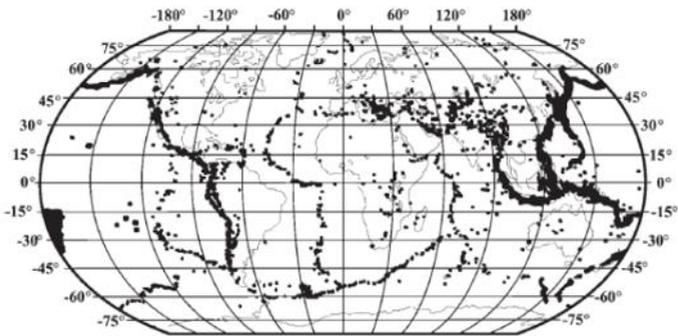


BAB II TINJAUAN PUSTAKA

2.1 Gempa Bumi

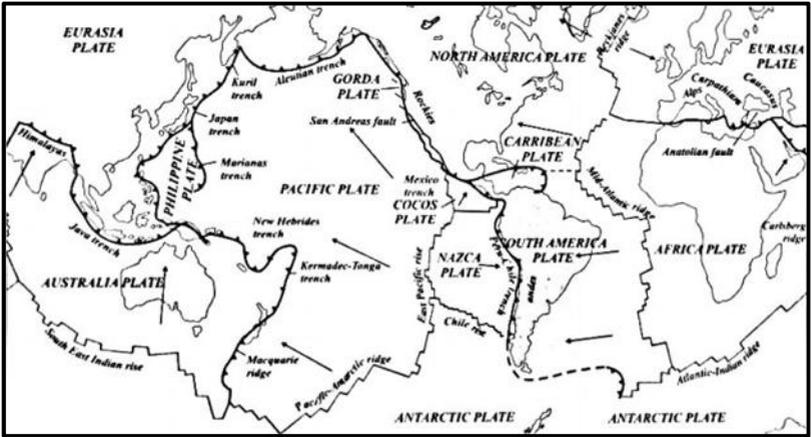
Gempa bumi diartikan sebagai suatu guncangan tanah yang disebabkan oleh pelepasan energi dari kulit bumi secara tiba-tiba. Energi yang muncul bisa saja berasal dari sumber yang berbeda, antara lain pergerakan lempeng, erupsi gunung api, atau kejadian yang diakibatkan oleh manusia itu sendiri (Elnashai dan Sarno, 2008). Gambar 2.1 berikut menunjukkan lokasi persebaran gempa bumi yang terdapat di seluruh dunia.



Gambar 2.1 Lokasi persebaran gempa bumi yang terdapat di seluruh dunia (Elnashai dan Sarno, 2008).

Merujuk pada teori lempeng tektonik, kejadian gempa bumi dapat dijelaskan, dimana pada teori tersebut menunjukkan bahwa gempa bumi berasal dari pergerakan lempeng tektonik aktif (Elnashai dan Sarno, 2008). Adanya pergerakan lempeng tersebut mengakibatkan energi menjadi terus terakumulasi di sekitar perbatasan lempeng. Apabila lapisan batuan yang berada di daerah tersebut tidak mampu untuk menahannya lagi, maka akan terjadi pelepasan energi. Akibatnya, terjadi patahan pada lapisan kerak bumi dan terjadilah gempa tektonik. Jadi, dapat dikatakan bahwa keberadaan sumber-sumber terjadinya gempa bumi berada di perbatasan lempeng-lempeng tektonik dan di daerah yang memiliki patahan aktif (Ibrahim & Subardjo, 2004). Pada Gambar 2.2 dibawah

ini menunjukkan pergerakan lempeng kerak bumi berdasarkan konsep tektonik lempeng.



Gambar 2.2 Pergerakan lempeng kerak bumi berdasarkan konsep tektonik lempeng (Bronto, 2010).

Lempeng diartikan sebagai suatu lapisan batuan yang stabil dan besar dengan ketebalan 100 km. Lapisan batuan tersebut membentuk litosfer dan bagian mantel atas bumi. Kulit paling luar pada lapisan batuan tersebut memiliki struktur geologi internal yang kompleks dengan ketebalan 25-60 km dibawah benua dan 4-6 km di bawah samudera (Elnashai dan Sarno, 2008).

2.2 Gelombang Seismik

Gelombang seismik diartikan sebagai gelombang mekanik yang penjalarannya membutuhkan energi untuk menembus lapisan bumi. Karakteristik lapisan tempat gelombang seismik menjalar sangat mempengaruhi kecepatannya (Salsabella, dkk, 2014). Gelombang seismik tergolong gelombang mekanik karena dalam perambatannya dibutuhkan medium. Partikel-partikel yang terdapat pada medium tersebut akan beresilasi ketika ada gelombang yang melewatinya (Afnimar, 2009).

2.2.1 Gelombang Badan (*Body Wave*)

Gelombang badan merambat hingga mencapai interior bumi. Gelombang badan yang arah perambatannya membujur disebut sebagai gelombang primer atau biasa dikenal sebagai *P-wave*, sedangkan yang arah perambatannya melintang disebut sebagai gelombang sekunder atau *S-wave*. Kedua gelombang tersebut memiliki istilah "*Preliminary Tremor*" karena termasuk golongan gelombang yang pertama kali dirasakan saat terjadi gempa bumi (Elnashai dan Sarno, 2008). Gelombang P merupakan gelombang longitudinal yang memiliki cepat rambat yang paling cepat. Oleh sebab itu, pada saat terjadi gempa, maka gelombang yang akan tercatat pertama kali adalah gelombang P. Gelombang ini dikenal juga sebagai gelombang kompresi karena terbentuk dari osilasi tekanan yang menjaral dari suatu tempat menuju tempat lain, sehingga pada titik tertentu akan mengalami kompresi dan dilatasi (Lowrie, 2007). Hal tersebut ditunjukkan pada Gambar 2.3 (Lay dan Wallace, 1995). Sedangkan persamaan untuk gelombang P adalah sebagai berikut (Elnashai dan Sarno, 2008):

$$v_p = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} \quad (2.1)$$

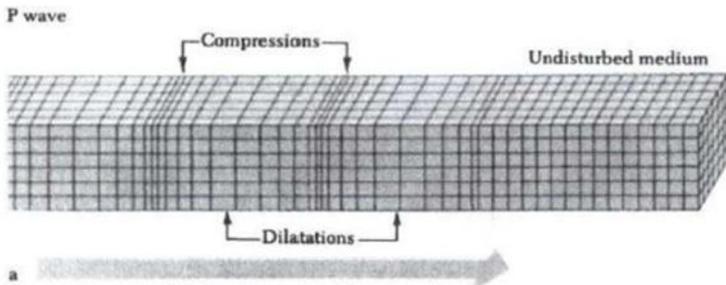
dimana:

v_p = cepat rambat gelombang P (m/s)

λ = konstanta Lamé (N/m²)

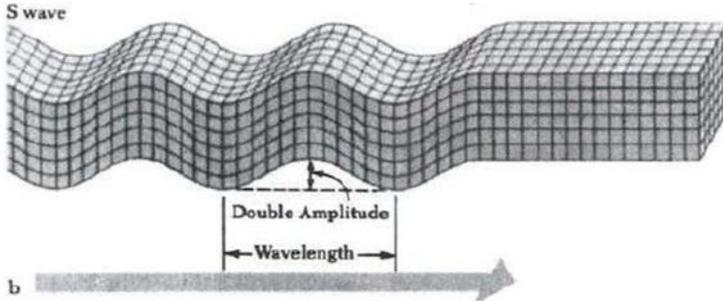
μ = rigiditas (N/m²)

ρ = densitas (kg/m³)



Gambar 2.3 Mekanisme perambatan dan arah gerak partikel pada gelombang P (Lay dan Wallace, 1995).

Gelombang S selain disebut sebagai gelombang transversal juga disebut sebagai gelombang geser atau *shear wave*. Hal tersebut dikarenakan gelombang ini hanya menggeserkan deformasi batuan tanpa mengubah volume. Gelombang S juga tidak dapat menjaral pada medium yang berupa fluida. Gambar 2.4 dibawah ini menunjukkan mekanisme perambatan gelombang S (Lay dan Wallace, 1995).



Gambar 2.4 Mekanisme perambatan dan arah gerak partikel pada gelombang S (Lay dan Wallace, 1995).

Persamaan untuk gelombang S adalah sebagai berikut (Afnimar, 2009):

$$v_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (2.2)$$

dimana:

v_s = cepat rambat gelombang S (m/s)

μ = rigiditas (N/m²)

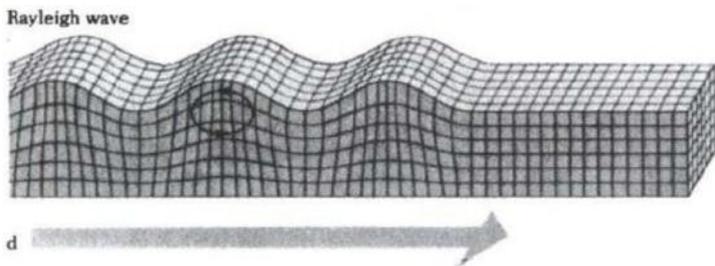
ρ = densitas (kg/m³)

2.2.2 Gelombang Permukaan (*Surface Wave*)

Gelombang permukaan merupakan gelombang elastik yang penjalaran gelombangnya di sepanjang permukaan bumi. Gelombang ini juga biasa disebut sebagai *tide waves*, karena gelombang ini harus menjaral melalui suatu lapisan atau permukaan (Ibrahim dan Subardjo, 2004). Gelombang permukaan menjaral akibat adanya efek *surface* yang memiliki perbedaan sifat elastik (Susilawati, 2008). Gelombang permukaan dibagi menjadi dua, yaitu gelombang Rayleigh dan gelombang Love. Kedua gelombang ini tidak tercatat

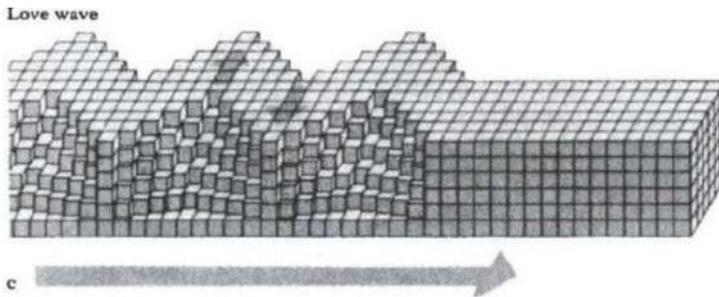
secara bersamaan pada suatu stasiun, melainkan gelombang yang memiliki periode lebih panjang yang akan tercatat lebih dulu atau dengan kata lain dapat dikatakan bahwa gelombang yang periodenya panjang memiliki kecepatan yang tinggi (Ibrahim dan Subardjo, 2004).

Gelombang Rayleigh menjalar melalui permukaan bebas di bumi yang homogen. Lintasan gerak partikel pada gelombang ini membentuk suatu ellips pada arah vertikal dan berimpit dengan arah penjararannya (Ibrahim dan Subardjo, 2004). Gelombang Rayleigh memiliki suatu karakteristik, yaitu amplitudo pada gelombang ini akan berkurang seiring bertambahnya nilai kedalaman. Selain itu juga, sifat yang dimiliki oleh gelombang ini adalah pada setiap perambatan gelombang yang melewati batas lapisan batuan akan terdispersi (Sholihan dan Santosa, 2013). Mekanisme perambatan dan arah gerak partikel pada gelombang Rayleigh ditunjukkan oleh Gambar 2.5.



Gambar 2.5 Mekanisme perambatan dan arah gerak partikel pada gelombang Rayleigh (Lay dan Wallace, 1995).

Gelombang Love merupakan gelombang S horizontal dimana penjararannya parallel dengan permukaan tanah, sehingga gelombang ini juga disebut sebagai gelombang transversal (Telford, dkk, 1990). Cepat rambat gelombang ini selalu lebih lambat dari gelombang P, dan pada umumnya juga lebih lambat dari gelombang S. Mekanisme perambatan dan arah gerak partikel pada gelombang Love ditunjukkan oleh Gambar 2.6 berikut (Lay dan Wallace, 1995).



Gambar 2.6 Mekanisme perambatan dan arah gerak partikel pada gelombang Love (Lay dan Wallace, 1995).

2.3 Mikrotremor

Berdasarkan asumsi dari Kanai (1983) bahwa mikrotremor adalah getaran tanah yang terjadi secara alami dan berlangsung secara terus-menerus. Sumber getaran tersebut berbagai macam, antara lain lalu lintas, angin, aktivitas manusia dan lain-lain. Selain itu mikrotremor juga dapat diartikan sebagai getaran harmonik alami tanah yang terjadi secara terus-menerus, terjebak di lapisan sedimen dan dapat terpantulkan karena adanya bidang batas lapisan material dengan nilai frekuensi yang tetap. Penelitian mikrotremor digunakan untuk mengetahui karakteristik lapisan material di bawah permukaan berdasarkan dua parameter, yaitu periode dominan dan faktor penguatan gelombang (amplifikasi). Mikrotremor memiliki frekuensi yang lebih tinggi dari frekuensi gempa bumi. Periode yang dimiliki oleh mikrotremor pada umumnya berkisar antara 0.05-2 detik, sedangkan nilai amplitudonya berkisar antara 0.1-2 mikron.

2.4 Metode *Horizontal to Vertical Spectral Ratio* (HVSr)

Metode *Horizontal to Vertical Spectral Ratio* atau yang biasa disingkat menjadi HVSr adalah suatu metode yang digunakan untuk menganalisis studi efek lokal dan tingkat kerentanan suatu daerah terhadap adanya bahaya atau bencana. Prinsip dasar pada metode ini yaitu memperhitungkan perbandingan rasio amplitudo spektrum komponen horisontal terhadap komponen vertikal yang berasal dari getaran *noise* suatu lingkungan dan terekam disalah satu stasiun atau sensor. Hasil analisis dari HVSr akan menunjukkan suatu puncak spektrum dari frekuensi yang paling dominan (Nakamura, 1989).

Persamaan 2.3 dibawah ini merupakan perhitungan yang menunjukkan perbandingan spektrum antara komponen horisontal dan komponen vertikal (Wibowo, 2015).

$$H = \frac{\sqrt{(A_e(f))^2 + (A_n h(f))^2}}{A_v(f)} \quad (2.3)$$

dimana:

H = nilai perbandingan spektrum komponen horisontal dan komponen vertikal

$A_e(f)$ = nilai amplitudo spektrum komponen timur-barat

$A_n h(f)$ = nilai amplitudo spektrum komponen utara-selatan

$A_v(f)$ = nilai amplitudo spektrum komponen vertikal

Panou, dkk (2004) mendeskripsikan bahwa adanya hubungan antara spektrum HVSR dengan data kerusakan akibat gempa bumi. Nilai intensitas kerusakan yang bernilai tinggi terjadi pada zona yang memiliki frekuensi rendah, namun nilai faktor amplifikasinya besar. Sebaliknya, nilai intensitas kerusakan yang bernilai rendah terjadi pada zona yang berfrekuensi tinggi dan nilai faktor amplifikasi yang rendah.

2.4.1 Frekuensi Dominan

Frekuensi dominan merupakan suatu nilai yang seringkali muncul sehingga diakui sebagai nilai frekuensi dari suatu lapisan batuan, sehingga dapat menunjukkan jenis dan karakteristik dari lapisan batuan tersebut. Jika nilai frekuensi suatu bangunan mendekati nilai frekuensi natural pada lapisan material yang ada di bawahnya, maka getaran seismik akan beresonansi dengan bangunan dan meningkatkan *stress* pada bangunan tersebut (Aini, dkk. 2012). Aplikasi gelombang mikrotremor dengan memakai metode HVSR dapat digunakan untuk menentukan frekuensi natural pada lapisan sedimen (Gosar, 2007). Nilai frekuensi yang rendah pada suatu daerah menunjukkan bahwa daerah tersebut rentan terhadap efek lokal karena memiliki kedalaman sedimen yang relatif dalam (Nakamura, 2000).

2.4.2 Periode Dominan

Periode dominan tanah memiliki keterkaitan yang sangat dekat dengan kedalaman suatu lapisan sedimen lunak. Nilai periode

dominan itu sendiri merupakan waktu yang di butuhkan gelombang mikrotremor untuk merambat melewati suatu lapisan endapan sedimen permukaan atau mengalami satu kali pemantulan terhadap bidang pantulnya ke permukaan. Apabila suatu daerah memiliki nilai periode dominan tanah yang tinggi, maka hal tersebut menunjukkan adanya sedimen yang tebal sehingga rentan terhadap kerusakan. Nilai periode dominan didapatkan berdasarkan persamaan 2.4 dibawah ini (Nakamura, 1989).

$$T_0 = \frac{1}{f_0} \quad (2.4)$$

T_0 = periode dominan (s)

f_0 = frekuensi dominan (Hz)

2.4.3 Faktor Amplifikasi

Faktor amplifikasi merupakan perbandingan antara percepatan maksimum gempa yang berada di batuan dasar (*bedrock*) dengan percepatan maksimum yang berada di permukaan tanah. Batuan sedimen yang lunak memiliki kemampuan memperkuat gerakan tanah saat gempa bumi terjadi, sehingga menimbulkan kerusakan yang lebih parah daripada lapisan sedimen yang solid (Tuladhar, 2002). Apabila perbandingan kedua percepatan maksimum antara *bedrock* dan permukaan tanah, maka semakin besar pula nilai amplifikasi perambatan gelombangnya. Nilai faktor amplifikasi suatu daerah dapat diketahui dengan melihat tinggi puncak spektrum pada kurva HVSR (Nakamura, 2000).

Menurut Sato, dkk. (2004), terdapat dua amplifikasi gelombang gempa yang dapat merusak bangunan. Pertama, adanya gelombang yang terjebak di lapisan lunak sehingga menyebabkan terjadinya superposisi antar gelombang. Kedua, adanya kesamaan frekuensi yang terdapat di bangunan tersebut dengan geologi setempat.

1.5 Transformasi Fourier

Aplikasi dari transformasi Fourier dalam survey mikrotremor adalah mengubah gelombang seismik yang berdomain waktu menjadi domain frekuensi. Transformasi Fourier ini merupakan metode untuk mendekomposisi suatu gelombang seismik menjadi beberapa

gelombang harmonik sinusoidal dengan frekuensi yang berbeda-beda. Sejumlah gelombang sinusoidal tersebut disebut sebagai Deret Fourier. Persamaan transformasi Fourier dalam kasus ini ditunjukkan pada persamaan 2.5 berikut (Park,2010).

$$\begin{aligned}
 X(f) &= \int_{-\infty}^{\infty} x(t) e^{-j2\pi f t} dt \\
 &= \int_{-\infty}^{\infty} x(t) \cos(2\pi f t) dt - j \int_{-\infty}^{\infty} x(t) \sin(2\pi f t) dt \quad (2.5)
 \end{aligned}$$

dengan:

$X(f)$ = fungsi dalam domain frekuensi
 $e^{-j2\pi f t}$ = fungsi Kernel
 $x(t)$ = fungsi dalam domain waktu
 f = frekuensi

Persamaan 2.5 tersebut yang digunakan untuk mengubah sinyal dari domain waktu menjadi domain frekuensi. Namun, dengan keterbatasan komputer, maka persamaan tersebut didekati dengan persamaan yang ditunjukkan oleh 2.6 berikut, dengan m dan n adalah bilangan bulat.

$$\begin{aligned}
 \int_{-\infty}^{\infty} x(t) \cos(2\pi f t) dt &\rightarrow \sum_n x(n\Delta t) \cos(2\pi f n\Delta t) \Delta t \\
 &= \sum_n x(n\Delta t) \cos(2\pi f n\Delta t) \Delta t \\
 &= \sum_n x(n\Delta t) \cos\left(2\pi \frac{n}{N} f T\right) \Delta t \quad (2.6)
 \end{aligned}$$

Dalam domain waktu, periode suatu sinyal dinyatakan sebagai $T = N\Delta t$, sedangkan pada domain frekuensi $\Delta f = \frac{f_s}{N}$ dengan Δf menyatakan interval antar frekuensi dan $f_s = \frac{1}{\Delta t} = N\Delta f$. Dengan demikian, pada persamaan 2.6 $\Delta t \Delta f = \frac{1}{N}$, yang merupakan penghubung antara domain waktu dan domain frekuensi. Proses yang digunakan dalam penelitian ini yaitu FFT (*Fast Fourier Transform*). Prinsip kerja dari FFT adalah membagi sinyal hasil penyamplingan menjadi beberapa bagian yang kemudian masing-masing bagian

diselesaikan dengan algoritma yang sama dan hasilnya dikumpulkan kembali (Riyanto, dkk, 2009).

1.6 Percepatan Tanah Maksimum (PGA)

Percepatan tanah atau disebut juga parameter percepatan gelombang seismik merupakan salah satu parameter yang penting dalam *earthquakes engineering*. Nilai percepatan tanah tersebut menunjukkan resiko gempa bumi yang perlu diperhitungkan, terutama untuk perencanaan bangunan. Nilai percepatan tanah yang di perhitungan dalam perencanaan bangunan tersebut adalah nilai percepatan tanah maksimum. Setiap terjadinya gempa akan menimbulkan satu nilai percepatan tanah pada suatu tempat (Ibrahim dan Subardjo, 2004). Menurut Sehad dan Dewi (2012), nilai percepatan tanah yang lazim digunakan adalah Percepatan Tanah Maksimum (*Peak Ground Acceleration*), yaitu percepatan getaran tanah tertinggi yang pernah terjadi di suatu kawasan akibat adanya gempa bumi. Satuan yang digunakan adalah cm/s^2 atau biasa disebut gal. Dengan asumsi bahwa getaran gempa merupakan gelombang sinusoida, maka percepatan tanah dapat dirumuskan menjadi persamaan 2.7 (Suharno, 2007).

$$a = 4\pi^2 \frac{A}{T^2} \quad (2.7)$$

dengan:

a = percepatan getaran tanah (gal)

A = amplitudo getaran

T = periode getaran (s)

Jika ditinjau secara fisis, percepatan tanah sangat bergantung pada amplitudo getaran dan periode getaran. Nilai percepatan tanah ditentukan oleh besarnya magnitudo gempa, kedalaman sumber gempa, jarak episenter dan keadaan tanah itu sendiri. Perhitungan nilai PGA ini menggunakan metode Fukushima-Tanaka. Rumus empiris dengan metode ini merupakan pengembangan dan penyempurnaan dari rumus-rumus yang telah ada sebelumnya (Suharno, 2007). Persamaan 2.8 dibawah ini adalah persamaan empiris dari percepatan

tanah maksimum berdasarkan metode Fukushima-Tanaka (Suharno,2007).

$$L \quad a_b = 0.41M_s - \log(R + C(M_s)) - 0.0034R - 1.69 \quad (2.8)$$

dengan:

a_b = percepatan getaran tanah di batuan dasar (gal)

M_s = *magnitudo surface wave*

$C(M_s)$ = konstanta *magnitudo surface wave*

R = jarak hiposenter (km)

Δ = jarak episenter (km)

h = kedalaman (km)

1.7 Indeks Kerentanan Seismik

Indeks kerentanan seismik atau biasa disebut k_g merupakan suatu indeks yang menggambarkan seberapa besar tingkat kerentanan suatu lapisan tanah permukaan terhadap deformasi saat gempa bumi berlangsung. Persamaan 2.9 dibawah ini adalah rumusan dari indeks kerentanan seismik menurut (Nakamura, 2000) dan (Nakamura, 2008).

$$K_g = \frac{A_0^2}{f_0} \quad (2.9)$$

dimana:

K_g = indeks kerentanan seismik (s^2/m atau s^2/cm)

A_0 = faktor amplifikasi

f_0 = frekuensi resonansi (Hz)

Nilai indeks kerentanan seismik dapat dimanfaatkan untuk memprediksi zona lemah di suatu wilayah pada saat terjadi gempa bumi (Saita, dkk. 2004) . Selain itu, nilai tersebut juga dapat dimanfaatkan untuk memprediksi zona yang rawan terhadap likuifaksi dan rekahan tanah akibat adanya gempa bumi (Karyono, dkk. 2016).

2.8 Ground Shear Strain

Pengertian *ground shear strain* (GSS) menurut Nakamura (1997) adalah kemampuan suatu material yang terdapat pada suatu lapisan tanah untuk saling meregang dan/atau bergeser pada saat gempa terjadi. persamaan 2.10 dibawah ini merupakan rumusan untuk perhitungan nilai *ground shear strain*.

$$\gamma = K_g \times a \quad (2.10)$$

dimana:

γ = nilai *ground shear strain*

K_g = nilai indeks kerentanan seismik (s^2/m atau s^2/cm)

a = nilai percepatan tanah maksimum (gal)

Nilai *ground shear strain* yang kecil menunjukkan bahwa lapisan batuan memiliki karakteristik kokoh dan sulit untuk terdeformasi. Begitu pun sebaliknya, jika nilai *ground shear strain* besar, maka suatu lapisan batuan akan sangat mudah untuk terdeformasi. Deformasi yang terjadi biasa dapat berupa rekahan tanah, longsor, dan likuifaksi (Nakamura, 1997). Hubungan antara nilai *ground shear strain* terhadap potensi bahaya yang diakibatkan oleh tanah ditunjukkan pada Tabel 2.1 (Saaduddin, dkk, 2016).

Tabel 2.1 Hubungan nilai regangan tanah dan dinamika tanah.

Ukuran Regangan	10^{-6}	10^{-5}	10^{-4}	10^{-3}	10^{-2}	10^{-1}
Fenomena	Gelombang, Getaran	Retak, <i>Diff Settlement</i>			Tanah longsor, Pematatan tanah, Likuifaksi	Tanah longsor, Rekahan tanah, Likuifaksi
Dinamika Bahan	Elastis		Elastis - Plastis	Efek Pengu-langan	Kecepatan efek pengulangan	

2.9 Tinjauan Geologi Pulau Bali

Pulau Bali terletak pada $8^{\circ}3'40''$ - $8^{\circ}50'48''$ Lintang Selatan dan $114^{\circ}25'53''$ - $115^{\circ}42'40''$ Bujur Timur. Menurut Hadiwidjojo, dkk. (1998), jika dilihat secara kondisi geologinya, pulau Bali masih tergolong muda karena batuan tertuanya berumur miosen. Peta geologi di Pulau Bali dapat dilihat pada Gambar 2.7. Berikut ini adalah ulasan secara garis besar mengenai beberapa formasi yang ada di Bali.

1. Formasi Ulakan

Formasi Ulakan merupakan formasi tertua yang berumur Mioses Atas. Formasi ini terdiri dari batuan yang berasal dari lava bantal dan breksi basal dengan sisipan gamping. Asal nama formasi Ulakan ini diambil dari nama kampung yang terdapat di tengah sebaran formasi tersebut. Bagian atas formasi ini adalah formasi Surga yang terdiri dari tufa, nafal, dan batu pasir. Batuan yang terdapat di daerah ini umumnya miring ke arah selatan dengan kemiringan lereng yang cukup curam.

2. Formasi Selatan

Formasi Selatan berada di semenanjung selatan dan di Pulau Nusa Penida. Sebagian besar batuan yang terdapat di formasi ini ialah batuan gamping keras. Menurut Kadar (1972), tebal batumannya berkisar 600 meter dan miring menuju ke arah selatan.

3. Formasi Batuan Gunungapi Pulaki

Kelompok batuan pada formasi ini berumur Pliosen dengan jenis batumannya berupa batuan beku. Pada umumnya, batuan beku yang terdapat di formasi ini bersifat basalt, terdiri dari lava dan breksi. Meskipun dipastikan asal batumannya berasal dari gunung api, namun pusat erupsinya tidak dapat diketahui. Terdapat sejumlah kemenerusan di daerah ini yang membentang dari barat ke timur. Pada daerah perbatasan di bagian utara, kemungkinan adanya indikasi sisa vulkanisme, dengan bau belerang yang cukup kuat.

4. Formasi Prapatagung

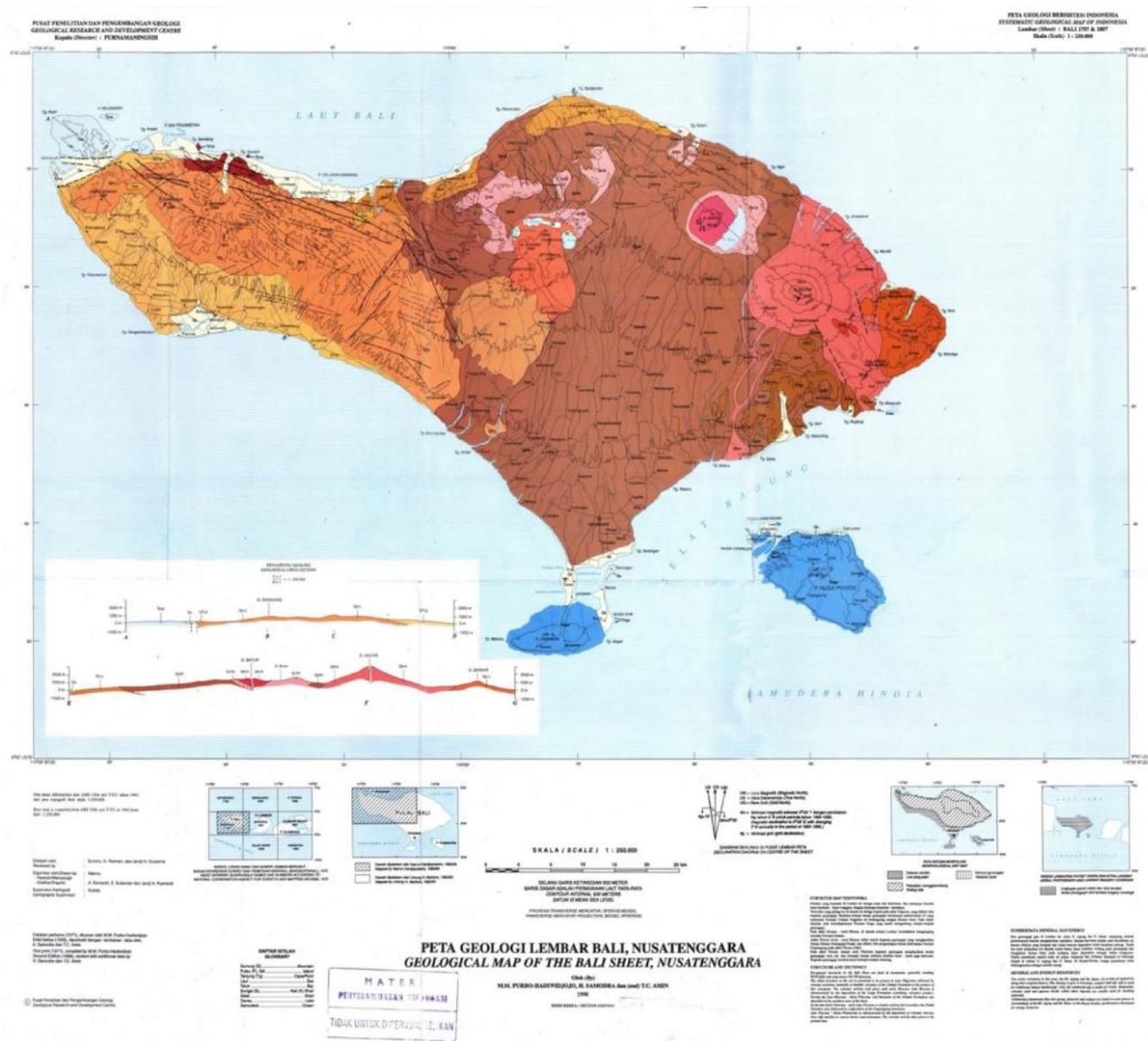
Kelompok batuan pada formasi ini berumur Pliosen. Diberi nama demikian karena formasi ini menempati daerah Prapatagung yang berada di ujung barat Pulau Bali. Jenis batuan pada formasi ini antara lain adalah batu gamping, batu pasir gampingan dan nafal.

5. Formasi Asah

Kelompok batuan pada formasi ini berumur Pliosen. Batuan tersebut tersebar dari barat daya Seririt hingga barat daya Tejakula. Pada umumnya, lapisan batumannya terdiri dari breksi berupa kepingan batuan yang bersifat basalt, lava dan obsidian. Batuan ini biasanya memiliki karakteristik keras karena perekat batumannya biasanya adalah gampingan.

6. Formasi Batuan Gunungapi Kwartar Bawah

Pada masa Kwartar, batuan yang mendominasi di Pulau Bali berasal dari aktivitas gunungapi. Berdasarkan morfologinya, dapat diperkirakan bahwa bagian barat pulau ini terdapat lapisan batuan tertua yang terdiri dari lava, breksi dan tufa. Sebagian besar batumannya bersifat andesit, namun ada juga yang bersifat basalt. Pada daerah Candikusuma hingga Melaya, terdapat banyak bukit rendah yang terbentuk dengan alas batuan konglomerat.



Gambar 2.7 Peta Geologi Pulau Bali.

(Halaman ini sengaja dikosongkan)

2.10 Karakteristik dan Klasifikasi Tanah

Menurut Ibrahim dan Subardjo (2004), penjalaran gelombang gempa yang sampai pada permukaan sangat erat kaitannya dengan karakteristik tanah. Para ahli di Jepang seperti Kanai dan Omote-Nakajima membuat dua metode untuk mengklasifikasi profil tanah. Usulan pertama diajukan oleh Kanai yang dapat dilihat pada Tabel 2.2. Tabel 2.2 Klasifikasi tanah berdasarkan nilai frekuensi dominan oleh Kanai (Ibrahim dan Subardjo, 2004).

Klasifikasi		Frekuensi (Hz)	Klasifikasi Kanai	Deskripsi
Tipe	Jenis			
IV	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
	II	10-4	Batuan <i>alluvial</i> , dengan ketebalan 5m. Terdiri dari <i>sandy-gravel, sandy hard clay, loam</i> , dll	Ketebalan sedimen permukaannya masuk dalam kategori menengah 5-10 meter
III	III	2,5-4	Batuan <i>alluvial</i> , dengan ketebalan > 5m. Terdiri dari <i>sandy-gravel, sandy hard clay, loam</i> , dll	Ketebalan sedimen permukaannya masuk dalam kategori tebal 10-30 meter
II	IV	< 2,5	Batuan <i>alluvial</i> , yang terbentuk dari sedimentasi delta, <i>top soil</i> , lumpur dengan kedalaman 30 meter atau lebih	Ketebalan sedimen permukaannya sangatlah tebal
I				

Usulan yang kedua diajukan oleh Kanai dan Omote-Nakajima yang dapat dilihat pada Tabel 2.3.

Tabel 2.3 Klasifikasi tanah menurut Kanai dan Omote-Nakajima (Ibrahim dan Subardjo, 2004).s

No	Klasifikasi Tanah		Periode Dominan (sekon)	Keterangan	Karakter
	Kanai	Omote-Nakajima			
1	Jenis I	Jenis A	0,05 s/d 0,15	Batuan tersier atau lebih tua. Terdiri dari batuan <i>hard sandy, grovel</i> , dll	Keras
2	Jenis II		0,15 s/d 0,25	Batuan <i>alluvial</i> , dengan kedalaman 5 m. Terdiri dari <i>sandy-gravel, sandy hard clay, loam</i> , dll	Sedang
3	Jenis III	Jenis B	0,25 s/d 0,40	Batuan <i>alluvial</i> , hampir sama dengan II, hanya dibedakan oleh adanya <i>bluff</i>	Lunak
4	Jenis IV	Jenis C	> 0,40	Batuan <i>alluvial</i> , yang terbentuk dari sedimentasi delta, <i>top soil</i> , lumpur dengan kedalaman 30 meter atau lebih	Sangat lunak