

PENGARUH SLIP-RATE DAN KEBERADAAN ZONA LOCKING TERHADAP KECEPATAN INTERSEISMIK

Aditya Rahman

¹Pusat Penelitian dan Pengembangan BMKG, Jl. Angkasa 1 no 2 Kemayoran Jakarta, 10610

E-mail: ad.rahman29@gmail.com

ABSTRAK

Gempa bumi merupakan kejadian alam yang bersifat periodik. Gempa bumi yang terjadi di suatu lokasi atau daerah tertentu akan mengalami pengulangan di tempat yang sama dimasa yang akan datang dengan jangka waktu tertentu. Siklus gempa terdiri dari 3 fase, yaitu: *interseismic*, *coseismic* dan *postseismic*. Kami membuat beberapa simulasi yang akan melihat bagaimana pengaruh slip-rate pada sesar geser dan keberadaan zona locking terhadap kecepatan pada fase *interseismic*. Model kecepatan *interseismic* yang kami gunakan adalah model *viscoelastic coupling* Savage, (1990). Model ini menunjukkan bahwa medan kecepatan di permukaan tanah yang dapat digandakan dengan slip yang ditentukan pada *vertical* dislokasi dalam ruang setengah elastis. Pemodelan dilakukan dengan memvariasikan nilai slip-rate (4 - 8 mm/tahun) dan keberadaan zona locking (2 - 5 km, 3 - 6 km, 4 - 7 km, 5 - 8 km, dan 6 - 9 km). Setelah melakukan pemodelan dengan beberapa variasi didapatkan bahwa kecepatan *interseismic* dipengaruhi oleh beberapa faktor diantaranya adalah kecepatan *interseismic* akan semakin besar jika slip-rate semakin besar, dan lapisan zona locking mendekati permukaan.

Kata Kunci : Kecepatan *interseismic*, model *viscoelastic coupling*.

1. Pendahuluan

Gempa bumi merupakan kejadian alam yang bersifat periodik. Gempa bumi yang terjadi di suatu lokasi atau daerah tertentu akan mengalami pengulangan di tempat yang sama dimasa yang akan datang dengan jangka waktu tertentu. Hal ini dikarenakan gempa bumi memiliki siklus fase yang terus menerus yang akan terjadi selama lempeng-lempeng di bumi bergerak karena dipengaruhi oleh gaya-gaya yang terjadi di dalam bumi itu sendiri [1].

Siklus gempa terdiri dari 3 fase, yaitu: *interseismic*, *coseismic* dan *postseismic*. Pada fase *interseismic* di zona subduksi akan terjadi proses penguncian dan slab yang tersubduksi akan mengalami pemendekan. Fase selanjutnya adalah fase *coseismic* dimana pada fase ini terjadi pelepasan energi dari

hasil akumulasi yang muncul sebagai gempa. Fase terakhir adalah fase *postseismic* dimana terjadi pelepasan energi sisa yang dilepaskan secara perlahan dalam jangka waktu yang lama hingga mencapai kesetimbangan dan kondisi awal kembali.

Fase *interseismic* merupakan tahapan awal dari sebuah siklus gempa bumi. Pada tahap ini, ada pengaruh dari energi yang berasal dari dalam bumi yang kemudian energi tersebut akan mengalami akumulasi di beberapa lokasi lempengan bumi seperti di batas lempeng maupun pada zona sesar daratan atau sesar yang berada di laut. Fase ini merupakan fase penting untuk diteliti karena kita dapat mengetahui seberapa besar potensi gempa yang akan terjadi [2,3]

Siklus gempa ini juga terjadi pada *strike-slip fault*. Model deformasi

interseismik pada sesar geser terdapat zona kunci (*locking zone*) dan zona rayapan (*creeping zone*) [4]. Pada tulisan ini penulis bertujuan untuk melihat bagaimana pengaruh *slip-rate* pada sesar geser dan keberadaan zona *locking* terhadap kecepatan interseismik berdasarkan hasil simulasi.

2. Data dan metode

2.1 Model Creep fault Konstan Savage-Prescott

Kami menggunakan model Savage dan Prescott (1978) untuk mensimulasikan deformasi interseismik pada sesar geser [5]. Dalam model Savage dan Prescott (1978), *creep* antara kedalaman D dan H pada patahan dikenai laju konstan, yang diasumsikan sama dengan medan pada lempeng. Untuk sesar yang memanjang dari permukaan sampai kedalaman D , pada lapisan elastis setebal H dengan modulus geser m yang menutupi setengah ruang viskoelastik dengan elastisitas yang sama dengan modulus geser dan viskositas, h , medan kecepatan akibat gempa tunggal dengan *slip* adalah:

$$v(x, z) = \frac{\Delta u}{\pi t_R} e^{t/t_R} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{\left(\frac{t}{t_R}\right)^{n-1}}{(n-1)!} F_n(x, z, D, H) \quad (1)$$

dimana t adalah waktu sejak gempa terjadi, t_R adalah waktu relaksasi setengah ruang, Δu adalah besarnya *slip coseismic*,

Untuk kecepatan di permukaan tanah ($z = 0$), pernyataan untuk disederhanakan menjadi:

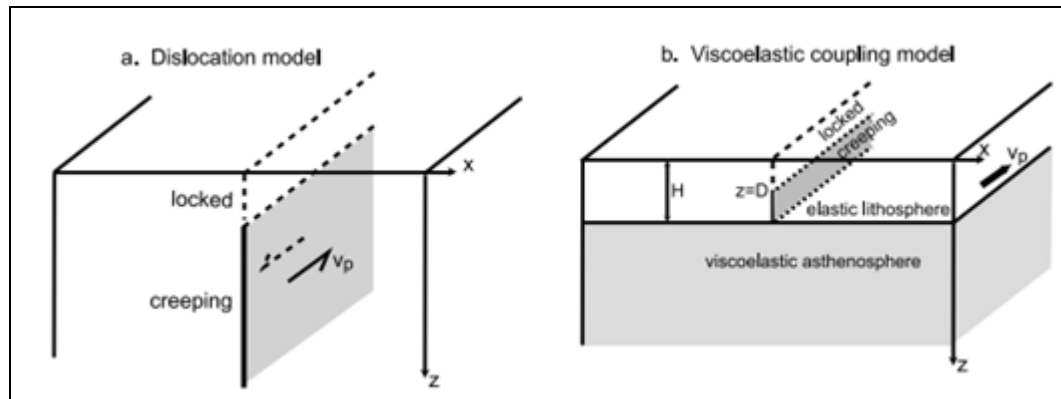
$$F_n(x, z = 0, D, H) = \tan^{-1}\left(\frac{x}{2nH-D}\right) - \tan^{-1}\left(\frac{x}{2nH+D}\right) \quad (2)$$

Savage dan Prescott (1978) membentuk siklus gempa oleh superposisi, dimana *Back-slip* bergerak secara berkala ke kedalaman D . Menghasilkan patahan dengan *locking* yang terjadi secara periodik. *Slip* terjadi secara tiba-tiba hingga kedalaman D dan penunjaman stabil di bawah kedalaman D . *Strike slip* periodik mengganggu stabilitas kecepatan medan, menghasilkan deformasi yang tergantung waktu sehingga terjadi *locking* dan kemudian terbuka kembali pada bagian atas sesar.

Savage (1990) menunjukkan bahwa medan kecepatan di permukaan tanah dalam model *viscoelastic coupling* yang dapat digandakan dengan *slip* yang ditentukan pada *vertical* dislokasi dalam ruang setengah elastis [6]. Hasil yang diperoleh dari metode gambar yang digunakan untuk mendapatkan solusi *viscoelastic coupling*. Solusi untuk penggantian permukaan akibat dislokasi dalam perpanjangan setengah ruang elastis dari kedalaman D_1 ke D_2 atau D_0 ke D_1 adalah sebagai berikut:

$$v = \dot{s}/\pi \left(\tan^{-1}\left(\frac{x}{D_0}\right) - \left(\tan^{-1}\left(\frac{x}{D_1}\right) \right) \right) \quad (3)$$

Dimana, v adalah *interseismic velocities*, \dot{s} adalah *slip-rate* jangka panjang, x adalah jarak dari sesar, D_0 adalah kedalaman terkunci (*locking depth*), dan D_1 adalah kedalaman *creeping*.



Gambar 1. (a) Model Savage-Burford. Deformasi interseismik dimodelkan sebagai *slip* pada suatu dislokasi yang bergeser pada laju pergerakan lempeng, v_p . **(b)** Model *coupling* Savage-Prescott. Gerakan siklik ke bawah kedalaman D dan penunjaman yang stabil di bawah D karena adanya sesar pada lapisan elastis di atas ruang setengah viskoelastik [7].

2.2 Pemodelan

Kami mencoba memodelkan persamaan ke (3) dengan beberapa skenario. Pemodelan ini dilakukan dengan mengamati perubahan disklokasi disepanjang area sesar. Kami melakukan 2 skenario pemodelan yaitu sebagai berikut:

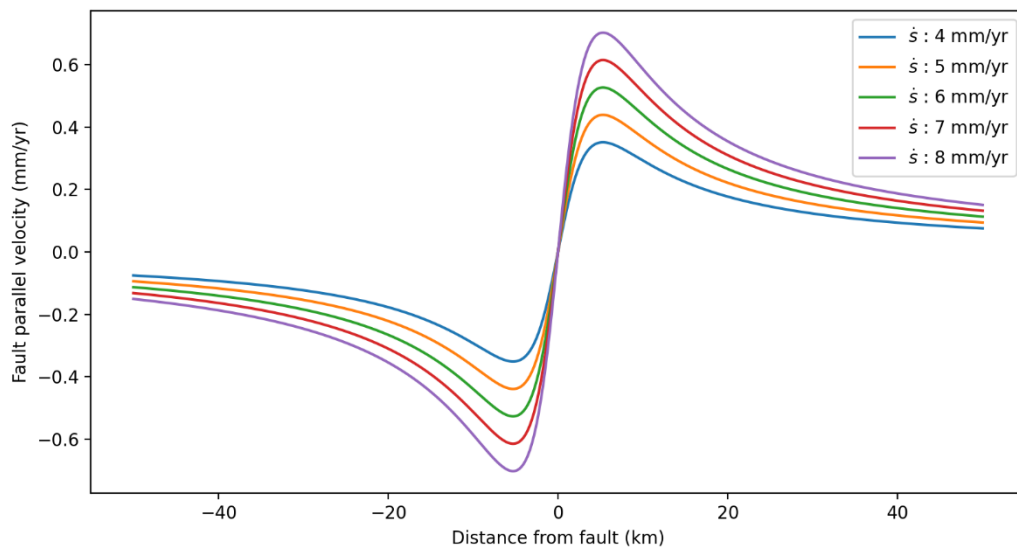
- 1) Pemodelan pertama yang bertujuan untuk melihat bagaimana pengaruh perubahan parameter *slip* terhadap perubahan kecepatan interseismik. Nilai variasi *slip* yang dimodelkan adalah 4 - 8 mm/tahun dengan nilai $D_0 = 4$ km dan $D_1 = 7$ km.
- 2) Pemodelan kedua yang bertujuan untuk melihat bagaimana pengaruh keberadaan lapisan zona locking terhadap kecepatan interseismik. Ketebalan zona *locking* dan *slip-rate* dibuat tetap yaitu masing - masing 3 km dan 6 mm/tahun. Sedangkan keberadaan lapisan zona *locking* dibuat bervariasi yaitu berada di kedalaman 2 - 5 km, 3 - 6 km, 4 - 7 km, 5 - 8 km, dan 6 - 9 km.

3. Hasil dan Pembahasan

3.1 Pengaruh perubahan parameter slip rate terhadap perubahan kecepatan interseismik

Pada gambar 2 dapat dilihat bagaimana pengaruh perubahan parameter *slip-rate* terhadap perubahan kecepatan interseismik. Semakin bertambahnya nilai *slip-rate* maka kecepatan interseismik akan bertambah. Nilai kecepatan interseismik bervariasi terhadap jarak ke sesar. Kecepatan interseismik meningkat signifikan dari pusat sesar hingga mencapai nilai maksimum pada jarak sekitar 4 km dari sesar. Setelah itu semakin jauh dari sesar kecepatan interseismik menurun secara kuadratik dan asimtotik.

Hubungan antara parameter *slip-rate* dan kecepatan interseismik bersifat linear positif. Hal ini dapat kita lihat dari perubahan perbedaan grafik yang dihasilkan oleh masing - masing nilai slip yang bertambahnya secara konstan.



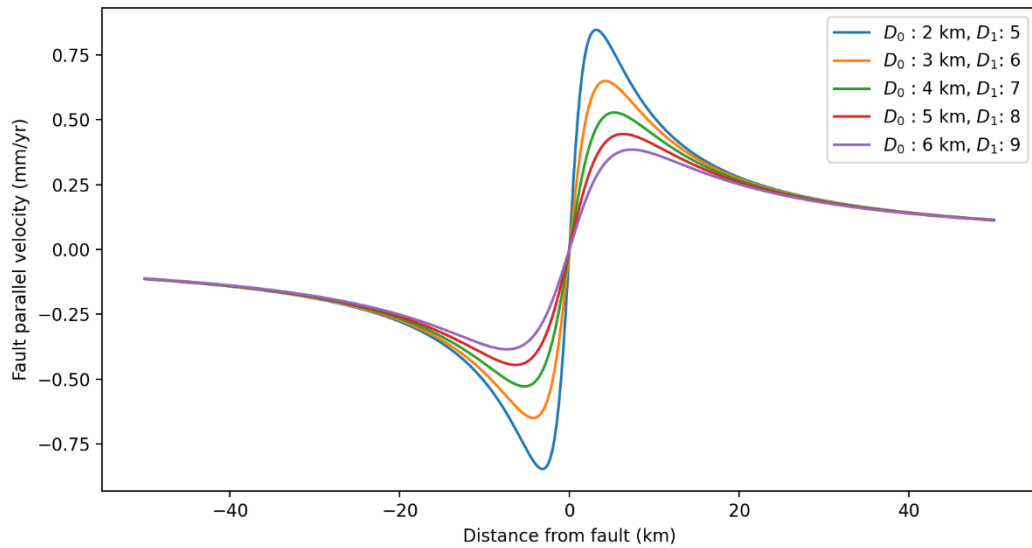
Gambar 2. Grafik pemodelan pertama untuk melihat pengaruh perubahan parameter *slip rate* terhadap perubahan kecepatan interseismik.

3.2 Pengaruh keberadaan lapisan zona *locking* terhadap kecepatan interseismik

Gambar 3 menunjukkan pemodelan untuk melihat pengaruh keberadaan lapisan zona *locking* terhadap kecepatan interseismik. Dengan ketebalan yang sama, keberadaan lapisan zona *locking* menunjukkan bahwa semakin dangkal posisi zona *locking*, nilai kecepatan interseismik juga semakin tinggi. Pemodelan yang kami lakukan mendapatkan hasil yang serupa pada penelitian Konter, S., dkk. (2011) dimana keberadaan segmen patahan yang

dangkal, menunjukkan nilai kecepatan interseismik yang tinggi [8].

Jarak yang dibutuhkan untuk mencapai nilai kecepatan interseismik maksimum semakin panjang jika keberadaan zona *locking* semakin dalam. Hal ini diperlihatkan pada titik puncak kecepatan maksimum yang bergeser menjauhi sesar. Bertambahnya kecepatan interseismik terhadap keberadaan zona *locking* yang lebih dangkal memiliki pola yang tidak linear. Hal ini dapat dilihat dari titik puncak kecepatan interseismik yang semakin tinggi.



Gambar 3. Grafik pemodelan kedua untuk melihat pengaruh keberadaan lapisan zona *locking* terhadap kecepatan interseismik.

4. Kesimpulan

Setelah melakukan pemodelan dengan beberapa variasi yang telah dilakukan kami menyimpulkan bahwa kecepatan interseismik dipengaruhi oleh beberapa faktor diantaranya adalah kecepatan interseismik akan semakin besar jika *slip-rate* semakin besar, dan lapisan zona *locking* mendekati permukaan.

Jarak yang dibutuhkan untuk mencapai nilai kecepatan interseismik maksimum hampir sama pada semua variasi *slip-rate*, tetapi jarak akan semakin panjang jika keberadaan zona *locking* semakin dalam.

Daftar Pustaka

- [1] Turcotte, D. L., & Schubert, G. (2002). *Geodynamics*.
- [2] González-Ortega, J. A., González-García, J. J., & Sandwell, D. T. (2018). Interseismic velocity field and seismic moment release in northern Baja California, Mexico. *Seismological Research Letters*, 89(2A), 526-533.
- [3] Xu, W., Wu, S., Materna, K., Nadeau, R., Floyd, M., Funning, G., ... & Bürgmann, R. (2018). Interseismic ground deformation and fault slip rates in the greater San Francisco Bay Area from two decades of space geodetic data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 123(9), 8095-8109
- [4] Savage, J.C. dan Burford, R.O. 1973. *Geodetic Determination of Relative Plate Motion in Central California*. Journal Of Geophysical Research Vol. 78 No. 5. USGS.
- [5] Savage, J. C., & Prescott, W. H. (1978). Asthenosphere readjustment and the earthquake cycle. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 83(B7), 3369-3376.
- [6] Savage, J. (1990), Equivalent strike-slip earthquake cycles in half-space and lithosphere-asthenosphere earth models,

J. Geophys. Res., 95, 4873 –
4879

- [7] Johnson, et al. (2004),
Viscoelastic earthquake cycle
models with deep stress-driven
creep along the San Andreas
fault system. JOURNAL OF
GEOPHYSICAL RESEARCH,
VOL. 109.
- [8] Smith-Konter, B. R., D. T.
Sandwell, and P. Shearer
(2011), Locking depths
estimated from geodesy and
seismology along the San
Andreas Fault System:
Implications for seismic
moment release, J. Geophys.
Res., 116, B06401,
doi:10.1029/2010JB008117