

Penerapan Teorema Probabilitas Total dalam Analisis Resiko Gempa

M. Wahyono^{a*}, S. Nurdin^b, A. Bedu^b, W.N. Eko^a dan R.N. Sari^{c*}

^aSekolah Tinggi Teknologi Sapta Taruna, Jl. D I. Panjaitan Kav. 12, Jakarta Timur 13340, Jakarta, Indonesia

^bUniversitas Tadulako, Jl. Soekarno Hatta Km 9, Palu 92972, Indonesia

^cInstitut Teknologi dan Kesehatan Jakarta, Jl. Jatiwaringin Raya No. 278 Pondok Gede 17411, Jakarta, Indonesia

* Corresponding author's e-mail: mohamadwahyono8@gmail.com

Received: 3 August 2020; revised: 28 August 2020; accepted: 29 August 2020

Abstract: Total probabilistic theorem was applied to analyze seismic risk by mean Probabilistic Seismic Hazard Analysis (PSHA). Earthquake as natural earthquakes as a random natural event was approached by the concept of uncertainty. The PSHA method is described in 5 (five) stages of work, called identifying the source of the earthquake, characterizing the earthquake source, characterizing the seismicity, determining the movement of soil surface occurring at a location due to the earthquake, the combining the uncertainty of the location of the earthquake, magnitude of the earthquake and prediction of soil surface movement parameters. Ez-Frisk computer Program was used to perform earthquake risk calculation. Earthquake risk analysis for the city of Bontang, East Kalimantan taken as a case study. Peak Ground Acceleration (PGA) in Bontang base rocks for some periodic of time presented in chart form as result of earthquake risk analysis.

Keywords: probability theorem, earthquake risk, PSHA, PGA, bedrock.

Abstrak: Teorema Probabilitas Total telah diterapkan untuk analisis resiko gempa dengan metoda *Probabilistic Seismic Hazard Analysis* (PSHA). Gempa bumi sebagai peristiwa alam yang bersifat acak telah didekati dengan konsep ketidakpastian. Metoda PSHA dideskripsikan dalam 5 (lima) tahapan pekerjaan yaitu identifikasi sumber gempa, karakterisasi sumber gempa, karakterisasi dari seismisitas, menentukan gerakan tanah yang terjadi di suatu lokasi akibat adanya gempa, mengkombinasikan ketidakpastian dari lokasi gempa, besarnya gempa dan prediksi parameter gerakan tanah untuk mendapatkan probabilitas dimana parameter gerakan tanah akan terlampaui selama periode waktu tertentu. Program computer Ez-Frisk telah digunakan untuk membantu perhitungan resiko gempa. Analisis resiko gempa di kota Bontang, Kalimantan Timur diambil sebagai studi kasus. Peak Ground Accelation (PGA) di batuan dasar Bontang untuk beberapa periode waktu disajikan dalam bentuk grafik sebagai hasil analisis resiko gempa.

Kata kunci: teorema probabilitas, resiko gempa, PSHA, PGA, batuan dasar.

1. Pendahuluan

Gempa bumi sebagai peristiwa alam yang terjadi secara tiba-tiba dan sulit untuk diperkirakan dapat menyebabkan kerusakan. Resiko gempa yang mungkin terjadi dianalisis untuk keperluan perencanaan struktur. Peta percepatan puncak di batuan dasar untuk probabilitas terlampaui dalam kurun tertentu telah disajikan dalam Peta Sumber Gempa dan Bahaya Gempa Indonesia Tahun 2017.

Kota administratif Bontang yang terletak di Propinsi Kalimantan Timur adalah kawasan industri penting di Indonesia. Pembangunan pabrik dan fasilitas yang penting di kota ini harus mempertimbangkan aspek-aspek kegunaan secara utuh yang dikenal dengan site specific seismic characteristic, untuk menghindari kerugian yang besar di kemudian hari. Percepatan gempa adalah satu parameter yang sering digunakan dalam mendesain struktur tahan gempa.

1.1. Teorema Probabilitas Total

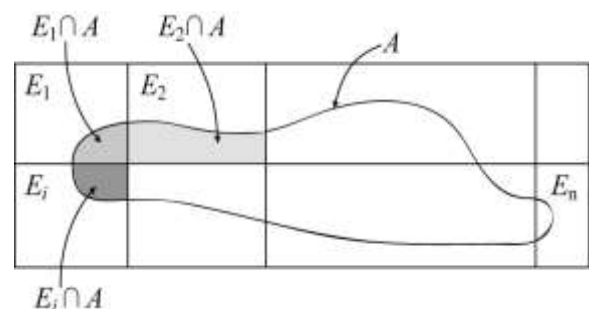
Ditinjau sebuah kejadian A dan sebuah himpunan yang saling bebas dengan kejadian secara kolektif dari $E_1, E_2 \dots E_n$. Teorema Probabilitas total menyatakan bahwa:

$$P(A) = \sum_{i=1}^n P(A|E_i)P(E_i) \quad (1)$$

Dalam kata-kata, persamaan 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.

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.

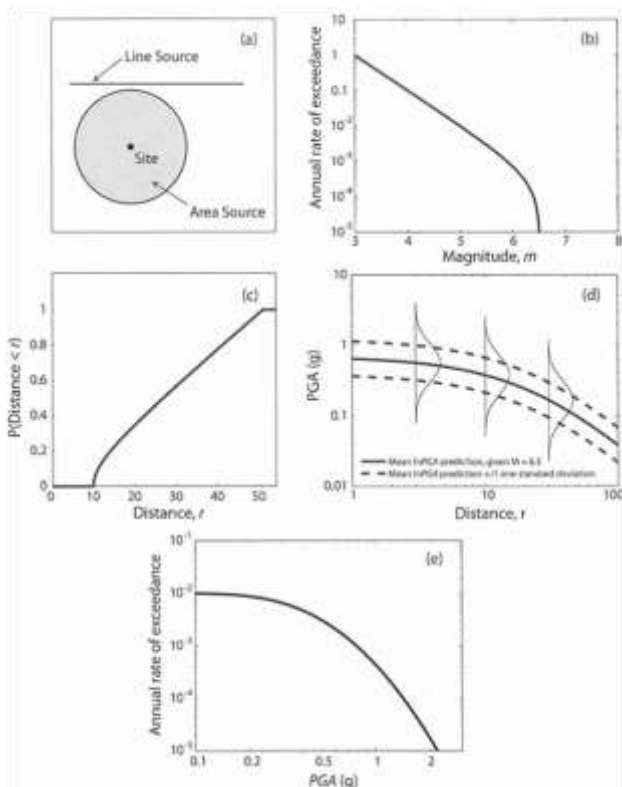


Gambar 1. Skema ilustrasi Teorema Probabilitas Total [1]

1.2. Probabilistic Seismic Hazard Analysis (PSHA)

Metoda PSHA dideskripsikan dalam 5 (lima) tahapan pekerjaan sebagai berikut:

- 1) Tahap pertama adalah identifikasi sumber gempa.
- 2) Tahap kedua adalah karakterisasi sumber gempa, termasuk didalamnya adalah karakterisasi distribusi probabilitas dari lokasi *rupture* yang berpotensi dalam sumber gempa.
- 3) Langkah berikutnya adalah karakterisasi dari seismisitas atau distribusi sementara dari perulangan kejadian gempa.
- 4) Gerakan tanah yang terjadi di suatu lokasi akibat adanya gempa dengan besar gempa berapapun dan lokasi kejadian dimanapun dalam masing-masing zona sumber gempa, dapat ditentukan dengan menggunakan *predictive relationships*.
- 5) Langkah terakhir adalah mengkombinasikan ketidakpastian dari lokasi gempa, besarnya gempa dan prediksi parameter gerakan tanah untuk mendapatkan probabilitas dimana parameter gerakan tanah akan terlampaui selama perioda waktu tertentu.



Gambar 2. Lima tahapan analisa resiko gempa dengan metoda Probabilistic Seismic Hazard Analysis (PSHA) [2].

Metodologi analisis resiko gempa dengan metoda Probabilistic Seismic Hazard Analysis (PSHA) ini dapat dilihat pada Gambar 2.

1.3. Model Matematika Probabilitas Resiko Gempa

Teorema ini mempunyai bentuk persamaan sebagai berikut:

$$P[I \geq i] = \int \int_{r \ m} P[I \geq i | m, r] \cdot f_M \cdot f_R \ dm \ dr \quad (2)$$

dimana:

f_M = probabilitas density function dari kekuatan gempa

f_R = probabilitas density function dari jarak hiposenter

$P [I > i | m, r]$ = probabilitas berkondisi dari intensitas I yang sama atau lebih besar dari intensitas i di suatu lokasi, dengan kekuatan gempa m dan jarak hiposenter r.

Dengan menggunakan standar deviasi intensitas σ_1 dan distribusi normal, maka intensitas probabilitas berkondisi dengan intensitas I sama atau lebih besar dari i untuk suatu lokasi dengan kekuatan gempa m dan jarak hiposenter r, dapat dituliskan sebagai berikut:

$$P[I \geq i | m, r] = \phi^* \left(\frac{i - C_1 - C_2 m - C_3 \ln(r + r_0)}{\sigma_1} \right) \quad (3)$$

dimana:

ϕ^* = kumulatif komplementer (*complementary cumulative*) dari distribusi normal standar.

m = ukuran kekuatan gempa

r = jarak hiposenter (km)

C1, C2, C3 dan r_0 = konstanta

Tingkat kejadian rata-rata tahunan (sering disebut sebagai resiko tahunan rata-rata) dari gempa yang mempunyai besaran (magnituda) sama dengan atau lebih besar dari m pada suatu daerah sumber gempa, mempunyai hubungan sebagai berikut [3]:

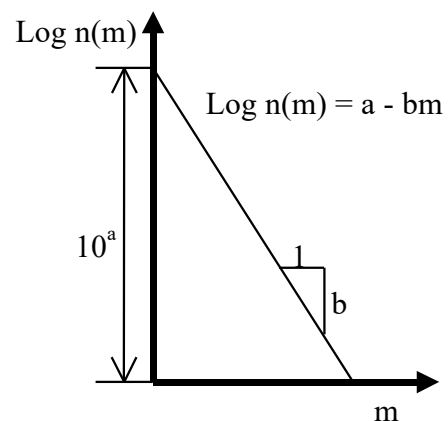
$$\log_{10} n(m) = a - bm \quad (4)$$

dimana:

$n(m)$ = tingkat kejadian tahunan rata-rata (mean annual rate of exceedance)

10^a = tingkat kejadian tahunan untuk gempa dengan magnituda lebih besar dari 0

b = konstanta yang menunjukkan kemungkinan relatif tentang besar kecilnya (magnituda) gempa yang terjadi.



Gambar 3. Grafik hubungan Gutenberg-Richter [2].

Secara spesifik parameter b merupakan parameter seismisitas yang menggambarkan karakteristik tektonik atau kegempaan suatu daerah. Sedangkan parameter a

adalah parameter seismisitas yang lebih merupakan parameter yang menerangkan karakteristik data pengamatan. Konstanta a ini bergantung dari lamanya pengamatan dan tingkat seismisitas dari daerah sumber gempa.

Dengan mengasumsikan besaran gempa dari sejumlah kejadian gempa tidak tergantung satu sama lain (independent), maka dapat ditentukan distribusi kumulatif dari tiap-tiap kejadian gempa. Jika magnituda gempa yang diperhitungkan dibatasi oleh harga minimum m_0 dan maksimum m_{max} , maka distribusi kumulatif adalah:

$$F_M(m) = k(1 - \exp(-\beta(m - m_0))) \quad m_0 < m < m_{max} \quad (5)$$

dimana:

$$\begin{aligned} \beta &= b \ln(10) \\ k &= [1 - \exp(-b(m_{max} - m_0))]^{-1} \\ m_0 &= \text{batas minimum besaran gempa dari area sumber gempa} \\ m_{max} &= \text{batas maksimum besaran gempa dari area sumber gempa} \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} f_M(m) &= \frac{d}{dm} F_M(m) \\ &= \beta k \exp(-\beta(m - m_0)), \quad m_0 \leq m \leq m_{max} \end{aligned} \quad (6)$$

Dari persamaan (5) dapat diperoleh persamaan *density function* untuk besaran gempa, dengan menurunkan persamaan tersebut terhadap m.

$$P[I \geq i] = \int_r^{m_{max}} \int_{m_0}^m \phi^* \left(\frac{1 - C_1 - C_2 m - C_3 \ln(r + r_0)}{\sigma} \right) \beta k \exp(-\beta(m - m_0)) f_R(r) dr dm \quad (7)$$

Dengan mensubstitusikan persamaan (3) dan (6) ke dalam persamaan (2), dapat ditentukan probabilitas untuk intensitas I sama atau lebih besar dari intensitas i di suatu lokasi seperti yang disajikan pada persamaan (7). Integrasi persamaan (7) dapat ditulis secara analitis sebagai hasil manipulasi aljabar oleh Cornell (1968) dan McGuire (1976), sebagai berikut [4-5]:

$$\begin{aligned} P[I \geq i] &= \int_r \left\{ (1-k) \Phi^* \left(\frac{z}{\sigma_1} \right) + k \Phi^* \left(\frac{z'}{\sigma_1} \right) + \right. \\ & \quad \left. k(r + r_0)^{\frac{\beta C_3}{C_2}} \exp \left(\frac{-i\beta}{C_2} + \frac{\beta C_1}{C_2} + \beta m_0 + \frac{\beta^2 \sigma_1^2}{2C_2^2} \right) \right. \\ & \quad \left. \left(\Phi^* \left(\frac{z - \frac{b \sigma_1^2}{C_2}}{\sigma_1} \right) - \Phi^* \left(\frac{z' - \frac{b \sigma_1^2}{C_2}}{\sigma_1} \right) \right) \right\} f_R(r) dr \end{aligned} \quad (8)$$

dengan:

$$\begin{aligned} z &= i - C_1 - C_2 m_{max} - C_3 \ln(r + r_0) \\ z' &= i - C_1 - C_2 m_0 - C_3 \ln(r + r_0) \end{aligned}$$

Jika tingkat kejadian rata-rata tahunan gempa dengan magnituda lebih besar atau sama dengan magnituda minimum untuk tiap daerah sumber diketahui ($N_1(M \geq m_0)$), maka probabilitas total tahunan dari kejadian dengan intensitas I sama atau lebih besar dari i pada suatu lokasi adalah dengan menjumlahkan angka kemungkinan seluruh area sumber gempa. Dalam bentuk matematis:

$$N_A = \sum_{i=1}^n N_1(M \geq m_0)_i P[I \geq i] \quad (9)$$

dimana:

$$\begin{aligned} N_A &= \text{tingkat kejadian tahunan total dari kejadian-kejadian dengan } I \geq i \text{ pada suatu lokasi} \\ P[I \geq i] &= \text{resiko kejadian tunggal untuk intensitas } I \text{ yang sama atau lebih besar dari intensitas } i \text{ di lokasi untuk satu daerah sumber gempa} \\ N_1(M \geq m_0) &= \text{tingkat kejadian tahunan dari gempa yang mempunyai } M \geq m_0 \text{ untuk satu daerah sumber gempa.} \end{aligned}$$

Besarnya nilai resiko tahunan untuk kejadian gempa tersebut diasumsikan terdistribusi dalam Distribusi Poisson sebagai berikut:

$$R_A = 1 - e^{-N_A} \quad (10)$$

2. Metode Penelitian

2.1. Perhitungan Resiko Gempa

Perhitungan resiko gempa dalam penelitian ini dilakukan dengan bantuan program Ez-Frisk [6] dengan menggunakan metoda Probabilistic Seismic Hazard Analysis (PSHA) dan teori total-probabilistic. Persamaan yang digunakan adalah persamaan (11).

$$H(a) = \sum_i v_i \iint P[A > a | m, r] f_{M_i}(m) f_{R_i|M_i}(r, m) dr dm \quad (11)$$

dimana:

$$\begin{aligned} H(a) &= \text{frekuensi tahunan dari kejadian gempa yang mengakibatkan amplitudo ground motion } A \text{ yang lebih besar dari } a. A \text{ dapat me-wakili percepatan gempa maksi-mum, kecepatan atau perpindahan. } A \text{ dapat juga mewakili } spectral \text{ psedoacceleration} \text{ untuk frekuensi tertentu.} \\ f_{M_i}(m) &= \text{probabilitas density function dari kekuatan gempa} \\ f_{R_i|M_i}(r, m) &= \text{probabilitas density function dari jarak hipocenter} \\ P[A > a | m, r] &= \text{probabilitas suatu kejadian gempa dengan kekuatan gempa } m \text{ pada jarak hipocenter } r \text{ yang mengaki-batkan amplitudo ground motion } A \text{ pada site yang lebih besar dari } a. \end{aligned}$$

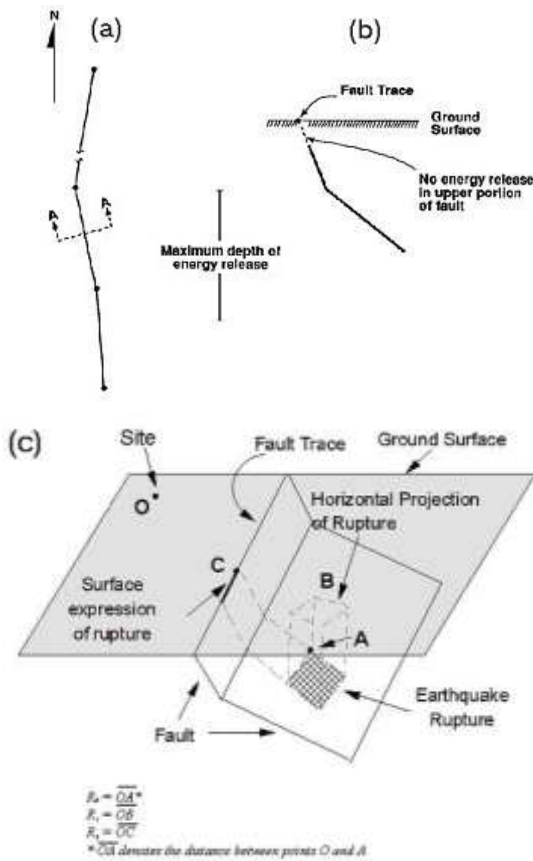
Model sumber gempa dalam program Ez-Frisk dibedakan dalam fault source dan area source. Kedua model tersebut masing-masing memiliki spesifikasi geometri dan probabilitas density function dari jarak hipocenter yang tertentu.

1) Fault Source

Perhitungan resiko gempa untuk fault source menggunakan persamaan berikut:

$$H(a) = \sum_i v_i \int_m f_{M_i}(m) \int_l f_{L_r}(l) \int_r P[A > a | m, r] \quad (12)$$

Fault source dimodelkan seperti pada Gambar 4.



Gambar 4. Model fault source: (a) Tampak atas jejak fault di permukaan tanah, (b) Penampang melintang fault (A-A), (c) model 3-D [6].

dimana:

- v_i = tingkat kejadian gempa tahunan rata-rata.
- $f_{Mi}(m)$ = *probabilitas density function* dari kekuatan gempa
- $f_{LR}(l)$ = *probabilitas density function* dari panjang *rupture*
- $P[A > a | m, r]$ = probabilitas suatu kejadian gempa dengan kekuatan gempa m pada jarak *hipocenter* r yang mengakibatkan amplitudo ground motion A pada site yang lebih besar dari a .
- $f_{Ri} | Mi(r, m, l)$ = *probabilitas density function* dari jarak *hipocenter* dengan jarak *hipocenter* r , kekuatan gempa m dan panjang *rupture* l .

2) Area Source

Area source dimodelkan seperti pada Gambar 5. Perhitungan resiko gempa untuk area source menggunakan persamaan berikut:

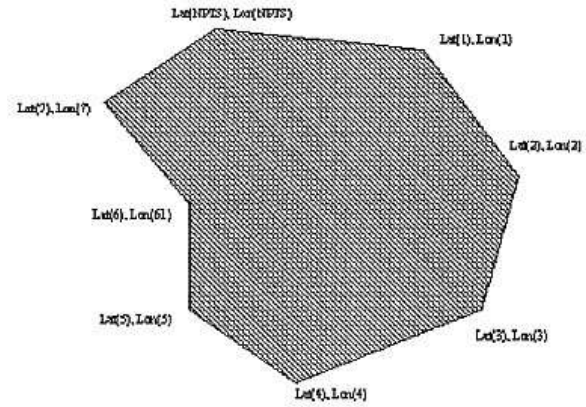
$$H(a) = \sum_i v_i \int_{\rho} \frac{\text{arci}(\rho)}{\text{Area}_i} \left[\int_m P[A > a | m, r(\rho)] f_{M_i}(m) dm \right] d\rho \quad (13)$$

dimana:

ρ = jarak horisontal dari site.

$\text{arci}(\rho)$ = panjang perpotongan antara poligon sumber gempa dan lingkaran dengan pusat pada site dan jari-jari ρ .

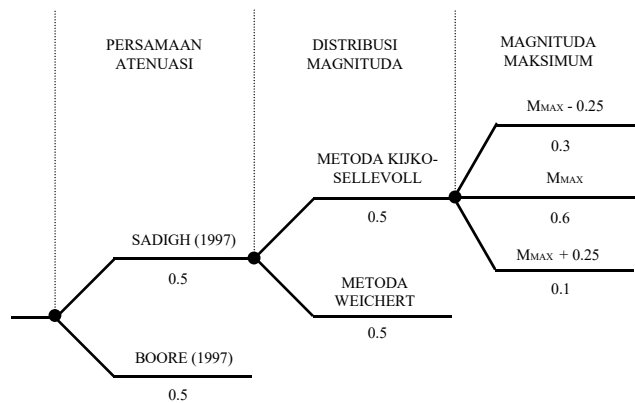
$$\text{Area}_i = \int_{\rho} \text{arci}(\rho) d\rho = \text{luas dari area source}$$



Gambar 5. Model area source [6].

2.2. Logic Tree

Pemilihan parameter yang terbaik dalam analisis resiko gempa, tidak dapat ditentukan dengan mudah. Penggunaan logic tree [7] memberikan suatu kerangka yang sangat baik untuk memperlakukan ketidak pastian tersebut secara explicit. Model logic tree ini terdiri dari rangkaian nodal yang menyatakan titik model yang akan ditentukan dan percabangan yang menyatakan variasi model yang akan digunakan dalam analisis. Hasil penjumlahan probabilitas untuk semua cabang harus sama dengan satu.



Gambar 6. Model logic tree yang digunakan dalam analisis

Logic tree yang digunakan dalam penelitian ini dapat dilihat pada Gambar 6. Persamaan atenuansi, distribusi magntidua, magnitude maksimum dijadikan kriteria pembobotan. Sedangkan masing-masing kriteria disajikan dengan rincian pembobotan. *Sadigh (1997)* ditetapkan sebagai rincian dari kriteria persamaan atenuansi dengan bobot masing-masing 0,5 [8]. *Metoda Kijko-Sellevoll* dan *metoda Weichert* ditetapkan sebagai rincian dari kriteria distribusi magnitude dengan masing-masing berbobot 0,5 [9-10]. Sedangkan kriteria magntuda maksimum ditinjau kedalam tiga rincian, yaitu $M_{MAX} - 0.25$, M_{MAX} , $M_{MAX} + 0.25$ dengan bobot masing-masing 0,3, 0,6 dan 0,1 secara berurutan.

2.3. Lokasi Penelitian

Kota Bontang sebagai lokasi dari penelitian ini terletak pada koordinat 117° 28' Bujur Timur dan 0° 07' Lintang Utara, sekitar 175 km arah Utara kota Balikpapan. Secara umum wilayah ini merupakan daerah yang berbukit-bukit, dengan ketinggian mulai dari permukaan laut sampai dengan sekitar 30 meter di atas permukaan laut. Gambar 7 menyajikan letak geografis dari kota Bontang.



Gambar 7. Letak geografis Kota Bontang.

3. Hasil dan Pembahasan

3.1. Model Sumber Gempa

Zona sumber gempa yang digunakan dalam penelitian ini adalah seperti yang disajikan pada Gambar 8. Berdasarkan Gambar 8, zona sumber gempa yang mempengaruhi kegempaan wilayah Bontang adalah sebagai seperti disajikan pada Tabel 1.

Tabel 1. Zona sumber gempa

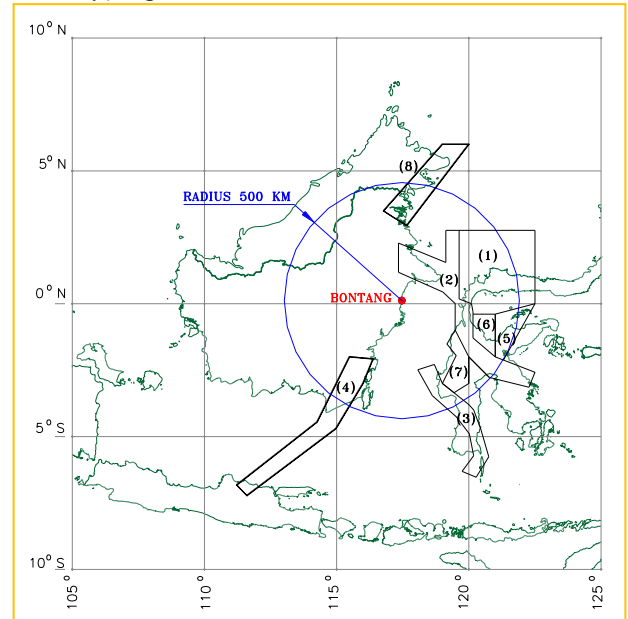
No.	Zona	Klasifikasi
(1)	Sulawesi Utara	Subduksi
(2)	Palu-koro	Transformasi
(3)	Walanae	Transformasi
(4)	Lasem	Transformasi
(5)	Batui	Diffuse seismicity
(6)	Poso	Diffuse seismicity
(7)	Mamuju	Diffuse seismicity
(8)	Sulu	Diffuse seismicity

Berdasarkan distribusi *hipocenter* pada Gambar 9, sumber gempa subduksi Sulawesi Utara dimodelkan sebagai sumber gempa interface dengan dip 12° sampai kedalaman 50 km dan sumber gempa *intraslab* dengan dip 55° sampai kedalaman 100 km, seperti ditunjukkan pada Gambar 10.

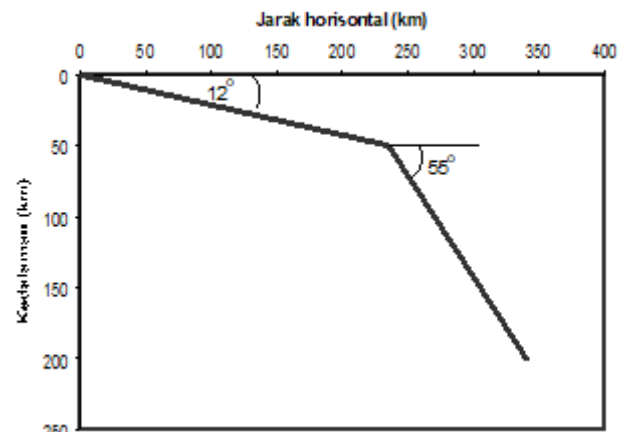
Gempa-gempa yang digunakan dalam penelitian ini dibatasi sampai kedalaman 100 km. Gempa-gempa pada kedalaman lebih besar dari 100 km memiliki faktor ketidakpastian kedalaman yang cukup besar dan jaraknya cukup jauh dari lokasi untuk menimbulkan efek yang merusak di permukaan [11].

Secara umum zona subduksi dibagi menjadi dua bagian, yaitu zona subduksi *interface* dan *intraslab*. Gempa-gempa pada zona subduksi *interface* memiliki kedalaman fokus 0-50 km sedangkan gempa-gempa dengan kedalaman fokus

50-100 km termasuk ke dalam zona *intraslab*. Untuk gempa-gempa shallow crustal (transformasi dan *diffuse seismicity*) digunakan kedalaman fokus rata-rata 50 km.

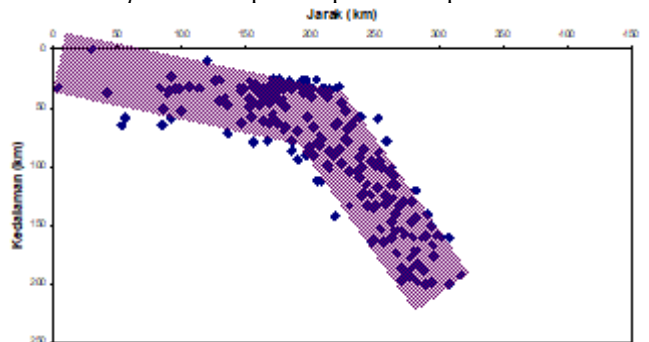


Gambar 8. Pemodelan zona sumber gempa



Gambar 10. Model sumber gempa subduksi Sulawesi Utara

Zona sumber gempa subduksi Sulawesi Utara memiliki distribusi *hipocenter* seperti dapat dilihat pada Gambar 9.

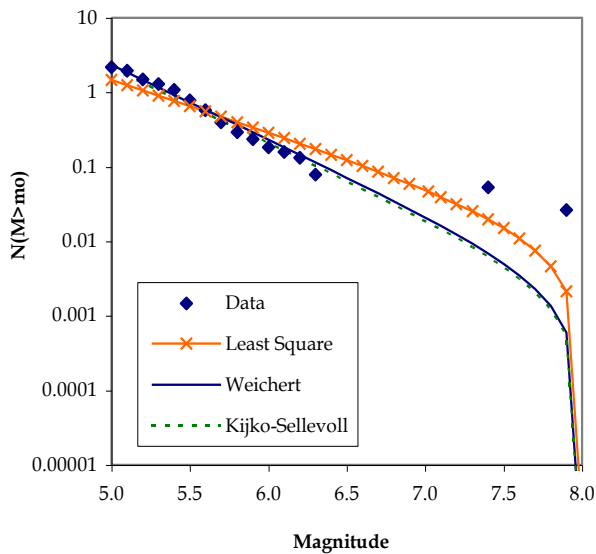


Gambar 9. Distribusi *hipocenter* untuk zona Sulawesi Utara

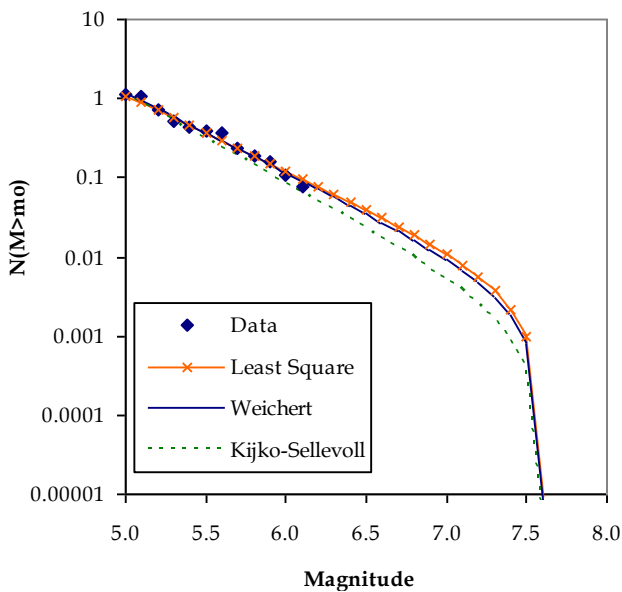
3.2. Parameter Resiko Gempa

Frekuensi kejadian gempa tahunan sebagai fungsi dari magnituda yang dibatasi oleh magnituda maksimum tiap

zona sumber gempa dapat dilihat pada Gambar 11 sampai dengan Gambar 13. Frekuensi kejadian gempa dihitung dengan Bounded Gutenberg-Richter law [12].



Gambar 11. Grafik recurrence relationship untuk zona Sulawesi Utara

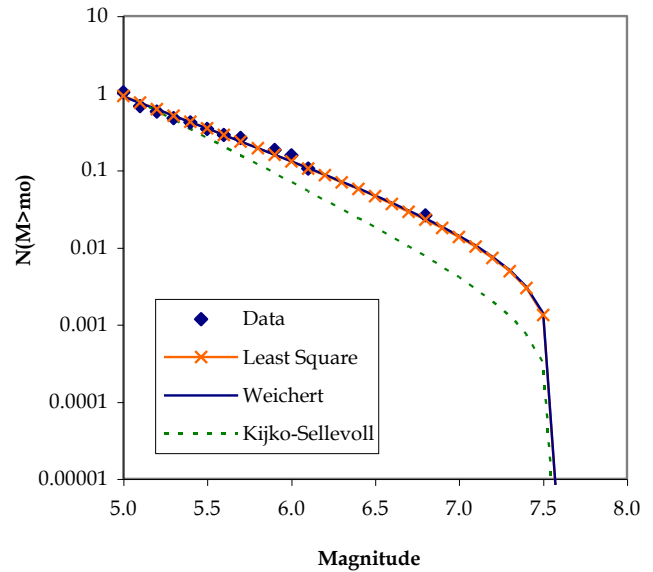


Gambar 12. Grafik recurrence relationship untuk zona Palu-Koro [14-17]

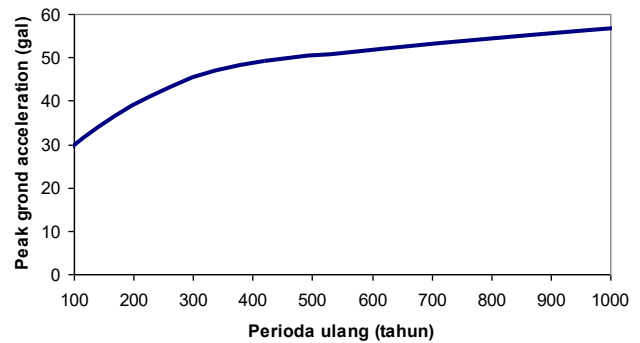
Analisis resiko gempa dilakukan dengan menggunakan Metoda Kijko & Sellevol (1989) [9] dan Weichert (1980) [10]. Data *epicenter* gempa dari sumber gempa yang tidak mencukupi secara statistik akan digabungkan dengan sumber gempa lain untuk mendapatkan parameter resiko gempa gabungan. Kemudian dilakukan pendistribusian parameter untuk setiap sumber gempa yang telah memberikan kontribusi terhadap gabungan zona gempa tersebut.

3.3. PGA di Batuan Dasar

Hasil analisis resiko gempa dengan menggunakan bantuan program Ez-Frisk dengan memasukkan faktor *logic tree* dapat dilihat pada Gambar 14.



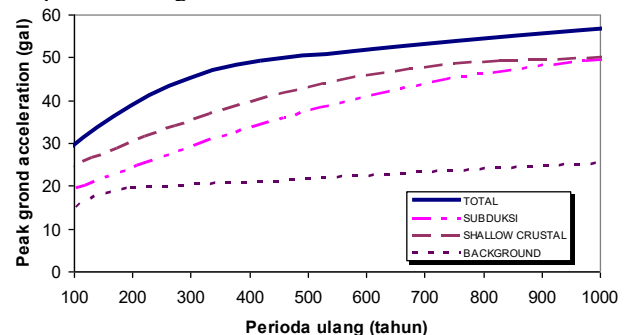
Gambar 13. Grafik recurrence relationship untuk zona diffuse seismicity



Gambar 14. Hubungan PGA dengan perioda ulang untuk batuan dasar di Bontang

3.3. Pembahasan

Sumber-sumber gempa yang memberikan kontribusi terhadap resiko gempa di Bontang dapat dilihat pada Gambar 15 yang dinyatakan dengan hubungan antara PGA dan perioda ulang.

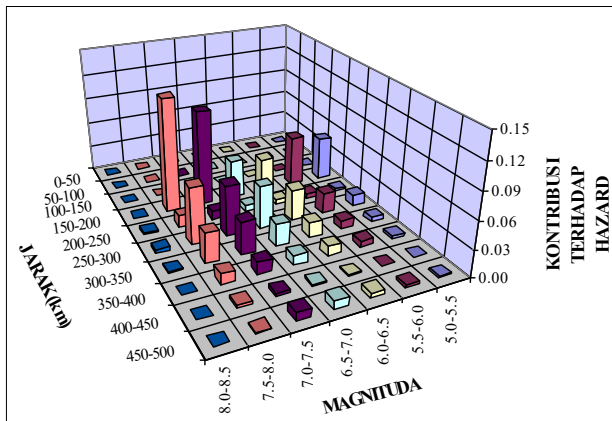


Gambar 15. Kontribusi sumber-sumber gempa terhadap resiko gempa di Bontang

Hasil analisis di atas kemudian dilanjutkan dengan melakukan deagregasi untuk menentukan magnituda dan jarak yang berpengaruh terhadap resiko gempa tersebut [18-22]. Perioda ulang yang ditinjau adalah 500 tahun. Hasil deagregasi, yang dinyatakan dengan skala kontribusi dari

suatu sumber gempa terhadap resiko gempa total, dapat dilihat pada Gambar 16.

Hasil deagregasi mengindikasikan tiga zona sumber gempa, yaitu $M_w = 7.75$ dan $d = 175$ km untuk zona shallow crustal, $M_w = 7.75$ dan $d = 275$ km untuk zona interface, dan $M_w = 7.25$ dan $d = 275$ km untuk zona intraslab. Terlihat bahwa zona shallow crustal memiliki kontribusi terbesar dibandingkan dengan dua zona yang lain. Dengan demikian, wilayah Bontang dianggap didominasi oleh gempa shallow crustal dengan $M_w = 7.75$ dan $d = 175$ km.



Gambar 16. Deagregasi dari zona sumber-sumber gempa di Bontang

4. Kesimpulan

Perhitungan resiko gempa dilakukan dengan menggunakan bantuan program Ez-Frisk, berdasarkan teori probabilitas total (*Total Probability Theory*) yang dikembangkan oleh Cornell (1968) [4] dan McGuire (1976) [5]. Untuk memasukkan faktor-faktor ketidakpastian seperti parameter resiko gempa, alternatif model dan metoda dalam analisis resiko gempa digunakan metoda logic tree. Pada penelitian ini faktor-faktor ketidakpastian yang dianalisis meliputi persamaan atenuasi untuk shallow crustal, metoda distribusi magnituda dan magnituda maksimum yang digunakan.

Berdasarkan hasil analisis resiko gempa di Bontang didapat percepatan gempa di batuan dasar (PGA) untuk berbagai perioda ulang. Untuk keperluan mikrozonasi Bontang digunakan PGA untuk perioda ulang 500 tahun, yaitu sebesar 51.5 gal. Hasil analisis juga menunjukkan bahwa kontribusi terbesar terhadap nilai percepatan tersebut diberikan oleh sumber gempa shallow crustal, dengan $M_w = 7.75$ dan $d = 175$ km.

Daftar Pustaka

[1] J. Pitman, *Probability*, New York: Springer-Verlag Inc., 1993.
 [2] Kramer, *Geotechnical Engineering Earthquake*, New Jersey: Prentice-Hall Inc. Upper Saddle River, 1996.
 [3] B. Gutenberg, and C.F. Richter, *Seismicity of the Earth*, New Jersey: Princeton University Press, 1954.
 [4] C.A. Cornell, "Engineering Seismic Risk Analysis", *Bulletin of the Seismological Society of America*, vol. 58, no. 5, p. 1583, 1968.

[5] R.K. McGuire, *Fortran Computer Program For Seismic Risk Analysis*, New York: US Geological Survey, 1976.
 [6] Risk Engineering, Inc. *EZ-FRISK. Version 6.1*. Golden, Colorado: Fugro USA Land, Inc., 2003.
 [7] R.B. Kulkarni, R.R. Youngs, and K.J. Coppersmith, "Assessment of Confidence Intervals for Results of Seismic Hazard Analysis", *Proceedings of 8th World Conference on Earthquake Engineering, San Francisco, CA*, vol. 1, p. 263, 1984.
 [8] K. Sadigh, C.Y. Chang, J.A. Egan, F. Makdisi, and R.R. Youngs, "Attenuation Relationship for Shallow Crustal Earthquakes Based on California Strong Motion Data", *Seismological Research Letters*, vol. 68, no. 1, p. 180, 1997.
 [9] A. Kijko, and M.A. Sellevoll, "Estimation of the Earthquake Hazard Parameters from Incomplete Data Files. Part 1: Utilization of Extreme and Complete Catalogs with Different Threshold Magnitudes", *Bulletin of the Seismological Society of America*, vol. 79, no. 3, p. 645, 1989.
 [10] D.H. Weichert, "Estimation of The Earthquake Recurrence Param Eters For Unequal Observation Periods For Different Magnitudes", *Bulletin of the Seismological Society of America*, vol. 70, no. 4, p. 1337, 1980.
 [11] E.P. Arnold, *Series on Seismology: Indonesia*, Jakarta: Southeast Asia Association of Seismology and Earthquake Engineering, 1985.
 [12] W.J. Arabasz, and R. Robinson, "Microseismicity and Geologic Structure in the Northern South Island, New Zealand", *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, vol. 19, no. 2, 1976, p. 561, 1976.
 [13] W. Hamilton, "Tectonics of the Indonesia Region", *US Geological Survey Professional Paper*, no. 1078, p. -, 1979.
 [14] M. Wahyono, *Mikrozonasi Gempa Kota Bontang (Tesis Magister)*, Bandung: Institut Teknologi Bandung, 2003.
 [15] T.O. Simandjuntak, and A.J. Barber, "Contrasting Tectonic Styles in the Neogene Orogenic Belt of Indonesia", *Geological Society Special Publication*, no. 106, p. 185, 1996.
 [16] Firmansjah, Jodi, and M. Irsyam, "Development of Seismic Hazard Map for Indonesia", *Konferensi Nasional Rekayasa Kegempaan di Indonesia (Institut Teknologi Bandung)*, p. -, 1999.
 [17] C.B. Crouse, "Ground Motion Attenuation Equation for Earthquake on the Cascadia Subduction Zone", *Earthquake Spectra*, vol. 7 no. 2, 1991.
 [18] R. Hall, "Reconstructing Cenozoic SE Asia", *Geological Society Special Publication*, no. 106, p. 153, 1996.

- [19] B. Joyner, and D.M. Boore, "Peak Horizontal Acceleration and Velocity from Strong Motion Records Including Records from the 1979 Imperial Valley, California Earthquake", *Bulletin of Seismological Society of America*, vol. 7, no. 6, 1981.
- [20] J.F. Pacheco, and L.R. Sykes, "Seismic Moment Catalog of Large Shallow Earthquakes, 1900 to 1989", *Bulletin of the Seismological Society of America*, vol. 82, no. 3, p. 1306, 1992.
- [21] P.C. Thenhaus, "Pilot Study of Seismic Hazard and Risk in North Sulawesi Province, Indonesia", *Earthquake Spectra*, vol. 9, no. 1, p. -, 1993.
- [22] R.R. Youngs, S.J. Chiou, W.J. Silva, and J.R. Humphrey, "Strong Ground Motion Attenuation Relationships for Subduction Zone Earthquake", *Seismological Research Letters*, vol. 68, no. 1, p. 58, 1997.