

## **BAB III**

### **LANDASAN TEORI**

#### **3.1 Gempa Bumi dan Distribusinya**

Menurut Sidjabat (1993) gempa bumi merupakan salah satu jenis bencana yang mempunyai karakteristik sebagai berikut :

a. Biasanya terjadi tanpa adanya peringatan.

Namun, berdasarkan gempa utamanya, kegiatan kedua bisa memberikan peringatan terhadap gempa selanjutnya.

b. Kecepatan penyerangannya mendadak.

c. Daerah yang cenderung mengalami gempa bumi biasanya dapat diidentifikasi dan diketahui dengan mudah.

d. Akibat utama yang ditimbulkannya adalah gerakan tanah, retakan atau longoran; khususnya meliputi kerusakan terhadap struktur dan sistem serta korban jiwa akibat tidak adanya peringatan terlebih dahulu.

Sedangkan menurut Zein (1979), gempa bumi adalah suatu gerakan tiba-tiba atau suatu rentetan gerakan tiba-tiba dari tanah yang bersifat *transient* yang berasal dan suatu daerah terbatas dan menyebar dari titik tersebut ke segala arah.

Mengacu pada definisi di atas, maka dapat disimpulkan beberapa hal yang menyebabkan gempa bumi atau gempa bumi dapat dibagi menjadi beberapa jenis ditinjau berdasarkan mekanisme terjadinya gempa bumi tersebut. Adapun jenis-jenis gempa bumi adalah (Zein, 1979) :

### 1. Gempa bumi runtuhan

Disebabkan antara lain oleh keruntuhan yang terjadi baik di atas maupun di bawah permukaan tanah.

Contoh : Tanah longsor, Batu jatuhan, Salju longsor

### 2. Gempa vulkanik

Gempa ini terjadi sebagai akibat kegiatan gunung berapi baik sebelum, pada saat maupun setelah meletusnya gunung berapi.

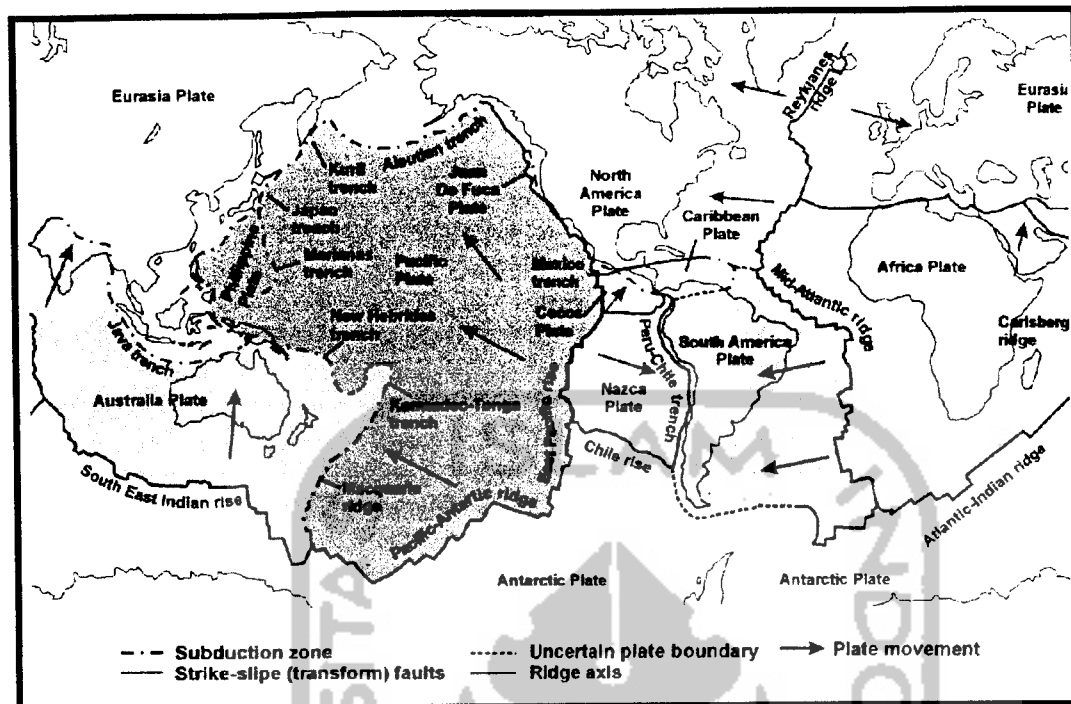
### 3. Gempa bumi tektonik

Disebabkan oleh terjadinya pergeseran kulit bumi (*lithosphere*) yang umumnya terjadi di daerah patahan kulit bumi.

Dalam Tugas Akhir ini yang menjadi bahasan adalah gempa bumi tektonik. Untuk selanjutnya penyebutan gempa bumi secara umum berarti gempa bumi tektonik kecuali jika dinyatakan secara khusus.

#### **3.1.1 Distribusi Gempa Bumi di Dunia**

Gempa bumi merupakan salah satu fenomena alam yang dapat menimbulkan korban manusia dan merusak lingkungan. Sebagaimana telah diketahui oleh para ahli geologi mengenai teori lempengan tektonik, bahwa bumi tersusun dari beberapa lempengan yang secara terus menerus setiap lempengan tersebut bergerak (lihat Gambar 3.1).



Gambar 3.1 Arah Pergerakan Lempeng Tektonik (Flowler, 1990)

Pergerakan relatif dari setiap lempengan tersebut menimbulkan akumulasi energi. Dalam keadaan elastis, energi tetap tersimpan. Bila keadaan ini terlewati ke kondisi elasto-plastis, bahkan ke keadaan runtuh, maka energi tersebut berubah menjadi getaran yang terpancar melalui tanah dan batuan ke segala penjuru. Dengan demikian maka gempa bumi adalah getaran tanah yang ditimbulkan oleh lewatnya gelombang seismik yang dipancarkan dari suatu sumber energi elastik yang dilepaskan secara tiba-tiba yang besarnya tergantung besar kecilnya daya tahan lempengan tersebut.

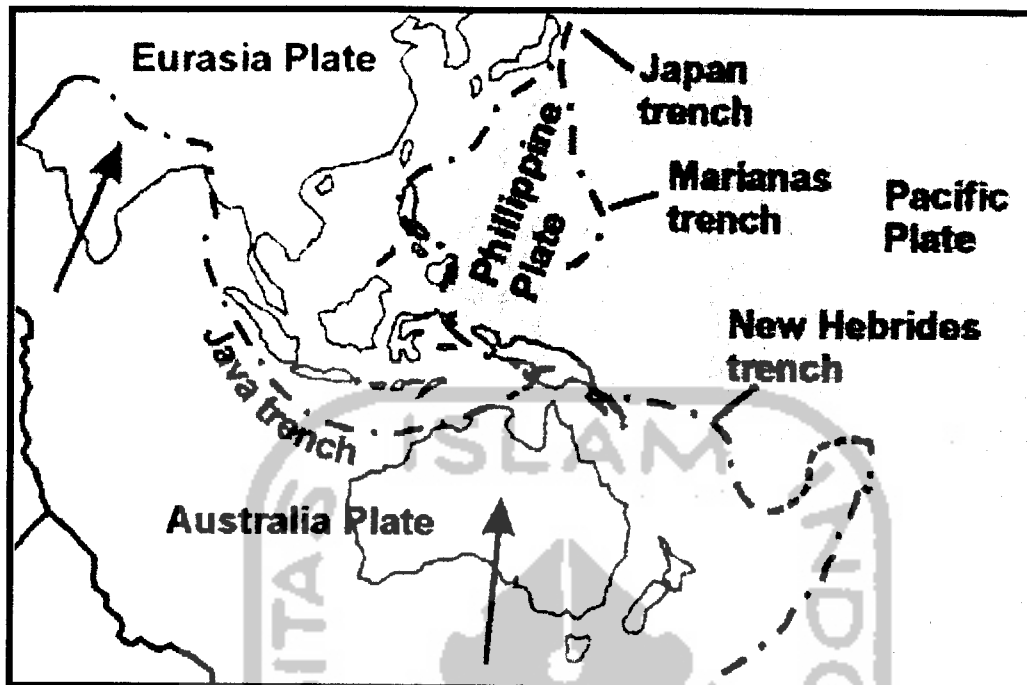
Tabel 3.1 menunjukkan gempa-gempa besar yang terjadi di seluruh dunia dari tahun 1906 hingga tahun 2003.

**Tabel 3.1** Beberapa Gempa Besar di Dunia (*Dictionary of Earthquake, BMI & NEIC*)

Tahun	Tanggal		Lokasi	Korban	Magnitude Gempa	Keterangan
1906	1	31	Ecuador, Colombia	100	8,2	Tsunami
1906	8	16	Valparaiso, Chili	20.000	8,2	Tsunami, Kerusakan di Hawaii
1908	12	28	Messina, Italy	110.000	7,0	
1920	12	16	Kansu, China	200.000	8,6	Great Rock Slide
1922	11	11	Atacama, Italy	1.000	8,3	Tsunami
1923	9	1	South Kanto, Japan	140.000	7,9	Great Rock Fire
1933	3	3	Off Sanriku, Japan	3.000	8,1	Tsunami
1934	1	15	India, Nepal	10.000	8,3	
1944	12	7	Off Kii-hanto, Japan	1.200	7,9	Great Damage of Nagoya City
1945	11	28	Off Pakistan	4.000	8,0	Tsunami
1946	12	21	Off Kii-hanto, Japan	1.300	8,1	Tsunami
1950	8	15	Assam India, China	4.000	8,6	
1960	5	22	South Chili	10.000	8,5	Great Tsunami
1976	7	28	Hopeh, Cina	242.000	7,8	
1985	9	19	Central Mexico	10.000	8,1	
1992	12	12	Flores, Indonesia	2.000	6,8	Tsunami
1995	10	1	Dinar, Turkey	100	6,1	
1996	2	17	Biak, Indonesia	161	8,2	Tsunami
1997	5	10	Ardekul, Iran	1.568	7,4	
1998	7	17	Papua New Guinea	2.200	7,1	
1999	9	21	Chi-chi, Taiwan	2.400	7,6	
1999	8	17	Turkey	17.000	7,6	
1999	9	20	Taiwan	2400	7,7	
2000	4	4	Sulawesi, Indonesia	46	7,6	
2000	6	4	Southern Sumatra, Indonesia	103	7,9	
2001	1	13	Elsavador	844	7,7	
2001	6	23	Coast of Peru	74	8,4	Tsunami
2002	3	3	Hindukush Region, Afganistan	150	7,4	
2002	6	22	Western Iran	261	6,5	
2003	2	24	Xinjiang, China	257	6,4	
2003	12	26	Southeastern Iran	30.000	6,6	

### 3.1.2 Distribusi Gempa Bumi di Asia-Pasifik

Kawasan Asia-Pasifik merupakan suatu kawasan yang seringkali mengalami bahaya yang disebabkan oleh kondisi alam. Sekitar 60 % dari bencana alam di dunia terjadi pada kawasan ini. Gambar 3.2. memperlihatkan jalur gempa di Asia-Pasifik.



Gambar 3.2 Jalur Gempa di Asia Pasific (Flowler, 1990)

### 3.1.3 Distribusi Gempa Bumi di Indonesia

Menurut Sidjabat (1993) Indonesia merupakan suatu negara yang mempunyai kepulauan yang terbesar di dunia, dimana terdapat 5 (lima) pulau utama dan 30 kelompok pulau-pulau kecil. Secara geografis, Kepulauan Indonesia ini terletak diantara 2 (dua) benua, yakni Benua Asia dan Benua Australia dan dikelilingi oleh 2 (dua) samudera, yakni Samudera Hindia dan Samudera Pasifik.

Jika ditinjau dari segi teori kerak bumi, kedudukan kepulauan Indonesia terletak di pertemuan tiga lempengan, yaitu lempengan Hindia - Australia, Pasifik dan Eurasia. Seperti diketahui, bahwa ada tujuh lempeng besar yang selalu bergerak secara terus menerus satu dengan yang lainnya. Jalur gempa bumi tektonik dunia selalu terjadi di sepanjang jalur pergerakan dan saling bertumbuknya antara

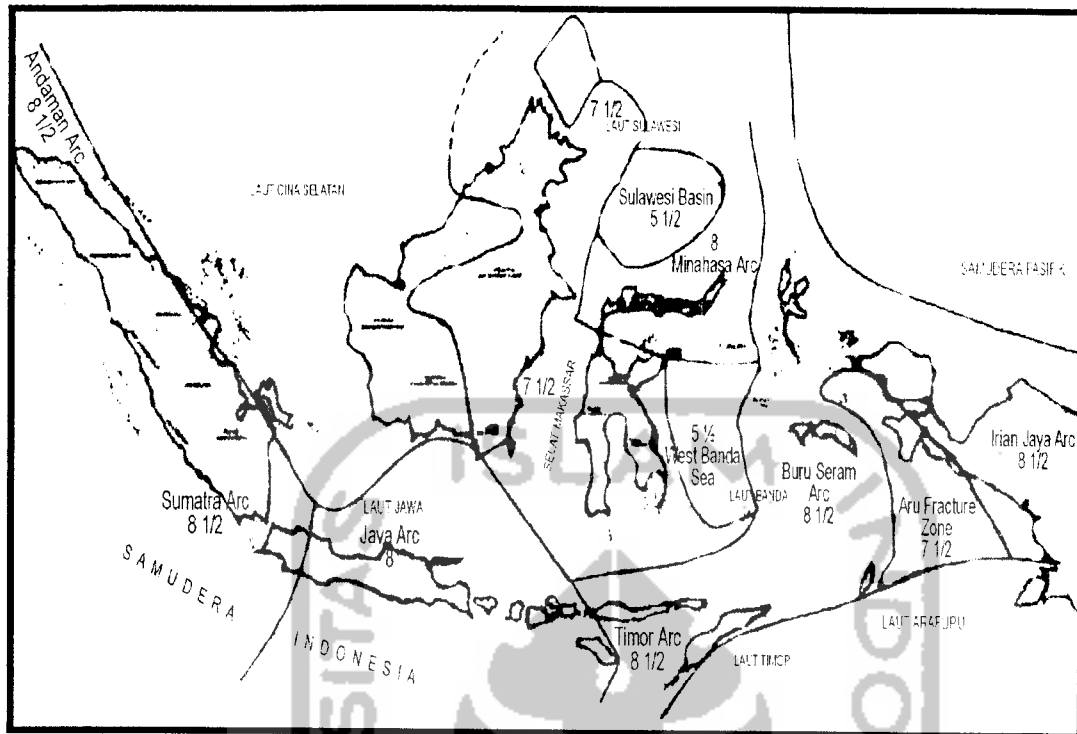
lempengan-lempengan tersebut. Secara garis besar, aktifitas gempa bumi di Indonesia dapat dijelaskan sebagai berikut :

1. Lempeng Hindia-Australia menghujam ke bawah benua Eurasia di sepanjang palung Sumatera dan Jawa yang membentang di sebelah barat Sumatera, sebelah selatan Jawa, dan menerus ke selatan Timor, kemudian melengkung mengikuti jalur Busur Banda.
2. Lempeng Samudera Pasifik bergeser ke arah barat di sepanjang perbatasannya dengan lempeng benua Australia, yaitu mulai dari Irian Jaya sampai Sulawesi.
3. Pertemuan ketiga lempeng terjadi di wilayah Maluku.

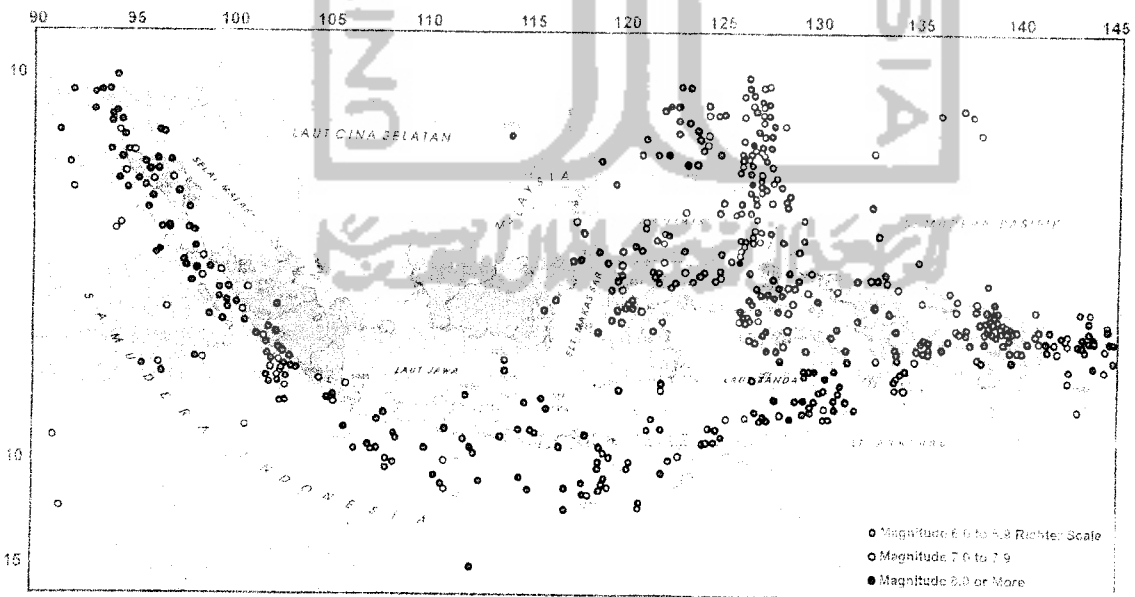
Dampak yang ditimbulkan oleh pergerakan antar lempeng tersebut di atas adalah terbentuknya sesar-sesar besar seperti :

- a. Sesar Lintas Sumatera
- b. Sesar Palu-Koro di Sulawesi;
- c. Sesar Digul yang ke barat menjadi Sesar Tarera-Aiduna di Irian Jaya dan lainnya.

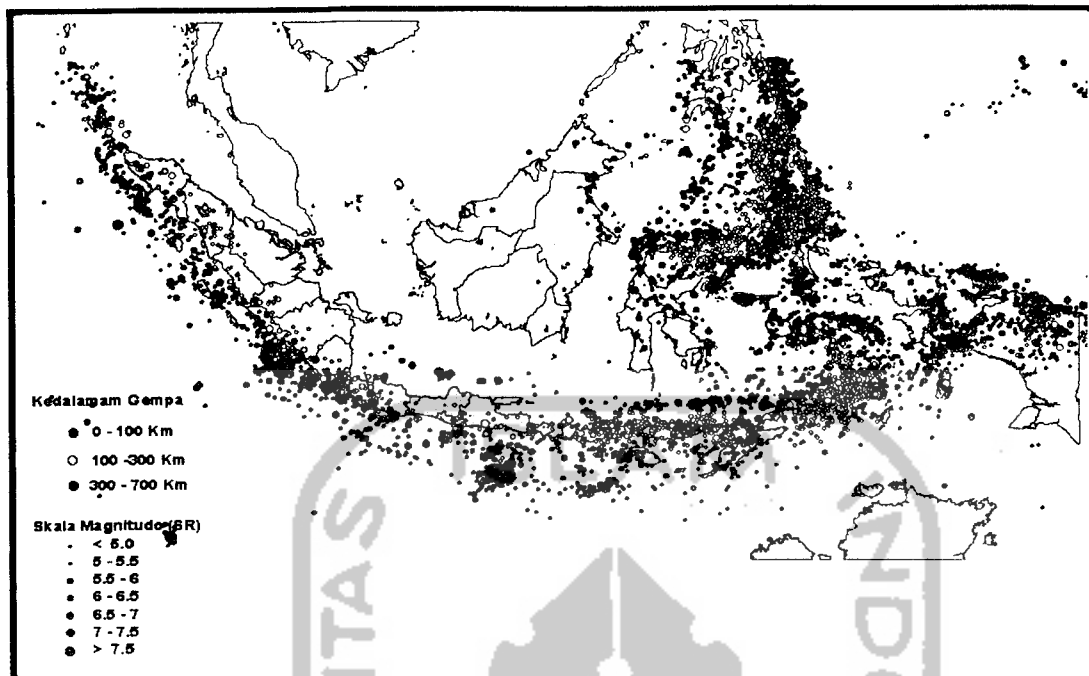
Berdasarkan hal tersebut di atas, maka wilayah Indonesia termasuk wilayah yang rawan gempa, dimana 80% wilayah ini terletak di daerah sebaran gempa bumi. Gempa bumi yang kemungkinan akan terjadi tentunya dapat mempengaruhi timbulnya bencana yang dapat merugikan penduduk dan merusak sarana perekonomiannya. Gambar-gambar berikut ini menggambarkan kegempaan di Indonesia.



Gambar 3.3 Maximum Magnitude Gempa di Indonesia (Irsyam, 1999)



Gambar 3.4 Gempa-gempa dangkal yang terjadi di Indonesia tahun 1897 – 1984 (Irsyam, 1999)



Gambar 3.5 Daerah Distribusi Gempa di Indonesia tahun 2000 (BMG)

Menurut Hendrajaya (1990) penyebaran gempa bumi di wilayah Indonesia terkonsentrasi di daerah subduksi. Pada busur kepulauan Sumatera-Jawa-Nusa Tenggara-Banda, lempeng tektonik Indo-Australia menghujam di bawah lempeng Eurasia, sedangkan di Indonesia Timur terdapat pergeseran konvergen antara lempeng Pasifik dengan ujung utara lempeng Australia dan subduksi lempeng Pasifik di bawah pinggiran lempeng Eurasia Tenggara.

Sepasang zona penunjaman lempeng tektonik merupakan daerah gempa sehingga kedalaman pusat gempa berkaitan dengan jauhnya penunjaman tersebut. Di kepulauan Indonesia setiap tahun tercatat rata-rata sebanyak 460 gempa dengan magnitude sama atau lebih besar dari 4 skala Richter, berarti setiap hari terjadi rata-rata 1,26 kejadian gempa. Sebagian besar merupakan gempa dangkal (merusak) yaitu 60 %, gempa menengah sebanyak 35 % dan gempa dalam 5 %.

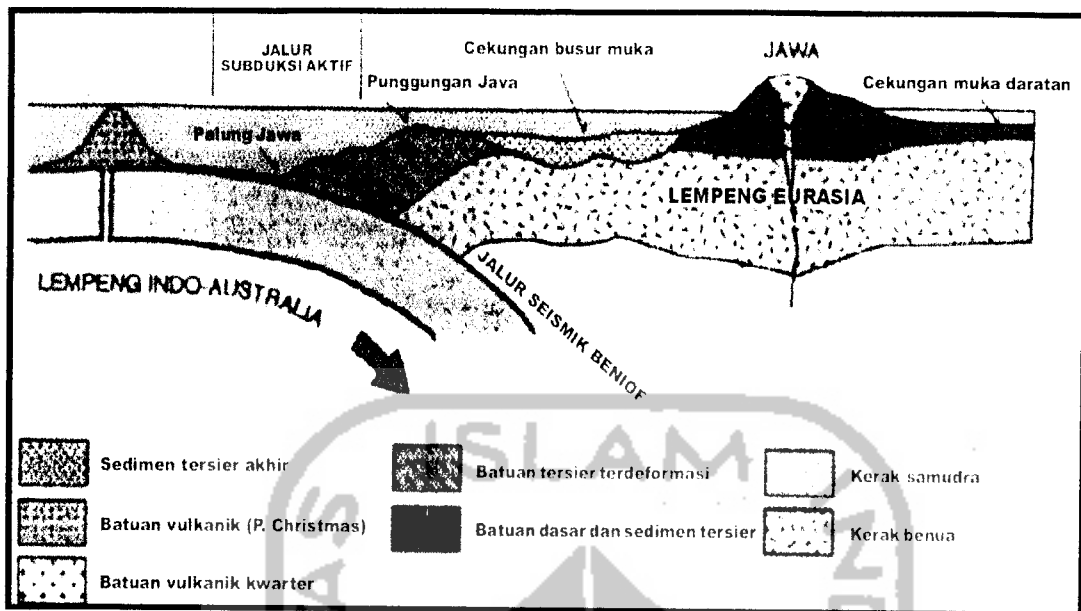


Peta penyebaran episenter gempa di Indonesia ditunjukkan pada Gambar 3.5. di Sumatera, sebagian besar episenter gempa dangkal tersebar di pantai barat mulai dari Aceh sampai Sumatera Selatan. Di bagian timur hampir tidak terdapat gempa sedangkan di daerah selat Sunda banyak ditemui pusat gempa.

Gempa dangkal di pulau Jawa terutama tersebar di daerah lepas pantai selatan dan beberapa buah berlokasi di daratan Jawa Barat bagian selatan. Di Jawa – Nusa Tenggara - Banda gempa dangkal, lebih terkonsentrasi di bagian selatan dan makin ke utara kedalamannya bertambah.

Wilayah Indonesia Timur mempunyai aktivitas kegempaan yang lebih tinggi dibanding Indonesia Barat. Gempa dengan berbagai kedalaman terdapat di daerah Laut Banda, daerah Halmahera, Sulawesi Utara dan Irian Jaya bagian utara. Secara umum zona subduksi di Indonesia dapat dibedakan atas 3 jenis :

1. Zona penunjaman pendek, terdapat di daerah Sumatera. Gempa terdalam yang tercatat disini adalah 200 km dengan sudut penunjaman  $25^{\circ}$ . Terbatasnya kedalaman gempa disebabkan lempeng Indo-Australia menghujam tidak tegak lurus di bawah lempeng Eurasia (lihat Gambar 2.6).
2. Zona subduksi berbentuk cekung, terdapat di daerah Laut Banda. Bentuk cekungan terjadi karena penunjaman lempeng dari arah utara, timur dan selatan sehingga terjadi palung samudera membentuk setengah lingkaran. Gempa terdalam di zona ini 650 km dengan sudut penunjaman bervariasi dari  $5^{\circ}$  sampai  $75^{\circ}$ .



Gambar 3.6 Tumbukan lempeng dalam membentuk zona subduksi (Katili, 1974)

3. Zona subduksi berbentuk cembung, terdapat di daerah Halmahera. Penunjaman lempeng tektonik masing-masing dari arah barat dan arah timur membentuk zona subduksi ini. Kedalaman gempa maksimum di bagian barat 635 km dan bagian timur 275 km, sedangkan sudut penunjaman di bagian barat berkisar  $35^\circ$  dan timur  $55^\circ$ .

Zona subduksi di Indonesia bagian timur lebih kompleks dibanding Indonesia bagian barat sehingga frekuensi kejadian gempa di timur lebih besar dari pada di barat.

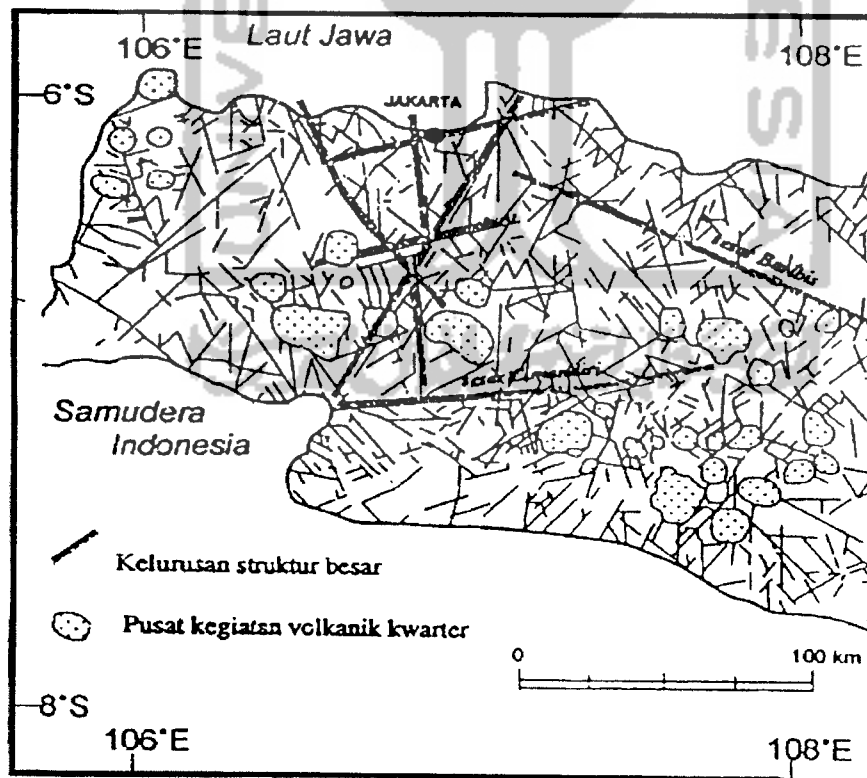
### 3.2 Kondisi Geologi

Kondisi geologi mempunyai peran yang sangat penting dalam menentukan respon suatu daerah terhadap gelombang gempa. Respon gempa yang tiba di batuan

dasar bisa diperkuat, diperlemah, atau berubah rentang frekuensinya karena tersaringnya getaran berfrekuensi tinggi.

### 3.2.1 Pengaruh Tektonik Utama Jawa

Berdasarkan kondisi geologi, daerah sumber gempa yang ada di Pulau Jawa dapat dibedakan menjadi zona subduksi dan zona kerak dangkal (*shallow crustal*). Zona subduksi adalah klarifikasi untuk semua kejadian gempa yang terjadi di batas pertemuan dua lempeng dengan mekanisme di mana salah satu lempeng menghujam ke bawah lempeng lainnya. Untuk Pulau Jawa pergerakan yang terjadi adalah lempeng Australia yang menghujam ke bawah lempeng Eurasia, tegak lurus terhadap palung Jawa.



Gambar 3.7 Sesar-sesar di sekitar Jawa Barat yang mempengaruhi seismisitas Kota Bandung (Huchon & Pichon, 1984)

Gempa yang terjadi pada zona subduksi dipisah menjadi dua kelompok, yaitu :

1. Gempa Megathrust, yang bermula dari Samudera Indonesia menuju Selatan Pulau Jawa menghujam dengan sudut  $5^{\circ} - 7^{\circ}$  sampai kedalaman 70 km.
2. Gempa Benioff yang menghujam dengan sudut  $40^{\circ} - 45^{\circ}$  pada kedalaman 70-200 km.

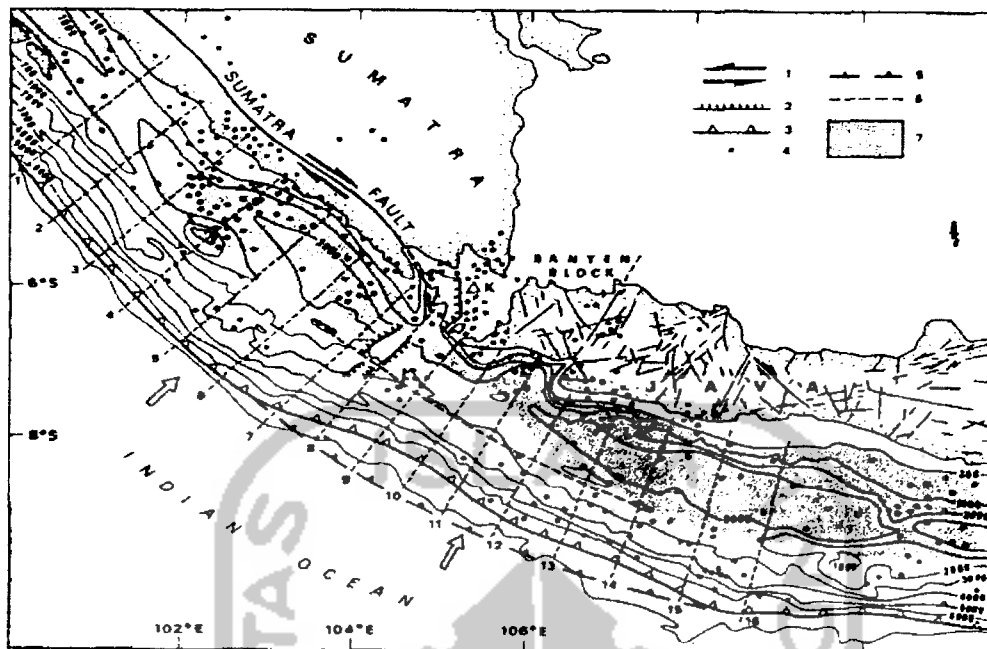
Sedangkan gempa kerak dangkal dibedakan menjadi dua yaitu :

1. Gempa zona perubahan (*transform zones*), untuk gempa yang mekanisme kegempaan disebabkan oleh patahan *transform*.
2. Gempa *diffuse seismicity zones* untuk mekanisme kegempaan tidak disebabkan oleh patahan *transform* atau subduksi.

Untuk Pulau Jawa terdapat patahan-patahan dangkal, seperti Patahan Cilegon, Sukabumi, Cirebon, Lasem dan Laut Jawa.

### **3.2.2 Pengaruh Tektonik Utama Kota Bandung, Sukabumi, Purwakarta dan Tasikmalaya**

Bandung, Sukabumi, Purwakarta dan Tasikmalaya terletak pada daerah Palung Jawa dekat dengan zona Benioff. Oleh karena itu dipengaruhi oleh gempa-gempa yang terjadi di daerah busur Sunda seperti dapat dilihat pada Gambar 3.8. Dilihat dari kondisi geologi dan kegempaan tersebut, maka kota tersebut terletak di dekat zona yang relatif aktif.



**Gambar 3.8** Peta di sekitar selat Sunda dan penyebaran secara geologi dan geofisika.  
Keterangan : 1. Gunung Krakatau, 2. Patahan Strike Slip, Patahan Normal, Garis Subduksi, 5. Pusat Gempa-gempa Dangkal. (Huchon & Pichon, 1984)

Selain gempa-gempa yang terjadi akibat terjadinya pergerakan lempeng, baik pada zona Megathrust maupun pada zona Benioff, juga dipengaruhi oleh gempa yang terjadi pada zona-zona patahan yang berada di sekitar Jawa Tengah, seperti patahan Cilacap-Kuningan (Sesar Baribis) di daerah perbatasan Jawa Tengah dengan Jawa Barat serta patahan Lasem di perbatasan Jawa Tengah dengan Jawa Timur pada daerah pegunungan Kendeng.

Jumlah dan besarnya magnituda gempa di daerah subduksi ini dipengaruhi oleh umur, komposisi dan kecepatan pergeseran lempeng. Sepanjang busur Sunda faktor-faktor tersebut sangat mempengaruhi jumlah terjadinya dan ukuran maksimum gempa dan dapat terlihat bahwa gempa dangkal terdistribusi ke zona yang menyudut.

### 3.3 Mekanisme Gempa

Gempa-gempa besar biasanya terjadi karena pergeseran tiba-tiba lempeng tektonik yang mengakibatkan terlepasnya energi yang sangat besar. Pergeseran ini bisa terjadi pada daerah batas (pertemuan) dua lempeng, ataupun pada patahan yang tampak di permukaan bumi, seperti patahan San Andreas di California dan patahan Semangko di Sumatera.

#### 3.3.1 Batas Lempeng Tektonik (Busur)

Kerak bumi adalah mosaik lempeng yang masing-masing mempunyai arah kecepatan pergerakan sendiri-sendiri. Pergerakan ini menyebabkan interaksi antar lempeng. Pertemuan antar lempeng-lempeng tektonik tersebut dinamakan busur.

Dari tipe pergerakannya, busur ini dapat dibedakan menjadi tiga yaitu Subduksi, Transkursi dan Spreading ridge sebagaimana dapat dilihat pada Gambar 3.9, dengan penjelasan sebagai berikut :

1. Subduksi

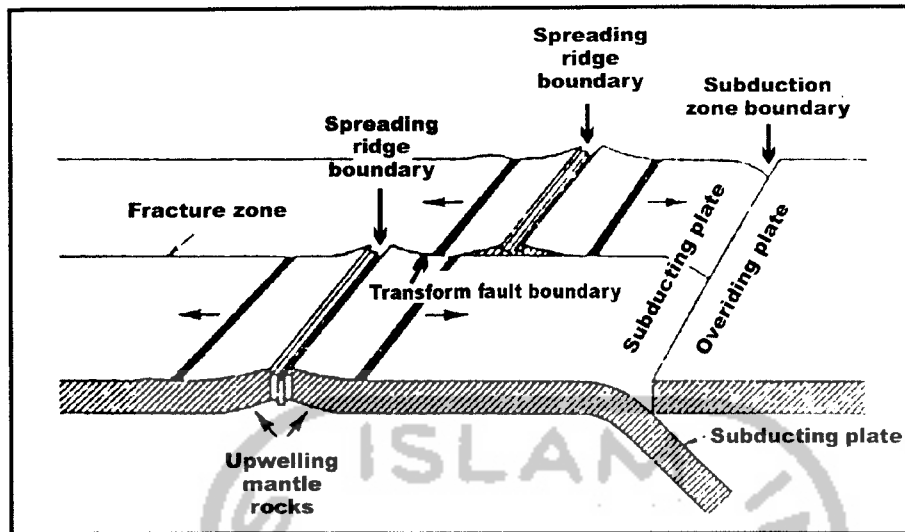
Adalah pergerakan yang terjadi yang mengakibatkan penunjaman suatu lempeng relatif terhadap lempeng lainnya.

2. Transkursi (*transform fault boundary*)

Adalah pergerakan yang terjadi mempunyai arah transversal.

3. Spreading Ridge

Adalah apabila kedua lempeng saling bergerak maju, sehingga mengakibatkan perekahan pada busur ini.



Gambar 3.9 Tipe-tipe interaksi antar lempeng tektonik (Katili, 1974)

### 3.3.2 Patahan

Perekahan yang terjadi akibat interaksi antar lempeng tektonik menyebabkan terpecahnya lempeng tektonik menjadi lempeng-lempeng yang lebih kecil (disebut *platelets* atau *microplates*). Pergerakan antar lempeng kecil tersebut, baik pada pecahan baru ataupun lama, disebut patahan (*faults*).

Arah dan orientasi patahan dibedakan dari *strike* dan *dip*-nya. *Strike* adalah garis horisontal hasil perpotongan dari bidang patahan terhadap bidang horisontal (lihat Gambar 3.10). Azimuth dari garis *strike* ini digunakan untuk menentukan orientasi patahan, dengan mengacu pada arah utara. Kemiringan bidang patahan terhadap bidang horisontal disebut sudut *dip*.

Pergerakan patahan dapat dibedakan berdasarkan dua pengertian di atas (*strike* dan *dip*), yaitu :

1. Pergerakan patahan dengan bidang gelincir searah *dip* (*dip slip movement*).

Pergerakan patahan berarah sejajar dengan kemiringan (*slope*) *dip*, atau tegak lurus dengan garis *strike*. Beberapa tipe dari patahan dengan pergerakan seperti ini diklasifikasikan menurut arah pergerakan dan besarnya sudut *dip*.

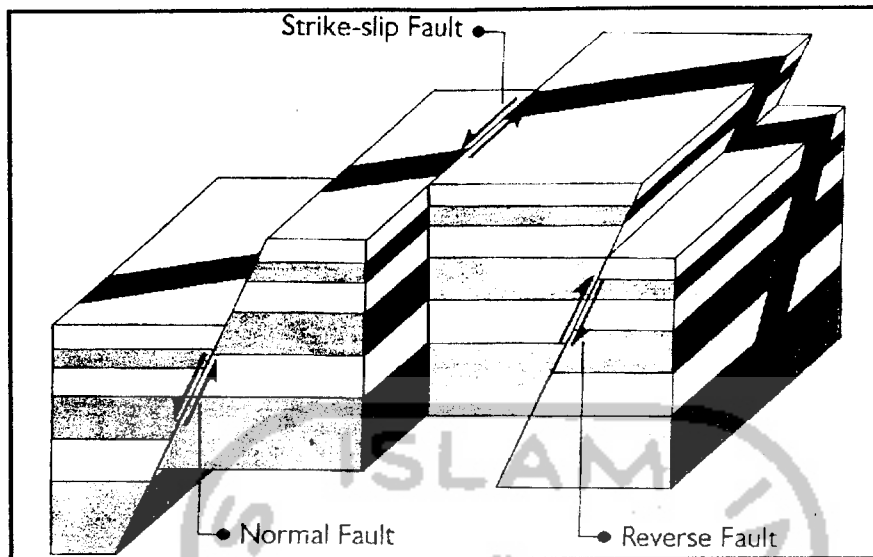
- a. *Normal Faults* (Gambar 3.10), jika komponen horisontal dari kemiringan diperpanjang (*extensional*) dan material di atas bidang patahan (sering disebut dengan *hanging wall*) bergerak turun relatif terhadap material di bawah bidang patahan (*foot wall*).
- b. *Reverse Faults* (gambar 3.10), jika komponen horisontal dari kemiringan diperpendek (*compressional*) dan material di atas bidang patahan bergerak naik relatif terhadap material di bawah bidang patahan. Jika sudut *dip* sangat kecil, patahan ini disebut *thrust fault*.

2. Pergerakan dengan bidang gelincir searah garis *strike* (*strike slip movement*).

Pergerakan patahan yang terjadi berarah sejajar dengan garis *strike* seperti terlihat pada Gambar 3.10. Bidang patahan mendekati vertikal dan dapat menyebabkan pergerakan yang besar.

Gempa yang terjadi pada daerah subduksi biasanya merupakan gempa dalam yang mempunyai gelombang permukaan yang lebih sedikit, sehingga memberikan spektrum respon yang lebih rendah pada periode tinggi. Oleh karena itu sebagaimana yang telah diusulkan oleh *Idriss (1991)*, rumus-rumus atenuasi untuk gempa subduksi harus dipisahkan dari gempa patahan.





Gambar 3.10 Pergerakan patahan (Katili, 1974)

### 3.4 Gempa dan Pengukurannya

Kekuatan sumber gempa dinyatakan dalam besaran disebut Magnituda. Besaran ini diperkirakan dari (beberapa) seismogram menurut definisi-definisi berikut (Bullen 1985, Aki dan Richards 1980) :

$$m_b = \log_{10} (A/T) + Q \dots\dots\dots(3.1)$$

dimana :

$(A/T)$  = Amplitudo maksimum dibagi periode pada posisi maksimum tersebut. Amplitudo dalam mikron (10<sup>-6</sup>m) dan periode dalam detik.

$Q$  = Koreksi merupakan fungsi jarak episenter (proyeksi sumber gempa di muka bumi ) dan kedalaman sumber.

Pengukuran tersebut menggunakan seismograf torsi/puntiran (seismograf Wood Anderson), dengan periode 0,8 detik, pembesaran (magnifikasi) 2800 dan faktor redaman 0,8. Dapat juga dilakukan pada gelombang permukaan. Untuk gempa dangkal (< 33 km) dan untuk jarak episenter  $15^\circ < \Delta < 300^\circ$  digunakan rumusan:

$$m_s = \log_{10} A + 1,656 \log_{10} \Delta = 1,818 \dots\dots\dots(3.2)$$

dengan :  $A$  dalam derajat.

Selanjutnya dengan hasil pengukuran magnitudo dapat diperkirakan energi sumber gempa yang terpancar menurut rumusan empirik sebagai rumusan standar acuan (Bullen 1965 )

$$\alpha m = \log_{10} \left( \frac{E}{E_0} \right) \dots\dots\dots(3.3)$$

### 3.4.1 Intensitas

Salah satu cara untuk mengukur gempa adalah dengan intensitas. Intensitas suatu gempa merupakan gambaran kualitatif mengenai dampak suatu gempa terhadap lokasi tertentu yang dibuktikan dengan pengamatan terhadap kerusakan yang terjadi dan reaksi manusia pada lokasi tersebut.

Beberapa skala intensitas yang dipakai adalah

1. Skala Mercalli yang dimodifikasi (*Modified Mercalli*)

Di buat berdasarkan pengamatan yang dilakukan di Amerika Utara, terdiri dari 12 tingkat intensitas.

2. Skala Japan Metereological Agency (*Japan Metereological Agency Scale, JMA*). Berdasarkan pengamatan di Jepang, terdiri dari 8 tingkat intensitas.

3. Skala Ross-Forel, Mercalli – Cancani – Sieberg

Berdasarkan pengamatan di negara-negara Eropa Barat.

4. Skala Medvedev-Sponheuer- Kronik (MSK)

Dibuat berdasarkan pengamatan di Rusia.

### 3.4.2 Magnituda

Setelah berkembangnya teknologi pengukuran gempa dan perkembangan pengetahuan mengenai pengukuran kuantitatif besarnya gempa, maka dikembangkan satuan besaran gempa baru yang disebut magnituda.

Pengukuran magnituda adalah berdasarkan pengukuran terhadap karakteristik guncangan tanah (*ground shaking*) dengan mempergunakan alat. Ada beberapa magnituda yang biasa digunakan yaitu :

1. Magnituda Lokal Richter (*Richter Local Magnitude  $M_L$* )

Skala Magnituda ini dikembangkan oleh Charles Richter (1935) dengan melakukan pengukuran gempa lokal. Dikatakan lokal karena jaraknya dekat. Dalam pengukuran ini Richter menempatkan seismograf Wood-Anderson di lokasi yang berjarak 100 km dari episenter gempa. Besarnya Magnituda gempa yang diukur adalah logaritma amplitudo (dalam mikron) yang tercatat dalam seismograf tersebut. Skala ini digunakan untuk pengukuran gempa dengan jarak episenter kurang dan 600 km dari lokasi alat ukur.

2. Magnituda gelombang permukaan (*Surface Wave Magnitude  $M_S$* )

Dikembangkan berdasarkan pencatatan gelombang permukaan. Skala ini digunakan biasanya untuk mengukur gempa dangkal. Skala ini dikembangkan oleh Gutenberg dan Richter (1936).

3. Magnituda gelombang badan (*Body Wave Magnitude  $m_b$* )

Untuk mengukur gempa dengan fokus terletak jauh di dalam tanah, gelombang permukaan sering kali terlalu kecil untuk memungkinkan pengukuran yang teliti, untuk itu Gutenberg (1945) mengembangkan sebuah skala pengukuran

yang teliti dengan mengembangkan sebuah skala pengukuran baru yang dibuat berdasarkan pengukuran gelombang badan .

#### 4. Magnituda momen (*Moment Magnitude / $M_w$* )

Kenyataan menunjukkan bahwa efek guncangan tanah (*groud shaking*) memiliki kejenuhan (*saturation*). Artinya, peningkatan energi total yang dilepaskan oleh sebuah kejadian gempa tidak berbanding lurus dengan efek guncangan tanah yang dihasilkannya. Pada gempa-gempa dengan kekuatan besar efeknya tidak sesensitif gempa-gempa berkekuatan kecil.

#### 3.4.3 Konversi Skala Magnituda

Untuk Kota Bandung dan sekitarnya ukuran magnituda gempa yang tercatat hanya berupa  $m_b$  dan  $M_s$  saja, sedangkan ada fungsi atenuasi yang menggunakan  $M_w$  dan  $M_L$ . Sehingga untuk data gempa yang belum menggunakan  $M_w$ , maka harga  $M_w$  dihitung berdasarkan korelasi empiris antara  $m_b$  dan  $M_s$ . Salah satu korelasi empiris antara  $m_b$ ,  $M_s$  dan  $M_w$  untuk Indonesia adalah formula yang dirumuskan oleh Firmansyah et.al ( 1997 ), yaitu :

$$M_w = 1,10 M_s - 0,64 \dots\dots\dots(3.4)$$

$$M_s = 1,59 m_b - 4,0 \dots\dots\dots(3.5)$$

dimana :

$M_s$  = Magnituda gelombang permukaan

$m_b$  = Magnituda gelombang badan

$M_w$  = Momen Magnituda

Sedangkan untuk fungsi atenuasi yang menggunakan  $M_L$  maka dihitung dengan menggunakan rumus :

$$m_b = 1,7 + 0,8 M_L - 0,01 M_L \dots\dots\dots(3.6)$$

dimana :

$m_b$  = Magnituda gelombang badan

$M_L$  = Magnituda gempa dalam Richter

### 3.5 Jarak Pusat Gempa

Spektrum respon pada batuan mempunyai bentuk yang berbeda tergantung jarak episenternya (*near-field*, *mid-field*, dan *far-field*). Jitno et. al. (1995) menyajikan hasil analisis gempa Loma Prieta, yang dilakukan Mohraz (1992), yang memperlihatkan adanya pengaruh jarak episenter terhadap bentuk spektrum respon.

Gempa *near-field* memberikan respon yang tinggi pada perioda yang rendah tapi mengecil secara drastis dengan bertambahnya perioda. Di lain pihak, gempa *far-field* memberikan respon yang hampir sama besarnya dengan gempa *near-field* pada perioda rendah tetapi responnya terlihat konstan sampai perioda sekitar satu detik. Mohraz juga menemukan kecenderungan yang serupa pada bentuk spektrum respon pada tanah alluvium. Hal ini menunjukkan adanya perubahan rentang frekuensi gempa dengan semakin jauhnya suatu daerah yang ditinjau ke episenter.

#### 3.5.1 Penghitungan Jarak

Dari data lokasi kejadian gempa yang pernah terjadi (lintang dan bujur) dapat dihitung jarak lokasi kejadian gempa dengan pusat gempa ( $R$ ), menggunakan rumus Phytagoras :

$$R = \sqrt{((L_a - L_t) \cdot 111)^2 + ((B_a - B_t) \cdot 111)^2} \dots\dots\dots(3.7)$$

dimana :

$R$  = Jarak

$L_a$  = Lintang Asal (Kota Bandung atau dan sekitarnya)

$L_t$  = Lintang Target

$B_a$  = Bujur Asal (Kota Bandung atau dan sekitarnya)

$B_t$  = Bujur Target

### 3.6 Atenuasi (Pelemahan) Gelombang Gempa

Tingkat resiko gempa untuk suatu wilayah (lokasi) tidak dapat ditentukan hanya berdasarkan jumlah kejadian gempa. Hal ini dikarenakan tingkat resiko juga ditentukan dari intensitas kerusakan struktur pada lokasi tersebut, yang tidak hanya tergantung pada besarnya gempa tetapi juga jarak episenter dari lokasi dan kondisi tanahnya.

Intensitas (percepatan maksimum, kecepatan maksimum lama guncangan, dll) yang terjadi pada resiko gempa tertentu untuk suatu lokasi sangat tergantung dari besarnya gempa dan jarak episenter dari lokasi tersebut. Hal ini sering dinyatakan sebagai pola pelemahan (atenuasi), yang mencerminkan besarnya intensitas tersebut pada suatu lokasi akibat kejadian gempa di daerah sumber dengan besar  $M$  yang berjarak  $R$  dari lokasi tersebut. Memperkirakan pola atenuasi ini, telah menjadi subyek yang menarik dalam penelitian bidang kegempaan .

Faktor-faktor yang mempengaruhi pola atenuasi akan diuraikan berikut ini :

### 3.6.1 Penurunan Fungsi Atenuasi

Ada beberapa fungsi atenuasi yang telah dikembangkan, diantaranya :

1. Fungsi atenuasi Fukushima & Tanaka (1990)
2. Fungsi atenuasi Youngs (1997)
3. Fungsi atenuasi Campbell (1981)
4. Fungsi atenuasi Ambraseys & Bommer's
5. Fungsi atenuasi Joyner & Boore (1981)

Fungsi-fungsi atenuasi tersebut diturunkan berdasarkan data pengamatan kegempaan di masa yang lalu dengan memakai metoda penyesuaian kuadrat terkecil terhadap data pengamatan terbesar. Secara umum fungsi-fungsi atenuasi diatas mengambil bentuk :

$$A_g(M_L, R) = c_1 e^{c_2 M} (R + r_0)^{c_3} \dots\dots\dots (3.8)$$

dengan :

$A_g$  = Percepatan maksimum tanah yang di tinjau

$M_L$  = Magnituda gempa dalam skala richter

$R$  = Jarak hiposenter gempa (km)

$c_1, c_2, c_3, r_0$  = konstanta

Persamaan di atas dapat dikonversikan ke dalam bentuk fungsi logaritma natural menjadi :

$$\ln(A_g(M_L, R)) = c_1^3 + c_2 M_L + c_3 \ln(R + r_0) \dots\dots\dots (3.9)$$

#### 3.6.1.1 Fukusima & Tanaka (1990)

Persamaan atenuasi menurut Fukusima & Tanaka (1990)

$$\log a = 0,41M_s - \log(R + 0,032 \times 10^{0,41M_s}) - 0,0034R + C \dots\dots\dots (3.10)$$

dengan :

$a$  = Percepatan gerakan tanah ( $cm/dt^2$ )

$R$  = Jarak terdekat ke *repture* ( $km$ )

$M_s$  = Magnituda gelombang permukaan

$C$  = Untuk tanah lunak (*soft*) = 1,45

Untuk tanah menengah (*medium*) = 1,3

Untuk tanah keras (*hard*) = 1,08

### 3.6.1.2 Youngs (1997)

Persamaan atenuasi menurut Youngs (1997) :

$$\ln a = C + 1,4M_L - 2,552 \cdot \ln(R + 1,7818 \cdot e^{0,554M_L}) + 0,00607H + 0,3846 \cdot Z_i \dots \dots \dots (3.11)$$

dengan :

$a$  = Percepatan gerakan tanah puncak ( $g$ )

$M_L$  = Magnituda lokal richter

$R$  = Jarak terdekat ke *repture* ( $km$ )

$H$  = Kedalaman ( $km$ )

$Z_i$  = Tipe sumber, 0 untuk interface, 1 untuk interslab

$C$  = Untuk tanah lunak (*soft*) = 0,58

Untuk tanah menengah (*medium*) = 0,2418

Untuk tanah keras (*hard*) = -0,26



### 3.6.1.3 Campbell (1981)

Persamaan atenuasi menurut Campbell (1981) :

$$a = 0.0185 e^{(1.28M_L)} [R + 0.147 e^{(0.732M_L)}]^{-C} \dots\dots\dots(3.12)$$

dengan:

$a$  = Percepatan gerakan tanah puncak ( $g$ )

$M_L$  = Magnituda lokal richter

$R$  = Jarak terdekat ke *repture* ( $km$ )

$C$  = Untuk tanah lunak (*soft*) = 1,68

Untuk tanah menengah (*medium*) = 1,75

Untuk tanah keras (*hard*) = 1,85

### 3.6.1.4 Ambraseys & Bommer's

Persamaan atenuasi menurut Ambraseys and Bommer's

Untuk tanah menengah (*medium*) :

$$\text{Log } a = -0.87 + 0.217M_s - 0.00117r_a - \log r_a \dots\dots\dots(3.13)$$

$$r_a = (R^2 + h^2)^{1/2} \dots\dots\dots(3.14)$$

Untuk tanah lunak (*soft*) dan keras (*hard*) :

$$\text{Log } a = -0,88 + 0,211M_s - \text{Log } r_a - 0,00084 r_a + 0,034 S \dots\dots\dots(3.15)$$

dengan :

$a$  = Percepatan gerakan tanah puncak ( $g$ )

$M_s$  = Gelombang permukaan

$S$  = Untuk tanah lunak (*soft*) = 1

Untuk tanah keras (*hard*) = 0

### 3.6.1.5 Joyner & Boore (1981)

Persamaan atenuasi menurut Joyner & Boore (1981)

$$\text{Log } a = -C + 0.249 M_w - 0.00255r_j - \log r_j \quad \dots\dots\dots(3.16)$$

$$r_j = (R^2 + 7.3^2)^{1/2} \quad \dots\dots\dots(3.17)$$

dengan :

$a$  = Percepatan gerakan tanah puncak (g)

$M_w$  = Momen magnituda

$C$  = Untuk tanah lunak (*soft*) = 1,24

Untuk tanah menengah (*medium*) = 1,02

Untuk tanah keras (*hard*) = 0,87

### 3.6.2 Pengaruh Radius terhadap Percepatan ( $a$ ) dan Periode Ulang

Dalam menentukan radius harus dipilih jarak yang optimum agar hasil periode ulang yang didapat juga optimal. Karena dalam perhitungan atenuasi radius sangatlah berpengaruh terhadap lima macam fungsi atenuasi yang telah dijelaskan diatas, dikarenakan semua fungsi atenuasi tersebut menggunakan jarak *repture* ( $R$ ) sebagai bagian dari rumusnya, dimana jarak *repture* ( $R$ ) didapat dari hasil analisa radius yang telah ditentukan sebelumnya, selain itu radius juga berpengaruh terhadap analisis Gumbel karena mempengaruhi dari jumlah data yang didapat untuk melangkah ke analisis berikutnya.

Untuk Tugas akhir ini juga memperhitungkan seberapa jauh pengaruh radius terhadap Percepatan ( $a$ ) dan periode ulang ( $T$ ) tertentu. Pada analisis nanti akan dicoba beberapa pengaruh radius dari kota yang ditinjau, misalkan 200 km, 300 km dan 400 km dari Kota Bandung.

### 3.6.3 Penentuan Percepatan Rencana

Dalam menentukan percepatan rencana kejadian gempa dapat digunakan analisis frekuensi. Analisis frekuensi adalah salah satu teknik dalam statistik yang dapat digunakan untuk menganalisis atau menghitung besar suatu kejadian dengan probabilitas tertentu (periode waktu ulang tertentu). Berkaitan dengan probabilitas kejadian, maka untuk menentukan besarnya kejadian diperlukan bentuk fungsi probabilitas yang dikenal dengan sebutan distribusi (sebaran). Sebaran yang umum digunakan dalam menentukan besar suatu kejadian adalah sebaran Normal, sebaran Log Normal, sebaran Pearson, sebaran Log Pearson, sebaran Gumbel dan lain-lain.

Data gempa yang digunakan untuk analisa ini merupakan data gempa tunggal (*independent Event*) dimana kejadian gempa dianggap satu dan tidak berpengaruh dan dipengaruhi oleh gempa lainnya, karena data tunggal ini merupakan syarat untuk melakukan analisis dengan cara *point souce probabilistics*. Dalam menganalisis kejadian gempa di beberapa literature cara *point souce probabilistics* banyak menggunakan sebaran Gumbel. Dimana bentuk umum fungsi kerapatan distribusi Gumbel adalah :

$$f(x) = e^{-\alpha(x-\beta)} \cdot e^{-e^{-\alpha(x-\beta)}} \dots\dots\dots(3.18)$$

Sedangkan fungsi probabilitas kumulatif adalah :

$$P(x) = \int f(x) dx = e^{-e^{-\alpha(x-\beta)}} \dots\dots\dots(3.19)$$

Untuk kejadian gempa x adalah M (magnitude). Dalam analisis kejadian gempa para ahli menulis persamaan 3.19 menjadi:

$$G(M) = e^{(-\alpha \cdot e^{-\beta M})}; M \geq 0 \dots\dots\dots(3.20)$$

dengan :

$G(M)$  = probabilitas kumulatif kejadian  $M$

$\alpha$  = jumlah gempa rata-rata pertahun (konstanta)

$\beta$  = parameter yang menyatakan hubungan antara distribusi gempa dengan magnituda

$M$  = magnituda gempa

Bentuk persamaan ini dapat disederhanakan menjadi persamaan garis lurus :

$$\ln G(M) = -\alpha \cdot e^{-\beta M} \dots\dots\dots (3.21)$$

$$\ln(-\ln G(M)) = \ln \alpha - \beta M \dots\dots\dots (3.22)$$

Identik dengan persamaan linier :  $Y = A + BX$

dimana :  $Y = \ln(-\ln G(M)) \dots\dots\dots (3.23)$

$$\alpha = e^{-A}$$

$$\beta = -B$$

$X$  = percepatan

Persamaan garis ini terdiri dari titik-titik  $x_j, y_j$  dimana :

$X_j = a_j$  = percepatan gempa ke  $-j$

$j$  = nomor urut kejadian gempa yang disusun dari  $M$  terkecil.

$N$  = jumlah data

$$y_j = \ln(-\ln G(M_j)) = \ln\left(-\ln\left(\frac{j}{N+1}\right)\right)$$

Oleh karena titik-titik ini selalu membentuk garis lurus, maka digunakan *least square* untuk menentukan garis yang paling tepat :

$$A = \frac{\sum y_j \cdot \sum x_j^2 - \sum x_j \sum x_j \cdot y_j}{n \sum x_j^2 - (\sum x_j)^2} \dots\dots\dots (3.24)$$

$$B = \frac{n \sum x_j \cdot y_j - \sum x_j \sum y_j}{n \sum x_j^2 - (\sum x_j)^2} \dots\dots\dots(3.25)$$

Hubungan  $T$  (periode ulang) dengan  $a$  (percepatan)

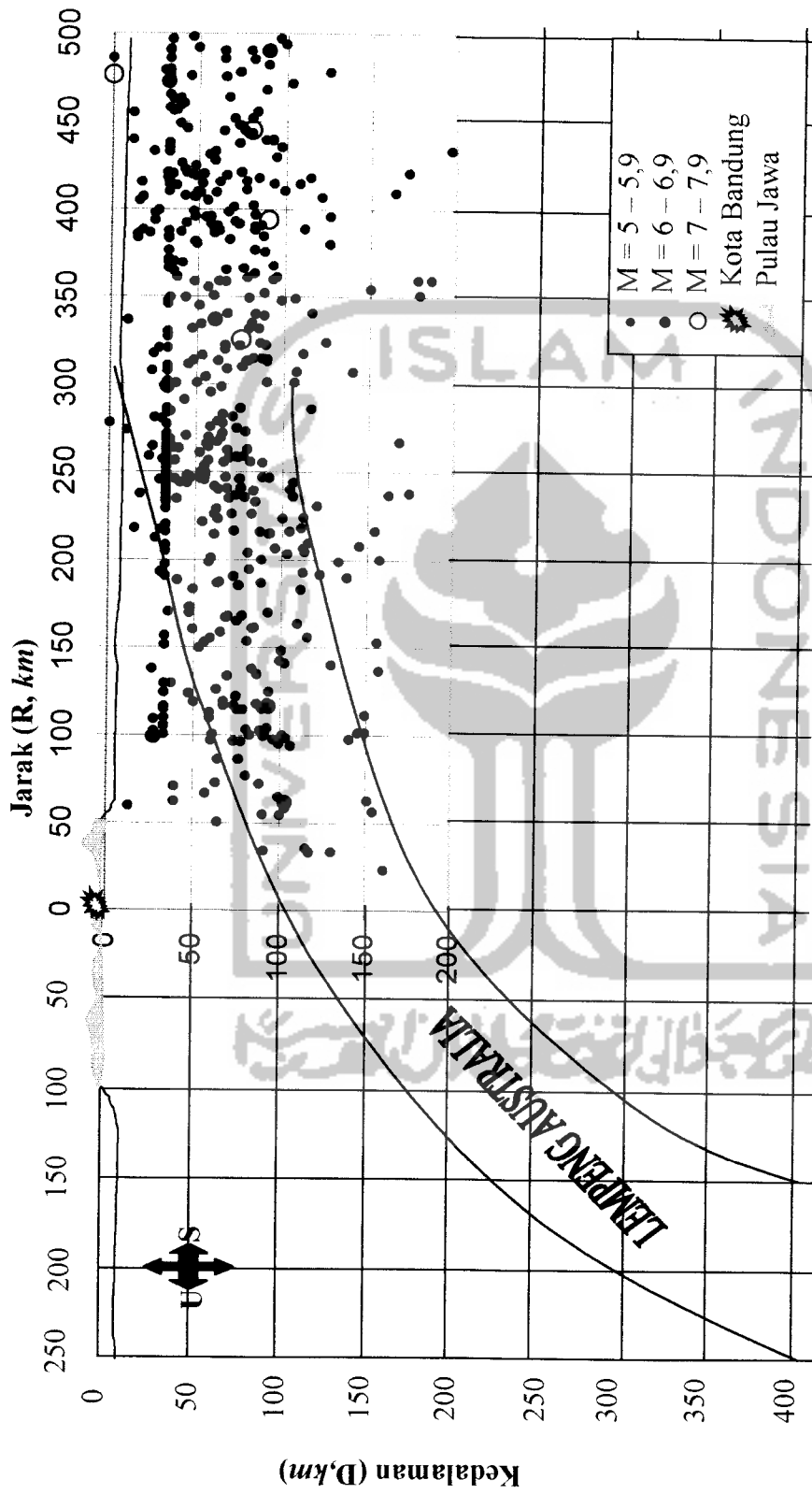
$$a = \frac{\ln(T \cdot \alpha)}{\beta} \dots\dots\dots(3.26)$$

Dalam buku-buku statistik persyaratan penggunaan distribusi gumbel adalah data yang dianalisis mempunyai koefisien kemiringan  $\gamma_1 = C_s = 1.1396$  dan mempunyai koefisien kurtosis  $\gamma_2 = C_k = 5.4002$ . namun dalam analisis tentang kejadian gempa persyaratan ini tidak selalu diterapkan.

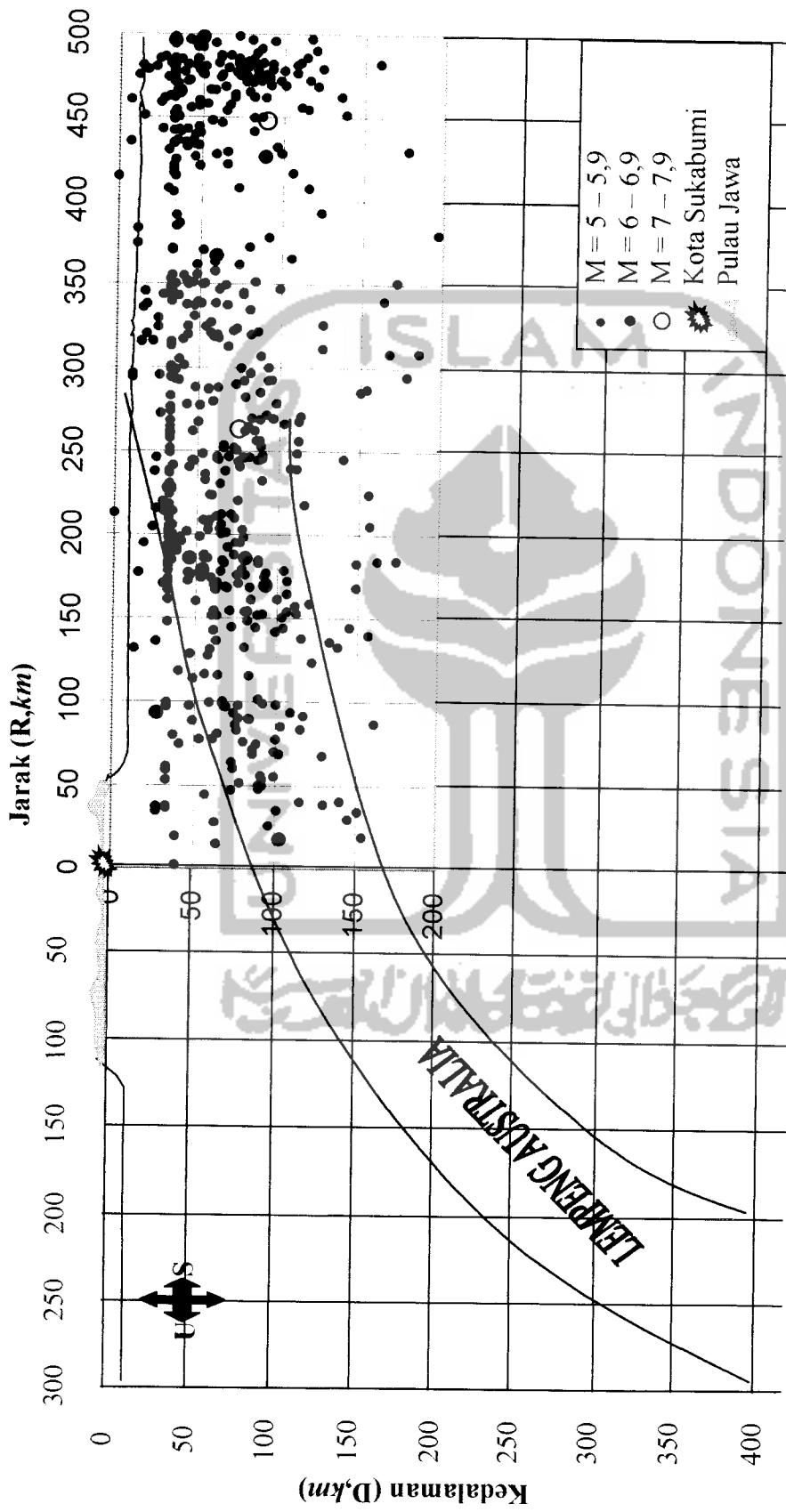
### 3.7 Uji Jenis Kejadian Gempa

Sebelum dilakukan analisis dengan fungsi atenuasi Youngs diperlukan uji kejadian gempa. Uji ini dilakukan untuk mengetahui tipe sumber terjadinya gempa pada daerah interface atau intraslab, karena pada fungsi atenuasi Youngs diperhitungkan nilai  $Z_i$ , dimana merupakan parameter terjadinya gempa. Nilai  $Z_i = 0$  adalah untuk kejadian gempa pada daerah interface, sedangkan nilai  $Z_i = 1$  untuk kejadian gempa pada daerah intraslab.

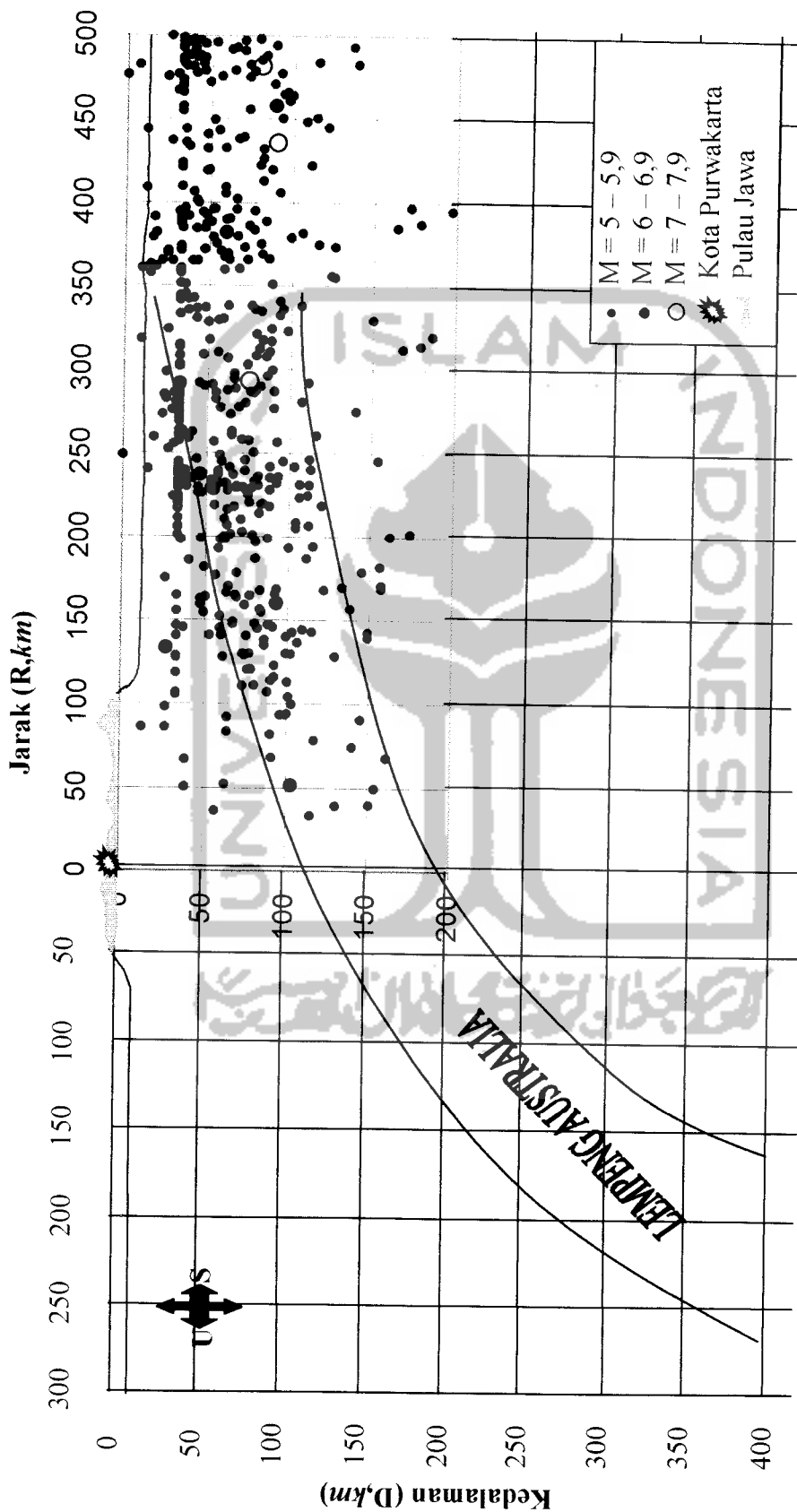
Hasil pengeplotan kejadian gempa pada daerah subdaksi untuk kota Bandung, Sukabumi, Purwakarta dan Tasikmalaya dapat dilihat pada Gambar 3.11, 3.12, 3.13 dan Gambar 3.14. Dan dari hasil uji kejadian gempa tersebut dapat diambil kesimpulan bahwa sebagian besar gempa terjadi pada daerah intraslab, sehingga untuk analisis yang menggunakan fungsi atenuasi Youngs nilai  $Z_i$  sama dengan satu.



Gambar 3.11 Grafik Uji jenis kejadian gempa untuk Kota Bandung

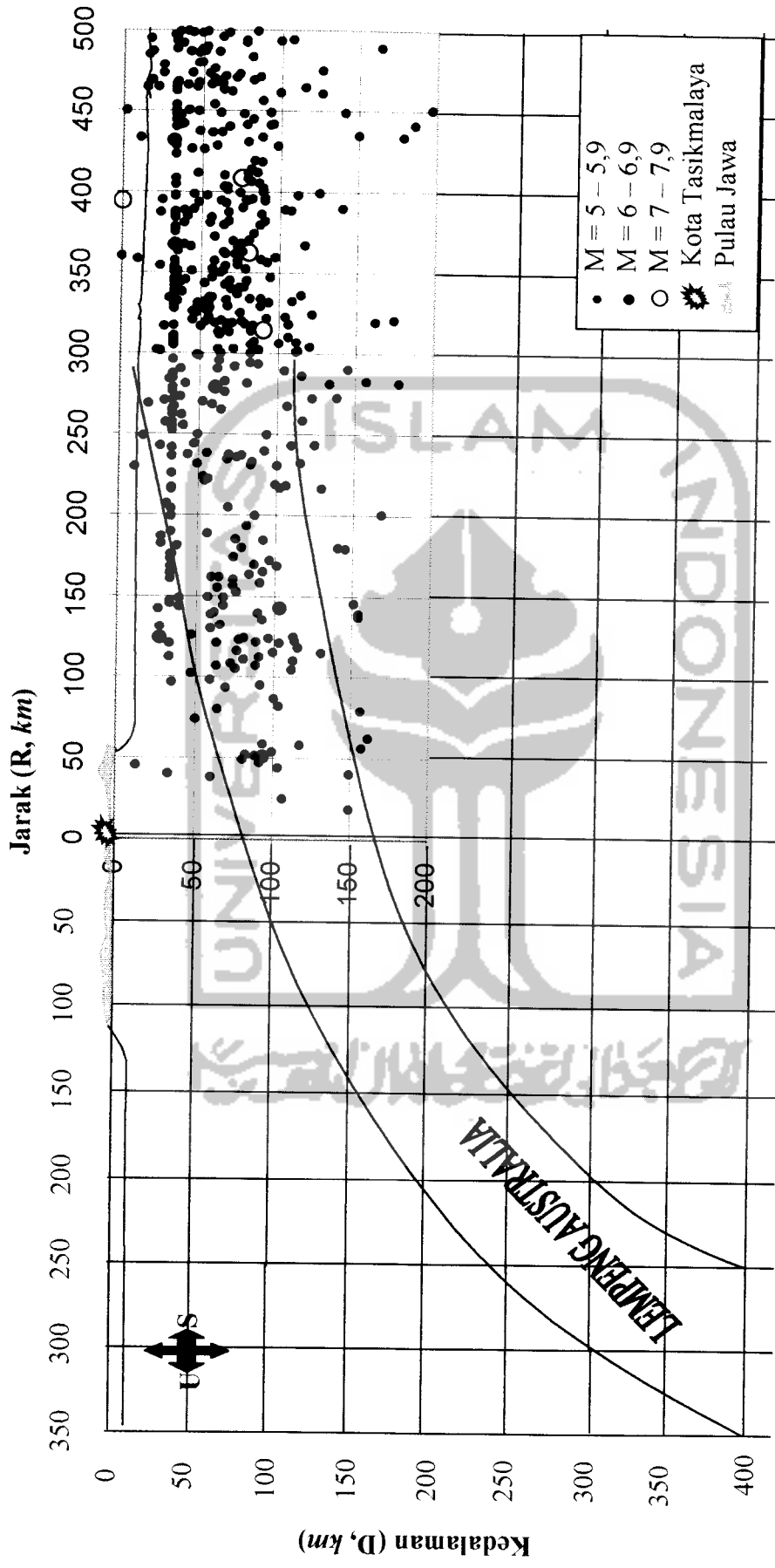


Gambar 3.12 Grafik Uji jenis kejadian gempa untuk Kota Sukabumi



Gambar 3.13 Grafik Uji jenis kejadian gempa untuk Kota Purwakarta





Gambar 3.14 Grafik Uji jenis kejadian gempa untuk Kota Tasikmalaya