiko gempabumi di daerah tersebut. Risiko yang ditimbulkan tidak hanya berdampak pada kerusakan bangunan, hal tersebut juga berisiko terhadap kerugian material dll yang dapat mengakibatkan kerugian. Untuk menghindari efek resonansi pada daerah yang mempunyai frekuensi diri tanah tinggi, maka dalam membuat bangunan sebaiknya tidak bertingkat dan frekuensi diri bangunan harus lebih besar dari frekuensi diri tanah di lokasi tersebut. Sedangkan untuk membuat bangunan di daerah yang mempunyai tingkat resiko gempa tinggi harus memperhatikan kualitas bangunan yang lebih baik dan sebaiknya bangunan tersebut ditempatkan pada daerah yang mempunyai nilai frekuensi yang tinggi dan faktor amplifikasi yang rendah.

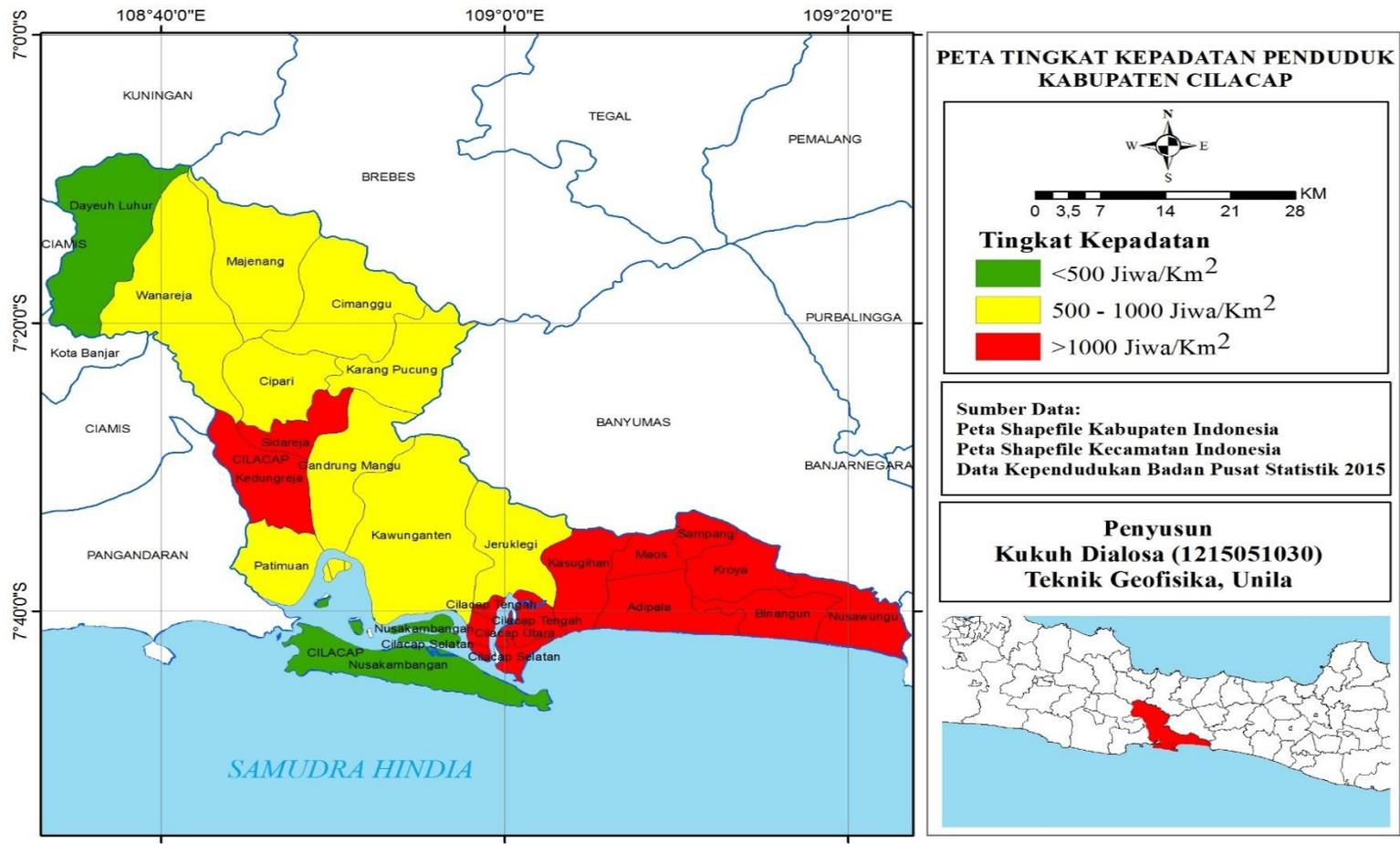
Hubungan antara nilai frekuensi dominan, amplifikasi, jumlah kepadatan penduduk dan jumlah tenaga kesehatan serta tingkat potensi risiko gempabumi dapat dilihat pada Tabel 13. Peta mikrozonasi tingkat potensi risiko gempabumi ini dapat dijadikan acuan untuk rencana tata ruang dan wilayah khususnya dalam pendirian bangunan. Peta tingkat potensi risiko gempabumi di wilayah Kabupaten Cilacap dapat dilihat pada Gambar 34.

Tabel 13. Klasifikasi tingkat resiko gempabumi Kabupaten Cilacap

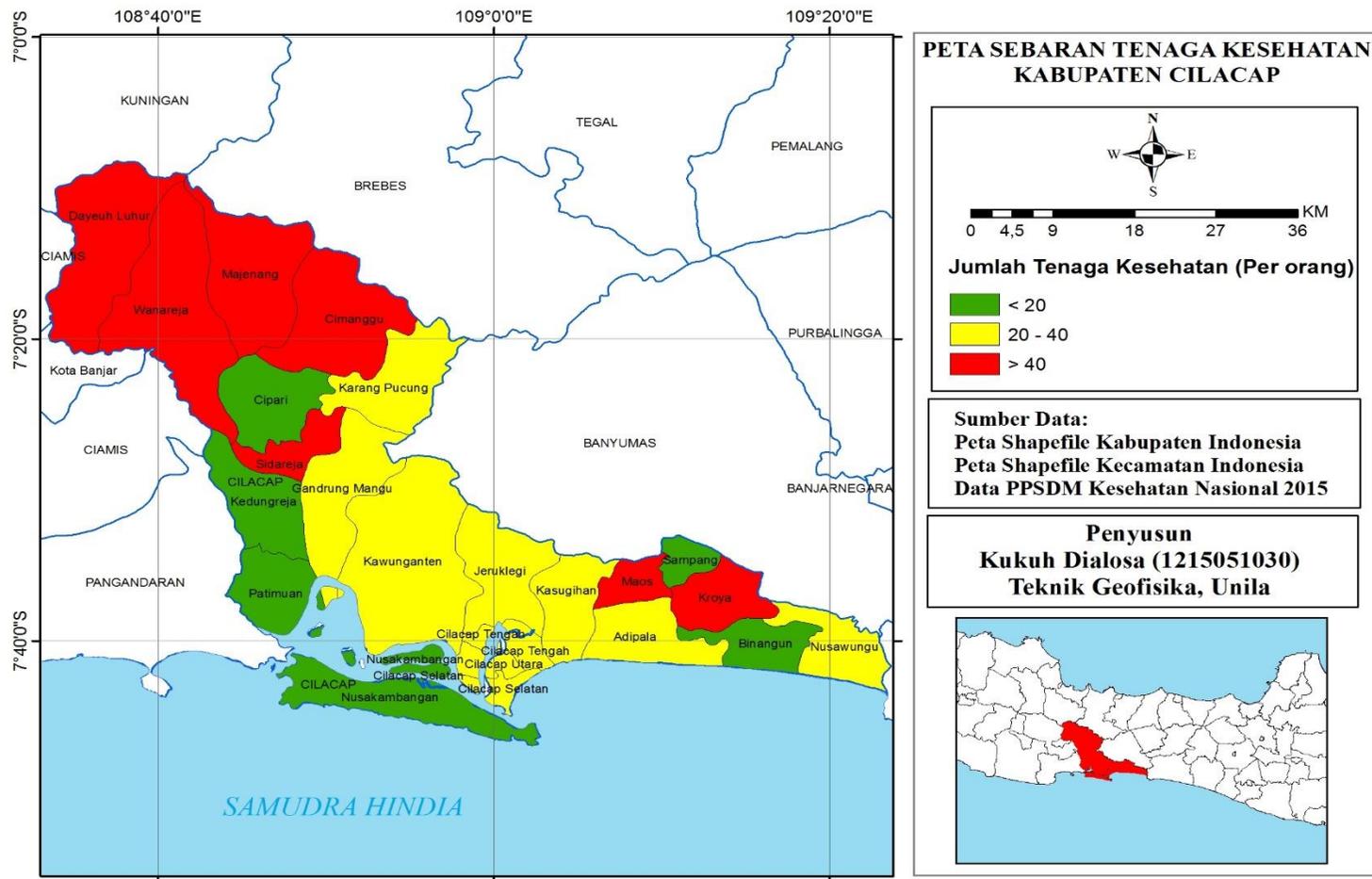
Nilai Amplifikasi	Frekuensi Dominan (Hz)	Jumlah Kepadatan Penduduk (Jiwa/Km ²)	Jumlah Tenaga Kesehatan (Per orang)	Tingkat Potensi Resiko
$\leq 3,0$	$\geq 4,1$	< 500	< 20	Rendah
3,1 – 6,0	1,6 – 4,0	500 - 1000	20 – 40	Sedang
$\geq 6,1$	$\leq 1,5$	> 1000	> 40	Tinggi



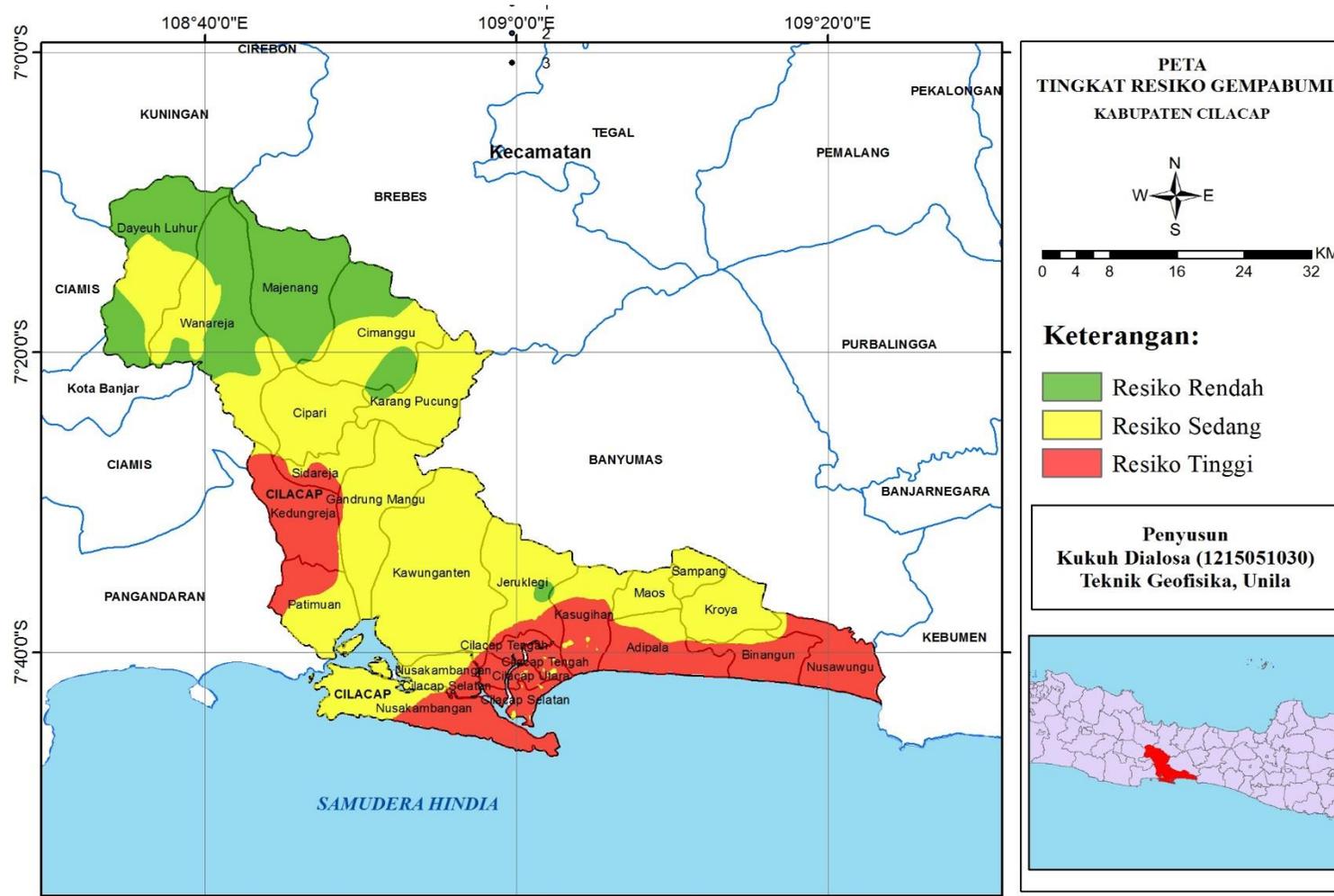
Gambar 31. Peta tingkat bahaya gempabumi Wilayah Kabupaten Cilacap



Gambar 32. Peta tingkat kepadatan penduduk Perkecamatan Wilayah Kabupaten Cilacap



Gambar 33. Peta jumlah tenaga kesehatan yang tersebar di setiap Kecamatan Wilayah Kabupaten Cilacap



Gambar 34. Peta tingkat resiko gempabumi Wilayah Kabupaten Cilacap

VI. KESIMPULAN DAN SARAN

A. Kesimpulan

Adapun kesimpulan yang didapat dari hasil penelitian adalah:

1. Berdasarkan nilai frekuensi dominan yang didapat dari metode *HVSR*, Kabupaten Cilacap memiliki nilai frekuensi dominan berkisar 0,44 Hz – 6,01 Hz. Kemudian berdasarkan klasifikasi tanah oleh Kanai (1983) maka Kabupaten Cilacap memiliki kriteria jenis tanah II sampai IV.
2. Kabupaten Cilacap memiliki nilai amplifikasi berkisar 1,104 sampai 8,171, dengan nilai amplifikasi tinggi berada pada Kecamatan Nusawungun, Kroya, Adipala, Cilacap Tengah, Cilacap Selatan, Kedungreja, Gandrungmangu dan jeruklegi. Itu artinya wilayah-wilayah tersebut lapisan tanahnya dapat memperbesar getaran jika terjadi gempa bumi.
3. Berdasarkan nilai V_{s30} yang didapat dari metode *HVSR* maka Kabupaten Cilacap memiliki nilai V_{s30} 18,49 m/s sampai 732,41 m/s. Kemudian dengan mengkorelasikan nilai V_{s30} dan klasifikasi *site class NEHRP* wilayah Kabupaten Cilacap memiliki kriteria kelas tanah C,D dan E. Dengan keterangan kelas tanah C merupakan lapisan tanah yang sangat padat dan lapisan batuan lunak, kelas tanah D merupakan lapisan tanah yang kaku dan kelas tanah E merupakan lapisan tanah yang lunak.

4. Berdasarkan metode *DSHA*, dari perhitungan sumber Subduksi Jawa didapat nilai *PGA* pada batuan dasar wilayah Cilacap berkisar 0,0450 g – 0,0671 g serta *PGA* pada batuan permukaan berkisar 0,1926 g – 0,4855 g. Kemudian dari perhitungan sumber Patahan Lembang didapat nilai *PGA* batuan dasar berkisar 0,0091 g – 0,0255 dan *PGA* batuan permukaan berkisar 0,0173 g – 0,0887 g. Berdasarkan hasil perhitungan *DSHA* maka sumber Subduksi Jawa sangat berpengaruh terhadap Wilayah Cilacap jika terjadi gempa dengan skala *MMI* IV-VII (dapat merusak bangunan). Sedangkan sumber Patahan Lembang jika terjadi gempa hanya berada pada skala *MMI* I-IV.
5. Berdasarkan peta tingkat bahaya, peta kerentanan dan peta kemampuan yang dikorelasikan menjadi peta analisis potensi resiko menunjukkan bahwa wilayah Kabupaten Cilacap berada pada tingkat resiko rendah sampai tinggi. Tingkat resiko tinggi berada pada bagian Selatan dan tenggara wilayah penelitian yang meliputi Kecamatan Nusawungun, Binangun, Adipala, Cilacap selatan, Cilacap Tengah, Cilacap Utara, Kasugihan, Patimuan dan Kedungreja. Tingkat resiko sedang tersebar di Kecamatan Kroya, Sampang, Maos, Kawunganten, Gandrungmangu, Karangpucung, Cipari, Cimanggu. Sedangkan wilayah resiko rendah adalah Kecamatan Dayeuhluhur, Majenang dan Wanareja.

B. Saran

Pada survei Mikrotremor, selain pengukuran menggunakan seismometer, pengukuran perlu dilakukan dengan menggunakan *Accelerometer* agar nilai *PGA* dapat diketahui secara langsung. Kemudian Untuk pengembangan penelitian analisis *seismic hazard* selanjutnya diperlukan data pendukung seperti data bor untuk mengetahui jenis tanah secara tepat pada setiap lapisan sehingga hasil yang didapatkan diharapkan mampu memberikan hasil yang lebih akurat.

DAFTAR PUSTAKA

- Adib, A., Afzal, P., and Heydarzadeh, K., 2014, *Site Effect Classification Based on Microtremor Data Analysis Using a Concentration – Area Model*, Nonlin.Processes Geophys, Iran.
- Arifin, S.S, Sapto, B.M., Marjiyono, dan Setyanegara, R. 2014. *Penentuan Zona Rawan Guncangan Bencana Gempabumi Berdasarkan Analisis Nilai Amplifikasi HVSR Mikrotremor dan Analisis Periode Dominan Daerah Liwa dan Sekitarnya*. Universitas Lampung. Lampung.
- Asikin, S., Handoyono, A., Prastistho, B., dan Gafoer, S., 1992, *Peta Geologi Lembar Banyumas, Jawa, Skala 1:100.000*, Pusat Penelitian dan Pengembangan Geologi, Bandung.
- 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
- Atkinson, G.M. dan Boore, D.M. 2003. *Empirical Ground-Motion Relations for Subduction-Zone Earthquakes and Their Application to Cascadia and Other Regions*. Bulletin of the Seismological Society of America. Volume 93, nomor 4, pp. 1703–1729.
- Badan Nasional Penanggulangan Bencana. 2009. *Laporan Harian Pusdalops BNPB*. Jakarta. Internet : www.bnpb.go.id.
- BAKORNAS PB. 2007. *Pengenalan Karakteristik Bencana dan Upaya Mitigasinya di Indonesia*. Pelaksana Harian Badan Koordinasi Nasional Penanganan Bencana. Edisi II. Jakarta Pusat.

- BNPB. 2012. *Peraturan Kepala Badan Nasional Penanggulangan Bencana Nomor 02 Tahun 2012 Tentang Pedoman Umum Pengkajian Risiko Bencana*. Jakarta.
- Boore, D.M. and Atkinson, G.M.. 2008. *Ground-motion prediction equations for the average horizontal component of PGA, PGV, and 5%-damped PSA at spectral periods between 0.01 s and 10.0 s*. Earthquake Spectra. Volume 24, nomor 1.
- Campbell, K.W. and Bozorgnia, Y. 2008. *Ground motion model for the geometric mean horizontal component of PGA, PGV, PGD and 5% damped linear elastic response spectra for periods ranging from 0.01 to 10.0 s*. Earthquake Spectra. Volume 24, nomor 1.
- Chiou, B.S.-J. and Youngs, R.R. 2008. *A NGA model for the average horizontal component of peak ground motion and response spectra*. Earthquake Spectra. Volume 24, nomor 1.
- Daryono, Sutikno, Sartohadi, Dulbahri, Brotopuspito, 2009, *Pengkajian Local Site Effect di Graben Bantul Menggunakan Indeks Kerentanan Seismik Berdasarkan Pengukuran Mikrotremor*, Jurnal Kebencanaan Indonesia, 2(1) : 456-467.
- Djuri. 1995. *Peta Geologi Lembar Arjawinangun, Jawa, Skala 1 : 100.000*. Pusat Penelitian dan Pengembangan Geologi. Bandung.
- E. Soebowo., A. Tohari., Y. Kumoro., dan M.R. Daryono., 2009, *Sifat Keteknikan Bawah Permukaan di Daerah Pesisir Cilacap, Provinsi Jawa Tengah*, Bulletin Geologi Tata Lingkungan, Vol.19 No.2.
- Elnashai, A.S. and Sarno, D.L., 2008, *Fundamental of Earthquake Engineering*, Antony Rowe Ltd, Chippenham, Wilts, England.
- Gosar, A., 2007, *Microtremor HVSr Study for Assesing Site Effect in the Bovec Basin (NW Slovenia) Related to 1998 Mw 5.6 and 2004 Mw 5.2 Earthquake*, Engineering Geology, 91, 178-193.
- Hamilton, W.1979. Tectonic of the Indonesian Region. *U.S. Geological Survey Profesional Paper 1078*, 345 pp.

Irsyam, M., Himawan, A., Subki, B.A. dan Suntoko, H. 1999. *Analisis Seismisitas untuk Semenanjung Muria*. Prosiding Konferensi Nasional Rekayasa Gempa, Pemanfaatan Perkembangan Rekayasa Kegempaan dalam Rangka Penyempurnaan Peraturan dan Peningkatan Kepedulian Masyarakat Terhadap Bencana Gempa di Indonesia. hal VI-9-VI-20.

Kanai, K. 1983. *Engineering Seismology*. Tokyo University. Japan.

Kartanegara, L., Unepetty, H., dan Asikin, S., 1987. *Tatanan Stratigrafi dan Posisi Tektonik Cekungan Jawa Tengah Utara Selama Jaman Tersier*, PIT IAGI ke – 16, Bandung

Kramer, S.L. 1996. *Geotechnical Earthquake Engineering*. Prentice Hall, Upper Saddle River, New Jersey 07458, xviii.

Kusumaningsih, H., 2004, *Studi Respon Permukaan Lokal di Sambisari, Kalasan, Sleman dengan Menggunakan Teknik Horizontal to vertical Spectral Ratio (HVSr) dari Gelombang Seismik*, Skripsi S-1 Program Studi Geofisika, FMIPA UGM, Yogyakarta.

Nakamura, Y. 1989. *A Method For Dynamic Characteristics Estimation of Subsurface*. Quarterly Reports Of The Railway Technical Research Institute. Tokyo, 30, 25-33.

Nakamura, Y. 2000. *Clear Identification of Fundamental Idea of Nakamura's Technique and Its Application*. Tokyo University. Japan.

Nakamura, Y. 2008. On The H/V Spectrum. *The 14th World Conference on Earthquake Engineering*, Beijing, China.

Nasution, A.H. 2016. *Pemetaan Kecepatan Gelombang Geser (V_{S30}) Menggunakan Metode MASW (Multichannel Analysis of Surface Wave) Kota Kalabahi Kabupaten Alor Nusa Tenggara Timur*. Universitas Lampung. Lampung.

Nogoshi, M., Igarashi, T., 1971, *On the amplitude characteristics of microtremor*, Jour. Seism. Soc, Jepang, 24 : 26-40

- Panah, A.K., Moghaddas, N.H., Ghayamghamian, M.R., Motosaka, M., Jafari, M.K. and Uromieh, A. 2002. *Site effects classification in east-central of Iran. JSEE Spring 2002*, Volume 4, No. 1/37.
- Panou, A.A. 2007. *Use Of Ambient Noise For Microzonation Studies In Urban Environment: The City Of Thessa Loniki (N. Greece)*, 4th International Conference On Earthquake Geotechnical Engineering June 25-28, 2007 Paper No. 1580
- Pawirodikromo, W. 2012. *Seismologi Teknik dan Rekayasa Kegempaan*. PustakaPelajar. Yogyakarta.
- SESAME. 2004. *Guidelines for the Implementation of the H/V Spectral Ratio Technique on Ambient Vibration Measurements, Processing and Interpretation*. European Commission-Research General Directorate.
- Schnabel, P., Seed Bolton H., and Lysmer, J., 1972, *Modification of Seismograph Records for Effects of Local Soil Conditions*, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 62, No. 6 pp. 1649-1664.
- Simandjuntak, T.O., dan Surono, 1992, *Peta Geologi Lembar Pangandaran, Jawa, Skala 1:100.000*, Pusat Penelitian dan Pengembangan Geologi, Bandung.
- Susilanto, P., dan Ngadmanto, D., 2014, *Analisis Kecepatan Gelombang Geser (Vs) di Cilacap, Jawa Tengah Sebagai Upaya Mitigasi Bencana Gempabumi*, Pusat Penelitian dan Pengembangan, Badan Meteorologi Klimatologi dan Geofisika, Jakarta.
- Telford, W.M., Geldart, L.P., Sheriff, R.E. 1990. *Applied Geophysics*. London: Cambridge University.
- Tim Revisi Peta Gempa Indonesia. 2010. *Ringkasan Hasil Studi Tim Revisi Peta Gempa Indonesia*.
- Tokimatsu K. 1995. Geotechnical site characterisation using surface waves Proceedings of First Int. Conf. on Earthq. Geotechn. Eng., hlm. 1333-1368.

- Tuladhar, R., Yamazaki, F., Warnitchai, P., and Saita, J., 2002, *Seismic Microzonation of the Greater Bangkok Area Using Microtremor Observations*, Earthquake Engineering and Structural Dynamics, Thailand.
- Youngs, R.R., Chiou, B.S.-J., Silva, W.J. dan Humphrey, J.R. 1997. *Strong ground motion attenuation relationships for subduction zone earthquakes*. Seismol. Res. Lett. 68, 58–73.
- Zhao, J.X., Irikura, K., Zhang, J., Fukushima, Y., Somerville, P.G., Asano, A., Saiki, T., Okada, H. dan Takahashi, T. 2004. *Site Classification for Strong-Motion Stations in Japan Using H/V Response Spectral Ratio*. 13th World Conference on Earthquake Engineering Vancouver, B.C., Canada. No. 1278.
- Zhao, J.X., Zhang, J., Asano, A., Ohno, Y., Oouchi, T., Takahashi, T., Ogawa, H., Irikura, K., Thio, H.K., Somerville, P.G., Fukushima, Y. dan Fukushima, Y. 2006. *Attenuation Relations of Strong Motion in Japan using site classification based on predominant period*. Bull. Seismol. Soc. Am. 96, 898