

Heterogenitas *Stress* Sepanjang *Sumatran Fault Zone* (SFZ) serta Pengaruhnya Terhadap Pola Kegempaan

Lasroha M.P.^a, Tedi Yudistira^b, Cahli Suhendi^c.

^aTeknik Geofisika Institut Teknologi Sumatera

^bTeknik Geofisika Institut Teknologi Bandung

^cTeknik Geofisika Institut Teknologi Sumatera

E-mail: lasroha.panjaitan1@gmail.com

Abstract: Sumatra Island is an area that has a relatively high level of seismicity due to the presence of the Sumatran Fault Zone (SFZ) and its location close to the convergence zone between the Eurasian Plate and the Indo-Australian Plate. SFZ is an active fault with a strike-slip dextral enlargement that stretches from the Andaman Sea to the Sunda Strait with a length of ± 1900 km. This research was conducted to reveal the heterogeneity of stress and seismic patterns along the SFZ which were divided into eleven segments based on their seismicity. The analysis was performed by calculating stress inversion and modeling in coulomb failure stress change (ΔCFS). The data used is accessed from the Global Centroid Moment Tensor (GCMT) earthquake catalog and the International Seismological Centre (ISC) during the 1976 - 2019 period. The result of stress inversion analysis shows that the variation of stress heterogeneity based on stress orientation is divided four, namely: (1) σ_1 with North-South direction, σ_3 with East-West direction; (2) σ_1 with Northeast-Southwest direction, σ_3 with East-West direction; (3) σ_1 with Northwest-Southwest direction, σ_3 with East-West; (4) σ_1 with Northwest-Southeast, σ_3 with Southwest-Northeast. While the heterogeneity variation based on the focal mechanism is divided into three, namely: (1) strike-slip fault; (2) normal fault; (3) reverse fault. The results of the ΔCFS modeling analysis were founded six of thirteen earthquake with $M_w \geq 6$ this case happens to areas who has increased stress by previous earthquakes which verified that the earthquake triggering hypothesis can be applied in SFZ. Information on heterogeneity of stress and seismic patterns were obtained from this study can be used further to mitigate seismic hazards on the island of Sumatra.

Keyword: coulomb failure stress change (ΔCFS), stress inversion, Sumatran Fault Zone (SFZ).

Abstrak: Pulau Sumatera merupakan daerah yang memiliki tingkat seismisitas yang relatif tinggi karena keberadaan *Sumatran Fault Zone* (SFZ) serta lokasinya yang dekat dengan zona konvergensi antara Lempeng Eurasia dan Lempeng Indo-Australia. SFZ merupakan sesar aktif dengan jenis pensesaran *strike-slip dextral* yang membentang dari Laut Andaman hingga Selat Sunda dengan panjang ± 1900 km. Penelitian ini dilakukan untuk mengungkapkan heterogenitas *stress* dan pola kegempaan sepanjang SFZ yang dibagi menjadi sebelas segmen berdasarkan seismisitasnya. Analisis dilakukan dengan perhitungan inversi *stress* dan pemodelan perubahan *coulomb failure stress* (ΔCFS). Data yang digunakan diakses dari katalog gempa *Global Centroid Moment Tensor* (GCMT) dan *International Seismological Centre* (ISC) selama periode 1976-2019. Hasil analisis perhitungan inversi *stress* menunjukkan variasi heterogenitas *stress* berdasarkan orientasi *stress* utamanya terbagi empat, yaitu: (1) σ_1 berarah Utara-Selatan, σ_3 berarah Timur-Barat; (2) σ_1 berarah Timur laut-Barat daya, σ_3 berarah Timur-Barat; (3) σ_1 berarah Barat laut-Tenggara, σ_3 berarah Timur-Barat; (4) σ_1 berarah Barat laut-Tenggara, σ_3 berarah Barat daya-Timur laut. Sedangkan variasi heterogenitas berdasarkan

mekanisme fokus terbagi menjadi tiga, yaitu: (1) *strike-slip fault*; (2) *normal fault*; (3) *reverse fault*. Hasil analisis pemodelan ΔCFS didapatkan enam dari tiga belas kejadian gempa dengan $M_w \geq 6$ terjadi pada daerah yang mengalami peningkatan *stress* oleh gempa sebelumnya yang memverifikasi bahwa hipotesis *earthquake triggering* dapat diterapkan di SFZ. Informasi heterogenitas *stress* dan pola kegempaan yang diperoleh dari penelitian ini dapat digunakan lebih lanjut untuk mitigasi bahaya seismik di Pulau Sumatera.

Kata kunci: *Sumatran Fault Zone (SFZ)*, Inversi *stress*, perubahan *coulomb failure stress* (ΔCFS).

Pendahuluan

Tegangan (*stress*) di kerak bumi, tektonik ataupun non-tektonik, dapat menyebabkan gempa bumi sesuai dengan hukum keruntuhan (*failure law*) [1]. Sumber utama tegangan tektonik sebagian besar horizontal karena berasal dari gaya akibat gerakan lempeng [2]. Informasi keadaan tegangan di kerak bumi merupakan hal penting dalam menyusun strategi mitigasi bahaya seismik. Hal tersebut telah ditunjukkan dalam penelitian sebelumnya bahwa fitur utama pemicu gempa, penghambat, dan pengelompokan dapat dijelaskan dengan pemodelan perubahan *coulomb failure stress* (ΔCFS) [3, 4]. Energi gempa bumi yang dilepaskan dapat menyebabkan perubahan tegangan dengan menghilangkan dan mendistribusikan kembali ke daerah lain [5]. Dengan demikian, hal ini dapat memicu *slip* pada sesar lain yang berada di sekitarnya dan menghasilkan gempa susulan yang tersebar luas. Informasi tegangan *in-situ* pada kerak bumi dapat diestimasi dari berbagai sumber seperti: mekanisme fokus gempa bumi; data geologi dari *slip* patahan; pengamatan deretan gunung api; runtuh lubang bor akibat tekanan dan pengeboran [6-8]. Namun, estimasi ini mengabaikan dampak lokal dari percabangan sesar dan heterogenitas material yang mungkin berdampak signifikan pada heterogenitas tegangan [9].

Di Sumatera, sumber utama tegangan tektonik berasal dari subduksi *megathrust* Sunda, dimana lempeng Indo-Australia menunjam ke Timur laut paparan Sunda dengan pergerakan relatif sekitar

60-75 mm/tahun [10]. Konvergensi ini juga diperkirakan menjadi penyebab *Sumatran Fault Zone* (SFZ) memiliki pensesaran geser menganan (*strike-slip dextral*) [11]. [12] Mempelajari geomorfologi SFZ secara rinci dan menemukan bahwa sepanjang SFZ banyak diskontinuitas dengan lebar 4 km hingga 12 km yang membagi SFZ ke dalam 19 segmen. Hal ini menunjukkan bahwa keadaan tegangan *in-situ* sepanjang SFZ sangat heterogen. Meskipun ada indikasi kuat dari heterogenitas tegangan di sepanjang SFZ dan tingkat kegempaan, sangat sedikit penelitian yang telah dilakukan tentang hal ini.

Dalam penelitian ini kami menghitung heterogenitas tegangan di sepanjang SFZ dari data mekanisme fokus gempa yang dibagi ke dalam 11 segmen dengan menggunakan metode *joint iterative stress inversion* [13] dan melakukan pemodelan perubahan *coulomb failure stress* (ΔCFS). Data yang digunakan diakses dari katalog gempa *Global Centroid Moment Tensor* (GCMT) dan *International Seismological Centre* (ISC) dari Januari 1976 hingga Desember 2019. Tujuan dari penelitian ini adalah untuk mendapatkan pola heterogenitas tegangan di sepanjang SFZ untuk analisis geomekanika lebih lanjut, termasuk persebaran tegangan oleh gempa-gempa besar $M_w \geq 6$ yang kemungkinan dapat memicu kejadian gempa berikutnya dan penilaian bahaya seismik untuk kepentingan mitigasi.

Metode Penelitian

Iterative Joint Stress Inversion

Orientasi *stress* tektonik dapat ditentukan dari serangkaian data mekanisme fokus gempa dengan mengasumsikan (1) *stress* tektonik homogen di wilayah tersebut, (2) gempa bumi terjadi pada sesar yang sudah ada sebelumnya, (3) titik-titik vektor dari *slip* berada pada arah *shear stress* patahan (disebut dengan asumsi Wallace-Bott) [14, 15]. Namun dalam zona yang heterogen (luas) kondisi ideal ini tidak dapat terpenuhi. Oleh karena itu, daerah penelitian harus dibagi menjadi daerah yang lebih kecil dimana kondisi tekanan tektonik dapat dianggap homogen pada daerah tersebut. Jika asumsi tersebut terpenuhi, maka metode inversi *stress* dapat digunakan untuk menentukan empat parameter dari *stress* tensor yaitu tiga arah dari *principal stress* ($\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$) dan *shape ratio* (R), seperti yang ditunjukkan oleh Persamaan (1).

$$R = \frac{\sigma_1 - \sigma_2}{\sigma_1 - \sigma_3} \quad (1)$$

Perhitungan inversi *stress* menggunakan data mekanisme fokus gempa membutuhkan pengetahuan tentang orientasi bidang patahan (*nodal plane*) yang sesungguhnya karena data mekanisme fokus umumnya diilustrasikan dalam bentuk *beachball* yang memiliki dua *nodal plane*. Jika *nodal plane* yang digunakan salah, maka hasil inversi *stress* yang diperoleh akan menjadi bias dan tidak akurat. Untuk mengatasi kesulitan ini, Vavryčuk [13] melakukan inversi *stress* dari orientasi bidang patahan yang paling tidak stabil dengan melakukan evaluasi ketidakstabilan patahan secara berulang.

Metode ini dikembangkan oleh Vavryčuk [13] dengan memodifikasi metode Michael [16] dengan menghilangkan kesulitan dalam penentuan *nodal plane*. Inversi *Stress* dihitung dalam iterasi dan

nilai koefisien friksi optimum yang menghasilkan nilai ketidakstabilan tertinggi pada patahan juga ditentukan dengan algoritma sebagai berikut: Metode Michael diterapkan tanpa mempertimbangkan pengetahuan tentang bidang patahan. Setelah mendapatkan arah *stress* utama dan *shape ratio* selanjutnya nilai-nilai ini akan digunakan untuk mengevaluasi ketidakstabilan patahan. Bidang patahan yang digunakan adalah bidang patahan dengan nilai ketidakstabilan tertinggi. Orientasi bidang patahan yang ditemukan dalam iterasi pertama digunakan dalam iterasi kedua. Prosedur ini diulangi sampai diperoleh orientasi *stress* yang paling optimum berdasarkan nilai faktor ketidakstabilan (*instability factor*) yang paling mendekati nilai 1 (satu). Hasil uji numerik menunjukkan bahwa metode ini lebih cepat dan akurat dibandingkan metode inversi Michael [7].

1. Metode Michael

Perhitungan inversi *stress* yang dikembangkan oleh [16] menggunakan ekspresi dari *normal* dan *shear tractions* pada patahan, yaitu secara berturut-turut σ_n dan τ :

$$\sigma_n = T_i n_i = \tau_{ij} n_i n_j \quad (2)$$

$$\tau N_i = T_i - \sigma_n n_i = \tau_{ij} n_j - \tau_{jk} n_j n_k n_i = \tau_{kj} n_j (\delta_{ik} - n_i n_j) \quad (3)$$

dengan δ_{ik} adalah delta Kronecker, T adalah traksi sepanjang patahan, n adalah vektor normal patahan yang dihitung berdasarkan informasi geometri patahan pada data mekanisme fokus dan N adalah arah vektor dari *shear stress* sepanjang patahan. Persamaan 3 dapat disederhanakan menjadi Persamaan 4.

$$\tau_{kj} n_j (\delta_{ik} - n_i n_k) = \tau N_i \quad (4)$$

Michael Menerapkan asumsi Wallace-Bott dan mengidentifikasi arah *shear stress* (N) dengan arah

slip dari gerakan geser (s) sepanjang patahan, agar dapat menghitung sisi kanan Persamaan 3 [16]. Inversi ini lebih lanjut mengasumsikan bahwa *shear stress* (τ) pada patahan aktif memiliki nilai yang sama untuk semua penelitian gempa bumi [16]. Karena metode ini tidak dapat menentukan nilai *stress* absolut, τ dinormalisasi ke 1 pada Persamaan 4. Selanjutnya Persamaan 4 dinyatakan dalam bentuk matriks:

$$\mathbf{A}\mathbf{t} = \mathbf{s} \quad (5)$$

dimana \mathbf{t} adalah vektor dari komponen *stress* dengan matriks.

$$\mathbf{t} = [\tau_{11} \tau_{12} \tau_{13} \tau_{22} \tau_{23}]^T \quad (6)$$

A adalah matriks 3×5 dihitung dari vektor *normal fault* (n),

$$\begin{bmatrix} n_1(n_2^2 + 2n_3^2) & n_2(-n_1^2 + n_3^2) & n_3(-2n_1^2 - n_2^2) \\ n_2(1 - 2n_1^2) & n_1(1 - 2n_2^2) & -2n_1n_2n_3 \\ n_3(1 - 2n_1^2) & -2n_1n_2n_3 & n_1(1 - 2n_3^2) \\ n_1(-n_2^2 + n_3^2) & n_2(n_1^2 + 2n_3^2) & n_3(-n_1^2 - 2n_2^2) \\ -2n_1n_2n_3 & n_3(1 - 2n_2^2) & n_2(1 - 2n_3^2) \end{bmatrix}^T \quad (7)$$

dan s adalah vektor *slip* satuan dan diselesaikan dengan menggunakan inversi linear umum:

$$\mathbf{t} = \mathbf{A}^{-\#}\mathbf{s} \quad (8)$$

$$\mathbf{t} = [\mathbf{A}^T\mathbf{A}]^{-1}\mathbf{A}^T\mathbf{s} \quad (9)$$

2. Evaluasi Ketidakstabilan Patahan

Kesulitan dalam penentuan bidang patahan (*nodal plane*) dari data mekanisme fokus dapat diatasi dengan melakukan evaluasi ketidakstabilan menggunakan rumusan yang diusulkan oleh Vavryčuk, dkk. [17] sebagai berikut:

$$I = \frac{\tau - \mu(\sigma - \sigma_1)}{\tau_c - \mu(\sigma_c - \sigma_1)} \quad (10)$$

dengan τ_c dan σ_c adalah *shear* dan normal *stress* efektif sepanjang patahan utama (titik merah pada Gambar 1) dan τ serta σ adalah *shear* dan normal

stress efektif sepanjang patahan yang dianalisis (titik hitam pada Gambar 1). Karena Persamaan 10 tidak tergantung pada nilai *stress* absolut, ketidakstabilan patahan I dapat dievaluasi cukup dari nilai koefisien friksi, *shape ratio*, dan arah cosinus dari vektor normal n untuk menentukan kemiringan bidang patahan dari sumbu *stress* utama. Dimana skala dari tensor *stress* diasumsikan sebagai berikut:

$$\sigma_1 = 1, \sigma_2 = 1 - 2R, \sigma_3 = -1 \quad (11)$$

Dimana nilai positif berarti kompresi, dan negatif adalah relaksasi sehingga,

$$\tau_c = \frac{1}{\sqrt{1+\mu^2}}, \sigma_c = -\frac{\mu}{\sqrt{1+\mu^2}} \quad (12)$$

maka,

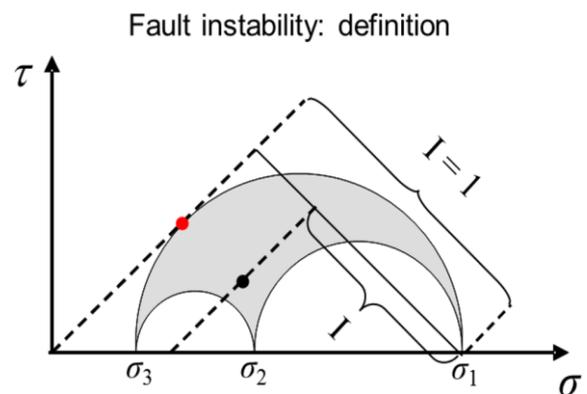
$$I = \frac{\tau - \mu(\sigma - 1)}{\mu + \sqrt{1+\mu^2}} \quad (13)$$

Dimana

$$\sigma = n_1^2 + (1 - 2R)n_2^2 - n_3^2 \quad (14)$$

$$\tau = \sqrt{n_1^2 + (1 - 2R)^2n_2^2 + n_3^2 - (n_1^2 + (1 - 2R)n_2^2 - n_3^2)^2} \quad (15)$$

Sehingga ketidakstabilan patahan dapat dihitung menggunakan Persamaan 13 untuk semua bidang patahan. Ketidakstabilan patahan I berkisar dari 0 (patahan paling stabil) hingga 1 (patahan paling tidak stabil).



Gambar 1. Diagram ketidakstabilan patahan Mohr. Titik merah adalah traksi pada patahan yang ditandai dengan ketidakstabilan

$I = 1$. Titik hitam menandakan traksi dari patahan yang berorientasi dengan ketidakstabilan I [17].

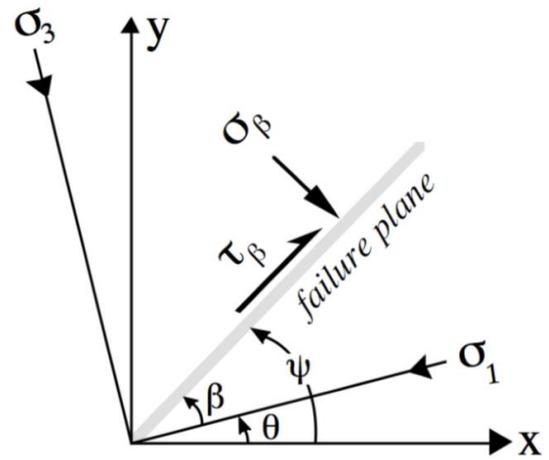
Konsep Perubahan *Coulomb Failure Stress* (ΔCFS)

Perubahan *Coulomb Failure Stress* (ΔCFS) merupakan salah satu metode yang digunakan untuk melihat persebaran *stress* baik yang sudah terlepas ataupun yang masih terakumulasi pada patahan. Telah dijelaskan sebelumnya bahwa gempa bumi merupakan hasil dari pelepasan energi/*stress* yang tersimpan pada patahan. Ketika patahan menghasilkan gempa bumi, patahan ini akan mendorong perubahan tegangan pada patahan di sekitarnya. Hal ini mengindikasikan bahwa akan terdapat daerah yang mengalami peningkatan tegangan yang berpotensi akan memicu terjadi *slip* pada patahan lokal di tempat lain.

Untuk memperkirakan ΔCFS ini digunakan kalkulasi menggunakan model elastik setengah ruang (*elastic half space*) pada bidang persegi yang diasumsikan secara homogen isotropi dan dengan model gesekan *coulomb* sederhana (*simple coulomb friction model*) untuk gempa bumi [18]. Potensi *slip* akan meningkat atau menurun pada *coulomb failure stress* [19, 20], yang diformulasikan sebagai berikut:

$$\sigma_f = \tau_\beta - \mu(\sigma_\beta - P) \quad (16)$$

dengan σ_f adalah *Coulomb failure stress* (*CFS*), τ_β adalah *shear stress*, μ adalah koefisien friksi, σ_β adalah *normal stress*, dan P adalah tekanan pori (*pore fluid pressure*). Nilai dari σ_f dalam hal ini harus selalu positif, sedangkan proses untuk mencari nilai tegangan pada bidang patahan dapat memberikan nilai positif maupun negatif bergantung pada *slip potential* mengarah ke kanan atau ke kiri.



Gambar 2. Sistem koordinat untuk kalkulasi *coulomb stress* pada bidang patahan optimum [3]. σ_1 merupakan *stress* maksimum, σ_3 *stress* minimum, τ_β *shear stress* dan σ_β adalah *normal stress* pada bidang patahan.

Dalam bidang patahan β ke sudut σ_1 (Gambar 2) kita dapat menyebut bahwa komponen tegangan yang ditujukan untuk bidang patahan tersebut sebagai *stress* utama.

$$\sigma_\beta = \frac{1}{2}(\sigma_1 + \sigma_3) - \frac{1}{2}(\sigma_1 - \sigma_3) \cos 2\beta \quad (17)$$

$$\tau_\beta = \frac{1}{2}(\sigma_1 - \sigma_3) \sin 2\beta \quad (18)$$

Dengan σ_1 adalah *stress* utama terbesar dan σ_3 adalah *stress* utama terkecil. Maka Persamaan 16 dapat ditulis:

$$\sigma_f = \frac{1}{2}(\sigma_1 - \sigma_3)(\sin 2\beta - \mu \cos 2\beta) - \frac{1}{2}\mu(\sigma_1 + \sigma_3) + \mu P \quad (19)$$

Persamaan 19 diturunkan sebagai fungsi β dan didapat *Coulomb stress* maksimum σ_{fmax} apabila:

$$\cot 2\beta = -\frac{1}{\mu} \quad (20)$$

Nilai tekanan pori P dapat dihubungkan dengan nilai koefisien Skempton B. Koefisien Skempton B merupakan koefisien material berdasarkan derajat saturasinya dimana nilainya bervariasi antara 0 hingga 1 [21]. Koefisien friksi efektif dalam

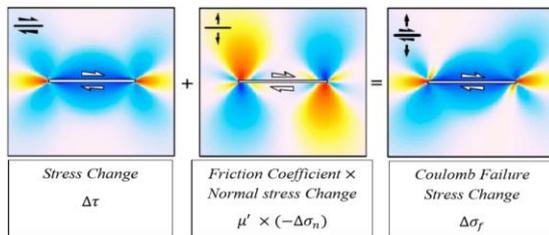
penelitian bervariasi antara 0 hingga 1, dengan nilai rata-rata $\mu = 0.4$ [22]. Persamaan 16 selanjutnya dapat ditulis dalam asumsi bahwa σ_β mewakili batasan *stress* seperti *normal stress* pada bidang.

$$\sigma_f = \tau_\beta - \mu' \sigma_\beta \quad (21)$$

dimana koefisien friksi efektif dinyatakan dengan $\mu' = \mu(1 - B)$. Selanjutnya jika $\sigma_f > 0$ maka *potensial slip* akan meningkat dan jika $\sigma_f < 0$ maka *potensial slip* akan berkurang. Kalkulasi σ_f yang disebabkan oleh gempa bumi bergantung kepada geometri, distribusi *slip*, asumsi magnitudo, orientasi *stress* regional dan nilai dari asumsi koefisien friksi. Untuk nilai koefisien friksi yang konstan, maka Persamaan 21 dapat ditulis:

$$\Delta\sigma_f = \Delta\tau_\beta - \mu' \Delta\sigma_\beta \quad (22)$$

Persamaan di atas dapat digambarkan perhitungannya dalam ilustrasi perubahan *coulomb failure stress* ditunjukkan pada Gambar 3.



Gambar 3. Ilustrasi perhitungan (ΔCFS). Menunjukkan tampilan peta dari patahan *strike-slip* horizontal, dengan *slip* yang dikenakan yang mengarah ke ujung patahan. Kalkulasi menggunakan model elastik setengah ruang. Perubahan *stress* digambarkan oleh warna bergradasi, merah menunjukkan daerah peningkatan *stress*, biru menunjukkan daerah penurunan *stress* [3].

Perubahan *Coulomb Failure Stress* (ΔCFS) didefinisikan sebagai bidang *failure* spesifik atau sering disebut sebagai *receiver fault*, yang menyebabkan terjadinya gempa bumi saat $\Delta CFS > 0$. Banyak aktivitas seismik menunjukkan dengan peningkatan nilai *coulomb stress* lebih dari 0.01 MPa sudah cukup untuk membangkitkan satu

kejadian gempa bumi dan beberapa kejadian dengan peningkatan kurang dari 0.01 MPa [23]. Hal ini dapat menjelaskan distribusi gempa bumi susulan dan perkiraan daerah sebuah kejadian dimasa yang akan datang [3, 24]. Pada prinsipnya jika $\Delta CFS > 0$ (bernilai positif), artinya patahan pertama dapat mendorong patahan kedua mengalami peningkatan tegangan, peluang terjadi *failure* pada patahan kedua lebih besar, sedangkan jika $\Delta CFS < 0$ (bernilai negatif), patahan pertama mendorong patahan kedua mengalami relaksasi peluang terjadinya *failure* semakin kecil, daerah ini disebut *stress shadow*.

Hasil dan Diskusi

Inversi stress

Perhitungan inversi *stress* dilakukan untuk mengetahui orientasi *stress* dan juga nilai dari *shape ratio* (R) di sepanjang SFZ. Inversi *stress* berhasil diterapkan untuk 118 data mekanisme fokus gempa bumi dari tahun 1976 hingga 2019 dengan 15 kali iterasi. Inversi *stress* diimplementasikan untuk 11 segmen yang mengacu pada segmentasi yang dilakukan oleh [12]. Rincian jumlah data mekanisme fokus, orientasi *stress* serta *shape ratio* ditunjukkan pada Tabel 1 dan Gambar 4.

Tabel 1. Hasil inversi *stress* 118 data solusi mekanisme fokus gempa bumi di sepanjang SFZ dari tahun 1976 hingga 2019.

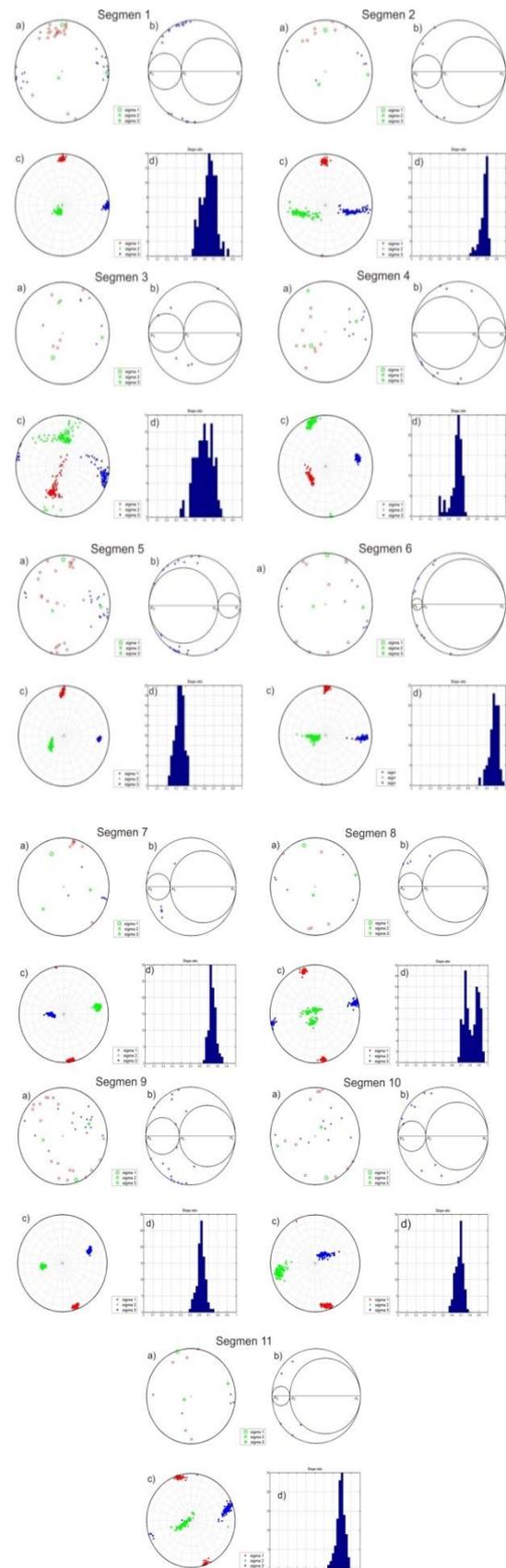
Segment	Orientations			Shape Ratio	Koef. Friksi	Instability
	σ_1 (° azimuth/plunge)	σ_2 (° azimuth/plunge)	σ_3 (° azimuth/plunge)			
1 (21 data)	0.44/10.79	208.35/77.83	91.50/5.56	0.65	0.48	0.954
2 (7 data)	0.07/20.79	208.11/66.72	93.91/10.00	0.79	0.90	0.917
3 (6 data)	202.79/46.70	352.50/39.14	95.60/15.57	0.62	0.83	0.755
4 (9 data)	227.71/56.37	335.61/11.55	72.69/31.08	0.51	0.45	0.927
5 (22 data)	238.83/9.17	246.41/67.05	92.35/20.85	0.31	0.40	0.936
6 (9 data)	174.89/2.21	270.45/68.29	84.02/21.59	0.89	0.85	0.950
7 (7 data)	338.67/28.64	224.78/36.56	96.09/40.13	0.73	0.55	0.988
8 (5 data)	343.74/13.01	193.27/75.13	75.38/7.08	0.76	1.00	0.918
9 (17 data)	161.31/6.09	259.51/53.21	66.85/36.12	0.63	0.73	0.867
10 (10 data)	163.45/11.37	256.46/14.63	36.97/71.31	0.69	0.55	0.885
11 (5 data)	341.99/1.75	244.78/76.35	72.41/13.53	0.79	1.00	0.932

Berdasarkan perhitungan inversi *stress* yang telah dilakukan menunjukkan variasi orientasi *stress* utamanya yang membagi pola heterogenitas kedalam empat pola (Gambar 5). Pola pertama

dengan orientasi σ_1 Utara-Selatan dan orientasi σ_3 Timur-Barat pada segmen 1, 2, 5, dan 6. Pola kedua dengan orientasi σ_1 Timur laut-Barat daya dan orientasi σ_3 Timur-Barat pada segmen 3 dan 4. Pola ketiga dengan orientasi σ_1 Barat laut-Tenggara dan orientasi σ_3 Timur-Barat pada segmen 7, 8, 9, dan 11. Pola keempat dengan orientasi σ_1 Barat laut-Tenggara dan orientasi σ_3 Barat daya-Timur laut pada segmen 10.

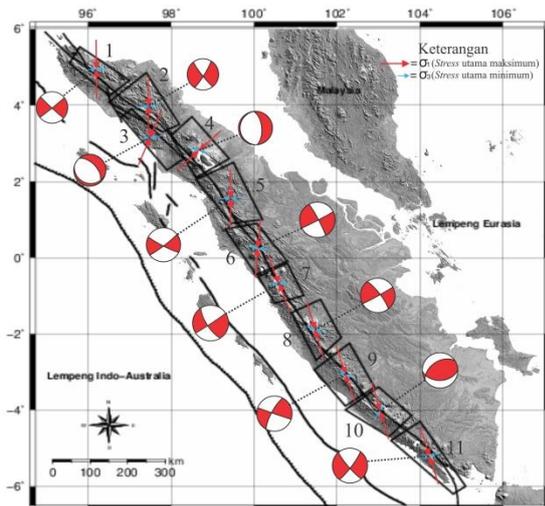
Selain itu nilai *shape ratio* (R) juga bervariasi dari 0.31 – 0.89 (Tabel 1). *Shape ratio* merupakan ukuran besarnya *stress* relatif $(\sigma_1 - \sigma_2) / (\sigma_1 - \sigma_3)$ dengan asumsi *stress* yang homogen di wilayah sumber. *Shape ratio* tersebut nantinya akan menentukan jenis patahan atau mekanisme fokus yang terjadi di setiap segmen. Berdasarkan bentuk solusi mekanisme fokusnya pola heterogenitas terbagi menjadi tiga yaitu: pola *strike-slip* pada segmen 1, 2, 5, 6, 7, 8, 9, dan 11; pola *normal* pada segmen 3 dan 4; pola *reverse* pada segmen 10 (Gambar 5).

Hal lain yang perlu dipertimbangkan ketika melakukan evaluasi ketidakstabilan patahan adalah diperlukan nilai dari koefisien friksi μ . Menurut [25] nilai koefisien friksi pada batuan rata – rata bervariasi antara 0.4 – 1. Oleh karena itu, inversi dilakukan secara berulang (iteratif) dengan nilai koefisien friksi mulai dari 0.4 hingga 1 dalam langkah 0.05. Setiap nilai koefisien friksi dievaluasi, dan nilai koefisien friksi yang menghasilkan nilai ketidakstabilan tertinggi dianggap nilai yang optimal. Nilai koefisien friksi yang didapatkan untuk kesebelas segmen dalam penelitian ini bervariasi dari 0.4 – 1 dapat dilihat pada tabel 1.



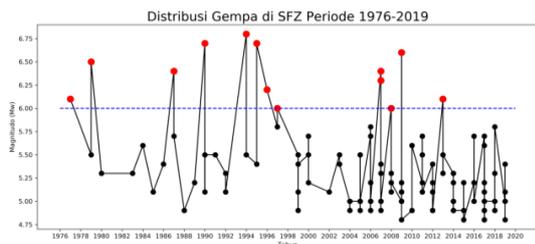
Gambar 4. (a) Menunjukkan sumbu P/T dengan arah *principal stress*. Tanda berwarna biru menunjukkan sumbu P yang merupakan daerah yang mengalami *pressure* atau kompresi.

Sedangkan tanda yang berwarna merah merupakan sumbu T yang merupakan daerah *tension* atau regangan (b) menunjukkan diagram lingkaran Mohr dengan tanda *plus* berwarna biru merupakan posisi sesar, dengan σ_1 adalah *stress* utama maksimum, σ_2 *stress* utama medium, dan σ_3 *stress* utama minimum. (c) Menunjukkan sumbu batas posisi *principal stress*. (d) merupakan histogram dari *shape ratio*.



Gambar 5. Variasi orientasi *principle stress* hasil perhitungan inversi *stress*. σ_1 merupakan *stress* utama maksimum dan σ_3 merupakan *stress* utama minimum. Solusi mekanisme fokus menunjukkan jenis sesarnya.

Distribusi Gempa Bumi Sepanjang SFZ Berdasarkan Waktu Terjadinya



Gambar 6. Distribusi gempa bumi sepanjang SFZ dari tahun 1976-2019. Titik merah merupakan kejadian gempa bumi besar dengan $M_w \geq 6$ yang digunakan untuk pemodelan perubahan *coulomb stress* (ΔCFS). Titik hitam merupakan kejadian gempa bumi dengan $M_w < 6$ yang digunakan untuk perhitungan inversi *stress*.

Gambar 6 menunjukkan bahwa terjadinya gempa bumi besar dengan $M_w \geq 6$ (titik merah) sepanjang SFZ sangat fluktuatif berdasarkan *range* waktu terjadinya. Gempa besar pertama terjadi pada tahun

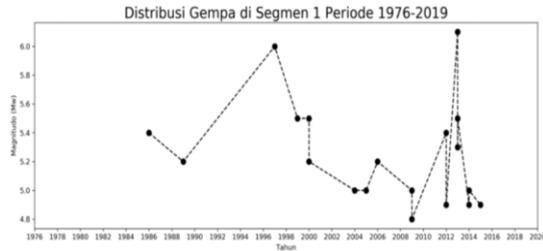
1977 dengan M_w 6.1, kemudian terjadi lagi pada tahun 1979 dengan M_w 6.5. Selama delapan tahun berikutnya tidak terjadi gempa besar hingga pada tahun 1987 kembali terjadi dengan M_w 6.4. Namun sebelum gempa besar tersebut terjadi sebelumnya terdapat gempa-gempa dengan magnitudo $5.0 < M_w < 5.75$.

Range waktu terjadinya gempa bumi besar paling lama yaitu sepuluh tahun, dimana gempa besar terakhir terjadi pada tahun 1997 M_w 6.0 dan terjadi lagi dua kali beruntun pada tahun 2007 M_w 6.4 dan 6.3. Sama seperti kejadian gempa besar 1979-1987 (*range* 8 tahun) diantara kejadian gempa besar tersebut (1997-2007) terjadi gempa-gempa dengan magnitudo $4.75 \leq M_w < 6.0$ dengan frekuensi kejadian gempa di tiap tahunnya yang relatif banyak seperti pada tahun 2006 yang terjadi sebanyak lima kali.

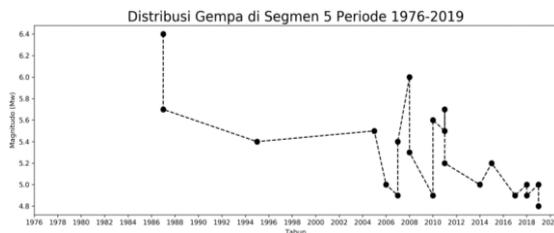
Frekuensi kejadian gempa memiliki kenaikan yang cukup signifikan dimulai pada tahun 2004-2009 dengan kejadian gempa bumi besar yang terjadi selama *range* waktu tersebut terjadi sebanyak lima kali dengan magnitudo tertingginya adalah M_w 6.6 pada tahun 2009. Sementara itu dari tahun 2013 setelah gempa bumi besar M_w 6.1 hingga tahun 2019 belum terjadi gempa bumi besar berikutnya.

Dari distribusi waktu kejadian gempa bumi besar di sepanjang SFZ dari tahun 1976-2019 terlihat pola bahwa terdapat waktu jeda atau tidak adanya gempa besar dengan *range* waktu 6-10 tahun. Hal tersebut terlihat dari gempa bumi besar tahun 1979-1987 (8 tahun), 1997-2007 (10 tahun), dan 2013-2019 (6 tahun). Perlu diingat bahwa bahwa distribusi gempa pada Gambar 5.3 tersebut adalah kejadian gempa yang terjadi di SFZ yang memiliki panjang kurang lebih 1900 km [12]. Oleh karena itu dilakukan *plotting* distribusi gempa di segmen 1 dan 5 untuk melihat pola evolusi gempa besar di

segmen tersebut seperti yang ditunjukkan pada Gambar 7 dan 8.



Gambar 7. Distribusi Gempa bumi di segmen 1 dari tahun 1976-2019.



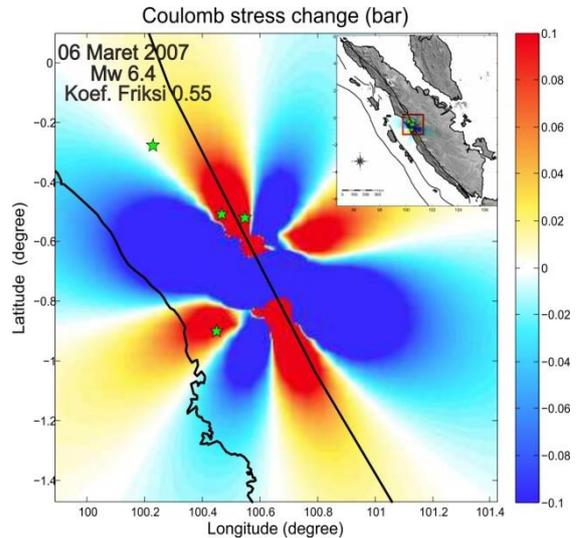
Gambar 8. Distribusi Gempa bumi di segmen 5 dari tahun 1976-2019.

Dari distribusi gempa di segmen satu (Gambar 7), terlihat bahwa gempa bumi besar terjadi sebanyak dua kali pada tahun 1977 Mw 6.0 dan tahun 2013 Mw 6.1. Terlihat juga bahwa setelah kejadian gempa besar tersebut, gempa-gempa berikutnya yang terjadi mengalami penurunan magnitudo gempa. Sama halnya dengan distribusi gempa di segmen 5, dimana gempa besar terjadi pada tahun 1987 dengan Mw 6.4 (Gambar 8). Setelah gempa tersebut gempa-gempa yang terjadi setelahnya memiliki magnitudo yang lebih kecil hingga pada tahun 2008 gempa besar terjadi lagi dengan Mw 6.0 dan gempa setelahnya juga memiliki magnitudo yang semakin kecil.

Pemodelan ΔCFS Gempa Bumi 06 Maret 2007

Hubungan orientasi *stress* dan persebaran seismisitas atau kejadian gempa bumi belum sepenuhnya berhasil disimpulkan dari analisis perhitungan inversi *stress*. Oleh karena itu, perlu dilakukan pemodelan ΔCFS untuk memperkuat

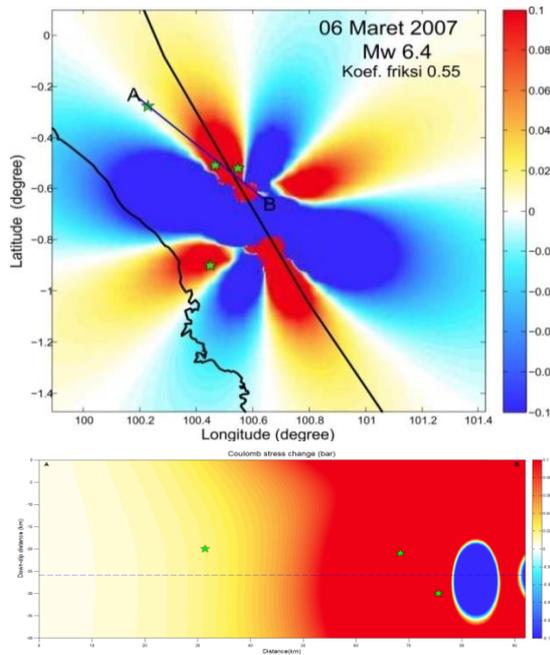
analisis hubungan antara perubahan *stress* yang terjadi pada saat gempa bumi yang dapat memicu gempa bumi selanjutnya, baik antara *mainshock* – *mainshock* maupun *mainshock* – *aftershock*.



Gambar 9. Hasil perhitungan ΔCFS gempa bumi 06 Maret 2007 dengan Mw 6.4. Warna merah dan biru masing-masing lobus positif dan negatif. Simbol bintang berwarna hijau merupakan persebaran *aftershock*.

Dari jejak gempa bumi besar di SFZ yaitu gempa bumi 06 Maret 2007 dengan kekuatan Mw 6.4 dilakukan pemodelan ΔCFS . Dalam pemodelan ini diperlukan data solusi bidang sesar dan nilai koefisien friksi. Gempa bumi ini memiliki solusi bidang sesar dengan *strike* 150° , *dip* 84° , dan *rake* -177° serta nilai koefisien friksi yang diperoleh dari perhitungan inversi *stress* yaitu $\mu = 0.55$.

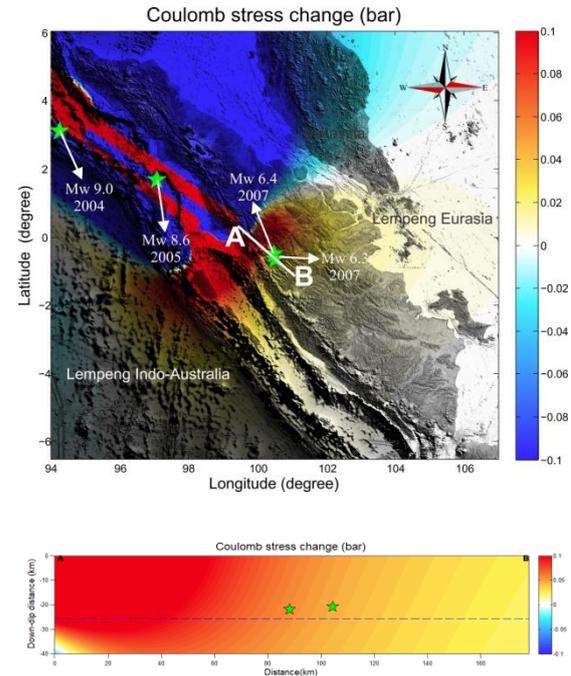
Dilihat pada Gambar 9 dan Gambar 10 dari segi perubahan *stress*-nya memiliki delapan buah bidang lobus yang terdiri dari empat buah bidang lobus positif yang merupakan daerah peningkatan *stress* dan empat buah bidang lobus negatif yang merupakan daerah relaksasi atau penurunan *stress*. Empat lobus positif berarah Tenggara–Barat laut dan Barat daya–Timur laut. Sedangkan lobus negatif berarah Utara–Selatan dan Timur–Barat.



Gambar 10. Hasil *cross-section* perhitungan ΔCFS gempa bumi 06 Maret 2007 dengan Mw 6.4 terhadap gempa susulannya. A-B merupakan batas *cross-section*. Bintang berwarna hijau merupakan persebaran *aftershock*.

Sebelumnya telah banyak penelitian tentang pemodelan ΔCFS yang menyatakan bahwa hubungan gempa utama (*mainshock*) terhadap gempa – gempa susulannya (*aftershock*). Pada hasil pemodelan gempa bumi 06 Maret 2007 ini, sebaran gempa susulannya (Maret-Mei 2007) sebanyak empat kejadian gempa bumi dimana semua (100%) gempa bumi tersebut berada pada daerah yang mengalami peningkatan *stress* atau lobus positif seperti yang terlihat pada Gambar 9. Kemudian karena gempa bumi susulannya ini memiliki kedalaman hiposenter yang berbeda-beda sehingga dilakukan *cross section* terhadap kedalaman (Gambar 10). Dari hasil *cross section* tersebut terlihat bahwa gempa susulannya terjadi pada daerah dengan peningkatan *stress* yang berkisar antara 0.03bar – 0.1bar atau 3kPa – 10kPa. Oleh karena itu, pemodelan ΔCFS terbukti bahwa gempa bumi yang terjadi dapat memicu gempa bumi selanjutnya.

Pemodelan ΔCFS di Zona Subduksi Gempa Bumi 1976 – 2019

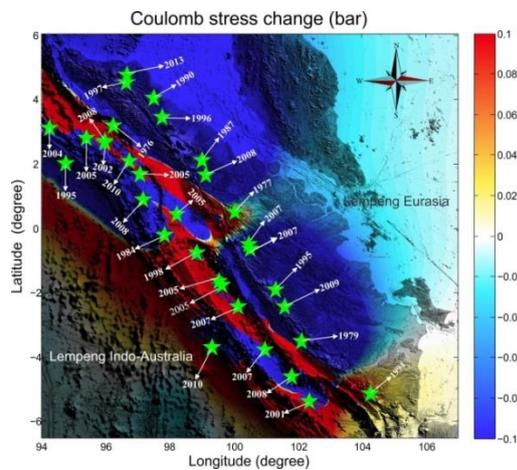


Gambar 11. hasil perhitungan ΔCFS di zona subduksi kejadian 2004 Mw 9.0 dan 2005 Mw 8.6. A-B merupakan batas *cross-section*. Bintang berwarna hijau merupakan *mainshock* dan persebaran *aftershock*.

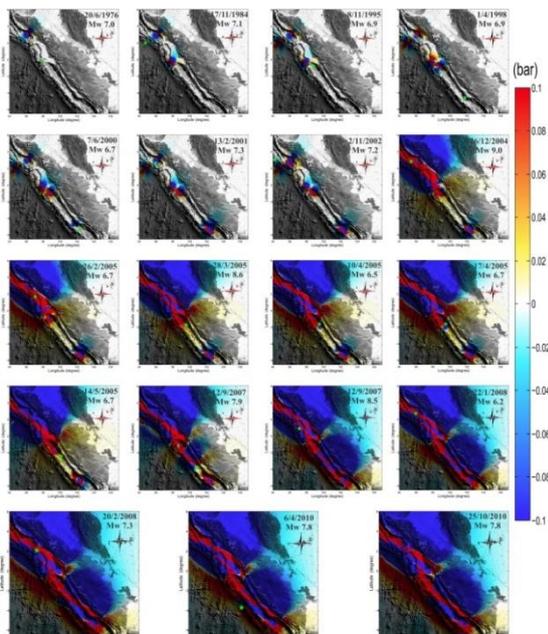
Kejadian gempa bumi pada tahun 2004 Mw 9.0 dan 2005 Mw 8.6 menyebabkan peningkatan *stress* secara signifikan di segmen enam dan segmen tujuh (Gambar 11). Pada zona peningkatan *stress* tersebut terjadi dua gempa bumi besar pada tahun 2007 Mw 6.4 dan Mw 6.3 dengan peningkatan sebesar ± 0.04 – 0.05 bar atau ± 4 – 5 kPa (Gambar 11). Sehingga penulis menyimpulkan bahwa kejadian tersebut dipicu oleh gempa pada tahun 2004 dan 2005 tersebut.

Pemodelan untuk zona subduksi dan sekitarnya ini dilakukan untuk melihat pengaruh perubahan *stress* dari kejadian gempa bumi di daerah tersebut ke SFZ. Dilakukan perhitungan sebanyak 19 kejadian gempa bumi dengan Mw 6 yang di tunjukkan oleh simbol bintang berwarna hijau. Dari hasil pemodelan ΔCFS (Gambar 12) terlihat bahwa

daerah SFZ secara umum merupakan daerah penurunan *stress* sebesar 0.08bar – 0.1bar. Hal ini disebabkan Pulau Sumatera (bagian dari Lempeng Eurasia) merupakan zona yang berada diatas dari lempeng Indo-Australia sehingga ketika terjadi gempa bumi Pulau Sumatera mengalami relaksasi [42]. Hasil perhitungan ΔCFS dari sembilan belas gempa bumi besar yang berada di zona subduksi berdasarkan waktu terjadinya dapat dilihat pada Gambar 13.



Gambar 12. Hasil perhitungan ΔCFS di Zona Subduksi dan juga Sesar Mentawai.



Gambar 13. Hasil perhitungan ΔCFS dari *event* gempa besar ($M_w > 6$) di zona subduksi dan sekitarnya dari tahun 1976 hingga 2019.

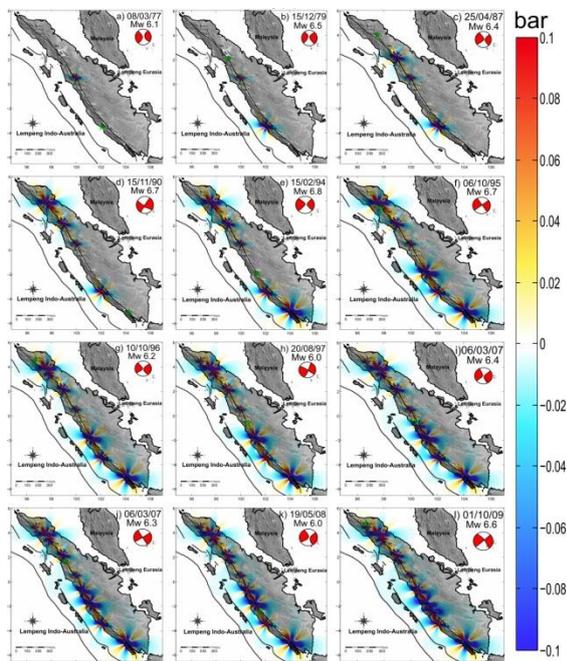
Pemodelan ΔCFS Sepanjang SFZ Gempa bumi 1976 – 2019

Setelah melakukan uji coba menggunakan data gempa bumi 06 Maret 2007 yang disimpulkan bahwa gempa bumi yang terjadi dapat memicu gempa bumi selanjutnya. Sehingga perlu dilakukan perhitungan ΔCFS ini di sepanjang SFZ, mengingat SFZ merupakan sesar aktif *dextral* merupakan salah satu penyebab kerusakan seismik yang serius di pulau Sumatera. Dengan demikian, kesadaran akan penilaian bahaya seismik di wilayah ini sangat penting dengan mempertimbangkan interaksi dan migrasi gempa bumi dari waktu ke waktu. Penelitian ini menyelidiki serangkaian kejadian gempa bumi yang terdiri dari 13 data gempa bumi dengan $M_w \geq 6$ yang terjadi sepanjang SFZ sejak Januari 1976 hingga Desember 2019.

Pemodelan perubahan ΔCFS dikalkulasi dari nilai *shear stress*, *stress normal*, dan koefisien friksi. Pemilihan nilai yang sesuai untuk koefisien friksi sangat penting untuk pemodelan karena nilai ini mengubah nilai *stress normal*. Pemodelan ΔCFS dilakukan sebanyak dua kali dimana pemodelan pertama menggunakan nilai koefisien friksi rata-rata 0.4 [22] yang ditunjukkan oleh Gambar 14. Pemodelan ΔCFS kedua menggunakan nilai koefisien friksi hasil dari perhitungan inversi *stress* yang dilakukan secara iterasi yang ditunjukkan oleh Gambar 15. Dari hasil keduanya didapatkan bahwasanya tidak terdapat perubahan yang signifikan terhadap hasil yang ingin didapatkan pada penelitian ini. Akan tetapi jika dilihat lebih rinci lagi nilai koefisien friksi yang lebih besar (hasil inversi *stress*) menghasilkan sebaran *stress* yang lebih luas dengan nilai magnitudo yang sama. Hal tersebut terlihat cukup jelas pada kejadian gempa 15/02/1994 dengan M_w 6.8. Oleh karena itu, dampak dari variasi koefisien friksi cukup berpengaruh untuk perhitungan ΔCFS , sehingga

analisis lebih lanjut pada penelitian tugas akhir ini menggunakan hasil pemodelan ΔCFS dengan nilai koefisien friksi hasil perhitungan inversi *stress* yang telah dilakukan sebelumnya.

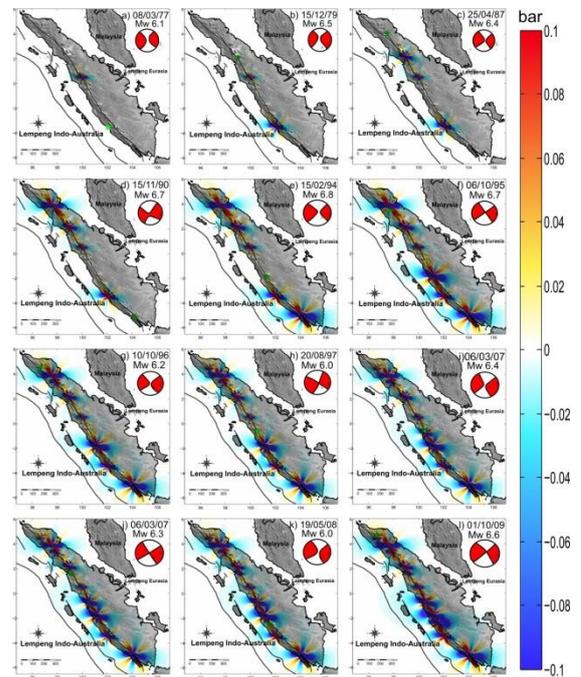
Hasil pemodelan ΔCFS dimulai sejak kejadian gempa bumi tahun 1977 hingga 2013. Serangkaian gambar menunjukkan keadaan medan *stress* oleh kejadian gempa bumi pertama, 08 Maret 1977 dengan kekuatan magnitudo Mw 6.1 pada Gambar 15a yang diikuti oleh keadaan *stress* (Gambar 15b – 15l) segera sebelum peristiwa berikutnya.



Gambar 14. Hasil perhitungan ΔCFS gempa bumi 1976-2019 menggunakan nilai koefisien friksi 0.4. Warna merah dan biru masing-masing merupakan lobus positif dan negatif. Simbol bintang merupakan gempa bumi berikutnya.

Kejadian gempa bumi 1977 mengalami peningkatan *stress* ke Tenggara – Barat laut dan Barat daya–Timur laut, namun kejadian ini tidak menekan terjadinya gempa bumi 1979 Mw 6.5, karena gempa bumi tahun 1979 terletak jauh dari gempa bumi sebelumnya. Sehingga penulis mengasumsikan bahwa kejadian gempa bumi tersebut merupakan gempa bumi yang independen. Sama halnya dengan kejadian gempa bumi 1994

Mw 6.8 yang menghancurkan sebagian besar bagian Tenggara dan Barat laut yang merupakan daerah peningkatan *stress*.



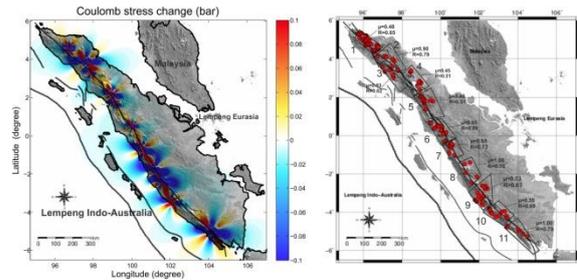
Gambar 15. Hasil perhitungan ΔCFS gempa bumi 1976-2019 menggunakan nilai koefisien friksi hasil dari perhitungan inversi *stress* sesuai segmen masing-masing.

Beberapa kejadian gempa bumi yang disebabkan oleh gempa bumi sebelumnya adalah kejadian gempa bumi 1995 Mw 6.7 yang didorong oleh kejadian gempa 1979 Mw 6.5 dengan peningkatan *stress* sebesar ± 0.02 bar atau ± 2 kPa. Kemudian kejadian gempa 1996 Mw 6.2 yang didorong oleh kejadian gempa bumi tahun 1987 Mw 6.4 dan 1990 Mw 6.7 dengan peningkatan *stress* sebesar ± 0.06 bar atau ± 6 kPa. Kejadian gempa berikutnya adalah gempa bumi tahun 2007 Mw 6.4 yang didorong oleh akumulasi *stress* dari kejadian gempa bumi tahun 1977 Mw 6.1 dari arah Barat laut, gempa bumi 1995 Mw 6.7 dari arah Tenggara serta gempa bumi di zona subduksi pada tahun 2004 (Mw 9.0) dan tahun 2005 (Mw 8.6) dengan peningkatan *stress* ± 0.06 bar atau ± 6 kPa yang dilanjutkan dengan gempa bumi pada hari yang sama dengan Mw 6.3 yang dipicu oleh gempa Mw 6.4 dengan peningkatan *stress* sebesar ± 0.1 bar

atau ± 10 kPa. Kejadian berikutnya adalah gempa bumi tahun 2008 Mw 6.0 yang didorong oleh gempa bumi 1987 Mw 6.4 dan gempa bumi 1977 Mw 6.1 dengan peningkatan *stress* ± 0.05 bar atau ± 5 kPa dan gempa bumi terakhir yang kemungkinan dipicu oleh gempa sebelumnya adalah gempa 2009 Mw 6.6 yang didorong oleh gempa bumi 1979 Mw 6.5 dan gempa bumi 1995 Mw 6.7 dimana peningkatan *stress*-nya ± 0.07 bar atau ± 7 kPa. Hasil *cross section* terhadap kedalaman hiposenter gempa dapat dilihat pada lampiran B.

Hubungan Perhitungan Inversi *Stress* dengan Hasil ΔCFS terhadap Pola Seismisitas

Pola seismisitas dapat ditinjau dari hasil pemodelan ΔCFS dimana hasil pemodelan ΔCFS menunjukkan bahwa tingkat seismisitas pada beberapa segmen seperti segmen 4, 7, 8, dan 11 yang merupakan daerah peningkatan *stress* memiliki tingkat seismisitas yang relatif kecil (Gambar 16). Hal tersebut bisa terjadi akibat adanya akumulasi *stress* pada segmen tersebut dimana sepanjang SFZ terdapat banyak diskontinuitas. Selain itu pola seismisitas juga dapat dipengaruhi oleh nilai koefisien friksi pada masing-masing segmen yang dihasilkan dari perhitungan inversi *stress* yang selanjutnya digunakan untuk pemodelan ΔCFS . Semakin tinggi nilai koefisien friksi maka semakin besar hambatan yang diberikan untuk menahan terjadinya *slip* atau gempa bumi. Oleh karena itu untuk menyebabkan terjadinya suatu kejadian gempa bumi dibutuhkan gaya dorong yang besar juga. Sehingga hubungan nilai koefisien friksi dengan tingkat seismisitas berbanding terbalik. Hal tersebut terlihat dari nilai koefisien friksi di segmen 1 sebesar 0.48 dengan 21 kejadian gempa bumi. Sementara itu di segmen 8 dan 11 dengan nilai koefisien friksi 1.0 dengan masing-masing 5 kejadian gempa bumi.



Gambar 16. Hubungan pemodelan ΔCFS , *shape ratio*, dan koefisien friksi.

Kesimpulan

Berdasarkan perhitungan heterogenitas *stress* sepanjang *Sumatran Fault Zone* (SFZ) dapat diperoleh kesimpulan bahwa terdapat empat variasi heterogenitas *stress* yang ditunjukkan oleh orientasi tegangan utamanya. Pola pertama dengan orientasi σ_1 Utara-Selatan dan orientasi σ_3 Timur-Barat pada segmen 1, 2, 5, dan 6. Pola kedua dengan orientasi σ_1 Timur laut-Barat daya dan orientasi σ_3 Timur-Barat pada segmen 3 dan 4. Pola ketiga dengan orientasi σ_1 Barat laut-Tenggara dan orientasi σ_3 Timur-Barat pada segmen 7, 8, 9, dan 11. Pola keempat dengan orientasi σ_1 Barat laut-Tenggara dan orientasi σ_3 Barat daya-Timur laut pada segmen 10. Sedangkan variasi heterogenitas berdasarkan nilai *shape ratio* yang menggambarkan mekanisme fokus terbagi menjadi tiga pola, yaitu: pola *strike-slip* pada segmen 1, 2, 5, 6, 7, 8, 9, dan 11; pola *normal* pada segmen 3 dan 4; pola *reverse* pada segmen 10.

Selain itu, dalam penelitian ini untuk melihat pola kegunaan dilakukan pemodelan perubahan ΔCFS dari kejadian gempa bumi sejak Januari 1976 hingga Desember 2019. Sebelumnya dilakukan uji coba menggunakan data gempa bumi 06 Maret 2007 terhadap gempa susulannya yang disimpulkan berhasil bahwa gempa bumi ini dapat memicu gempa bumi selanjutnya dengan nilai peningkatan *stress* sebesar 0.03bar–0.1bar atau 3kPa–10kPa. Hasil pemodelan menunjukkan interaksi yang

signifikan antara gempa bumi, enam dari tiga belas gempa bumi terjadi pada lobus positif yang merupakan daerah peningkatan *stress*.

Dari hasil akhir pemodelan dapat diidentifikasi area yang memiliki perturbasi *stress* positif yang dapat memicu gempa bumi besar berikutnya kembali terjadi. Selain itu dari perhitungan akhir gempa bumi besar yang terjadi pada Januari 1976 hingga Desember 2019 disimpulkan bahwasanya daerah sepanjang SFZ dinilai masih aktif seismik, yang berarti pada daerah tersebut akan/dapat terjadi kembali gempa bumi besar di kemudian hari.

Saran

Dari penelitian tugas akhir yang telah penulis lakukan disarankan untuk melakukan penelitian lebih lanjut terkait area perturbasi *stress* positif yang didapatkan guna kepentingan mitigasi bencana di Sumatera.

Ucapan Terima Kasih

Penulis mengucapkan terima kasih kepada Bapak Dr. Tedi Yudistira, S.Si., M.Si dan juga Bapak Cahli Suhendi, S.Si., M.T. selaku dosen pembimbing 1 dan 2 yang telah memberikan arahan dan bimbingannya kepada penulis dalam menyelesaikan penelitian ini.

Daftar Pustaka

- [1] Zang, A., & Stephansson, O. Rock fracture criteria. In *Stress Field of the Earth's Crust* (pp. 37-62). Springer, Dordrecht. (2010).
- [2] Barber, A. J., Crow, M. J., & Milsom, J. (Eds.). *Sumatra: Geology, resources and tectonic evolution*. Geological Society of London. (2005).
- [3] King, G. C., Stein, R. S., & Lin, J. Static stress changes and the triggering of earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84(3), 935-953. (1994).
- [4] Lin, J., & Stein, R. S. Stress triggering in thrust and subduction earthquakes and stress interaction between the southern San Andreas and nearby thrust and strike-slip faults. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 109(B2). (2004).
- [5] Hardebeck, J. L., & Okada, T. Temporal stress changes caused by earthquakes: a review. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 123(2), 1350-1365. (2018).
- [6] Hudson, J. A., Cornet, F. H., & Christiansson, R. ISRM Suggested Methods for rock stress estimation—Part 1: Strategy for rock stress estimation. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 40(7-8), 991-998. (2003).
- [7] Fairhurst, C. Stress estimation in rock: a brief history and review. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 40(7-8), 957-973. (2003).
- [8] Maury, J., Cornet, F. H., & Dorbath, L. A review of methods for determining stress fields from earthquakes focal mechanisms; Application to the Sierentz 1980 seismic crisis (Upper Rhine graben). *Bulletin de la Societe Geologique de France*, 184(4-5), 319-334. (2013).
- [9] Sahara, D. P., & Widiyantoro, S. The pattern of local stress heterogeneities along the central part of the Great Sumatran fault: A preliminary result. In *Journal of Physics: Conference Series* (Vol. 1204, No. 1, p. 012091). IOP Publishing. (2019).

- [10] Curray J 2005 Tectonics and history of the Andaman Sea region *J Asian Earth Sci* 25 187–232.
- [11] Fitch, T. J. Plate convergence, transcurrent faults, and internal deformation adjacent to southeast Asia and the western Pacific. *Journal of Geophysical research*, 77(23), 4432-4460. (1972).
- [12] Sieh, K., & Natawidjaja, D. Neotectonics of the Sumatran fault, Indonesia. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 105(B12), 28295–28326. doi:10.1029/2000jb900120 (2000).
- [13] Vavryčuk, V. Iterative joint inversion for stress and fault orientations from focal mechanisms. *Geophysical Journal International*, 199(1), 69–77. doi:10.1093/gji/ggu224 (2014).
- [14] Wallace, R. E. Geometry of shearing stress and relation to faulting. *The Journal of geology*, 59(2), 118-130. (1951).
- [15] Bott, M. H. P. The mechanics of oblique slip faulting. *Geological magazine*, 96(2), 109-117 (1959).
- [16] Michael, A. J. Use of focal mechanisms to determine stress: a control study. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 92(B1), 357-368. (1987).
- [17] Vavryčuk, V., Bouchaala, F., & Fischer, T. High-resolution fault image from accurate locations and focal mechanisms of the 2008 swarm earthquakes in West Bohemia, Czech Republic. *Tectonophysics*, 590, 189-195. (2013).
- [18] Okada, Y. Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bulletin of the seismological society of America*, 82(2), 1018-1040. (1992).
- [19] Jaeger, J.C., dan Cook, N.G.W. (1969). *Fundamental of Rock Mechanics*. Methuen.
- [20] Scholz CH. *The Mechanics of Earthquakes and Faulting*. New York: Cambridge Univ. Press. 439 pp. (1990).
- [21] Skempton, A.W. The pore-pressure coefficients A and B. *Geotechnique*, 4(4), 143-147. (1954).
- [22] Stein, R.S. The role of stress transfer in earthquake occurrence. *Nature*, 402(6762), 605-609. (1999)
- [23] Harris, R. A. Introduction to Special Section: Stress Triggers, Stress Shadows, and Implications for Seismic Hazard. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 103(B10), 24347–24358. doi:10.1029/98jb01576 (1998).
- [24] Stein, R.S dan Lisowski, M. The 1979 Homestead Valley earthquake sequence, California: control of aftershock and postseismic deformation. *J.geophys. Res.*, 88(B8): 6477-6490. (1983).
- [25] Byerlee, J. Friction of rocks. In *Rock friction and earthquake prediction* (pp. 615-626). Birkhäuser, Basel. (1978).