

ANALISIS MODEL KECEPATAN 3D PADA GEMPA BUMI DI SELAT SUNDA MENGUNAKAN LOTOS-12 (LOCAL EARTHQUAKE TOMOGRAPHY SOFTWARE)

Khoirotul Rohmainah¹, Supardiyono²

¹Mahasiswa Program Studi Fisika, Universitas Negeri Surabaya, email: khoirotulrohmainah@mhs.unesa.ac.id

²Dosen Fisika, FMIPA, Universitas Negeri Surabaya, email: supardiyono@unesa.ac.id

Abstrak

Selat Sunda berada pada pertemuan lempeng Indo-Australia dan lempeng Eurasia atau zona subduksi serta jalur patahan antar Sumatra dan Jawa sehingga menyebabkan daerah ini sering mengalami gempa bumi. Studi tomografi di Selat Sunda jarang dilakukan oleh karena itu, perlu adanya penelitian yang dapat memberikan data waktu tiba serta distribusi anomali kecepatan gelombang P dan S yang selanjutnya dapat digunakan untuk memperoleh citra tomografi di Selat Sunda menggunakan metode inversi tomografi *Local Earthquake Tomography Software* (LOTOS-12). Penelitian ini menggunakan data sekunder dimana data yang digunakan sebagai input menyesuaikan dengan variabel yang dibutuhkan oleh program. Data gempa diunduh dari katalog WebDC3 di BMKG dalam rentang waktu tujuh tahun yaitu dari 01 Januari 2012 sampai 14 Februari 2019. Hasil pengolahan data menunjukkan bahwa anomali negatif deviasi kecepatan dalam bidang irisan horizontal menyebar di Selat Sunda bagian barat. Daerah ini adalah daerah disekitar Pulau Krakatau dan Pulau Sertung serta daerah yang dekat dengan zona subduksi dan patahan yaitu di sekitar Laut Hindia. Pada bagian kerak atas V_p sekitar 5.846 km/s dan V_s sekitar 3.141 km/s, pada bagian kerak bawah V_p sekitar 6.423 km/s dan V_s sekitar 3.846 km/s sehingga dapat diperkirakan tomografi Selat Sunda memiliki beberapa lapisan batuan yaitu kerak atas di kedalaman sekitar 0 km sampai 20 km, kemudian kerak bawah pada kedalaman sekitar 20 km sampai 40 km dan mantel atas pada kedalaman lebih dari 40 km.

Kata Kunci: gempa bumi, seismik tomografi, anomali kecepatan gelombang P dan S, V_p/V_s ratio

Abstract

The Sunda Strait is at the confluence of the Indo-Australian plate and the Eurasian plate or subduction zone and fault lines between Sumatra and Java so that this area often experiences earthquakes. Tomographic studies in the Sunda Strait are rarely done therefore, there is a need for research that can provide arrival time and distribution of P and S wave velocity anomalies which can then be used to obtain tomographic images in the Sunda Strait using the tomographic inversion method *Local Earthquake Tomography Software* (LOTOS- 12). This study uses secondary data where the data used as input adjusts to the variables needed by the program. Earthquake data is downloaded from the WebDC3 catalog at BMKG in a span of seven years from 01 January 2012 to 14 February 2019. The results of processing the data show that the negative anomaly of velocity deviation in the horizontal slice field spreads in the western Sunda Strait. This area is the area around the island of Krakatau and Pulau Sertung and areas close to the subduction and fault zones which are around the Indian Ocean. In the upper crust V_p around 5,846 km / s and V_s around 3,141 km / s, in the lower crust V_p around 6,423 km / s and V_s around 3,846 km / s so it can be estimated that the tomography of the Sunda Strait has several layers of rock, the crust is around 0 km to 20 km, then bottom crust at a depth of about 20 km to 40 km and the upper mantle at depths of more than 40 km.

Key Word: earthquake, tomography seismik, anomali speed of P and S waves, V_p/V_s ratio

PENDAHULUAN

Selat Sunda berada pada pertemuan antara dua lempeng utama dunia, yaitu Lempeng Indo-Australia yang menunjam ke bawah Lempeng Benua Eurasia. Pertemuan kedua lempeng ini menyebabkan terbentuknya suatu busur kepulauan yang memiliki karakteristik adanya palung samudera, busur non gunung api yang tersusun oleh prisma akresi, busur gunung api, dan cekungan busur belakang (Hamilton, 1979). Selain dipengaruhi oleh sistem zona penunjaman, tatanan tektonik Sumatra yang memanjang sampai selatan Jawa sebagai akibat dari aktivitas konvergen lempeng Indo-Australia yang menunjam ke bawah lempeng Eurasia juga berkembang Sesar Semangko dan Sesar Mentawai dengan arah pergerakan dextral yang menerus hingga ke

perairan Selat Sunda. Hal ini mengakibatkan kawasan megathrust Sunda menjadi daerah dengan tingkat aktivitas seismik yang tinggi. Sepanjang sejarahnya, perairan Selat Sunda telah berkali-kali mengalami gempa bumi dalam magnitudo di atas 6 Skala Richter, dengan kedalaman yang relatif dangkal, dan mekanisme gempa vertikal (Yudichara & Budiono, 2008).

Zona seismik aktif dapat diidentifikasi dengan metode yang dapat mencitrakan struktur bawah permukaan bumi. Salah satu metode tersebut adalah tomografi. Tomografi yang digunakan untuk menggambarkan struktur bawah permukaan bumi adalah tomografi seismik, yaitu metode untuk merekonstruksi struktur bawah permukaan bumi menggunakan data bentuk gelombang (*waveform*) atau data waktu tempuh

(*traveltime*) dari gelombang seismik. Prinsip utama dalam tomografi seismik adalah menyajikan gambaran bawah permukaan bumi dalam domain kecepatan (Shelawisata dkk., 2018) Sehingga gambaran struktur bawah permukaan bumi ini dapat digunakan sebagai parameter kedalaman dan litologi di bawah permukaan bumi.

Studi tomografi di Selat Sunda belum pernah dilakukan oleh peneliti sebelumnya. Oleh karena itu, penelitian ini dilakukan untuk memberikan data waktu tiba serta distribusi anomali kecepatan gelombang P dan S yang selanjutnya dapat digunakan untuk memperoleh citra tomografi di Selat Sunda menggunakan metode inversi tomografi *Local Earthquake Tomography Software* (LOTOS versi 12). Menurut Ivan Koulakov (2009) terdapat keunggulan LOTOS-12 dibandingkan dengan versi sebelumnya, yaitu selain inversi V_p dan V_s juga terdapat inversi V_p - V_p/V_s , hasil penampang horisontal dapat ditampilkan dalam format PNG tanpa perangkat lunak lain, struktur yang lebih sederhana dan terdapat penjelasan yang lebih detail dalam perangkat lunaknya itu sendiri, dapat memasukan topografi, serta dapat menentukan sumber gempa diatas permukaan air laut. Model kecepatan 3D yang dihasilkan dalam penelitian ini diharapkan akan dapat menjadi acuan mengenai pencitraan struktur batuan, serta dapat menjadi acuan mengenai kondisi tektonik bawah permukaan bumi sebagai studi kegempaan di daerah penelitian. Selain itu, dikarenakan di Indonesia sendiri belum ada model kecepatan 3D atau hanya menggunakan model kecepatan 1D maka dengan adanya penelitian model kecepatan 3D ini juga diharapkan dapat digunakan sebagai parameter untuk BMKG dalam memberikan data gempa yang lebih akurat.

Tomografi

Tomografi seismik merupakan suatu metode pengembangan karakteristik lokal model 3D pada struktur bawah permukaan suatu daerah dari model 1D (Lay & Wallace, 1995). Konsep awal adalah observasi travel times propagasi gelombang P, S, dan permukaan menggunakan banyak kombinasi gempa bumi dan multistasiun seismograf. Selanjutnya dihitung gangguan (perturbasi) tingkat kecepatan gelombang seismik jenis cepat atau lambat. Kecepatan gelombang seismik dan perturbasi dalam tanah tersebut kemudian dibuat *numerical image* untuk menggambarkan struktur dan informasi batuan.

Dalam ilmu geofisika, model dan parameter model biasanya digunakan dalam proses karakterisasi kondisi geologi bawah permukaan. Permodelan adalah proses estimasi model dan parameter model yang didasarkan pada data yang teramati di permukaan bumi.

Ada 2 jenis permodelan yaitu permodelan ke depan (*forward modeling*) dan permodelan ke belakang (*inverse modeling*). Pada *forward modeling* menganggap bahwa proses perhitungan data yang secara teoritis akan teramati di permukaan bumi jika diketahui harga parameter model bawah permukaan tertentu (Grandis, 2009). Sedangkan permodelan ke belakang (*inverse modeling*), bertujuan untuk mendapatkan distribusi kecepatan struktur batuan bawah permukaan bumi dengan cara meminimumkan kesalahan (*error*) antara waktu rambat pengamatan dengan waktu rambat perhitungan (Febriani, 2015).

Model Kecepatan

Penentuan model kecepatan awal bertujuan untuk mengintegrasikan kecepatan gelombang seismik yang telah terukur dan dapat memberikan informasi kecepatan yang lebih baik. Model kecepatan 1D merupakan kecepatan sebagai fungsi dari kedalaman yang hanya diimplementasikan kedalam satu sumbu saja (sumbu x atau y). Algoritma tomografi LOTOS-12 menghasilkan relokasi hiposenter dan model kecepatan gelombang bawah permukaan 3D yang dijelaskan secara detail meliputi *longitude*, *latitude*, dan besarnya kecepatan pada kedalaman tertentu terutama pada lapisan kerak bumi. Kecepatan yang dihasilkan dapat dilihat dari degradasi warna yang menunjukkan besarnya anomali kecepatan gelombang P dan S. Pada penelitian ini model kecepatan yang digunakan adalah model kecepatan bumi regional Pulau Sumatra karena dianggap memiliki kondisi geologi yang sama.

Tabel 1. Model kecepatan bumi Wilayah Sumatra

Kedalaman (km)	V_p(km/s)	V_s(km/s)
0	2.31	1.3
1	4.27	2.4
2	5.52	3.31
5	6.23	3.5
16	6.41	3.6
33	6.70	4.4
40	7.80	4.46
100	8.00	4.57
225	8.40	4.80

(Sumber : Madlazim dan Santosa, 2010)

Anomali Kecepatan

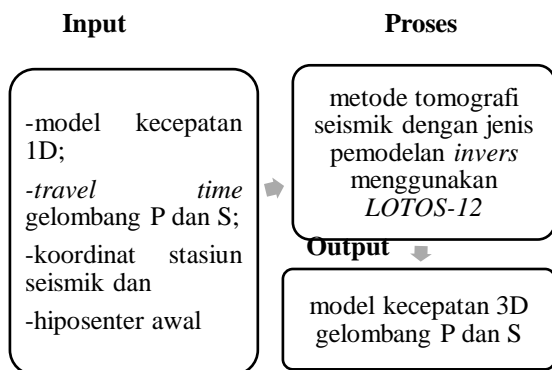
Anomali kecepatan merupakan suatu penyimpangan kecepatan rata-rata di daerah tertentu. Anomali kecepatan terdiri atas dua yaitu positif dan negatif. Anomali kecepatan positif menunjukkan bahwa kecepatan yang dihasilkan lebih besar dibandingkan dengan kecepatan rata-rata daerah tersebut. Sedangkan

anomali kecepatan negatif menunjukkan bahwa kecepatan yang dihasilkan lebih kecil dibandingkan dengan kecepatan rata-rata di daerah tersebut.

Anomali kecepatan maksimum ditandai dengan warna biru sedangkan anomali minimum ditunjukkan dengan warna merah/coklat tua. Warna biru menggambarkan kecepatan gelombang seismik tipe cepat sedangkan yang merah lebih lambat daripada kecepatan gelombang seismik. Anomali P dan S sangat dipertimbangkan untuk menganalisis terjadinya gempa. Apabila anomali kecepatan P bernilai positif mengidentifikasi daerah tersebut memiliki lapisan lebih padat dan terdapat batuan kerasyang tidak terdeformasi oleh tekanan regional dan apabila anomali kecepatan bernilai negatif maka menunjukkan daerah tersebut mempunyai lapisan penyusun bumi yang lebih cair atau berongga dan adanya patahan yang terbentuk dari ketidaksesuaian geologi permukaan bumi. Anomali kecepatan S rendah menandakan bahwa daerah tersebut memiliki medium lebih cair dan mengindikasikan terdapat hiposenter gempa bumi.

METODE

Penelitian ini menggunakan data sekunder dimana data yang digunakan sebagai input menyesuaikan dengan variabel yang dibutuhkan oleh program. Data gempa diunduh dari katalog WebDC3 di BMKG dalam rentang waktu tujuh tahun yaitu dari 01 Januari 2012 sampai 14 Februari 2019. Data rekaman diperoleh dari 10 stasiun pengamat gempa bumi yang tersebar di sekitar Selat Sunda yaitu stasiun BLSI, CBJI, CGJI, DBJI, KASI, LWLI, RBSI, SBJI, TNG, dan TNGI.



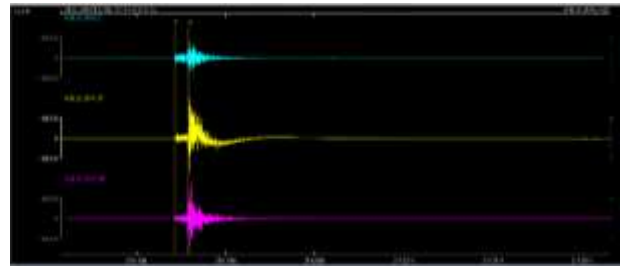
Gambar 1. Mekanisme sederhana rancangan

Model kecepatan yang dihasilkan pada penelitian ini merupakan model kecepatan 3D gelombang P dan S (yang dijabarkan secara detail, meliputi longitude, latitude, besarnya kecepatan pada kedalaman tertentu) dilakukan menggunakan piranti lunak LOTOS-12.

HASIL DAN PEMBAHASAN

Pra Processing Data

Penelitian ini menggunakan data gempa-gempa lokal dan regional dengan jarak maksimal 1000km hal ini dikarenakan model bumi yang digunakan adalah model bumi datar. Data gempa diunduh dari katalog WebDC3 di BMKG.

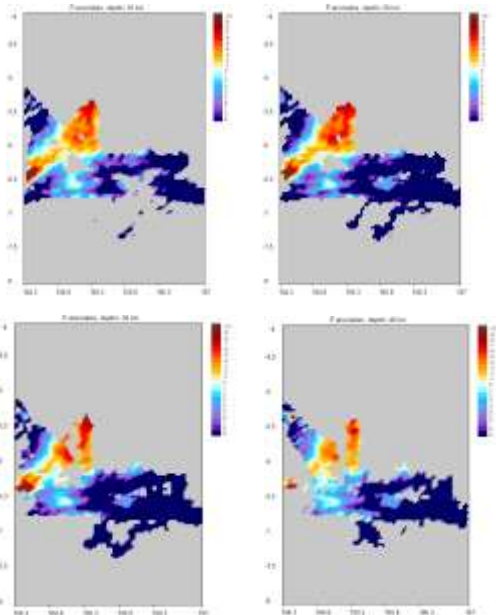


Gambar 2. Gambar Seismogram2K80 3 komponen gempa bumi lokal di Selat Sunda tanggal 18 Januari 2012.

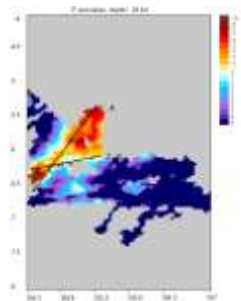
Perekaman data direkam secara kontinyu untuk melihat adanya sinyal seismik dengan adanya gempa. Data parameter awal (waktu tempuh gelombang-P dan waktu gelombang-S) dapat digunakan sebagai input awal penentuan gempa. Tiga komponen ditampilkan pada gambar diatas dengan fase pick untuk gelombang-P dan gelombang-S. Nilai waktu tempuh gelombang-P dan gelombang-S kemudian disusun berdasarkan urutan tahun, bulan, hari, jam, menit, detik, mdetik.

Analisis Distribusi Kecepatan 3 Dimensi

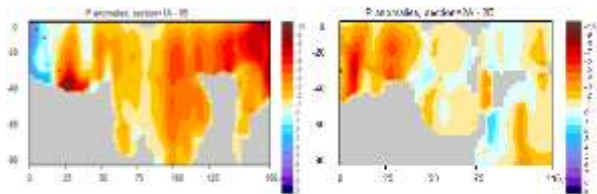
Hasil Penelitian yang didapatkan adalah citra anomali yang diperoleh berdasarkan waktu tempuh (*travel time*) P dan S ditampilkan dalam besaran persentase deviasi V_p dan V_s dengan satuan besaran deviasi adalah km/detik. Harga anomali deviasi berkisar antara -10% sampai +10% terhadap distribusi model kecepatan gelombang-P dan gelombang-S seperti yang ditampilkan pada Gambar 3 dan Gambar 6. Pada bidang horizontal diambil sebanyak 4 kedalaman yaitu pada kedalaman 10 km, 20 km, 30 km, dan 40 km. Sedangkan pada irisan bidang vertikal diambil pada area yang mewakili banyaknya kejadian gempa pada Selat Sunda dalam kasus penelitian ini yaitu pada irisan 1 dan 2 yang ditampilkan pada Gambar 5 dan Gambar 7. Pada Gambar 3 adalah garis cross section yang dapat digunakan sebagai acuan analisis distribusi anomali kecepatan gelombang-P dan gelombang-S secara lebih detail. Dalam Gambar 8 dan Gambar 9 juga ditampilkan kecepatan absolut untuk gelombang-P dan gelombang-S.



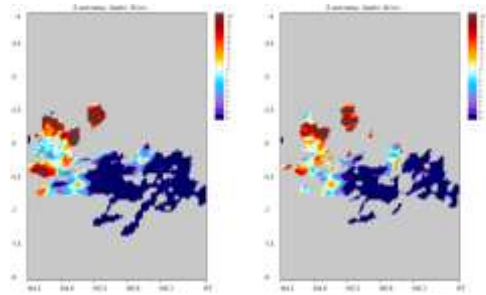
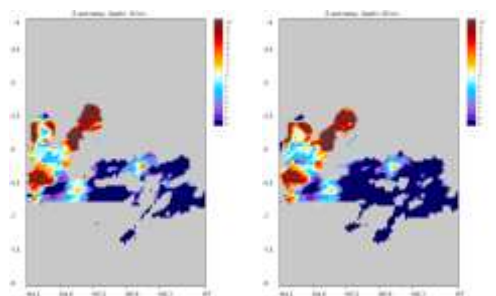
Gambar 3. Distribusi anomali kecepatan gelombang-P pada irisan horizontal tomogram. Dari atas dan dari kiri ke kanan masing-masing pada kedalaman 10km, 20km, 30km, 40km.



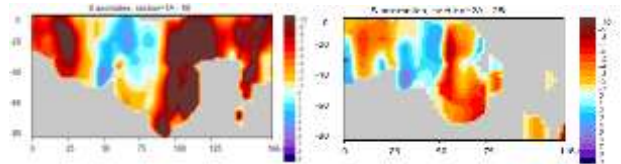
Gambar 4. Garis cross section untuk menampilkan distribusi kecepatan gelombang-P pada irisan vertikal



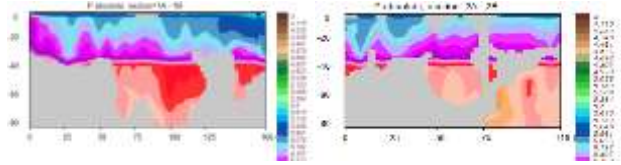
Gambar 5. Anomali kecepatan gelombang-P pada irisan vertikal



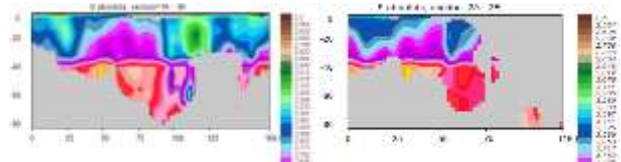
Gambar 6. Distribusi anomali kecepatan gelombang-S pada irisan horizontal tomogram. Dari atas dan dari kiri ke kanan masing-masing pada kedalaman 10km, 20km, 30km, 40km.



Gambar 7. Anomali kecepatan gelombang-S pada irisan vertikal



Gambar 8. Anomali kecepatan absolut gelombang-P pada irisan vertikal



Gambar 9. Anomali kecepatan absolut gelombang-S pada irisan vertikal

Berdasarkan hasil pengolahan oleh perangkat lunak LOTOS, setelah melewati proses parameterisasi dan inversi, jumlah event menjadi 99 event dengan jumlah picking gelombang P dan S 2044. Untuk jumlah picking gelombang-P menjadi 1209 gelombang dan jumlah picking gelombang-S menjadi 835 gelombang. Pada Gambar 2 dan Gambar 5 merupakan distribusi dari hasil inversi kecepatan gelombang-P dan gelombang-S pada irisan horizontal. Warna merah tua mewakili anomali negatif maksimum dan warna biru tua mewakili anomali positif maksimum. Anomali negatif mencerminkan daerah lemah yang biasanya diduga berkaitan langsung dengan peningkatan fluida dan pelelehan slab subduksi yang disebabkan fase transisi (Suantika, 2009). Pada Gambar 3 dan Gambar 6, kecepatan gelombang-P dan gelombang-S anomali negatif dapat terlihat jelas pada kedalaman 10 km, 20 km, 30 km, dan 40 km. Anomali negatif deviasi kecepatan dalam bidang irisan horizontal menyebar di Selat Sunda bagian barat dengan deviasi kecepatan maksimum yang

teresolusi dengan baik untuk gelombang-P dan gelombang-S. Daerah ini adalah daerah disekitar Pulau Krakatau dan Pulau Sertung serta daerah yang dekat dengan Laut Hindia. Yang mana daerah-daerah ini merupakan daerah yang paling banyak terjadi gempa dikarenakan pada daerah tersebut terdapat gunung berapi seperti Gunung Anak Krakatau yang sangat aktif. Selain itu adanya ujung patahan atau Sesar Semangko dari Sumatra yang memanjang hingga perairan Selat Sunda yang merupakan sesar geser aktif juga menjadi penyebab lemahnya daerah tersebut sehingga menyebabkan daerah disepanjang selat sunda bagian utara memiliki anomali negatif.

Pada gelombang P (Gambar 5) untuk irisan bidang 1A-1B tampilan anomalnya negatifnya tampak semakin berkurang pada sisi kiri. Sedangkan untuk irisan bidang 2A-2B anomali negatifnya semakin berkurang pada sisi kanan karena terdapat warna biru muda, namun keduanya dipresentasikan hingga kedalaman 80 km. Pada gelombang S (Gambar 7) untuk irisan bidang 1A-1B citra anomali negatifnya terlihat sangat jelas pada sisi kiri dan kanan namun di tengah-tengah terdapat warna biru atau anomalnya positif. Sama halnya dengan bidang 1A-1B, untuk irisan bidang 2A-2B citra anomali negatifnya terlihat pada sisi kanan dan kiri dan di tengah-tengah terdapat warna biru yang menandakan anomali positif. Pada irisan bidang 2A-2B ini hanya dipresentasikan hingga kedalaman 70 km saja.

Berdasarkan Gambar 8 dan Gambar 9 yang merupakan anomali kecepatan absolut gelombang-P dan gelombang-S pada irisan vertikal menunjukkan bahwa karakter pada penalaran gelombang-P dan gelombang-S terdapat sedikit perbedaan dimana karakter gelombang-P lebih mampu menjalar pada semua medium sedangkan karakter gelombang-S tidak mampu menjalar pada medium fluida. Walaupun demikian secara umum penampang yang dihasilkan gelombang P dan S menunjukkan kemiripan struktur batuan di bawah Selat Sunda, hal ini dapat terlihat pada gambar yang dihasilkan.

Pada bagian kerak atas diperoleh kecepatan gelombang-P sekitar 5.846 km/s, pada bagian kerak bawah diperkirakan kecepatan gelombang-P sekitar 6.423 km/s dengan *avres* 0.526 dan 0.371. Hasil ini dikuatkan oleh teori yang menyatakan bahwa kecepatan gelombang P (V_p) adalah $\pm 5 - 7$ km/s di kerak bumi, dan ≥ 8 km/s di dalam mantel bumi. Kemudian pada bagian kerak atas diperoleh kecepatan gelombang-S sekitar 3.141 km/s, pada bagian kerak bawah diperkirakan kecepatan gelombang-S sekitar 3.846 km/s *avres* 0.526 dan 0.371. Hasil ini dikuatkan oleh teori yang menyatakan bahwa kecepatan gelombang S (V_s) adalah \pm

3 - 4 km/s di kerak bumi, dan ≥ 4.5 km/s di dalam mantel bumi.

Oleh karena itu Selat Sunda dapat diperkirakan memiliki beberapa lapisan batuan bumi yaitu kerak atas di kedalaman sekitar 0 km sampai 20 km ditunjukkan dengan gambar berwarna biru tua hingga biru muda, kemudian kerak bawah pada kedalaman sekitar 20 km sampai 40 km ditunjukkan dengan gambar berwarna ungu hingga merah dan mantel atas pada kedalaman lebih dari 40 km yang ditunjukkan dengan gambar berwarna merah muda hingga oren (dalam penelitian ini maksimum kedalaman yang teresolusi yaitu sampai kedalaman 80 km).

PENUTUP

Simpulan

Dari analisis dan pembahasan pada bab sebelumnya maka dapat disimpulkan sebagai berikut:

1. Dari 100 event gempa yang terunduh, jumlah event yang berhasil diekstrak menjadi 99 event dengan jumlah picking gelombang P dan S 2044 dengan masing-masing jumlah picking gelombang P dan S adalah 1029 dan 835 gelombang.
2. Distribusi anomali negatif deviasi kecepatan dalam bidang irisan horizontal menyebar di Selat Sunda bagian barat dengan deviasi kecepatan maksimum yang teresolusi dengan baik untuk gelombang-P dan gelombang-S. Daerah ini adalah daerah disekitar Pulau Krakatau dan Pulau Sertung serta daerah yang dekat dengan zona subduksi atau daerah sekitar Laut Hindia.
3. Pada bagian kerak atas V_p sekitar 5.846 km/s dan V_s sekitar 3.141 km/s, pada bagian kerak bawah V_p sekitar 6.423 km/s dan V_s sekitar 3.846 km/s. sehingga dapat diperkirakan tomografi Selat Sunda memiliki beberapa lapisan yaitu kerak atas di kedalaman sekitar 0 km sampai 20 km, kemudian kerak bawah pada kedalaman sekitar 20 km sampai 40 km dan mantel atas pada kedalaman lebih dari 40 km.

Saran

Adapun saran yang dapat diberikan oleh penulis yaitu ketika memasukan data harus benar-benar teliti untuk menghindari eror ketika *running* program. Selain itu, setelah proses *running* selesai maka perlu dilihat besar *average residu*, jika hasil *average residu* kurang dari 1 maka hasil sudah baik dan mendekati akurat. Namun jika hasil *average residu* nya lebih dari 1 maka harus dilakukan perbaikan data ulang sampai hasilnya kurang dari 1. Dan terakhir, lebih baik diberikan penambahan jumlah data event gempa yang mempunyai distribusi sinar merata agar citra tomografi yang didapatkan lebih real dan perlu dilakukan pengujian lebih lanjut dengan data sintesis.

DAFTAR PUSTAKA

DAFTAR PUSTAKA

- Febriani, S. D. A. (2015). *Analisis Tomografi 3d Pada Gempa Bumi Di Sumatera Menggunakan Local Earthquake Tomography*. ITS.
- Grandis, H. (2009). *Pengantar Permodelan Inversi Geofisika*. Jakarta: Himpunan Ahli Geofisika Indonesia.
- Hamilton, W. B. (1979). *Tectonic of the Indonesian region. United States Geological Survey*.
- Koulakov, I. (2009). *Local Tomography Software, LOTOS-09*.
- Lay, T., & Wallace, T. C. (1995). *Global Modern Seismology. Academic Press, California.*, 58.
- Madlazim, & Santosa, B. 2010. The Four Earthquakes of the Sumatran Zone. *Journal of Seismology and Earthquake Engineering*. Iran : IEES.
- Shelawisata, H. G., DwaDesaWarnana, & Rochman, J. P. G. N. (2018). Pemodelan 3d Kecepatan Gelombang P Dengan Metode Double Difference Dan Tomografi Travel Time Untuk Identifikasi Patahan (Studi Kasus: Patahan Palu- Koro). *Jurnal Geosaintek*, 4 No.2, 51–62.
- Suantika, G. (2009), "Pencitraan Tomografi Atenuasi Seismik 3-D untuk Delineasi Struktur Internal dan Karakterisasi Sifat Batuan di Bawah Gunungapi Guntur", Disertasi. Tidak Dipublikasikan. Institut Teknologi Bandung.
- Yudichara, & Budiono, K. (2008). Tsunamigenik di Selat Sunda: Kajian terhadap katalog Tsunami Soloviev. *Jurnal Geologi Indonesia*, 4, 241–251.