

## PERMODELAN STRUKTUR LAPISAN BUMI PROVINSI BENGKULU MENGGUNAKAN TOMOGRAFI SEISMIC WAKTU TUNDA

### *MODELLING OF THE EARTH LAYER STRUCTURE OF BENGKULU PROVINCE USING TIME DELAY SEISMIC TOMOGRAPH*

Ade Stepani Sudiyanto<sup>1\*</sup>, Nurul Hidayat<sup>2</sup>

<sup>1</sup>STIT Trisula Bengkulu; Jl. Moh. Hasan 02 No. 03 Pasar Baru Bengkulu, Indonesia, 38114; (0736) 347437

<sup>2</sup>Pusat Riset Geospasial; Jl. Raya Bogor Km. 46 Cibinong, Bogor, Jawa Barat, Indonesia, 16911; 081110646822

Received: 2022, October 13<sup>th</sup>

Accepted: 2023, January 30<sup>th</sup>

#### **Keywords:**

Bengkulu;  
LOTOS-12;  
Mohorovicic;  
Seismic tomography.

#### **Correspondent Email:**

[adestepanimci@gmail.com](mailto:adestepanimci@gmail.com)

#### **How to cite this article:**

Sudiyanto, A.S. & Hidayat, N. (2023). Permodelan Struktur Lapisan Bumi Provinsi Bengkulu Menggunakan Tomografi Seismik Waktu Tunda. *JGE (Jurnal Geofisika Eksplorasi)*, 09(01), 43-60.

**Abstrak.** Tomografi seismik merupakan suatu metode yang digunakan untuk memodelkan benda dalam bentuk gambar menggunakan data dari waktu tiba gelombang seismik. Pada penelitian kali ini dilakukan permodelan citra 3D struktur lapisan bumi di bawah Provinsi Bengkulu. Citra yang dihasilkan pada penelitian ini diolah menggunakan program LOTOS-12 dan didapat hasil anomali kecepatan gelombang *P* dan Gelombang *S* serta citra penampang 3D. Anomali negatif berasal dari Pegunungan Bukit Barisan. Anomali negatif kecepatan terendah berada di bawah gunung api aktif dengan deviasi kecepatan -5% pada kedalaman 25 – 55 km dan ditemukan keberadaan *partial melting* berada pada kedalaman 110-130 km. Anomali negatif dengan kecepatan rendah diduga merupakan peningkatan fluida dan pelelehan dari slab subduksi disebabkan fase transisi. Berdasarkan hasil inversi didapatkan juga adanya peningkatan kecepatan dari kedalaman 25 km menuju 35 km yang diduga merupakan zona transisi kerak menuju mantel atas karena adanya *Mohorovicic discontinuity*.

**Abstract.** *Seismic tomography is a method used to model objects in the form of images using data from the arrival time of seismic waves. In this research, 3D image modeling of the structure of the earth's layers under Bengkulu Province was carried out. The images produced in this study were processed using the LOTOS-12 program and obtained the results of P-*

© 2023 JGE (Jurnal Geofisika Eksplorasi).  
This article is an open-access article  
distributed under the terms and  
conditions of the Creative Commons  
Attribution (CC BY NC)

*wave and S-wave velocity anomalies and 3D cross-sectional images. The negative anomaly originates from the Bukit Barisan Mountains. The lowest velocity negative anomaly is under an active volcano with a velocity deviation of -5% at a depth of 25-55 km, and partial melting is found at a depth of 110-130 km. The negative anomaly with low velocity is an increase in fluid and melting of the subducting slab due to the transition phase. Based on the inversion results, it was also found that there was an increase in velocity from a depth of 25 km to 35 km which is thought to be the transition zone of the crust to the upper mantle due to the Mohorovicic discontinuity.*

## 1. PENDAHULUAN

Provinsi Bengkulu merupakan provinsi yang terletak di bagian selatan Pulau Sumatera. Provinsi Bengkulu memiliki tingkat keaktifan tektonik yang tinggi hal ini terlihat pada **Gambar 1**. Pada gambar terlihat Provinsi Bengkulu memiliki perbatasan langsung dengan zona subduksi yang merupakan zona pertemuan antara kedua lempeng Indo-Australia dan Lempeng Eurasia. Zona subduksi tersebut mengakibatkan terdapatnya sesar dan bukit barisan di sepanjang Bengkulu. Beberapa kejadian gempa bumi pernah terjadi di Bengkulu (**Gambar 1**) diantaranya tahun 2007 terjadi gempa berskala M7,9 di pantai barat Kota Bengkulu. Sebelumnya pada tahun 2000 juga pernah terjadi gempa berskala M7,3 di dekat Pulau Enggano (Prasetya & Daryono, 2019). Tidak hanya terjadi di laut, gempa besar juga pernah terjadi di pesisir pantai Bengkulu disekitar daerah Manna dan Kota Bengkulu. Tomografi merupakan metode untuk memodelkan objek dan bentuk suatu gambar. Tomografi menggunakan penjejak sinar yang dilepas oleh *source* dan ditangkap *receiver*.

Prinsip yang digunakan tomografi adalah inversi, melalui inversi model direkonstruksi kembali menjadi model sebenarnya dengan menggunakan parameter model awal oleh Lehmann (2007). Berbagai struktur bawah permukaan bisa dimodelkan dengan menggunakan tomografi seismik seperti struktur patahan, bentuk kedalaman zona subduksi dan struktur kedalaman gunung

berapi. Beberapa penelitian pernah dilakukan menggunakan tomografi beberapa diantaranya Koulakov dkk. (2009) pernah melakukan studi di Toba. Hasil yang didapatkan berupa adanya anomali kecepatan rendah disekitar gunung Toba Purba.

Aki dan Lee (1976) yang melakukan penentuan kecepatan anomali dengan menggunakan waktu tiba gempabumi lokal. Studi menunjukkan distribusi kecepatan diatas 5 km sebagai zona kecepatan lemah berhubungan dengan patahan San Andreas.

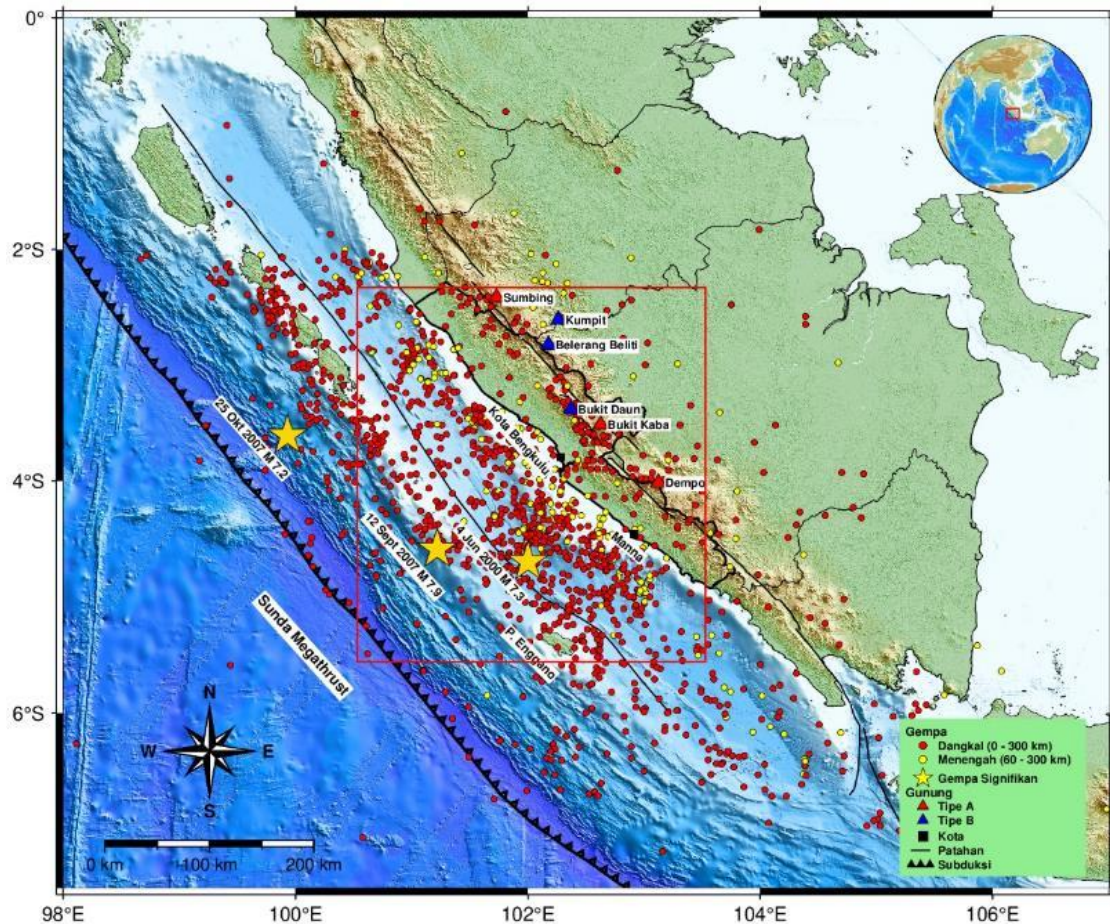
Widiyantoro (2005) melakukan studi tomografi dan geodinamika Sumatera yang berimplikasi terhadap mekanisme gempa besar. penelitiannya mencitrakan struktur 3 dimensi Sumatera dengan menggunakan waktu tiba gelombang *P* dan gelombang *S*. Pada penampang horizontal memperlihatkan adanya *slab* di kerak dan pada penampang vertikal terindikasi adanya *slab* subduksi yang landai. Studi Koulakov dkk. (2009) pada kedalaman 5 km di bawah gunungapi aktif terlihat ratio  $V_p/V_s$  tinggi diduga *magmatic Chambers*. Pada anomali vertikal terlihat kecepatan rendah gelombang *P* dan *S* dan ratio  $V_p/V_s$  kedalaman 120-140 km di bawah kaldera yang diduga adanya peningkatan fluida dan pelelehan batuan dari slab subduksi.

Studi yang sama juga pernah dilakukan di Krakatau oleh Jaxybulatov dkk. (2011) dengan menggunakan tomografi gempabumi lokal. Studi memperlihatkan bahwa pada kedalaman 4 km adanya kecepatan rendah gelombang *P* dan *S* serta ditemukan juga ratio  $V_p/V_s$  yang

menunjukkan adanya pelelehan batuan dengan kandungan material fluida tinggi. Hasil interpretasi yang didapat bahwa pada zona tersebut merupakan *magma chambers*.

Melalui studi yang sudah ada maka pada penelitian ini akan dilakukan interpretasi struktur bawah permukaan dan membuat

model anomali kecepatan gelombang *P* dan gelombang *S* lapisan bawah Provinsi Bengkulu dengan model kecepatan awal mengacu pada model kecepatan yang pernah dilakukan Koulakov dkk. (2009) di Toba.



**Gambar 1.** Sebaran gempa dan lokasi penelitian kotak warna merah (Prasetya & Daryono, 2019) .

## 2. TINJAUAN PUSTAKA

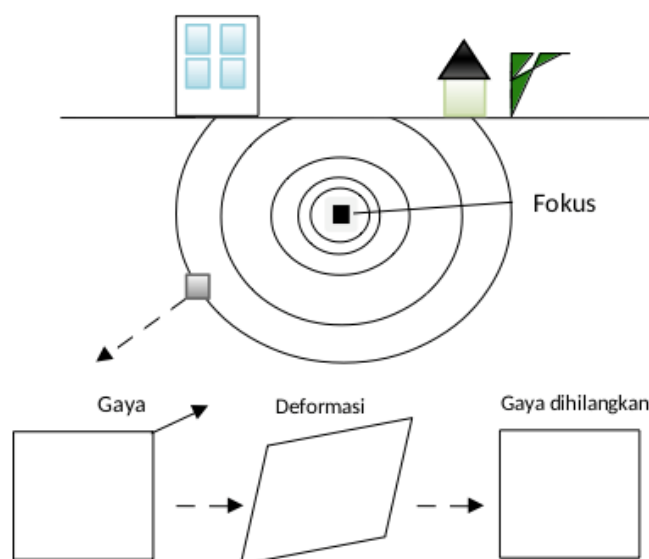
Gelombang seismik berasal dari getaran yang ditimbulkan oleh gempabumi. Sebelum terjadi gempa, pada daerah fokus terjadi *stress* dan *strain* yang mengakibatkan adanya akumulasi energi. Semakin lama energi yang terakumulasi akan mengalami perlepasan energi yang semakin besar disebut sebagai energi gelombang gempa. Pusat gempa yang disebut fokus, gelombang gempa akan merambat kesegala arah sampai mencapai kepermukaan tanah (**Gambar 2**) (Prawirodikromo, 2012). Gelombang seismik merupakan gelombang

elastik. Penjalaran gelombang seismik melewati struktur interior bumi sangat bergantung pada sifat elastisitas batuan yang dilewatinya. Teori elastisitas dan deformasi menjelaskan mekanisme maupun sifat fisis gelombang yang dilewati gelombang seismik. Teori elastisitas digunakan untuk mencari hubungan parameter elastisitas (*stress* dan *strain*) dengan parameter gelombang. Sedangkan teori deformasi didasarkan pada model *stress* dan *strain*.

Secara umum gelombang gempa ada dua jenis yaitu gelombang badan (*body wave*),

gelombang yang menjalar di dalam bumi dan gelombang permukaan (*surface waves*) yaitu gelombang yang menjalar pada permukaan bumi. Gelombang badan (*body waves*) yang terdiri dari *Primary wave* dan *Secondary wave*. Sementara itu gelombang permukaan (*Surface waves*) terdiri dari *Rayleigh wave* dan *Love wave*. Gelombang

permukaan membawa energi lebih besar dari pada gelombang badan. Akan tetapi, gelombang badan memiliki kecepatan rambat gelombang lebih besar dari pada gelombang permukaan. *P-wave* memiliki cepat rambat paling cepat setelah itu disusul *S-wave* terakhir *Surface wave* (Prawirodikromo, 2012).



**Gambar 2.** Ilustrasi perubahan bentuk pada suatu bujur sangkar ketika dilewati gelombang seismik (modifikasi Afnimar (2009)).

Metode *grid search* merupakan metode yang mencari lokasi hiposenter dengan menghitung *travel time* beberapa titik dalam model Havskov dan Ottemoller (2010). Metode *grid search* memiliki kelemahan karena membutuhkan banyak waktu untuk perhitungannya. Oleh karena itu Koulakov dan Sobolev (2006) mengembangkan metode *grid search* menggunakan *extreme goal function* (GF) dalam menentukan lokasi hiposenter. GF membuat beberapa kemungkinan posisi sumber dalam 3D melalui probabilitas pada setiap titik dalam area studi, GF dapat diekspresikan dalam bentuk berikut :

$$G = \sqrt{\frac{\sum_{j=1}^{M_i^{N-1}} dt_{ij}^2}{M_i^{N-1}}} \quad (1)$$

dengan  $(dt_{ij})$  adalah residual pengukuran sumber ke- $i$  pada stasiun ke- $j$  dan  $M_i^{N-1}$  merupakan jumlah hasil pengamatan yang

baik yaitu nilai residual dibawah batas maksimum. Pencarian dimulai dari titik tengah jaringan stasiun penerima atau posisi stasiun dengan waktu tempuh terpendek atau dengan residual terkecil.

Hukum Snellius digunakan untuk menjelaskan sinar seismik yang mengalami refraksi dan refleksi saat merambat melalui lapisan batuan dibawah permukaan bumi. Sebagaimana diketahui hukum Snellius ditulis dengan persamaan.

$$\frac{\sin i_1}{v_1} = \frac{\sin i_2}{v_2} \quad (2)$$

dengan  $i_1$  adalah sudut datang melewati medium pertama,  $i_2$  adalah sudut datang melalui medium kedua atau sudut pantul,  $v_1$  adalah kecepatan gelombang medium pertama dan  $v_2$  adalah kecepatan gelombang medium kedua (Bormann dkk., 2002).

Tomografi seismik waktu tunda merupakan selisih waktu tempuh gelombang dari sumber ke-*i* ke stasiun penerima ke-*j* yang merambat dalam medium dengan kecepatan yang bervariasi yang relatif terhadap model kecepatan acuan. Model kecepatan acuan gelombang seismik biasanya radial berlapis (Wandono, 2007).

Persamaan waktu tunda pada parameterisasi model diperlihatkan dalam bentuk diskrit dimana penjalaran gelombang dilakukan tiap elemen blok seperti pada **Gambar 3**.

Pada **Gambar 3** terdapat lima *raypath* yang melewati medium tiap element blok (elemen blok pada gambar ada 9). Masing-masing elemen blok dilewati dengan panjang sinar yang berbeda dan kecepatan tiap medium berbeda. Sehingga waktu tempuh dapat dituliskan sebagai berikut:

$$\Delta t_j = \sum_{i=1}^n \Delta u(s)_i dl_{ij}. \tag{3}$$

Jika semua sinar gelombang diuraikan dalam tiap elemen blok maka akan menjadi sebuah persamaan linier sebagai berikut:

$$\Delta t_1 = \Delta u(s)_1 dl_{11} + \Delta u(s)_2 dl_{21} + \dots + \Delta u(s)_n dl_{n1}, \tag{4}$$

$$\Delta t_2 = \Delta u(s)_2 dl_{12} + \Delta u(s)_2 dl_{22} + \dots + \Delta u(s)_n dl_{n2}, \tag{5}$$

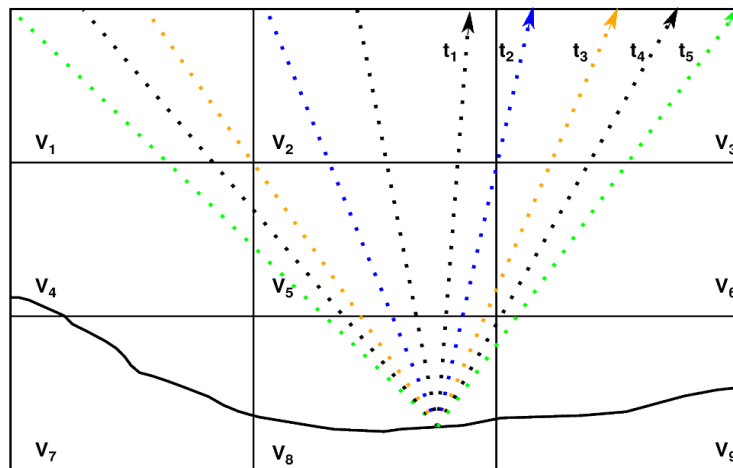
⋮

$$\Delta t_j = \Delta u(s)_j dl_{1j} + \Delta u(s)_j dl_{2j} + \dots + \Delta u(s)_n dl_{nj}. \tag{6}$$

Dalam bentuk matriks ditulis  $[D] = [G].[M]$

$$\begin{bmatrix} \Delta t_1 \\ \vdots \\ \Delta t_j \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} dl_{11} & \dots & dl_{n1} \\ \vdots & \ddots & \vdots \\ dl_{1j} & \dots & dl_{nj} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \Delta u(s)_1 \\ \vdots \\ \Delta u(s)_n \end{bmatrix} \tag{7}$$

Berdasarkan Persamaan 7 matriks sebelah kiri merupakan data  $[D]$ , matriks setelahnya adalah Matriks Kernel  $[G]$  dan matriks paling kanan merupakan parameter yang dicari. Matriks kernel berisi panjang sinar dalam elemen blok dengan *i* adalah blok ke *i* dan *j* adalah sinar seismik ke *j*.



**Gambar 3.** Lima *raypath* pada 9 cell model Jones (2010).

Penelusuran jejak sinar (*ray tracing*) adalah berkas sinar seismik yang melalui medium dari sumber ke penerima. *Ray tracing* bisa digunakan untuk menentukan jejak seismik dan mengukur panjang segmen sinar gelombang seismik.

Penelusuran jejak sinar seismik menggunakan algoritma *pseudo bending*. Algoritma ini menggunakan prinsip Fermat

dimana jejak sinar seismik yang menjalar dalam medium dari sumber ke penerima memerlukan waktu tercepat (Koulakov, 2012).

### 3. METODE PENELITIAN

Data yang digunakan merupakan data gempa tektonik yang terjadi di Provinsi Bengkulu dan sekitarnya selama periode

Mei 2006 sampai Mei 2013 yang didapatkan dari Badan Meteorologi dan Geofisika (BMKG) Stasiun Geofisika Kepahiang dan *International Sismological Center* (ISC) dalam bentuk digital dan berformat *miniseed*. Gempa yang terjadi direkam pada 39 stasiun yang tersebar disekeliling daerah penelitian. Beberapa hal yang perlu diketahui dalam penelitian yaitu pertama menentukan model kecepatan awal 1D, parameterisasi dan melakukan uji resolusi sintetis (Koulakov, 2012).

Model kecepatan awal 1D digunakan sebagai acuan untuk mendapatkan model kecepatan sebenarnya. Selanjutnya penentuan grid dan model struktur awal perlu dilakukan untuk mendapatkan hasil yang optimal. Parameterisasi dalam inversi tomografi ditunjukkan pada basis metode parameterisasi node. Beberapa node tersebar menurut densitas sinar dengan jarak node dibuat sama dengan panjang sinar. Untuk mengurangi efek distribusi node maka beberapa grid dibuat pada orientasi yang berbeda. Hasil dari setiap orientasi digabung menjadi sebuah kesimpulan untuk menghasilkan solusi yang *smooth*.

Penelitian ini menggunakan ukuran grid yaitu 5x5x5 km<sup>3</sup> dengan 4 orientasi grid yang berbeda yaitu 0°, 22°, 45° dan 67°. Uji resolusi sintetis digunakan untuk menguji keakuratan sekelompok data tomografi dengan menghitung densitas sinar seismik yang melewati blok volume. Perkiraan resolusi dapat ditunjukkan dengan metoda *checkerboard*. Prosedur metoda *checkerboard* diawali dengan melakukan inversi dimana data observasi digantikan

dengan menggunakan sekelompok data sintetis yang dihitung dari model kecepatan 3D khusus. Model kecepatan *checkerboard* dibentuk dengan menambahkan gangguan kecepatan. Kemudian data sintetis diinversi dan dicocokkan dengan membandingkan hasil inversi *checkerboard*.

Proses pengolahan data pada penelitian menggunakan LOTOS (*Local Tomografi Software*) 12 dirancang untuk melakukan inversi secara bersamaan guna menentukan struktur gelombang P dan Gelombang S dan koordinat sumber (*latitude, longitude* dan *depth*) (Koulakov, 2012). Perhitungan dimulai dengan menggunakan dua data *file* berupa koordinat stasiun, *travel time* gelombang P dan gelombang S dari gempa bumi lokal yang diterima stasiun. Informasi tambahan seperti kecepatan model dan parameter pendukung dibutuhkan untuk perhitungan inversi.

Penyelesaian tomografi pada LOTOS menghasilkan optimisasi kecepatan 1D dan inversi tomografi 3D. Struktur *file* dalam *root directory* LOTOS diperkenalkan pada **Tabel 1**. Sebelum mengeksekusi program perlu mendefinisikan area yang akan dieksekusi. Pengaturan pendefinisian program tersimpan pada *file all\_areas.dat* dan *model.dat*. Penulisan area pada *file all\_areas.dat* mengikuti nama area spasi lalu dituliskan model observasi, spasi lalu jumlah iterasi seperti penulisan "KEPHYANG MODEL\_01 3". Sama halnya dengan intruksi diatas penulisan *file model.dat* juga diatur dengan beberapa baris yaitu baris pertama berkas area, baris kedua model observasi, baris ketiga dan keempat berisi jumlah iterasi global dan lokal.

**Tabel 1.** Folder dan *file* dalam *directory* (Koulakov, 2012).

<b>Data</b>	Folder berisi data dan model
<b>Common</b>	Folder yang berisi informasi mengenai warna, garis pantai, batas tepi, dan lain-lain.
<b>Programs</b>	Folder yang memperlihatkan inversi tomografi
<b>All_area.dat</b>	<i>File</i> yang mendefinisikan area dan model untuk proses inversi
<b>Model.dat</b>	<i>File</i> yang berisi mengenai informasi model
<b>Start.bat</b>	<i>File</i> untuk menjalankan program

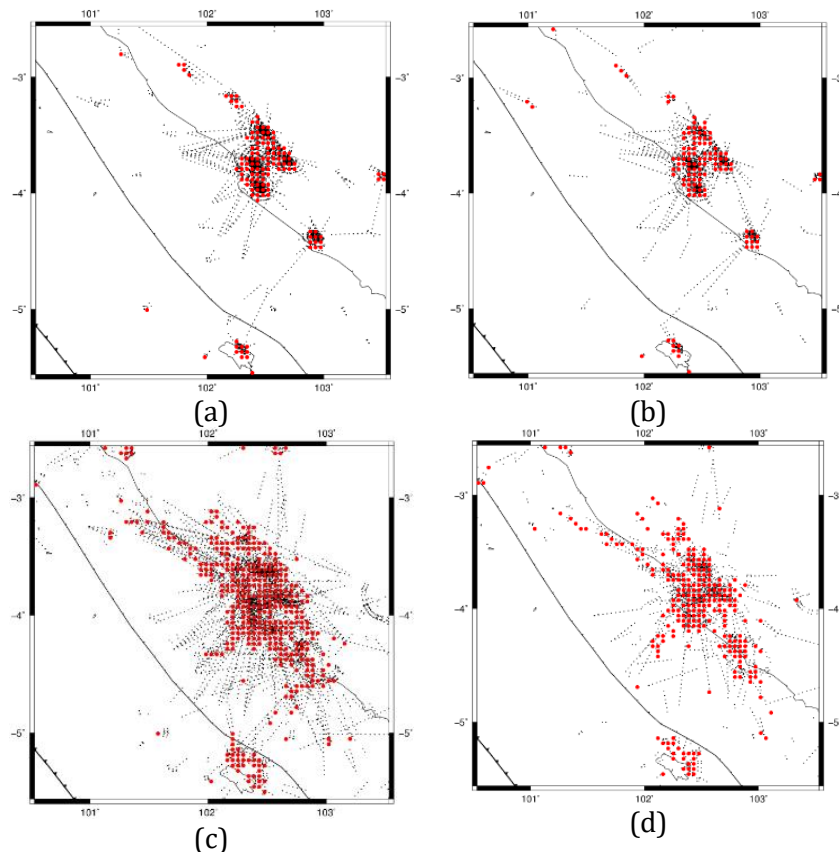
Setelah semuanya diatur maka proses eksekusi dilakukan pada *file START.BAT*. Hasil yang didapat dari program LOTOS berupa model kecepatan real 1D dan citra anomali 3D. Kontur anomali 3D yang didapat dipetakan kembali menggunakan GMT (1998) untuk diidentifikasi. Dibutuhkan juga data geologi sebagai validasi keberadaan segmen sesar (Sieh & Natawidjaja, 2000) dan data *slab* (Hayes dkk. 2012).

**4. HASIL DAN PEMBAHASAN**

Penelitian ini menggunakan data tahun 2006 sampai 2013 yang berasal dari BMKG dan ISC. Berdasarkan hasil eksekusi LOTOS terdapat 1123 kejadian gempa yang diterima 30 stasiun dengan banyaknya sinar gelombang-P dan gelombang-S yang dipicking masing-masing sekitar 6392 dan

2353. Hasil citra tomografi LOTOS-12 dipresentasikan menjadi dua irisan yaitu irisan horizontal dan vertikal. Setiap irisan akan menampilkan sinar gelombang dengan cakupan sinar yang bervariasi.

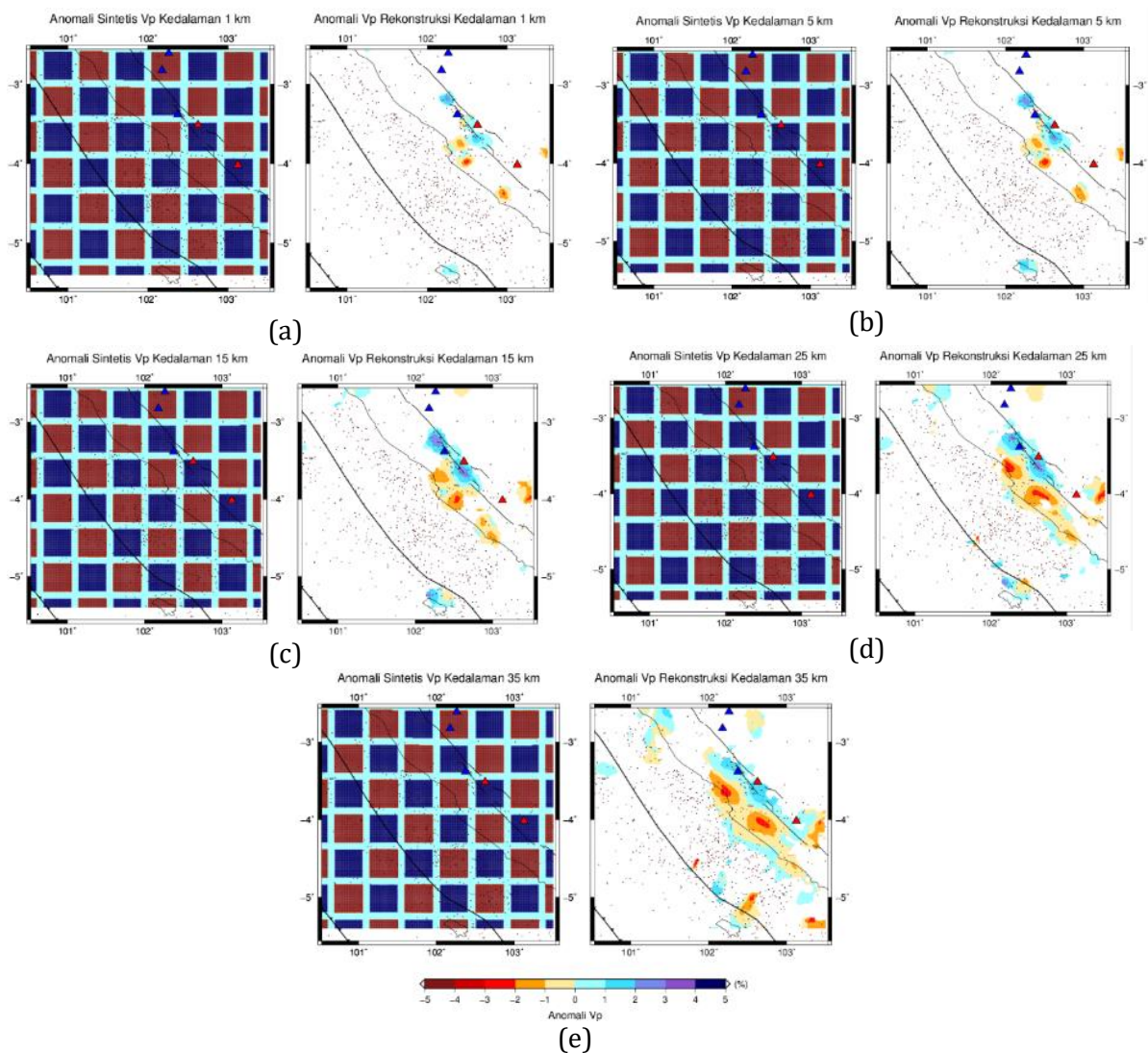
Cakupan sinar sangat mempengaruhi resolusi tomogram daerah penelitian. Pada irisan horizontal cakupan sinar studi tomografi daerah Bengkulu beresolusi baik pada kedalaman 2-7 km. Cakupan sinar ini banyak terlihat di daerah sekitar gunung berapi. Pada kedalaman 22-27 km, juga terlihat cakupan sinar resolusi baik yang mana cakupan sinar ini berasal dari aktivitas tektonik yang terjadi di daerah Bengkulu. **Gambar 4** memperlihatkan citra penampang horizontal gelombang P dan gelombang S pada salah satu orientasi grid untuk kedalaman 2-7 km dan 22-27 km.



**Gambar 4.** Cakupan sinar gelombang gempa (titik-titik warna hitam)  $z = 2 - 7$  km. Gelombang P (kiri) (Gambar 4a) dan gelombang S (kanan) (Gambar 4b), Cakupan sinar gelombang gempa (titik-titik warna hitam)  $z = 17 - 22$  km. Gelombang P (kiri) (Gambar 4c) dan gelombang S (kanan) (Gambar 4d).

Cakupan sinar digunakan untuk menentukan parameterisasi node. Node sendiri terdistribusi dalam penelitian ini berhubungan dengan kepadatan sinar. Spasi node yang digunakan pada penelitian yaitu  $5 \times 5 \times 5 \text{ km}^3$  sesuai dengan kepadatan sinar yang didapat memiliki jarak minimum 5 km. Node berhubungan dengan grid tetrahedral dengan kecepatan linier. Untuk mengurangi efek distribusi node yang tidak merata karena tidak adanya data, maka orientasi yang digunakan memiliki orientasi yang

berbeda yaitu  $0^\circ, 22^\circ, 45^\circ$  dan  $67^\circ$ . Uji resolusi sintetik digunakan untuk mengestimasi kebenaran solusi dari hasil inversi tomografi (Wandono, 2007). Perkiraan resolusi diperlihatkan dengan metode *checkerboard*. Pada penelitian ini dilakukan uji resolusi *checkerboard* yang dimulai dengan melakukan inversi tomografi model observasi diganti dengan model sintetik. Model sintetik di inversi dan solusi dicocokkan dengan membandingkan hasil inversi dengan *checkerboard* (Gambar 5).

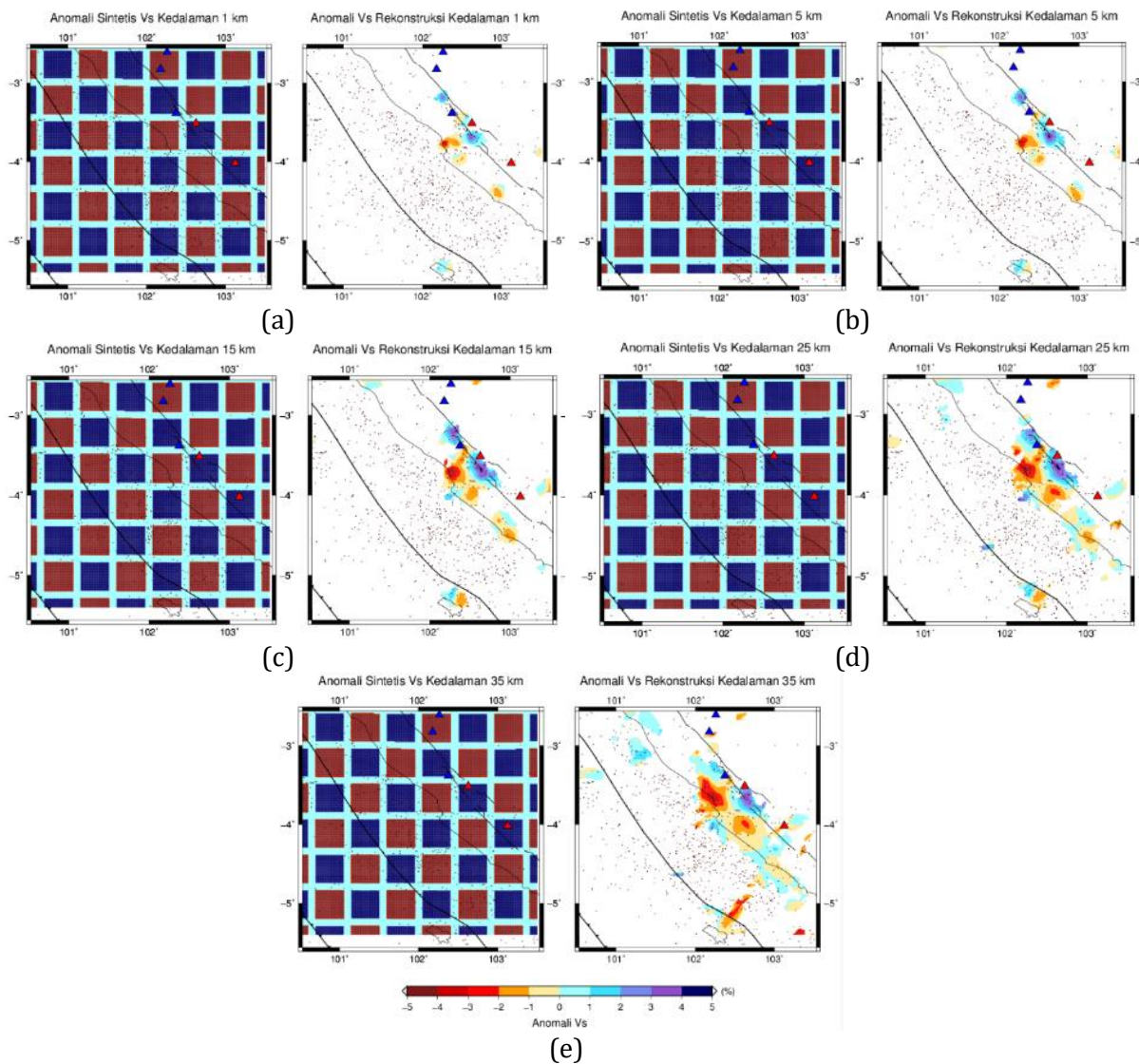


**Gambar 5.** Uji Resolusi Sintetik (*Checkerboard Test*) Gelombang-P pada kedalaman 1 km, 5 km, 15 km, 25 km dan 35 km. Model real sebelah kanan model sintetik sebelah kiri. Gambar warna biru menunjukkan anomali positif dan gambar warna merah menunjukkan anomali negatif.



Pada **Gambar 5 dan 6** terlihat distribusi densitas sinar seismik yang cukup baik antara model *real* dan model sintetik. Warna putih pada data *real* menunjukkan resolusi yang tidak baik karena daerah tersebut tidak dilalui sinar seismik. Hasil uji resolusi sintetik pada gelombang *P* dan

gelombang-*S* terlihat cukup baik pada area 1 km sampai 35 km. Hasil uji sintetik ini menggunakan ukuran grid  $5 \times 5 \times 5 \text{ km}^3$  hasil inversi tomografinya teresolusi baik sampai kedalaman 35 km dengan ukuran papan catur  $40 \times 40 \text{ km}^2$ .



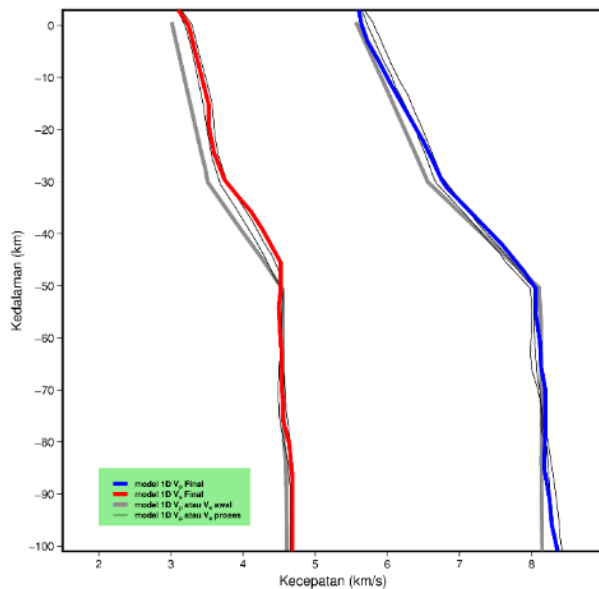
**Gambar 6.** Uji Resolusi Sintetik (*Checkerboard Test*) Gelombang-*S* pada kedalaman 1 km, 5 km, 15 km, 25 km dan 35 km. Model real sebelah kanan model sintetik sebelah kiri. Gambar warna biru menunjukkan anomali positif dan gambar warna merah menunjukkan anomali negatif.

Model awal yang digunakan pada penelitian ini adalah model kecepatan 1D yang pernah digunakan di Toba (Koulakov dkk., 2009). Seperti terlihat pada **Gambar 7** memperlihatkan model awal kecepatan 1D (garis abu-abu) dan model hasil optimalisasi

(garis biru model 1D  $V_p$  dan garis merah model 1D  $V_s$ ). Pada **Gambar 7** terlihat *trend* garis berwarna abu abu, serta biru dan merah memiliki besar kecepatan yang hampir sama. Adanya kesamaan *trend* menunjukkan selisih nilai reduksi yang kecil

dengan RMSE sebesar 0,3. Nilai RMSE ini cukup bagus berdasarkan penelitian Dinc dkk. (2010) untuk model awal kecepatan 1D nilai RSME <1. Peningkatan kecepatan terlihat pada kedalaman sekitar 30-50 km. Peningkatan kecepatan ini diduga karena sinar melewati batas *mohorovisic*

*discontinuity*. Sesuai dengan dengan hasil peningkatan kecepatan dari Dzakiya dan Sismanto (2017) yang menyebutkan adanya batuan basal dengan densitas lebih dari 3 g/cm<sup>3</sup> pada kedalaman 25 km diidentifikasi sebagai mantel.

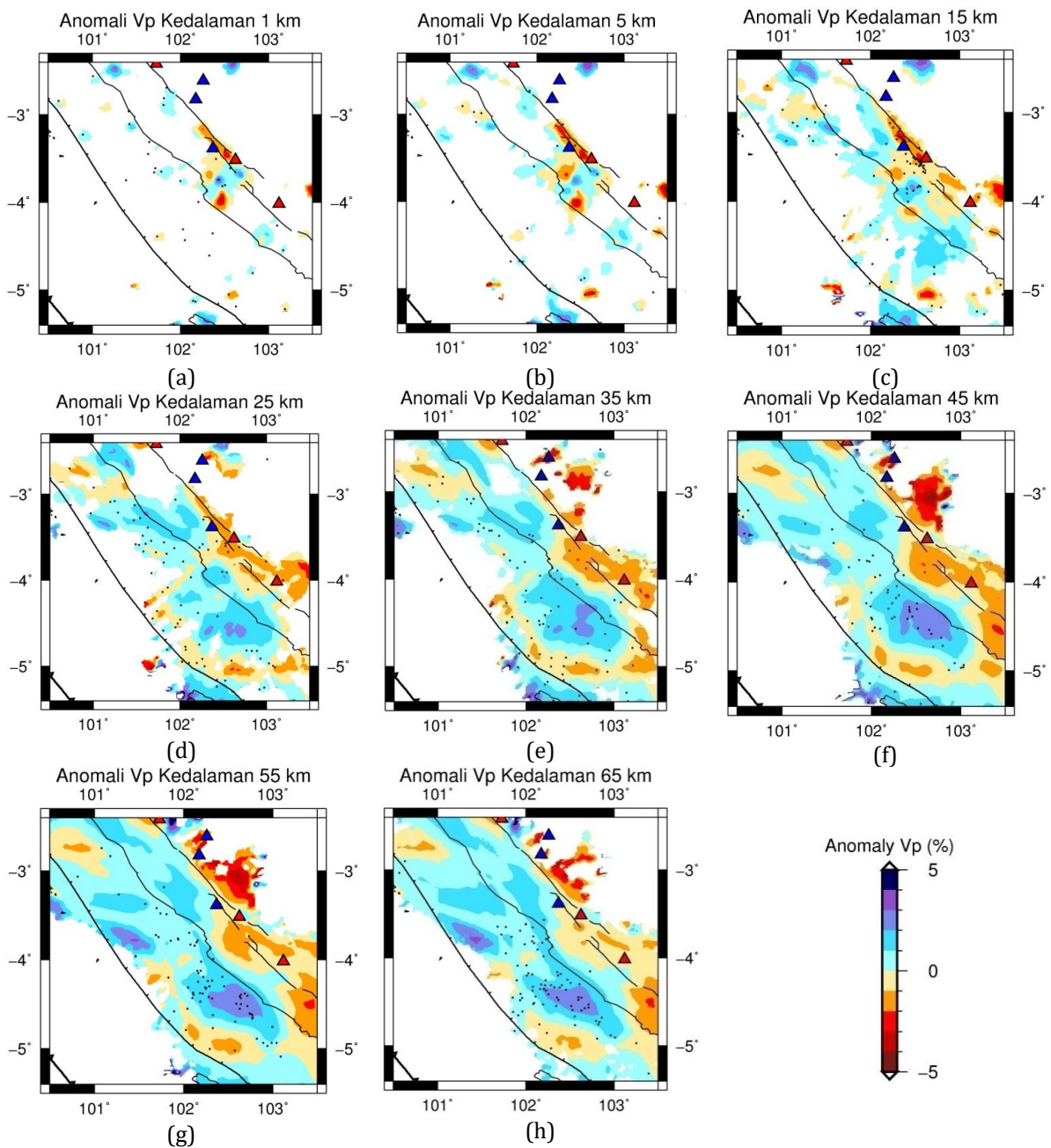


**Gambar 7.** Hasil Optimalisasi Model 1D distribusi Kecepatan Gelombang-P dan gelombang-S. Garis abu-abu starting model, garis biru dan merah adalah hasil akhirnya.

Struktur kecepatan gelombang P dan S di wilayah Bengkulu dapat dilihat dalam penampang horizontal struktur 2D (**Gambar 8** dan **Gambar 9**). Deviasi anomali kecepatan dinyatakan dalam persen (-5% sampai dengan 5%) dari kecepatan model dengan ditunjukkan warna merah dipresentasikan sebagai anomali dengan kecepatan rendah dan warna biru dipresentasikan sebagai anomali kecepatan tinggi. Warna putih pada gambar merupakan daerah yang tidak dilalui sinar sehingga nilai kecepatannya tidak ada. Hal ini dikarenakan tidak meratanya distribusi gempa dan stasiun. Citra dibuat dengan kedalaman 1 km, 5 km, 15 km, 25 km, 35 km, 45 km, 55 km, dan 65 km.

Terlihat adanya anomali negatif disepanjang Bukit Barisan. Anomali negatif

dari gelombang P (**Gambar 8a**, **8b** dan **8c**) diinterpretasikan sebagai Sesar Besar Sumatera yang terletak memanjang dari barat laut ke tenggara yang melalui wilayah Bengkulu dan ini sesuai dengan penelitian sebelumnya (Pusat Studi Gempa Nasional, 2017). Tidak hanya terlihat disepanjang bukit barisan anomali negatif juga terlihat di pantai barat daerah penelitian (**Gambar 8d** dan **8e**). Anomali negatif mengelilingi anomali positif yg memiliki kecepatan tinggi. Diduga pada daerah daerah yang memiliki anomali positif ini terdapat lipatan berupa Sesar Mentawai (Pusat Studi Gempa Nasional, 2017). Sesar yang terjadi pada daerah ini timbul akibat adanya pergerakan Lempeng Indo-Australia yang terus menabrak Lempeng Eurasia.



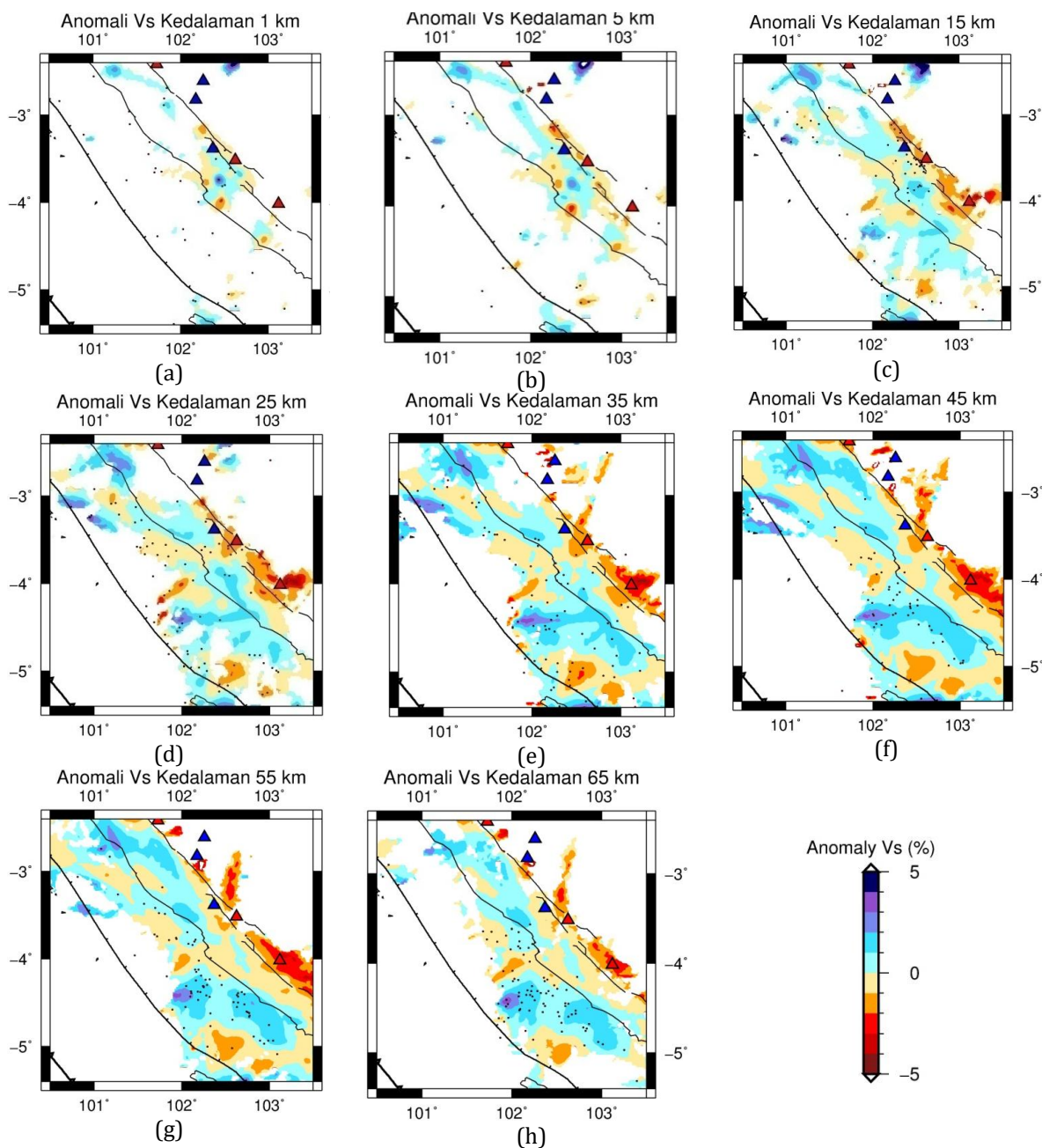
**Gambar 8.** Citra anomali kecepatan gelombang-P pada lapisan kerak bumi dan *mantle* bagian atas pada kedalaman 1 km, 5 km, 15 km, 25 km, 35 km, 45 km, 55 km dan 65 km. Anomali kecepatan gelombang-P dinyatakan dalam persen. Segitiga warna merah merupakan gunung api aktif dan segitiga warna biru merupakan gunung api.

Terlihat pada **Gambar 9** adanya anomali negatif kecepatan gelombang *S* di bagian timur daerah penelitian. Anomali negatif ini terlihat jelas sampai kedalaman 65 km. Anomali negatif ini berhubungan langsung dengan adanya Pegunungan Bukit Barisan yang memanjang hampir diseluruh bagian daerah penelitian. Pada kedalaman 5 km

sampai 65 km ditemukan adanya blok anomali negatif yang cukup besar disekitar gunung bukit Kaba dan gunung Dempo. Anomali negatif ini mulai berkurang seiring bertambahnya kedalaman. Anomali negatif pada gelombang-S biasa identik dengan fluida cair yang terdapat didalamnya berasal dari *partial melting*. Anomali negatif

terlihat dominan di bawah Gunung Dempo yang diinterpretasikan adanya kantong magma. Nilai anomali negatif kecepatan gelombang-S pada Dempo sekitar 4 sampai 5 persen berada pada kedalaman sampai

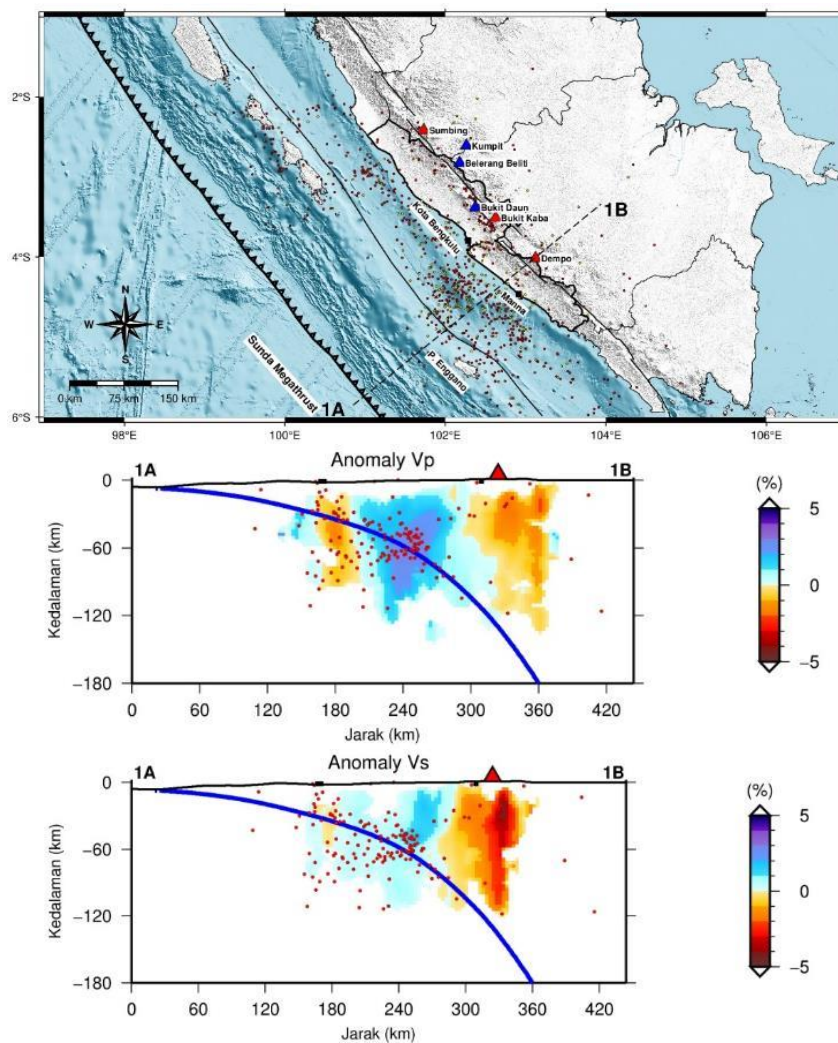
15-65 km. Citra anomali gelombang pada penampang vertikal memperlihatkan struktur bawah permukaan kearah radial. Untuk mengetahui struktur kecepatan secara vertikal perlu dibuat sayatan.



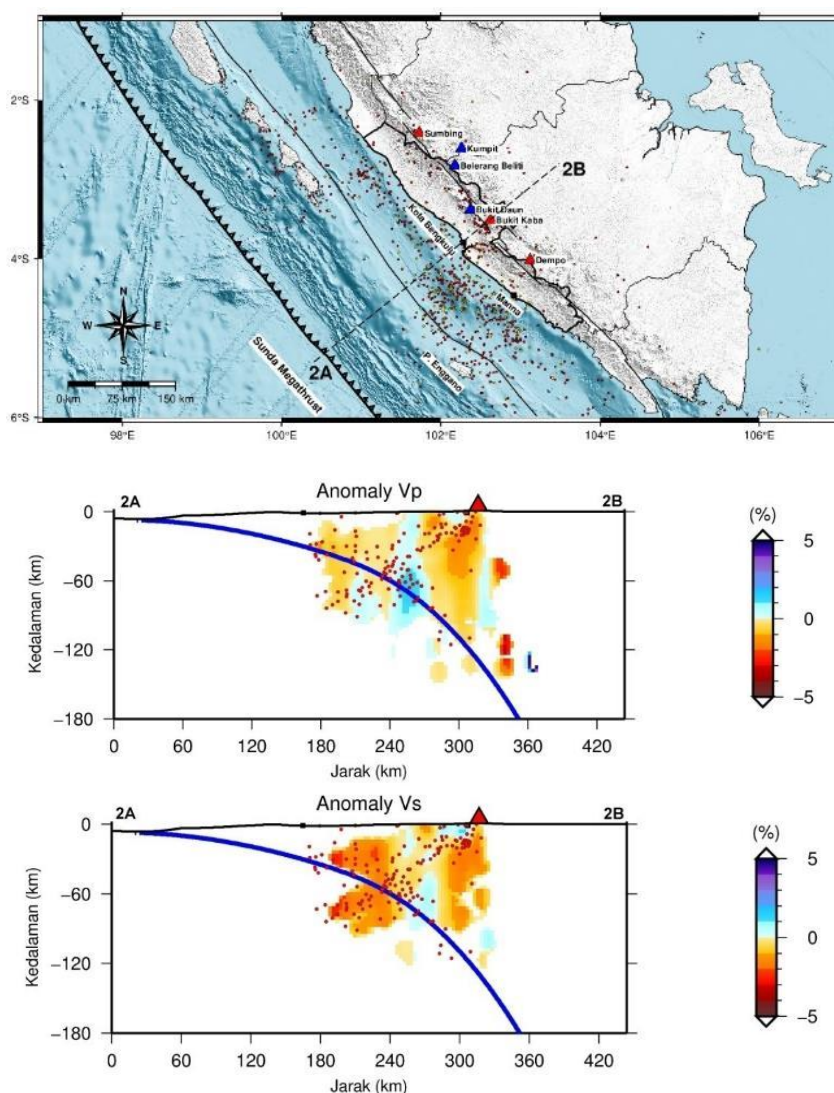
**Gambar 9.** Citra anomali kecepatan gelombang-S pada lapisan kerak bumi dan mantle bagian atas pada kedalaman 1 km, 5 km, 15 km, 25 km, 35 km, 45 km, 55 km dan 65 km. Anomali kecepatan gelombang-S dinyatakan dalam persen. Segitiga warna merah merupakan gunung api aktif dan segitiga warna biru merupakan gunung api.

Pada penelitian ini dibuat sayatan yang memotong Sesar Besar Sumatera dan Gunung di daerah penelitian yaitu Gunung Dempo (**Gambar 10**), Gunung Kaba (**Gambar 11**), Gunung Bukit Daun (**Gambar 12**) dan Gunung Sumbing (**Gambar 13**). Sayatan dibuat memanjang dari barat ke timur dengan panjang sayatan 420 km dan dibuat tegak lurus dengan sesar dan zona subduksi serta memotong gunungapi. Berdasarkan citra vertikal terlihat zona *partial melting* terlihat berasal dari kedalaman 120 km tepat di bawah gunung api. Pada **Gambar 10** anomali negatif terlihat dominan di bawah Gunung Dempo

yang diinterpretasikan adanya kantong magma. Nilai anomali negatif kecepatan gelombang-S pada Gunung Dempo sekitar 4 sampai 5 persen pada kedalaman 20 - 40 km. Keberadaan anomali negatif kecepatan rendah pada **Gambar 10** terlihat sampai kedalaman 120 km. Anomali kecepatan rendah juga terlihat pada jarak sayatan 180 kecepatan gelombang-P. Anomali yang diduga terjadi karena gesekan yang kuat antara lempeng benua dan lempeng samudera ini menghasilkan Sesar Mentawai. Pada gunung Dempo terlihat anomali kecepatan rendah yang besar dengan  $V_p = 7.35$  km/s dan  $V_s = 4.19$  km/s).



**Gambar 10.** Penampang Vertikal anomali kecepatan gelombang-P dan gelombang-S Gunung Dempo. Segitiga warna merah merupakan Gunung Dempo, titik warna hitam merupakan Sesar Mentawai dan Sesar Besar Sumatera serta garis melengkung warna biru merupakan *trend* slab Subduksi.



**Gambar 11.** Penampang Vertikal anomali kecepatan gelombang-P dan gelombang-S Gunung Kaba. Segitiga warna merah merupakan Gunung Kaba, titik warna hitam merupakan Sesar Mentawai dan Sesar Besar Sumatera serta garis melengkung warna biru merupakan *trend* slab subduksi.

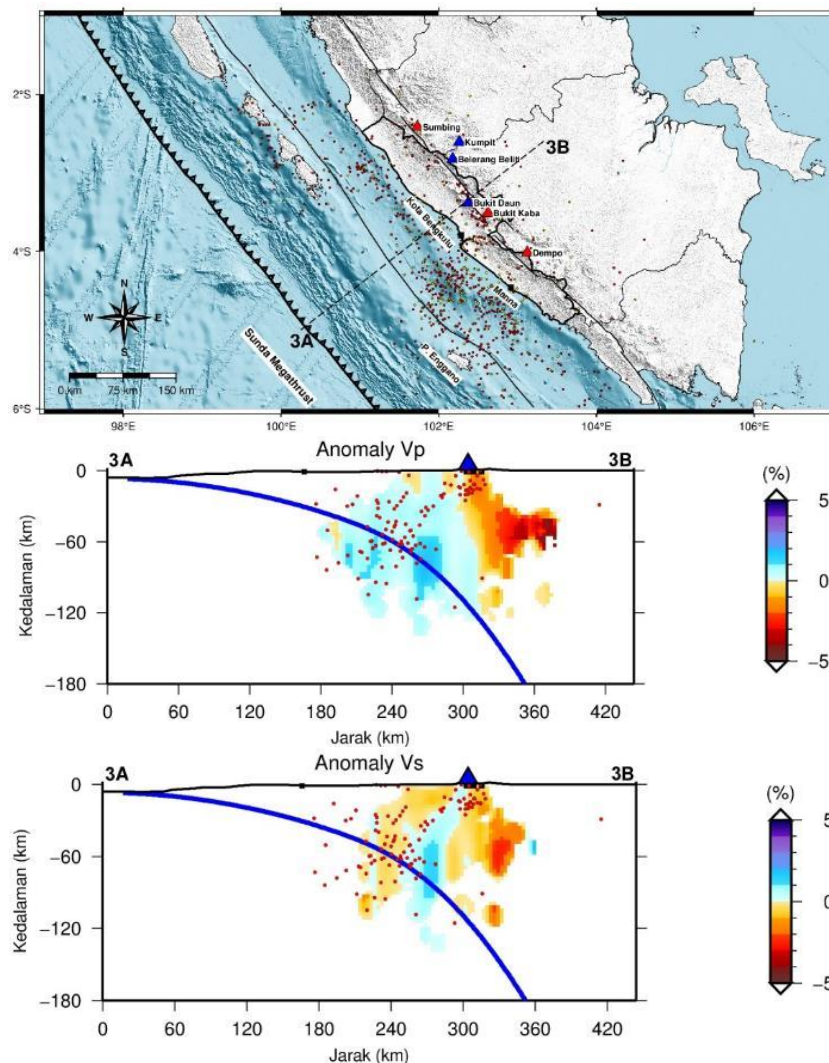
Berdasarkan citra Anomali  $V_p$  dan  $V_s$  terlihat juga adanya zona *partial melting* di Gunung Kaba. Zona *partial melting* ini berada pada kedalaman 60 – 70 km. Fluida yang meleleh pada daerah tersebut terintrusi naik menuju gunungapi akibat adanya sesar disekitarnya. Struktur bawah permukaan Gunung Kaba sangat terlihat jelas adanya anomali negatif pada kecepatan gelombang-P sampai kedalaman sekitar 120 km. Anomali negatif ini diduga merupakan Zona Benioff yang menjadi tempat pelepasan fluida (*partial melting*). Anomali negatif juga terlihat pada kedalaman 70 km yang mengintrusi naik ke

bawah permukaan Kaba melalui batuan berpori. Anomali ini diduga fluida yang menerobos batuan berpori yang diakibatkan adanya sesar disekitarnya. Pada citra anomali vertikal terlihat adanya dua anomali negatif pada kecepatan gelombang-P yang mencapai permukaan. Hal ini berkaitan dengan terdapatnya dua buah segmen sesar yang berada disekitar Gunung Bukit Kaba.

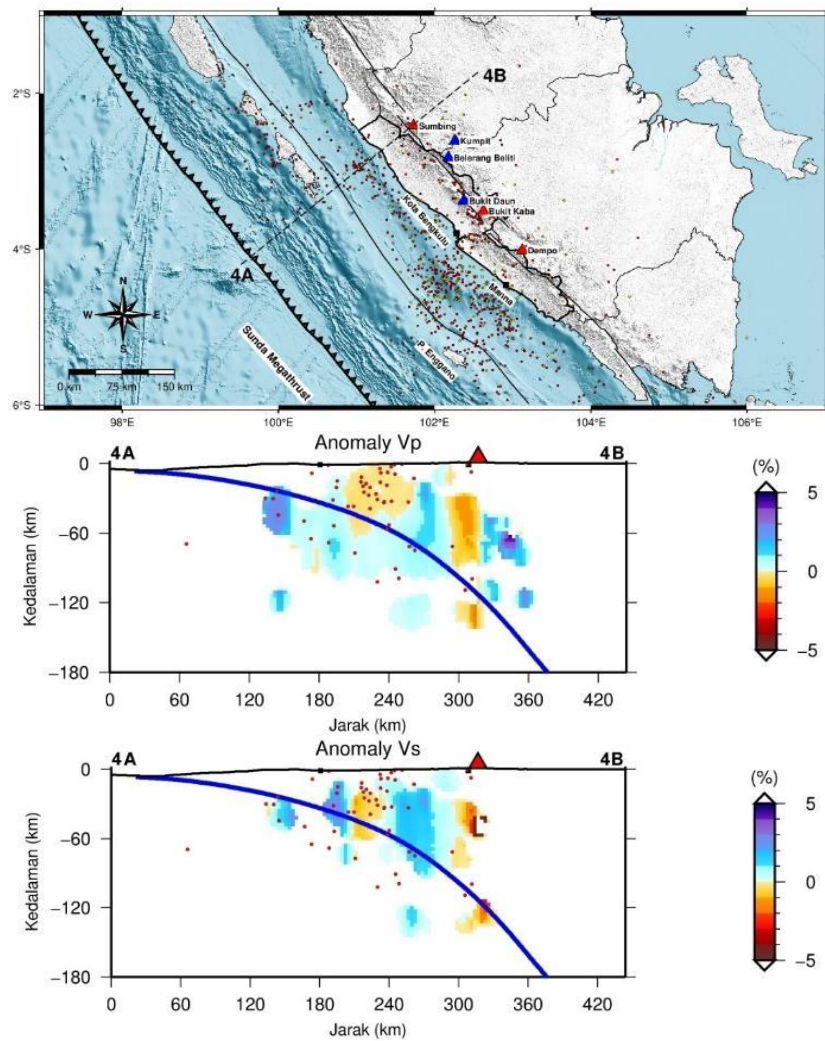
Pada Gunung Bukit Daun (**Gambar 12**) adanya anomali negatif terlihat jelas pada kedalaman 60–70 km yang diperkirakan merupakan daerah migrasi magma dari slab menunjam ke lempeng benua. Material

*partial melting* lunak dan tidak *rigid*, sehingga kecepatannya menjadi menurun sehingga terlihat sebagai jalur migrasi magma yang berada dibawah Gunung Bukit Daun. Pori pori batuan yang diakibatkan oleh patahan Sesar Besar Sumatera menjadi celah fluida magma bermigrasi. Pada jarak sayatan 300–360 km pada kedalaman 60 km terlihat adanya anomali negatif dengan simpangan kecepatan dalam -4% sampai -5%.

Pada Gunung Sumbing (**Gambar 13**) terlihat adanya anomali negatif dibawah gunung sumbing sampai kedalaman lebih dari 120 km. Anomali ini tidak terlihat jelas di kedalaman dangkal karena distribusi sinar yang kurang. Secara umum hasil penelitian ini berkesesuaian dengan penelitian sebelumnya, yakni rendahnya nilai  $V_p$  dan  $V_s$  di bawah pegunungan bukit barisan (Lestari & Nugraha, 2015).



**Gambar 12.** Penampang Vertikal anomali kecepatan gelombang-P dan gelombang-S Gunung Bukit Daun. Segitiga warna biru merupakan Gunung Bukit Daun titik warna hitam merupakan Sesar Mentawai dan Sesar Besar Sumatera (dari kiri ke kanan). Garis melengkung warna biru merupakan *trend* slab subduksi.



**Gambar 13.** Penampang Vertikal anomali kecepatan gelombang-P dan gelombang-S Gunung Sumbing. Segitiga warna merah merupakan gunung Sumbing titik warna hitam merupakan Sesar Mentawai dan Sesar Besar Sumatera (dari kiri ke kanan). Garis melengkung warna biru merupakan *trend* slab subduksi.

## 5. KESIMPULAN

Pada penelitian ini dapat dilihat beberapa citra yang menggambarkan anomali negatif struktur bawah permukaan yaitu:

- Terlihatnya anomali negatif pada kedalaman 35 km sampai kedalaman 45 km yang diduga berupa Sesar Mentawai yang memanjang di bagian barat Bengkulu.
- Terlihatnya anomali negatif pada kedalaman 15 km sampai kedalaman 65 km disekitar Gunung Dempo, Gunung Bukit Kaba, Gunung Bukit Daun dan

Gunung Sumbing yang diduga adanya fluida kental berupa material panas.

- Pada citra anomali 3D adanya variasi kecepatan gelombang-P dan gelombang-S disekitar bawah pegunungan bukit barisan yang cenderung memiliki anomali negatif dan terlihat juga adanya anomali positif disekitar pesisir pantai Bengkulu. Anomali negatif terlihat dominan di sebelah utara Gunung Dempo dengan deviasi kecepatan -5%. Selain itu terdapat juga area partial melting pada kedalaman antara 110-130 km dicirikan dengan adanya anomali negatif. Selain itu anomali negatif gelombang-P juga



terlihat pada Gunung Kaba yang mencapai permukaan hal ini diduga adanya dua sesar yang memotong.

- d. Pada kedalaman 25 km terdapat peningkatan kecepatan yang diduga sebagai zona transisi kerak menuju *mantle* atas berupa batas diskontinuitas sampai kedalaman 65 km.

#### UCAPAN TERIMA KASIH

Penulis mengucapkan terima kasih kepada kedua orang tua, kepala stasiun geofisika kepahiang dan rekan-rekan yang telah memberi dukungan terhadap penelitian ini.

#### DAFTAR PUSTAKA

Afnimar. (2009). *Seismologi*. ITB PRESS.

Aki, K., & Lee, W. H. K. (1976). Determination of three-dimensional velocity anomalies under a seismic array using first P arrival times from local earthquakes: 1. A homogeneous initial model. *Journal of Geophysical Research*, 81(23), 4381–4399. <https://doi.org/10.1029/JB081I023P04381>

Bormann, P., Engdahl, B., Kind, R., Baumbach, M., Bock, G., Grosser, H., Choy, G. L., & Boatwright, J. (2002). *New Manual of Seismological Observatory Practice (NMSOP)*. 1(2002), 1–18. <https://doi.org/10.2312/GFZ.NMSOP>

Dinc, A. N., Koulakov, I., Thorwart, M., Rabbel, W., Flueh, E. R., Arroyo, I., Taylor, W., & Alvarado, G. (2010). Local earthquake tomography of central Costa Rica: Transition from seamount to ridge subduction. *Geophysical Journal International*, 183(1), 286–302. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04717.x>

Dzakiya, N., & Sismanto. (2017). Pemodelan Tiga Dimensi (3D) Lapisan Bawah Permukaan Bumi di Subcekungan Jambi pada Lapangan “Zuhro” Berdasarkan Analisis Data Anomali Gravitasi. *Bimipa*, 24(3), 268–280.

Havskov, J., & Ottemoller, L. (2010). *Routine Data Processing in Earthquake Seismology*. Springer Netherlands.

<https://doi.org/10.1007/978-90-481-8697-6>

Hayes, G. P., Wald, D. J., & Johnson, R. L. (2012). Slab1.0: A three-dimensional model of global subduction zone geometries. *Journal of Geophysical Research B: Solid Earth*, 117(B1). <https://doi.org/10.1029/2011JB008524>

Jaxybulatov, K., Koulakov, I., Seht, M. I. von, Klinge, K., Reichert, C., Dahren, B., & Troll, V. R. (2011). Evidence for high fluid/melt content beneath Krakatau volcano (Indonesia) from local earthquake tomography. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 206(3–4), 96–105. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2011.06.009>

Jones, I. F. (2010). Tutorial: Velocity estimation via ray-based tomography. *First Break*, 28(2), 45–52. <https://doi.org/10.3997/1365-2397.2010006>

Koulakov, I. (2012). *Code LOTOS-12 for 3D tomographic inversion based on passive seismic data from local and regional events Table of content*: 1–59.

Koulakov, I., & Sobolev, S. V. (2006). A tomographic image of Indian lithosphere break-off beneath the Pamir-Hindukush region. *Geophysical Journal International*, 164(2), 425–440. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2005.02841.x>

Koulakov, I., Yudistira, T., Luehr, B. G., dan Wandono. (2009). P, S velocity and VP/VS ratio beneath the Toba caldera complex (Northern Sumatra) from local earthquake tomography. *Geophysical Journal International*, 177(3), 1121–1139. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04114.x>

Lehmann, B. (2007). *Seismic traveltimes tomography for engineering and exploration applications*. European Association of Geoscientists & Engineers. <https://www.earthdoc.org/content/books/9789462820166>

Lestari, T., & Nugraha, A. D. (2015). *Imaging of 3-D seismic velocity structure of Southern Sumatra region using double*

- difference tomographic method.* 030014.  
<https://doi.org/10.1063/1.4915022>
- Prasetya, T. & Daryono. (2019). *KATALOG GEMPABUMI SIGNIFIKAN DAN MERUSAK 1821 - 2018*. BMKG.
- Prawirodikromo, W. (2012). *Seismologi Teknik & Rekayasa Kegempaan*. Pustaka Pelajar.
- PUSGEN. (2017). *Peta Sumber dan Bahaya Gempa Indonesia Tahun 2017*. Bandung.
- Sieh, K., & Natawidjaja, D. (2000). Neotectonics of the Sumatran fault, Indonesia. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 105(B12), 28295–28326.  
<https://doi.org/10.1029/2000JB900120>
- Wandono. (2007). *Studi Tomografi Seismik Non-Linier Lokal untuk Kompleks Kaldera Toba dan Sekitarnya*. Institut Teknologi Bandung.
- Widiyantoro, S. (2005). Tomografi dan Geodinamika Sumatera – Implikasi terhadap Mekanisme Gempa Besar. *Joint Convention Surabaya*.