

DISTRIBUSI SPASIAL DAN TEMPORAL PARAMETER SEISMOTEKTONIK SEBAGAI INDIKASI TINGKAT AKTIVITAS KEGEMPAAN DI WILAYAH PAPUA

SPATIAL AND TEMPORAL VARIATION OF SEISMOTECTONIC AS AN INDICATOR OF SEISMIC ACTIVITY IN PAPUA REGION

Supriyanto Rohadi

Puslitbang BMKG, Jl. Angkasa I No.2, Jakarta 10720

E-mail: srohadi@yahoo.com

Naskah masuk: 27 Mei 2015; Naskah diperbaiki: 16 Desember 2015; Naskah diterima: 22 Desember 2015

ABSTRAK

Zona subduksi *megathrust* merupakan wilayah potensial untuk terjadi gempa bumi besar. Untuk memahami proses yang mengontrol gempa bumi besar diperlukan pengetahuan mengenai bagaimana karakteristik pertemuan antar lempeng tektonik dan variasi kegempaan spasialnya. Gempa bumi Papua 4 Januari 2009, magnitudo 7,6 (katalog BMKG), merupakan contoh gempa bumi pada zona *megathrust*. Mekanisme sumber gempa bumi ini adalah patahan *trusting* di perbatasan lempeng sepanjang barat-laut pesisir pantai Papua. Wilayah Papua dikenal memiliki aktivitas kegempaan yang tinggi, sehingga diperlukan tindakan mitigasi terhadap bencana gempa bumi. Salah satu usaha mitigasi bencana gempa bumi adalah dengan memetakan wilayah rawan gempa bumi. Pemetaan wilayah rawan gempa bumi diantaranya dilakukan dengan memetakan variasi parameter seismotektonik dari *relasi* Gutenberg-Richter. Analisa parameter seismotektonik secara spasial dan temporal pada penelitian ini menggunakan data gempa bumi dari katalog Badan Meteorologi Klimatologi dan Geofisika (BMKG) dan *National Earthquake Information Center (NEIC)*, tahun 1973 - 2008, dengan batas 10° LS - 4° LU dan 130° BT - 142° BT dengan magnitudo terkecil 2,9. Data gempa bumi ($M_w > 6$) yang berasal dari katalog BMKG mulai dari tahun 2009 hingga 2014 digunakan sebagai verifikasi. Dari analisis menggunakan software *ZMAP* diperoleh variasi nilai-*b* berkisar antara 0,5 – 1,5, variasi nilai-*a* berkisar antara 3,5-8,5, sedangkan periode ulang gempa bumi dengan magnitudo 6,8 secara umum adalah berkisar antara 5-32 tahun.

Kata kunci: *megathrust*, eismo-tektonik, gempa bumi, Papua

ABSTRACT

Megathrust subduction zone is an area that potentially causes large earthquakes. To understanding the processes that control the massive earthquake requires a knowledge about the characteristics of the junction between the tectonic plates and spatial variations of the seismicity. Papua earthquake on January 4, 2009, with 7,6 magnitude (based on BMKG catalogue), is an example of an earthquake that occurred in that zone. The earthquake source mechanism is trusting fault in the plate boundary along the north western coast of Papua. Papua region is known to have high seismic activity, so it is important to conduct necessary action of mitigation of the earthquake disaster. One of the mitigation efforts is to map the earthquake disaster-prone areas. Mapping of earthquake prone area is conducted by mapping the variation of seismotectonic parameters of the Gutenberg-Richter relation. Analysis of spatially and temporally variation of seismotectonic in this study was using data from the earthquake catalogue of Agency for Meteorology Climatology and Geophysics (BMKG) and the National Earthquake Information Center (NEIC), from 1973 to 2008, with a limit of 10° S- 4° N and 130° E- 142° E, the lowest magnitude is 2,9. Earthquake data ($M_w > 6$) from 2009 to 2014 of the BMKG catalogue were used as verification. From the analysis using ZMAP software, b-value variation ranged between 0.5-1.5 and the a-values variation ranged from 3.5 to 8.5 were obtained, where as a return period of earthquakes with a magnitude of 6.8 in general is between 5-32 years.

Keywords: *megathrust, seismo-tectonic, earthquake, Papua*

1. Pendahuluan

Secara tektonik wilayah Papua terdiri dari beberapa sesar aktif dan merupakan batas konvergen atau zona

subduksi lempeng sehingga memiliki aktivitas kegempaan tinggi. Wilayah ini menarik tidak hanya kegempaan yang tinggi tetapi juga kompleksitas yang timbul dari kombinasi berbagai proses geologi.

Tipe dari batas lempeng wilayah ini dicirikan oleh subduksi lempeng dibawah lempeng lain sehingga mengakibatkan proses geologi yang aktif, dimana sebagian besar gempabumi besar terjadi di pertemuan antar lempeng ini. Oleh karena itu penting dari sudut pandang bencana gempabumi untuk memahami proses dan interaksi yang mengontrol kegempaan di zona subduksi.

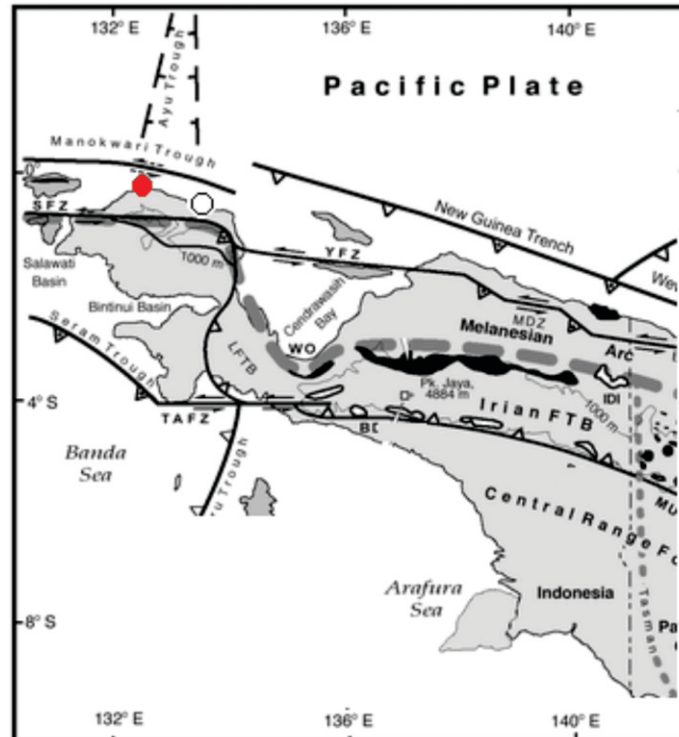
Gempabumi besar 4 Januari 2009 (Gambar 1) memiliki posisi episenter berada sekitar 400 km sebelah barat dari gempabumi yang terjadi pada 17 Februari 1996, magnitudo 8,2. Gempabumi ini terjadi akibat pergerakan sesar Sorong, sesar Sorong termasuk sesar aktif yang membentang mulai dari Kepala Burung, Maluku hingga timur Pulau Sulawesi.

Untuk mengetahui dinamika tektonik wilayah Papua pada penelitian ini digunakan relasi sederhana *frequency magnitudo distribution* (FMD) [1] untuk mengetahui kondisi tektonik dan aktivitas kegempaan. Fokus utama dari penelitian adalah pada penentuan dan analisis parameter seismotektonik atau yang dikenal dengan nilai-b dan nilai-a. Hal ini merujuk bahwa distribusi variasi nilai-b pada beberapa daerah gempa (*seismic regime*) dan interpretasinya menjadi bidang yang aktif diteliti banyak ahli kegempaan.

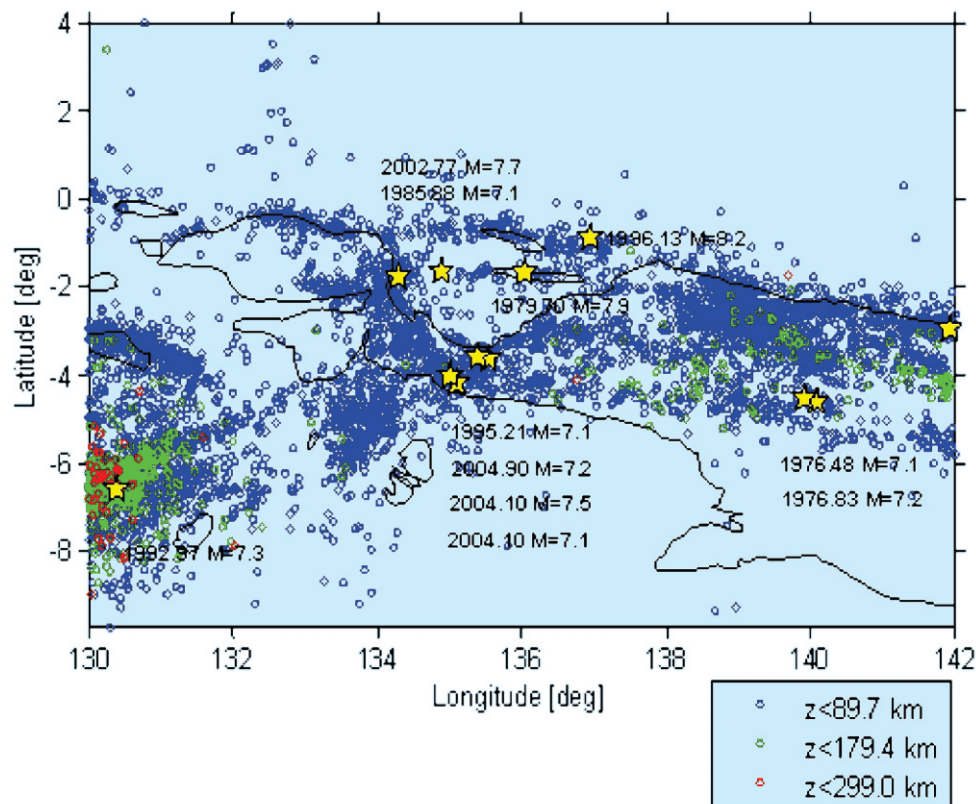
Beberapa peneliti menyimpulkan bahwa nilai parameter seismotektonik tidak bervariasi secara sistematis pada berbagai regim aktif gempabumi. Beberapa peneliti sebelumnya [2,3,4] menunjukkan bahwa nilai-b bervariasi secara signifikan di beberapa zona patahan dan pada jangka waktu tertentu. Dari pengamatan variasi spasial nilai-b, diketahui bahwa nilai-b mencerminkan aktivitas *stress* lokal, dimana secara statistik perubahan nilai-b yang signifikan telah teramati di beberapa *regime stress* seperti zona subduksi lempeng dan zona patahan.

Penelitian ini dilakukan pada wilayah Papua dimana merupakan wilayah aktif gempabumi, tujuannya untuk mengetahui pola kegempaan dan potensi gempabumi di wilayah tersebut kedepannya. Selain itu penelitian ini juga bertujuan untuk memahami arti fisis dari variasi nilai-b serta implikasinya di wilayah aktif gempabumi terutama zona subduksi.

Tatanan Tektonik. Bagian Timur wilayah Indonesia ditandai oleh tektonik yang kompleks dimana pergerakan patahan-patahan kecil sebagai bentuk akomodasi skala besar dari konvergensi lempeng Eurasia, lempeng Pasifik dan lempeng Australia. Pada model tektonik lempeng skala global yang tidak terbagi menjadi skala yang lebih kecil, maka lokasi dari gempabumi Manokwari dapat dipandang berada pada perbatasan lempeng Pasifik dan lempeng Australia [5].



Gambar1. Tektonik Papua [5] dan plot episenter gempabumi Manokwari, 4 Januari 2009 (lingkaran merah) dan gempabumi yang terjadi pada 17 Februari 1996 (lingkaran putih).



Gambar 2. Plot gempa bumi dengan kedalaman sumber dangkal dan menengah di wilayah Papua, tahun 1973 - 2007, dari katalog BMKG & NEIC.

Lempeng pasifik bergerak menuju arah barat daya mengacu pada lempeng Australia dengan kecepatan 110 mm/tahun [6]. Apabila dilihat dari mekanisme fokal gempa bumi di wilayah ini umumnya konsisten dengan litosfer lempeng Pasifik yang mengalami subduksi dibawah lempeng litosfer Australia. Zona subduksi sepanjang pantai barat-laut pantai New Guinea di dicirikan oleh suatu *trench* (palung) di lepas samudera. Gempabumi besar yang terjadi umumnya menunjukkan dengan baik terjadi di zona inklinasi kegempaan (*Wadati-Benioff Zone*).

2. Metode Penelitian

Data gempa bumi berasal dari katalog *NEIC* wilayah Papua, meliputi batas 10° LS - 4,0° LU dan 130° BT - 142° BT, kurun waktu Januari 1973 - Juni 2008. Data gempa bumi dari katalog BMKG mulai Januari 2009 hingga Desember 2014 sebagai validasi metode penelitian. Data gempa bumi katalog *NEIC* berjumlah 7958 dengan magnitudo terkecil 2,9 setelah dilakukan de-kluster katalog jumlahnya menjadi 5761 gempa bumi. Dekluster data gempa bumi bertujuan untuk menghilangkan pengaruh *aftershock* sehingga diperoleh gempa bumi yang *independent*. Pada penelitian ini perhitungan parameter seismotektonik dilakukan menggunakan magnitudo gelombang badan.

Table 1. Gempabumi di wilayah Papua dengan magnitudo $\geq 7,2$ (1973 - 2008).

No.	Jam	Mnt	Tgl/Bln/Thn	Ltg.	Bjr.	Ked.	Mag.
1.	2	51,13	29/10/1976	-4,52	139,92	33	7,2
2.	5	17,86	12/09/1979	-1,68	136,04	5	7,9
3.	20	52,79	20/12/1992	-6,58	130,39	77	7,3
4.	5	59,51	17/02/1996	-0,89	136,95	33	8,2
5.	10	50,34	10/10/2002	-1,76	134,30	10	7,7
6.	2	42,59	07/02/2004	-4,00	135,02	10	7,5
7.	2	25,06	26/11/2004	-3,61	135,40	10	7,2

Pengolahan Data. Tahapan utama pengolahan data meliputi :

- Seleksi data dan penyeragaman magnitudo (mb) dan dekluster katalog.
- Plot distribusi frekuensi magnitudo untuk melihat kelengkapan data sehingga diketahui kelengkapan magnitudo (Mc).
- Perhitungan nilai-b, nilai-a, periode ulang menggunakan program *ZMAP* [7].

Wilayah penelitian dibagi menjadi grid-grid dan parameter seismotektonik dihitung dengan radius konstan atau jumlah gempa bumi konstan, jumlah gempa bumi N=80 atau radius konstan 110 km dan grid pengolahan data 0,1° x 0,1°.

Relasi Gutenberg-Richter. Metode untuk menentukan nilai parameter seismik dan tektonik suatu wilayah adalah dengan relasi Gutenberg-Richter yang dituliskan sebagai :

$$\log n(M) = a - bM \quad (1)$$

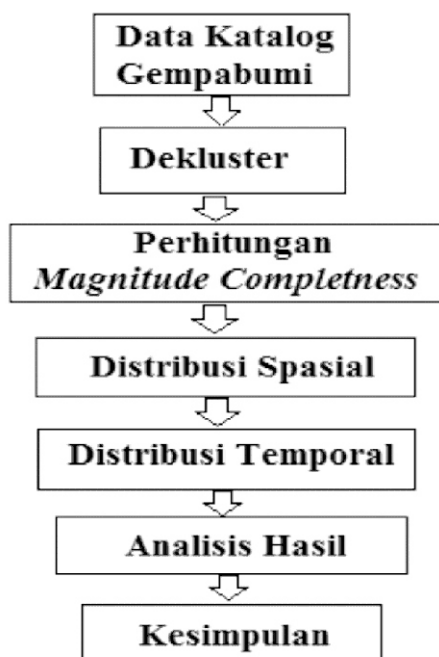
dimana $n(M)$ adalah jumlah gempabumi dengan magnitudo M . Nilai- a merupakan parameter seismik yang menunjukkan tingkat aktivitas kegempaan dan besarnya bergantung pada periode observasi dan luas wilayah. Nilai- b merupakan parameter tektonik, nilai- b biasanya mendekati 1 dan menunjukkan potensi relatif dari gempabumi besar dan gempabumi kecil. Nilai- b dapat ditentukan dengan metode *least square* atau maksimum *likelihood* [8] menggunakan persamaan (2), yaitu:

$$b = \frac{\log e}{\bar{M} - M_{\min}} = \frac{0.4343}{\bar{M} - M_{\min}} \quad (2)$$

Dimana $\bar{M}$ adalah magnitudo rata-rata dan $M_{\min}$ adalah magnitudo minimum. Standar deviasi menggunakan formula dari [9] sebagai berikut :

$$\delta b = 2.30b^2 \sqrt{\sum_{i=1}^n (M_i - \bar{M})^2 / n(n-1)} \quad (3)$$

dimana n adalah jumlah gempabumi pada sampling perhitungan. Tahapan pengolahan data secara garis besar seperti pada Gambar 3.



Gambar3. Diagram pengolahan data *Magnitudo Completeness* (Mc)

Tahapan pertama pengolahan data adalah menentukan *magnitudo completeness* (Mc) dan membuang gempabumi dengan magnitudo lebih kecil Mc, selanjutnya dilakukan perhitungan nilai- b menggunakan metode maksimum *likelihood* [8, 10]. Perhitungan dilakukan dengan pemilihan panjang radius untuk menentukan penyebaran spasial guna mendapatkan smoothing nilai- b yang masih dapat ditoleransi.

Dalam penelitian ini Mc ditentukan menggunakan kombinasi terbaik antara maksimum *curvature* dan 95% interval kepercayaan untuk seluruh data gempabumi di wilayah Papua. Pemilihan Mc sangat mempengaruhi nilai- b karena perubahan Mc mengakibatkan perubahan jumlah gempabumi yang disertakan dalam perhitungan, sehingga diperlukan deskripsi Mc yang akurat.

Variasi Nilai- b Terhadap Ruang. Variasi spasial nilai- b telah diteliti pada sejumlah wilayah aktif gempabumi oleh beberapa ahli kegempaan. Pengamatan nilai- b pada ruang menggambarkan *stress* efektif [11]. Secara statistik perubahan nilai- b telah teramati pada pertambangan bawah tanah, berbagai wilayah gempabumi (*regime stress*) [12], sepanjang zona patahan [12], zona vulkanik [13] dan pada zona *aftershock* [14]. Nilai- b digunakan untuk memetakan asperity dan menghitung periode ulang gempabumi [15]. Penelitian statistik kegempaan menggunakan distribusi nilai- b terhadap kedalaman untuk mengetahui anomali struktural dan tingkat *stress* di kerak dan mantel bagian atas [16].

Variasi Nilai- b Terhadap Waktu. Penelitian secara sistimatis telah dilakukan untuk menguji potensi variasi perubahan nilai- b sebagai *precursor* gempabumi pada jangka waktu pendek, menengah dan panjang. Hasil penelitian menunjukkan bahwa gempa-gempa sering kali didahului peningkatan nilai b pada jangka menengah, diikuti dengan penurunan pada jangka waktu minggu hingga bulan sebelum gempabumi besar [17]. Analisis nilai- b juga digunakan untuk meneliti variasi temporal nilai- b untuk *foreshock* selama beberapa jam-hari sebelum gempabumi utama [18,19]. Peneliti lain [19] mendapatkan hasil yang konsisten baik dari katalog regional maupun global yaitu bahwa nilai- b *foreshock* turun drastis hingga sekitar 50%. Penelitian dengan menggunakan data gempabumi Central Amerika dari PDE (*Preleminay Determination Epicenter*) menemukan bukti yang mendukung hipotesis bahwa terdapat penurunan nilai- b secara signifikan sebelum terjadinya gempabumi besar [20].

Perhitungan dan pemetaan parameter seismotektonik menggunakan *software ZMAP*, dimana nilai- b dihitung menggunakan luasan lingkaran yang berpusat pada

node (pusat grid). Perhitungan variasi nilai-b terhadap waktu biasanya menggunakan metode *sliding time window*. Sejumlah gempabumi dipilih dari suatu katalog, selanjutnya nilai-b dihitung untuk N gempabumi. Kemudian *window* digeser dengan jumlah gempabumi tetap dan seterusnya nilai-b dihitung untuk sejumlah gempabumi berikutnya dan proses diulang hingga gempabumi yang terakhir. Perhitungan nilai-b dilakukan dengan cara *overlap*. Sebagai contoh b(t) dihitung dari data gempabumi dari katalog *NEIC* menggunakan *sliding window* yang terdiri dari 50 gempabumi dan setiap 5 gempabumi digeser. Pemilihan dari jumlah gempabumi didalam *window* dikompromikan antara resolusi waktu dan efek *smoothing* dari *window* yang lebar [5]. Beberapa uji dilakukan dengan memvariasikan jumlah gempabumi di dalam *window* misalnya 75, 100, dan 200.

3. Hasil dan Pembahasan

Dari perhitungan diperoleh bahwa M_c bervariasi terhadap waktu, yaitu berkisar 4 hingga 5,2 dimana variasi sejak tahun 1995 relatif lebih rendah dari tahun sebelumnya. Nilai M_c menunjukkan bahwa jaringan seismograf yang ada mampu merekam gempabumi pada magnitudo tersebut dengan baik. Selain variasi M_c terhadap waktu juga didapatkan variasi spasial M_c di wilayah Papua (Gambar 4), dimana M_c yang relatif rendah yaitu sekitar 4 terdapat di sekitar Biak, kepulauan Kai dan pegunungan Jaya Wijaya, sedangkan M_c yang relatif tinggi di Jayapura dan laut Banda yaitu sekitar 5.

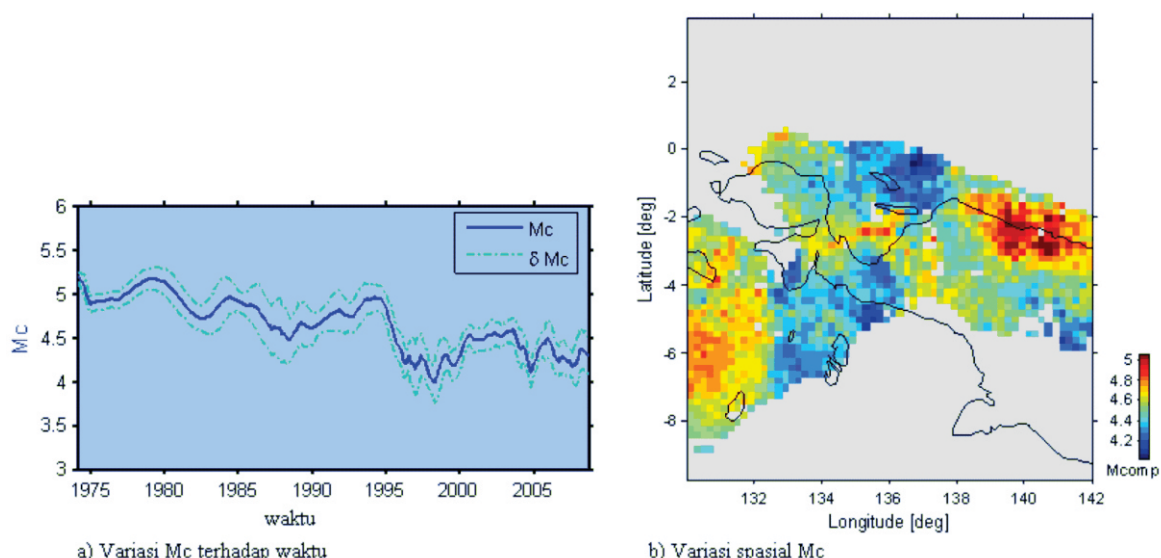
Distribusi Frekuensi-Magnitudo. Distribusi frekuensi magnitudo (Gambar 5) menggambarkan distribusi katalog tentang bagaimana hubungan magnitudo dan jumlah gempabumi yang terjadi. Hasil

dari penelitian FMD menunjukkan bahwa terdapat beberapa hal yang menarik diantaranya bahwa hasil nilai FMD untuk keseluruhan wilayah menggunakan metode maksimum *likelihood* diperoleh nilai-b 0,982 dengan standar *error* 0,02 dan nilai-a 7,97. Dari distribusi frekuensi magnitudo diketahui kelengkapan magnitudo (M_c) katalog 4,7 yang berarti bahwa katalog *NEIC* memiliki magnitudo terkecil 4,7 yang masih memenuhi linieritas terhadap relasi FMD. Secara umum wilayah Papua memiliki nilai-b yang sedikit lebih rendah dibandingkan nilai-b global hasil penelitian sebelumnya di wilayah yang luas didapatkan nilai-b mendekati satu [9]. Sedangkan nilai-a menyiratkan tingkat keaktifan gempabumi, dengan nilai-a 7,97 berarti wilayah Papua memiliki keaktifan kegempaan yang tinggi seperti hasil penelitian Shi dan Bolt [9].

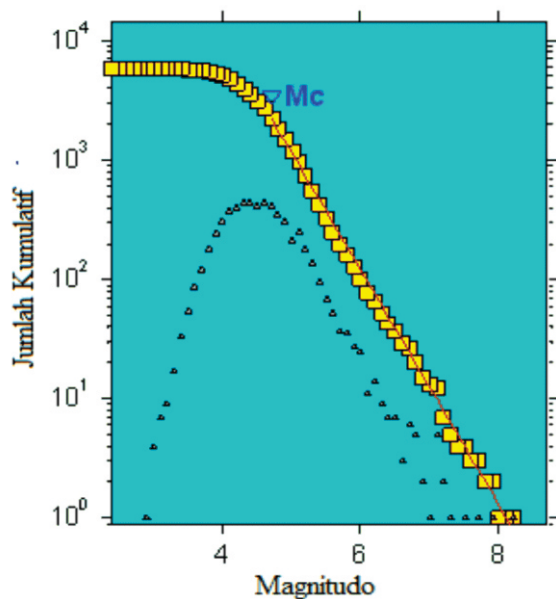
Kumulatif Gempabumi dan Moment Release.

Gambar (6.a) menunjukkan distribusi waktu dari jumlah kumulatif dari gempabumi dan (6.b) menunjukkan *moment release* kumulatif. Gambar 6 tersebut menunjukkan kondisi yang relatif *steady* kejadian gempabumi besar dan kadang bertambah dalam jumlah total dari gempabumi yang terekam. Dari gambar *moment* kumulatif menunjukkan semi periodik sekitar 15 tahun dan *moment release* melonjak tajam pada tahun 1996.

Variasi Spasial Parameter Seismotektonik. Pada penelitian ini pemetaan FMD untuk mengetahui *regime stress* di sepanjang patahan atau zona subduksi untuk mengidentifikasi adanya akumulasi *stress* (*asperity*). Oleh karena untuk kegempaan dengan magnitudo rendah terdapat korelasi antara variasi spasial dari nilai b dan static *stress drop*, *apparent stress* dan *dynamic stress* [21].



Gambar 4. Variasi perubahan M_c vs waktu dan Variasi spasial dari M_c dimana M_c terbesar sekitar 5.



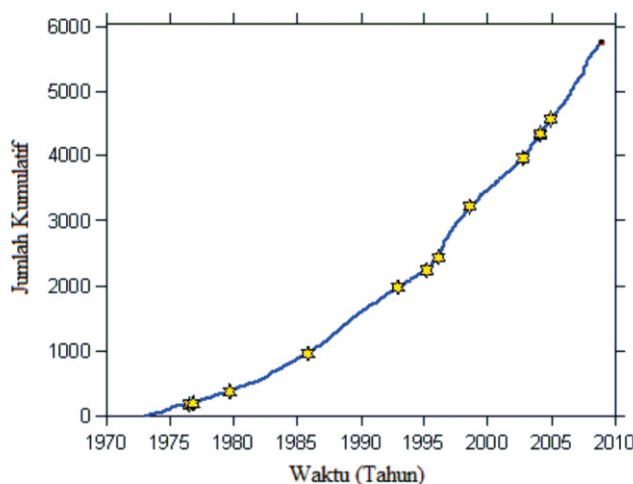
Gambar 5. Distribusi frekuensi-magnitudo menggunakan metode Maksimum Likelihood, nilai-b adalah 0,982 $\pm$ 0,02 dan nilai-a 6,41, serta *magnitude completeness* 4,7.

Pada Gambar 7.a, dari keseluruhan kegempaan nilai-b di wilayah Papua yaitu 0,982. sedangkan variasi spasial berkisar antara 0,5-1,5. Nilai-b yang rendah (0,5) didapatkan antara lain di Kaimana-Nabire, Biak-Manokwari dan Wamena-pegunungan Jaya wijaya.

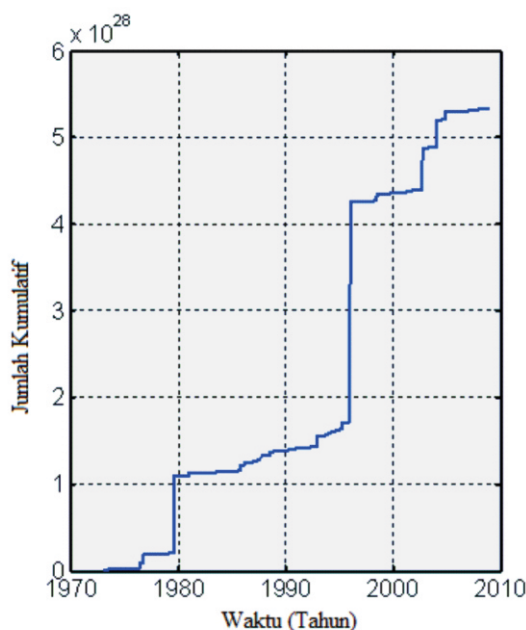
Nilai-b yang tinggi (1,5) ditemukan di Kepulauan Tanimbar (Laut Banda), Teluk Bentuni, Tembagapura dan Jayapura. Nilai-b yang tinggi teramati di wilayah yang umumnya memiliki potensi kecil dari kemungkinan terjadinya gempa bumi besar.

Menurut Cloos, dkk.[1] bahwa nilai-b berkisar antara 0,45 hingga 1,50 untuk berbagai daerah gempa bumi di dunia. Peneliti lain Urbancic dkk.[22] menghitung nilai-b untuk 11 daerah gempa bumi di dunia dan mengamati bahwa nilai-b adalah antara 0,75 dan 0,85. Penelitian akhir-akhir ini menyiratkan bahwa nilai-b berubah dari 0,53 hingga 1,19 untuk berbagai wilayah di dunia. Analisis nilai-b terbesar di kerak samudera [23], rata-rata nilai-b adalah 0,64 untuk zona subduksi oceanic dan 0,98 untuk *mid-oceanic ridges*.

Pola variasi spasial nilai-a tidak jauh berbeda dengan nilai-b dimana nilai-a berkisar 3,5-8,5 (Gambar 7.b). Nilai-a yang tinggi mengindikasikan bahwa di wilayah ini tingkat keaktifan kegempaan tinggi, seperti di laut Banda, selat Bintuni dan Jayapura. Di Papua *locking* kemungkinan terjadi di sepanjang batas subduksi dan gempa bumi besar berpeluang terjadi di zona dengan *locking* yang kuat karena akumulasi *stress* tinggi. Tantangan menarik untuk diteliti dalam analisis zona bencana gempa bumi adalah dalam menentukan delineasi geologi zona tersebut.

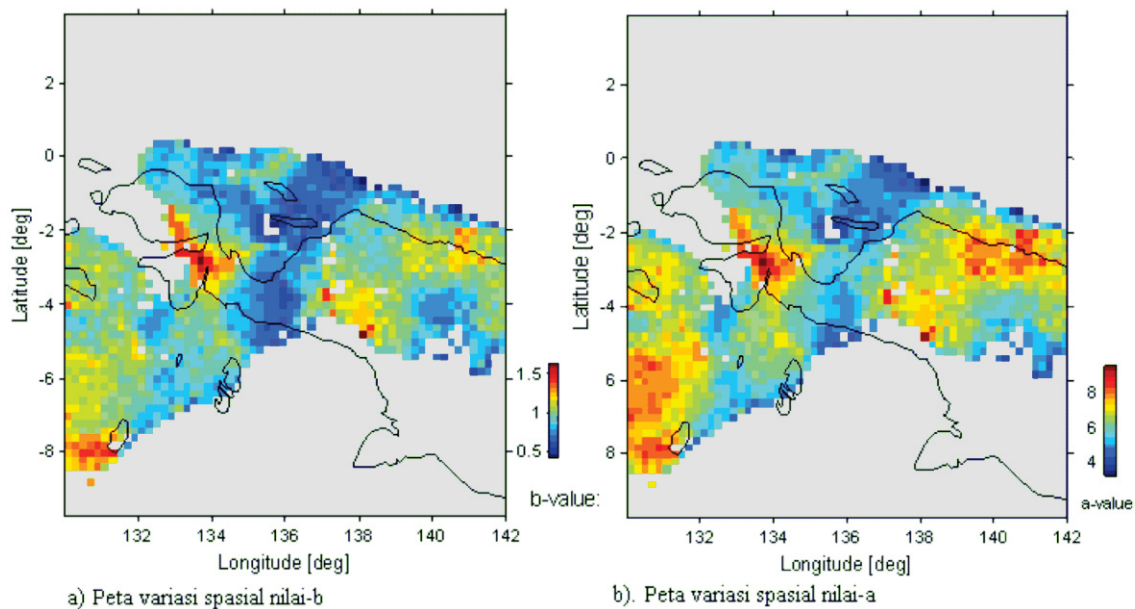


a) Jumlah Kumulatif Gempabumi

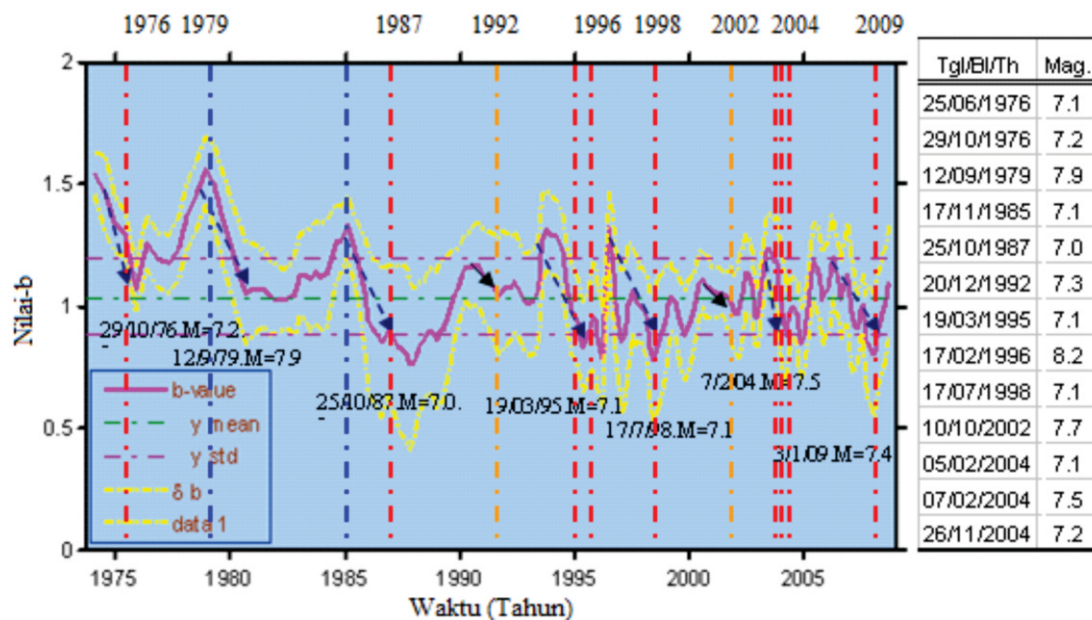


b) Moment Release Kumulatif

Gambar 6. a) Plot jumlah kumulatif gempabumi, b) Plot kumulatif *moment release* melonjak pada tahun 1996.



Gambar 7. a) Peta variasi spasial nilai-b di Papua dan sekitarnya, b) sama dengan a) tetapi untuk nilai-a.



Gambar 8. Variasi nilai-b terhadap waktu dengan *sample window* 100, jumlah minimum 50 dan *overlap* 4.

Variasi Temporal Nilai-b. Variasi temporal nilai-b berkisar antara 0,8-1,5, nilai-b secara umum menurun sebelum terjadinya gempabumi besar (Gambar 8). Penurunan nilai-b jelas tampak sebelum gempabumi tahun 1976, 1987, 1995, 1996, 1998, 2004 dan 2009. Gempabumi besar yang kurang jelas *precursor*nya adalah gempabumi pada tahun 1979, disini tampak adanya kenaikan nilai-b sebelum terjadi gempabumi tersebut. Gempabumi tahun 1985, tampak ada kenaikan sebelum gempabumi tersebut tetapi terdapat penurunan bila dilihat setelah gempabumi 1979. Gempabumi tahun 1992 dan 2002 didahului penurunan nilai-b tetapi dalam jangka pendek sebelum terjadinya kedua gempabumi tersebut. Hal ini mengindikasikan potensi adanya variasi nilai-b di

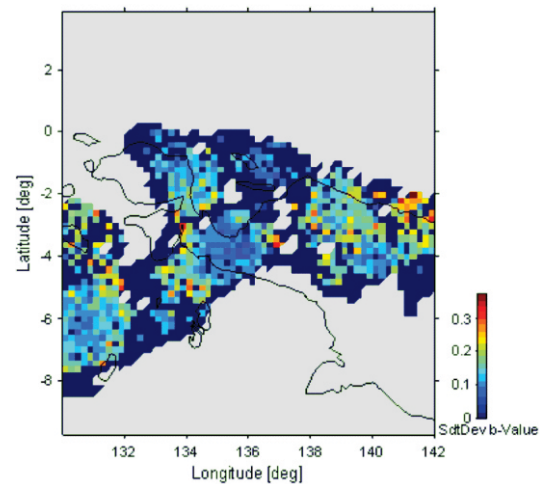
beberapa wilayah gempabumi mampu menjadi *precursor* sebelum terjadinya gempabumi besar. Oleh karena itu diperlukan penelitian lebih lanjut untuk menunjukkan konsistensi dari potensi variasi nilai-b sebagai *precursor* gempabumi besar.

Penelitian sistematis terdahulu telah dilakukan untuk menguji potensi dari perubahan nilai-b sebagai *precursor* gempabumi jangka pendek, jangka menengah dan jangka panjang. Hasilnya menunjukkan bahwa gempabumi gempabumi besar sering didahului oleh kenaikan b pada jangka menengah, diikuti penurunan dalam jangka waktu minggu hingga bulan sebelum gempabumi [15]. Gerstenberger, dkk.[16] telah melakukan studi variasi temporal nilai-b untuk

foreshock selama jam-hari sebelum gempabumi utama (*mainshock*). [17] menemukan baik dari katalog regional maupun katalog global bahwa nilai-*b* dari *foreshock* turun drastis sekitar 50%. Hasil analisis data kegempaan wilayah Central Amerika menemukan bukti yang mendukung hypothesis bahwa nilai-*b* turun signifikan sebelum terjadinya gempabumi besar [18].

Menurut Shi dan Bolt[9] menyatakan bahwa nilai-*b* memiliki hubungan yang jelas terhadap *stress* di dalam suatu volume batuan. Dalam eksperimennya, ia mengamati bahwa penurunan *b* berhubungan dengan kenaikan *stress* di dalam batuan. Pada penelitian akhir-akhir ini pada katalog global dan katalog regional yang berbeda menunjukkan bahwa nilai-*b* secara signifikan lebih rendah untuk gempabumi yang terkait dengan *thrust* dibandingkan dengan normal dan patahan *strike-slip* [3]. Karena tipe patahan secara langsung dibangkitkan oleh orientasi dan magitude pada regime *stress* suatu wilayah, hal ini membuktikan bahwa *stress* memiliki pengaruh pada *b*.

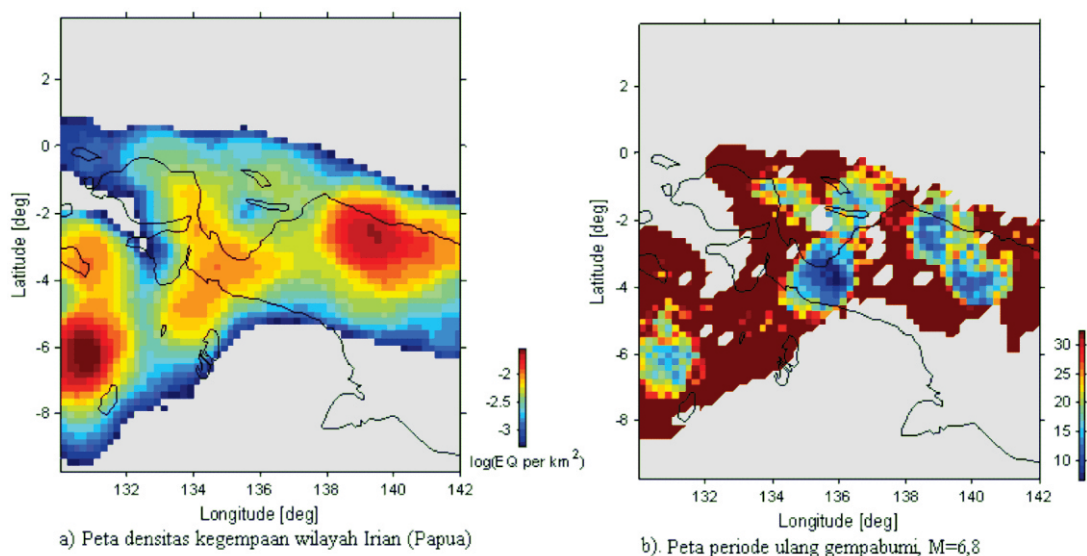
Standar Deviasi perhitungan Nilai-*b*. Standar deviasi dari perhitungan nilai-*b* berkisar antara 0 hingga 0,35 (Gambar 9). Standar deviasi yang besar biasanya disebabkan karena kurangnya data observasi. Oleh karena itu untuk menghindari deviasi yang besar atau timbulnya bias dalam perhitungan diperlukan jumlah data yang cukup. Jumlah data yang digunakan untuk memperoleh nilai-*b* minimal 50 gempa untuk perhitungan menggunakan metode maksimum *likelihood* [8]. Dalam penelitian ini dipilih 80 gempabumi untuk setiap perhitungan dalam satu gridnya.



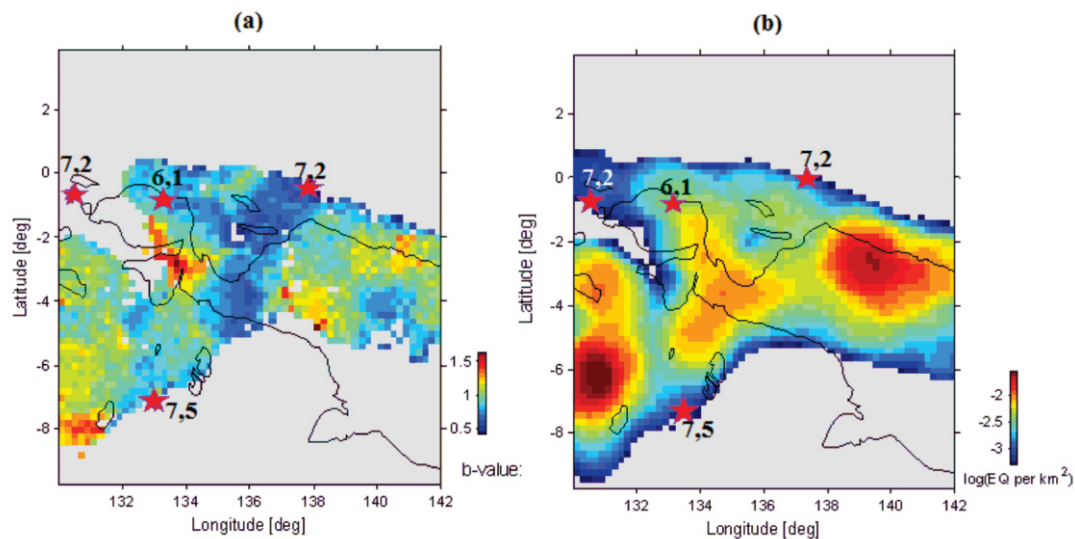
Gambar 9. Peta standar deviasi perhitungan nilai *b*.

Densitas dan Periode Ulang. Pada Gambar 10 a, tampak densitas kegempaan di wilayah Papua dimana daerah dengan densitas tinggi diantaranya laut Banda, dan Dabra, daerah densitas kegempaan sedang yaitu sekitar Nabire. Secara umum daerah dengan densitas rendah ada disekitar daerah dengan densitas kegempaan sedang dan tinggi. Peta densitas kegempaan ini dapat dipergunakan sebagai alternatif untuk peta rawan bencana (*hazard map*).

Gempabumi dengan magnitudo 6,8 (Gambar 10 b) di wilayah ini memiliki periode ulang yang berbeda-beda yaitu sekitar 8 hingga sekitar 32 tahun. Periode ulang gempabumi $M=6,8$ sekitar lima hingga sepuluh tahun meliputi sekitar Nabire, Wamena dan laut Banda. Sedangkan wilayah lain rata-rata memiliki periode ulang diatas 25 tahun.



Gambar 10. (a) Peta densitas kegempaan wilayah Papua, periode observasi (1973-2008), b) Peta densitas kegempaan wilayah Papua, periode analisis (1973-2008).



Gambar 11. (a) Peta *overlay* gempa bumi ($M_w > 6$) yang terjadi dari tahun 2009-2014 pada distribusi spasial nilai- b , (b) sama dengan (a) pada densitas kegempaan.

Tabel 2. Gempabumi dengan magnitudo > 6 yang terjadi di wilayah Papua.

No.	Tanggal	Lintang	Bujur	Kedalaman	M_w
1	6/3/2014	-0.25	133.46	51	6.1
2	6/12/2014	-0.49	130.51	156	7.2
3	6/12/2014	-0.45	138.53	64	7.2
4	6/13/2014	-7.48	133.38	60	7.5

Pada Gambar 11 ditunjukkan gempabumi besar dengan magnitudo lebih dari 6 yang terjadi di wilayah Papua. Pada gambar tersebut terlihat bahwa gempabumi besar terjadi terutama di zona batas perubahan nilai- b yang drastis dan juga di zona yang jumlah kegempaan sedikit. Pada Tabel 2 ditunjukkan secara lengkap posisi hiposenter dan waktu terjadinya gempabumi dengan magnitudo lebih dari 6 yang terjadi dari tahun 2009 hingga 2014 (Katalog BMKG).

4. Kesimpulan

Berdasarkan distribusi spasial parameter seismotektonik mengindikasikan bahwa wilayah dengan nilai- b rendah berpotensi terjadi gempabumi besar, sedangkan nilai- b yang tinggi mengindikasikan potensi kecil terjadi gempabumi besar.

Nilai- a yang tinggi mengindikasikan tingkat keaktifan kegempaan yang tinggi seperti di laut Banda, selat Bintuni dan Jayapura.

Nilai- b secara umum menurun sebelum terjadinya gempabumi besar. Gempabumi besar yang tidak ditandai penurunan nilai- b , misalnya gempabumi pada tahun 1979, kemungkinan pemilihan *window* ruang yang kurang tepat dan kemungkinan lain disebabkan rekaman gempabumi yang kurang lengkap.

Periode ulang gempabumi dengan magnitudo 6,8 sekitar 5 hingga 10 tahun berpotensi di sekitar Nabire, Wamena dan laut Banda.

Saran. Penambahan data katalog gempabumi agar diperoleh hasil distribusi nilai- b yang representatif untuk saat ini.

Ucapan Terima Kasih. Terimakasih kepada BMKG dan NEIC atas data katalog gempabumi, terimakasih kepada Wiemer & Wyss untuk pemakaian program aplikasi ZMAP.

Daftar Pustaka

- [1] M. Cloos, S. Benyamin; Van Ufford, A.Q. Weiland, R.J. Warren, P.Q. McMahon, and P. Timothy, Collisional delamination in New Guinea: The geotectonics of subducting slab breakoff. In: *Special Paper of the Geological Society of America*, Vol. 400, p. 1-51, 2005.
- [2] B. Gutenberg, and C.F. Richter, Earthquake magnitudo, intensity, energy and acceleration. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 32: 163-191, 1964.
- [3] D. Schorlemmer, S. Wiemer, and M. Wyss, Earthquake statistics at Parkfield, Stationarity of b -values, *J. of Geophys. Res.* 109, B12307, doi10.1029/2004-JB003234, 2004.
- [4] S.G. Wesnouski, C.H. Scholz, K. Shimazaki, and T. Matsuda, Earthquake frequency distribution and the mechanics of faulting. *J. Geophys. Res.*, **88**:9331-9340, 1983.
- [5] P. Nuannin, O. Kulhanek, and L. Persson, Spatial and temporal b value anomalies preceding the devastating off coast of NW Sumatra earthquake of December 26, 2004. *Geophys. Res. Lett.*, 32, L11307, 2005.

- [6] C. DeMets, R.G. Gordon, D.F. Argus, and S. Stein, Events of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions. *Geophys. Res. Lett.* 21:2191–94, 1994.
- [7] S. Wiemer, and M. Wyss, Mapping spatial variability of the frequency-magnitude distribution of earthquakes, *Adv. Geophys.*, 45, 259–302, 2002.
- [8] T. Utsu, A method for determining the value of b in the formula $\log N = a - bM$ showing the magnitude-frequency relation for earthquakes, *Geophys. Bull. Hokkaido Univ.*, 13: 99-103, 1965.
- [9] Y. Shi, and B.A. Bolt, The standard error of the magnitude-frequency b value, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 72, 1677-1687, 1982.
- [10] K. Aki, Maksimum likelihood estimate of b -values in the formula $\log N = A - bM$ and its confidence limits, *Bull. Earthquake Res. Inst., Tokio Univ.* 43, 237- 240, 1965.
- [11] C.H. Scholz, The frequency-magnitude relation of microfracturing in rock and its relation to earthquakes. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 58: 399-415, 1968.
- [12] T.I. Urbancic, C.I. Trifu, J.M. Long, and R.P. Young, Space-time correlation of b values with stress release, *PAGEOPH.*, 139 (3/4), 449-462, 1992.
- [13] M. Wyss, F. Klein, K. Nagamine, and S. Wiemer, Anomalously high b values in the South Flank of Kilauea volcano, Hawaii: evidence for the distribution of magma below Kilauea's East rift zone, *J. Volcan. Geotherm. Res.*, 106, 23-37, 2001.
- [14] S. Wiemer, and M. Wyss, Mapping the frequency-magnitude distribution in asperities: an improved technique to calculate recurrence times, *J. Geophys. Res.*, 102, 15115-15128, 1997.
- [15] S. Wiemer, and K. Katsumata, Spatial variability of seismicity parameters in aftershock zones, *J. Geophys. Res.*, 104 (13), 13,135-13,151, 1999.
- [16] M. Gerstenberger, S. Wiemer, and D. Giardini, A systematic test of the hypothesis the b -value varies with depth in California, *Geophys. Res. Letts.*, 28 (1), 57-60, 2001.
- [17] P.R. Sammond, P.G. Meredith, and I.G. Main, Role of pore fluid in the generation of seismic precursors to shear fracture, *Nature*, 359, 228-230, 1992.
- [18] G.m. Molchan, and O. Dmitriev Dynamic of magnitude-frequency relation of foreshock, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 61, 99-112, 1990.
- [19] G.M. Molchan, T.L. Kronrod, and A.K. Nekrasova, Intermediate foreshock: time variation of b -value. *Phys. Earth Planet. Inter.* 111, 229-240, 1999.
- [20] D.A. Monterroso, Seismic precursory potential of temporal variation of b -value: five case studies in Central America, *Comprehensive Summaries of Uppsala Dissertations, Faculty of Science and Technology*, 897, 2003.
- [21] M. Wyss, Towards a physical understanding of earthquake frequency distribution. *Geophys. J. R. astron. Soc.*, 31, 341- 359, 1973.
- [22] T.I., Urbancic, C.I. Trifu, J.M. Long, and R.P. Young, Space-time correlation of b values with stress release, *PAGEOPH.*, 139 (3/4), 449-462, 1992.
- [23] T. Tsapanos, b -value of two tectonic parts in the circum-Pacific belt, *PAGEOPH.*, 143, 229-242, 1990.