

BAB II KAJIAN TEORI

2.1 Gempa Bumi

Gempa bumi adalah getaran atau guncangan yang terjadi akibat pelepasan energi dari dalam bumi yang menciptakan gelombang seismik, biasanya dipicu oleh pergerakan kerak bumi. Gempa bumi biasanya terjadi diperbatasan interaksi lempeng – lempeng tektonik hal ini nampak jelas di daerah Sumatera terdapat penujaman lempeng dan kemenerusan SFZ sehingga terdapat tekanan di daerah tersebut. Gempa bumi ini akan menimbulkan resiko kegempaan jika terjadi di daerah yang padat penduduk. Upaya yang harus dilakukan adalah mengurangi resiko kegempaannya. Berdasarkan kedalaman sumber gempa bumi dikelompokkan menjadi :

1. Gempa bumi dangkal, dimana kedalaman hiposenternya kurang dari 66 km di bawah permukaan bumi
2. Gempa bumi menengah, dimana kedalaman hiposenternya antara 66 km – 450 km di bawah permukaan bumi
3. Gempa bumi dalam, dimana kedalaman hiposenternya lebih dari 450 km dibawah permukaan bumi.

2.2 Ukuran Kekuatan Gempa Bumi

Skala logaritmik kekuatan gempa bumi atau ledakan berdasarkan pengukuran intrumental adalah magnitudo [4]. Pertama kali konsep magnitudo diusulkan oleh Richter (1935). Magnitudo digunakan untuk analisis peninjauan awal dari data gempa (katalog) untuk keperluan investigasi geofisika dan keteknikan, perlu perlakuan khusus untuk melakukan peninjauan tersebut [5]. Magnitudo gempa pertama dikembangkan oleh K. Wadati dan C. Richter tahun 1930

sebelum perhitungan Moment seismik tahun 1964. Secara umum, magnitudo dapat dihitung dengan menggunakan formula :

$$M = \log \frac{A}{T} + F(\Delta, h) + Cs + Cr \quad (2.1)$$

Dimana :

A : Amplitudo dari fase gelombang seismik

T : Periode fase gelombang seismik

$F(\Delta, h)$: Koreksi jarak episenter (Δ) dan kedalaman h

Cr : Koreksi daerah sumber

Cs : Koreksi daerah stasiun

Saat ini terdapat empat jenis magnitudo yang umum digunakan [6]. Yaitu : magnitudo lokal (M_L), magnitudo body (M_B), magnitudo *surface* (M_S), dan magnitudo momen (M_w).

2.2.1 Magnitudo Lokal (M_L)

Skala magnitudo lokal pertama kali dikemukakan oleh Richter pada awal tahun 1930-an dengan menggunakan data kejadian gempa bumi di California yang direkam oleh seismograf Wood-Anderson. Rumus empiris skala magnitudo Richter yang asli, yaitu:

$$ML = \log A_{max} + \log A_0 \quad (2.2)$$

Dimana :

A_{max} : *displacement* gempa bumi atau amplitudo sinyal yang diukur dari garis nol ke puncak pada seismogram Wood-Anderson.

A_0 : kejadian referensi pada jarak dan waktu tertentu

2.2.2 Magnitudo Body (M_B)

Magnitudo ini sangat akurat untuk kejadian gempa yang berskala lokal maupun regional, namun ada keterbatasan tipe alat dan kisaran jarak, yang tidak praktis untuk skala global. Adapun magnitudo ini dapat dihitung dengan formula:

$$M_B = \log\left(\frac{A}{T}\right) + (Q, D) \quad (2.3)$$

Dimana :

A : amplitudo getaran

T : periode gerak tanah

Q : koreksi jarak episenter Δ dan kedalaman berdasarkan pendekatan empiris

2.2.3 Magnitudo Surface (M_S)

Selain magnitudo gelombang badan, dikembangkan juga magnitudo permukaan. Untuk jarak $\Delta > 600$ km seismogram periode panjang didominasi oleh gelombang permukaan. Gelombang ini biasanya memiliki periode sekitar 20 detik. Amplitudo gelombang permukaan sangat bergantung pada jarak Δ dan kedalaman sumber gempa bumi h . Bentuk rumus empirisnya adalah :

$$M_S = \log \alpha + \log \Delta + \beta \quad (2.4)$$

Dimana :

A : amplitudo maximum dari pergeseran horizontal.

Δ : jarak episenter (dalam km)

α dan β : koefisien dan konstanta yang didapatkan dengan pendekatan empiris

2.2.4 Magnitudo Momen (M_w)

Sejumlah penelitian menunjukkan bahwa magnitudo momen merupakan besaran magnitudo gempa bumi yang paling konsisten dalam menunjukkan besar kekuatan gempa bumi. Nilai magnitudo momen dipengaruhi oleh nilai momen seismiknya. Berdasarkan teori *elastic rebound* diperkenalkan istilah

momen seismik. Momen seismik disimbolkan dengan M_0 dapat diestimasi dari pergeseran bidang sesar atau dari analisis karakteristik gelombang gempa bumi yang direkam distasiun pencatat khususnya dengan seismograf periode bebas. Rumus umum Momen seismik yaitu:

$$M_0 = \mu D a \quad (2.5)$$

Dimana :

M_0 :Momen seismik

μ :Rigiditas

D :Pergeseran rata-rata bidang sesar

a :area bidang sesar

Kemudian dari nilai momen seismik yang diperoleh, dapat diturunkan untuk mendapatkan nilai magnitudo momen berikut:

$$M_w = \log \frac{M_0}{1.5} - 10.73 \quad (2.6)$$

Kelebihan penggunaan magnitudo momen dalam penentuan skala magnitudo gempabumi adalah berhubungan dengan sifat fisik sumber yaitu momen seismik dan tidak tersaturasi untuk gempa bumi besar atau tidak memiliki titik jenuh.

2.3 Konversi Magnitudo

Analisis *b-value* dan *a-value* untuk pemutahiran peta gempa diperlukan satu tipe data magnitudo yang sama yaitu data magnitudo momen M_w . Pada studi ini konversi magnitudo untuk wilayah penelitian mengadaptasi metode yang digunakan oleh [12]. Dibawah ini merupakan tabel konversi magnitudo :

Tabel 2.1 Konversi Magnitudo [12]

Konversi Magnitudo	Rumus Empiris	Skala Magnitudo
M_B dikonversikan ke M_w	$M_w = 1,0107 M_B + 0,0801$	$3,7 \leq M_B \leq 8,2$

M_S dikonversikan ke M_w	$M_w = 0,6016 M_S + 2,476$	$2,8 \leq M_S \leq 6,1$
M_S dikonversikan ke M_w	$M_w = 0,9239 M_S + 0,5671$	$6,2 \leq M_S \leq 8,7$
M_L dikonversikan ke M_w	$M_w = 0,7473 M_L + 1,0651$	$3,4 \leq M_L$

2.4 Fase Gempa Bumi

2.4.1 *Foreshock*

Foreshock merupakan gempa yang terjadi sebelum peristiwa seismik yang lebih besar (*mainshock*). Aktivitas *foreshock* telah terdeteksi untuk sekitar 40% dari semua gempa bumi sedang hingga besar, dan sekitar 70% untuk peristiwa $M > 7.0$. Peningkatan aktifitas *foreshock* sulit untuk di kuantifikasi untuk masing-masing gempa bumi tetapi menjadi jelas ketika menggabungkan hasil dari berbagai peristiwa. Dari pengamatan gabungan tersebut, peningkatan sebelum *mainshock* diamati dari jenis *invers power law*. Ini bisa mengindikasikan bahwa guncangan menyebabkan *stress* yang mengakibatkan guncangan utama atau peningkatan umum *stress* di wilayah tersebut. Proses ini adalah model dari pecahnya gempa dimulai dari peristiwa yang sangat kecil memicu peristiwa besar, terus dipicu hingga pecahnya guncangan utama. Analisis dari beberapa *foreshock* telah menunjukkan bahwa mereka cenderung menghilangkan *stress* disekitar patahan.

2.4.2 *Mainshock*

Setelah gempa *foreshock* terjadi maka akan terjadi gempa *mainshock* atau gempa utama dimana kekuatan yang lebih besar diantara gempa-gempa lainnya, karena gempa ini merupakan terbebasnya *pressure* pada sebuah patahan, dan itu akibat adanya pergeseran utama lempeng bumi. Akibatnya

gempa *mainshock* menyebabkan kerusakan paling parah di permukaan bumi.

2.4.3 Aftershock

Gempa yang lebih kecil yang mengikuti gempa yang lebih besar, di daerah yang sama dengan guncangan utama, disebabkan karena kerak yang berpindah menyesuaikan efek guncangan *mainshock*. Kebanyakan gempa susulan terletak di seluruh area patahan-patahan dan terjadi di sepanjang patahan itu sendiri atau sepanjang patahan lain dalam volume yang dipengaruhi oleh renggangan yang terkait dengan guncangan utama. Biasanya, gempa susulan ditemukan hingga jarak yang sama dengan panjang pecah jauh dari bidang patahan.

2.5 Dasar Klastering

Dasar klastering adalah sebuah pola yang digunakan sebagai batasan untuk mengelompokkan *b-value* agar mendapatkan keakuratan nilai. Batasan ini bisa berupa grid atau poligon serta batasan lainnya yang disediakan *software*. Namun selain itu klastering juga bisa dilakukan dengan pemisahan secara manual, contohnya pemisahan gempa dangkal dan gempa subduksi. Tujuan klastering salah satu adalah untuk menentukan nilai sebaran *b-value* berdasarkan kedalaman.

2.6 Perhitungan *b-value*

Konstanta *b* biasanya dikenal dengan nilai *b-value* merupakan parameter tektonik. Banyak ahli mengatakan bahwa *b-value* bergantung pada karakteristik tektonik dan tingkat stress atau struktur material suatu wilayah variasi *b-value* suatu wilayah tersebut [7]. *B-value* dapat diperkirakan dengan cara statistik, salah satunya dikemukakan oleh Utsu (1965) yang dikenal dengan metode estimasi maksimum *likelihood* sebagai persamaan berikut:

$$b = \frac{1}{\mathcal{M} - M_{min}} \log_{10} e$$

$$b = \frac{0.4343}{\mathcal{M} - M_{min}} \quad (2.9)$$

Dimana \mathcal{M} merupakan magnitudo rata-rata dan M_{min} merupakan magnitudo minimum. Nilai standar deviasi dapat ditentukan menggunakan formula dari [13] sebagai berikut :

$$\delta b = 2.30b \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (M_i - \mathcal{M})^2}{n(n-1)}} \quad (2.10)$$

2.7 Perhitungan *a-value*

Besarnya *a-value* menunjukkan tingkat kerapuhan batuan dan banyaknya *event* gempa yang terjadi (Enst dkk., 2015). Menurut Werkner (1965) *a-value* dapat dihitung menggunakan rumus:

$$a = \log N + \log b \ln 10 + M_0 b \quad (2.11)$$

Dimana :

N : Frekuensi/ banyaknya gempa yang terjadi

a, b : Parameter tektonik yang berupa nilai konstanta *real*

M_0 : Magnitudo terkecil dalam M_w

Kisaran dari besaran *a-value* menurut beberapa penelitian 6 sampai 12.

2.8 *Peak Ground Acceleration (PGA)*

Salah satu parameter dari *ground motion* adalah percepatan tanah maksimum pada daerah yang terjadi karena gempa bumi. *Peak Ground Acceleration* ini dipengaruhi oleh magnitudo gempa, jarak antara sumber

dengan suatu wilayah dan kondisi tanah pada wilayah tersebut. Nilai dari percepatan tanah ini dapat diprediksi menggunakan metode PSHA dan fungsi atenuasi yang memperhitungkan fungsi magnitudo sumber gempa dan fungsi jarak. Nilai Percepatan tanah perlu diperhitungkan untuk melakukan perancangan bangunan tahan gempa. Menurut Baker 2007, nilai PGA berdasarkan model yang diprediksi dapat dihitung menggunakan persamaan berikut, dan didapatkan hasil dalam satuan g.

$$\ln PGA = 0.152 + 0.859 M - 1.803 \ln(R + 25)$$

Dimana M adalah magnitudo dan R adalah jarak dan nilai PGA didapatkan dalam satuan gravitasi.

2.9 Probabilitik Seismic Hazard Analisis

Metode PSHA adalah metode analisis bahaya gempa probabilistik dengan memperhitungkan dan menggabungkan ketidakpastian dari magnitudo, lokasi, dan waktu kejadian gempa. Hasil analisis ini berupa probabilitas parameter gempa pada tingkat selesainya periode tertentu. Reiter (1990) mengusulkan tahapan analisis gempa probalitik untuk *Peak Ground Acceleration (PGA)*.

1. Identifikasi sumber – sumber gempa yang mempengaruhi suatu lokasi, mengkararakteristik sumber gempa tersebut, dan membuat model sumber gempa;
2. Menghitung parameter seismik gempa, diantaranya seperti a-b parameter atau hubungan antara magnitudo dan jumlah kejadian berdasarkan data historis
3. Menghitung probabilitas magnitude (berdasarkan parameter dari poin nomor 2);
4. Memperhitungkan distribusi probabilitas jarak (berdasarkan parameter dari poin nomor 1, dibantu dengan data – data pengukuran dan pencitraan);

5. Menghitung percepatan maksimum pada suatu lokasi akibat kejadian gempa yang mungkin terjadipada setiap titik sumber gempa dengan berbagai magnitudo yang mungkin terjadi. Langkah ini ditentukan dengan menggunakan fungsi atenuasi dengan memasukkan pula ketidakpastiannya.
6. Menentukan ketidakpastian kejadian gempa, besaran, dan prediksi percepatan maksimum lokasi untuk menghasilkan probabilitas terlampauinya percepatan dimaksud dalam jangka waktu tertentu.

Satu nilai dominan tertentu dari magnitudo (M) dan jarak dari *site* ke sumber (R) menyebabkan *hazard* akibat gempa dapat menjadi suatu fungsi, baik secara sendiri-sendiri maupun bersama – sama. Konsep ini digunakan untuk mendapatkan deagregasi *seismic* untuk memberikan gambaran umum tentang besaran gempa dan jarak untuk sumber gempa tertentu yang kemungkinan besar destruktif terhadap *site*, dan laju tahunan rata – rata kejadian yang merupakan fungsi dari magnitudo dan jarak.

2.10 Fungsi Atenuasi

Fungsi atenuasi adalah suatu fungsi yang menggambarkan korelasi antara intensitas gerak tanah setempat (a), magnitudo gempa (M), serta jarak dari suatu titik dalam daerah sumber gempa (r). Para ahli banyak merumuskan fungsi atenuasi dimana fungsi tersebut berlaku disuatu tempat belum tentu berlaku ditempat yang lain, karena fungsi atenuasi didasarkan pada kesamaan kondisi geologi dan tektonik dari wilayah dimana fungsi atenuasi tersebut dikembangkan [26].

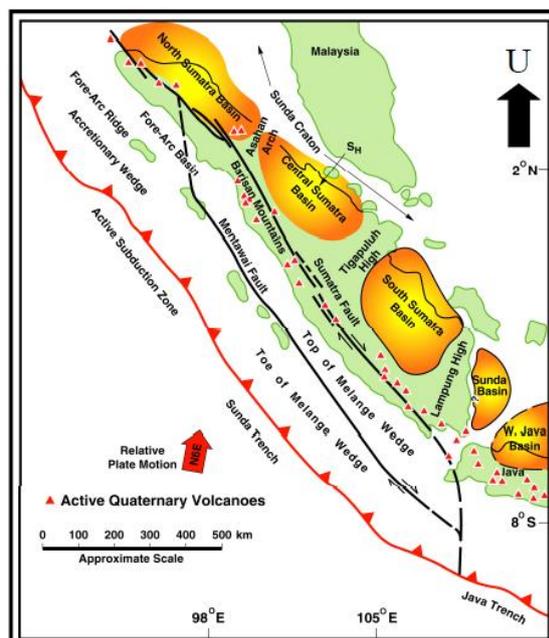
Menurut [26] faktor yang mempengaruhi fungsi atenuasi diantaranya adalah :

1. Magnitudo yang mana semakin besar magnitudo maka semakin besar goncangan tanah yang terjadi.

2. Jarak sumber ke lokasi penelitian, yang mana semakin jauh jarak sumber gempa maka semakin kecil efek guncangan ke lokasi penelitian
3. Jenis sumber, setiap jenis sumber memiliki jenis atenuasi yang berbeda.
4. Kondisi lokasi setempat, seperti densitas dan kecepatan gelombang geser di permukaan tanah.
5. Pengaruh regional atau wilayah yang luas memiliki kesamaan aktivitas tektonik dan kondisi geologinya.

2.11 Geologi Sumatera

Tepian aktif *Sundaland*, terutama untuk daerah diantara busur dan palung, tersusun atas kompleks prisma akresi dan cekungan muka busur. Struktur – struktur utama yang berkembang di daerah tersebut menambah kompleksnya tektonik daerah tepian aktif ini. Tatanan struktur – struktur utama tersebut telah dikaji oleh beberapa penelitian terdahulu [8].



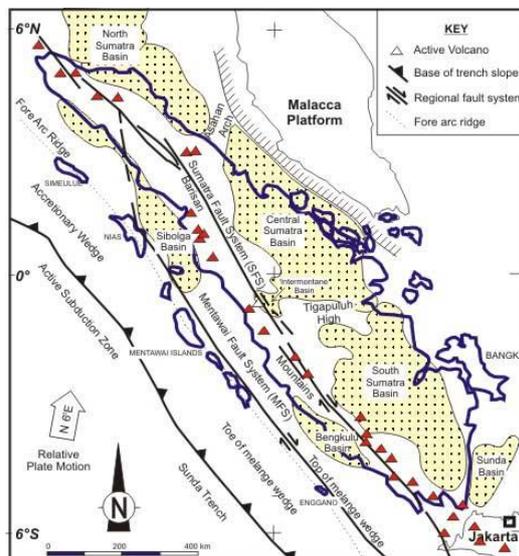
Gambar 2.1 Sistem subduksi sumatera [11]

Akan tetapi, untuk beberapa lokasi, hasil dari penelitian – penelitian sebelumnya masih menyisakan perbedaan yang sangat mencolok baik

mengenai pola-pola struktur [9]. Zona busur muka Andaman – Sumatera terbentang lebih dari 4000 km yang merupakan hasil pertemuan antara lempeng Indo- Australia dan Lempeng Eurasia. Kecepatan pertemuan lempeng tersebut bervariasi 44 mm/th di bagian Andaman, 60 mm/th di selatan Sumatera, dan 68 mm/th di selatan Jawa [10]. Di segmen Andaman-Nicobar, subduksi terbentuk sangat miring, dengan sudut 11° dari palung. Sebagian hasil miring, di daerah Laut Andaman, konvergensi lempeng diakomodasi oleh sesar Andaman- Nicobar [14].

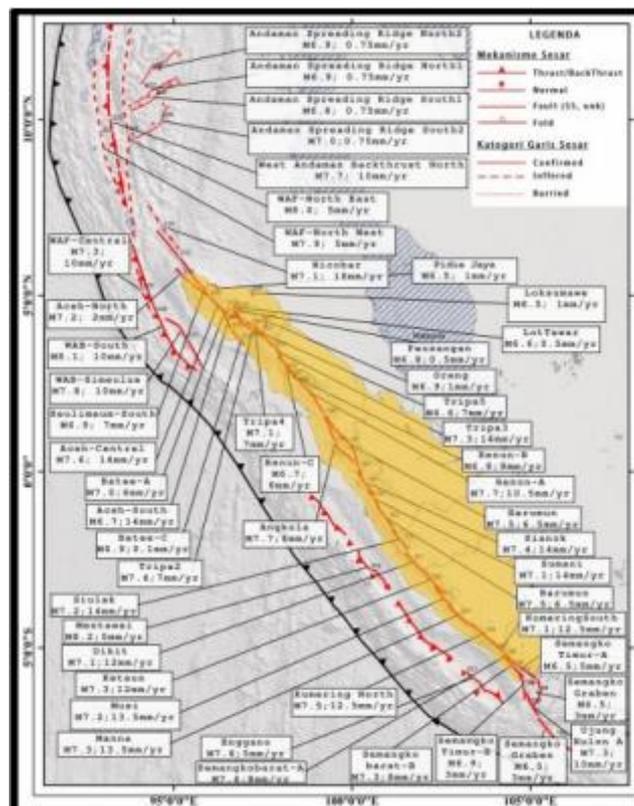
2.12 Zona Sesar Sumatera

Zona Sesar Sumatera dengan panjang 1900 km terletak melintasi tulang punggung Pulau Sumatera yang tumbuh didalam atau di dekat busur vulkanik aktif [15]. Dibagian paling utara dari zona sesar ini masuk menjadi bagian dari *spreading center Andaman* [14]. Diujung selatan, disekitar Selat Sunda, Sesar Sumatera terus berkembang memotong prisma akresi [16].



Gambar 2.2 Zona Sesar Sumatera [15]

Segmen Sesar Sumatera yang telah terdefinisi meliputi segmen Nicobar, Seulimeum-North dan Aceh-North yang terletak paling utara Pulau Sumatera. Dibagian selatan terdapat segmen Seulimeum-Sourth, Aceh-Central, dan Aceh-South. Pada bagian lebih selatan beberapa segmen yang teridentifikasi adalah Lok Tawar, Peusangan, Tripa 1-thrust, Tripa2, Tripa3, Tripa4, Tripa5, Batee-A, Batee-B, Batee-C, Renun-A, Renun-B, Renun-C, Toru, Angkola, Barumon, Sumpur, Sianok, Suliti, Siulak, Siulak, Dikit, Ketaun, Musi, Manna, Kumering-North, Semangko Barat-A, Semangko Barat-B, Semangko Barat-C, Semangko Timur-A, Semangko Timur-B, dan Semangko Graben. Jauh lebih selatan, didaerah Selat Sunda, *step-over* dari sesar Sumatera teridentifikasi sebagai segmen Ujungkulon A dan Ujungkulon B.



Gambar 2.3 Sebaran Sesar Aktif di Pulau Sumatera [26]

2.13 Zona Subduksi Sumatera

Di sebagian besar zona subduksi, arah gerak lempeng hampir tegak lurus terhadap palung. Di bagian barat busur sunda, tempat arah –arah penujaman miring terhadap palung, zona sesar terbentuk sejajar dengan busur vulkanik [17]. Sesar mendatar ini kemungkinan merupakan fitur utama dari zona subduksi miring [18], tempat *strain* yang ada terbagi menjadi dua, komponen paralel dan tegak lurus terhadap palung [19]. Kerak yang menujam di bawah Sumatera yaitu bagian barat Pulau Nias – Simeuleu relatif berumur muda sekitar 46 juta tahun yang berangsur menjadi lebih tua ke arah Barat Laut dan Tenggara nya [20]. Kegempaan yang terkait dengan subduksi dapat terlihat dari kedalaman 250 km [21]. Di kedalaman lebih dari 100 km, kemiringan dari slab yang menujam berkisar antara 30° sampai 40°. Kerak samudra yang menujam di area ini relatif lebih tipis dan ringan sehingga tidak mudah tenggelam, berbeda dengan kerak samudra yang relatif lebih tua [22]. Jenis zona subdukai ini merupakan indikasi dari tingginya tingkat kegempaan yang dapat terlihat dari adanya perulangan kejadian gempa besar ($M \geq 8$) dengan *rupture* di bagian paling dangkal dari *plate interface* seperti gempa 26 Desember 2004, ketika sesar ini membentuk *rupture* sepanjang 1200 km dengan lebar 300 – 400 km [23]. Dengan kemiringan slab yang menujam sekitar 13°, zona *megathrust* di Sumatera bagian Tenggara dapat menimbulkan gempa dengan M_{max} 9. Catatan gempa besar akibat oleh *megathrust* Sumatera telah banyak terekam dari beberapa penelitian [16]. Selain itu, berdasarkan hasil pengukuran modern, secara umum zona *megathrust* Sumatera sedang menghimpun *strain* [24]. Tekanan yang dilepas dari akumulasi *strain* tersebut tercatat pada gempa besar tahun 2004 dan 2005 di selatan pagai 2010 [25].