

An attempt to Model Final Reservoir at Mt. Merapi Using Receiver Function

M. F. R. Auly¹, D. A. Zaky¹, I. R. Siregar¹, R. Saputra¹, S. K. Suhardja^{1,*}, S. Widiyantoro^{2,3} dan M. Ramdhan⁴

¹Faculty of Exploration and Production Technology, University of Pertamina, Jl. Teuku Nyak Arief, Simprug, Kebayoran Lama, Jakarta 12220, Indonesia

²Global Geophysics Research Group, Faculty of Mining and Petroleum Engineering, Bandung Institute of Technology, Jalan Ganesha No. 10, Bandung 40132, Indonesia

³Faculty of Engineering, Maranatha Christian University Bandung, Jalan Surya Sumantri No 65, Bandung 40164, Indonesia

⁴Agency for Meteorology, Climatology and Geophysics, Jalan Angkasa I, No. 2, Kemayoran, Jakarta, Indonesia

*Email: s4ndy104@gmail.com

Submit: 10 April 2022; Revised: 04 Juli 2022; Accepted: 30 Mei 2023

Abstrak: Studi di daerah Gunung Merapi sudah banyak dilakukan sebelumnya untuk mengetahui kondisi di bawah permukaan pada area tersebut, khususnya untuk mengetahui mekanisme vulkanik dari Gunung Merapi itu sendiri. Hal yang sering menjadi topik pembahasan pada studi di Gunung Merapi adalah kondisi dari reservoir magma yang ada di bawah permukaan. Untuk memperkirakan hal tersebut dilakukan teknik *receiver function* dengan membuat model kecepatan sintetik yang kemudian diolah menjadi kurva *synthetic receiver function*. Hasil *synthetic receiver function* kemudian dikorelasikan dengan hasil *receiver function* observasi hingga didapatkan korelasi yang paling baik. Sebelum dilakukan pembuatan *synthetic receiver function* untuk mencitrakan kondisi bawah permukaan Gunung Merapi, perlu dilakukan terlebih dahulu analisis awal terhadap respon hasil *receiver function* dari model sederhana yang dibuat dengan memberikan sumber-sumber sinyal utama pada kurva *receiver function* yang dihasilkan agar mempermudah pembuatan model kecepatan sintetik. Sumber-sumber respon sinyal utama yang mempengaruhi bacaan *receiver function* di antaranya adalah kontras nilai kecepatan gelombang seismik terutama V_s , adanya lapisan sedimen yang memiliki ketebalan tipis, adanya zona berkecepatan rendah (*low velocity zone*) yang diinterpretasikan sebagai reservoir magma, dan kedalaman dari batas kerak dan mantel atas yaitu *moho discontinuity*. Berdasarkan hasil *synthetic receiver function* di stasiun ME25, ME32 dan ME36, didapatkan kedalaman dari moho berkisar antara 26-29 km dan semakin dangkal ke arah Gunung Merapi, yaitu arah selatan dari daerah studi. Kedalaman dari *low velocity zone* juga bervariasi yaitu berkisar antara 5-15 km dan juga semakin dangkal ke arah selatan.

Kata kunci: *Synthetic Receiver Function*, Gunung Merapi, *Reservoir Magma*, *Low Velocity Zone*

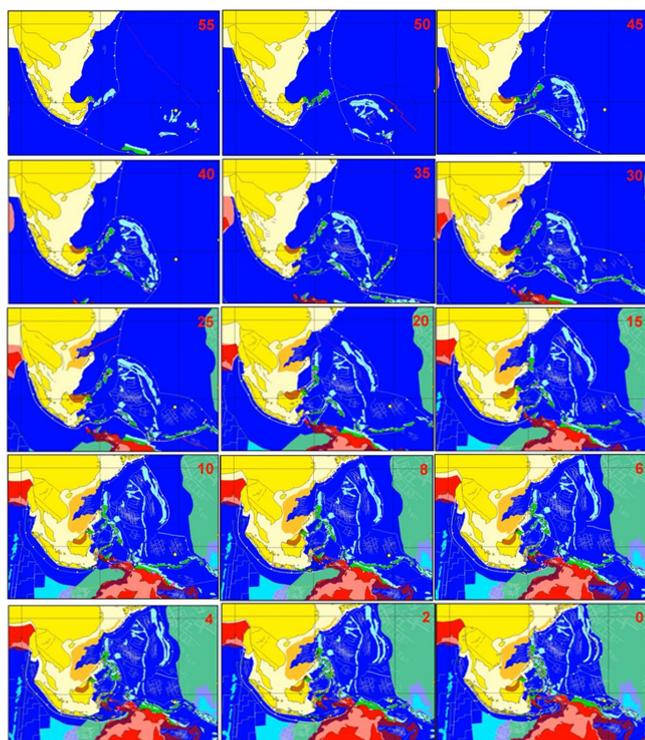
Abstract: Studies on Mt. Merapi have been done a lot before to find out the conditions below the surface in the area, especially to find out the volcanic mechanism of Mt. Merapi itself. Things that are often the topic of discussion in studies at Mt. Merapi are the condition of the magma reservoir that

is below the surface. To estimate this, a receiver function technique is used to create a synthetic velocity model, which is then processed into a synthetic receiver function curve. The results of the synthetic receiver function are then correlated with the results of the receiver function observations until the best correlation is obtained. Before the manufacture of a synthetic receiver function to image the subsurface conditions of Mt. Merapi, it is necessary to perform an initial analysis of the response of the receiver function resulting from a simple model made by providing the main signal sources on the resulting receiver function curve to facilitate the creation of a synthetic speed model. The main signal response sources that affect the reading of the receiver function include the contrast of seismic wave velocity values, especially V_s , the presence of a thin sediment layer, and the presence of a low-velocity zone that is interpreted as a magma reservoir, and the depth of the crust boundary and the topcoat is moho discontinuity. Based on the results of the synthetic receiver function at ME25, ME32, and ME36 stations, the depth of the moho ranges from 26-29 km and gets shallower towards Mt. Merapi, which is south of the study area. The depth of the low-velocity zone also varies, ranging from 5-15 km and also getting shallower towards the south.

Keywords: *Synthetic Receiver Function*, *Mt. Merapi*, *Magma Reservoir*, *Low Velocity Zone*

1 PENDAHULUAN

Pulau Jawa terletak di ujung bagian selatan dari Lempeng Eurasia, dimana Lempeng Australia mengalami subduksi. Gambar 1 menjelaskan mengenai proses terbentuknya kondisi tektonik di Indonesia dari 55 ma sampai 0 ma (sekarang). Kondisi tektonik di area ini didominasi oleh Sunda Arc, yang sering menimbulkan gempa besar dan beberapa gunung berapi aktif. Saat ini, tingkat konvergensi antara Australia dan Indonesia adalah 67 mm per tahun (Simons dkk., 2007) dan sudut kemiringan slab semakin menunjам ke bawah menjadi sangat curam (70° - 80°) dari kedalaman

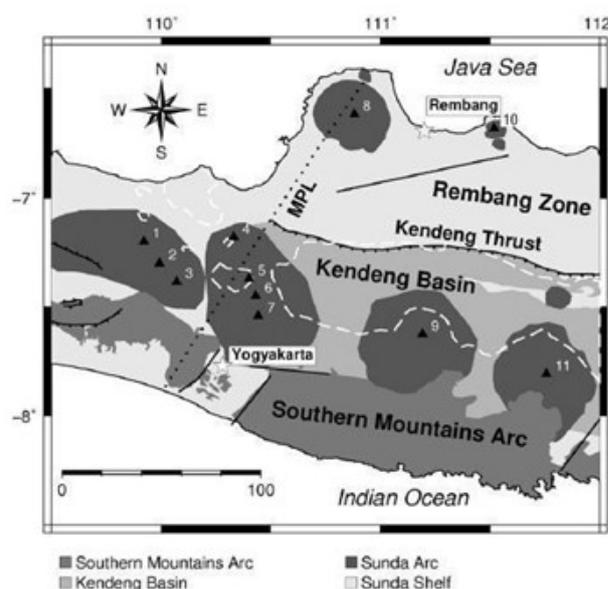


Gambar 1. Plate reconstruction di Indonesia pada 55 ma s/d 0 ma (sekarang) (Hall and Spakman, 2002).

50 km ke arah utara Jawa (Koulakov dkk., 2007). Berdasarkan distribusi gempa bumi dalam katalog global, kedalaman lempeng di bawah area Pulau Jawa bagian selatan adalah sekitar 100-120 km. Usia lempeng subduksi di bawah Jawa Tengah adalah sekitar 80-100 Ma.

Magmatisme dan aktivitas gunung berapi yang menjadi ciri Jawa Tengah sebagian besar dipengaruhi oleh subduksi. Secara keseluruhan ada dua busur vulkanik utama, *Southern Mountain Arc* (SMA) dan *Modern Volcanic Arc* (MVA). Smyth dkk. (2008) menjelaskan bahwa dari Eosen Tengah (sekitar 45 hingga 20 Ma), busur vulkanik terbentuk di wilayah pantai selatan Pulau Jawa, yang sekarang dikenal sebagai SMA. Clements dkk. (2009) mengatakan bahwa subduksi di daerah ini berhenti di Cretaceous tetapi kemudian dilanjutkan pada Miosen Akhir dan menciptakan MVA, yang terletak sekitar 50 km utara SMA. Di sebelah utara MVA, cekungan besar terbentuk di tepi Sundaland, dan dinamai Zona Kendeng (Gambar 2). Gunung Merapi dan Merbabu yang merupakan bagian dari MVA adalah fokus dari penelitian ini.

Studi bawah permukaan pada daerah Gunung Merapi di Jawa Tengah sudah banyak dilakukan dengan berbagai metode geologi dan geofisika. Faktor-faktor yang mendasari dilakukannya studi pada daerah tersebut adalah kondisi geologi dari Pulau Jawa, khususnya daerah selatan yang simpel namun menarik. Gunung-gunung berapi yang berada di Pulau Jawa merupakan akibat dari subduksi yang terjadi di selatan Pulau Jawa (Clements dkk., 2009; Smyth dkk., 2008). Gunung Merapi merupakan salah satu gunung berapi paling aktif di dunia, dengan frekuensi erupsi antara dua hingga enam tahun. Persebaran seismisitas berada di sekitar Gunung Merapi dan ditemukan zona aseismik pada puncak



Gambar 2. Peta geologi daerah penelitian (Smyth dkk., 2008), dengan informasi gunung berapi yang dinomori dengan, 1: Komplek Gunung Api Dieng; 2: Gunung Sindoro; 3: Gunung Sumbing; 4: Gunung Ungaran; 5: Gunung Telomoyo; 6: Gunung Merbabu; 7: Gunung Merapi; 8: Gunung Muria; 9: Gunung Lawu; 10: Gunung Lasem; 11: Gunung Willis

gunung berapi (Ratdomopurbo and Poupinet, 2000). Ratdomopurbo and Poupinet (2000) juga memperkirakan bahwa ada dua reservoir magma: reservoir dangkal pada kedalaman 1-2 km di bawah puncak yang mungkin memiliki potensi bahaya tinggi, dan reservoir utama yang lebih besar dan lebih dalam kemungkinan besar terletak di bawah kedalaman 5 km. Beauducel and Cornet (1999), menggunakan GPS dan data kemiringan menyimpulkan bahwa reservoir magma utama terletak antara kedalaman 6-9 km di bawah puncak. Aktivitas vulkanik pada Gunung Merapi diperkirakan dimulai sekitar 40.000 tahun yang lalu (Camus dkk., 2000). Erupsi dari gunung berapi ini didominasi oleh aliran piroklastik yang disebabkan oleh runtuhnya kubah lava (Hidayati dkk., 2008). Diperkirakan bahwa jenis letusan yang lebih eksplosif dan dengan magnitudo lebih tinggi seperti letusan 2010, terjadi lebih jarang dengan interval 50-100 tahun (Surono dkk., 2012). Model gayaberat dengan resolusi tinggi menunjukkan bukti adanya *high density bodies* di bawah puncak Gunung Merapi, Merbabu dan Telomoyo, yang dapat diinterpretasikan sebagai reservoir magma (Tiede dkk., 2005). Tomografi gempa lokal juga dilakukan di wilayah ini dan ditemukan anomali kecepatan rendah yang sangat mencolok di zona *back-arc* di sebelah utara gunung berapi aktif. Mereka juga menemukan anomali kecepatan rendah di mantel atas yang mereka tafsirkan sebagai jalur fluida dan *partially molten material* (Wagner dkk., 2007).

Penelitian yang paling berhubungan dengan studi ini adalah pencitraan ketebalan kerak bumi dari jaringan DOMERAPI menggunakan teknik *receiver functions* oleh Suhardja dkk. (2020). *Receiver Functions* (RF) merupakan salah satu teknik yang memanfaatkan gelombang konversi $P - S$ yang tercipta di bidang batas yang ada di bawah stasiun penerima. Untuk memisahkan gelombang P_s dari energi

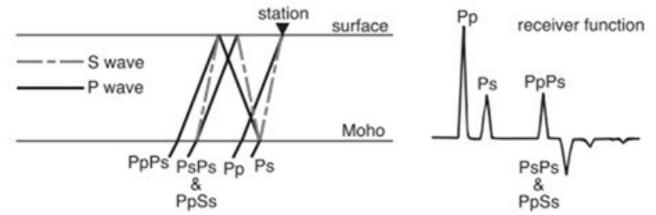
gelombang P dilakukan dekonvolusi komponen gelombang P dari komponen SV . Informasi mengenai posisi atau kedalaman dari bidang batas (pada umumnya adalah *Moho Discontinuity*) dapat diketahui dari waktu tiba gelombang P_s yang terbaca pada hasil RF. Hasil penelitian [Suhardja dkk. \(2020\)](#) menunjukkan bahwa adanya zona kecepatan rendah (*low velocity zone*) di bawah Gunung Merapi yang terbaca pada hasil RF di stasiun-stasiun yang dekat dengan Gunung Merapi. Namun informasi mengenai kedalaman dari zona kecepatan rendah tersebut belum bisa dicitrakan lebih detail menggunakan teknik ini. Pada studi kali ini, telah dilakukan pemodelan kedepan teknik RF dengan mengkonstruksi model-model kecepatan untuk memperkirakan kedalaman dari zona kecepatan rendah tersebut dengan mengkorelasikan hasil RF sintetik dan hasil RF observasi di area Gunung Merapi. Secara singkat, studi ini mencoba untuk melengkapi informasi secara lebih detail mengenai struktur kerak bumi karena teknik RF sintetik dapat digunakan untuk memperkirakan kecepatan seismik dari lapisan-lapisan yang ada di bawah stasiun penerima.

1.1 Receiver Function

Teleseismik *receiver function* merepresentasikan reflektivitas dari kerak dan mantel di bawah stasiun penerima. Secara khusus, teknik ini menunjukkan lokasi dalam waktu atau kedalaman dari setiap perbedaan *shear velocity* yang besar di bawah permukaan seperti diskontinuitas Moho di bawah stasiun penerima. Teknik ini didasarkan pada teori bahwa ketika gelombang P bertemu dengan batas yang memisahkan dua lapisan batuan dengan kecepatan gelombang S yang memiliki perbedaan yang kontras, maka gelombang S akan tercipta pada batas tersebut ([Gambar 3](#)).

Gelombang S yang tercipta pada bidang batas akan tiba di stasiun penerima setelah gelombang P karena kecepatan gelombang S selalu lebih kecil dari kecepatan gelombang P . Juga harus dicatat bahwa jika bidang batas memiliki V_s lebih tinggi di bawah bidang, pulsa positif akan terekam dan pulsa negatif akan terekam akibat penurunan kecepatan gelombang S terhadap kedalaman. Jika pemisahan gelombang S dapat dilakukan, maka dapat diketahui informasi mengenai bidang batas di bawah permukaan yang menciptakan gelombang S . Untuk memisahkan gelombang S dari energi P , digunakan teori bahwa gelombang S sebagian besar menyebabkan gerakan ke arah horizontal sedangkan gelombang P terutama menyebabkan gerakan dalam arah vertikal. Dengan demikian "*receiver function*" dihitung dengan menghilangkan atau mendekonvolusikan gerakan vertikal (efek gelombang P) yang terekam pada seismogram komponen radial yang idealnya menghasilkan serangkaian pulsa dari gelombang konversi (P_s , P_pP_s , P_sP_s dan P_pS_s) seperti ilustrasi pada [Gambar 3](#). Detail mengenai perhitungannya dijelaskan pada [Langston \(1977\)](#) dan [Owens \(1984\)](#).

Pada umumnya dekonvolusi dilakukan dalam domain frekuensi dengan menggunakan metode *water-level stabilization* dan *Gaussian low-pass filter* untuk menghilangkan *noise* frekuensi tinggi ([Langston, 1979](#)). Persamaan RF dalam domain frekuensi dapat dilihat sebagai pembagian sederhana dari komponen radial oleh komponen vertikal. Perhitungan dari *receiver function* $H(\omega)$ secara umum dapat



Gambar 3. Ilustrasi yang menunjukkan penjalaran gelombang P langsung (P_p) dan *multiples* yang terjadi di kerak, kecuali untuk P pada mantel, huruf kecil dan huruf besar menunjukkan penjalaran ke atas dan ke bawah (kiri), dan hasil rekaman *receiver function* (kanan); berdasarkan [Ammon dkk. \(1990\)](#); [Hetland dkk. \(2004\)](#)

ditulis sebagai berikut:

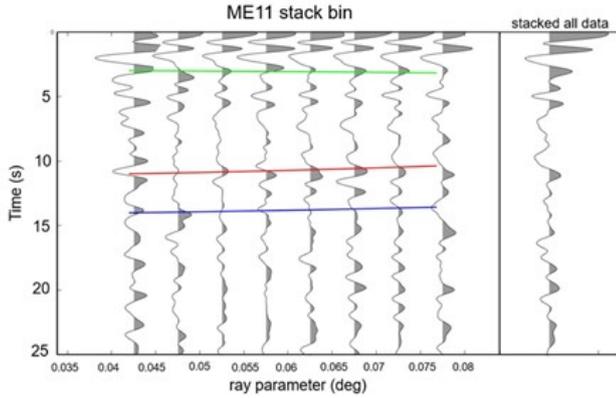
$$H(\omega) = \frac{R(\omega)Z^*(\omega)}{(Z(\omega)Z^*(\omega).c(Z(\omega)Z^*(\omega)))}G(\omega) \quad (1)$$

$$G(\omega) = \exp\left(\frac{-\omega^2}{4\alpha^2}\right) \quad (2)$$

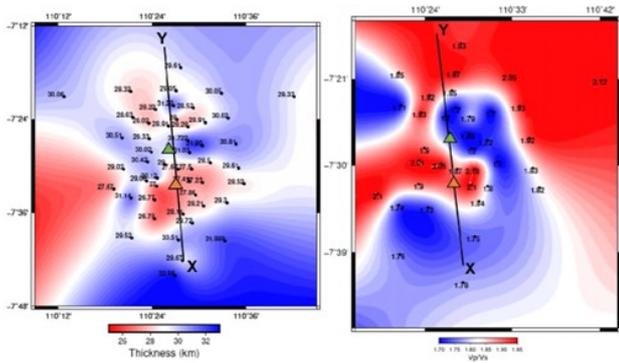
Persamaan 1 menjelaskan mengenai dekonvolusi komponen radial terhadap vertikal dimana ω adalah frekuensi sudut, $Z(\omega)$ adalah komponen P (vertikal) yang telah dilakukan transformasi Fourier, $R(\omega)$ adalah transformasi dari komponen SV (radial), dan $Z^*(\omega)$ adalah *complex conjugate* dari $Z(\omega)$. Persamaan 2 menjelaskan mengenai filter yang digunakan pada persamaan 1 dimana $G(\omega)$ adalah filter Gaussian yang memiliki distorsi *zero phase* ([Langston, 1979](#)). Filter tersebut digunakan untuk mengeliminasi *noise* frekuensi tinggi pada RF. Konten frekuensi pada filter Gaussian dikontrol oleh parameter α . Penyebut yang digunakan di persamaan 1 adalah $Z(\omega)Z^*(\omega)$ atau konstanta $c(Z(\omega)Z^*(\omega))$, tergantung dari nilai mana yang lebih besar dari kedua penyebut tersebut. Konstanta c disebut dengan "*water level*" dan berfungsi untuk menstabilkan dekonvolusi. Nilai α dan c ditentukan melalui *trial and error* sampai bacaan RF menghasilkan sinyal yang paling "*spiky*" dengan *noise* yang paling minimum.

Sebelumnya pada tahun 2019, telah dilakukan studi untuk mengetahui ketebalan dari kerak di bawah Gunung Merapi dan Merbabu oleh [Suhardja dkk. \(2020\)](#) menggunakan teknik *receiver function*. [Gambar 4](#) merupakan hasil RF yang diplot terhadap *ray parameter* untuk setiap *event* yang digunakan dan hasil *stack* dari semua *event* yang digunakan pada stasiun ME11. [Gambar 5](#) merupakan hasil plot dari perhitungan ketebalan kerak dan rasio V_p/V_s di bawah Gunung Merapi dan Merbabu menggunakan *H-K stacking method* yang bernilai sekitar 26-32 km dengan kedalaman Moho yang lebih dangkal di bawah Gunung Merapi dan memiliki nilai V_p/V_s yang lebih tinggi yaitu ~ 1.86 .

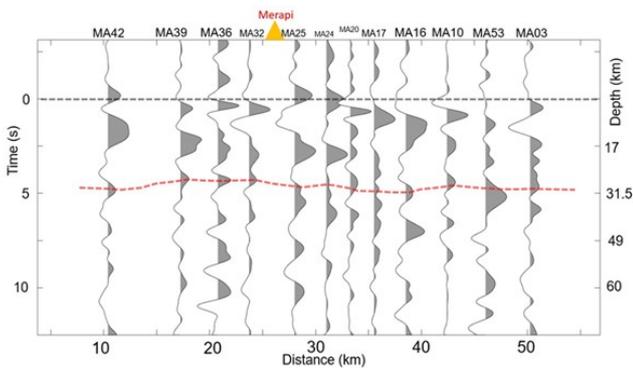
[Gambar 6](#) menunjukkan penampang RF dari garis X-Y pada [Gambar 5](#) untuk masing-masing stasiun yang dilewati. Fokus utama pada studi kali ini adalah terlihatnya amplitudo negatif setelah amplitudo dari gelombang P awal muncul di stasiun MA36, MA32 dan MA25 yang di mana posisi stasiun-stasiun tersebut berada di dekat Gunung Merapi. Hal ini dapat mendukung hasil-hasil penelitian yang sudah dilakukan sebelumnya yang memperlihatkan hasil berupa zona aseismik atau *low velocity zone* (LVZ) di bawah Gunung Merapi. Dengan menggunakan *synthetic*



Gambar 4. Contoh plot hasil RF terhadap *ray parameter* dan hasil *stack* RF dari stasiun ME11 DOMERAPI. Garis hijau, merah dan biru merupakan hasil *picking* dari tiap *converted wave* (P_s , P_pP_s dan P_pS_s) (Suhardja dkk., 2020).



Gambar 5. Hasil interpolasi perhitungan ketebalan kerak menggunakan *H-K stacking method* (kiri) dan hasil interpolasi nilai rasio V_p/V_s menggunakan *splines under tension*. Garis X-Y merupakan garis penampang pada Gambar 4 (Suhardja dkk., 2020).



Gambar 6. Hasil plot RF yang sudah dilakukan *stacking* untuk masing-masing stasiun dari selatan ke utara (garis penampang X-Y di Gambar 3) (Suhardja dkk., 2020).

receiver function, dapat diperkirakan karakteristik dan kedalaman lapisan-lapisan yang mengakibatkan respon pulsa pada hasil RF, tidak hanya untuk mengetahui kedalaman Moho saja.

2 METODE DAN DATA

2.1 Metode

Teknik RF memanfaatkan *event-event* teleseismik yang terakam di stasiun penerima. Dimana pada data mentah hasil rekaman gempa dilakukan rotasi komponen untuk memaksimalkan amplitudo dari gelombang P_s konversi pada komponen horizontal menjadi komponen radial dan tangensial dengan memanfaatkan informasi dari *back-azimuth* masing-masing *event*. Proses ini juga berfungsi untuk menghilangkan efek dari gelombang P pada komponen SV meskipun efeknya tidak sepenuhnya hilang. Berikut merupakan persamaan untuk melakukan rotasi komponen (Plesinger dkk., 1986).

$$M_{3D} = \begin{bmatrix} \cos i & -\sin i \sin ba & -\sin i \cos ba \\ \sin i & \cos i \sin ba & \cos i \cos ba \\ 0 & -\cos ba & \sin ba \end{bmatrix} \quad (3)$$

$$\begin{bmatrix} L \\ Q \\ T \end{bmatrix} = M_{3D} \begin{bmatrix} Z \\ E \\ N \end{bmatrix} \quad (4)$$

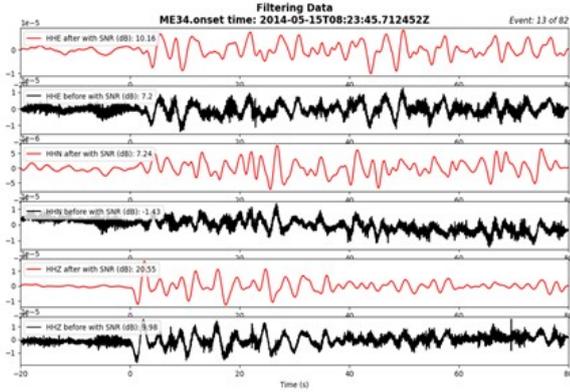
dengan:

- ba = *back-azimuth* diukur dari utara searah jarum jam
- i = *incidence angle* diukur secara vertikal
- Z, E, N = tiga seismogram input
- L, Q, T = 3 seismogram output. L searah propagasi = gelombang P , Q searah dengan pergerakan = fasa SV , dan T searah dengan pergerakan fasa = SH .

Proses selanjutnya untuk menentukan gelombang P_s terkonversi adalah dekonvolusi dimana komponen vertikal didekonvolusi dari komponen SV . Pada umumnya, dekonvolusi dilakukan pada domain frekuensi menggunakan metode *water-level stabilization* dan ditambahkan dengan *Gaussian low-pass filter* untuk menghilangkan *noise* frekuensi tinggi (Langston, 1979). Dari hasil akhir RF yang didapat setelah dekonvolusi, informasi mengenai diskontinuitas Moho dapat diketahui dari amplitudo paling tinggi kedua setelah amplitudo gelombang P awal tiba yang merupakan waktu tiba dari gelombang P_s terkonversi. Gambar 7 menunjukkan hasil dari langkah-langkah pengolahan data RF yang dilakukan.

Hasil dari RF pada satu stasiun di plot sebagai fungsi waktu terhadap *epicentral distance* dan kemudian dilakukan *stacking* seperti yang ditunjukkan pada Gambar 4. Dimulai dengan menentukan model kecepatan yang akan digunakan dan mengetahui informasi dari *horizontal slowness*, masing-masing RF dapat diinterpolasi ke dalam domain kedalaman untuk kemudian dilakukan *stack*. Prosedur *stacking* yang simpel tersebut dapat mengurangi *noise* dan mengeliminasi efek-efek yang disebabkan akibat struktur 3-D sehingga hasil penggabungan yang dilakukan dapat mencerminkan kondisi rata-rata dari bawah permukaan di area tersebut.

Untuk mengetahui secara lebih detail mengenai kondisi struktur dari kerak, dilakukan *forward modelling* untuk menciptakan RF sintetik dari model kecepatan yang ditentukan dan kemudian kurva RF sintetik dikorelasikan dengan hasil RF sebenarnya sampai memiliki korelasi yang paling baik. Pada studi ini, *forward modelling* untuk menghasilkan sintetik RF dilakukan menggunakan *reflectivity code* yang ditulis oleh Levin and Park (1997). Kode yang ditu-



Gambar 7. Contoh hasil proses pengolahan data RF. Baris pertama adalah data mentah komponen vertikal dari suatu *event*. Baris kedua adalah data setelah dilakukan filter, *detrend* dan *taper* pada vertikal komponen. Baris ketiga adalah RF dari komponen *P* dan *SV*. Baris terakhir adalah RF dari komponen vertikal dan radial (Madrinovella dkk., 2019).

lis oleh Levin and Park menggunakan prinsip bahwa gelombang *P* merambat secara vertikal ke atas melewati model berlapis dan kemudian mengalami refleksi, refraksi dan konversi. Fasa-fasa yang terekam di permukaan setelah melewati lapisan-lapisan batuan dapat bercampur dengan gelombang *P* yang asli yang kemudian menjadi seismogram sintetik. Berikut merupakan persamaan yang digunakan untuk melakukan *forward modeling* RF sintetik (Levin and Park, 1997).

$$\begin{bmatrix} \mathbf{c}_d^{(k+1)} \\ \mathbf{c}_u^{(k+1)} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \mathbf{T}_d^{(k)} & \mathbf{R}_{ud}^{(k)} \\ \mathbf{R}_{du}^{(k)} & \mathbf{T}_u^{(k)} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \mathbf{c}_d^{(k)} \\ \mathbf{c}_u^{(k+1)} \end{bmatrix} \quad (5)$$

$$\mathbf{c}_u^{(k)} = \hat{\mathbf{T}}_u^{(k)} \cdot \mathbf{c}_u^{(k+1)}, \quad \mathbf{c}_d^{(k+1)} = \hat{\mathbf{R}}_{ud}^{(k)} \cdot \mathbf{c}_u^{(k+1)} \quad (6)$$

$$q_{\beta-} = (\beta_-^{-2} - p^2)^{1/2}, \quad q_{\beta+} = (\beta_+^{-2} - p^2)^{1/2}, \quad (7)$$

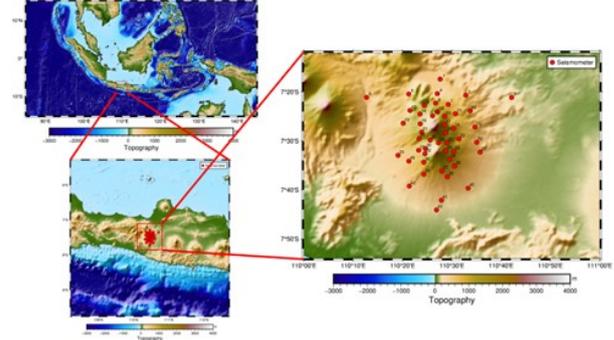
$$R_D^I = (\mu - q_{\beta-} - \mu + q_{\beta+}) / (\mu - q_{\beta-} + \mu + q_{\beta+}) \quad (8)$$

$$T_D^I = 2(\mu - \mu + q_{\beta-} q_{\beta+})^{1/2} / (\mu - q_{\beta-} + \mu + q_{\beta+}) \quad (9)$$

dengan:

- k = batas lapisan ke- q
- cu = amplitudo gelombang yang berpropagasi ke atas
(dari batas lapisan)
- cd = amplitudo gelombang yang berpropagasi ke bawah
(dari batas lapisan)
- T = koefisien transmisi
- R = koefisien refleksi
- μ = modulus *shear*
- p = *ray parameter*
- $q\beta$ = *vertical slowness* untuk gelombang *S*
- β = kecepatan gelombang *S*

Forward modeling yang dilakukan pada penelitian ini menggunakan asumsi bahwa kondisi bawah permukaan



Gambar 8. Lokasi dari seismometer yang dipasang untuk studi ini. Segitiga merah dan biru adalah Gunung Merapi dan Gunung Merbabu (Suhardja dkk., 2020).

adalah isotropi. Pada *reflectivity code* milik (Levin and Park, 1997), persamaan yang digunakan mengikutsertakan parameter-parameter anisotropi untuk mendapatkan hasil yang lebih mewakili kondisi bawah permukaan yang sebenarnya. Namun untuk mempermudah pemodelan dan untuk studi awal, parameter-parameter anisotropi pada studi ini diabaikan dan hanya berfokus kepada analisis komponen radial karena parameter anisotropi lebih berpengaruh terhadap komponen tangensial.

RF sintetik yang dihasilkan dari model kecepatan yang dibuat kemudian dikorelasikan dengan hasil RF yang sebenarnya (real data) yang dilakukan di daerah Gunung Merapi. Korelasi yang dilakukan hanya berdasarkan bentuk visual dari masing-masing kurva RF yang diplot bertumpukan. Jika korelasi masih terlihat buruk secara visual, pembuatan model kecepatan perlu diulangi hingga menghasilkan RF sintetik yang paling mendekati atau memiliki korelasi paling baik dengan hasil RF real data.

2.2 Data

Pada studi ini digunakan data rekaman dari jaringan seismik DOMERAPI yang diinstal di area sekitar Gunung Merapi. Selama Oktober 2013 sampai pertengahan April 2015, dipasang sebanyak 53 broad-band seismometer dengan jarak rata-rata antar stasiun sebesar ~ 4 km. Data gempa yang dikumpulkan berjumlah 150 dengan magnitudo > 5.5 dan memiliki *epicentral distances* 30 – 100 derajat. Lokasi dari stasiun perekaman ditunjukkan pada Gambar 8.

Pada pengolahan data RF, untuk melakukan rotasi komponen horizontal menjadi komponen radial dan tangensial diperlukan informasi *back-azimuth* dari data gempa dan untuk melakukan rotasi komponen vertikal dan radial menjadi komponen *P-SV* diperlukan informasi *incidence angle* yang diestimasi dari model kecepatan ak135 (Kennett dkk., 1995). Rotasi komponen vertikal dan radial menjadi komponen *P-SV* akan meningkatkan amplitudo dari gelombang P_s pada komponen *SV*, namun hal ini bergantung pada *incidence angle* yang digunakan dan juga bergantung kepada bagaimana informasi mengenai nilai kecepatan di dekat permukaan yang diketahui. Prosedur ini juga akan meminimalisir amplitudo gelombang P_p di komponen *SV* walaupun pada prakteknya amplitudo gelombang *P* akan tetap terlihat kuat. Kemudian untuk meningkatkan kualitas dari da-

Tabel 1. Model-model kecepatan untuk efek rasio V_p/V_s terhadap hasil sintetik RF

(a) Simple Model

Depth	V_p	V_s	V_p/V_s
0 - 35	6500	3700	1.756757
35 - 200	8050	4500	1.788889

(b) Model 1: V_p meningkat, V_s tetap

Depth	V_p	V_s	V_p/V_s
0 - 35	6700	3700	1.810811
35 - 200	8050	4500	1.788889

(c) Model 2: V_p tetap, V_s menurun

Depth	V_p	V_s	V_p/V_s
0 - 35	6500	3200	2.03125
35 - 200	8050	4500	1.788889

(d) Model 3: V_p menurun, V_s lebih menurun

Depth	V_p	V_s	V_p/V_s
0 - 35	6300	3000	2.1
35 - 200	8050	4500	1.788889

ta, perlu dilakukan pengecekan rasio *signal-to-noise* dengan membandingkan amplitudo dari *trace* seismik 20 s sebelum dan sesudah waktu tiba dari gelombang P yang diprediksi. Untuk memastikan hanya data berkualitas tinggi yang digunakan untuk proses dekonvolusi, digunakan seismogram dengan rasio *signal-to-noise* yang lebih tinggi dari dua untuk komponen P dan SV . Hal ini dilakukan karena meskipun data yang digunakan sudah memiliki magnitudo yang tinggi, beberapa seismogram masih memiliki kualitas data yang kurang baik.

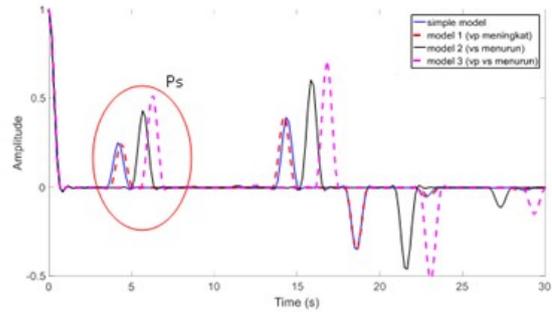
3 HASIL DAN PEMBAHASAN

Sebagai dasar dari analisis sintetik RF yang akan dilakukan terhadap hasil RF observasi di Gunung Merapi, dibuat model-model kecepatan sederhana (Tabel 1) untuk mengetahui fasa-fasa yang muncul yang disebabkan oleh lapisan-lapisan batuan terhadap hasil kurva sintetik RF.

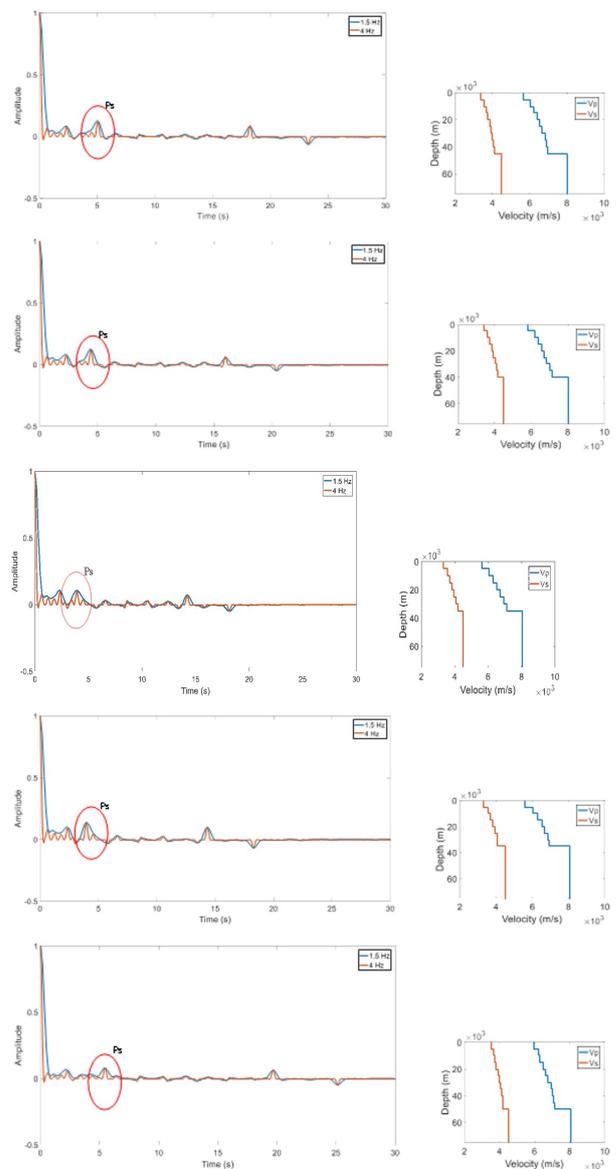
Gambar 9 merupakan hasil sintetik RF yang dibuat dengan model dua lapisan sederhana yaitu kerak dan mantel bumi. Nilai kecepatan dan kedalaman dari kerak dan mantel (Moho) diambil dari model kecepatan AK135. Gambar 9 menunjukkan bahwa perbedaan nilai rasio V_p/V_s pada kerak mengakibatkan perbedaan waktu tiba dari fasa gelombang P_s terkonversi (ditandai dengan lingkaran warna merah) dan amplitudonya. Perbedaan nilai V_s juga mempengaruhi bacaan RF meskipun nilai rasio V_p/V_s memiliki nilai yang sama. Selanjutnya dibuat model kecepatan untuk setiap lingkungan tektonik.

Gambar 10 menunjukkan bahwa amplitudo setelah gelombang P_p tidak memiliki nilai yang besar. Namun fasa dari gelombang P_s terkonversi tersebut masih terbilang mudah untuk diidentifikasi yang tiba di sekitar 5 s dan fasa-fasa setelahnya merupakan gelombang-gelombang pantulan (*multiples*).

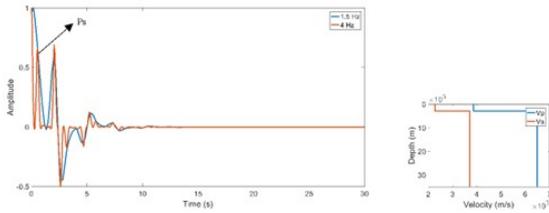
Gambar 11 merupakan sintetik RF untuk model de-



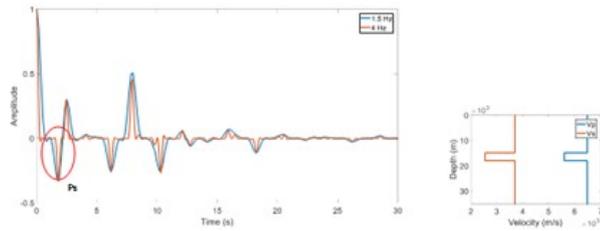
Gambar 9. Sintetik RF untuk efek rasio V_p/V_s dari tiap model.



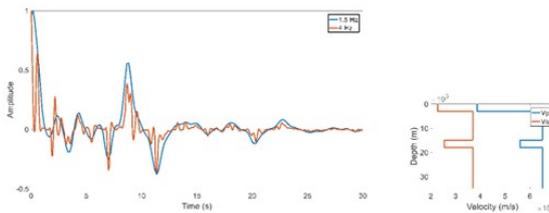
Gambar 10. Sintetik RF untuk berbagai lingkungan tektonik berdasarkan model kecepatan dari Christensen and Mooney (1995). Urutan lingkungan tektonik dari atas: *orogen, continental arc, rift, extended crust, dan average crust*.



Gambar 11. Sintetik RF untuk model kecepatan dengan lapisan sedimen dengan tebal 3 km di dekat permukaan.



Gambar 12. Sintetik RF untuk model kecepatan dengan *low velocity layer* dengan tebal 3 km di kedalaman 15 km.



Gambar 13. Sintetik RF untuk model kecepatan dengan 3 km lapisan sedimen di permukaan dan *low velocity layer* dengan tebal 3 km di kedalaman 15 km.

ngan lapisan sedimen yang memiliki ketebalan 3 km. Lapisan sedimen memiliki $V_p = 3864$ m/s dan $V_s = 2273$ m/s, berdasarkan [Christensen and Stanley \(2003\)](#). Hasil RF memperlihatkan bahwa lapisan sedimen menyebabkan munculnya amplitudo yang cukup besar setelah fasa gelombang P awal dan amplitudo negatif yang cukup besar pula setelahnya yang merupakan akibat dari *multiple*.

Gambar 12 menunjukkan bahwa lapisan yang memiliki kecepatan yang lebih rendah dari lapisan di atasnya akan mengakibatkan bacaan RF memiliki amplitudo negatif di waktu tiba gelombang P_s terkonversi. Dari Gambar 11 dan Gambar 12 dapat disimpulkan bahwa amplitudo negatif dapat disebabkan oleh dua kondisi, yaitu adanya lapisan sedimen di dekat permukaan dan adanya lapisan dengan kecepatan rendah di kedalaman tertentu.

Gambar 13 merupakan gabungan adanya lapisan sedimen (Gambar 11) dengan lapisan berkecepatan rendah (Gambar 12). Secara singkat, gambar ini menjelaskan kompleksnya analisis mengenai efek yang menyebabkan munculnya amplitudo negatif pada bacaan RF karena dapat disebabkan oleh kedua kondisi tersebut. Namun, dengan bantuan dari bacaan frekuensi tinggi pada kurva RF, analisis mengenai fasa-fasa yang muncul dapat menjadi lebih mudah daripada frekuensi rendah meskipun pada kenyataan

Tabel 2. Model kecepatan dari hasil tomografi berdasarkan Ramdhan, dkk., (2019) di area Gunung Merapi untuk stasiun ME25, ME32 dan ME36

(a) ME25

Depth	V_p	V_s	V_p/V_s
0 - 5	4232.178	2433.441	1.739175
5-10	4698.265	2742.861	1.712907
10-15	5585.158	3182.095	1.755183
15-20	5650.237	3169.096	1.782917
20-25	6923.842	4021.920	1.721527
25-30	6984.980	3996.513	1.747769
30-35	7027.790	4016.632	1.749673
35-40	7157.237	4087.565	1.750978
40-45	7103.170	4096.798	1.733835
45-50	7112.545	4102.755	1.733602

(b) ME32

Depth	V_p	V_s	V_p/V_s
0-5	4148.174	2308.181	1.797161
5-10	4412.491	2500.071	1.764947
10-15	5768.619	3280.512	1.758451
15-20	5713.046	3021.847	1.890581
20-25	7059.994	4091.612	1.725480
25-30	6939.763	3910.828	1.774499
30-35	6962.401	3931.873	1.770759
35-40	7117.864	4049.721	1.757618
40-45	7103.251	4096.842	1.733836
45-50	7112.673	4102.938	1.733556

(c) ME36

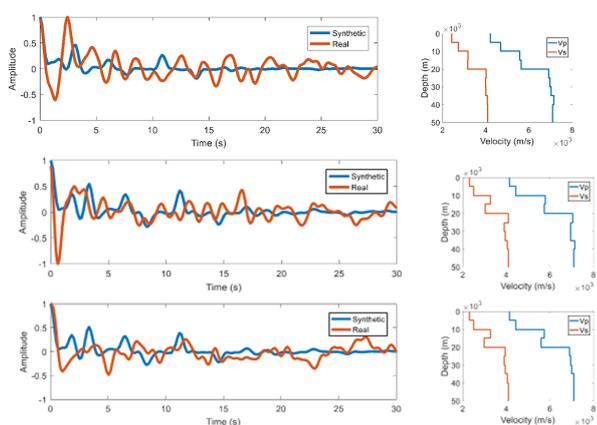
Depth	V_p	V_s	V_p/V_s
0-5	4143.043	2303.357	1.798697
5-10	4453.339	2516.165	1.769891
10-15	5753.710	3284.748	1.751644
15-20	5611.020	2980.600	1.882514
20-25	6896.936	3943.155	1.749091
25-30	6945.549	3922.371	1.770753
30-35	6978.984	3944.347	1.769364
35-40	7096.452	4040.036	1.756532
40-45	7103.280	4096.865	1.733833
45-50	7112.753	4103.038	1.733533

nya pengolahan data RF menggunakan *low-pass filter* untuk menghilangkan noise frekuensi tinggi yang terekam.

Ramdhan dkk. (2019) telah melakukan studi tomografi lokal di area Gunung Merapi yang kemudian model kecepatan tomografi yang dihasilkan juga digunakan pada studi ini. Model kecepatan yang digunakan merupakan interpolasi 1-D dari hasil tomografi di bawah stasiun perekam yang juga merupakan stasiun yang digunakan untuk studi RF oleh [Suhardja dkk. \(2020\)](#).

Stasiun ME25, ME32 dan ME36 dipilih karena lokasi dari stasiun tersebut berada paling dekat dengan Gunung Merapi dan memiliki zona dengan kecepatan rendah yang diperkirakan merupakan zona reservoir magma yang ingin dicitrakan pada studi ini. Dari model-model tersebut, kemudian dibuat sintetik RF untuk mengetahui bagaimana respon RF terhadap *low velocity zone* yang didapatkan dari model kecepatan hasil tomografi.

Gambar 14 merupakan perbandingan dari hasil RF sin-



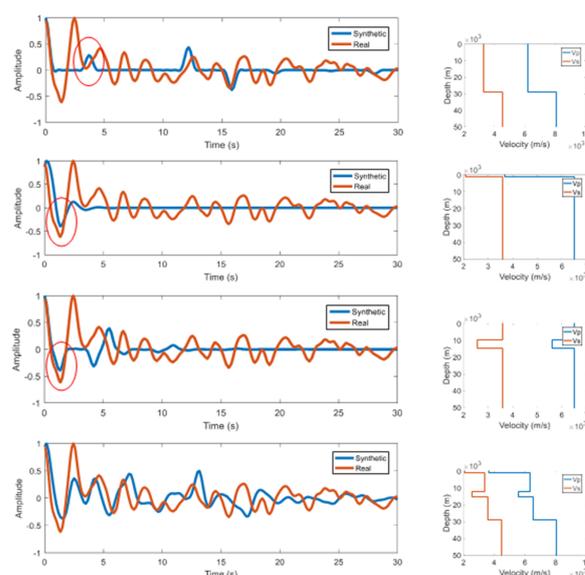
Gambar 14. Hasil sintetik RF (garis warna biru) dari model kecepatan hasil tomografi oleh Ramdhan dkk. (2019) dan hasil RF observasi pada penelitian sebelumnya (garis warna merah) untuk stasiun ME25, ME32 dan ME36 (dari atas ke bawah)

tetik berdasarkan model kecepatan tomografi (kanan) dan hasil RF observasi yang dilakukan pada penelitiannya oleh Suhardja dkk. (2020). Secara visual kemiripan sinyal yang dihasilkan kurang memiliki korelasi yang baik. Hasil RF dari model kecepatan tomografi juga belum dapat memberikan respon sinyal yang memiliki amplitudo rendah pada waktu tiba 1-2 detik seperti pada hasil RF observasi yang kemungkinan amplitudo negatif tersebut merupakan akibat dari adanya *low velocity zone* pada kedalaman dangkal yang ada di bawah Gunung Merapi. Hal ini mungkin disebabkan karena model kecepatan 1-D yang didapatkan dari tomografi merupakan hasil interpolasi yang kerapatan data di dekat permukaannya kurang baik sehingga hasil interpolasinya pun juga kurang akurat dan juga mungkin dipengaruhi oleh besarnya grid yang digunakan dalam pengolahan data tomografi.

Meskipun hasil RF sintetik dari model kecepatan tomografi kurang memiliki korelasi yang baik, model kecepatan tersebut dapat dijadikan landasan dalam menentukan model kecepatan yang dibuat selanjutnya seperti nilai kedalaman dan ketebalan dari LVZ dan nilai kedalaman dari Moho. Pemodelan RF sintetik dilakukan berdasarkan model-model yang telah dibuat sebelumnya untuk dilakukan korelasi dengan hasil RF observasi pada stasiun ME25, ME32, dan ME36. Model kecepatan dibuat dengan tiga landasan utama yaitu kedalaman moho, ketebalan dan kedalaman lapisan sedimen yang dekat dengan permukaan, serta kedalaman dan ketebalan dari LVZ yang sudah dimodelkan sebelumnya.

Hasil akhir dari penelitian ini adalah RF sintetik yang dibuat berdasarkan model-model yang telah dibuat sebelumnya. Menggunakan informasi yang didapatkan dari pemodelan-pemodelan sebelumnya, pemodelan RF sintetik menjadi lebih mudah dengan batasan-batasan tertentu.

Gambar 15 merupakan perbandingan hasil RF sintetik dengan hasil RF observasi di stasiun ME25. Gambar paling bawah merupakan hasil akhir dari RF sintetik yang dibangun berdasarkan tiga model di atasnya. Lingkaran berwarna merah menunjukkan fasa-fasa yang menjadi analisis utama dalam model yang digunakan. Kedalaman Moho untuk stasiun ME25 ditentukan berdasarkan penelitian sebelumnya oleh Suhardja dkk. (2020) yang bernilai 29 km dan

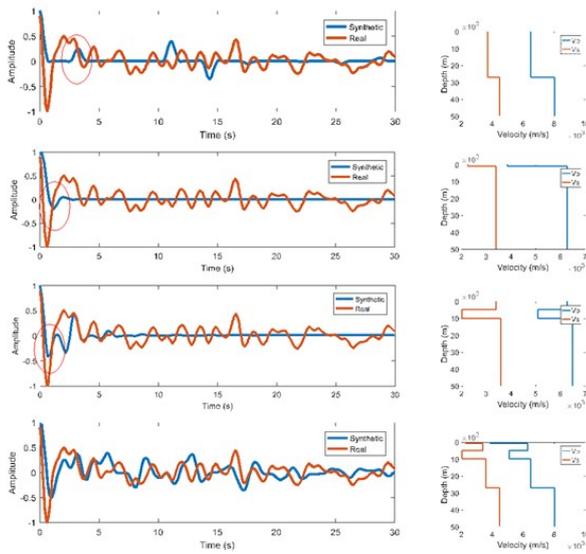


Gambar 15. Perbandingan hasil RF sintetik (garis biru) dengan hasil RF observasi di stasiun ME25 (garis merah). Urut dari atas, gambar pertama merupakan hasil RF sintetik untuk model moho sederhana, gambar kedua merupakan hasil RF sintetik untuk model dengan lapisan sedimen dengan tebal 1 km di dekat permukaan, gambar ketiga merupakan hasil RF sintetik untuk model dengan LVZ pada kedalaman 10-13 km, gambar keempat merupakan hasil RF sintetik untuk stasiun ME25 yang merupakan gabungan dari model pertama, kedua dan ketiga.

memiliki waktu tiba di ~ 4.5 s pada hasil RF sintetik. Kecepatan sedimen yang digunakan merupakan kecepatan *shale* yang memiliki $V_p = 3864$ m/s dan $V_s = 2273$ m/s, berdasarkan Christensen and Stanley (2003). Kedalaman LVZ yang paling cocok dengan hasil RF sintetik adalah 12-15 km dan memiliki rasio V_p/V_s sebesar 2.2

Gambar 16 merupakan hasil RF sintetik yang dibandingkan dengan hasil RF observasi di stasiun ME32. Untuk mengetahui sumber respon fasa-fasa RF yang muncul pada data observasi, dilakukan analisis untuk masing-masing fasa yang muncul dengan membuat model-model sederhana 2 lapisan yaitu kerak dan mantel, kerak dan lapisan sedimen, dan kerak dan LVZ. Berdasarkan hasil pemodelan untuk kerak dan mantel, kedalaman moho berada pada 27 km yang ditentukan dari penelitian sebelumnya oleh Suhardja dkk. (2020) dan memiliki waktu tiba ~ 3.5 s pada hasil RF-nya. Kecepatan lapisan sedimen yang digunakan sama dengan yang digunakan di stasiun ME25 dan memiliki ketebalan yang sama yaitu 1 km. Sedangkan LVZ diperkirakan memiliki kedalaman yang lebih dangkal daripada stasiun ME25 karena waktu tiba dari amplitudo negatif yang lebih cepat dari stasiun ME25 yaitu pada 1 s, sehingga diperkirakan LVZ berada pada kedalaman 5-10 km.

Langkah yang sama seperti stasiun ME25 dan ME32 juga dilakukan di stasiun ME36. Gambar 17 merupakan perbandingan hasil RF sintetik dan hasil RF observasi pada stasiun ME36. Informasi kedalaman moho juga didapatkan dari penelitian Suhardja dkk. (2020) yang bernilai 26 km dan memiliki waktu tiba pada hasil RF di ~ 4 s. Ketebalan dari lapisan sedimen yang memberikan respon sintetik yang paling berkorelasi dengan hasil observasi adalah 1 km dengan nilai kecepatan gelombang seismik yang sama.



Gambar 16. Perbandingan hasil RF sintetis (garis biru) dengan hasil RF observasi di stasiun ME32 (garis merah). Urut dari atas, gambar pertama merupakan hasil RF sintetis untuk model mo-ho sederhana, gambar kedua merupakan hasil RF sintetis untuk model dengan lapisan sedimen dengan tebal 1 km di dekat permukaan, gambar ketiga merupakan hasil RF sintetis untuk model dengan LVZ pada kedalaman 5-10 km, gambar keempat merupakan hasil RF sintetis untuk stasiun ME32 yang merupakan gabungan dari model pertama, kedua dan ketiga.

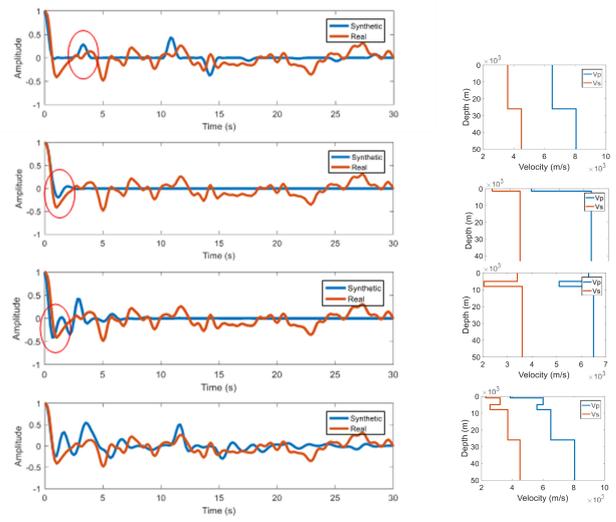
Namun kedalaman dari LVZ untuk stasiun ME36 memiliki nilai yang berbeda karena amplitudo yang terlihat lebih rendah dibandingkan dengan stasiun lainnya, diperkirakan kedalaman LVZ berada pada 5-8 km.

Secara visual hasil RF sintetis stasiun ME25 dan ME32 sudah menunjukkan korelasi yang baik pada waktu tiba 1-10 s. Namun untuk waktu tiba di atas 10 s, sinyal yang tercipta terlihat memiliki korelasi yang kurang baik. Hal ini terjadi karena pada waktu tiba setelah 10 s, sinyal yang terekam merupakan gelombang-gelombang pantulan (*multiples*) yang dimana pada teknik RF, *multiples* memerlukan analisis yang lebih kompleks sehingga pada penelitian ini analisis sinyal respon RF difokuskan pada 1-10 s yang merupakan respon-respon sinyal utama yang bukan *multiples*. Penyebab dari sinyal-sinyal utama tersebut adalah lapisan sedimen, LVZ dan diskontinuitas Moho.

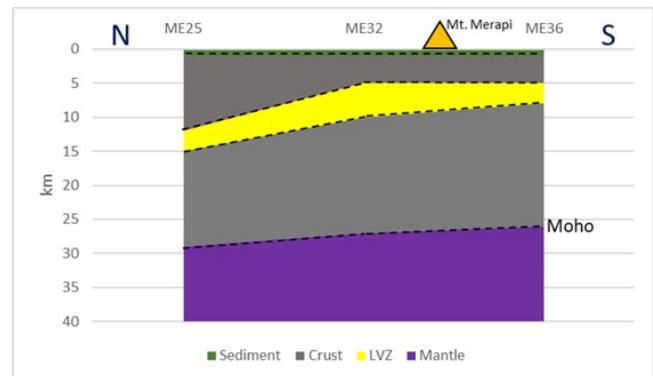
Amplitudo negatif pada waktu tiba ~ 1 s dari hasil RF observasi sangat sulit diperkirakan penyebabnya karena memiliki bentuk sinyal yang lebar. Kemudian fasa-fasa pada hasil RF observasi juga memiliki nilai amplitudo yang kecil sehingga sulit memperkirakan lapisan-lapisan yang bisa menyebabkan hal tersebut dikarenakan besar amplitudo lebih dipengaruhi oleh kontras nilai V_s . Hasil sintetis RF dari model kecepatan tomografi juga belum dapat menunjukkan hasil yang baik sehingga kurang bisa dijadikan referensi pembuatan model kecepatan.

Untuk mengetahui secara lebih detail mengenai kondisi struktur kerak di bawah Gunung Merapi dibuat penampang yang menunjukkan model geologi dari stasiun-stasiun perekaman yang telah dilakukan pemodelan RF sintetis.

Gambar 18 menjelaskan tentang kondisi bawah permukaan di Gunung Merapi berdasarkan hasil RF sintetis dari



Gambar 17. Perbandingan hasil RF sintetis (garis biru) dengan hasil RF observasi di stasiun ME36 (garis merah). Urut dari atas, gambar pertama merupakan hasil RF sintetis untuk model mo-ho sederhana, gambar kedua merupakan hasil RF sintetis untuk model dengan lapisan sedimen dengan tebal 1 km di dekat permukaan, gambar ketiga merupakan hasil RF sintetis untuk model dengan LVZ pada kedalaman 5-8 km, gambar keempat merupakan hasil RF sintetis untuk stasiun ME36 yang merupakan gabungan dari model pertama, kedua dan ketiga.



Gambar 18. Plot kedalaman LVZ dan kedalaman Moho berdasarkan hasil RF sintetis stasiun ME25, ME32 dan ME36.

stasiun ME25, ME32 dan ME36. Area berwarna biru adalah lapisan kerak, area berwarna kuning adalah lapisan mantel, area berwarna hijau adalah lapisan sedimen dan area berwarna jingga adalah *low velocity zone* yang merupakan target dari studi ini. Kemudian batas antara kerak dan mantel (biru dan kuning) adalah Moho yang dimana terlihat pada gambar bahwa kedalaman Moho bervariasi terhadap hasil RF sintetis dari ketiga stasiun penerima. Kedalaman Moho terlihat semakin dangkal ke arah selatan dimana lokasi dari Gunung Merapi yang ditunjukkan dengan segitiga berwarna merah, berada di area selatan, yaitu di antara stasiun ME32 dan stasiun ME36. Hasil ini mendukung hasil dari penelitian sebelumnya oleh [Subardja dkk. \(2020\)](#) yang menjelaskan bahwa ketebalan kerak di area dekat Gunung Merapi memiliki ketebalan yang lebih tipis. Menipisnya ketebalan kerak di bawah area Gunung Merapi terjadi akibat dari *partial*

melting yang mengakibatkan aktivitas vulkanik di area tersebut (Suhardja dkk., 2020).

Penampang di atas juga menunjukkan bahwa LVZ yang teridentifikasi dari hasil RF sintetik memiliki kedalaman yang bervariasi. LVZ di bawah area Gunung Merapi memiliki kedalaman yang semakin dangkal ke selatan. Stasiun ME25 di utara Gunung Merapi memiliki kedalaman 13-15 km dan stasiun ME36 di selatan memiliki kedalaman 5-8 km.

4 KESIMPULAN

Berdasarkan hasil dari RF sintetik, sinyal-sinyal utama yang muncul pada hasil RF observasi terdiri dari tiga sumber utama yaitu lapisan batuan sedimen dengan ketebalan tipis, *low velocity zone* yang diidentifikasi sebagai dapur magma dan batas lapisan kerak bumi dan mantel atas yaitu *mo-ho discontinuity*. Ketiga kondisi tersebut memiliki kontras kecepatan gelombang seismik yang paling signifikan terhadap kecepatan gelombang rata-rata dari lapisan kerak di area tersebut sehingga menghasilkan respon RF dengan amplitudo yang cukup tinggi. Namun identifikasi sumber dari gelombang-gelombang pantulan (*multiples*) dari hasil RF observasi cukup sulit dilakukan karena respon *multiples* pada kurva hasil RF sangat kompleks sehingga kecocokan sinyal RF sintetik dengan RF observasi setelah waktu 10 s tidak memiliki korelasi yang baik.

Hasil dari studi ini menunjukkan bahwa kedalaman dari LVZ yang diinterpretasikan sebagai reservoir magma yang diperoleh dari model kecepatan sintetik yang dibuat berkisar antara 5-15 km dengan kedalaman yang semakin dangkal ke arah selatan, yaitu area sekitar Gunung Merapi. Hasil analisis ini mendukung pernyataan pada penelitian sebelumnya bahwa Gunung Merapi memiliki reservoir utama yang lebih besar dan dalam yang terletak pada kedalaman dibawah 5 km (Ratdompurbo and Poupinet, 2000); dan juga penelitian menggunakan GPS dan data kemiringan yang menjelaskan bahwa reservoir magma utama terletak antara kedalaman 6-9 km di bawah puncak (Beauducel and Cornet, 1999).

UCAPAN TERIMA KASIH

Kami ucapkan terima kasih yang sebesar-besarnya kepada berbagai pihak, terutama Badan Meteorologi, Klimatologi, dan Geofisika (BMKG) yang telah memberikan akses data sehingga penelitian ini dapat berjalan dengan lancar dan terwujud.

Pustaka

Ammon, C.J., Randall, G.E. and Zandt, G. (1990): On the nonuniqueness of receiver function inversions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **95**(B10), 15303–15318, doi:<https://doi.org/10.1029/JB095iB10p15303>.
 Beauducel, F. and Cornet, F.H. (1999): Collection and three-dimensional modeling of gps and tilt data at merapi volcano, java. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **104**(B1), 725–736, doi:<https://doi.org/10.1029/1998JB900031>.

Camus, G., Gourgaud, A., Mossand-Berthommier, P.C. and Vincent, P.M. (2000): Merapi (central java, indonesia): An outline of the structural and magmatological evolution, with a special emphasis to the major pyroclastic events. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **100**(1), 139–163, ISSN 0377-0273, doi:[https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(00\)00135-9](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(00)00135-9).
 Christensen, N.I. and Mooney, W.D. (1995): Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **100**(B6), 9761–9788, doi:<https://doi.org/10.1029/95JB00259>.
 Christensen, N.I. and Stanley, D. (2003): 83 - seismic velocities and densities of rocks. In: Lee, W.H., Kanamori, H., Jennings, P.C. and Kisslinger, C. (Eds.) *International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology, Part B*. Academic Press, vol. 81 of *International Geophysics*, 1587–1594, doi:[https://doi.org/10.1016/S0074-6142\(03\)80278-4](https://doi.org/10.1016/S0074-6142(03)80278-4).
 Clements, B., Hall, R., Smyth, H.R. and Cottam, M.A. (2009): Thrusting of a volcanic arc: a new structural model for Java. *Petroleum Geoscience*, **15**(2), 159–174, ISSN 1354-0793, doi:[10.1144/1354-079309-831](https://doi.org/10.1144/1354-079309-831).
 Hall, R. and Spakman, W. (2002): Subducted slabs beneath the eastern indonesia–tonga region: insights from tomography. *Earth and Planetary Science Letters*, **201**(2), 321–336, ISSN 0012-821X, doi:[https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(02\)00705-7](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)00705-7).
 Hetland, E., Wu, F. and Song, J. (2004): Crustal structure in the changbaishan volcanic area, china, determined by modeling receiver functions. *Tectonophysics*, **386**(3), 157–175, ISSN 0040-1951, doi:<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.06.001>.
 Hidayati, S., Ratdompurbo, A., Ishihara, K. and Iguchi, M. (2008): Focal mechanism of volcano-tectonic earthquakes at merapi volcano, indonesia. *Indonesian Journal of Physics*, **19**(3), 75–82, doi:<https://doi.org/10.5614/itb.ijp.2008.19.3.3>.
 Kennett, B.L.N., Engdahl, E.R. and Buland, R. (1995): Constraints on seismic velocities in the Earth from traveltimes. *Geophysical Journal International*, **122**(1), 108–124, ISSN 0956-540X, doi:[10.1111/j.1365-246X.1995.tb03540.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1995.tb03540.x).
 Koulakov, I. dkk. (2007): P and s velocity structure of the crust and the upper mantle beneath central java from local tomography inversion. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **112**(B8), doi:<https://doi.org/10.1029/2006JB004712>.
 Langston, C.A. (1977): Corvallis, Oregon, crustal and upper mantle receiver structure from teleseismic P and S waves. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **67**(3), 713–724, ISSN 0037-1106, doi:[10.1785/BSSA0670030713](https://doi.org/10.1785/BSSA0670030713).
 Langston, C.A. (1979): Structure under mount rainier, washington, inferred from teleseismic body waves. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **84**(B9), 4749–4762, doi:<https://doi.org/10.1029/JB084iB09p04749>.
 Levin, V. and Park, J. (1997): P-SH conversions in a flat-layered medium with anisotropy of arbitrary orientation. *Geophysical Journal International*, **131**(2), 253–266, ISSN 0956-540X, doi:[10.1111/j.1365-246X.1997.tb01220.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1997.tb01220.x).
 Madrinovella, I. dkk. (2019): Pre-results of application of

- pp phase for receiver function data processing from a broad band data station in west java, indonesia. *Joint Convention Yogyakarta 2019*, HAGI.
- Owens, T.J. (1984): Determination of crustal and upper mantle structure from analysis of broadband teleseismic P-waveforms. Ph.D. thesis, University of Utah.
- Plešinger, A., Hellweg, M. and Seidl, D. (1986): Interactive high-resolution polarization analysis of broadband seismograms. *Journal of Geophysics*, **59**(1), 129–139, doi:<https://n2t.net/ark:/88439/y034913>.
- Ramdhan, M. dkk. (2019): Detailed seismic imaging of merapi volcano, indonesia, from local earthquake travel-time tomography. *Journal of Asian Earth Sciences*, **177**, 134–145, ISSN 1367-9120, doi:<https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2019.03.018>.
- Ratdomopurbo, A. and Poupinet, G. (2000): An overview of the seismicity of merapi volcano (java, indonesia), 1983–1994. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **100**(1), 193–214, ISSN 0377-0273, doi:[https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(00\)00137-2](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(00)00137-2).
- Simons, W.J.F. dkk. (2007): A decade of gps in southeast asia: Resolving sundaland motion and boundaries. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **112**(B6), doi:<https://doi.org/10.1029/2005JB003868>.
- Smyth, H.R., Hall, R. and Nichols, G.J. (2008): Cenozoic volcanic arc history of East Java, Indonesia: The stratigraphic record of eruptions on an active continental margin. In: *Formation and Applications of the Sedimentary Record in Arc Collision Zones*. Geological Society of America, ISBN 9780813724362, doi:[10.1130/2008.2436\(10\)](https://doi.org/10.1130/2008.2436(10)).
- Suhardja, S., Widiyantoro, S., Métaxian, J.P., Rawlinson, N., Ramdhan, M. and Budi-Santoso, A. (2020): Crustal thickness beneath mt. merapi and mt. merbabu, central java, indonesia, inferred from receiver function analysis. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **302**, 106455, ISSN 0031-9201, doi:<https://doi.org/10.1016/j.pepi.2020.106455>.
- Surono dkk. (2012): The 2010 explosive eruption of java's merapi volcano—a '100-year' event. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **241-242**, 121–135, ISSN 0377-0273, doi:<https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2012.06.018>.
- Tiede, C., Camacho, A.G., Gerstenecker, C., Fernández, J. and Suyanto, I. (2005): Modeling the density at merapi volcano area, indonesia, via the inverse gravimetric problem. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **6**(9), Q0901, doi:<https://doi.org/10.1029/2005GC000986>.
- Wagner, D. dkk. (2007): Joint inversion of active and passive seismic data in Central Java. *Geophysical Journal International*, **170**(2), 923–932, ISSN 0956-540X, doi:[10.1111/j.1365-246X.2007.03435.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2007.03435.x).