

# SEISMISITAS DAN MODEL ZONA SUBDUKSI DI INDONESIA RESOLUSI TINGGI

Sri Widiyantoro  
KK (Kelompok Keahlian) Ilmu dan Teknik Geofisika  
Fakultas Teknik Pertambangan dan Perminyakan  
Institut Teknologi Bandung  
Jl. Ganesa 10, Bandung 40132  
Tel: (022) 2500494; Fax: (022)2534139; E-mail: sriwid@geoph.itb.ac.id

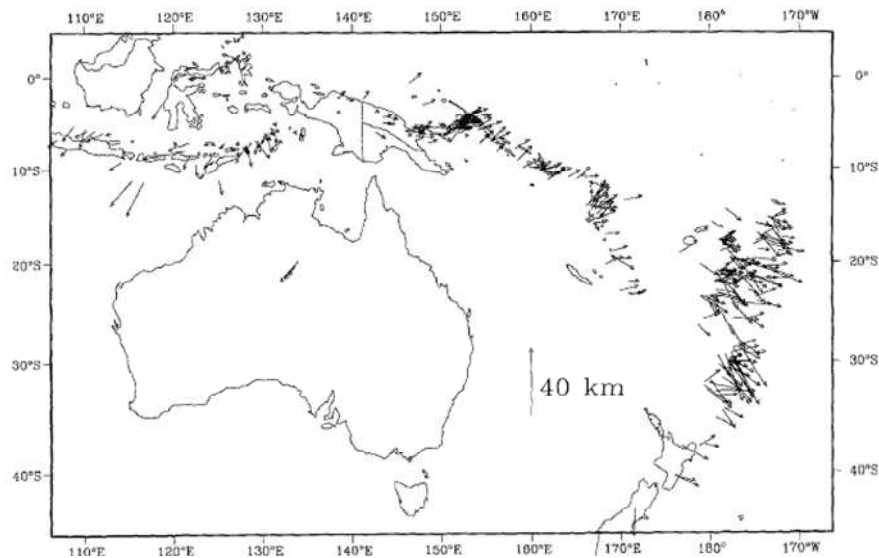
## 1 PENDAHULUAN

Indonesia yang terletak pada jalur konvergensi antara beberapa lempeng raksasa (Asia Tenggara, Indo-Australia dan Pasifik Barat), dan beberapa lempeng mikro seperti yang terdapat di sekitar zona tumbukan Maluku merupakan salah satu zona subduksi lempeng samudera yang paling aktif di dunia. Oleh karenanya aktivitas kegempaan yang sangat tinggi di sepanjang busur kepulauan Indonesia menjadi sangat krusial untuk diperhitungkan dengan cermat dalam desain bangunan. Untuk itu, sebagai contoh, pembuatan peta *PGA* perlu masukan (input) dari hasil studi seismologi yang komprehensif.

Dalam makalah ini studi seismologi difokuskan pada dua topik, yaitu tentang: (i) relokasi hiposenter gempa, dan (ii) pencitraan tomografi seismik. Posisi sumber gempa dengan presisi tinggi menjadi dasar untuk memperoleh hasil maksimal dari studi selanjutnya, seperti misalnya: pencitraan tomografi dan pemetaan *PGA* atau implementasi *PSHA*. Citra tomografi (tomogram) seismik dengan resolusi tinggi akan bermanfaat untuk menentukan geometri / sudut penunjaman lempeng samudera dengan teliti. Di samping itu tomogram seismik juga dapat digunakan untuk mengenali sesar-sesar, terutama yang terkubur (*buried fault*) di bawah permukaan bumi. Sesar-sesar semacam ini bersama sesar-sesar yang muncul di permukaan perlu dipetakan dengan rinci guna mendapatkan perhitungan *PGA* yang tepat.

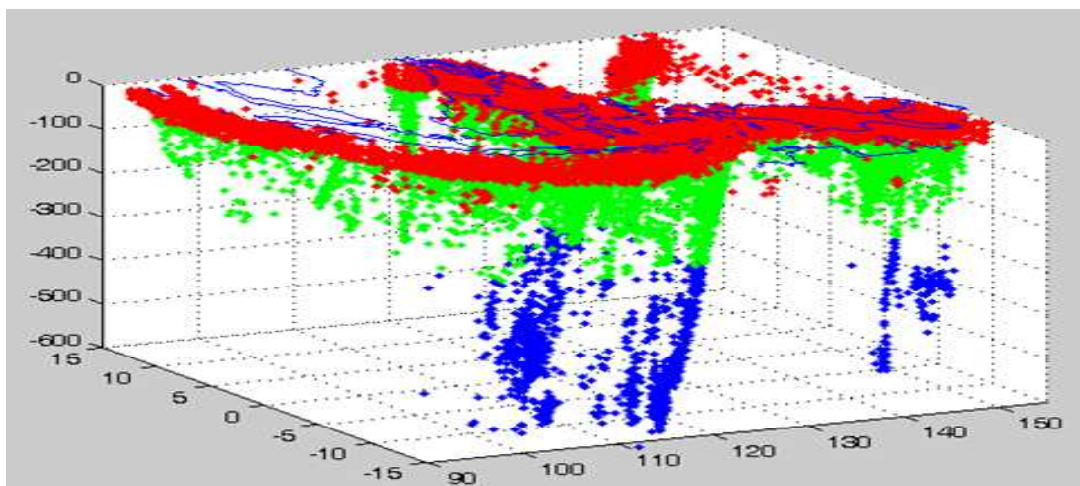
## 2 SEISMISITAS DI INDONESIA DAN RELOKASI HIPOSENTER

Studi mengenai seismisitas di Indonesia telah sering dilakukan oleh beberapa kelompok peneliti dari dalam maupun luar negeri. Akan tetapi dalam studi-studi tersebut jarang dilakukan relokasi hiposenter. BMG yang akhir-akhir ini telah menggunakan sistem otomatis untuk menentukan lokasi gempa juga belum merelokasi hiposenter yang diperoleh secara berkala. Salah satu kelompok peneliti yang aktif dan konsisten dalam merelokasi hiposenter adalah Engdahl dkk. (1998 dan 2007). Mereka merelokasi hiposenter gempa tektonik global, termasuk gempa-gempa yang terjadi di Indonesia, secara rutin. Contoh hasil relokasi Engdahl dkk. (1998) untuk gempa-gempa di jalur subduksi Jawa sampai dengan Tonga (Pasifik Barat-daya) ditunjukkan dalam Gambar 1. Dalam contoh ini dapat dilihat bahwa setelah direlokasi episentris gempa rata-rata bergeser ke arah samudera. Hal ini disebabkan oleh kurangnya stasiun pengamat gempa (seismograf) yang terdapat di samudera. Untuk itu ke depan perlu diusahakan untuk dipasang *Ocean Bottom Seismometer* (OBS) di dasar lautan guna memperoleh cakupan stasiun seismik yang optimal.



**Gambar 1.** Plot episenter hasil relokasi oleh Engdahl dkk. (1998). Anak panah menunjukkan pergeseran dari posisi episenter semula ke posisi episenter setelah direlokasi. Jika pergeserannya melebihi 25 km maka data tersebut tidak diplot dan dikeluarkan dari katalog Engdahl dkk. (1998).

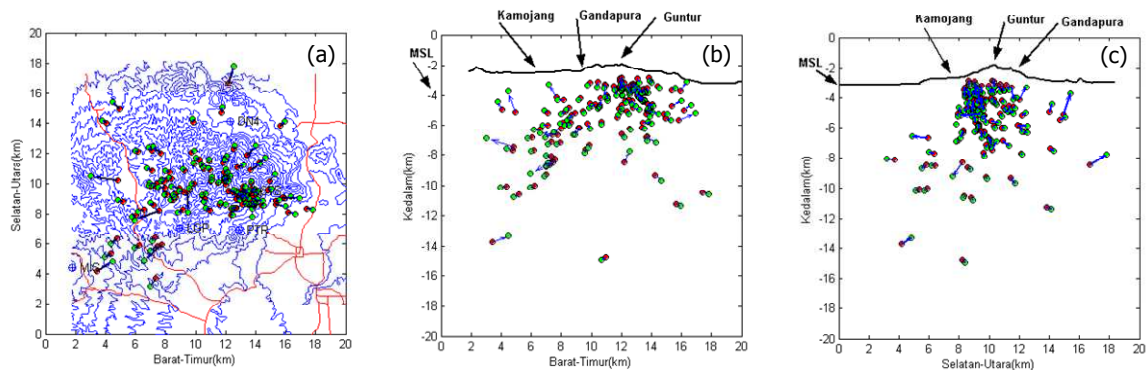
Dalam Gambar 2 berikut ditunjukkan distribusi hiposenter dari gempa-gempa yang terjadi di sepanjang kepulauan Indonesia hasil relokasi oleh Engdahl dkk. (1998 dan 2007). Di sini dapat dilihat bahwa hanya Kalimantan yang relatif aman atau jarang terjadi gempa, karena posisinya yang jauh dari zona subduksi.



**Gambar 2.** Plot seismisitas di bawah busur kepulauan Indonesia secara 3D untuk kurun waktu mulai 1964 sampai dengan 2006. Data diambil dari katalog gempa global hasil relokasi Engdahl dkk. (1998 dan 2007). Simbol: persegi merah merepresentasikan gempa dangkal ( $h \leq 70$  km); hijau, gempa menengah ( $70 \text{ km} < h \leq 300$  km); dan biru, gempa dalam ( $h > 300$  km), di mana  $h$  = kedalaman sumber gempa (hiposenter).

Beberapa tahun terakhir ini beberapa peneliti dari dalam negeri juga sudah mulai aktif merelokasi gempa-gempa yang terjadi di Indonesia, baik untuk gempa vulkanik (Nugraha dkk., 2006) maupun gempa tektonik (Nugroho dkk., 2007). Contoh dari hasil

relokasi untuk gempa-gempa di sekitar Kamojang dan Gunung Guntur ditunjukkan dalam Gambar 3 berikut.



**Gambar 3.** Hasil relokasi sumber gempa vulkanik untuk kasus Gunung Guntur (Nugraha dkk., 2006). (a) Episenter hasil relokasi, tanda panah merupakan vektor (arah dan besar) pergeseran dari sebelum direlokasi (titik merah) ke posisi setelah direlokasi (bulatan hijau); (b) hiposenter hasil relokasi pada penampang vertikal arah Barat-Timur; dan (c) hiposenter hasil relokasi pada penampang arah Selatan-Utara.

### 3 PENCITRAAN TOMOGRAFI SEISMIK

Salah satu pendekatan yang diperlukan dalam usaha mitigasi bencana dan prediksi gempa adalah dengan mengetahui struktur interior bumi secara rinci. Dengan demikian tempat-tempat rawan gempa diharapkan dapat diperkirakan dengan baik. Untuk tujuan ini maka pencitraan tomografi seismik merupakan teknik yang relevan untuk diterapkan.

Teknik pencitraan tomografi seismik telah mulai dikembangkan sejak pertengahan tahun 1970-an. Publikasi pertama tentang tomografi seismik ditulis oleh Aki dan Lee (1976). Sejak itu berbagai tulisan mengenai tomografi seismik mulai bermunculan yang disebabkan oleh kehandalan dari metode ini dalam mendeliniasi struktur 3D interior bumi.

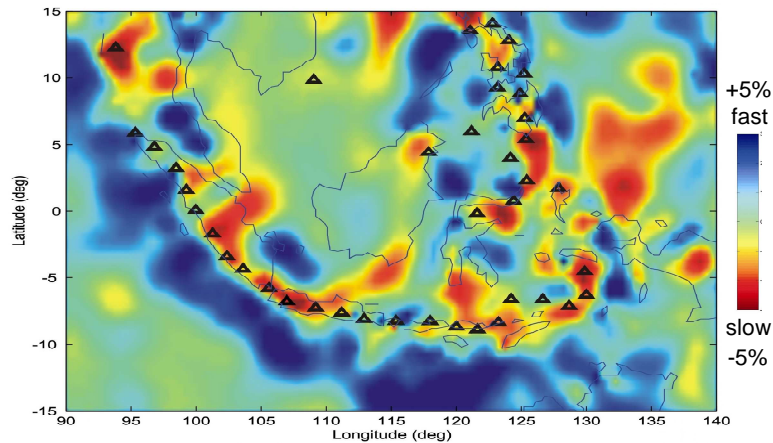
Penelitian tentang struktur 3D mantel bumi di bawah Indonesia telah dilakukan oleh beberapa peneliti sebelumnya, yaitu oleh Fukao dkk. (1992), Puspito dkk. (1993), dan Widiyantoro dan van der Hilst (1996 dan 1997). Semua publikasi ini telah menggunakan pendekatan inversi linier. Pendekatan linier semacam ini tentu mempunyai keterbatasan, di mana struktur rinci (dengan skala kecil) tidak dapat dicitrakan dengan baik. Pendekatan non-linier untuk pertama kali dikembangkan dalam pencitraan tomografi global (seluruh mantel bumi) oleh Bijwaard dan Spakman (2000), dan Widiyantoro dkk. (2000). Kedua kelompok peneliti ini secara independen telah mengembangkan metode non-linier tersebut dalam waktu yang hampir bersamaan. Pendekatan non-linier ini merepresentasikan *state-of-the-art* dari teknik pencitraan tomografi seismik.

Pencitraan tomografi secara umum dapat didefinisikan sebagai suatu proses rekonstruksi dari sebuah benda dari observasi besaran fisis yang merepresentasikan efek dari penjarangan suatu bentuk radiasi melalui benda yang diamati tersebut. Teknik pencitraan tomografi seismik meliputi beberapa tahapan utama seperti: (i) parameterisasi model 3D, (ii) penjejakkan sinar (*ray tracing*) seismik 3D, (iii) inversi yang meliputi proses *update* model 3D, dan (iv) tes resolusi model 3D.

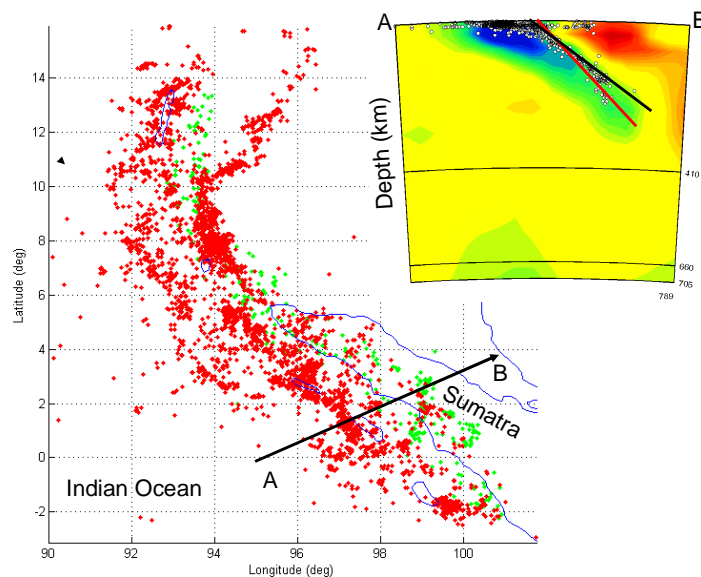
Dalam studi ini parameterisasi model 3D menggunakan *non-uniform grid*, yaitu gabungan antara model global dengan ukuran grid/blok ( $5^\circ \times 5^\circ$ ) dan lokal ( $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ ). Dengan parameterisasi model ini jumlah grid global dan lokal mencapai sekitar 500.000 dan merepresentasikan jumlah *unknown* atau kolom matriks. Ukuran grid ( $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ ) ini relatif kecil untuk pemodelan pada skala regional, di mana *ray bending* sudah tidak bisa diabaikan lagi. Oleh karena itu dalam studi ini digunakan *ray tracing* 3D dengan memanfaatkan teknik *pseudo bending* (Koketsu dan Sekine, 1998). Sedangkan untuk menyelesaikan problema inversi telah digunakan salah satu metode *Conjugate Gradient*, yaitu teknik *LSQR* (Paige dan Saunders, 1982) yang merupakan pengembangan dari teknik *SVD*. Tahap akhir sebelum dilakukan interpretasi terhadap tomogram yang dihasilkan adalah tes resolusi. Tes ini sangat penting, sebab biasanya tidak seluruh bagian dari model 3D yang dihasilkan mempunyai resolusi yang bagus. Hal ini disebabkan terutama oleh distribusi gempa dan seismograf yang acak atau terkonsentrasi pada area tertentu saja. Dengan demikian interpretasi hanya dapat dilakukan pada bagian model yang mempunyai resolusi tinggi. Seluruh tahapan ini telah dijelaskan secara rinci dalam makalah kami sebelumnya (Widiyantoro dan van der Hilst, 1996 dan 1997 untuk pendekatan linier; dan Widiyantoro dkk., 2000 untuk pendekatan non-linier).

Data yang digunakan dalam pencitraan tomografi pada skala regional/global diambil dari sumber alam, yaitu gempa bumi. Sedangkan untuk investigasi skala lokal digunakan sumber buatan (ledakan dinamit). Dalam makalah ini data yang digunakan adalah data gempa bumi regional (Gambar 2), karena obyek yang diteliti adalah zona subduksi di bawah Indonesia. Data gempa yang digunakan adalah waktu tiba gelombang P (primer/longitudinal) dan S (sekunder/transversal). Data ini diambil dari katalog data gempa global dengan akurasi tinggi hasil proses ulang (*re-processing*) oleh Engdahl dkk. (1998 dan 2007). Proses ulang yang dimaksud meliputi antara lain: (i) re-identifikasi fasa gelombang seismik, dan (ii) relokasi hiposenter. Dari hasil *re-processing* ini maka hanya data dengan kualitas tinggi saja yang digunakan, sedangkan data dengan kualitas rendah dieliminasi dari katalog. Penggunaan data dengan kualitas tinggi seperti ini sangat penting untuk menghasilkan citra tomografi seismik yang handal.

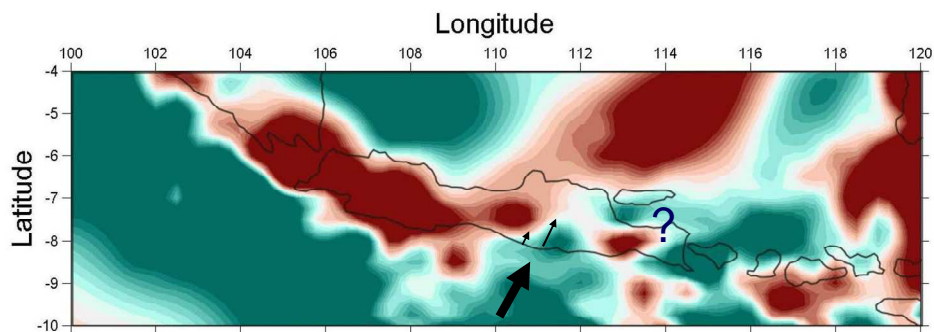
Contoh hasil pencitraan tomografi seismik untuk Indonesia ditunjukkan pada Gambar 4 sampai 6 berikut. Dalam Gambar 4 diberikan contoh hasil inversi tomografi menggunakan data gelombang S. Variasi kecepatan gelombang S di kerak bumi di bawah wilayah Indonesia hasil inversi tomografi ini diharapkan ke depan dapat dimanfaatkan untuk menghitung *PGA* secara komprehensif. Sedangkan dalam Gambar 5 ditunjukkan hasil inversi tomografi dengan data gelombang P. Di sini terlihat dengan jelas bagaimana subduksi lempeng samudera dapat dicitrakan dengan baik. Dengan demikian sudut penunjaman lempeng dapat ditentukan dengan lebih pasti. Tomogram dalam Gambar 6 merupakan *close up* dari tomogram gelombang S pada Gambar 4. *Close up* untuk wilayah Jawa ini menunjukkan potensi tomogram seismik untuk identifikasi keberadaan sesar. Di dalam tomogram sesar ditunjukkan sebagai kontras antara anomali kecepatan gelombang negatif dan positif seperti yang terlihat di Jawa Tengah. Batas kontras anomali ini bertepatan dengan posisi sesar Opak, di mana gempa Yogya-Jateng terjadi pada tanggal 27 Mei 2006. Observasi yang perlu dicermati adalah bahwa di ujung Jawa Timur juga terdapat kontras anomali serupa yang dapat diinterpretasikan sebagai lokasi sesar yang terkubur.



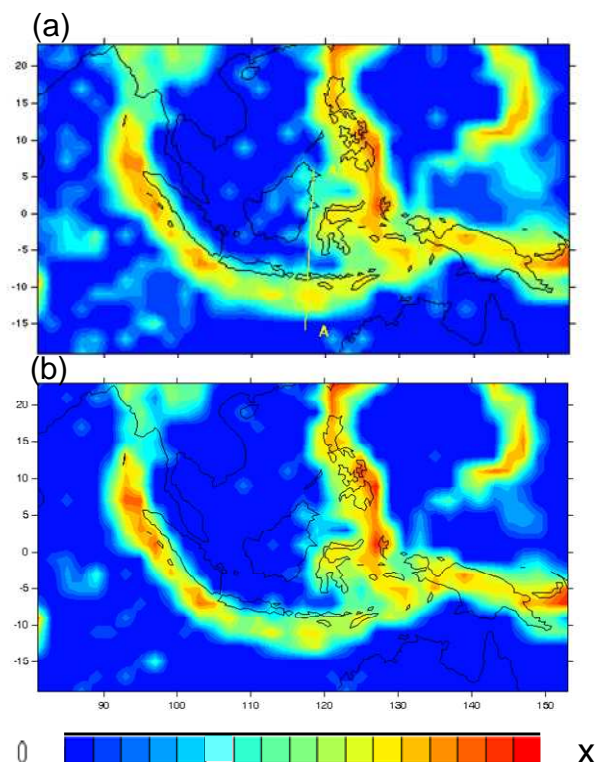
**Gambar 4.** Variasi kecepatan gelombang S di kerak bumi di bawah wilayah Indonesia hasil inversi tomografi. Kuantitas yang diplot adalah deviasi kecepatan relatif terhadap model bumi rata-rata ak135 (Kennett dkk., 1995). Simbol segitiga menunjukkan posisi gunung api aktif yang terlihat berkorelasi dengan lokasi anomali kecepatan negatif.



**Gambar 5.** Peta seismisitas 2D untuk Sumatera Utara dan Andaman. Data episenter diambil dari Engdahl dkk., 2007 (*updated version*, yaitu meliputi periode 1918 sampai dengan November 2006). Titik merah dan hijau masing-masing menunjukkan episenter gempa dengan kedalaman  $\leq 60$  km, dan  $> 60$  km. Sedangkan garis A-B menunjukkan posisi penampang vertikal tomogram seismik gelombang P. Pada penampang ini juga diplot posisi hiposenter yang terlihat berada di atas citra lempeng samudera Hindia yang menunjam yang digambarkan dengan warna biru. Garis merah dan hitam pada penampang A-B masing-masing menunjukkan kemiringan lempeng jika diinterpretasikan berdasarkan distribusi hiposenter dan tomogram seismik.



**Gambar 6.** Close up untuk variasi kecepatan gelombang S di kerak bumi (Gambar 4) untuk Jawa. Tanda anak panah besar menunjukkan arah desakan dari lempeng Indo-Australia. Sedangkan anak panah kecil menunjukkan besar (kualitatif) dan arah pergeseran blok di darat akibat desakan lempeng dari Selatan. Kontras anomali kecepatan negatif (warna coklat) dan positif (warna hijau) di Jawa Tengah berkorelasi dengan posisi sesar Opak. Kontras serupa terdapat juga di ujung Jawa Timur yang kemungkinan juga mengindikasikan adanya sesar di darat.



**Gambar 7.** Plot (a) total magnitudo; dan (b) total kejadian / frekuensi gempa pada interval kedalaman 0-60 km dari data yang ditunjukkan dalam Gambar 2. Ukuran grid yang digunakan untuk mengelompokkan data adalah  $2^\circ \times 2^\circ$ . Kedua kuantitas tersebut diplot dengan skala  $\log(10)$ , di mana nilai  $X=4$  untuk diagram (a) dan  $X=3$  untuk diagram (b).

## 4 DISKUSI DAN KESIMPULAN

Dari penelitian ini telah ditunjukkan bahwa hasil pencitraan tomografi seismik dapat mengungkap struktur 3D zona subduksi yang direpresentasikan oleh model kecepatan rambat gelombang gempa secara rinci. Model struktur kecepatan 3D hasil inversi tomografi ini diperlukan untuk merelokasi posisi hiposenter secara teliti. Relokasi sumber gempa sangat krusial untuk dilakukan sebab posisi hiposenter yang tidak tepat akan sangat menurunkan kualitas hasil studi selanjutnya.

Gabungan antara tomogram seismik dan posisi hiposenter dengan resolusi tinggi akan memberikan input yang baik untuk implementasi *PSHA*, khususnya dalam penentuan sudut penunjaman lempeng. Contoh untuk hal ini digambarkan dalam Gambar 5. Garis merah pada penampang A-B (Gambar 5) menunjukkan kemiringan lempeng jika diinterpretasikan berdasarkan distribusi hiposenter. Sedangkan garis hitam adalah kemiringan lempeng berdasarkan tomogram. Selain itu tomogram seismik juga berpotensi untuk memetakan sesar, khususnya sesar terpendam seperti yang terlihat dalam tomogram dalam Gambar 6.

Selanjutnya studi seismologi di Indonesia perlu terus ditingkatkan, khususnya untuk menentukan magnitudo secara tepat. Data magnitudo yang lengkap dan tepat akan bermanfaat untuk memetakan lokasi pelepasan energi gempa (Gambar 7). Dengan demikian  $M_{max}$  pada suatu wilayah yang digunakan untuk perhitungan *PGA* juga akan dapat ditentukan dengan lebih baik. Dalam hal ini BMG sedang terus meningkatkan performansinya dengan memasang seismometer *broad-band*, sehingga magnitudo gempa besar akan dapat ditentukan dengan baik. Selanjutnya jika di Indonesia nantinya telah terpasang seismometer dalam suatu *array* maka fungsi atenuasi juga akan dapat ditentukan.

Sebagai penutup, dari studi seismisitas dan pencitraan tomografi dengan resolusi tinggi ini dapat ditarik kesimpulan bahwa beberapa hasil berikut penting sebagai input untuk meningkatkan kualitas perhitungan *PGA* di Indonesia, yaitu: (i) hiposenter yang telah direlokasi, (ii) tomogram seismik yang mendeliniasi struktur zona subduksi secara 3D dan rinci sehingga sudut penunjaman lempeng dapat ditentukan dengan lebih baik, dan (iii) model 3D kecepatan rambat gelombang S hasil inversi tomografi. Akan tetapi perhitungan *PGA* atau analisis *PSH* belum akan optimal kalau pemetaan sesar aktif di Indonesia belum dilaksanakan dengan baik. Dalam hal ini tomogram seismik juga berpotensi untuk mengidentifikasi sesar seperti yang ditunjukkan dalam Gambar 6.

## 5 UCAPAN TERIMA KASIH

Penulis menyampaikan terima kasih kepada Panitia Seminar dan Pameran HAKI 2008 yang telah memberikan kesempatan untuk mempresentasikan makalah ini. Penelitian ini sebagian didanai oleh KMNRT melalui Program Riset Insentif 2008 dan oleh ITB melalui Program Riset Internasional ITB 2008.

## 6 DAFTAR PUSTAKA

- Aki K. and Lee, W. H. K. (1976). "Determination of three-dimensional velocity anomalies under a seismic array using first *P* arrival times from local earthquakes: A homogeneous initial model", *J. geophys. Res.*, 81, 4381-4399.
- Bijwaard, H. and Spakman, W. (2000). "Non-linear global *P*-wave tomography by iterated linearized inversion", *Geophys. J. Int.*, 141, 71-82.

- Engdahl, E. R., van der Hilst, R. D. and Buland, R. P. (1998). "*Global teleseismic earthquake relocation with improved travel times and procedures for depth determination*", Bull. seism. Soc. Am., 88, 722-743.
- Engdahl, E. R., Villasenor, A., DeShon, H. R. and Thurber, C. H. (2007). "*Teleseismic relocation and assessment of seismicity (1918–2005) in the region of the 2004 Mw 9.0 Sumatra–Andaman and 2005 Mw 8.6 Nias island great earthquakes*", Bull. Seismol. Soc. Am., 97, S43-S61.
- Fukao, Y., Obayashi, M., Inoue, H. and Nenbai, M. (1992). "*Subducting slabs stagnant in the mantle transition zone*", J. geophys. Res., 97, 4809-4822.
- Kennett, B. L. N., Engdahl, E. R. and Buland, R. (1995). "*Constraints on seismic velocities in the Earth from travel times*", Geophys. J. Int., 122, 108–124.
- Koketsu, K. and Sekine, S. (1998). "*Pseudo-bending method for three-dimensional seismic ray tracing in a spherical Earth with discontinuities*", Geophys. J. Int., 132, 339-346.
- Nugraha, A. D., Suantika, G. dan Widiyantoro, S., (2006). "*Relokasi hiposenter gempa vulkanik Gunung Guntur menggunakan model kecepatan tiga dimensi*", Jurnal Geofisika, No.2, 20-26.
- Nugroho, H., Widiyantoro, S. dan Ibrahim, G. (2007). "*Penentuan hiposenter gempa bumi dengan menggunakan metoda guided grid search dan model struktur kecepatan 3D*", Prosiding PIT HAGI, Bali.
- Paige, C. C. and Saunders, M. A. (1982). "*LSQR: an algorithm for sparse linear equations and sparse least squares*", ACM Trans. Math. Soft., 8, 43-71 and 195-209.
- Puspito, N. T., Yamanaka, Y., Miyatake, T., Shimazaki, K. and Hirahara, K. (1993). "*Three-dimensional P-wave velocity structure beneath the Indonesian region*", Tectonophysics, 220, 175-192.
- Widiyantoro, S. and van der Hilst, R. D. (1996). "*Structure and evolution of lithospheric slab beneath the Sunda arc*", Indonesia, Science, 271, 1566-1570.
- Widiyantoro, S. and van der Hilst, R. D. (1997). "*Mantle structure beneath Indonesia inferred from high-resolution tomographic imaging*", Geophysical Journal International, 130, 167-182.
- Widiyantoro, S., Gorbato, A., Kennett, B. L. N. and Fukao, Y. (2000). "*Improving global shear-wave delay-time tomography using three-dimensional ray tracing and iterative inversion*", Geophys. J. Int., 141, 747-758.