

BAB I

PENDAHULUAN

1.1 Latar Belakang

Gempabumi merupakan salah satu fenomena geologi yang berpotensi merusak dan mengancam keselamatan manusia. Kerusakan akibat gempabumi tidak hanya ditentukan oleh kekuatan dan kedalaman gempabumi tetapi juga oleh karakteristik geologi dan kondisi di permukaan (Prawirodikromo, 2012; Karnaen dkk, 2019; Marjiyono dkk, 2023). Pada beberapa daerah, risiko kerusakan semakin meningkat seiring dengan pertumbuhan penduduk, urbanisasi dan pembangunan infrastruktur yang masif (Awaluddin., 2022; Yanuar dkk., 2023;).

Sebagai bagian dari wilayah yang terletak di jalur gempa aktif Indonesia, Kabupaten Takalar juga berpotensi mengalami dampak gempabumi yang signifikan akibat aktivitas tektonik di sekitarnya. Sedimen Kuartar yang mendominasi sebagian besar wilayah khususnya di pesisir barat Kabupaten Takalar merupakan endapan geologis yang terdiri dari material aluvial, *marine*, dan vulkanik. Beberapa penelitian terdahulu menunjukkan bahwa lapisan sedimen yang tebal cenderung memperkuat gelombang seismik melalui mekanisme amplifikasi gelombang dan dapat menyebabkan kerusakan infrastruktur yang lebih parah selama gempa bumi (Daryono, 2011; Rusdin dan Hadmoko, 2012). Faktor-faktor seperti kedalaman air tanah dan struktur geologi lokal juga mempengaruhi risiko likuefaksi, fenomena dimana tanah berbutir halus dan jenuh air kehilangan kekuatan dan stabilitas saat terjadi gempa.

Mikrozonasi seismik didefinisikan sebagai proses membagi area yang berpotensi berdampak gempabumi menjadi zona-zona berdasarkan beberapa karakteristik geologi dan geofisika dari lokasi tersebut (Mittal, 2017). Mikrozonasi seismik bertujuan untuk mengidentifikasi kondisi lokal dalam potensi bahaya seismik di suatu wilayah. Memetakan zona-zona dengan tingkat risiko yang berbeda berdasarkan karakteristik tanah dan sedimen, mikrozonasi seismik dapat memberikan informasi yang lebih akurat tentang area mana yang lebih rentan terhadap dampak gempabumi.

Kajian tentang Sedimen Kuarter di wilayah Kabupaten Takalar masih jarang dilakukan namun menjadi topik penelitian yang menarik dalam bidang mitigasi gempabumi. Kabupaten Takalar mengalami pertumbuhan wilayah perkotaan yang pesat. Peningkatan populasi penduduk dapat menghasilkan konstruksi masif dan tidak terencana (Rahayu dkk, 2022). Oleh karena itu, memahami bagaimana karakteristik lokal tanah dan sedimen mempengaruhi respon seismik sangat penting untuk mitigasi risiko bencana gempabumi di wilayah tersebut.

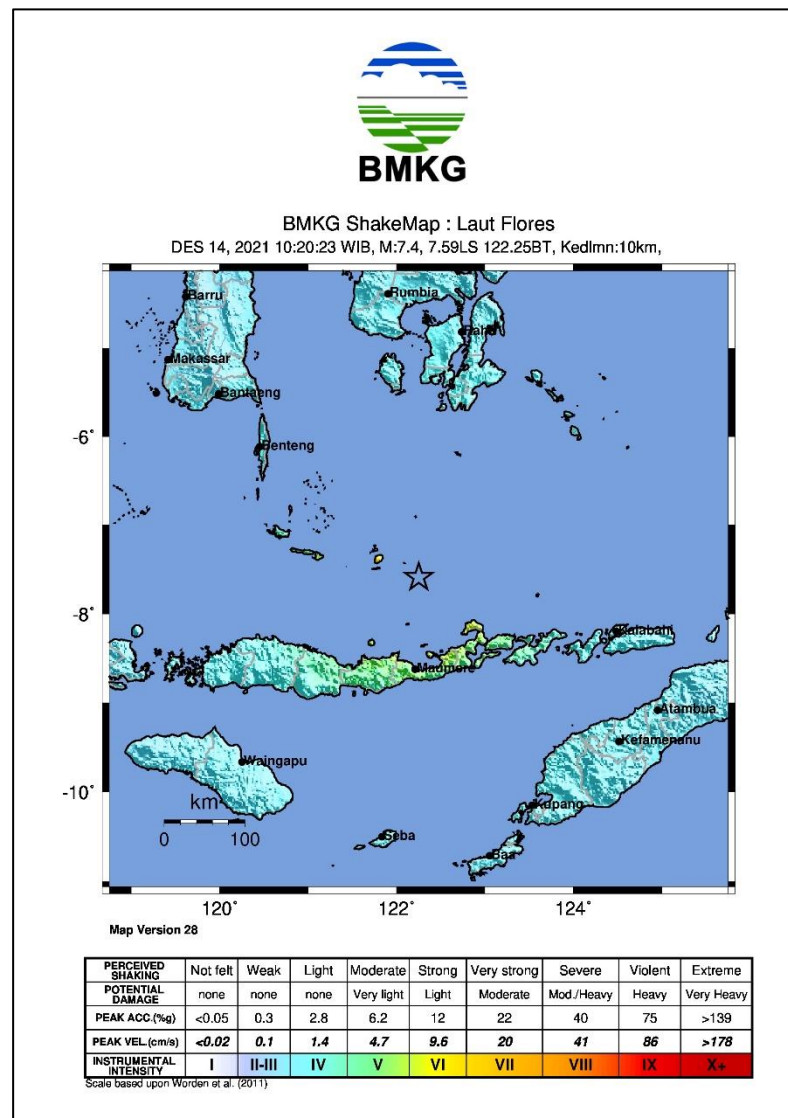
1.2 Rumusan Masalah

Gempabumi magnitudo 7.4 dengan kedalaman 10 km terjadi pada hari Selasa tanggal 14 Desember 2021 pukul 11:20:23 WITA dan berpusat di Laut Flores. Getaran gempabumi dirasakan dan menimbulkan kepanikan di tengah masyarakat. Badan Meteorologi Klimatologi dan Geofisika (BMKG) mencatat di wilayah Kabupaten Takalar gempabumi dirasakan dengan intensitas *III Modified Mercally Instensity* (MMI) (BMKG, 2021).

Pertumbuhan penduduk dan perkembangan daerah yang pesat menjadikan Kabupaten Takalar memiliki risiko tinggi terhadap dampak gempabumi. Rencana tata ruang dan wilayah dalam Peraturan Daerah Kabupaten Takalar Nomor 6 tahun 2012 tentang Rencana Tata Ruang Wilayah Kabupaten Takalar Tahun 2012-2031 menunjukkan bahwa arah pengembangan Kabupaten Takalar sebagian besar berada pada wilayah yang berisiko karena kondisi geologi yang dimiliki. Kondisi geologi wilayah tersebut berada di atas batuan sedimen yang dapat memberikan respon penalaran gelombang seismik (Larasati dkk, 2019; Firdaus dkk, 2022). Terdapat hubungan antara indeks kerentanan seismik dengan ketebalan sedimen, dimana semakin tebal lapisan sedimen cenderung memiliki indeks kerentanan seismik yang semakin tinggi dan sebaliknya semakin tipis lapisan sedimen indeks kerentanannya semakin rendah (Rusdin dan Hadmoko, 2012).

Gempabumi memiliki peluang untuk terjadi kembali di suatu wilayah yang sudah pernah mengalaminya (Uchida *et al*, 2019). Dari fakta-fakta tersebut potensi untuk terjadinya dampak gempabumi di Kabupaten Takalar masih tinggi di masa yang akan datang. Hal ini tentu sangat berpengaruh bagi keberlangsungan

kehidupan masyarakat dan keberlanjutan pembangunan kota (Vita dkk., 2021 dan Muzli dkk., 2021).



Gambar 1. Peta Guncangan (*shakemap*) Gempabumi Laut Flores 14 Desember 2021 (BMKG)

Berdasarkan uraian di atas, maka permasalahan dapat dirumuskan sebagai berikut:

1. Bagaimana nilai indeks kerentanan seismik pada Sedimen Kuarter di wilayah Kabupaten Takalar?
2. Bagaimana hubungan antara ketebalan sedimen terhadap nilai indeks kerentanan seismik di wilayah Kabupaten Takalar?

3. Bagaimana potensi likuefaksi pada endapan sedimen di wilayah Kabupaten Takalar?

1.3 Tujuan Penelitian

Berdasarkan rumusan masalah di atas maka tujuan dari penelitian ini adalah:

1. Menganalisis indeks kerentanan seismik pada Sedimen Kuartar di wilayah Kabupaten Takalar.
2. Menganalisis hubungan antara ketebalan sedimen terhadap nilai indeks kerentanan seismik di wilayah Kabupaten Takalar.
3. Menganalisis kerawanan likuefaksi pada Sedimen Kuartar di wilayah Kabupaten Takalar.

1.4 Manfaat Penelitian

Penelitian ini diharapkan dapat memberikan manfaat dalam memberikan informasi karakteristik daerah rentan kerusakan akibat gempa bumi. Peta mikrozonasi seismik yang detail diharapkan dapat membantu memperkuat ketahanan Kabupaten Takalar terhadap dampak gempa bumi di masa depan, mengurangi kerugian material, serta melindungi keselamatan masyarakat. Penelitian ini akan mengidentifikasi zona-zona dengan potensi amplifikasi gempa yang berbeda-beda dan menentukan area dengan risiko likuifaksi yang tinggi.

1.5 Ruang Lingkup

Penelitian ini dilakukan di Kabupaten Takalar, Sulawesi Selatan, dengan fokus pada daerah-daerah yang didominasi oleh endapan Sedimen Kuartar. Wilayah studi meliputi beberapa kecamatan di Kabupaten Takalar yang dianggap berpotensi mengalami amplifikasi seismik tinggi berdasarkan kondisi geologi lokal. Penelitian ini meliputi pengambilan data lapangan dan mendeskripsikan hasil pengolahan data berupa kerentanan seismik, ketebalan sedimen, dan potensi likuefaksi. Data yang digunakan meliputi pengukuran mikrotremor, kecepatan gelombang geser, muka air tanah dan pengujian sampel tanah di laboratorium. Pengolahan data menggunakan metode pemodelan seismik dan teknik mikrozonasi yaitu analisis amplifikasi spektral, evaluasi potensi likuifaksi, dan pemetaan zona

risiko seismik berdasarkan data yang telah dikumpulkan. Hasil analisis digunakan untuk membuat peta mikrozonasi yang menunjukkan zona-zona dengan tingkat risiko seismik yang berbeda di Kabupaten Takalar.

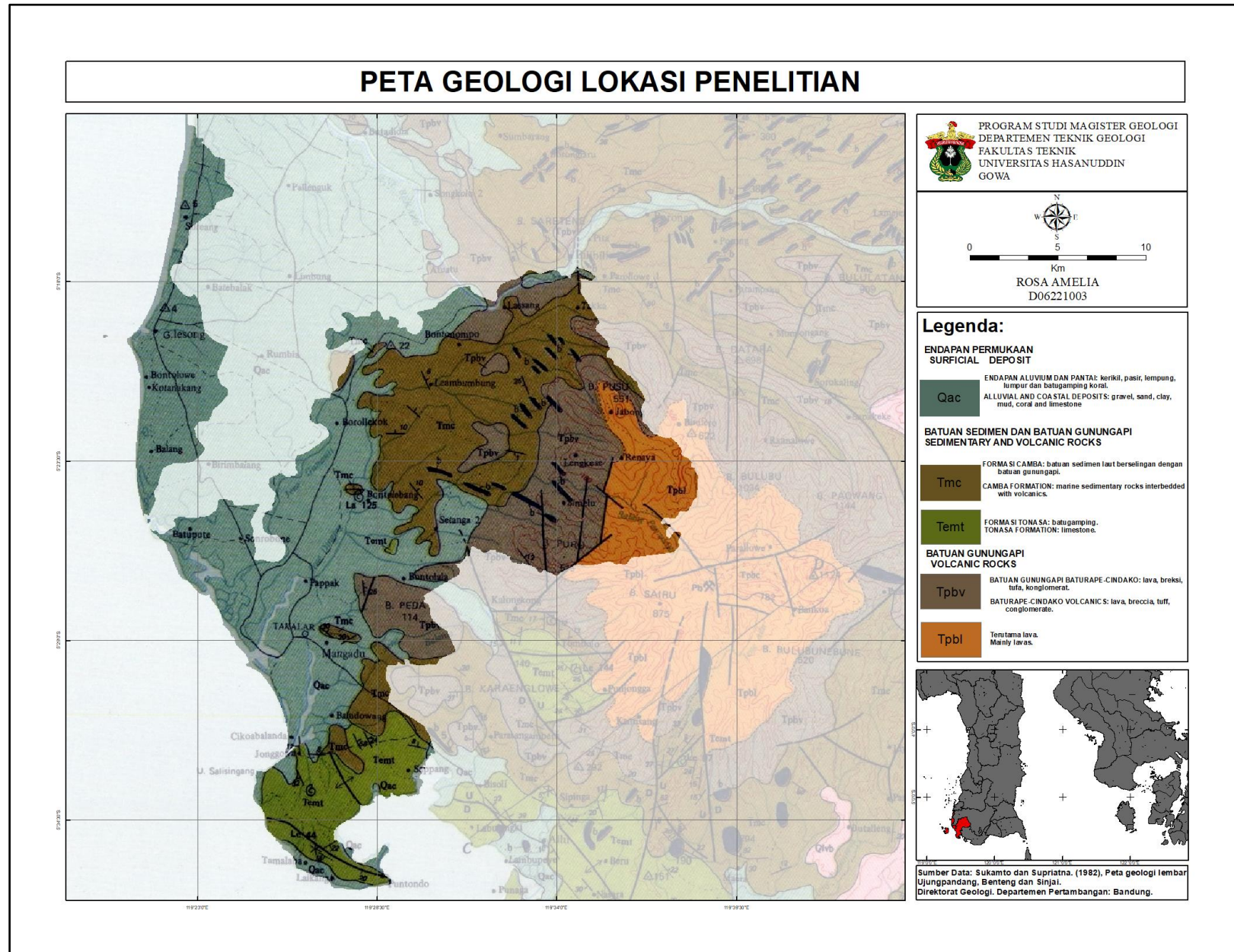
BAB II

TINJAUAN PUSTAKA

2.1 Geologi Regional

Daerah penelitian termasuk dalam geologi Lembar Ujungpandang, Benteng, dan Sinjai (Sukanto dan Supriatna, 1982). Berdasarkan peta geologi tersebut wilayah penelitian terdiri dari empat formasi batuan yaitu Formasi Camba, Formasi Baturape Cindako, Formasi Tonasa dan Formasi Aluvium dan Pantai.

- a. **Formasi Tonasa (Tmt):** Formasi ini berusia Miosen Awal dan tersusun oleh material batugamping, sebagian berlapis dan sebagian Pejal; koral, bioklastika, dan kalkarenit dengan sisipan napal globigerina.
- b. **Formasi Camba (Tmc):** Formasi ini disusun oleh batuan sedimen laut berselingan dengan batuan gunungapi, batu pasir tufaan berselingan dengan tufa batupasir dan batulempung; bersisipan napal, batugamping, konglomerat, breksi gunungapi dan batubara. Tufa berbutir halus hingga lapili; tufa lempungan berwarna merah mengandung banyak mineral biotit; konglomerat dan breksinya terutama berkomponen andesit dan basal; batugamping pasiran mengandung koral dan moluska; batulempung kelabu tua dan napal mengandung fosil foraminifera kecil terbentuk pada Miosen Tengah.
- c. **Formasi Baturape Cindako (Tpbv):** Formasi ini tersusun oleh lava dan breksi, dengan sisipan sedikit tufa dan konglomerat. Komplek terobosan diorit berupa stok dan retas di Baturape dan Cindako diperkirakan merupakan bekas pusat erupsi berumur Pliosen Akhir.
- d. **Formasi Aluvium dan Pantai (Qac):** Material ini merupakan penyusun utama Kabupaten Takalar berusia Holocene. Komposisi material berupa kerikil, pasir, lempung, lumpur dan batugamping koral. Terbentuk dalam lingkungan sungai, rawa, pantai dan delta.



Gambar 2. Peta Geologi daerah Penelitian (Sukanto dan Supriatna, 1982)

2.1.1 Geomorfologi

Bentuk morfologi yang menonjol di daerah lembar ini adalah kerucut gunungapi Lompobatang yang menjulang mencapai ketinggian 2876 m di atas muka laut. Kerucut gunungapi dari kejauhan masih memperlihatkan bentuk aslinya, dan menempati lebih kurang 1/3 daerah lembar. Pada potret udara terlihat dengan jelas adanya beberapa kerucut parasit, yang kelihatannya lebih muda dan kerucut induknya bersebaran di sepanjang jalur utara-selatan melewati puncak Gunung Lompobatang. Kerucut gunungapi Lompobatang ini tersusun oleh batuan gunungapi berumur Plistosen.

Dua buah bentuk kerucut tererosi yang lebih sempit sebarannya terdapat di sebelah barat dan sebelah utara Gunung Lompobatang. Di sebelah barat terdapat Gunung Baturape, mencapai ketinggian 1124 m dan di sebelah utara terdapat Gunung Cindako, mencapai ketinggian 1500 m. Kedua bentuk kerucut tererosi ini disusun oleh bawan gunungapi berumur Pliosen.

Di bagian utara lembar terdapat 2 daerah yang tercirikan oleh topografi kras yang di bentuk oleh batugamping Formasi Tonasa. Kedua daerah bertopografi kras ini dipisahkan oleh pegunungan yang tersusun oleh batuan gunungapi berumur Miosen sampai Pliosen.

Daerah sebelah barat Gunung Cindako dan sebelah utara Gunung Baturape merupakan daerah berbukit, kasar di bagian timur dan halus di bagian barat. Bagian timur mencapai ketinggian kira-kira 500 m sedangkan bagian barat kurang 50 m di atas muka laut dan hampir merupakan suatu dataran. Bentuk morfologi ini disusun oleh batuan klastika gunungapi berumur Miosen. Bukit-bukit memanjang yang tersebar di daerah ini mengarah ke Gunung Cindako dan Gunung Baturape berupa retas-retas basal (Sukanto dan Supriatna, 1982).

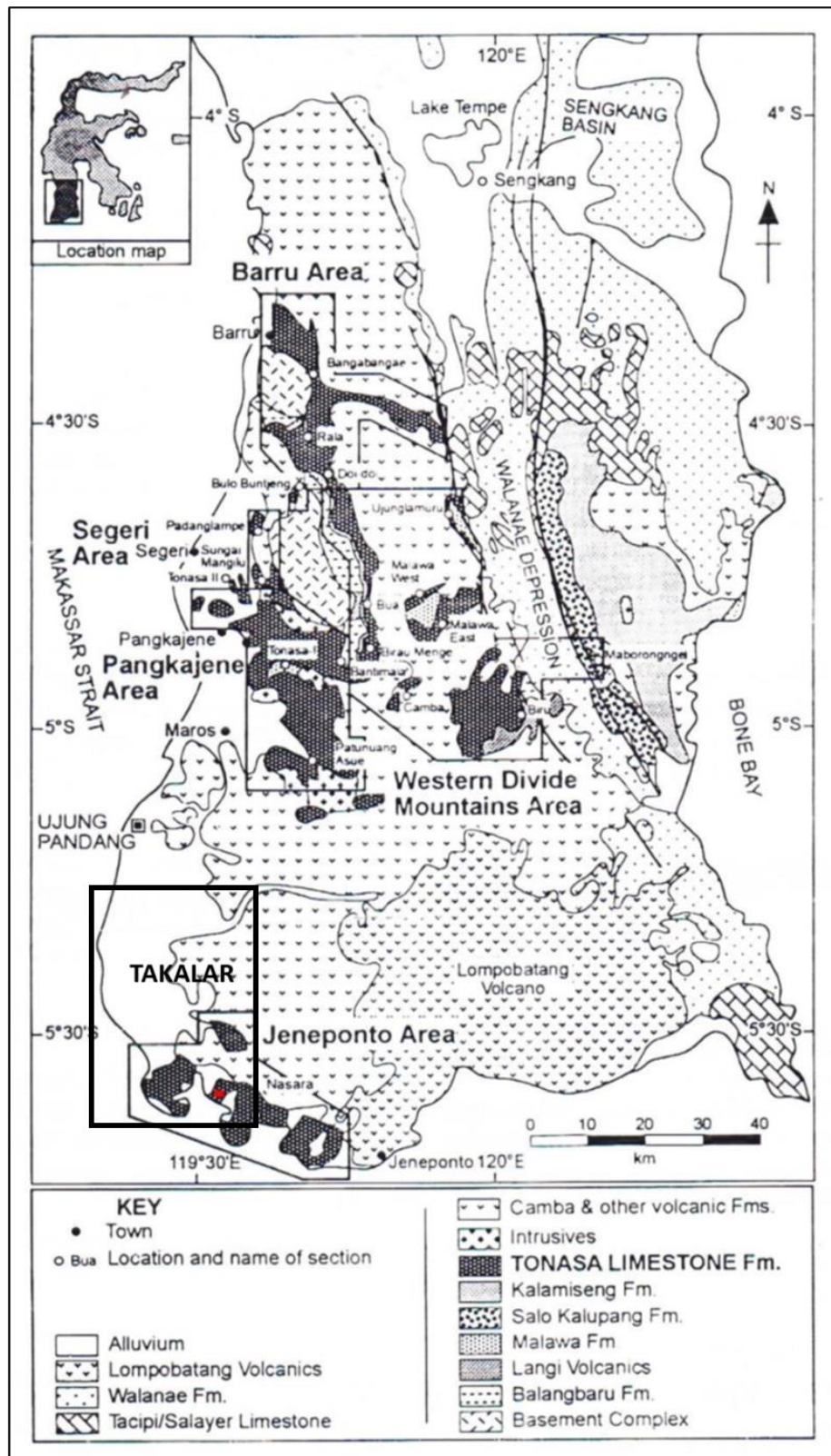
2.1.2 Tektonik Pulau Sulawesi

Secara tektonik, Sulawesi terbentuk oleh interaksi dari tiga lempeng utama dunia pada masa Mesozoik. Pulau Sulawesi terletak di tengah area pertemuan tiga lempeng utama Lempeng Pasifik bergerak 12 cm/tahun ke arah barat dan lempeng Indo-Australia bergerak 7 cm/tahun ke arah utara dan lempeng Eurasia yang relatif diam. Di zona pertemuan *triple junction* ini, kondisi ini membentuk bagian yang

disebut mikro-benua, zona melange, busur kepulauan, dan sabuk ofiolit (Natawidjaya dan Daryono, 2015; Massinai dkk, 2015).

Berdasarkan struktur litotektonik, Sulawesi dan pulau-pulau sekitarnya dibagi menjadi empat, yaitu; Mandala barat (*West & North Sulawesi Volcano-Plutonic Arc*) sebagai jalur magmatik yang merupakan bagian ujung timur Paparan Sunda, Mandala Tengah (*Central Sulawesi Metamorphic Belt*) berupa batuan malihan yang ditumpangi batuan bancuh sebagai bagian dari blok Australia, Mandala timur (*East Sulawesi Ophiolite Belt*) berupa ofiolit yang merupakan segmen dari kerak samudera berimbrikasi dan batuan sedimen berumur Trias-Miosen dan yang keempat adalah Fragmen Benua Banggai-Sula-Tukang Besi, kepulauan paling timur dan tenggara Sulawesi yang merupakan pecahan benua yang berpindah ke arah barat karena strike-slip faults dari New Guinea (Sompotan, 2012).

Wilayah Provinsi Sulawesi Selatan sendiri terdiri dari segmen tepian benua dengan basement metamorfik pra-Tersier yang tersusun atas batuan metamorfik bertekanan rendah hingga sedang dan batuan ultramafik yang ditindih oleh urutan vulkanik-sedimen Kapur Atas dan Kenozoikum. Beberapa batuan pluto-vulkanik dengan usia yang berbeda-beda telah mengintrusi basement ini. Sedimen Tersier ditemukan di bagian barat Graben Walanae yang dikenal sebagai Formasi Mallawa, dan di utara dekat Gunung Latimojong yang dikenal sebagai Formasi Toraja. Formasi Mallawa secara tidak selaras menutupi Formasi Balangbaru dan lokal Vulkanik Langi, sementara Formasi Toraja menutupi Formasi Latimojong. Karbonat Eosen hingga Miosen Tengah ditemukan di banyak area tersebar termasuk ujung selatan Sulawesi bagian barat yang dikenal sebagai Formasi Selayar, di sekitar Kompleks Bantimala dan di bagian utara wilayah ini. Sejak Miosen Tengah, terjadi peristiwa orogenik besar yang diikuti oleh vulkanisme andesitik dan intrusi granit yang meluas dari ujung selatan hingga ujung utara wilayah ini. Sedimen Kuartar menutupi bagian tengah wilayah ini yang terbentuk oleh zona Sesar Walanae (Maulana, 2019).



Gambar 3. Peta Geologi Sulawesi (Hall and Wilson, 2000) dalam Sompotan, 2012

2.1.3 Kegempaan Kabupaten Takalar dan sekitarnya

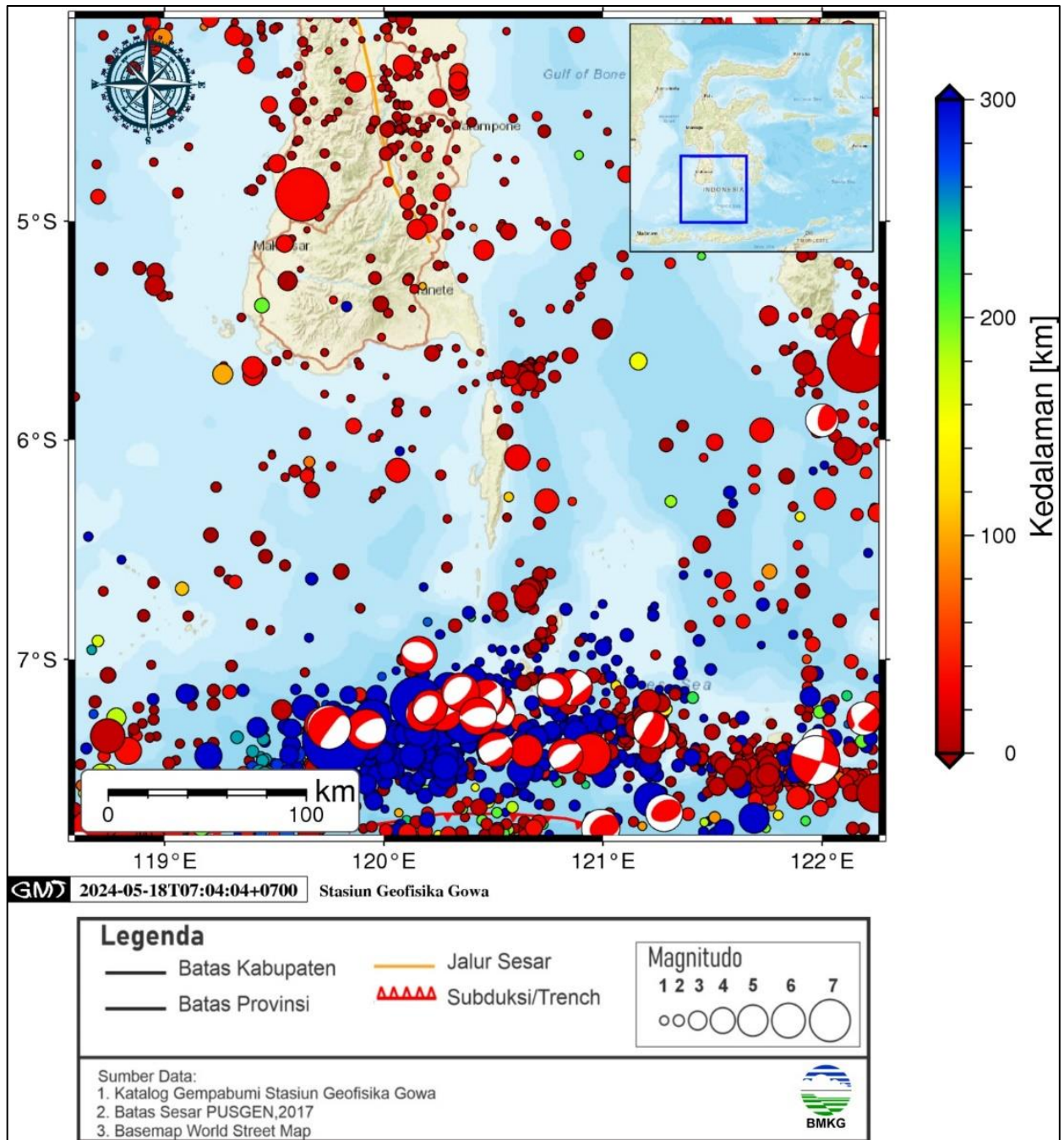
Sesar aktif di Provinsi Sulawesi Selatan adalah Sesar Walanae, Sesar Matano, Sesar Soroako segmen A, Sesar Soroako segmen B, Sesar Soroako segmen C, Selayar West, Selayar East, Matano segmen Pewusai dan Matano segmen Kuleana (PUSGEN, 2017). Gempabumi signifikan yang berdampak yang pernah terjadi yakni gempabumi Bulukumba (1828), Tinambung (1967), Majene (1969), Mamuju (1972, 1974, 2021, 2022), gempabumi Pinrang (1997), Bone (2016) dan gempabumi Laut Flores (2021).

BMKG Stasiun Geofisika Gowa mencatat sepanjang tahun 2000-2023 telah terjadi 2059 kejadian gempabumi di wilayah Kabupaten Takalar dan sekitarnya dengan sebaran gempabumi ditunjukkan pada Gambar 4. Dari kejadian gempabumi yang terekam empat di antaranya dirasakan dengan intensitas II hingga IVMMI (Tabel 1). Skenario terburuk dari model Peta Guncangan (*Shakemap*) menunjukkan bahwa Kabupaten Takalar dapat terdampak signifikan jika terjadi gempabumi dengan kekuatan 7.1 yang berpusat pada Sesar Walanae dan 7.2 pada Sesar *Selayar West* maupun Sesar *Selayar East* (BMKG, 2023).

Kabupaten Takalar berlokasi pada jarak yang relatif jauh dari sumber seismik aktif. Meskipun demikian endapan permukaan yang lunak di Kabupaten Takalar dapat mengamplifikasi getaran tanah yang disebabkan oleh gempabumi jauh.

Tabel 1. Parameter Gempabumi yang dirasakan di Wilayah Takalar (Katalog BMKG)

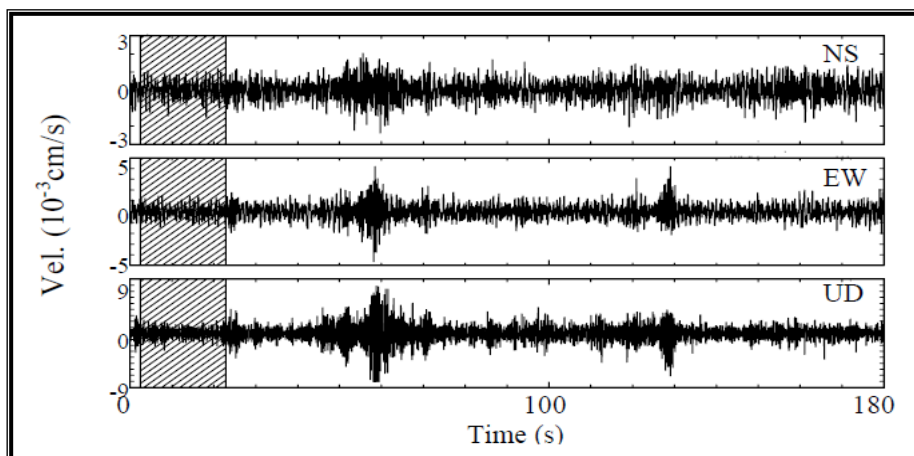
Tanggal	Origin Time (WITA)	Latitude	Longitude	Kedalaman	Magnitudo	Intensitas	Epic
14/12/2015	10:17:22	-5.2309	118.9585	15	4.5	II-III MMI	Barat Laut Takalar
22/12/2015	09:50:04	-5.294	118.9556	10	4.7	III - IV MMI	Barat Laut Takalar
28/9/2018	18:02:44	-0.18	119.85	10	7.7	II MMI	Palu
14/12/2021	11:20:22	-7.59	122.26	12	7.5	II - III MMI	Laut Flores



Gambar 4. Peta Kejadian Gempabumi di Kabupaten Takalar dan Sekitarnya (BMKG Stasiun Geofisika Gowa, 2024)

2.2 Mikrotremor

Mikrotremor diperkenalkan pertama kali oleh Aki dan Kanai (1957). Mikrotremor biasa disebut juga sebagai *ambient noise*. *Ambient noise* adalah suatu getaran yang berasal dari tanah dengan amplitudo tertentu serta dapat menggambarkan keadaan geologi pada daerah tersebut yang diakibatkan oleh peristiwa alam ataupun buatan, seperti angin, getaran kendaraan atau gelombang laut. Mikrotremor adalah getaran tanah yang secara terus menerus dan sangat kecil yang berasal dari getaran aktivitas manusia, angin, lalu lintas, dan lain-lain (Kanai, 1983). Survei pengamatan mikrotremor dilakukan untuk mengetahui karakteristik dinamik lapisan tanah permukaan seperti frekuensi dominan dan indeks kerentanan seismik (Nakamura, 2000). Contoh tampilan data mikrotremor ditunjukkan pada gambar 5. Analisis data mikrotremor dapat dilakukan menggunakan metode metode *Horizontal-to-Vertical Spectral Ratio (HVSr)*.



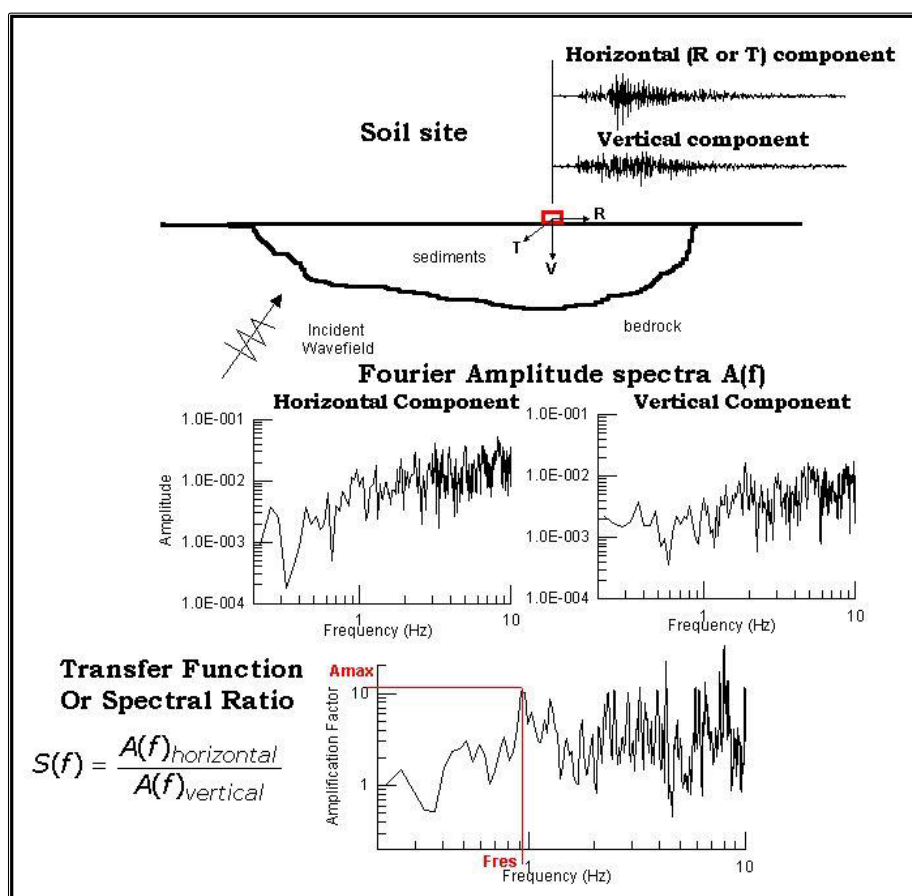
Gambar 5. Tampilan mikrotremor pada perangkat lunak (Mirzaoglu & Dykmen, 2003)

2.2.1 Metode *Horizontal to Vertical Spectrum Ratio (HVSr)*

Nakamura (1989) mengusulkan metode *HVSr* untuk mengestimasi frekuensi natural dan amplifikasi geologi setempat dari data mikrotremor. Teknik *HVSr* biasa juga disebut dengan Teknik Nakamura. Teknik *HVSr* / Nakamura berasumsi bahwa hanya data mikrotremor komponen horisontal saja yang dipengaruhi oleh tanah, sementara karakteristik sumber tetap terdapat pada komponen vertikal (Nakamura, 2000). Hasil akhir dari analisis data mikrotremor dengan menggunakan metode *HVSr* adalah spektrum *H/V* dengan puncak spektrum terjadi pada frekuensi dominannya (Gambar 7). Frekuensi dominan (f_0) dan puncak

spektrum (A) tersebut merupakan parameter yang mencerminkan karakteristik dinamik lapisan tanah permukaan (Nakamura, 2000). Menurut Wenzel dan Achs (2007) metode Nakamura dinilai sangat ekonomis dan efektif untuk mengkaji karakteristik dinamik lapisan tanah permukaan penyebab terjadinya *local site effect* saat gempa bumi.

Frekuensi dominan adalah frekuensi paling sering muncul dari suatu medium. Nilai puncak frekuensi dominan mengalami perubahan terhadap kondisi geologi. Perubahan tersebut berkaitan dengan kontras kecepatan gelombang geser dan ketebalan lapisan tanah (Arifin dkk., 2014). Tabel 2 menunjukkan bahwa semakin besar nilai frekuensi dominan maka kondisi medium di suatu lokasi akan semakin padat atau keras. Puncak kurva *HVSR* merupakan frekuensi dominan gelombang yang berasosiasi dengan ketebalan sedimen. Klasifikasi frekuensi dominan ditunjukkan pada Tabel 2.



Gambar 6. Ilustrasi *Horizontal-to-Vertical Spectral Ratio (HVSR)*

Tabel 2. Klasifikasi Kanai (Kanai, 1983)

Jenis	Frekuensi Dominan (Hz)	Klasifikasi Kanai	Karakter	Deskripsi	Ketebalan sedimen (meter)
I	6.66 - 20	Batuan Tersier atau lebih tua, terdiri dari batuan pasir berkerikil keras	Keras	Ketebalan lapisan sedimen permukaannya tipis, didominasi batuan keras	≤ 5
II	4 - 6.66	Batuan Alluvial dengan ketebalan 5 meter. Terdiri dari pasir berkerikil, lempung keras berpasir, tanah liat, lempung dan lain-lain	Sedang	Ketebalan lapisan sedimen permukaannya masuk dalam kategori menengah	5 - 10
III	2.5 - 4	Batuan Alluvial yang hampir sama dengan jenis II, dibedakan pada formasi bluff	Lunak	Ketebalan lapisan sedimen permukaannya masuk dalam kategori tebal	10 - 30
IV	< 2.5	Batuan Alluvial yang terbentuk dari sedimentasi delta, top soil, lumpur, tanah lunak humus, endapan delta atau endapan lumpur, tanah lembek dengan kedalaman 30 meter atau lebih	Sangat Lunak	Ketebalan lapisan sedimen permukaannya sangat tebal	> 30

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. Amplifikasi tanah berkaitan dengan perbandingan kontras impedansi lapisan permukaan dengan lapisan di bawahnya. Bila perbandingan kontras impedansi kedua lapisan tinggi maka nilai faktor penguatan juga tinggi,

demikian sebaliknya (Nakamura, 2000). Adapun klasifikasi nilai faktor amplifikasi ditunjukkan pada Tabel 3.

Tabel 3. Klasifikasi Faktor Amplifikasi (Setiawan, 2009)

Zona	Klasifikasi	Faktor Amplifikasi
I	Rendah	$A < 3.0$
II	Sedang	$3.0 \leq A < 6.0$
III	Tinggi	$6.0 \leq A < 9$
IV	Sangat Tinggi	$A \geq 9$

2.2.2 Indeks Kerentanan Seismik

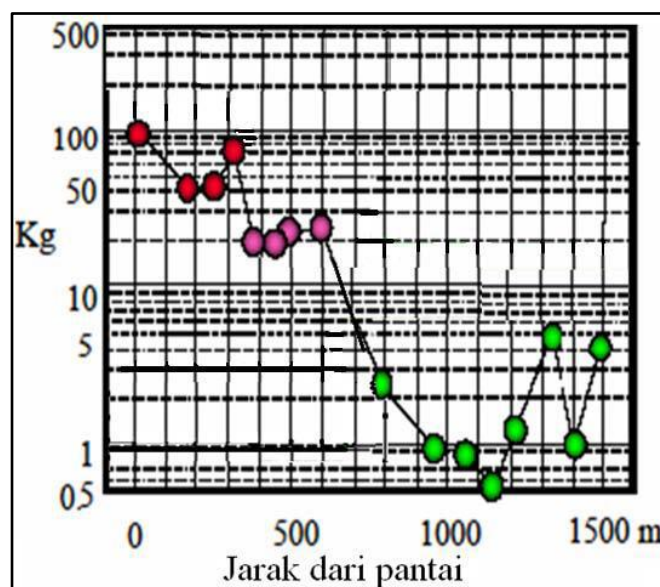
Dalam menginterpretasi lebih lanjut suatu wilayah terhadap resiko bencana seismik digunakan satu tambahan untuk mengkorelasikan frekuensi dominan (f_0) dan amplifikasi (A_0) yakni kerentanan seismik (K_g). Kerentanan seismik ini, nilainya berbeda di setiap wilayah. Indeks kerentanan seismik didapat dari pergeseran regangan permukaan tanah dan strukturnya saat terjadi gempa bumi. Menurut Nakamura (2008), kerusakan yang diakibatkan oleh gempa bumi terjadi pada saat gaya gempa bumi melebihi batas dari regangan (*strain*) sehingga terjadi deformasi lapisan tanah permukaan. Indeks kerentanan seismik diperoleh dengan mengkuadratkan nilai puncak spektrum dibagi frekuensi dominan, yang dirumuskan sebagai:

$$K_g = A^2 / f_0 \quad (1)$$

Dimana K_g adalah Indeks Kerentanan Seismik, A adalah puncak spektrum dan f_0 adalah frekuensi dominan. Indeks kerentanan seismik (K_g) berbanding lurus dengan amplifikasi (A_0) dan berbanding terbalik dengan frekuensi dominan. Semakin besar pembesaran gelombang seismik di permukaan tanah dan semakin lunak medium yang dilewati ditandai dengan semakin kecilnya frekuensi dominan, maka wilayah tersebut akan semakin rentan terhadap bencana seismik. Indeks

kerentanan sesimik (Kg) merupakan angka yang menunjukkan kerawanan lapisan tanah terhadap deformasi saat gempa bumi (Nakamura, 2008).

Dalam penelitian di distrik Marina, San Francisco, Nakamura (2008) menemukan adanya hubungan antara indeks kerentanan seismik dengan kondisi geomorfologis. Nakamura (2008) melakukan pengukuran untuk mengkaji indeks kerentanan seismik di distrik Marina (San Fransisco) yang merupakan daerah yang mengalami kerusakan parah akibat gempabumi Loma Prieta 1989 yang menggoncang California dengan Magnitudo 6,9 SR. Hasil penelitian tersebut menunjukkan terdapat perbedaan sebaran nilai indeks kerentanan seismik di daerah reklamasi pantai hingga perbukitan. Daerah perbukitan memiliki indeks kerentanan seismik yang rendah sedangkan di area pesisir yang bermaterialkan sedimen memiliki nilai indeks kerentanan seismik yang tinggi (Gambar 7).



Gambar 7. Indeks Kerentanan Seismik di San Fransisco (Nakamura, 2008)

Daryono (2011) melakukan penelitian untuk mengetahui karakteristik indeks kerentanan seismik berdasarkan hasil pengukuran pada setiap satuan bentuklahan di zona Graben Bantul. Hasil dari penelitian menjelaskan bahwa karakteristik indeks kerentanan seismik, *ground shear-strain* dan rasio kerusakan rumah mengikuti satuan bentuklahan di zona Graben Bantul. Nilai indeks kerentanan seismik tertinggi terdapat pada satuan bentuklahan dataran Fluviovulkanik muda, sedangkan nilai indeks kerentanan seismik terendah terdapat

pada bentuklahan perbukitan dengan batuan termasuk dalam Formasi Sentolo (Gambar 8).

2.2.2.1 Faktor yang Mempengaruhi Indeks Kerentanan Seismik

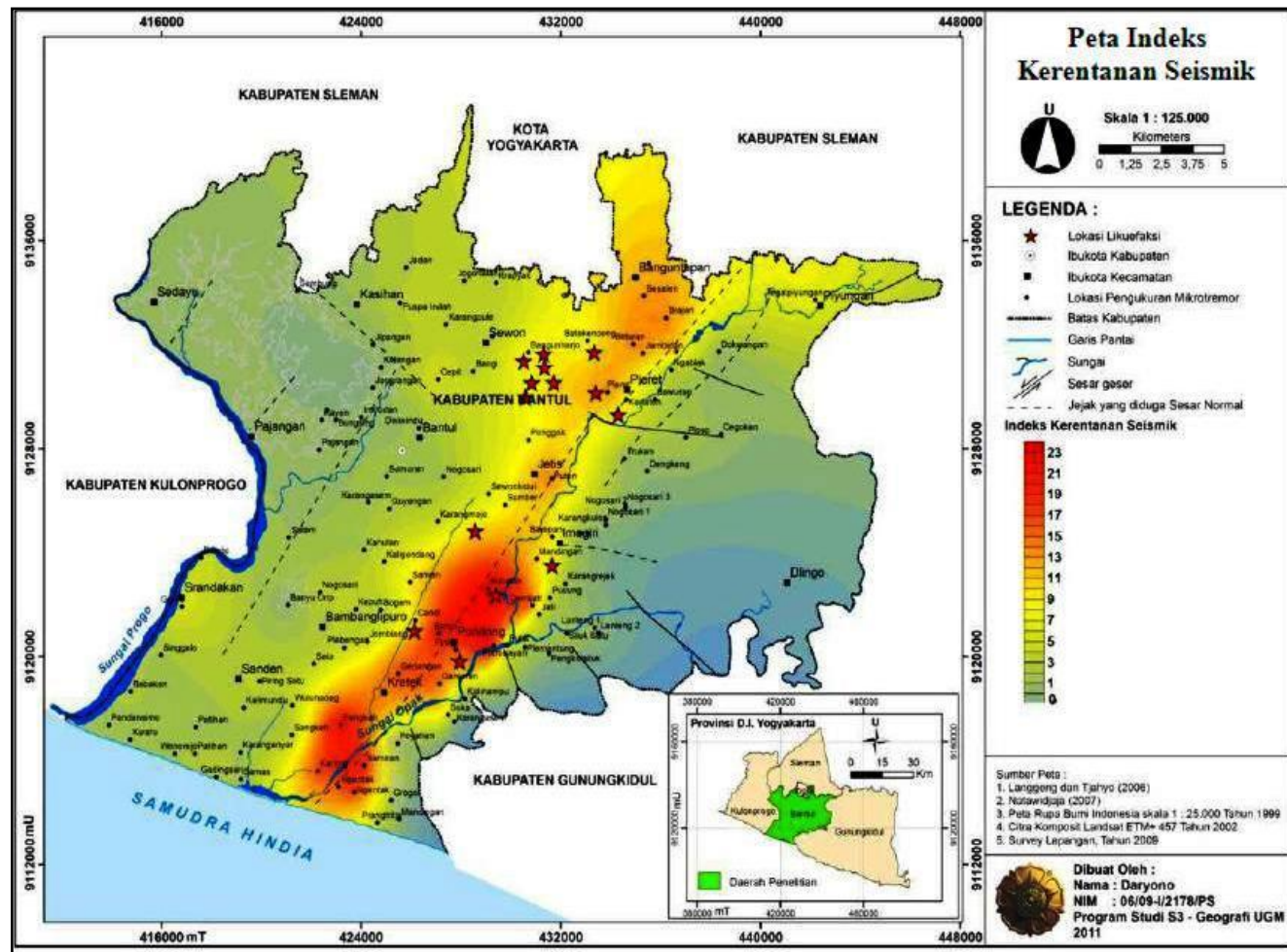
Sedimen berusia Kuartar memiliki soliditas yang rendah sehingga sangat mempengaruhi besarnya amplifikasi saat terjadi gempa bumi sebaliknya pada batuan berumur Tersier cenderung lebih solid dan sangat stabil terhadap getaran gempa bumi sehingga tidak menimbulkan amplifikasi. Beberapa penelitian sebelumnya menunjukkan bahwa material lepas sebagai faktor penting yang mempengaruhi tingginya kerentanan seismik. Penelitian lain menyatakan bahwa kerentanan seismik berhubungan dengan lapisan material pasir dan kerikil yang tebal (Fah., 2006 ; Anbazhagan dan Sitharam., 2009).

Penelitian yang dilakukan Gurler *et al.* (2000) memberi informasi adanya hubungan antara kerentanan seismik dengan ketebalan sedimen. Gurler *et al.* (2000) dalam penelitiannya di Mexico menemukan adanya perbedaan indeks kerentanan seismik yang mencolok antara bekas rawa dengan zona transisi yang memiliki kedalaman batuan dasar dangkal. Indeks kerentanan seismik sangat tinggi terdapat pada zona bekas rawa yang memiliki batuan dasar sangat dalam sedangkan di daerah kenampakan singkapan batuan dasar memiliki indeks kerentanan seismik rendah.

2.3 Kecepatan Gelombang Geser Sedalam 30 m (V_s30)

Gelombang geser merupakan gelombang bodi yang lebih lambat atau S-wave. Hal ini terjadi karena arah gerakan partikel tegak lurus terhadap arah rambatan gelombang (*wave propagation*). Setiap unit luasan pada gelombang sekunder mengalami tegangan geser.

Gelombang geser mendeformasi batuan dengan mengubah bentuk. Gelombang ini hanya dapat merambat pada padatan saja. Kecepatan perambatan gelombang geser lebih rendah dari pada gelombang longitudinal atau gelombang primer, dan ketika terjadi gempa, gelombang ini akan tercatat setelah gelombang



Gambar 8. Peta indeks kerentanan seismik Kabupaten Bantul (Daryono, 2011)

primer, sehingga gelombang geser dinamakan gelombang sekunder (Susilawati, 2008).

Vs30 merupakan kecepatan gelombang geser hingga pada kedalaman 30 m dari permukaan. Menurut Roser dan Gosar (2010) nilai Vs30 ini dapat dipergunakan dalam penentuan standar bangunan tahan gempa. Nilai Vs30 digunakan untuk menentukan klasifikasi batuan berdasarkan kekuatan getaran gempabumi akibat efek lokal serta digunakan untuk keperluan dalam perancangan bangunan tahan gempa. Vs30 merupakan data yang penting dan paling banyak digunakan dalam teknik geofisika untuk menentukan karakteristik struktur bawah permukaan hingga kedalaman 30 meter.

Menurut Wangsadinata (2006) hanya lapisan-lapisan batuan sampai kedalaman 30 m saja yang menentukan pembesaran gelombang gempa. Nilai Vs30 dapat ditentukan dengan menggunakan Persamaan (2).

Nilai V_{Si} harus ditentukan sesuai dengan perumusan berikut:

$$V_s = \frac{30}{\sum_{i=1}^n \frac{d_i}{V_{Si}}} \quad (2)$$

Dengan i adalah indeks pelapisan, m adalah merupakan jumlah lapisan hingga kedalaman 30 meter, d_i adalah ketebalan lapisan ke- i dan Vs30 adalah kecepatan gelombang geser hingga kedalaman 30 meter.

Vs30 merupakan parameter yang sangat berguna untuk analisis gelombang seismik. Karakteristik atau sifat batuan sangat dibutuhkan untuk menganalisis sifat dinamis batuan, sehingga kekakuan batuan, dan kuat geser tanah dapat diketahui dengan mengukur kecepatan gelombang geser hingga kedalaman 30 m. Klasifikasi jenis batuan berdasarkan pada kecepatan rambat rata-rata gelombang geser hingga kedalaman 30 m (Vs30) terlihat pada Tabel 3.

Nilai Vs30 ini dapat dipergunakan untuk memperkirakan bahaya gempabumi dan penentuan standar bangunan tahan gempa. Hal ini merupakan tahap dasar yang diperlukan untuk mengurangi resiko bencana gempabumi, agar dapat menjadi salah satu tinjauan Pemerintah Daerah dalam mengatur tata ruang dan wilayah dalam pengembangan dan pembangunan yang akan dilakukan kedepannya (Roser dan Gosar, 2010).

Tabel 4. Klasifikasi Jenis Batuan berdasarkan Eurocode 8 (Mufida dkk., 2013)

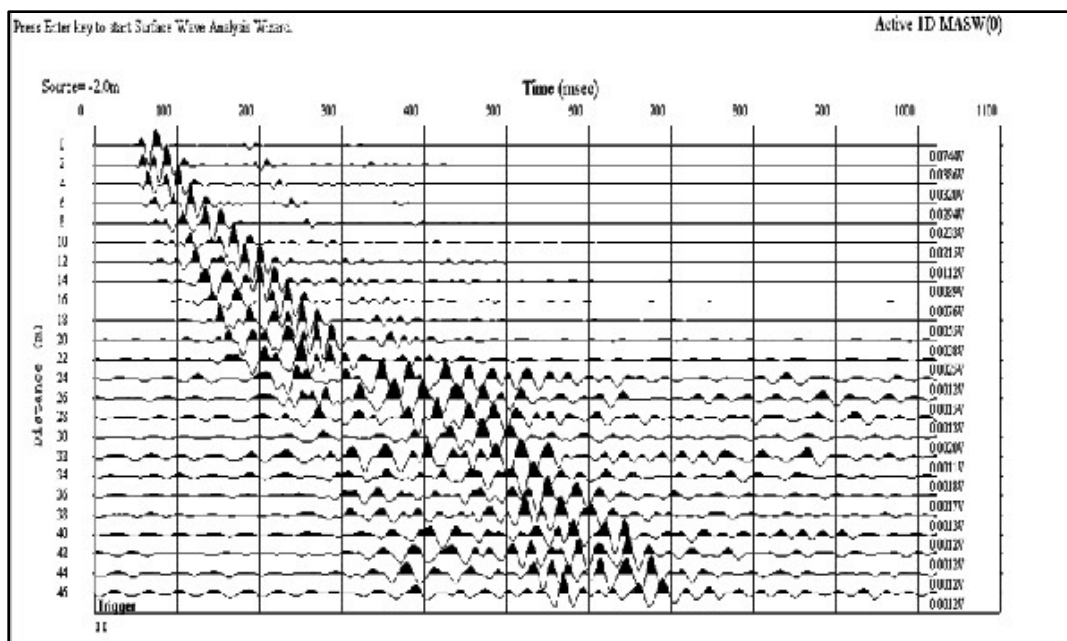
Tipe Tanah	Uraian Gambar Stratigrafi	Vs30 (m/s)
A	Batuan atau formasi batuan lainnya	> 800
B	Endapan sand atau clay yang sangat padat, gravel, pada ketebalan beberapa puluh meter, ditandai dengan peningkatan sifat mekanik terhadap kedalaman	360 - 800
C	Endapan sand padat atau setengah padat yang tebal, gravel atau clay padat hingga ketebalan beberapa puluh hingga ratusan meter	180 - 360
D	Endapan tanah kohesi rendah sampai sedang (dengan atau tanpa beberapa lapisan kohesi rendah) atau terutama pada kohesi rendah.	< 180
E	Lapisan tanah terdiri alluvium pada permukaan dengan nilai V setipe C atau D dengan ketebalan bervariasi antara 5 meter dan 20 meter, di bawah tanah ini berupa material keras dengan Vs > 800 m/s	
S1	Endapan terdiri dari atau mengandung ketebalan lapisan 10 m, pada tanah lempung lunak atau lempung kelanauan dengan indeks plastisitas dan kadar air yang tinggi.	< 100 (indikasi)
S2	Endapan tanah likuifable dari clay yang sensitif atau tanah lain yang tidak termasuk dalam tipe A-E atau S1	

2.3.1 Multichannel Analysis Surface Wave (MASW)

MASW (*Multichannel Analysis of Surface Waves*) adalah metode dekat permukaan yang cukup terkenal dan berkembang akhir-akhir ini. Metode ini sering dipakai karena bisa memberikan informasi kecepatan gelombang geser (V_s) untuk investigasi struktur dekat permukaan secara efektif, murah, efisien dan mudah dalam pengolahannya (Park *et al*, 1999).

Salah satu faktor yang menjadi parameter di dalam peta mikrozonasi adalah pengukuran nilai rata-rata kecepatan gelombang geser pada kedalaman sampai dengan 30 meter dari permukaan (V_{s30}). Nilai V_{s30} ini dapat memberi informasi

wilayah mana saja yang mempunyai potensi untuk mengalami amplifikasi gelombang lebih besar relatif terhadap wilayah yang lain. Pengukuran Vs30 dilakukan melalui survei lapangan menggunakan metode MASW. Konsep dasar survei MASW dalam pengukuran Vs30 yaitu pemanfaatan prinsip-prinsip perambatan gelombang permukaan Rayleigh atau sering disebut *ground roll* yang memiliki sifat dispersif. Gelombang ini dihasilkan dari sumber aktif berupa pukulan palu terhadap tatakan besi pada lokasi sumber. Contoh rekaman sinyal gelombang Rayleigh dari peralatan survey MASW ditunjukkan pada Gambar 9.

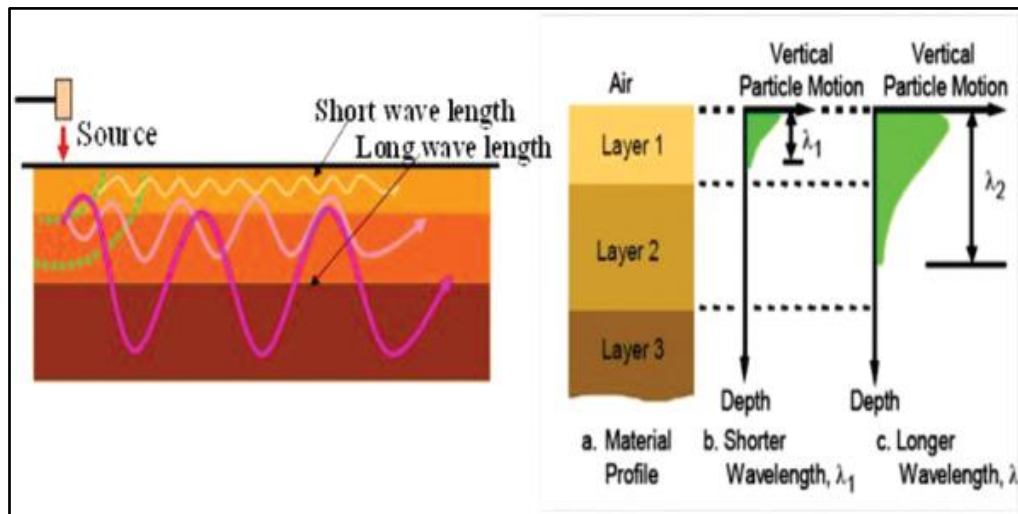


Gambar 9. Gelombang permukaan Rayleigh (Muzli dkk, 2016)

Gelombang permukaan Rayleigh memiliki sifat dispersif, dimana kecepatan fasa gelombangnya bergantung pada frekuensi gelombang. Gelombang dengan frekuensi tinggi memiliki panjang gelombang yang pendek sehingga akan merambat hingga kedalaman yang dangkal dengan kecepatan rendah. Sebaliknya, gelombang dengan frekuensi rendah memiliki panjang gelombang yang panjang sehingga akan merambat hingga kedalaman yang lebih dalam dengan kecepatan yang lebih tinggi.

Keuntungan dari sifat dispersif ini dimanfaatkan untuk mengidentifikasi ketebalan lapisan yang bersesuaian dengan kecepatan gelombang gesernya sehingga dapat diperoleh profil Vs30. Contoh sketsa dispersi gelombang

permukaan Rayleigh yang dijadikan dasar dalam survey MASW ditunjukkan pada Gambar 10 (Muzli dkk, 2016).



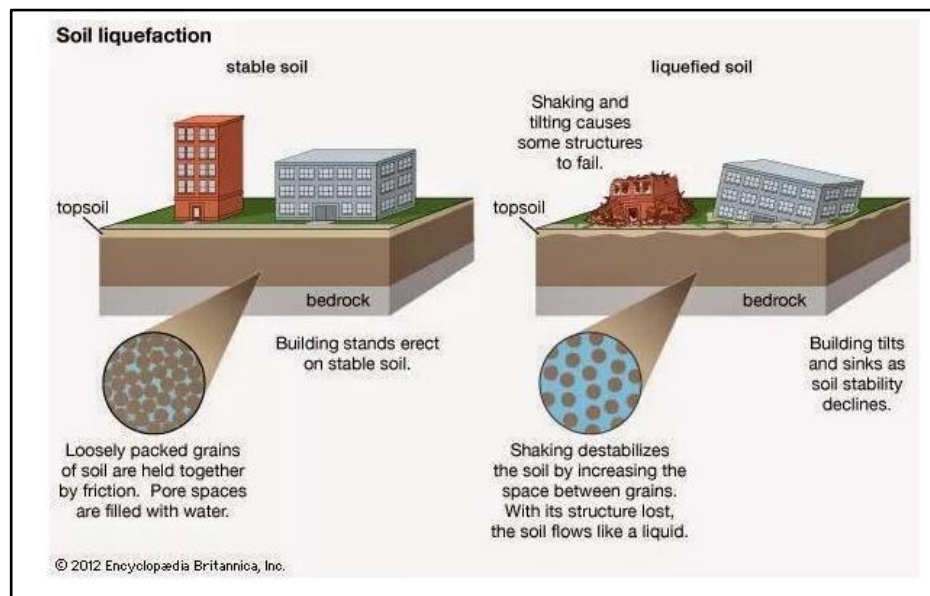
Gambar 10. Sifat dispersi gelombang permukaan Rayleigh sebagai dasar dalam survey MASW (Muzli dkk, 2016)

Kelebihan survey MASW dibanding survey lainnya adalah dapat dilaksanakan dengan lebih mudah, lebih cepat dan lebih murah karena tidak memerlukan lubang bor. Metode ini memiliki kemampuan untuk menggambarkan profil Vs30 terhadap kedalaman secara kontinyu. Selain itu juga memiliki rasio sinyal-bising (*signal-noise*, S/N) yang lebih baik dikarenakan gelombang permukaan memiliki amplitudo yang lebih besar dibanding gelombang badan (*reflection test*, *refraction test*) sehingga tidak ada masalah untuk dilakukan pada daerah dengan tingkat bising tinggi (daerah perkotaan dan industri), meskipun demikian, jika menghindari daerah bising maka hasilnya akan lebih baik.

2.4 Likuefaksi

Likuefaksi atau pembuburan tanah adalah fenomena kegagalan tanah akibatnya adanya getaran kuat pada tanah. Getaran kuat tersebut umumnya disebabkan oleh gempabumi. Peningkatan pori pada tanah berpasir yang jenuh air yang dipicu oleh getaran kuat, menyebabkan daya ikat tanah akan berkurang bahkan hilang sehingga tanah tidak dapat menahan beban dan terjadilah kegagalan tanah (Prakash, 1981). Sebelum terjadinya likuefaksi tekanan air relatif rendah. Namun, saat terjadi gempabumi, getaran kuat yang dihasilkan pada tanah berpasir akan menyebabkan tekanan pori meningkat sehingga menciptakan rongga. Rongga

tersebut akan membuat daya ikat partikel pasir berkurang hingga lepas (Towhata, 2008). Likuefaksi pada skala kecil ditandai dengan semburan pasir atau air yang keluar ke permukaan tanah. Pada skala besar, likuefaksi akan membuat tanah berpasir bergerak seperti fluida yang dapat menenggelamkan bangunan diatas permukaan tanah atau menciptakan aliran jika terjadi pada lereng atau bukit yang memiliki kemiringan. Contoh kegagalan tanah akibat likuefaksi ditunjukkan pada Gambar 11.



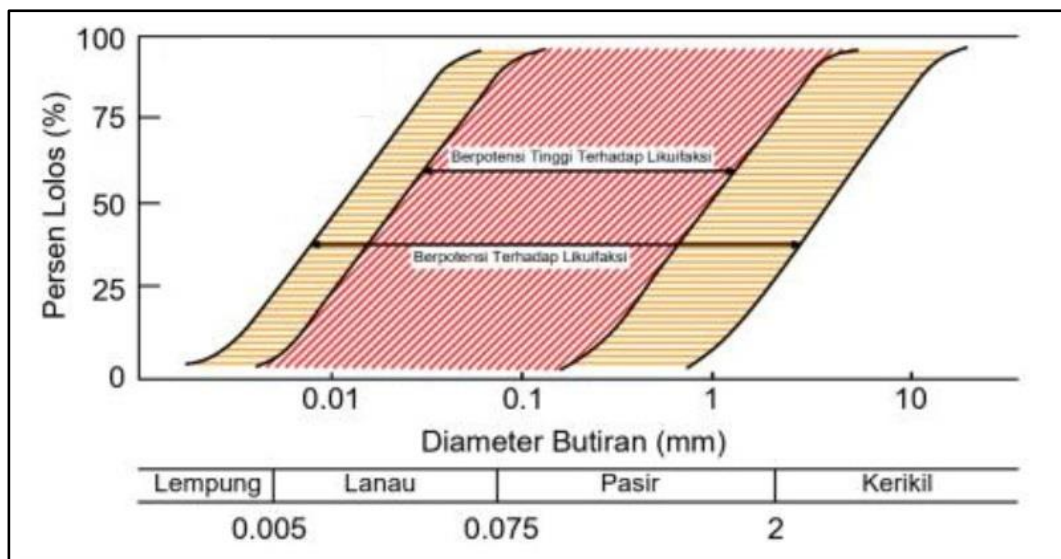
Gambar 11. Perbedaan tanah stabil dan tanah terlikuefaksi (Rafferty 2019) dalam Subekti dan Renagustiarini (2022)

Faktor-faktor yang cukup dominan yang dapat mempengaruhi terjadinya likuefaksi adalah sebagai berikut :

1. Karakteristik getaran : Prakash (1981) menyatakan bahwa peristiwa likuefaksi akan dipengaruhi oleh tipe getaran baik getaran yang harmonik atau getaran yang non-harmonik seperti getaran akibat gempa. Day (2002) dalam Widodo (2012) mengatakan bahwa kemungkinan terjadinya likuifaksi juga dipengaruhi oleh baik percepatan tanah dan durasi gempa. Potensial likuifaksi akan semakin besar apabila percepatan tanah akibat gempa semakin besar apalagi apabila durasi getaran semakin lama. Percepatan tanah yang besar dan durasi yang lama berarti berasosiasi dengan gempa dengan magnitudo yang besar. Menurut hasil penelitian beberapa ahli dalam bidang ini, getaran yang harmonik kontinu

(*steady state vibrations*) akan hanya menimbulkan terjadinya kenaikan tegangan air pori (yang akan menyebabkan likuifaksi) setelah beberapa kali beban siklik.

2. Jenis tanah : Jenis tanah yang dimaksud tidak hanya apakah *cohesive soils* ataupun *non-cohesive soils* tetapi juga kemungkinan adanya kandungan fines dan indeks plastisitas (PI). Kandungan *fines* yang relatif besar akan memperbaiki gradasi butiran dan akan meningkatkan kapasitas, sehingga akan menurunkan potensi likuifaksi.
3. Kedudukan muka air tanah: Kedudukan muka air tanah dipengaruhi oleh beberapa hal diantaranya adalah curah hujan, elevasi tanah dan jenis tanah. Sebagaimana disampaikan sebelumnya likuifaksi hanya akan terjadi apabila terjadi kondisi jenuh air. Suatu kawasan tanah pasir didekat bantaran hilir sungai, danau, persawahan atau ditepi laut yangmana muka air relatif tinggi akan berpotensi terjadi likuifaksi.
4. Distribusi diameter butir : Hasil test laboratorium menunjukkan bahwa perilaku tanah pasir yang digetarkan akan dipengaruhi oleh distribusi diameter butir-butir. Menurut Prakash (1981) dan Day (2002) mengatakan bahwa butir-butir pasir yang halus dan seragam cenderung lebih bahaya terhadap likuifaksi dibanding dengan butir-butir yang relatif kasar. Sebaliknya distribusi butiran yang baik yang mana butir-butir yang lebih kecil (misalnya *fines*) mengisi dengan baik diantara butir-butir yang lebih besar akan mengakibatkan massa tanah pasir lebih tahan terhadap kemungkinan likuefaksi. (Pawirodikromo, 2012). Tsuchida (1970) dalam Prayitno dan Artati (2021) melakukan penyelidikan terhadap kurva gradasi terkait dengan tanah yang perilakunya telah diamati selama beberapa kali sebelum gempa di Jepang dan yang menunjukkan respon serupa di laboratorium. Kurva distribusi ukuran butiran tanah yang dapat membedakan tanah yang memiliki potensi terhadap likuifaksi dan tidak berpotensi terhadap likuifaksi untuk tanah dengan koefisien keseragaman yang besar ($C_u > 3.5$) dapat dilihat pada Gambar 12.

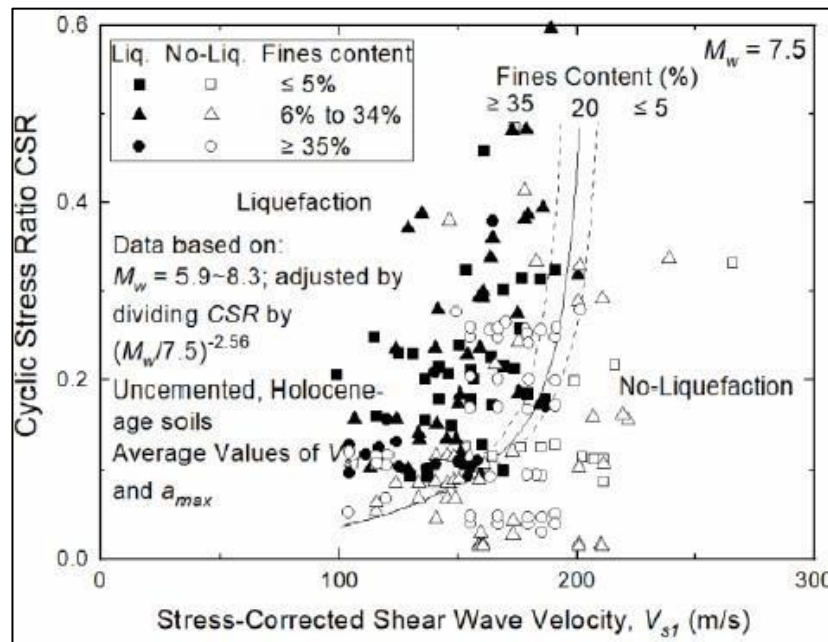


Gambar 12. Gradasi tanah yang berpotensi likuefaksi (Prayitno dan Artati, 2021)

2.4.1 Prediksi Potensi Likuefaksi

Keberadaan endapan tanah di suatu tempat memiliki dampak yang cukup besar terhadap ciri-ciri kondisi seismik. Karakteristik gerakan seismik dinilai dengan menggunakan pendekatan kategorisasi lokasi dasar atau studi respons tanah menyeluruh yang relevan dengan lokasi tersebut. Parameter yang paling penting dalam semua pendekatan ini adalah kecepatan gelombang geser (V_s), yang mengukur kekakuan lapisan tanah. Kajian perambatan gelombang biasanya digunakan untuk menentukan profil kecepatan gelombang geser di lokasi tertentu (Choudary, 2022).

(Andrus dan Stokoe, 2000) mengatakan bahwa hubungan antara kecepatan gelombang geser dengan likuefaksi telah diteliti sejak tahun 1980 dan 1990 an, diantaranya oleh Stokoe dan Nazarian (1985), Robertson et al.(1992), Kayen et al.(1995), Andrus dan Stokoe (1997). Kriteria V_s yang dihasilkan telah dijustifikasi dengan angka pori, kondisi atau sejarah tegangan, umur geologi dan tekanan sisi efektif. Andrus dan Stokoe (2000) telah mengembangkan kurva hubungan antara kecepatan gelombang geser dan ketahanan likuefaksi menggunakan data gempa bumi periode 1906 hingga 1995. Kurva tersebut ditunjukkan pada Gambar 13.



Gambar 13. Kurva Batas *Stress-Corrected* Kecepatan Gelombang Geser (Andrus dan Stokoe, 2000)

Sumbu X kurva menunjukkan kecepatan gelombang geser yang terkoreksi untuk tekanan efektif. Nilai V_{s1} adalah indikator kekuatan tanah. V_{s1} rendah (<150 m/s) menunjukkan tanah lemah, biasanya pasir longgar, yang lebih rentan terhadap likuifaksi. V_{s1} tinggi (>200 m/s) menunjukkan tanah yang lebih padat dan kuat, lebih tahan terhadap likuifaksi. Sumbu Y menunjukkan rasio tegangan siklik akibat gempa terhadap tekanan efektif tanah. Semakin tinggi *Cyclic Stress Ratio* (CSR) maka akan semakin besar gaya yang diterima oleh tanah.

2.5 Landasan Teori

Mikrotremor merupakan getaran tanah yang disebabkan oleh beberapa faktor yaitu faktor alam dan aktivitas manusia. Faktor alam yang dapat menjadi sumber getaran mikrotremor seperti interaksi angin dan struktur bangunan, arus laut, serta gelombang laut periode panjang. Faktor akibat aktivitas manusia dapat berupa lalu lintas, industri, dan aktivitas manusia lainnya.

Mikrotremor memiliki banyak aplikasi, termasuk melakukan mikrozonasi seismik, dan memahami karakteristik dan amplifikasi situs. *Horizontal-to-Vertical Spectral Ratio (HVSr)* adalah metode untuk memperoleh informasi bawah

permukaan berdasarkan pengukuran mikrotremor yang dapat digunakan untuk menentukan amplifikasi situs dan frekuensi dominan.

Tingkat kerusakan gempabumi di suatu wilayah tidak hanya tergantung pada *magnitudo* gempabumi dan jarak episenternya, tetapi dapat dipengaruhi juga oleh kondisi geologis setempat (*Local site effect*). Fenomena *Local site effect* terjadi akibat adanya peningkatan puncak spektrum gelombang akibat adanya perbedaan lapisan sedimen/tanah di atas batuan dasar. Salah satu parameter yang digunakan untuk menentukan ketebalan lapisan sedimen adalah kecepatan gelombang geser (*shear wave*) pada kedalaman 30 meter (V_{s30}). V_{s30} itu sendiri adalah kecepatan gelombang geser rata-rata pada 30 meter pertama lapisan tanah. Untuk mencari nilai V_{s30} dilakukan analisis multichannel gelombang permukaan (MASW). MASW mengevaluasi kekakuan tanah dengan mengukur kecepatan gelombang geser bawah permukaan pada kedalaman yang paling umum maksimum 30 meter dengan menggunakan sumber aktif.

Indeks kerentanan seismik (Kg) dapat menggambarkan tingkat kerentanan lapisan tanah permukaan terhadap deformasi saat terjadi gempabumi. Besarnya variasi indeks kerentanan seismik berdasar mikrotremor bergantung pada nilai puncak spektrum mikrotremor dan nilai frekuensi resonansinya. Indeks kerentanan seismik diperoleh dengan mengkuadratkan nilai puncak spektrum mikrotremor lalu dibagi dengan frekuensi resonansi.

Ketebalan lapisan sedimen memiliki korelasi dengan nilai indeks kerentanan seismik. Semakin tipis lapisan sedimen maka nilai indeks kerentanan seismiknya rendah, semakin tebal lapisan sedimen maka nilai indeks kerentanannya tinggi. Karakteristik sedimen merupakan faktor yang memengaruhi variasi nilai indeks kerentanan seismik.

Muka air tanah dangkal menyebabkan tingginya indeks kerentanan seismik. Lapisan jenuh air tidak memungkinkan terjadinya proses pemadatan, hal ini disebabkan lapisan jenuh air biasanya tersusun oleh material pasir dan kerikil lepas sehingga mudah mengalami deformasi seperti likuefaksi.