

TUGAS AKHIR

**STUDI KEGEMPAAN KOTA MAKASSAR DENGAN METODE PSHA
(PROBABILISTIC SEISMIC HAZARD ANALYSIS)**

***SEISMIC STUDY OF MAKASSAR CITY USING PROBABILISTIC
SEISMIC HAZARD METHOD***

**NOVI AZIZAH
DO11 18 1005**



**PROGRAM SARJANA DEPARTEMEN TEKNIK SIPIL
FAKULTAS TEKNIK
UNIVERSITAS HASANUDDIN
2022**

LEMBAR PENGESAHAN (TUGAS AKHIR)

**STUDI KEGEMPAAN KOTA MAKASSAR DENGAN METODE PSHA
(PROBABILISTIC SEISMIC HAZARD ANALYSIS)**

Disusun dan diajukan oleh:

NOVI AZIZAH

D011 18 1005

Telah dipertahankan di hadapan Panitia Ujian yang dibentuk dalam rangka Penyelesaian Studi Program Sarjana Program Studi Teknik Sipil Fakultas Teknik Universitas Hasanuddin pada tanggal 6 Juli 2022 dan dinyatakan telah memenuhi syarat kelulusan

menyetujui,

Pembimbing I,

Pembimbing II,



Ir. H. Achmad Bakri Muhiddin, Msc, Ph.D
NIP: 196007301986031003



Dr. Eng. Ardy Arsyad, ST, M.Eng.Sc
NIP: 197607072005011002

Ketua Program Studi,



Prof. Dr. H. M. Wihardi Tjaronge, ST, M.Eng
NIP: 196805292002121002

PERNYATAAN KEASLIAN KARYA ILMIAH

Yang bertanda tangan di bawah ini, nama Novi Azizah, dengan ini menyatakan bahwa skripsi yang berjudul "**Studi Kegempaan Kota Makassar dengan Metode PSHA (Probabilistic seismic Hazard Analysis)**", adalah karya ilmiah penulis sendiri, dan belum pernah digunakan untuk mendapatkan gelar apapun dan dimanapun.

Karya ilmiah ini sepenuhnya milik penulis dan semua informasi yang ditulis dalam skripsi yang berasal dari penulis lain telah diberi penghargaan, yakni dengan mengutip sumber dan tahun penerbitannya. Oleh karena itu semua tulisan dalam skripsi ini sepenuhnya menjadi tanggung jawab penulis. Apabila ada pihak manapun yang merasa ada kesamaan judul dan atau hasil temuan dalam skripsi ini, maka penulis siap untuk diklarifikasi dan mempertanggungjawabkan segala resiko.

Gowa, Juli 2022

Yang membuat pernyataan,



Novi Azizah

D011 18 1005

KATA PENGANTAR

Puji dan syukur penulis panjatkan kepada Allah SWT karena atas berkat rahmat, karunia serta izinnya sehingga penulis dapat menyelesaikan tugas akhir yang berjudul "**Studi Kegempaan Kota Makassar Dengan Metode PSHA (*Probabilistic seismic Hazard Analysis*)**", sebagai salah satu syarat yang diajukan untuk menyelesaikan studi di Fakultas Teknik Departemen Teknik Sipil Universitas Hassanuddin.

Tugas akhir ini memerlukan proses yang tidak singkat dan mudah. Perjalanan yang dilalui penulis dalam menyelesaikan skripsi ini tidak lepas dari tangan-tangan berbagi pihak yang senantiasa memberikan bantuan, baik berupa materi maupun dorongan moril. Olehnya itu, ucapan terima kasih penulis ucapkan kepada semua pihak yang telah membantu, yaitu kepada:

1. Kedua orang tua tercinta, yaitu Papa **Suyuti Husen** dan mama **Wagina** dan Saudara tercinta **Jimmy** atas kasih sayang, doa, nasehat dan segala dukungan selama ini, baik secara materil maupun spiritual karena penulis tidak akan mampu menyelesaikan skripsi ini jika tanpa nasihat, motivasi dan do'anya yang tiada hentinya terpanjatkan kepada Allah SWT.
2. Bapak **Dr. Eng. Muhammad Isran Ramli, S.T., MT.** selaku Dekan Fakultas Teknik Universitas Hasanuddin Makassar.
3. Bapak **Prof. Dr. H. Muh. Wihardi Tjaronge, ST. M.Eng**, selaku Ketua dan Bapak **Dr. Eng. Ir. Bambang Bakri, S.T., M.T**, selaku Sekretaris Departemen Sipil Fakultas Teknik Universitas Hasanuddin Makassar.
4. Bapak **Dr. Eng. Tri Harianto, S.T., M.T.** selaku Kepala Laboatorium Riset Geoteknik Lingkungan yang telah memberikan wawasan tambahan kepada penulis.
5. Bapak **Ir. H. Achmad Bakri Muhiddin, MSc, Ph.D** selaku dosen pembimbing I, atas segala arahan dan bimbingan serta waktu yang telah diluangkannya dari dan hingga selesainya tugas akhir ini.
6. Bapak **Dr. Eng. Ardy Arsyad, S.T., M.Eng.Sc** selaku dosen pembimbing II, yang telah memberikan bimbingan dan pengarahan mulai dari awal hingga selesainya penulisan tugas akhir ini.
7. Bapak **Prof. Dr. Ir. Abd. Rachman Djamaluddin, M.T** selaku Kepala Laboatorium Mekanika Tanah yang telah memberikan wawasan tambahan selama penulis menjadi asisten laboratorium.

8. Seluruh dosen, staf dan karyawan Departemen Sipil Fakultas Teknik Universitas Hasanuddin Makassar yang telah banyak membantu dalam mendukung penulisan tugas akhir ini.
9. Saudara **Andi Imam M. Ardiyansyah, S.T**, yang telah berbesar hati meluangkan waktu, pikiran dan tenaga serta masukannya dalam proses penulisan skripsi ini.
10. Sahabat sehati seperjuangan **Andi N Wahyudi,S.T**, yang setia di setiap kondisi melewati proses pengerjaan skripsi, mendengarkan segala keluh kesah penulis yang tentu tidak mudah bagi penulis membagi fokus dalam setiap kegiatan yang dilalui.
11. Keluarga besar **Laboratorium Mekanika Tanah**, Kak Zainal, Kak Thasya, Kak Mutia, Kak Gary, Asmud, Feby, Egi, Meca, Jaemshon, Sara Malisan, Upi, Yayat, Sultan, Mutiara, dan Megumi.
12. Teman-teman KKD Geoteknik **Pengendali Tanah Transisi**, terkhusus Sopian Paerong dan Andi Asti Nur amaliyah, yang selama pengerjaan skripsi ini selalu memberikan support satu sama lain agar dapat menyelesaikan bersama-sama studi kasus kami.
13. Seluruh teman-teman penulis di Teknik Sipil angkatan 2018
14. Tim "**SEMUT**" Hikma, Nofriana, Yuli, Ucil, Asmud, Manaf, Ricky, Rifky, Hari, Candra, Ullah, asmud, feby,egi,sukma dan asti yang senantiasa mendampingi dalam segala situasi, menikmati segala bentuk proses yang tentunya tidak mudah, memberikan dukungan satu sama lain, selama perkuliahan di Fakultas Teknik sehingga masa kuliah menjadi lebih berwarna.
15. Serta semua pihak yang tidak dapat penulis sebut satu persatu dengan semua bantuan yang telah diberikan, dan dukungan hingga terselesainya skripsi ini.

Tiada kata yang dapat mendeskripsikan rasa terima kasih penulis selain memohon kepada Allah SWT agar selalu melimpahkan berkat-Nya kepada kita semua, Amin. Akhir kata penulis menyadari bahwa dalam penulisan ini masih banyak kekurangan dan kesalahan, karena itu segala kritik dan saran yang membangun akan menyempurnakan penulisan skripsi ini serta bermanfaat bagi penulis dan para pembaca.

Makassar, Juli 2022

Novi Azizah

ABSTRAK

Penelitian ini mempresentasikan analisis bahaya kegempaan dengan menggunakan pendekatan probabilistik untuk wilayah Makassar. Kota Makassar memang relatif jauh dari sumber gempa utama Sulawesi seperti sesar Palu-Koro. Namun, endapan permukaan yang lunak di Kota Makassar dapat memperbesar getaran tanah yang disebabkan oleh gempa bumi jauh.

Penelitian ini menggunakan model sumber gempa fault dan background serta persamaan atenuasi untuk menghitung percepatan puncak tanah di batuan dasar dengan periode ulang 200 tahun, 500 tahun, 2500 tahun, 5000 tahun, dan 10000 tahun. Software yang digunakan untuk membantu perhitungan resiko gempa pada analisis ini adalah PSHA tool. Data yang digunakan adalah historis gempabumi dari tahun 1922 hingga 2022 dengan kedalaman 0-300 km, $4.0 \leq M \leq 9.0$ Mw dari United States Geological Survey (USGS).

Hasil menunjukkan nilai percepatan tanah maksimum (PGA) adalah 0.082 g, 0.106 g, 0.159 g, 0.185 g, 0.214 g untuk periode ulang 200, 500, 2500, 5000, 10000 tahun. Hasil ini sedikit lebih tinggi dibandingkan dengan SNI 1726:2019.

Kata Kunci: *Atenuasi, PGA, PSHA*

ABSTRACT

This research presents earthquake hazard analysis by using the probabilistic seismic hazard assessment in Makassar. Makassar is relatively far from the main earthquake sources in Sulawesi, such as the Palu-Koro Fault. However, the soft ground in Makassar is highly likely to amplify the ground vibration caused by distant earthquakes.

This research used a fault and background earthquake source model as well as the attenuation equations to calculate the peak ground acceleration in the bedrock with return periods of 200 years, 500 years, 2500 years, 5000 years, and 10000 years. The software of was employed to calculate the earthquake risk the PSHA tool. The data base of the historical earthquakes from 1922 to 2022 with in the depth of 0-300 km, the magnitude $4.0 \leq M \leq 9.0$ Mw was derived from the catalog United States Geological Survey (USGS).

The results show that the maximum peak ground acceleration (PGA) is 0.082 g, 0.106 g, 0.159 g, 0.185 g, 0.214 g for the 200, 500, 2500,5000, 10000 return periods respectively. This result is more than higher when compared to SNI 1726:2019.

Keywords: *Attenuation, PGA, PSHA*

DAFTAR ISI

LEMBAR PENGESAHAN	i
PERNYATAAN KEASLIAN KARYA ILMIAH	ii
KATA PENGANTAR	iii
ABSTRAK.....	v
ABSTRACT	vi
DAFTAR ISI.....	vi
DAFTAR GAMBAR.....	ix
DAFTAR TABEL.....	xv
DAFTAR SIMBOL.....	xvi
BAB 1. PENDAHULUAN.....	1
A. Latar Belakang	1
B. Rumusan Masalah	2
C. Tujuan Penelitian	3
D. Batasan Masalah	3
E. Sistematika Penulisan	4
BAB 2. TINJAUAN PUSTAKA	5
A. Definisi Gempa Bumi.....	5
B. Sejarah Kegempaan di Indonesia.....	6
B.1. Sejarah Kegempaan di Kota Makassar	8
C. Identifikasi dan Pemodelan Sumber Gempa	12
D. Karakterisasi Sumber Gempa	19
E. Seismic Hazard Analysis (Analisis Bahaya Kegempaan).....	24
F. Probabilistic Seismic Hazard Analysis	26
F.1. Teori Probabilitas	29
G. Fungsi Atenuasi	32
G.1. Persamaan Atenuasi Boore and Atkinson (2008)	34
G.2. Persamaan Atenuasi Cambell – Bozorgnia (2008)	35
G.3. Persamaan Atenuasi Chiou-Youngs (2008) NGA.....	36

H. Logic Tree	37
BAB 3. METODE PENELITIAN.....	43
A. Lokasi Penelitian	43
B. Pengumpulan Data.....	43
C. Peralatan yang digunakan.....	57
D. Pengolahan Data Gempa	57
D.1. Konversi Skala Magnitude Gempa	57
D.2. Pemilahan Gempa (<i>Declustering</i>).....	58
D.3. Identifikasi dan Pemodelan Sumber Gempa	59
D.4. Karakterisasi Sumber Gempa	60
D.5. Penentuan Fungsi Autenasi	62
D.6. Logic Tree	63
D.7. Analisis Seismik Hazard.....	64
D.8. Kurva Bahaya Gempa	65
D.9. Deagregasi.....	65
E. Flowchart Penelitian	69
F. Prosedur Penggunaan Software PSHA tool	71
BAB 4. HASIL DAN PEMBAHASAN	85
A. Analisis Probabilistik Seismik Hazard Analysis (PSHA)	85
A.1 Percepatan Tanah Maksimum di Batuan Dasar (PGA).....	85
B. Kurva Bahaya Gempa (<i>Seismic Hazard Curve</i>).....	87
C. Perbandingan Dengan Hasil Penelitian SNI 1726:2019.....	98
D. Uniform Hazard	101
E. Deagregasi.....	109
BAB 5. KESIMPULAN DAN SARAN	120
A. Kesimpulan	120
B. Saran	121
DAFTAR PUSTAKA.....	122
LAMPIRAN	127

DAFTAR GAMBAR

Gambar 1.	Peta Tektonik dan Gunung Berapi di Indonesia. Garis biru melambangkan batas antar lempeng tektonik, dan segitiga merah melambangkan titik-titik gunung berapi di Indonesia (<i>Sumber : MSN Encarta Encyclopedia</i>).....	7
Gambar 2.	Gempa di Indonesia hasil relokasi hingga 2016 (Katalog PuSGen, dalam Tim Pusat Studi Gempa Nasional, 2017)	8
Gambar 3.	Struktur Geologi Regional di Pulau Sulawesi (Katalog PuSGen, dalam Tim Pusat Studi Gempa Nasional, 2017) ..	11
Gambar 4.	Peta sumber gempa Indonesia (Tim Pusat Studi Gempa Nasional, 2017). Berikut ialah merupakan nama-nama dari setiap sesar yang ada di Indonesia dan juga menunjukkan pergerakan permukaan tanahnya	12
Gambar 5.	Model segmentasi dan parameter sumber Gempa subduksi (Megathrust)(Tim Pusat Studi Gempa Nasional, 2017).....	14
Gambar 6.	Sketsa Batas-batas lempeng tektonik.....	17
Gambar 7.	Bentuk garis gutenberg-Richter's law (Grafik Guttenberg-Richter).....	19
Gambar 8.	Distribusi magnitudo dari berbagai sumber gempa (Characteristic earthquake occurrence model after Schwartz and Coppersmith) (Irsyam, M.,dkk, 2010)	23
Gambar 9.	Truncated exponential distribution of recurrence rate (Asrurifak, 2010)	23
Gambar 10.	PSHA untuk mendapatkan pergerakan tanah di batuan dasar (Reiter. L, 1990).....	28
Gambar 11.	Skema Ilustrasi Teorema Probabilitas Total.....	32
Gambar 12.	Model <i>logic tree</i> untuk sumber gempa subduksi (Irsyam,M., Dkk. 2010).....	39
Gambar 13.	Model <i>logic tree</i> untuk sumber gempa fault (Irsyam,M., Dkk. 2010).....	39

Gambar 14. Model <i>logic tree</i> untuk sumber gempa background (Irsyam,M., Dkk. 2010).....	40
Gambar 15. Lokasi Penelitian	43
Gambar 16. Titik gempa yang terjadi sepanjang tahun 1922 – 2022 di sekitar kota Makassar dengan kedalaman 0 - 50 km, radius 500km dari kota Makassar dan magnituda $4.0 \leq M \leq 9.0$ (USGS).....	44
Gambar 17. Titik gempa yang terjadi sepanjang tahun 1922 – 2022 di sekitar kota Makassar dengan kedalaman 50-300 km, radius 500km dari kota Makassar dan magnituda $4.0 \leq M \leq 9.0$ (USGS).....	45
Gambar 18. Sampul Buku Peta 2017	45
Gambar 19. Patahan-patahan yang mempengaruhi kejadian gempa di sekitar Kota Makassar	46
Gambar 20. Jarak Palukoro Fault ke kota Makassar	47
Gambar 21. Jarak Poso Fault ke kota Makassar	48
Gambar 22. Jarak Walanae Fault ke kota Makassar	48
Gambar 23. Jarak Matano Fault ke kota Makassar	49
Gambar 24. Jarak Makassar Thrust ke kota Makassar	49
Gambar 25. Jarak Lawanopo Fault ke kota Makassar.....	50
Gambar 26. Jarak Flores Trust ke kota Makassar	50
Gambar 27. Peta Geologi Kota Makassar	52
Gambar 28. Peta Klasifikasi Jenis Tanah di Kota Makassar dengan menggunakan Persamaan Piratheepan (Rante, 2015)	54
Gambar 29. Peta Klasifikasi Jenis Tanah berdasarkan Data SPT di beberapa titik di Kota Makassar.....	55
Gambar 30. Model Logic-tree sumber gempa <i>shallow crustal fault</i>	64
Gambar 31. Bagan alir (flowchart) penelitian.....	70
Gambar 32. Aplikasi PSHA tool.....	71
Gambar 33. Main Window pada Softwawre PSHAtool	72
Gambar 34. Source Editor Window untuk meng input data gempa	73

Gambar 35. Proses Konversi Magnitudo	74
Gambar 36. Proses Pemisahan Aftershock terhadap Mainshock	75
Gambar 37. Tampilan Katalog Seismik	76
Gambar 38. Parameter Seismik window	77
Gambar 39. Sebaran Gempa Flores (Shalow Crustal Fault)	77
Gambar 40. Sebaran Gempa Walanae (Shalow Crustal Fault)	78
Gambar 41. Sebaran Gempa Makassar Thrust (Shalow Crustal Fault) ..	78
Gambar 42. Sebaran Gempa Palukoro (Shalow Crustal Fault)	79
Gambar 43. Sebaran Gempa Matano (Shalow Crustal Fault)	79
Gambar 44. Sebaran Gempa Poso (Shalow Crustal Fault)	80
Gambar 45. Sebaran Gempa Lawanopo (Shalow Crustal Fault)	80
Gambar 46. Sebaran Gempa Shallow Background	81
Gambar 47. Sebaran Gempa Deep Background	81
Gambar 48. Proses Input Model Atenuasi	82
Gambar 49. Penambahan Fungsi Atenuasi pada Logic-tree	83
Gambar 50. Hazard Curve Window	83
Gambar 51. Hubungan Kejadian Kala Ulang (T) dengan PGA	86
Gambar 52. Grafik Nilai PGA pada periode ulang 200 tahun (shallow background)	88
Gambar 53. Grafik Nilai PGA pada periode ulang 200 tahun (deep background)	88
Gambar 54. Grafik Nilai PGA pada periode ulang 200 tahun (Shallow Crustal)	89
Gambar 55. Grafik Nilai PGA pada periode ulang 500 tahun (Shallow Background)	89
Gambar 56. Grafik Nilai PGA pada periode ulang 500 tahun (Deep Background)	90
Gambar 57. Grafik Nilai PGA pada periode ulang 500 tahun (Shallow Crustal)	90
Gambar 58. Grafik Nilai PGA pada periode ulang 2500 tahun (Shallow Background)	91

Gambar 59. Grafik Nilai PGA pada periode ulang 2500 tahun (Deep Background)	91
Gambar 60. Grafik Nilai PGA pada periode ulang 2500 tahun (Shallow Crustal).....	92
Gambar 61. Grafik Nilai PGA pada periode ulang 5000 tahun (Shallow Background)	92
Gambar 62. Grafik Nilai PGA pada periode ulang 5000 tahun (Deep Background)	93
Gambar 63. Grafik Nilai PGA pada periode ulang 5000 tahun (Shallow Crustal).....	93
Gambar 64. Grafik Nilai PGA pada periode ulang 10000 tahun(Shallow Background)	94
Gambar 65. Grafik Nilai PGA pada periode ulang 10000 tahun (Deep Background)	94
Gambar 66. Grafik Nilai PGA pada periode ulang 10000 tahun (Shallow Crustal).....	95
Gambar 67. Peta percepatan puncak di batuan dasar untuk probabilitas terlampaui 5% dalam 10 tahun (Periode ulang 200 tahun)(Peta Gempa Indonesia 2017).....	95
Gambar 68. Peta percepatan puncak di batuan dasar untuk probabilitas terlampaui 10% dalam 50 tahun (Periode ulang 500 tahun)(Peta Gempa Indonesia 2017).....	96
Gambar 69. Peta percepatan puncak di batuan dasar untuk probabilitas terlampaui 2% dalam 50 tahun (Periode ulang 2500 tahun)(Peta Gempa Indonesia 2017).....	96
Gambar 70. Peta percepatan puncak di batuan dasar untuk probabilitas terlampaui 2% dalam 100 tahun (Periode ulang 5000 tahun)(Peta Gempa Indonesia 2017).....	97
Gambar 71. Peta percepatan puncak di batuan dasar untuk probabilitas terlampaui 1% dalam 100 tahun (Periode ulang 10000 tahun)(Peta Gempa Indonesia 2017).....	97

Gambar 72. UHS Periode Ulang 200 Tahun – Boore & Atkinson (2008)(<i>Shallow Background</i>)	102
Gambar 73. UHS Periode Ulang 200 Tahun – Boore & Atkinson (2008)(<i>Deep Background</i>)	102
Gambar 74. UHS Periode Ulang 200 Tahun – Boore & Atkinson (2008) (<i>Shallow Crustal</i>)	103
Gambar 75. UHS Periode Ulang 500 Tahun – Boore & Atkinson (2008) (<i>Shallow Background</i>)	103
Gambar 76. UHS Periode Ulang 500 Tahun – Boore & Atkinson (2008) (<i>Deep Background</i>)	104
Gambar 77. UHS Periode Ulang 500 Tahun – Boore & Atkinson (2008) (<i>Shallow Crustal</i>)	104
Gambar 78. UHS Periode Ulang 2500 Tahun – Boore & Atkinson (2008) (<i>Shallow Background</i>)	105
Gambar 79. UHS Periode Ulang 2500 Tahun – Boore & Atkinson (2008) (<i>Deep Background</i>)	105
Gambar 80. UHS Periode Ulang 2500 Tahun – Boore & Atkinson (2008) (<i>Shallow Crustal</i>)	106
Gambar 81. UHS Periode Ulang 5000 Tahun – Boore & Atkinson (2008) (<i>Shallow Background</i>)	106
Gambar 82. UHS Periode Ulang 5000 Tahun – Boore & Atkinson (2008) (<i>Deep Background</i>)	107
Gambar 83. UHS Periode Ulang 5000 Tahun – Boore & Atkinson (2008) (<i>Shallow Crustal</i>)	107
Gambar 84. UHS Periode Ulang 10000 Tahun – Boore & Atkinson (2008) (<i>Shallow Background</i>)	108
Gambar 85. UHS Periode Ulang 10000 Tahun – Boore & Atkinson (2008) (<i>Deep Background</i>)	108
Gambar 86. UHS Periode Ulang 10000 Tahun – Boore & Atkinson (2008) (<i>Shallow Crustal</i>)	109

Gambar 87. Kurva Deagregasi Hazard Periode Ulang 200 Tahun (<i>Shallow Background</i>)	110
Gambar 88. Kurva Deagregasi Hazard Periode Ulang 200 Tahun (<i>Deep Background</i>)	110
Gambar 89. Kurva Deagregasi Hazard Periode Ulang 200 Tahun (<i>Shallow Crustal</i>).....	111
Gambar 90. Kurva Deagregasi Hazard Periode Ulang 500 Tahun (<i>Shallow Background</i>)	111
Gambar 91. Kurva Deagregasi Hazard Periode Ulang 500 Tahun (<i>Deep Background</i>)	112
Gambar 92. Kurva Deagregasi Hazard Periode Ulang 500 Tahun (<i>Shallow Crustal</i>).....	112
Gambar 93. Kurva Deagregasi Hazard Periode Ulang 2500 Tahun (<i>Shallow Background</i>)	113
Gambar 94. Kurva Deagregasi Hazard Periode Ulang 2500 Tahun (<i>Deep Background</i>)	113
Gambar 95. Kurva Deagregasi Hazard Periode Ulang 2500 Tahun (<i>Shallow Crustal</i>)	114
Gambar 96. Kurva Deagregasi Hazard Periode Ulang 5000 Tahun (<i>Shallow Background</i>)	114
Gambar 97. Kurva Deagregasi Hazard Periode Ulang 5000 Tahun (<i>Deep Background</i>)	115
Gambar 98. Kurva Deagregasi Hazard Periode Ulang 5000 Tahun (<i>Shallow Crustal</i>).....	115
Gambar 99. Kurva Deagregasi Hazard Periode Ulang 10000 Tahun (<i>Shallow Background</i>)	116
Gambar 100. Kurva Deagregasi Hazard Periode Ulang 10000 Tahun (<i>Deep Background</i>)	116
Gambar 101. Kurva Deagregasi Hazard Periode Ulang 10000 Tahun (<i>Shallow Crustal</i>)	117

DAFTAR TABEL

Tabel 1. Data dan parameter sumber gempa subduksi (<i>Megathrust</i>).....	15
Tabel 2. Magnitudo maksimum dan Jarak Sumber ke Titik Tinjau (Buku Peta Gempa 2017).....	51
Tabel 3. Site Klasifikasi berdasarkan SNI 1726 : 2019	56
Tabel 4. Korelasi konversi antara beberapa skala magnituda untuk wilayah Indonesia.	58
Tabel 5. Data dan parameter sumber gempa <i>fault</i> untuk daerah Sulawesi dan sekitarnya (Buku Peta Gempa 2017).....	60
Tabel 6. Parameter seismik a-value dan b-value untuk Sumber gempa <i>shallow crustal Fault</i>	61
Tabel 7. Parameter seismik a-value dan b-value untuk Sumber gempa <i>Shallow Background</i>	61
Tabel 8. Parameter seismik a-value dan b-value untuk Sumber gempa <i>Deep Background</i>	62
Tabel 9. Fungsi Atenuasi yang digunakan pada wilayah penelitian	63
Tabel 10. Perbandingan PGA antara hasil PSHA tool dengan SNI 1726:2012.....	98
Tabel 11. Perbandingan PGA Hasil Penelitian setelah diberi bobot (weighting) dengan SNI 1726 :2012	100
Tabel 12. Deagregasi untuk Sumber gempa <i>shallow crustal fault</i>	118
Tabel 13. Deagregasi untuk Sumber gempa <i>shallow background</i>	118
Tabel 14. Deagregasi untuk Sumber gempa <i>deep background</i>	118

DAFTAR SIMBOL

Simbol	Keterangan	Pemakaian Pertama Kali Pada Halaman
PGA	Peak ground acceleration (g)	3
<i>b-Val</i>	Nilai konstanta tiap area yang mempresentasikan kemiringan grafik dari persamaan linier hubungan frekuensi dengan magnitudo	19
<i>a-val</i>	Nilai konstanta dari setiap area sumber gempa berdasarkan waktu pengamatan dan tingkat intensitas gempa	19
Λ	Activity rate	19
M	Magnitudo	19
R	Jarak dari site ke sumber gempa	26
f_M	fungsi probabilitas magnitudo	28
f_R	fungsi probabilitas dari jarak ke sumber	28
$\ln(y)$	Percepatan spektra (g)	31
$F_M(M)$	fungsi pengaruh skala magnitudo	31

F_s	efek amplifikasi site	31
$F_D(R_{JB}, M)$	fungsi berdasarkan jarak	31
c1, c2, c3,	koefisien yang dapat diambil dari tabel	31
Mref, Rref		
dan h		
f_{mag}	Fungsi yang nilainya bergantung pada besarnya magnitudo	32
f_{dis}	Fungsi yang nilainya bergantung pada jarak sumber ke site	32
f_{ft}	Fungsi yang nilainya bergantung pada <i>style faulting</i>	32
f_{hng}	Fungsi yang nilainya bergantung pada efek <i>hanging wall</i>	32
V_{s30}	The average shear-wave velocity (m/s) over a subsurface depth of 30 m	33
U	Unspecified-mechanism factor: 1 for unspecified; 0 otherwise	33
F_{NM}	Normal-faulting factor: 0 for strike slip, reverse, reverse-oblique, thrust and normal-oblique; 1 for normal	33
SA	Percepatan spektra (g)	33

R_{RUP}	Closest distance to coseismic rupture (km), used in ASK13, CB13 and CY13. See Figures a, b and c for illustration	33
R_{jb}	jarak Joiner-Boore (km)	33
F_{RV}	Reverse-faulting factor: 0 for strike slip, normal, normal-oblique; 1 for reverse, reverse-oblique and thrust	33
Z_{TOR}	Depth to top of coseismic rupture (km)	33
δ	sudut <i>dip rupture</i>	33
τ	standar error untuk inter-event	33
σ	standar error untuk intra-event.	33
M_{max}	Magnitudo Maksimum	48
M_L	<i>Richter local magnitude</i>	54
m_b	<i>body wave magnitude</i>	54
m_s	<i>surface wave magnituda</i>	54
M_w	Moment magnitude	54
Dip	Average dip of rupture plane (degrees)	57
P_(t tahun)	probabilitas terlampaui percepatan gerakan tanah di batuan dasar untuk suatu periode desain	62
$\lambda(a)$	kejadian gempa tahunan	62

(a ≥ a*)	parameter – parameter probabilitas terlampai percepatan gerakan tanah di batuan dasar	62
G	$10^{(1.2 - 0.13M)}$ untuk kejadian <i>interface</i> $g=10^{(0.30 - 0.01M)}$ untuk kejadian <i>intraslab</i>	74

BAB 1. PENDAHULUAN

A. Latar Belakang

Kota Makassar memang relatif jauh dari sumber gempa tektonik utama Sulawesi seperti sesar Palu-Koro di Sulawesi bagian tengah dan zona subduksi di utara Sulawesi. Walaupun demikian, data kegempaan menunjukkan walaupun kemungkinan terjadinya gempa bumi besar dekat Makassar rendah, potensi kerusakan di kota tersebut yang disebabkan oleh gempa bumi jauh tidak dapat dikesampingkan. Gempa bumi berkekuatan 5,9 SR juga pernah mengguncang Barat Daya Sulawesi Selatan pada 12 Desember 2010 dimana pusat gempa berada di wilayah laut yaitu pada posisi 6.11 LS dan 117.55 BT atau 232 km Barat Daya Makassar Sulsel, 265 km Timur Sumbawa Besar Nusa Tenggara Barat dengan kedalaman 19 km dari permukaan laut. Gempa tersebut merupakan fenomena alam yang terjadi secara tiba-tiba dan sulit untuk diperkirakan namun bisa mengakibatkan kerusakan struktur maupun sarana infrastruktur pada wilayah Makassar .

Kerusakan struktur yang terjadi akibat gempa dapat disebabkan oleh tiga fenomena fisik yaitu getaran tanah yang kuat, keruntuhan sesar dipermukaan, dan pengaruh sekunder seperti longsor dan likuifaksi. Dari ketiga fenomena tersebut, getaran tanah dapat menyebabkan kerugian yang sangat besar karena mencangkup daerah yang cukup luas (Mallisa, 2009).

Maka untuk mengurangi kerugian akibat dampak yang ditimbulkan, perlu dilakukan studi kegempaan yang akurat salah satunya yaitu studi kegempaan dengan metode PSHA (*Probabilistic Seismic Hazard Analysis*) yang menghasilkan kurva bahaya gempa (hazard curve) yang mana di dalamnya berisi informasi untuk mengetahui seberapa besar guncangan tanah akibat gempa yang mungkin terjadi di Kota Makassar walaupun secara geografis, wilayah Kota Makassar tidak dilalui patahan yang menjadi sumber gempa bumi.

Dalam melaksanakan penelitian ini aspek penyelidikan tanah penting, sebab tanah memberikan efek perbesaran (amplifikasi) atau penurunan (de-amplifikasi) pada rambatan gelombang gempa. Dari hasil penelitian bahaya gempa di Kota Makassar, diharapkan memberikan informasi ilmiah mengenai tingkat bahaya kegempaan Kota Makassar.

B. Rumusan Masalah

Dari Latar belakang masalah di atas, maka dibuat rumusan masalah:

1. Bagaimana kondisi geoteknik dan geologi Kota Makassar?
2. Bagaimana dampak gempa bumi akibat patahan yang mempengaruhi kondisi kegempaan Kota Makassar dihitung secara Probabilistik ?
3. Berapa besaran PGA pada Kota Makassar yang diakibatkan oleh patahan-patahan tersebut dengan metode PSHA (*Probabilistic*

Seismic Hazard Analysis) pada periode ulang 200, 500, 2500, 5000, dan 10000 tahun ?

C. Tujuan Penelitian

Adapun tujuan yang ingin dicapai dari penelitian ini adalah :

1. Mengetahui kondisi geoteknik dan geologi Kota Makassar
2. Mengetahui dampak gempa bumi akibat patahan yang berpotensi sebagai sumber gempa bumi pada Kota Makassar dihitung secara probabilistik.
3. Mengetahui besaran *peak ground acceleration* (PGA) pada Kota Makassar pada periode ulang 200 tahun, 500 tahun, 2500 tahun, 5000 tahun, dan 10000 tahun dengan metode Probabilistic Seismic Hazard Analysis.

D. Batasan Masalah

Pembatasan masalah dalam penelitian ini adalah sebagai berikut :

1. Data gempa dan sesar/patahan dalam radius 500 km dari Kota Makassar pada Peta Sumber dan Bahaya Gempa Indonesia Tahun 2017.
2. Data gempa 100 tahun yang diambil dari USGS (*United State Geological Survey*) adalah Data gempa di sekitar Kota Makassar
3. Data hasil analisis kegempaan kemudian dianalisis dengan menggunakan metode PSHA dengan menggunakan PSHAtool.

E. Sistematika Penulisan

Sistematika penulisan disusun agar pembahasan tugas akhir ini lebih terarah pada inti permasalahan dan kerangka isi. Gambaran umum mengenai isi penelitian ini, dapat dituliskan sebagai berikut :

BAB 1. PENDAHULUAN

Menjelaskan latar belakang penelitian ini dilakukan, rumusan masalah, maksud dan tujuan penelitian, batasan masalah, serta sistematika penulisan penelitian

BAB 2. TINJAUAN PUSTAKA

Memaparkan teori – teori dasar dan tinjauan umum sehubungan dengan judul penulisan yaitu Studi Kasus Kegempaan Kota Makassar dengan Metode PSHA.

BAB 3. METODOLOGI PENELITIAN

Menerangkan teknis penelitian yang dilakukan serta cara pengolahan data hasil penelitian.

BAB 4. HASIL DAN PEMBAHASAN

Menyajikan data hasil penelitian dan analisis data untuk mencapai hasil penelitian

BAB 5. PENUTUP

Menerangkan tentang kesimpulan hasil analisis data penelitian dan saran sebagai hasil pandangan penelitian yang diperlukan untuk penelitian lebih lanjut dari tugas akhir ini.

BAB 2. TINJAUAN PUSTAKA

A. Definisi Gempa Bumi

Gempa bumi adalah peristiwa pelepasan energi dari dalam bumi secara tiba-tiba yang ditandai dengan patahnya lapisan batuan pada kerak bumi. Akumulasi pelepasan energi tersebut ditransmisikan ke segala arah sebagai gelombang seismik sehingga efeknya dapat dirasakan sampai ke permukaan bumi. Kurang lebih 10% kejadian gempa di dunia terjadi di Indonesia. Selain akibat aktifitas tektonik, gempa bumi di Indonesia juga disebabkan oleh aktifitas gunung api (Supartoyo, dkk., 2014).

Gempa dibedakan berdasarkan penyebab terjadinya gempa (Bolt, 1978), yaitu gempa tektonik (tectonic earthquake), gempa vulkanik (vulcanic earthquake), gempa runtuh (collapse earthquake), gempa ledakan (explosion earthquake). Gempa yang disebabkan oleh pergerakan lempeng tektonik umumnya lebih besar bila dibandingkan dengan jenis gempa lainnya.

Sedangkan menurut Fowler (1990), gempa dapat diklasifikasikan berdasarkan kedalaman fokus yaitu gempa dangkal (kurang dari 70 km), gempa menengah (kurang dari 300 km), dan gempa dalam (lebih dari 300 km). Pergerakan lempeng tektonik pada permukaan bumi maupun di bawah laut dapat menyebabkan akumulasi energi yang dipancarkan ke segala arah berupa gelombang gempa sehingga efeknya sangat dirasakan ke permukaan bumi.

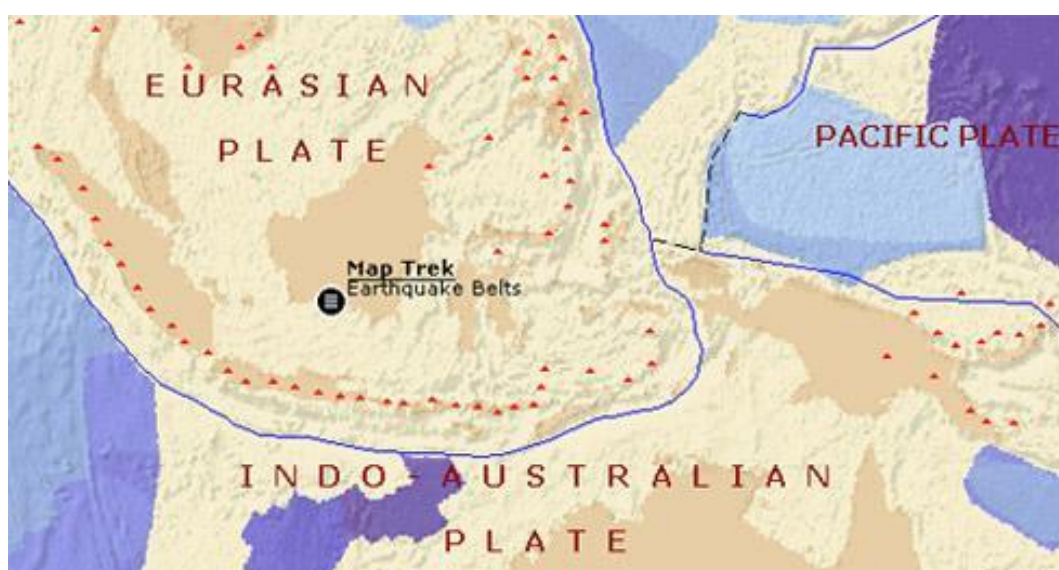
Gempa berdasarkan waktu terjadinya gempa yaitu, Gempa Utama (mainshock) yaitu gempa yang terjadi pada guncangan awal akibat deformasi karena adanya interaksi antar lempeng. Gempa Susulan (aftershock) merupakan gempa yang terjadi setelah datangnya gempa utama. Gempa susulan dapat terjadi lebih dari satu kali pada wilayah yang sama dengan gempa utama. Gempa Pendahuluan (foreshock) merupakan gempa yang mendahului gempa utama dengan magnitudo yang lebih kecil dan terjadi pada wilayah yang sama dengan gempa utama. (Ginanjari, 2008)

B. Sejarah Kegempaan di Indonesia

Indonesia merupakan negara kepulauan yang terletak pada pertemuan tiga lempeng yaitu Lempeng Indo-Australia, Eurasia, dan Pasifik. Letak lempeng tersebut dapat dilihat pada **Gambar 1** Di sekitar lokasi pertemuan lempeng ini akumulasi energi tabrakan terkumpul sampai suatu titik dimana lapisan bumi tidak lagi sanggup menahan tumpukan energi sehingga lepas berupa gempa bumi. Wilayah Indonesia sangat rawan terhadap gempa. Hal ini disebabkan seluruh wilayah Indonesia berada di kawasan "Ring of Fire" atau cincin api Pasifik yang aktif akibat pergerakan lempeng-lempeng tektonik. Proses tersebut mengakibatkan guncangan dan berdampak pada ancaman gangguan kehidupan serta kerusakan infrastruktur bangunan. Pengurangan dampak dari risiko tersebut dapat dilakukan dengan manajemen penanggulangan bencana

sedini mungkin terkoordinasi dan akurat. (Katalog PuSGen, dalam Tim Pusat Studi Gempa Nasional, 2017)

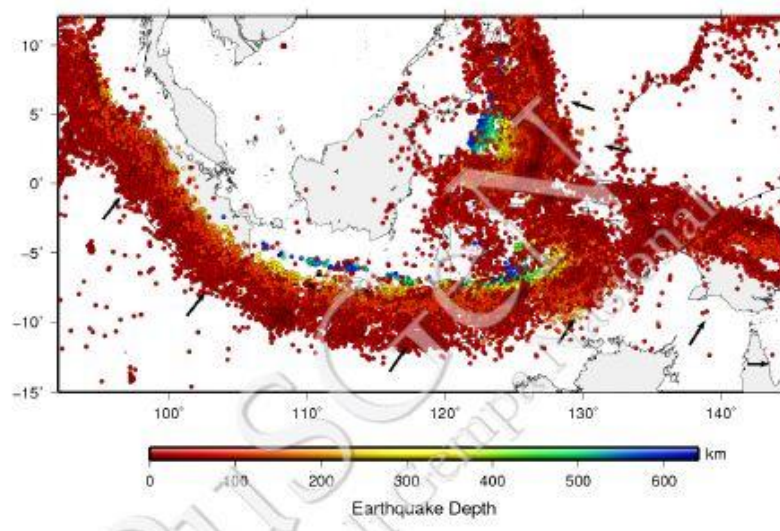
Keberadaan interaksi antar lempeng-lempeng ini menempatkan wilayah Indonesia sebagai wilayah yang sangat rawan terhadap gempa bumi serta menempatkan Indonesia sebagai wilayah yang memiliki tatanan tektonik yang kompleks.



Gambar 1. Peta Tektonik dan Gunung Berapi di Indonesia. Garis biru melambangkan batas antar lempeng tektonik, dan segitiga merah melambangkan titik-titik gunung berapi di Indonesia (*Sumber : MSN Encarta Encyclopedia*)

Akibat dari proses tektonik yang terjadi, peristiwa gempa sering terjadi di sebagian besar wilayah Indonesia sebagaimana terlihat pada **Gambar 2.** Sumber gempa yang telah jelas teridentifikasi adalah zona subduksi aktif di bagian barat hingga bagian timur Indonesia. Selain itu, sisa

energi dari proses tumbukan antar lempeng tersebut akan mengakibatkan adanya sesar di daratan atau lautan di beberapa pulau dan laut Indonesia.



Gambar 2. Gempa di Indonesia hasil relokasi hingga 2016 (Katalog PuSGen, dalam Tim Pusat Studi Gempa Nasional, 2017)

B.1. Sejarah Kegempaan di Kota Makassar

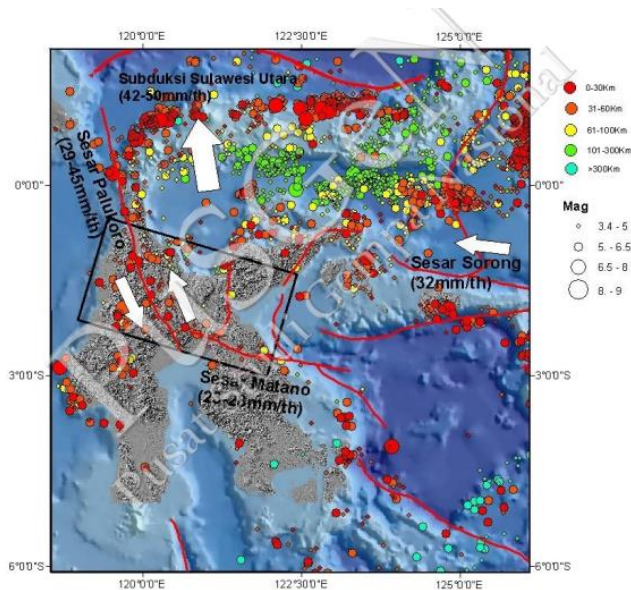
Kondisi kegempaan suatu daerah sangat berhubungan dengan kondisi tektonik daerah tersebut, dengan kata lain semakin rumit dan kompleks proses tektonik yang terjadi pada suatu daerah, maka semakin tinggi kondisi kegempaannya/seismisitasnya. Hal tersebut secara empirik telah banyak dibuktikan oleh banyak ahli di dunia yang menggunakan pendekatan teori tektonik lempeng. Dengan teori ini dijelaskan bahwa arus konveksi yang berada di astenosfer (lapisan bagian bawah bumi) bergerak dan ikut menggerakkan lapisan litosfer (lapisan bumi yang berbentuk lempeng) yang menyusun permukaan bumi. Pergerakan tersebut ada yang

bersifat saling menjauh (divergen), saling mendekat (konvergen) dan saling bersinggungan satu sama lain (transform). Masing-masing tipe pergerakan kemudian membentuk suatu morfologi yang berbeda. Semua jenis pergerakan diatas mempunyai kemungkinan untuk menghasilkan getaran yang apabila sampai dipermukaan bumi dan dirasakan manusia disebut dengan gempa. Gempa yang terjadi akibat proses ini disebut dengan gempa tektonik.(Tauhik,2017)

Berdasarkan perbedaan litologi Pulau Sulawesi terbagi menjadi empat mandala (province) tektonik yaitu Lengan Utara (North Arm), Lengan Selatan (South Arm), Lengan Timur (East Arm), dan Lengan Tenggara (Southeast Arm). Secara regional, Pulau Sulawesi mendapat tekanan dari luar sehingga terjadi deformasi secara terus menerus, seperti tekanan dari Laut Flores di bagian selatan mengaktifkan Sesar Palu-Koro dan Walanae, Banggai-Sula dan Laut Banda dari timur mengaktifkan Sesar Matano, Batui, Lawanoppo dan Kolaka, Laut Sulawesi dari utara mengaktifkan subduksi laut Sulawesi dan Sesar Gorontalo dan aktivitas gunungapi di utara serta tekanan dari lempeng Laut Maluku dari timur menimbulkan gempa dan gunungapi di Sulawesi Utara. Struktur geologi di Sulawesi didominasi oleh arah barat laut – tenggara yang berupa sesar mendatar sinistral dan sesar naik (Hamilton, 1979).

Zona penunjaman dan sesar-sesar yang teridentifikasi di Sulawesi hingga saat ini masih aktif bergerak dan sering menghasilkan gempa dengan kecepatan pergeseran yang berbeda-beda seperti yang terlihat

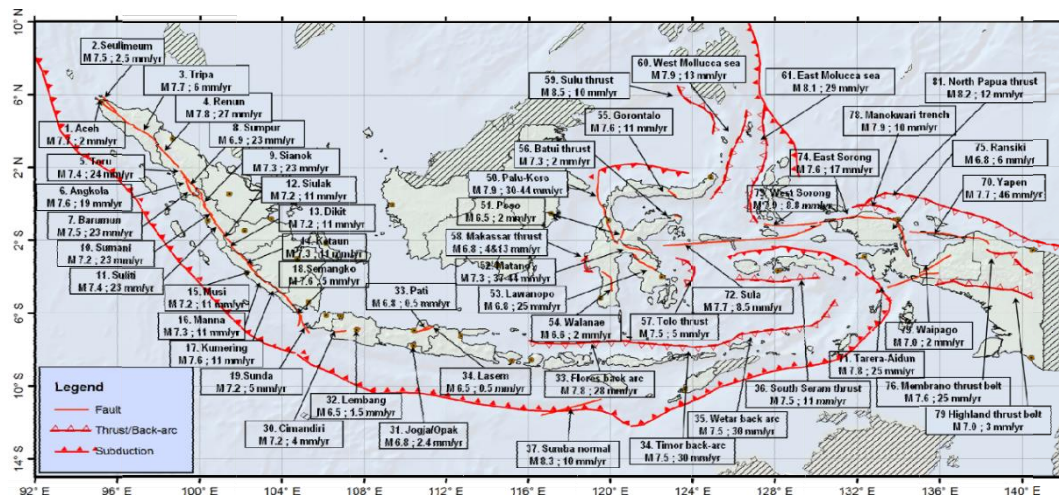
pada **Gambar 3**. Di sebelah utara Pulau Sulawesi terdapat zona subduksi Sulawesi utara dengan kecepatan pergeseran geodetic 42-50mm/th (Socquetdkk.,2006). Di Dibagian tengah sulawesi terdapat sesar Palu Koro yang merupakan sesar utama di Pulau Sulawesi dan tergolong sebagai sesar aktif (Bellier *et al.*,2001) .Daerah Sulawesi Tengah paling tidak mengalami 19 kali kejadian gempa merusak (*destructive eartquake*) sejak tahun 1910 hingga 2013. Beberapa kejadian gempa tersebut hiposenternya terletak di darat. Kejadian gempa dengan hiposenter terletak di darat di sekitar lembah Palu Koro diperkirakan berkaitan dengan aktivitas Sesar Palu. Adapun di wilayah Sulawesi Selatan terdapat sesar Walanae. Beberapa gempa bumi > 6.0 SR pernah terjadi pada lajur ini, yakni gempa bumi Bulukumba (1828), Tinambung (1967), Majene (1969), Mamuju (1972, 1974), serta gempa bumi Pinrang (1997). Mekanisme fokal gempa bumi Pinrang dan Tinambung memperlihatkan sesar mendatar, naik blok sebelah barat cenderung bergerak mengiri dan naik. (Tim Pusat Studi Gempa Nasional, 2017)



Gambar 3. Struktur Geologi Regional di Pulau Sulawesi (Katalog PuSGen, dalam Tim Pusat Studi Gempa Nasional, 2017)

Seperti yang terlihat pada **Gambar 3**, daerah Kota Makassar terletak pada jarak yang relatif jauh dari sumber seismik aktif dan tidak dilalui oleh jalur patahan. Walaupun demikian, daerah Kota Makassar dikelilingi oleh patahan-patahan yang sering menimbulkan gempa secara tiba-tiba, selain itu endapan permukaan yang lunak di Kota Makassar dapat memperbesar getaran tanah yang disebabkan oleh gempa bumi jauh. Gempa-gempa tersebut berpotensi memberi pengaruh getaran pada wilayah Kota Makassar, getaran tersebut merambat dari batuan dasar hingga ke permukaan tanah. Hasil penelitian yang termuat dalam revisi peta gempa Indonesia 2010 menunjukkan bahwa Sesar Walanae diperkirakan mampu menghasilkan gempabumi dengan kekuatan 7,53 (Irsyam, M.,.dkk, 2010).

Data kegempaan menunjukkan walaupun kemungkinan terjadinya gempa bumi besar dekat Makassar rendah, potensi kerusakan di kota tersebut yang disebabkan oleh gempa bumi jauh tidak dapat dikesampingkan.



Gambar 4. Peta sumber gempa Indonesia (Tim Pusat Studi Gempa Nasional, 2017). Berikut ialah merupakan nama-nama dari setiap sesar yang ada di Indonesia dan juga menunjukkan pergerakan permukaan tanahnya

C. Identifikasi dan Pemodelan Sumber Gempa

Setiap gempa yang terjadi tentunya memiliki sumber yang menyebabkan terjadinya gempa tersebut, dimana setiap titik dalam zona tersebut mempunyai kemungkinan yang sama terjadinya gempa di masa mendatang. Model sumber gempa diperlukan sebagai hubungan antara data kejadian gempa dengan model perhitungan yang digunakan dalam menentukan tingkat resiko gempa. Model sumber gempa dapat

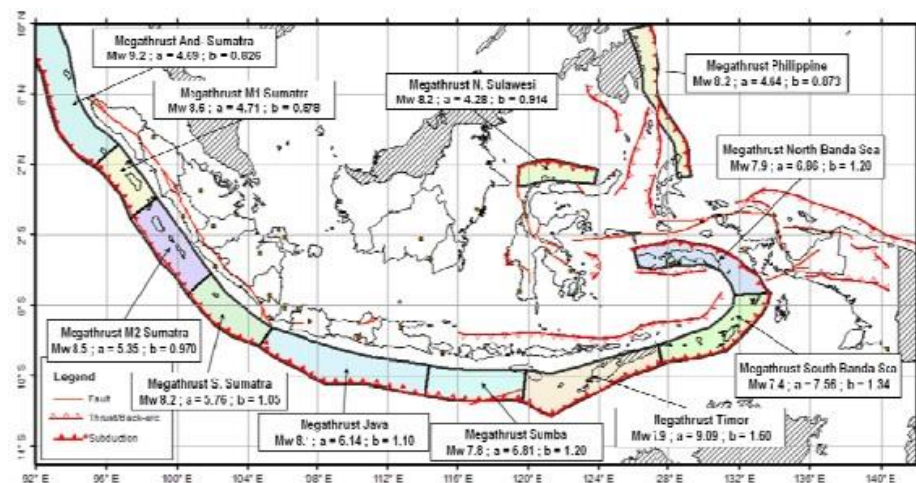
memberikan gambaran frekuensi kejadian gempa, distribusi episenter kejadian gempa historis, dan pergeseran relatif lempeng (slip-rate) dari suatu sumber gempa (Irsyam, M., dkk, 2010). Batasan pemodelan suatu zona sumber gempa yang digunakan adalah sebagai berikut:

1. Kedalaman sumber gempa dibatasi hingga 300km
2. Jarak Lokasi sumber gempa ke lokasi yang ditinjau dibatasi hingga 500km
3. Fungsi atenuasi yang digunakan untuk tiap-tiap model adalah fungsi yang dianggap sesuai dengan karakteristik kegempaan dan model sumber gempa wilayah Indonesia.

Pemodelan sumber gempa dilakukan berdasarkan interpretasi terhadap kondisi seismotektonik yang diketahui dari data geologi, geofisika dan seismologi. Model sumber gempa dapat diklasifikasikan dalam tiga (3) macam meliputi :

1. Sumber gempa subduksi (megathrust), yaitu zona kejadian gempa yang terjadi di dekat batas pertemuan antara lempeng samudera yang menunjam masuk ke bawah lempeng benua. Sumber gempa subduksi adalah model yang didapat dari data seismotektonik yang sudah teridentifikasi dengan baik. Parameter dari model ini meliputi lokasi subduksi yang dituangkan dalam koordinat latitude dan longitude, kemiringan bidang subduksi (dip), rate, dan b-value dari areal subduksi yang bisa didapatkan dari data gempa historis, serta batas kedalaman

area subduksi. Pada zona ini, kejadian gempa yang terjadi akibat thrust fault, normal fault, reverse slip, dan strike slip yang terjadi di sepanjang pertemuan lempeng. Contoh dari zona subduksi yaitu zona megathrust yang merupakan sumber gempa subduksi dari permukaan hingga kedalaman 50 km. Sedangkan untuk sumber subduksi dengan kedalaman lebih dari 50 km (zona benioff) dimodelkan sebagai sumber deep background. Zona subduksi dibagi menjadi zona megathrust/interplate dan zona benioff/intraslab. Untuk zona megathrust memiliki kedalaman kurang dari 50 km sedangkan zona benioff memiliki kedalaman lebih dari 50 km (Sunardi, 2013).



Gambar 5. Model segmentasi dan parameter sumber Gempa subduksi (Megathrust)(Tim Pusat Studi Gempa Nasional, 2017)

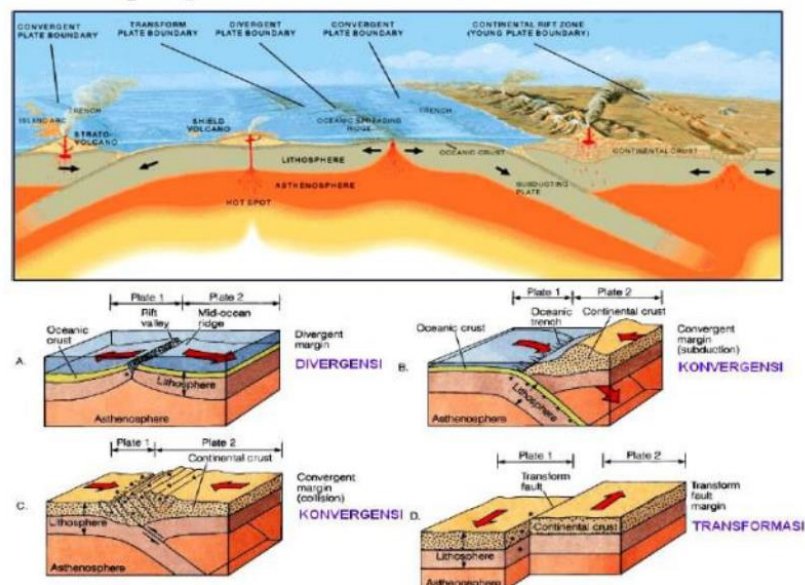
Tabel 1. Data dan parameter sumber gempa subduksi (*Megathrust*).

No	Megathrust	M_{max} History	b -val	a -val	M_{max} (Desain)	
					GR	Char
1	Andaman-Sumatra	9.2 (26-12-2004)	0.826	4.6 9	8.0	9.2
2	Nias (Mid-1 Sumatra)	8.7 (28-03-2005)	0.878	4.7 1	8.7	8.7
3	Siberut (Mid-2 Sumatra)	8.5 (12-09-2007)	0.970	5.3 5	8.5	8.5
4	Southern Sumatra	7.9 (04-06-2000)	1.050	5.7 6	8.2	8.2
5	Java	8.1 (27-02-1903)	1.100	6.1 4	8.1	8.1
6	Sumba	7.8 (11-08-1937)	1.200	6.8 1	7.8	-
7	Timor	7.9 (20-10-1938)	1.600	9.0 9	7.9	-
8	North Banda Sea	7.9 (01-03-1948)	1.200	7.2 6	7.9	-
9	South Banda Sea	7.1 (23-04-1964)	1.340	7.5 6	7.0	-
				7.5 6	7.4	-
10	Northern Sulawesi	7.9 (01-01-1996)	0.914	4.8 2	8.2	-
11	Philippine	8.2 (14-04-1924)	0.878	4.6 4	8.2	-

Menurut (Irsyam, M., dkk, 2010) untuk sumber gempa subduksi *interface* atau *Megathrus* Nilai magnituda maksimum, a - b value serta besarnya M_{max} historis banyak mempengaruhi nilai kegempaan wilayah indonesia seperti yang terlihat pada **Tabel 1** Data dan parameter sumber gempa subduksi dan **Gambar 5** Model segmentasi dan parameter sumber Gempa subduksi.

2. Sumber gempa sesar (*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. Termasuk soal mekanisme, *slip-rate*, *dip*, panjang patahan dan lokasinya. Sumber gempa patahan dangkal dimodelkan hingga kedalaman 20 km. Model sumber gempa ini disebut juga sebagai sumber tiga dimensi karena dalam perhitungan probabilitas jarak, yang dilibatkan adalah dari site ke hypocenter. Jarak ini memerlukan data *dip* dari sesar yang akan dipakai sebagai perhitungan probabilitas tersebut. Parameter-parameter yang diperlukan dalam menanalisa probabilitas dengan model sumber gempa sesar adalah: fault trace, mekanisme pergerakan sesar, *slip-rate*, *dip*, panjang dan lebar sesar, dimana data-data tersebut didapat dari para ahli geologi dan geofisika.
3. Sumber gempa background, yaitu sumber gempa yang belum diketahui secara jelas. Model sumber gempa ini sangat cocok untuk daerah yang sesar atau patahannya belum teridentifikasi dengan jelas namun daerah tersebut memiliki sejarah kejadian gempa. Model gempa ini digunakan untuk mengestimasi rate dari kejadian gempa sedang yang akan datang di daerah fault dan gempa-gempa acak di luar fault. Model gridded ini dalam analisisnya dibagi dalam lima interval kedalaman, yaitu shallow

background source (0–50 km), dan deep background source (50–100 km), (100–150 km), (150–200 km) dan (200–300 km). Menurut (Petersen et al., 2004), sumber gempa benioff merupakan bagian dari zona subduksi yang diyakini sebagai akibat dari tekanan lentur yang diterima oleh lempeng yang menunjam.



Gambar 6. Sketsa Batas-batas lempeng tektonik

Gambar diatas menggambarkan mengenai pergerakan lempeng-lempeng tektonik relatif satu dengan yang lainnya dan menghasilkan tiga jenis pertemuan lempeng. Sebuah lempeng pada suatu area memiliki karakteristik aktivitas gempa yang berbeda terhadap lempeng di sekitarnya yang menggambarkan sumber gempa pada area tersebut. Berikut merupakan tiga tipe batas-batas lempeng, yang masing-masing dibedakan dari jenis pergerakannya, yaitu :

1. Batas divergen (constructive boundaries), terjadi apabila batas pertemuan lempeng bergerak saling menjauhi. Ketika lempeng tektonik pecah, lapisan litosfer menipis dan terbelah membentuk batas divergen. Proses ini menyebabkan pemekaran dasar laut (seafloor spreading) pada lempeng samudera dan terbentuk lembah retakan (rift valley) pada lempeng benua. Contoh dari zona divergen adalah MidAtlantic Ridge yang membujur dari utara ke selatan di Samudera Atlantik.
2. Batas konvergen/destruktif (destructive boundaries), terjadi apabila dua lempeng tektonik tertelan (consumed) menuju kerak bumi atau saling bertabrakan yang mengakibatkan keduanya bergerak saling menumpu satu sama lain (one slip beneath another). Proses ini disebut dengan subduksi, yaitu ketika salah satu lempeng menunjam ke bawah lempeng yang lainnya. Lempeng yang menunjam ke bawah tersebut dinamakan downgoing plate, dan lempeng yang di atas dinamakan overriding plate. Wilayah di mana suatu lempeng samudera terdorong ke bawah lempeng benua atau lempeng samudera lain disebut dengan zona tunjaman (subduction zones). Di zona tunjaman inilah sering terjadi gempa.
3. Batas transformasi (transform boundaries), terjadi apabila dua lempeng tektonik bergerak secara horizontal dan saling berpapasan satu sama lain tanpa pembentukan kerak baru atau penelanan kerak

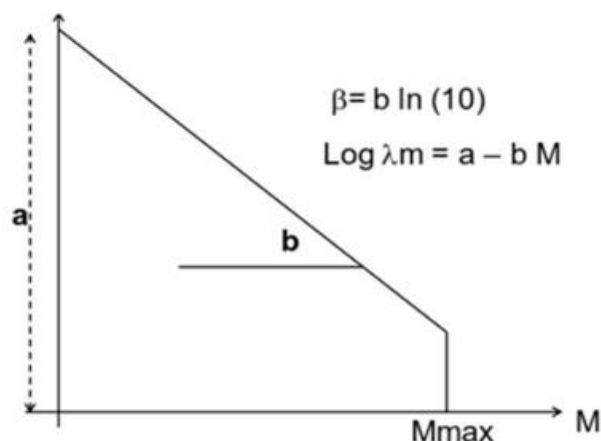
lama. Contoh dari batas transformasi adalah Sesar Sumatera di Pulau Sumatera (Prawirodikromo, 2012)

D.Karakterisasi Sumber Gempa

Karakteristik dan aktivitas kegempaan suatu wilayah tercermin dalam parameter seismik yang dipergunakan dalam analisis bahaya gempa. Parameter yang digunakan dalam analisis bahaya gempa di antaranya adalah b-value, a-value, slip rate, magnitudo maksimum, mekanisme, dimensi patahan dan lain-lain (Sunardi, 2013).

Untuk mendapatkan nilai activity rate (λ) dan a-b value dilakukan perhitungan parameter seismik dengan menggunakan persamaan Gutenberg & Richter (1944).

Hukum pengulangan Guttenberg-Richter yang memperlihatkan parameter a dan b dapat dilihat pada grafik berikut.



Gambar 7. Bentuk garis guttenberg-Richter's law (Grafik Guttenberg-Richter)

Bentuk hubungan ini dikenal dengan hukum Gutenberg-Richter, dengan persamaan sebagai berikut :

$$\text{Log } \lambda_M (m) = a - b \cdot m \quad (2)$$

Keterangan :

λ_M = laju tahunan rata-rata terlampaui yaitu jumlah kejadian gempa dengan magnitude $\geq m$ tertentu dalam 1 tahun (event/tahun).

m = magnutide gempa

a dan b = parameter regresi, yang merupakan fitting terbaik dari data yang tersedia.

a-value

Parameter seismitas atau yang biasa disebut nilai-a merupakan parameter seismik yang nilainya bergantung pada jumlah kejadian gempa bumi, volume dan time window yang berada dalam batasan penelitian (Rohadi, dkk., 2007). Nilai seismisitas dapat menunjukkan karakteristik data tingkat seismisitas suatu daerah atau dengan kata lain menggambarkan aktivitas seismik pada suatu daerah dalam kurung waktu tertentu.

Nilai-a dapat divariasikan secara spasial, wilayah dengan nilai-a tinggi menunjukkan bahwa wilayah tersebut memiliki aktivitas seismik yang tinggi atau sering terjadi gempa bumi, sedangkan wilayah dengan nilai-a yang rendah menunjukkan bahwa wilayah tersebut memiliki aktivitas seismik yang rendah. Rendahnya aktivitas seismik pada suatu wilayah yang berada pada

zona aktif gempa dikarenakan terjadi akumulasi energi pada wilayah tersebut.

b-value

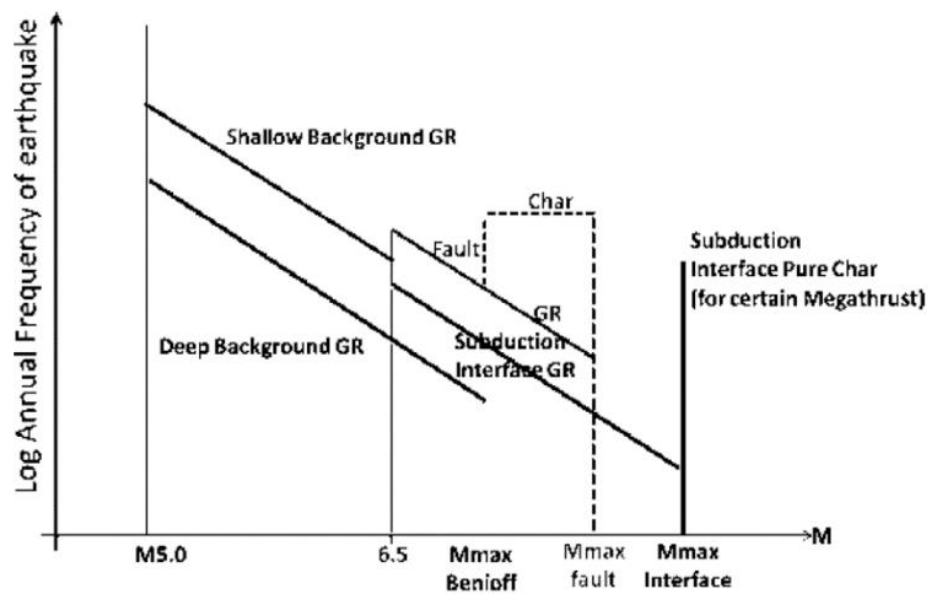
Parameter tektonik atau nilai-b dapat mencerminkan akumulasi stress lokal sehingga dapat menjadi parameter kegempaan yang didapat dari frekuensi relatif dari jumlah kejadian gempa besar dan gempa kecil di suatu wilayah. Nilai-b digunakan untuk mengetahui perubahan fenomena fisis yang diamati sebelum terjadinya gempa bumi. Fenomena fisis yang dapat diamati adalah akumulasi tegangan yang kemudian akan dilepaskan saat terjadi gempa bumi. Nilai-b memiliki korelasi terhadap distribusi tegangan dan regangan sehingga dapat dijadikan indikator tegangan pada suatu wilayah (Ghassabian dkk, 2016). Sedangkan pada penelitian lain yang dilakukan oleh Wandono tahun 2004, menyebutkan bahwa variasi nilai-b bergantung pada kondisi struktur tanah wilayah penelitian, dimana semakin besar nilai-b maka struktur tanah pada wilayah tersebut semakin tidak homogen seperti pada daerah dengan temperatur tinggi yaitu dapur magma dan sumber geothermal. Nilai-b dapat divariasikan dengan dua cara yakni secara spasial dan temporal.

Variasi spasial pada nilai-b dapat menunjukkan lokasi yang memiliki potensi terjadi gempa signifikan di setiap wilayah penelitian, nilai-b yang rendah berkorelasi dengan tingkat shear stress yang tinggi, sedangkan saat nilai-b yang tinggi mencerminkan bahwa tingkat shear stress di wilayah

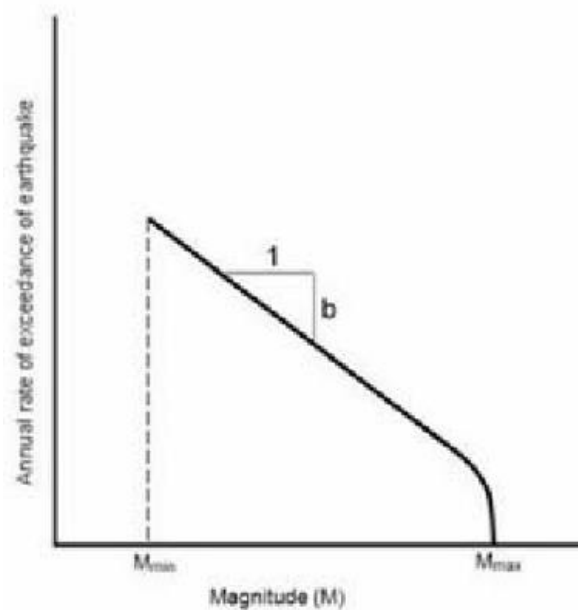
tersebut rendah, hal ini karena wilayah dengan nilai-b tinggi memiliki tingkat kerapuhan batuan yang rendah sehingga stress yang disimpan akan lebih mudah dilepaskan dalam bentuk gelombang seismik ke permukaan karena struktur batuanya mudah bergeser. Penelitian mengenai distribusi tegangan (nilai-b) terhadap kedalamannya dapat menunjukkan anomali struktural dan tingkat akumulasi energi di kerak dan mantel bagian atas pada lapisan bumi (Gerstenberger dkk, 2001).

Sedangkan variasi temporal pada nilai-b merupakan variasi nilai-b terhadap seri waktu, yang bisa dijadikan prekursor terjadinya gempa bumi pada jangka waktu tertentu. Hasil penelitian menunjukkan bahwa gempa bumi sering kali didahului dengan peningkatan nilai-b pada jangka waktu menengah, dan diikuti dengan penurunan pada jangka waktu minggu hingga bulan sebelum gempa bumi signifikan (Sammond dkk, 1992). Nilai-b memiliki hubungan terhadap intensitas tegangan pada suatu batuan, penurunan nilai-b berhubungan dengan kenaikan energi berupa intensitas tegangan pada batuan (Shi dan bolt, 1982).

Metode keberulangan dari Gutenberg-Richter recurrence law dan characteristic recurrence law adalah metode yang umum digunakan dalam analisis sesimic hazard. Model matematik yang digunakan adalah truncated exponential dan characteristic untuk mendapatkan parameter a-b seperti yang terlihat pada **Gambar 8** dan **Gambar 9** (Irsyam et al., 2010).



Gambar 8. Distribusi magnitudo dari berbagai sumber gempa (Characteristic earthquake occurrence model after Schwartz and Coppersmith) (Irsyam, M., dkk, 2010)



Gambar 9. Truncated exponential distribution of recurrence rate (Asrurifak, 2010)

E. Seismic Hazard Analysis (Analisis Bahaya Kegempaan)

Seismic hazard (bahaya kegempaan) merupakan bahaya yang memiliki hubungan dengan aktivitas gempa dimana risikonya mengandung makna probabilitas terjadi kerugian materi maupun korban jiwa yang diakibatkan oleh suatu bencana alam tertentu. Resiko tersebut menghubungkan secara langsung antara kejadian bencana alam dengan kerugian yang diakibatkannya (Sunardi, 2013).

Analisa bahaya gempa memiliki tujuan untuk menentukan suatu batas intensitas gempa tertentu yang berlaku di daerah penelitian berdasarkan suatu nilai kemungkinan yang akan terjadi atau yang terlampaui pada suatu periode tertentu. Untuk melakukan analisis bahaya gempa perlu adanya pemahaman mengenai beberapa pengetahuan dan teori dasar yang berkaitan dengan seismotektonik, kegempaan, geologi, dan geoteknik. Pengetahuan dasar tersebut meliputi pengetahuan mengenai teori tektonik lempeng, teori elastic rebound, kondisi seismotektonik wilayah penelitian, gambaran umum kondisi tektonik Indonesia, pengetahuan mengenai gempa dan gelombang seismik, identifikasi dan pemodelan sumber gempa, fungsi atenuasi, pengelolaan ketidakpastian menggunakan logic tree, analisis resiko gempa, serta analisis hazard gempa, distribusi magnitudo, jarak, dan parameter seismik terlampaui (Hutapea & Mangape, 2009).

Analisa seismik hazard dapat dilakukan dengan menggunakan dua metode, yaitu secara deterministik (Deterministic Seismic Hazard Analysis)

dan secara probabilistik (Probabilistic Seismic Hazard Analysis). Dalam metode deterministik, skenario kejadian gempa telah ditentukan. Skenario tersebut meliputi skenario mengenai kejadian gempa dengan magnitudo tertentu yang akan terjadi pada lokasi tertentu. Sedangkan untuk metode probabilistik dipertimbangkan faktor ketidakpastian dalam magnitudo, lokasi, dan waktu kejadian gempa (Sunardi, 2013).

Metode DSHA umumnya diaplikasikan untuk mengestimasi percepatan gempa untuk konstruksi yang sangat membahayakan jika terjadi kerusakan, seperti bangunan Pembangkit Listrik Tenaga Nuklir (PLTN) (Irsyam et al., 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).

Analisis DSHA dan PSHA pada kenyataannya saling melengkapi. Hasil DSHA dapat diverifikasi dengan PSHA untuk memastikan bahwa kejadian tersebut masih realistis atau mungkin terjadi. Sebaliknya, hasil analisis PSHA dapat diverifikasi oleh hasil analisis DSHA untuk memastikan bahwa hasil analisis tersebut rasional. Lebih jauh, McGuire (2001) menyampaikan bahwa DSHA dan PSHA akan saling melengkapi tetapi dengan tetap memberikan penekanan pada salah satu hasil. Untuk keperluan desain infrastruktur tahan gempa, umumnya digunakan PSHA

dengan tingkatan gempa atau probabilitas terlampaui mengikuti SEAOC (1997). Hasil dari PSHA adalah kurva hazard atau map yang merepresentasikan nilai dari parameter kekuatan ground motion daerah penelitian yang memiliki probabilitas yang melampaui periode tertentu. Tiap hasil merupakan perhitungan yang terintegrasi dari semua gempabumi yang memiliki perbedaan ukuran, terjadi di zona sumber seismik yang berbeda dengan probabilitas kejadian yang berbeda pula.

F. Probabilistic Seismic Hazard Analysis

Metode Probabilistic Seismic Hazard Analysis (PSHA) merupakan suatu metode yang digunakan dalam analisis bahaya kegempaan berdasarkan definisi fungsi distribusi probabilitas yang memperhitungkan dan menggabungkan ketidakpastian dari skala kejadian gempa, lokasi, dan frekuensi kejadiannya, untuk mendapatkan gambaran yang menyeluruh mengenai tingkat hazard suatu lokasi yang ditinjau. Analisis ini bertujuan untuk menentukan probabilitas terlampauinya nilai percepatan gempa pada suatu periode ulang tertentu.

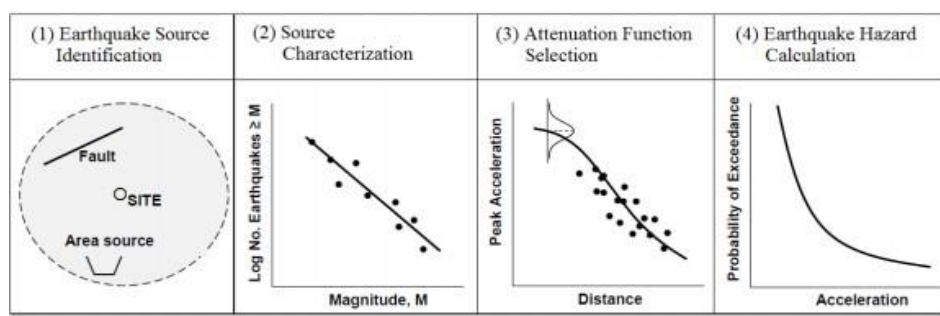
Metode PSHA dikembangkan oleh Cornell (1968), kemudian dilanjutkan oleh Merz dan Cornell (1973). Model dan konsep dari analisis ini tetap dipakai sampai sekarang, namun model dari analisis dan teknik perhitungannya yang terus dikembangkan oleh EERI Committee on Seismic Risk (EERI, 1989). Teori ini mengasumsikan magnituda gempa M dan jarak R sebagai variabel acak independen yang menerus. (Reiter. L,

1990), mengusulkan tahapan umum dalam melakukan analisis tingkat bahaya gempa dengan metode probabilistik yaitu seperti berikut:

1. Identifikasi sumber gempa yang mempengaruhi suatu lokasi. Pengidentifikasian dilakukan terhadap tiap-tiap geometri sumber gempa, potensi gempa, serta lokasi reruntuhan yang terjadi di sekitar lokasi tersebut. Distribusi probabilitas seragam digunakan untuk masing-masing zona sumber dengan menganggap bahwa gempa yang terjadi memiliki besaran yang sama pada semua titik didalam zona sumber. Distribusi tersebut kemudian digabungkan dalam geometri sumber untuk mendapatkan distribusi probabilitas jarak sumber ke lokasi.
2. Karakterisasi korelasi perulangan kejadian gempa (recurrence relationship) mendefinisikan laju rata-rata akan terlampauinya suatu besaran gempa yang dipergunakan untuk karakterisasi tingkat gempa di masing-masing zona sumber. Parameter ini dapat dipergunakan untuk memprediksi nilai maksimum gempa dari sumber gempa.
3. Pemilihan fungsi atenuasi. Ground motion yang dihasilkan oleh gempa pada suatu lokasi dengan ukuran tertentu pada lokasi tertentu di setiap zona sumber harus ditentukan menggunakan predictive relationship dengan memperhitungkan faktor ketidakpastian. Model probabilitas diturunkan untuk memprediksi

kemungkinan tiap sumber dapat menimbulkan gempa dengan magnitudo tertentu dalam satu periode waktu tertentu.

4. Penggabungan perkiraan lokasi gempa, ukuran gempa dan parameter ground motion dengan memperhitungkan faktor ketidakpastian dilakukan untuk mendapatkan probabilitas parameter ground motion akan terlampaui/exceeded dalam selang waktu tertentu.



Gambar 10. PSHA untuk mendapatkan pergerakan tanah di batuan dasar (Reiter. L, 1990)

Memperhitungkan bahaya gempa berdasarkan akumulasi kejadian gempa dan ground motion yang bisa saja terjadi menjadi konsep dasar dari metode PSHA. Namun masukan hazard terbesar pada site dari probabilitas besaran magnitudo (M) dan jarak (R) ke sumber gempa tertentu tidak terlihat dalam PSHA. Pada kondisi seperti ini PSHA menjadi kurang lengkap memberikan informasi tentang M dan R yang dominan dan tunggal. Di satu sisi, metode PSHA menguntungkan karena berbagai asumsi atau skenario tentang sumber gempa potensial dan keberulangan kejadian gempa diintegrasikan menjadi satu.

F.1. Teori Probabilitas

Teori analisis probabilitas total diperkenalkan pertama kali oleh Cornell (1968) yang kemudian dikembangkan oleh McGuire (1976) yang dipakai dalam mengembangkan beberapa peta kegempaan di dunia termasuk Indonesia. Keunggulan metode PSHA adalah mempertimbangkan untuk memasukkan pengaruh faktor-faktor ketidakpastian dalam analisis (ukuran, lokasi dan frekuensi kejadian gempa), sehingga faktor-faktor ketidakpastian ini dapat diidentifikasi, dihitung lalu digabungkan dengan metode pendekatan yang rasional untuk mendapatkan gambaran yang lebih lengkap tentang kejadian gempa serta mampu mengintegrasikan bahaya gempa pada suatu site terhadap berbagai macam sumber gempa.

Parameter - parameter ditinjau dengan memperhitungkan sifat ketidakpastian parameter menggunakan metode probabilistik total. Rumus dasar Teori Probabilistik Total yang di kembangkan Mc Guire, 1976 adalah sebagai berikut:

$$P[I \geq i] = \iint P[I \geq i; m, r] f_M(m) f_R(r) dm dr \quad 2.2$$

Dimana: f_M = fungsi probabilitas magnitude

f_R = fungsi probabilitas dari jarak ke sumber

$P(I \geq i; m; r)$ = probabilitas berkondisi dari intensitas I yang sama atau lebih besar dari intensitas I di suatu lokasi dengan kekuatan gempa M dan jarak sumber gempa R .

Persamaan ini kemudian dikembangkan untuk memodelkan sumber gempa tiga dimensi (3-D), dengan maksud agar hasil yang diperoleh lebih akurat.

$$P[I \geq i] = \int f_M(m) \int f_{LR}(l) \int P[I \geq i; m, r] \cdot f_{R,M,LR}(r, m, l) dr \cdot dl \cdot dm \quad 2.3$$

Nilai intensitas I untuk kekuatan gempa M dan jarak sumber ke lokasi R ditentukan berdasarkan rumusan attenuasi yang dipakai. Nilai $P[I \geq i; m, r]$ dapat dikorelasikan dengan nilai *cumulative distribution function* (CDF) dengan persamaan :

$$P[I \geq i; m, r] = 1 - F_I(i) \quad 2.4$$

Nilai $F_I(i)$ tergantung dari distribusi probabilitas yang dipergunakan untuk mewakili besaran intensitas gempa dan parameter ground motion yang umumnya diasumsikan terdistribusi secara log normal. Frekuensi kejadian gempa tahunan selalu mempertimbangkan adanya gempa minimum yang didefinisikan sebagai batas gangguan/kerusakan minimum yang terjadi pada suatu daerah. Batasan magnitude tersebut menjadikan perhitungan terhadap frekuensi kejadian gempa tahunan menurut Mc Guire and Arabasz adalah sebagai berikut:

$$N(m) = v \frac{\exp[-\beta(m - m_0)] - \exp[-\beta(m_{\max} - m_0)]}{1 - \exp[-\beta(m_{\max} - m_0)]} \quad 2.5$$

$$\text{Dimana } v = \exp(\alpha - \beta \cdot m_0) \quad 2.6$$

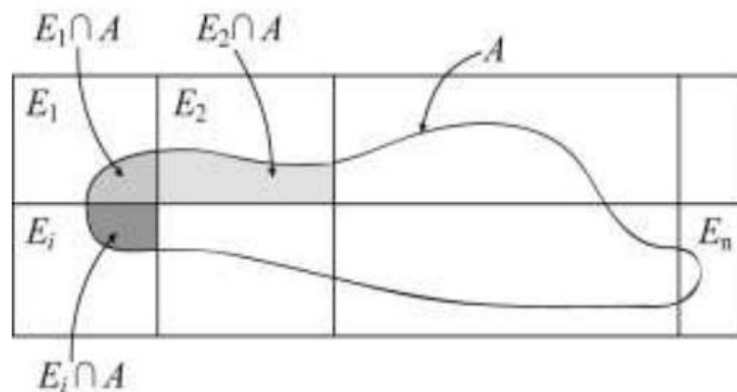
Dari nilai frekuensi kejadian gempa tahunan tersebut dapat diturunkan nilai probability density function , yaitu :

$$f_M(m) = \frac{d}{dt} F_M(m) = \frac{\beta \exp[-\beta(m - m_0)]}{N(m_0) - N(m_{\max})} \quad 2.7$$

Dimana 2.8

Probability Density Function untuk jarak r_R sangat ditentukan dari geometri sumber gempa yang juga tergantung pada kondisi geologi dan seismologi sumber gempa. Dalam analisa selanjutnya geometri sumber gempa dapat digambarkan dalam suatu model tertentu baik dalam bentuk 2-dimensi seperti sumber gempa titik, garis atau area maupun dalam bentuk 3- dimensi yang menggambarkan sumber gempa dalam bentuk geometri yang mendekati kondisi sesungguhnya.

Analisis seismic hazard adalah aplikasi langsung dari teorema probabilitas total yang menggunakan variabel acak. Distribusi besaran gempa dan jarak yang tidak bergantung dari distribusi bersyarat intensitas gerakan tanah, memungkinkan untuk menggabungkan beberapa bagian kejadian dengan teliti.



Gambar 11. Skema Ilustrasi Teorema Probabilitas Total

Dalam kata-kata, Gambar di atas menyatakan bahwa probabilitas dari A dapat dihitung jika probabilitas E_j diketahui dan jika peluang dari A diketahui, dengan mempertimbangkan masing-masing peluang E_j . Gambar 1 dapat membantu memahami masalah yang sedang dihitung. Kegunaan perhitungan ini untuk perhitungan rekayasa dengan peluang A yang sulit ditentukan secara langsung, tetapi permasalahan dapat dipecah menjadi beberapa bagian yang probabilitasnya dapat dihitung. (Wahyono, M. 2020)

G. Fungsi Atenuasi

Fungsi atenuasi merupakan suatu fungsi yang diturunkan dari data gempa pada suatu daerah tertentu. Sejumlah peneliti telah mempublikasikan beberapa fungsi atenuasi yang pernah terjadi. Namun, hingga saat ini belum ada fungsi atenuasi yang dihasilkan dari catatan gempa di wilayah Indonesia. Dengan tidak tersedianya data untuk menurunkan suatu fungsi atenuasi di wilayah Indonesia, pemakaian fungsi

atenuasi yang diturunkan dari wilayah lain tidak dapat dihindari. Penentuan fungsi atenuasi didasarkan pada persamaan kondisi geologi dan tektonik dari wilayah di mana fungsi atenuasi tersebut dibuat (Sunardi, 2013)

Dasar pemilihan persamaan fungsi atenuasi yang paling penting adalah berdasarkan mekanisme penyebab gempa di masing-masing inti seismotektonik yang menjadi daerah sumber gempa. Dalam analisis studi ini, rumus atenuasi yang digunakan untuk masing-masing model sumber gempa yaitu:

- a. Sumber gempa shallow crustal, untuk model sumber gempa fault dan shallow background:
 - (1) Boore-Atkinson NGA. (Boore dan Atkinson, 2008)
 - (2) Campbell-Bozorgnia NGA. (Campbell dan Bozorgnia, 2008)
 - (3) Chiou-Youngs NGA. (Chiou dan Youngs, 2008)
- b. Sumber gempa subduksi interface (Megathrust), untuk model sumber gempa subduksi:
 - (1) Geomatrix subduction (Youngs et al., SRL, 1997)
 - (2) Atkinson-Boore BC rock and global source subduction. (Atkinson dan Boore, 2003)
 - (3) Zhao et al., with variable V_s -30. (Zhao et al., 2006)
- c. Sumber gempa Benioff (deep intraslab), untuk model sumber gempa deep background:
 - (1) AB intraslab seismicity Cascadia region BC-rock condition. (Atkinson-Boore, Cascadia 2003)

(2) Geomatrix slab seismicity rock, 1997 srl. July 25 2006. (Youngs et al., 1997)

(3) AB 2003 intraslab seismicity worldwide data region BC-rock condition. (Atkinson-Boore, Worldwide 2003)

G.1. Persamaan Atenuasi Boore and Atkinson (2008)

Persamaan ini dikembangkan untuk sumber gempa yang berada pada area *shallow crustal* (*strike-slip*, *reverse*, dan gempa normal). Parameter yang digunakan pada Boore and Atkinson (2008) NGA dapat dilihat persamaan berikut:

$$\ln Y = F_M(M) + F_D(R_{JB}, M) + F_S(V_{S-30}, R_{JB}, M) + \epsilon_{\sigma T} \quad 2.9$$

Pada kondisi $M \leq M_h$

$$F_M(M) = e_1U + e_2SS + e_3NS + e_4RS + e_5(M - M_h) + e_6(M - M_h)^2 \quad 2.10$$

Pada kondisi $M \geq M_h$

$$F_M(M) = e_1U + e_2SS + e_3NS + e_4RS + e_5(M - M_h) \quad 2.11$$

$$F_D(R_{JB}, M) = [c_1 + c_2(M - M_{ref})] \ln\left(\frac{R}{R_{ref}}\right) + c_3 (R - R_{ref}) \quad 2.12$$

Nilai R dihitung dengan persamaan berikut

$$R = \sqrt{R^2 j b} + h^2 \quad 2.13$$

dengan,

$\ln(y)$ = Percepatan spektra (g)

$F_M(M)$ = fungsi pengaruh skala magnitudo

F_s = efek amplifikasi site

$F_D(R_{JB}, M)$ = fungsi berdasarkan jarak

$c_1, c_2, c_3, M_{ref}, R_{ref}$ dan h = koefisien yang dapat diambil dari tabel

U, SS, NS dan RS = variabel dummy spesifikasi tipe fault dengan U (unspecified fault), SS (strike slip fault), NS (normal slip fault) dan RS (reverse slip fault).

G.2. Persamaan Atenuasi Cambell – Bozorgnia (2008)

Persamaan GMPE kedua sumber gempa pada area shallow crustal (strike slip, reverse, dan fault) di peta hazard 2010 adalah Campbell-Bozorgnia (2008) NGA. Bentuk umum dari persamaan Campbell-Bozorgnia (2008) NGA dapat dilihat pada persamaan (2.14) berikut :

$$\ln \gamma = f_{mag} + f_{dis} + f_{flt} + f_{hng} + f_{site} + f_{sed} \quad 2.14$$

dengan,

f_{mag} = fungsi keberuntungan pada magnitudo

f_{dis} = fungsi berdasarkan pada jarak dari titik ukur ke sumber gempa

f_{flt} = fungsi berdasarkan tipe patahan

f_{hng} = fungsi berdasarkan efek *hanging wall*

f_{site} = fungsi berdasarkan *shallow site*

f_{sed} = fungsi berdasarkan *deep site*

G.3. Persamaan Atenuasi Chiou-Youngs (2008) NGA

Persamaan Chiou-Young merupakan persamaan atenuasi ketiga untuk area *shallow crustal* (*strike slip, reverse, dan normal*). Persamaan Chiou-Youngs (2008) NGA merupakan pengembangan dari persamaan Sadigh dkk. (1997).

Parameter-parameter yang diperhitungkan dalam Chiou-Young (2008) NGA, dapat dilihat pada persamaan-persamaan berikut:

$$\begin{aligned}
 \ln(SA_{1130ij}) = & c_1 + c_{1a}F_{RVI} + c_{1b}F_{NMI} + c_7(Z_{TORi} - 4) + c_2(M_i - 6) \\
 & + \frac{C_2 - C_3}{C_n} \ln(1 + e^{c_n(C_M - M_i)}) \\
 & + C_4 \ln(R_{RUPij} + C_5 \cosh(C_6(M_i - C_{HM}, 0)_{max})) \\
 & + (C_{4a} - C_4) \ln\left(\sqrt{R_{RUPij}^2 + C_{RB}^2}\right) \\
 & + \left\{C_{Y1} + \frac{C_{Y2}}{\cosh((M_i - C_{Y3}, 0)_{max})}\right\} \cdot R_{RUPij} \\
 & + c_9 \cdot \cos^2 \delta_1 \cdot \tanh\left(\frac{R_{RUPij}}{2}\right) \tan^{-1}\left(\frac{W_i \cos \delta_1}{2(Z_{TORi} + 1)}\right) \frac{1}{\pi/2} \left\{1 - \frac{R_{Bij}}{R_{RUPij} + 0.001}\right\} + \tau \cdot Z_i
 \end{aligned}$$

2.15

$$\begin{aligned}
 \ln(SA_{ij}) = & \ln(SA_{1130IJ}) + \phi_1 \left(\ln\left(\frac{Va_{30IJ}}{1130}\right) \cdot 0 \right) \min + \\
 & + \phi_2 \left(e^{\phi_3} ((Vs_{30IJ} '113) \min - 360 - e^{\phi_3} (11360 - 360)) \right) \cdot \ln\left(\frac{SA_{1130IJ} + \phi_4}{\phi_4}\right) \\
 & + \sigma Z_{IJ}
 \end{aligned}$$

2.16

dengan,

SA = Percepatan spektra (g)

R_{RUP} = jarak terdekat ke bidang rapture (km)

RJB = jarak Joiner-Boore (km)

δ = sudut dip rupture

OW = lebar rupture (km)

ZTOR = lebar rupture (km)

FRV = 1 untuk $30^\circ \leq \lambda \leq 150^\circ$; nilai FRV = 0 untuk mekanisme lain (reverse dan reverse-oblique)

FNM = 1 untuk $-120^\circ \leq \lambda \leq -60^\circ$; nilai FNM = 0 untuk mekanisme lain (normal dan normal-oblique)

λ = sudut rake

Vs30 = kecepatan geser rata-rata untuk kedalaman tanah 30 m paling atas (m/dtk)

τ = standar error untuk inter-event

σ = standar error untuk intra-event.

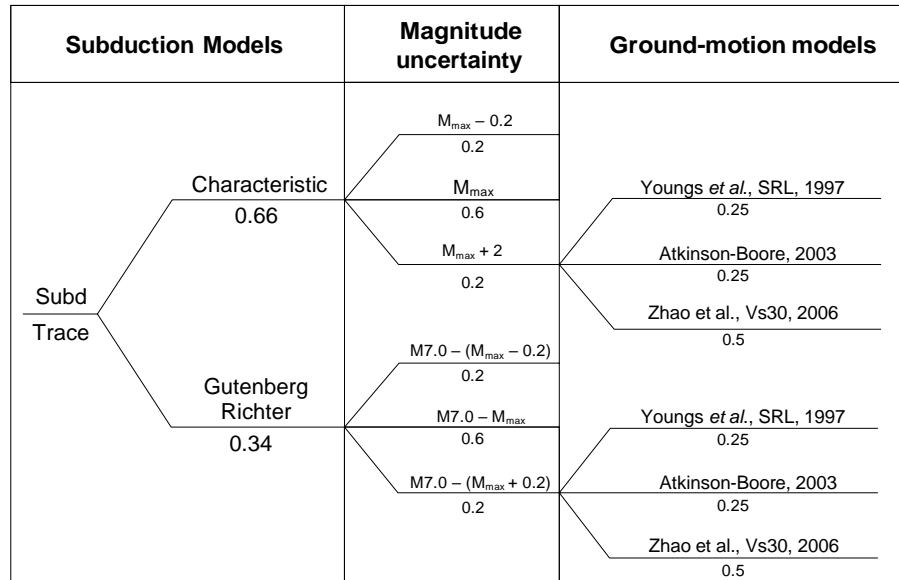
H. Logic Tree

Logic-Tree pertama kali diperkenalkan untuk analisis seismic hazard oleh (Kulkarni et al., 1984) dan menjadi alat yang populer pada analisis seismic hazard. Logic-Tree ini memperhitungkan seluruh ketidakpastian dalam menentukan parameter-parameter dalam analisis hazard gempa dengan menggunakan probabilitas, antara lain yaitu fungsi atenuasi, pemilihan recurrence model, recurrence rate, dan magnitudo maksimum. (Sunardi, 2013).

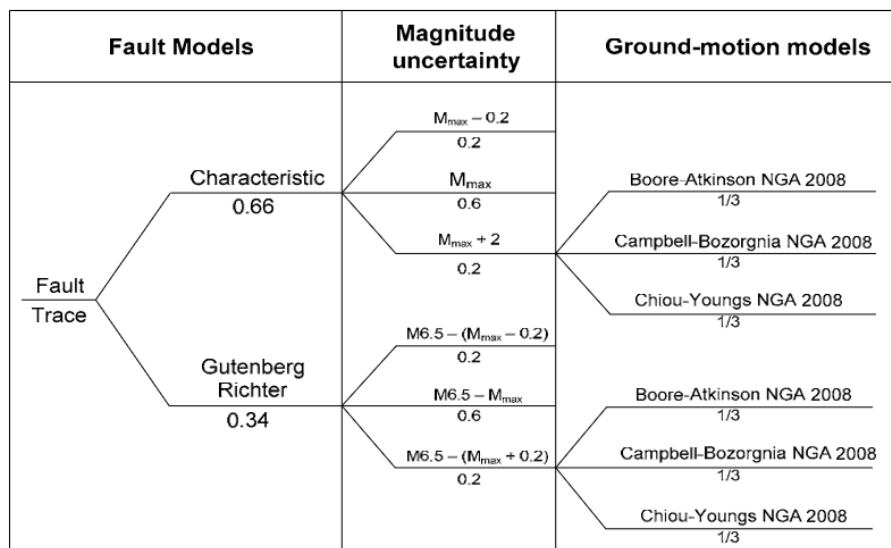
Pendekatan dengan menggunakan logic tree memungkinkan untuk penggunaan beberapa alternatif metode atau model dengan menentukan faktor bobot yang menggambarkan persentase kemungkinan keakuratan relatif suatu model terhadap model lainnya. Model ini terdiri dari rangkaian nodal (node) yang direpresentasikan sebagai titik dimana model dispesifikkan dan cabang yang merepresentasikan model yang berbeda yang dispesifikasikan 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.

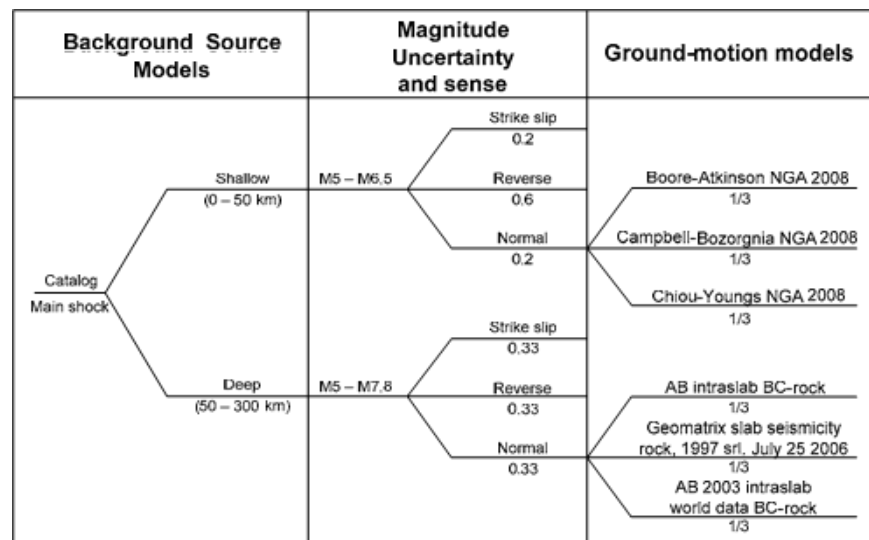
Model untuk sumber gempa sesar, subduksi dan background seperti yang terlihat pada **Gambar 12, 13 dan 14**. Pemakaian logic tree dalam PSHA sangat diperlukan akibat adanya faktor ketidakpastian dalam pengelolaan data untuk analisis seismic hazard. Dengan adanya model treatment ini, data, parameter sumber gempa, dan model atenuasi yang digunakan bisa diakomodir dengan bobot sesuai dengan ketidakpastiannya. (Irsyam,M., Dkk. 2010).



Gambar 12. Model *logic tree* untuk sumber gempa subduksi (Irsyam,M., Dkk. 2010).



Gambar 13. Model *logic tree* untuk sumber gempa fault (Irsyam,M., Dkk. 2010).



Gambar 14. Model *logic tree* untuk sumber gempa background (Irsyam,M., Dkk. 2010)

STUDI PENELITIAN TERDAHULU

Studi penelitian terdahulu merupakan kajian literature yang digunakan sebagai acuan dasar dalam pelaksanaan penelitian ini. Penelitian terlebih dahulu mempunyai peranan penting yang digunakan untuk memperluas dan memperdalam teori yang akan digunakan dalam kajian penelitian yang akan dilakukan. Studi penelitian terdahulu yang menjadi acuan dalam penelitian ini ialah sebahai berikut:

1. Skripsi “Mikrozonasi Bahaya Kegempaan Kota Makassar Berbasis Data Seismik dan Data Geoteknik” oleh Rante, Ryan (2015). Jurusan Teknik Sipil, Fakultas Teknik, Universitas Hassanuddin.

Penelitian ini bertujuan untuk menganalisa percepatan getaran tanah maksimum di Kota Makassar, ketika terjadi gempa di sekitar Kota Makassar. Penelitian ini dilakukan dengan menggunakan metode

Deterministic Seismic Hazard Analysis yang nantinya hasil nilai dari PGA selanjutnya akan diolah dan didapatkan nilai Respon Spectrum untuk Kota Makassar. Penelitian ini juga menghasilkan peta mikrozonasi bahaya gempa, peta tersebut akan menampilkan daerah-daerah yang mengalami efek paling besar jika terjadi gempa di sekitar Kota Makassar.

2. Skripsi “Studi Kegempaan Kota Mamuju dengan Metode DSHA ” oleh Roofany, Cindy (2021). Jurusan Teknik Sipil, Fakultas Teknik, Universitas Hassanuddin.

Penelitian ini bertujuan untuk Mengetahui besaran peak ground acceleration pada bedrock dan permukaan tanah Kota Mamuju. Penelitian ini dilakukan dengan menggunakan metode Deterministic Seismic Hazard Analysis yang nantinya hasil nilai dari PGA selanjutnya akan diolah dan didapatkan nilai Respon Spectrum untuk Kota Mamuju. Penelitian ini juga menghasilkan peta mikrozonasi bahaya gempa, peta tersebut akan menampilkan daerah-daerah yang mengalami efek paling besar jika terjadi gempa di sekitar Kota Mamuju.

3. Skripsi “Studi Kegempaan Kota Mamuju dengan Metode PSHA ” oleh Pabendan, Oktavianne (2021). Jurusan Teknik Sipil, Fakultas Teknik, Universitas Hassanuddin.

Penelitian ini dilakukan untuk mengetahui besaran nilai peak ground acceleration (PGA) Kota Mamuju pada periode ulang tertentu