



Seminar Nasional Ilmu Teknik dan Aplikasi Industri (SINTA)

Alamat Prosiding: sinta.eng.unila.ac.id



Rekonstruksi penampang zona rawan longsor di daerah Pidada, Bandar Lampung, menggunakan metode tomografi seismik refraksi

I Dani*, R Z Sinambela, dan I B S Yogi

Jurusan Teknik Geofisika, Universitas Lampung, Jl. Prof. Soemantri Brojonegoro, Bandar Lampung 35145

INFORMASI ARTIKEL

Riwayat artikel:
Diterima 10 Agustus 2020
Direvisi 1 Oktober 2020

Kata kunci:
Tomografi
Seismik refraksi
Zona lemah
Bidang gelincir
Pidada

ABSTRAK

Daerah Pidada merupakan salah satu daerah yang terletak di Kecamatan Panjang, Kota Bandar Lampung yang masuk dalam kategori sebagai daerah dengan potensi pergerakan tanah menengah-tinggi. Penelitian rekonstruksi zona lemah di daerah Pidada ini dilakukan dengan metode tomografi seismik refraksi dalam upaya mengidentifikasi keberadaan bidang gelincir penyebab terjadinya tanah longsor. Metode ini dapat digunakan untuk menganalisis zona lemah dengan memanfaatkan waktu tempuh gelombang seismik tercepat. Lokasi pengambilan data yang dipilih terletak di tepi jalan Raya Suban, ± 400 meter arah Barat Laut Kantor Kelurahan dengan panjang lintasan 110 meter dan 24 buah penerima dengan jarak antar penerima 5 meter. Sementara jarak antar sumber adalah 10 meter dimulai dari -2.5 meter dari penerima pertama dengan total jumlah sumber yang digunakan adalah 13 buah menggunakan palu seberat 5 kg. Analisa kuantitatif tomografi dilakukan dengan melakukan beberapa perhitungan statistik, antara lain pengukuran rata-rata dari selisih antara waktu tempuh kalkulasi hasil inversi tomografi dengan waktu tempuh observasi dari pengukuran di lapangan, penghitungan standar deviasi, variansi dari data misfit dan waktu tempuh residual. Rekonstruksi data seismik di daerah Pidada, Kecamatan Panjang, Kota Bandar Lampung bertujuan untuk mengidentifikasi zona lemah yang menjadi bidang gelincir longsor. Hasil rekonstruksi menunjukkan zona lemah berada pada kedalaman 5-15 meter dan tidak menerus dari atas bukit ke bawah. Hal ini diperkirakan akibat adanya tubuh batuan yang keras di tengah lintasan yang masih mampu menahan masa longsor.

1. Pendahuluan

Zona lemah merupakan suatu kondisi di bawah permukaan bumi dimana terdapat area dengan bentuk dan luas tertentu yang memiliki tingkat kekerasan batuan yang lebih rendah dari area sekitarnya. Zona lemah dapat terbentuk oleh rekayasa manusia maupun proses alami seperti adanya aktifitas tektonik, proses kimiawi, abrasi dalam tanah dan sebagainya (Galloway dkk., 2016). Proses tektonik umumnya menghasilkan produk struktur geologi berupa cekungan, patahan atau kombinasinya sementara proses kimiawi di bawah permukaan berkaitan dengan perubahan komposisi batuan akibat adanya unsur kimia tertentu yang menyebabkan pelapukan, pelarutan atau korosi. Proses ini berkaitan juga dengan adanya fenomena goa, gerowong atau abrasi di dalam tanah yang menyebabkan terjadinya amblesan di permukaan.

Keberadaan zona lemah di bawah permukaan bumi sering kali menjadi masalah serius. Pembangunan infrastruktur di atas zona lemah beresiko akan merusak struktur bangunan infrastruktur tersebut. Pembangunan pemukiman di area yang memiliki bidang gelincir beresiko atas dampak terjadinya pergerakan tanah atau bahkan bencana longsor. Oleh sebab itu,

studi tentang keberadaan zona lemah perlu dilakukan dalam pembangunan infrastruktur.

Metode seismik refraksi tomografi adalah salah satu metode yang dapat digunakan untuk menganalisis zona lemah dengan memanfaatkan waktu tempuh gelombang seismik tercepat. Proses inversi yang dilakukan pada metode ini menghasilkan penampang yang merepresentasikan kondisi bawah permukaan berdasarkan nilai kecepatan gelombang primer (V_p). Metode ini telah banyak diaplikasikan di berbagai kasus kebumih seperti penggambaran struktur kedalaman bumi secara global dan regional (Widiyantoro dkk., 1999), eksplorasi hidrokarbon (Kapotas dkk., 2003), gempa bumi akibat aliran fluida (Amoroso dkk., 2017), koreksi statik dalam metode seismik refleksi (Arenrin dkk., 2013), studi geofisika dekat permukaan (Liu dan Wu, 2018), studi arkeologi (Henley, 2002), studi daerah vulkanik (Koulakov dan Shapiro, 2015) dan tomografi lubang bor (Ehosioko dan Fechner, 2014).

Rekonstruksi zona lemah di daerah Pidada, Bandar Lampung, dilakukan dalam upaya mengidentifikasi keberadaan bidang gelincir penyebab terjadinya tanah longsor. Secara makroskopis, keberadaan zona lemah di lokasi penelitian terlihat di tengah lintasan pengukuran seismik, ditandai dengan adanya bekas

* Ilham Dani.

E-mail: ilham.dani0917@eng.unila.ac.id

longsor. Selain itu, adanya tiang listrik yang tergeser Jalan Raya Suban, ± 50 meter di Selatan titik awal survei mengindikasikan zona lemah di daerah tersebut tergolong rawan longsor (Gambar 1).

1.1. Geologi Daerah Penelitian

Daerah Pidada merupakan salah satu daerah yang terletak di Kecamatan Panjang, Kota Bandar Lampung. Daerah ini memiliki morfologi berbukit berbukit dengan kelerengan curam dan termasuk ke dalam satuan geomorfologi Perbukitan Struktural Tarahan (Mulyasari dkk., 2019). Berdasarkan data potensi pergerakan tanah dari Pusat Vulkanologi dan Mitigasi Bencana Geologi (PVMBG) tahun 2019, Kecamatan Panjang dikategorikan sebagai daerah dengan potensi pergerakan tanah menengah-tinggi.



Gambar 1. Kondisi tiang listrik di Jalan Raya Suban, Pidada, terangkat diakibatkan adanya pergerakan tanah

Berdasarkan peta geologi lembar Tanjung Karang, stratigrafi daerah penelitian termasuk ke dalam Formasi Tarahan yaitu berupa tufa padu dan breksi dengan sisipan rijang. Singkapan tufa terlihat hampir di sepanjang Jalan Suban, terdiri dari tufa lapuk dan tufa segar di bawahnya. Formasi ini menunjukkan bahwa daerah penelitian merupakan produk letusan gunung api. Formasi Way Galih yang terdiri dari sekis amfibol hijau dan amfibolit ortogenes dioritan berada di bawah formasi Tarahan. Struktur geologi yang dominan di daerah Pidada yaitu sesar Lampung-Panjang yang membentang dari bibir pantai Tarahan hingga daerah Natar.

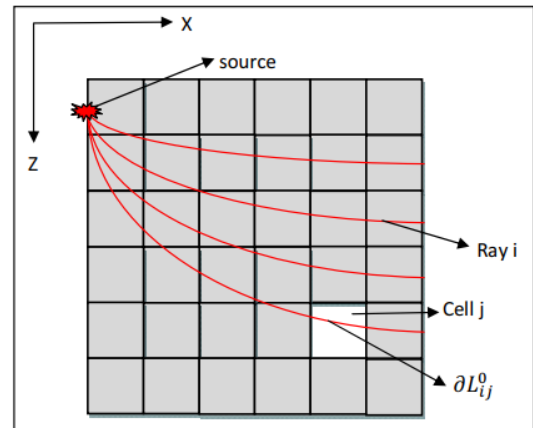
2. Metodologi

2.1. Inversi Numerik

Tomografi seismik refraksi merupakan suatu teknik yang digunakan untuk memprediksi nilai kecepatan gelombang primer (V_p) dari data waktu tempuh tercepat dengan metode inversi. Inversi dapat dipahami sebagai suatu proses perhitungan data menjadi sebuah model. Persamaan umum yang biasa dipakai dalam proses ini yang menyatakan hubungan antara waktu tempuh T_i dan perlambatan (*slowness*) di sepanjang jejak sinar (*raypath*), yaitu:

$$T_i = \int_{L_i} s(\bar{x}(l)) dl \quad (1)$$

dimana dl adalah segmen sinar di sepanjang integrasi garis L_i yang bergantung pada lokasi sumber, penerima dan struktur kecepatan dari model (Gambar 2). *Slowness* atau $s(x(l))$ adalah berbanding terbalik dengan kecepatan ($s = 1/v$). Persamaan di atas adalah persamaan non-linear karena integrasi garis pada persamaan tersebut bergantung pada lintasan itu sendiri dalam *slowness*. Teknik inversi linear hanya dapat digunakan bila hubungan antara T dan s dapat dilinearkan pada pendekatan yang paling kecil.



Gambar 2. Diagram penjalaran *raypath* yang terbentuk oleh suatu sumber (source) melewati sejumlah sel memiliki panjang sinar yang berbeda, disimbolkan dengan ∂L_{ij}^0

Mengingat waktu tempuh yang melewati model *slowness* referensi s_0 dan sepanjang *raypath* L_i^0 adalah T_i^0 dituliskan dengan:

$$T_i^0 = \int_{L_i^0} s_0(\bar{x}(l)) dl \quad (2)$$

persamaan tersebut dapat dirubah menjadi:

$$T_i = \int_{L_i} s_0(\bar{x}(l)) dl + \int_{L_i} \Delta s(\bar{x}(l)) dl \quad (3)$$

Berdasarkan prinsip Fermat yang menyatakan bahwa waktu tempuh sepanjang ray berubah pada urutan pertama dimana ray tersebut diganggu, sehingga L_i^0 dapat digunakan untuk L_i ($L_i \approx L_i^0$). Dengan demikian *delay time* dapat dituliskan dengan:

$$\delta t_i = T_i - T_i^0 \approx \int_{L_i^0} \Delta s(\bar{x}(l)) dl \quad (4)$$

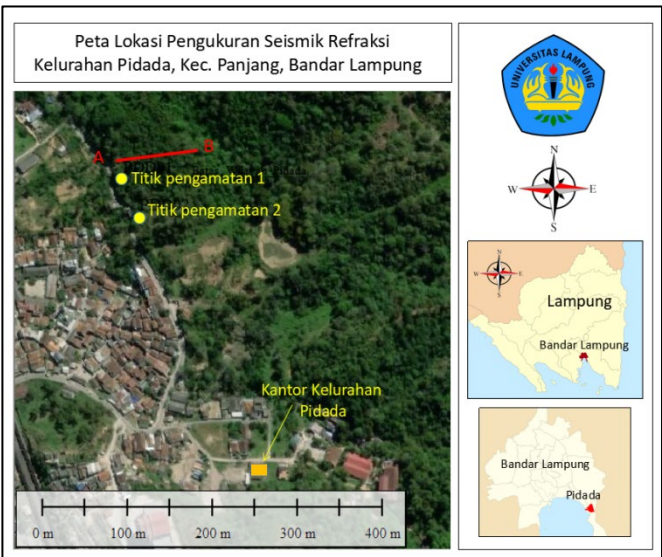
Dalam bentuk diskrit, *delay time* dapat dituliskan dengan:

$$\delta t_i = \sum_{j=1}^M \delta s_j \partial L_{ij}^0 \quad (5)$$

dimana M adalah jumlah total sel dalam model, ∂L_{ij}^0 adalah panjang segmen *raypath* dari *ray i* dan sel *j* dari model referensi. Gambar 2 mengilustrasikan bagaimana sebuah *raypath* dapat dibagi menjadi segmen-segmen kecil yang panjangnya tergantung pada ukuran sel.

2.2. Akuisisi Data Lapangan

Penelitian ini dilaksanakan di Kelurahan Pidada, Kecamatan Panjang, Kota Bandara Lampung. Lokasi pengambilan data yang dipilih terletak di tepi jalan Raya Suban, ± 400 meter arah Barat Laut Kantor Kelurahan. Lokasi ini dipilih karena terindikasi adanya zona lemah rawan longsor. Metode pengambilan data yang digunakan metode seismik refraksi dengan modifikasi penempatan sumber. Sebanyak 24 buah geophone (penerima) dipasang membentang dari koordinat E 535721 dan N 9396474 pada elevasi 80 mdpl sepanjang 110 meter hingga koordinat E 535809 dan N 9396501 pada elevasi 131 mdpl. Jarak antar penerima adalah 5 meter, sementara jarak antar sumber adalah 10 meter dimulai dari -2.5 meter dari penerima pertama. Total jumlah sumber yang digunakan adalah 13 buah menggunakan palu seberat 5 kg. Alat yang digunakan untuk merekam sinyal gelombang yang diterima oleh penerima adalah Summit DMT Seismic System II.



Gambar 3. Lokasi pengambilan data seismik refraksi di Kelurahan Pidada (garis AB) berada di sebelah Utara titik pengamatan sisa longsor (titik pengamatan 1 dan kerusakan tiang listrik (titik pengamatan 2)

Berdasarkan kondisi topografi, pengambilan data di lapangan cukup sulit dilakukan karena kontur yang cukup curam (Gambar 4). Kemiringan lintasan mencapai 28° dengan titik tertinggi sekitar 131 mdpl.



Gambar 4. Visualisasi kondisi lapangan yang berupa perbukitan di atas pemukiman, tanda panah adalah titik B (131 mdpl) sebagai titik ujung pengukuran sedangkan titik A berada di dekat Jalan Suban (80 mdpl)

2.3. Pengolahan Data

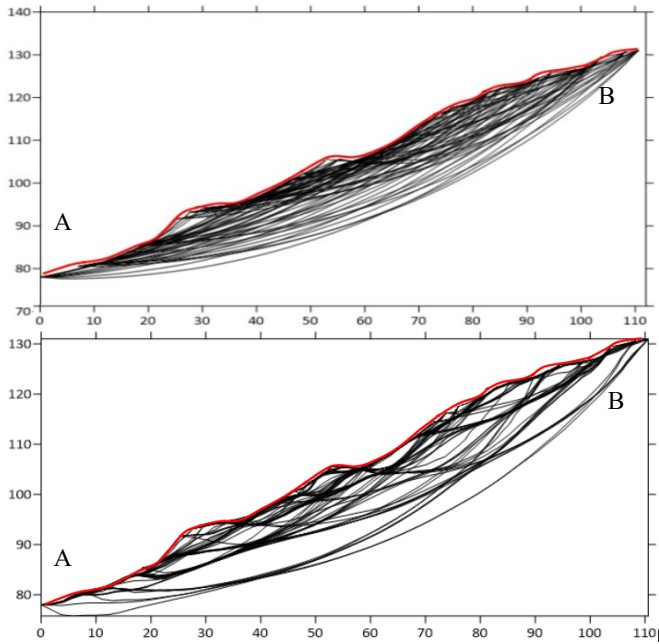
Setelah melakukan pengambilan data di lapangan, tahapan selanjutnya yaitu pengolahan data yang akan dilakukan di Laboratorium. Perangkat lunak yang digunakan adalah paket program PROFIT (*Profile Forward and Inverse Tomography*) yang dikembangkan oleh Koulakov (2009). Paket program ini dapat digunakan untuk pemodelan ke depan pada data sintetik maupun pemodelan ke belakang untuk menghasilkan model kecepatan dari data waktu tempuh tercepat gelombang seismik. Struktur umum dari algoritma inversi tomografi dalam program PROFIT didasarkan pada skema umum dalam investigasi tomografi. Perhitungannya dilakukan secara iteratif dimulai dengan membuat *ray tracing* di dalam model kecepatan 2D, mengonstruksi parameterisasi grid, menghitung matriks dan menjalankan inversi, memperbaharui model kecepatan dan mengulang proses awal hingga didapatkan model yang konvergen.

Langkah pertama dalam mengolah data tomografi seismik refraksi adalah mengambil waktu tempuh tercepat (*picking*) dari setiap seismogram dan menyesuaikan geometri sesuai format paket program. Selanjutnya adalah menentukan parameter-parameter untuk menjalankan program. Dalam paket program PROFIT terdapat beberapa parameter utama untuk menjalankan program, diantaranya informasi umum untuk menentukan tipe pemodelan dan jumlah iterasi, penentuan parameter pembelokan sinar, parameter inversi dan parameter visualisasi.

3. Hasil dan pembahasan

3.1 Analisis Penjalaran Sinar

Bentuk berkas sinar yang melengkung (Gambar 5) diakibatkan oleh bentuk medium yang dilalui berupa medium multi lapisan dengan nilai kecepatan bergradasi. Semakin lebar interval kecepatan yang dipilih untuk membuat model awal, semakin besar pula kemampuan berkas sinar untuk merambat lebih dalam. Berkas sinar terbentuk dari susunan sumber yang terletak di permukaan model. Penempatan sumber-penerima pada model disesuaikan dengan kondisi lapangan.

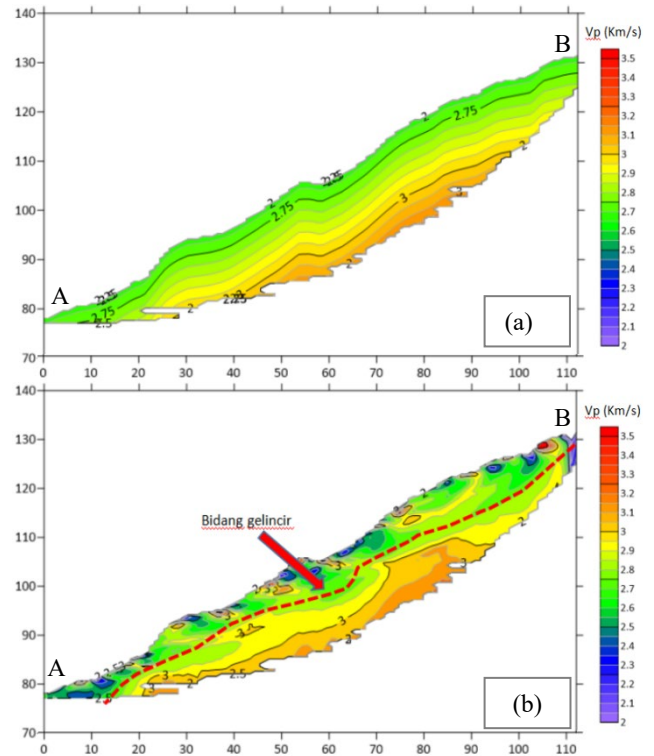


Gambar 5. Perubahan jejak sinar (*ray tracing*) yang melalui model awal (atas) dan setelah 10 kali iterasi.

Pada Gambar 5 di atas terlihat perubahan yang signifikan bentuk jejak *ray* pada model awal dengan model setelah dilakukan 10 kali iterasi. Jumlah *ray* yang melewati sel-sel di bawah permukaan terlihat berkurang dikarenakan sebagian *ray* dari sumber berbeda bisa melewati jalur yang sama. Biasanya hal tersebut terjadi pada zona dengan kecepatan tinggi. *Ray tracing* biasanya akan menghindari zona lemah karena waktu tempuh gelombang akan menjadi lebih lambat.

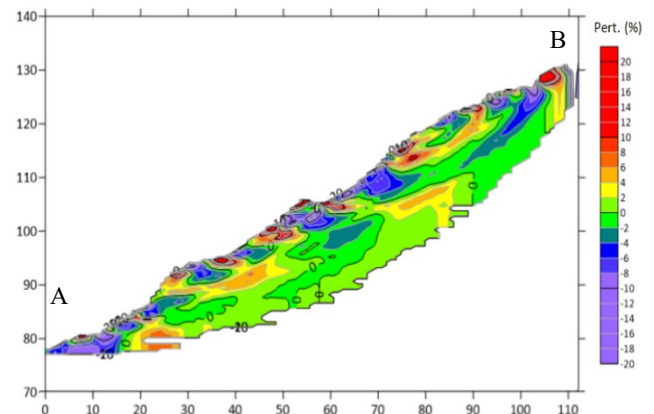
3.2 Analisis Model Kecepatan

Model kecepatan absolut (Gambar 6) memperlihatkan adanya anomali kecepatan rendah di dekat permukaan tanah (ditandai dengan warna biru - hijau). Kontur kecepatan rendah di daerah permukaan terlihat cukup merata dengan kecepatan V_p 2.0 - 2.75 km/s. Pada kondisi sebenarnya, lapisan di dekat permukaan adalah batuan tufa lapuk (kecepatan $V_p < 2.0$ km/s). Lapisan berwarna kuning hingga merah menandakan lapisan batuan yang lebih keras dengan kecepatan V_p 2.75 - 3.5 km/s. Bidang gelincir dapat terbentuk karena adanya kontak antara batuan yang keras dan lapuk. Dengan demikian, bidang gelincir pada penelitian ini terindikasi pada kedalaman 5-15 meter di bawah permukaan. Namun, untuk memperkuat argumen tersebut perlu dilakukan penelitian tambahan untuk memvalidasi pernyataan tersebut. Walaupun demikian, metode inversi seismik tomografi refraksi dapat digunakan untuk mengidentifikasi keberadaan dan geometri anomali kecepatan rendah dangkal dengan baik, namun tidak dapat mengidentifikasi batas nilai kecepatan secara tegas.



Gambar 6. Penampang kecepatan gelombang seismik absolut (a) sebelum dilakukan inversi (model awal) dan (b) setelah dilakukan inversi sebanyak 10 kali iterasi (model akhir). Bidang gelincir yang menjadi target zona lemah teridentifikasi berdasarkan pola warna

Model kecepatan yang dihasilkan (Gambar 6b) merupakan hasil rekonstruksi model awal (Gambar 6a) yang masih bersifat paralel terhadap topografi daerah penelitian. Metode *ray tracing* yang digunakan dalam pemodelan ke depan menghasilkan waktu tempuh gelombang terhitung (*calculated*) yang nilainya berbeda dengan waktu tempuh observasi (*observed*). Perbedaan waktu tempuh tersebut digunakan untuk memperbaharui model pada iterasi-iterasi selanjutnya. Proses inversi bertujuan untuk mendapatkan selisih waktu tempuh *calculated* dengan *observed* yang minimum. Perbedaan antara model awal dengan model akhir digambarkan dengan model perturbasi yang memperlihatkan perubahan yang terjadi pada model sebelum dan sesudah proses inversi (Gambar 7).



Gambar 7. Penampang perturbasi yang menunjukkan perubahan dari model sebelum dan sesudah proses inversi

Model perturbasi merupakan indikasi sederhana untuk menyimpulkan bahwa proses inversi telah berjalan dengan baik. Besarnya perubahan nilai yang dihasilkan menandakan model awal yang digunakan tidak terlalu jauh menyimpang. Berdasarkan Gambar 7 di atas, nilai perturbasi yang dihasilkan berada pada rentang -20% sampai 20%. Artinya, dari nilai kecepatan yang ada pada model awal terjadi penambahan atau pengurangan nilai kecepatan sebanyak persentase yang ada di model perturbasi.

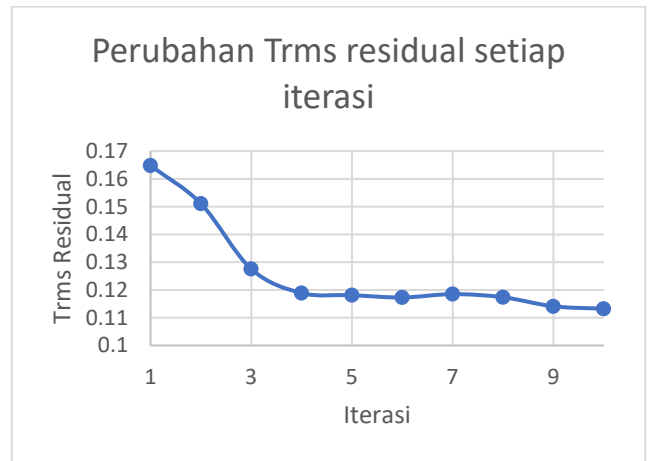
3.3 Analisis Statistik

Untuk mendapatkan hasil inversi yang sesuai dengan data yang telah diolah, perlu dilakukan beberapa pengujian dengan menggunakan beberapa parameter *smoothing* yang berbeda. Parameter *smoothing* pada paket program PROFIT didefinisikan sebagai bobot relatif untuk menemukan pembatas terhalus (*least-pertubated constraint*) yang ditentukan sejak awal. Skema regulasi perturbasi terkecil akan lebih dapat diaplikasikan, jika ukuran anomali lebih kecil dari ukuran model input. Parameter lain yang mempengaruhi hasil pemodelan yang baik yaitu pembobotan iterasi LSQR (*least-square linear*) yang digunakan dan faktor regularisasinya. Dalam penelitian ini, faktor *smoothing* dan regularisasi yang digunakan secara berurutan adalah 0.3 dan 0.2. Angka itu dipilih karena menghasilkan visual model yang cukup baik.

Analisa kuantitatif tomografi juga dilakukan dengan melakukan beberapa perhitungan statistik, antara lain: pengukuran rata-rata dari selisih antara waktu tempuh kalkulasi (*calculated travelttime*) hasil inversi tomografi dengan waktu tempuh observasi (*observed travelttime*) dari pengukuran di lapangan atau *mean of misfit* (μ), penghitungan standar deviasi (σ), variansi dari data misfit (σ^2) dan waktu tempuh residual (Trms). Hasil penhitungan secara kuantitatif dari data-data observasi dan kalkulasi dapat dilihat pada Tabel 1 berikut:

Tabel 1. Nilai statistik waktu tempuh inversi tomografi setiap iterasi

Iterasi	rata-rata data misfit (μ)	variance (σ^2)	St. deviasi (σ)	Trms (ms)
1	15.74104	0.05703	0.23882	0.16481
2	10.28522	0.03727	0.19304	0.15108
3	7.45531	0.02701	0.16435	0.12754
4	6.52115	0.02363	0.15371	0.11889
5	6.55103	0.02374	0.15406	0.11812
6	6.34756	0.02300	0.15165	0.11729
7	6.23744	0.02260	0.15033	0.11850
8	6.35568	0.02303	0.15175	0.11738
9	5.81375	0.02106	0.14514	0.11410
10	5.84530	0.02118	0.14553	0.11324



Gambar 8. Grafik perubahan waktu tempuh residual (Trms) dari setiap iterasi

Berdasarkan perhitungan data kuantitatif di atas, nilai *mean of data misfit* terkecil yaitu 5.81375 ms pada iterasi ke-9 dengan standar deviasi dan variansi masing-masing 0.14514 ms dan 0.02106 ms. Walaupun terjadi peningkatan nilai normalisasi setelah iterasi ke-10, namun perubahan tersebut relatif konsisten dan tidak signifikan mulai dari iterasi ke-4. Di samping itu, nilai waktu tempuh residual (Trms) juga telah konvergen sehingga pada iterasi ke-5 sebenarnya telah memberikan hasil inversi tomografi yang tidak bias (Gambar 8.). Namun, dalam pemrosesan data model sintetik ini dilakukan 10 kali iterasi karena menghasilkan gambar yang lebih baik.

4. Kesimpulan

Dari penelitian ini, rekonstruksi zona lemah dihasilkan dari simulasi perambatan gelombang seismik menjadi suatu model kecepatan gelombang P (V_p). Model kecepatan tersebut berupa tomogram yang memperlihatkan sebaran kecepatan gelombang seismik di bawah permukaan melalui proses inversi tomografi. Tomogram dapat merepresentasikan kondisi bawah permukaan bumi yang sesungguhnya. Rekonstruksi data seismik di daerah Pidada, Kecamatan Panjang, Kota Bandar Lampung telah berhasil mengidentifikasi zona lemah yang menjadi bidang gelincir longsor di bawah permukaan bumi hingga kedalaman 5-15 meter. Bidang gelincir tersebut tidak menerus dari atas bukit ke bawah, melainkan melengkung ke atas di bagian tengah lintasan. Hal ini diperkirakan akibat adanya *body* batuan yang keras di tengah lintasan yang masih mampu menahan masa longoran. Di bagian bawah lengkungan tersebut, longsor pernah terjadi karena tidak ada penahan massa longoran di bagian bawah bukit. Resolusi penampang yang dihasilkan masih tergolong dangkal, hanya ± 20 meter di bawah permukaan. Namun resolusi tersebut sudah cukup untuk memperlihatkan adanya zona lemah atau bidang gelincir di daerah Pidada. Untuk meningkatkan tingkat keyakinan dalam menginterpretasi lebih lanjut, perlu dilakukan validasi menggunakan metode geofisika yang lain atau data sumur bor.

Kualitas dari data seismik merupakan salah satu faktor yang mempengaruhi kesuksesan dan resolusi dari proses inversi tomografi. Data seismik dengan tingkat *noise* yang minimum akan memudahkan dalam proses *picking first arrival travelttime*, sehingga data yang diperoleh lebih akurat dan dapat memberikan hasil tomogram yang lebih representatif. Pada proses pengolahan data, iterasi dilakukan sebanyak 10 kali. Walaupun secara

statistik perubahan waktu tempuh sudah menunjukkan pola yang konvergen pada iterasi ke-5, visualisasi tomogram diambil pada iterasi ke-10 karena menunjukkan pola yang lebih halus.

Ucapan terima kasih

Terima kasih disampaikan kepada LPPM Unila yang telah mendanai Penelitian Dosen Pemula Badan Layanan Umum (PDP BLU) ini dengan nomor kontrak 1325/UN.26.21/PN/2020.

Daftar pustaka

- Amoroso, O., Russo, G., De Landro, G., Zollo, A., Garambois, S., Mazzoli, S., Parente, M., & Virieux, J. (2017). From velocity and attenuation tomography to rock physical modeling: Interfaces on fluid-driven earthquake processes at the Irpinia fault system in Southern Italy, *Geophysical Research Letter*, 44, 6752-6760.
- Arenrin, B., Margrave, G., & Bancroft, J. (2013). Turning ray tomography and tomostatics, *CREWES Research Report*, 25, 1-15.
- Ehosioko, S., & Fechner, T. (2014). Application of cross-hole seismic tomography in characterization of heterogeneous aquifers, *Prosiding of the 20th European Meeting of Environmental and Engineering Geophysics Athens, Greece*, 14-18 September, 1-5.
- Galloway, D.L., Erkens, G., Kuniansky, E.L., & Rowland, J.C. (2016). Preface: land subsidence process, *Hydrogeology Journal*, 24, 547-550
- Henley, D.C. (2001). New imaging results at the Chan Chich archaeological site, *CREWES Research Report*, 13, 851-858.
- Kapotas, S., Tselentis, G., & Martakis, N. (2003). Case study in NW Greece of passive seismic tomography: a new tool for hydrocarbon exploration, *First Break*, 21, 37-41.
- Koulakov, I., & Shapiro, N. (2015). Seismic tomography of volcanoes, *Encyclopedia of Earthquake Engineering*, 15(1), 1-18.
- Liu, Y., & Wu, Z. (2018). Evaluation of travelttime tomography in estimating near-surface velocity inversion, *Near Surface Geophysics*, 17(1), 85-97.
- Mulyasari, R., Haerudin, N., Karyanto, Darmawan, I.G.B., & Arifianti, Y. (2018). Zonasi area potensi gerakan massa di sepanjang Sesar Lampung - Panjang Kota Bandar Lampung, *Prosiding: Seminar Nasional SINTA FT Unila Vol. 1 Tahun 2018*, Bandar Lampung, 19 Oktober, 190-197.
- Widiyantoro, S., Kennet, B.L.N., & ver der Hilst, R.D. (1999). Seismic tomography with P and S data reveals lateral variations in rigidity of deep slabs, *Earth and Planetary Letter*, 173, 91-100.