

STUDI TOMOGRAFI SEISMIS UNTOUR MENENTUKAN MODEL KECEPATAN GELOMBANG P DAERAH BALI

Siti Hidayatunnisak¹, Adi Susilo², Muhajir Anshori³

¹Jurusan Fisika FMIPA Univ. Brawijaya

²BMKG Tretes

Email: hidayah_physics10@yahoo.co.id

Abstract

Pulau Bali merupakan salah satu kawasan dengan tingkat seismisitas yang tinggi karena dipengaruhi oleh 2 generator utama gempabumi yaitu zona subduksi di bagian selatan dan aktifitas *Back Arc Thrust* di bagian utara. Pada studi penelitian ini diterapkan tomografi *travel time* gelombang P untuk mencitrakan struktur bawah permukaan daerah Bali menggunakan 130 event gempabumi dangkal yang tercatat pada 6 stasiun Jaringan Ina Tews BMKG periode 2009 – 2014. Pemodelan *forward* dan *invers* dilakukan secara iteratif sehingga diperoleh sebuah model kecepatan dengan nilai *travel time* hasil perhitungan yang paling sesuai dengan nilai *travel time* observasi. Berdasarkan uji resolusi *checkerboard* didapatkan nilai resolusi tomogram sebesar $0.5^0 \times 0.5^0$. Citra tomogram kecepatan gelombang P menunjukkan nilai yang relatif besar berada di wilayah selatan karena daerah tersebut mengalami kompresi akibat tumbukan Lempeng Indo-Australia terhadap Eurasia. Kecepatan rendah berada pada bagian utara membujur arah barat laut – tenggara berasosiasi dengan struktur *Back Arc Thrust*.

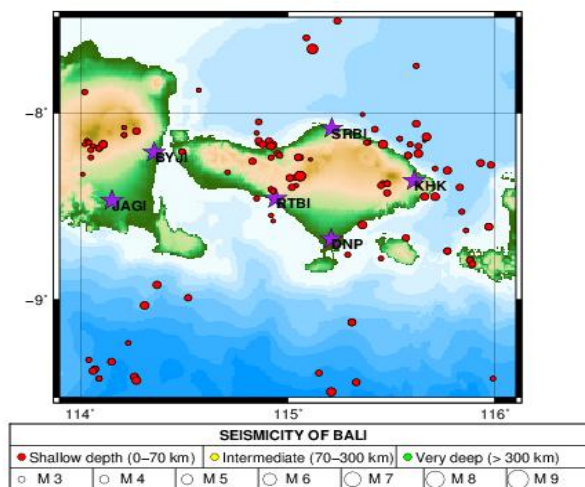
Kata kunci: Tomografi, Gelombang P, Subduksi, Back Arc Thrust

Pendahuluan

Wilayah Pulau Bali merupakan bagian dari kerangka sistem tektonik Indonesia yaitu zona pertemuan lempeng tektonik, dimana lempeng Indo-Australia menyusup di bawah lempeng Eurasia secara konvergen. Proses subduksi tersebut menghasilkan efek berupa struktur geologi sesar aktif di wilayah Pulau Bali dan sekitarnya, sehingga Pulau Bali termasuk kategori kawasan dengan tingkat aktifitas kegempaan yang tinggi. Berdasarkan keadaan tektonik tersebut aktifitas kegempaan di daerah Pulau Bali sangat dipengaruhi oleh dua generator gempabumi yaitu aktifitas subduksi lempeng dan aktifitas sesar naik di belakang busur atau biasa disebut (*Back Arc Thrust*) [2].

Berdasarkan rekap data hasil pemantauan gempabumi Bali dan sekitarnya rata-rata dalam sehari terjadi gempabumi sebanyak 5 hingga 10 kali dengan berbagai variasi magnitudo dan kedalaman. Sedangkan setahun dapat terjadi gempabumi rata-rata 1000 hingga 2000 kali. Catatan sejarah gempabumi merusak hingga 60 kali dan sebagian besar terjadi di kawasan tidak padat penduduk. Tetapi tetap saja korban yang jatuh dalam jumlah besar. Bencana gempabumi dahsyat yang populer oleh masyarakat adalah Gejer Bali tahun 1815. Bencana tersebut menelan korban jiwa yang cukup besar, 10.253 orang tewas [2]. Berdasarkan fakta tersebut penelitian mengenai kondisi struktur bawah permukaan di daerah Bali menjadi penting untuk dilakukan.

Terdapat beberapa macam metode geofisika yang dapat digunakan untuk mencitrakan struktur bawah permukaan bumi seperti metode seismik tomografi, *surface wave group velocity*, *array seismology*, dan *receiver function*. Diantara sekian metode, metode seismik yang paling sering digunakan. Tomografi seismik *travel time* merupakan salah satu metode untuk merekonstruksi struktur bawah permukaan bumi dengan data-data seismik yang terekam pada *receiver* yang memanfaatkan data waktu tempuh gelombang. Konsep dasar metode tomografi *travel time* adalah menggambarkan kondisi struktur bumi bawah permukaan dengan melakukan pemodelan *forward* dan *invers* yang dilakukan secara berulang hingga diperoleh data *travel time* hasil perhitungan



Gambar 1 Seismisitas Pulau Bali periode tahun 2009-2014

berdasarkan model terbaru yang paling sesuai dengan data *travel time* observasi.

Pada studi penelitian ini digunakan metode tomografi *travel time* dengan memanfaatkan *travel time* gelombang P untuk mencitrakan struktur bawah permukaan bumi di wilayah Pulau Bali, karena kemampuannya yang dapat mencitrakan struktur bawah permukaan bumi secara lebih presisi. Gelombang P dipilih karena gelombang ini memiliki karakter *onset* yang jelas terlihat sehingga mudah dibaca waktu tiba gelombangnya dibandingkan dengan jenis gelombang seismik yang lain. Model kecepatan gelombang P yang dihasilkan diharapkan mampu menjadi acuan untuk penelitian berikutnya mengenai kondisi struktur bawah permukaan bumi wilayah Bali sekaligus dapat memahami mekanisme tektonik pada daerah penelitian.

Metode

Kecepatan Gelombang Seismik

Gelombang seismik adalah gelombang elastik yang menjalar ke seluruh bagian dalam bumi dan permukaan bumi, akibat adanya gempa bumi, aktivitas vulkanik atau ledakan buatan manusia. Salah satu macam gelombang seismik yang ditinjau dari arah perambatannya adalah gelombang P. Gelombang ini dapat merambat pada semua medium serta memiliki kecepatan tertinggi dibandingkan dengan gelombang seismik lainnya [5].

Kecepatan gelombang P mulai dari 3 sampai 8 mil per sekon. Amplitudonya kecil dan periodenya pendek sekitar 0,5 sampai 5 sekon. Kecepatan gelombang ini bergantung pada densitas batuan, kekakuan dan kepadatannya. Kecepatan gelombang P akan meningkat seiring dengan peningkatan modulus *bulk* dari fluida pengisi pori. Bentuk persamaan kecepatan gelombang P yaitu:

$$V_p = \alpha = \left(\frac{\lambda + 2\mu}{\rho} \right)^{0.5} \quad (1)$$

Tomografi

Tomografi didefinisikan sebagai teknik khusus yang dapat digunakan untuk mendapatkan gambaran bagian dalam dari suatu objek berupa benda padat tanpa memotong atau mengirisnya. Dengan melakukan pengukuran-pengukuran di luar objek tersebut dari berbagai arah (yang disebut proyeksi-proyeksi), lalu merekonstruksinya [3].

Metode tomografi waktu tempuh yang digunakan pada studi ini terdiri atas 2 pemodelan yaitu pemodelan kedepan dan pemodelan kebelakang. Pemodelan kedepan dilakukan dengan menentukan parameter terlebih dahulu, lalu diperiksa apakah model menghasilkan data yang sesuai dengan data observasi. Sedangkan pemodelan

kebelakang adalah sebaliknya yaitu parameter diperoleh secara langsung dari data.

Metode ekspansi deret adalah metode yang dikembangkan untuk menyelesaikan persoalan pemodelan kebelakang. Metode ini mengasumsikan bahwa medium bersifat diskrit dan arah proyeksi terbatas dalam bentuk sel-sel. Sinar merambat melalui sel-sel tersebut dari sumber ke penerima sehingga diperoleh data yang dapat diketahui struktur dari objek.

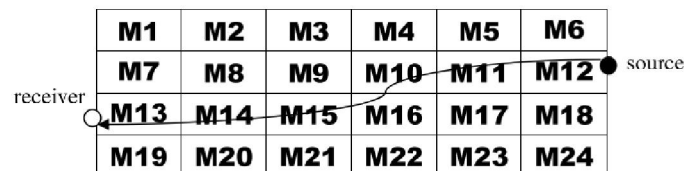
Metode ekspansi deret melakukan perbaikan secara iteratif terhadap fungsi model hasil perhitungan (M^{est}) hingga konvergen mendekati fungsi model sebenarnya (M^{true}). Proses perbaikan ini dikerjakan dengan melakukan perbandingan fungsi data yang diamati (P^{obs}) dengan fungsi data prakiraan (P^{pre}). Untuk mendapatkan fungsi data prakiraan (P^{pre}) digunakan forward modelling. Untuk suatu rangkaian sumber dan penerima, fungsi model $M(r)$ penjalaran sinar gelombang dapat dituliskan dengan:

$$P^{obs} = \int_{ray} M^{true}(r) dr \quad (2)$$

Penjalaran satu buah sinar gelombang yang melalui fungsi model diskrit dapat dituliskan dengan persamaan dalam bentuk diskrit.

$$P_i = \sum_{j=1}^J M_j S_j \quad (3)$$

Dimana M_j merupakan fungsi model hasil perhitungan untuk sel ke - j, S_j adalah panjang sinar gelombang yang melalui sel ke -j dan J adalah total sel pada fungsi model.



Gambar 2. Contoh penjalaran sinar gelombang pada model sel

Penjalaran suatu sinar gelombang seperti terlihat pada gambar diatas melalui 7 buah sel. Sel sel pada model yang tidak dilalui sinar gelombang akan memiliki nilai $S_j=0$. Untuk mendapatkan informasi mengenai sel-sel yang belum diketahui maka dirambatkan sinar gelombang lainnya dengan menambahkan pasangan sumber penerima lebih banyak lagi. Persamaan yang melibatkan seluruh sinar gelombang yang melalui fungsi model adalah

$$P_i = \sum_{j=1}^J M_j S_{ij}, i=1, \dots, I \quad (4)$$

Dimana I adalah total sinar gelombang, S_{ij} adalah panjang sinar ke-i yang melalui sel ke-j, M_j

adalah fungsi model diskrit untuk sel ke- j , dan J adalah total sel.

Persamaan tersebut merupakan formulasi untuk pemodelan kedepan yang digunakan dalam ekspansi deret tomografi sinar seismik. Persamaan tersebut dapat digunakan untuk memodelkan secara efektif jika P_i , $i=1, \dots, I$, merupakan data real (waktu tempuh) dan fungsi model M_j , $j=1, \dots, J$, merupakan fungsi model sebenarnya namun belum diketahui. Dapat juga dituliskan dengan

$$P_i^{obs} = \sum_{j=1}^J M_j^{true} S_{ij} \quad , i = 1, \dots, I \quad (5)$$

Persamaan sebanyak n buah diatas dapat ditulis dalam bentuk matriks sebagai berikut :

$$d = Gm \quad (6)$$

Dimana :

d : vektor data

Pada studi ini daerah penelitian dibatasi pada koordinat bujur 114.0^0 sampai 116^0 dan lintang -7.5^0 sampai -9.5^0 . Ada 6 stasiun pencatat gempabumi yang digunakan yaitu BYJI, DNP, JAGI, KHK, RTBI, dan SRBI. Data keseluruhan meliputi waktu terjadinya gempa (*origin time*), lokasi episenter, waktu tiba (*arrival time*) gelombang P disetiap stasiun, magnitude, dan kedalaman pusat gempa yang diperoleh dari Repository gempabumi BMKG periode tahun 2009 sampai 2014. Data yang dipilih memiliki magnitude ≤ 5 dan kedalaman 15 km sehingga diperoleh 130 event gempabumi dengan 515 fase gelombang P yang tercatat waktu tiba (*arrival time*) gelombangnya.

Studi penelitian dimulai dari persiapan data, parameterisasi model, uji resolusi, pemodelan kecepatan gelombang P, dan interpretasi. Parameterisasi dilakukan dengan memberikan model kecepatan awal homogen berdasarkan referensi model kecepatan 1 D (Kaulakov, 2007) seperti yang tertera pada Tabel 2.1.

Tabel 1 Model 1-D Struktur Kecepatan Gelombang P Bumi (Kaulakov dkk., 2007)

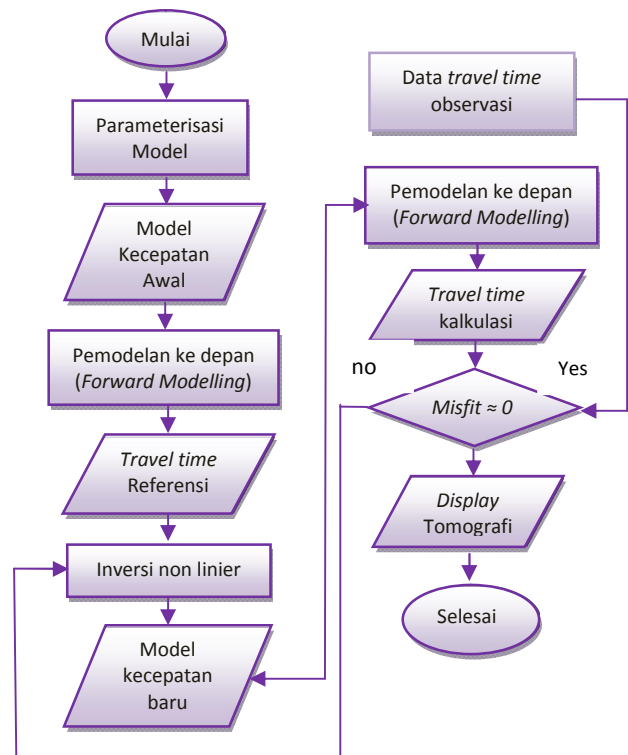
Depth (km)	Vp (km/s)
5	5
10	6
15	6.75
25	7.11

Perangkat keras yang digunakan berupa satu unit komputer dengan sistem operasi Linux Ubuntu 12.04.1 LTS dan Windows7. Perangkat lunak berupa Fortran Compiler G95, GMT (*Generic Mapping Tool*), Microsoft Exel 2007, Program Tomografi 2 Dimensi *fmst v1.1* (Rawlinson N. 2008), Korn Shell

yang terinstal pada Linux Ubuntu 12.04.1 LTS.

Pengolahan data dijalankan dengan *software fmst v1.1*. yang dikembangkan oleh (Nick Rawlinson, 2008). Langkah pertama adalah melakukan uji resolusi untuk mengetahui seberapa bagus sebaran geometri sumber dan penerima yang digunakan mampu menggambarkan struktur bawah permukaan daerah penelitian . Data yang digunakan sebagai input *software fmst v1.1* adalah koordinat sumber gempa (*source.dat*), koordinat stasiun pencatat (*receiver.dat*), model kecepatan 1-D (*gridi.vtx*), dan waktu tempuh gelombang P (*otimes.dat*). Untuk menjalankan *software* tersebut dilakukan kompilasi terlebih dahulu terhadap 8 script Fortran yaitu *grid2dss*, *fm2dss*, *subinv*, *residuals*, *resplots*, *misfits*, *synthts*, *tslicess*.

Setelah semua data input disiapkan dan program yang berbasis fortran 90 telah di *compile*, maka langkah berikutnya adalah menjalankan program secara keseluruhan menggunakan perintah yang tersimpan pada file *ttomoss*. Script *ttomoss* memiliki algoritma sebagaimana tertampil pada Gambar 3.2 diatas dan dijalankan dengan menggunakan *korn shell script* (*ksh*) yang bekerja pada *Operating System* Linux Ubuntu 12. 04.1 LTS [1]. Berikut ini adalah diagram alir pengolahan data pada program tomografi 2D:



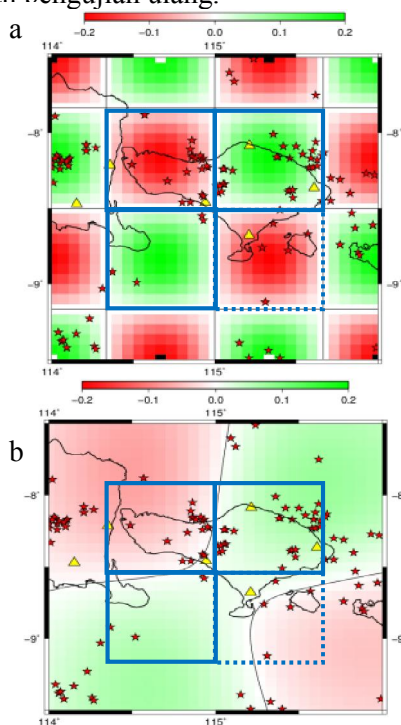
Gambar 3 Diagram alir program tomografi 2D *fmst v1.1*

Hasil dan Pembahasan

Hasil Uji Resolusi

Pada studi tomografi ini telah dilakukan uji resolusi *Checkerboard* dengan membuat *travel time* sintesis berdasarkan model *Checkerboard* yaitu

sebuah model dimana nilai kecepatan negatif dan positif dari nilai kecepatan awalnya disusun berselang-seling menyerupai model papan catur. Ukuran grid *Checkerboard* ditentukan dengan cara *trial and error* untuk mendapatkan nilai grid yang mampu mewakili nilai resolusi berdasarkan jejak gelombang yang ada. Proses inversi tomografi diterapkan dengan model awal berupa model kecepatan homogen menggunakan data *travel time* yang telah dibuat. Apabila model akhir menyerupai model awal *Checkerboard* maka resolusi yang dipilih sesuai jika tidak atau menghasilkan efek polesan maka parameterisasi perlu diperbaiki untuk dilakukan pengujian ulang.



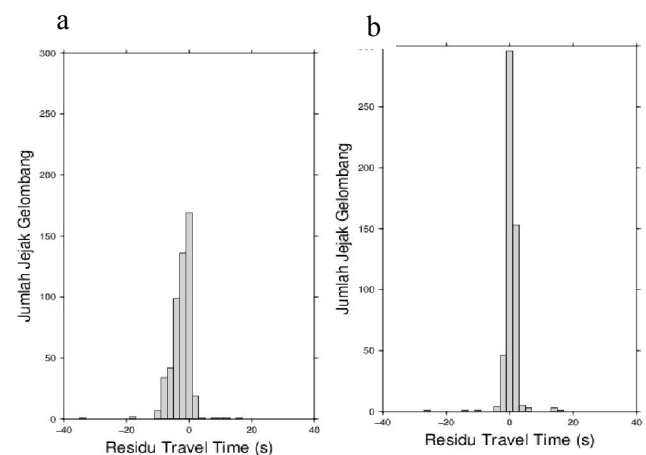
Gambar 4 a). Hasil tes resolusi *Checkerboard* grid $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ b). Hasil pemulihan modelnya

Berdasarkan uji resolusi yang dilakukan pada studi ini grid yang lebih kecil yaitu $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ dan $0.33^{\circ} \times 0.33^{\circ}$ tidak kembali ke model awal *Checkerboard* sedangkan model grid yang lebih besar yaitu $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ model akhir mendekati model awal *Checkerboard* seperti yang terlihat pada Gambar 4.2. Secara keseluruhan wilayah Pulau Bali masih berada pada daerah dengan nilai resolusi yang dapat diterima dengan baik (kotak biru penuh), kecuali sedikit wilayah Bali bagian Selatan atau tepatnya di sebelah Tenggara (kotak biru putus-putus), sehingga interpretasi hanya dapat dilakukan pada bagian dengan resolusi yang dapat diterima dengan baik.

Hasil Pemodelan 2D Gelombang P

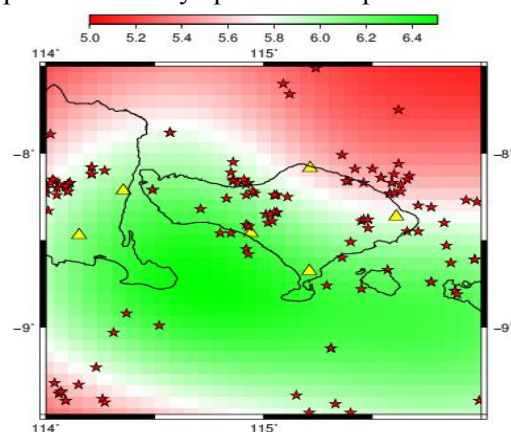
Pemodelan kecepatan gelombang P pada kerak bumi Pulau Bali dilakukan dengan

menggunakan ukuran grid $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ berdasarkan uji resolusi *Checkerboard* yang telah dilakukan. Model kecepatan awal yang digunakan adalah model kecepatan homogen sebesar 5 km/s. Pemodelan secara *forward* dan *invers* dilakukan secara berulang hingga diperoleh data *travel time* hasil perhitungan berdasarkan model terbaru yang paling sesuai dengan data *travel time* observasi. Validitas dari model akhir yang diperoleh dapat dilihat dari nilai standar deviasi *travel time* residu pada setiap iterasi seperti yang terlihat pada (Gambar 4.3) dan Gambar (4.4). Nilai residual *travel time* merupakan selisih antara nilai *travel time* observasi dan kalkulasi.



Gambar 5 Histogram residu *travel time* a) model awal, b) model akhir

Proses iterasi dilakukan sebanyak 10 kali, namun nilai residu *travel time* konvergen pada iterasi ke-4 dimana setelah iterasi tersebut nilai residu *travel time* sudah tidak lagi mengalami penurunan yang signifikan. Semakin kecil nilai residu *travel time* mengindikasikan semakin sesuai nilai *travel time* kalkulasi terhadap nilai *travel time* observasi sehingga model kecepatan akhir yang dihasilkan dianggap cukup mewakili model kecepatan sebenarnya pada daerah penelitian.



Gambar 6 Kontur kecepatan gelombang P

Pengaruh tektonik utama untuk Pulau Bali didominasi oleh adanya tumbukan antara lempeng Indo-Australia dan busur Sunda di selatan Pulau Bali yang membentang dari selat Sunda di barat sampai Alor di timur (Silver et al. 1986). Berdasarkan kontur kecepatan gelombang P yang dihasilkan terlihat bahwa nilai kecepatan gelombang P relatif lebih besar pada wilayah selatan Pulau Bali yaitu berkisar antara 5.9 - 6.5 km/s. Anomali kecepatan positif terjadi pada struktur batuan yang mengalami pemampatan yaitu sisi lempeng lautan, karena pada daerah subduksi terjadi tumbukan antara lempeng lautan dengan tepian lempeng kerak benua sedangkan di daerah kontinen akan mengalami sebaliknya (Engdahl dan Gubbins, 1987). Tumbukan antara Lempeng Indoaustralia dan Lempeng Eurasia di wilayah selatan Bali menyebabkan kerak bumi pada daerah tersebut termampatkan oleh karenanya gelombang seismik menjalar lebih cepat. Penyusupan lempeng di selatan Bali terjadi cukup aktif yaitu mencapai kecepatan 9cm/tahun (DeMets, 1994).

Pada wilayah utara Pulau Bali terdapat zona peralihan antara kecepatan tinggi menjadi rendah. Nilai kecepatan berkisar antara 5.2 – 5.8 km/s terlihat pada wilayah utara Pulau Bali membujur arah barat laut – tenggara. Aktivitas gempabumi dangkal yang berpusat di daratan Bali bagian utara lebih banyak disebabkan oleh aktivitas sesar akif yang umumnya berarah barat laut - tenggara [2]. Wilayah utara Pulau Bali secara tektonik merupakan struktur patahan naik belakang busur kepulauan yang dikenal sebagai *back arc thrust*. Struktur yang terbentuk akibat penunjaman balik lempeng Eurasia terhadap lempeng Samudra Indo-Australia ini menyebabkan banyak terjadi gempa bumi berpusat

di darat dengan kedalaman dangkal pada wilayah tersebut. Zona patahan pada suatu wilayah biasa berasosiasi dengan zona kecepatan rendah sebagaimana analisis tomogram yang dilakukan oleh [6] terhadap sesar opak dan juga dugaan adanya sesar di Jawa Timur. Cekungan yang berada di bagian utara Pulau Bali semakin kuat menjelaskan adanya zona kecepatan rendah gelombang seismik yang diperoleh dari hasil penelitian. Cekungan tersebut terjadi sebagai akibat adanya patahan naik busur belakang Flores (*Flores Back-arc Thrust*). (Silver dkk, 1986) memperkirakan bahwa ujung barat patahan belakang busur tersebut berakhir di cekungan Bali.

Simpulan

Kesimpulan yang didapatkan dari studi penelitian ini adalah:

1. Berdasarkan uji resolusi tomografi didapatkan nilai resolusi tomogram yang dihasilkan pada penelitian ini masih relatif kecil yaitu $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$. Hal tersebut disebabkan oleh kurang rapat dan meratanya jumlah jejak gelombang yang melingkupi daerah penelitian
2. Tomogram kecepatan gelombang P di daerah Pulau Bali menunjukkan nilai kecepatan yang lebih besar pada bagian selatan karena daerah tersebut mengalami kompresi akibat tumbukan lempeng Indo-Australia dan lempeng Eurasia.
3. Kecepatan gelombang P yang lebih rendah teridentifikasi di bagian utara Pulau Bali membujur arah barat laut - tenggara berasosiasi dengan struktur patahan naik belakang busur kepulauan (*back arc thrust*)

Daftar Pustaka

- [1] Anshori, Muhajir. 2013. Pencitraan Tomografi *Ambient Noise* untuk Menentukan Model Kecepatan Gelombang Rayleigh Di Pulau Jawa, *Skripsi*. Universitas Brawijaya. Malang.
- [2] Daryono. 2011. Identifikasi Sesar Naik Belakang Busur (*Back Arc Thrust*) Daerah Bali Berdasarkan Seismisitas dan Solusi Bidang Sesar. *Artikel Kebumihan, Badan Meteorologi Klimatologi dan Geofisika, www.bmg.go.id*
- [3] Munadi, S. 1992. Mengenal Tomografi Seismik LPL, No. 3/1992.p.239-248. Lemigas, Indonesia
- [4] Santoso, Bagus Jaya. 2008. Struktur Kecepatan Gelombang S di Bawah Indonesia Melalui Analisis Seismogram Gempa-gempa Bumi di Sekitar Indonesia Pada Stasiun Observasi UGM. *Makara, Sains, Volume 12, No.2, November:134-145*
- [5] Shearer P.M. 2009. *Introduction to Seismology*. Cambridge University Press.
- [6] Widiyantoro, Sri. 2008. Pengaruh Gempa dan angin terhadap Struktur. Seminar dan Pameran HAKI.