
Indonesian Physical Review

Volume 3 Issue 2, Mei 2020

P-ISSN: 2615-1278, E-ISSN: 2614-7904

Identifikasi Orientasi Rekahan Mikro Area Panas Bumi Monte Amiata Berdasarkan Analisis Studi *Shear Wave Splitting*

Irfan Hanif, Ahmad Zaenudin, Rustadi, Nandi Haerudin, Rahmat C. Wibowo*

Jurusan Teknik Geofisika, Fakultas Teknik Universitas Lampung, Jl. Prof. Dr. Soemantri Brodjonegoro No. 1 Bandar Lampung 35145, Indonesia.

Email* : rahmat.caturwibowo@eng.unila.ac.id

INFO ARTIKEL

Article History

Received:16-04-2020

Revised:10-06-2020

Accepted:14-06-2020

Keywords :

Shear wave splitting;
anisotropy; fracture;
geothermal; polarization
directio; fracture intensity.

How To Cite :

Irfan Hanif, Ahmad
Zaenudin, Rustadi, Nandi
H, Rahmat C Wibowo.
2020. Identifikasi Oreintasi
Rekahan Mikro Area Panas
Bumi Monte Amiata
Berdasarkan Analisis Studi
Shear Wave Splitting.
*Indonesian Physical
Review*, 3(2), pp. 72-83

DOI :

<https://doi.org/10.29303/i-pr.v3i2.56>

ABSTRAK

Shear Wave Splitting is an application of seismic wave to analyse the anisotropy level of a certain medium. Generally, shear wave propagation through a rock formation will be polarized (ϕ) into two parts especially when the medium structures are different, such as a fracture. The polarized shear wave which is perpendicular to fracture will propagate slower than the wave that propagates parallel to the fracture. The delay time (δt) of both waves is proportional with the fracture intensity along with the wave propagation from the source to the station. The description regarding fracture orientation can be obtained by analyzing both Shear Wave Splitting parameters (ϕ and δt), and this information is adequately important in geothermal exploration or exploitation phase at Mt. Amiata. Based on the result of this research, secondary data of the microearthquake is focused on the east to the south area and spread along 3 earthquake stations. The existence of microearthquake source is mainly focused at the depth of 1 to 4 km. Besides, the polarization direction of each earthquake station at the geological map shows a dominant fracture orientation consistently at NW-SE. All of the three stations also show that the polarization direction is integrated into the local fault existence in the subsurface. Furthermore, the research shows that the high-intensity fracture distribution occurred at MCIV station area in the southern part of research location. Meanwhile, the low-intensity fracture distribution occurred at ARCI and SACS station area in the western and the eastern part of research location. The high value of fracture intensity accompanied by the high amount of structure intensity, strengthen the prediction of the high anisotropy existence which potentially tends to the high permeability presence at the area.

Copyright © 2020IPR. All rights reserved.

Pendahuluan

Pada masa produksi lapangan panas bumi, terjadinya beberapa perubahan dalam reservoir seperti perubahan tekanan, suhu, dan fase fluida dapat menimbulkan ketidakstabilan pada reservoir sehingga dapat menyebabkan terbentuknya rekahan-rekahan yang menjadi salah satu penyebab timbulnya gempa mikro di dalam reservoir. Gempa mikro pada sistem panas bumi dapat terjadi secara alami karena beberapa hal, antara lain akibat zona lemah yang terbuka, kontak air dingin dengan batuan yang panas, dan penurunan tekanan pori yang disebabkan oleh kegiatan eksploitasi.

Shear Wave Splitting merupakan studi mengenai gelombang untuk menganalisis tingkat anisotropi dari sebuah medium. Secara sederhana, perambatan gelombang geser melalui batuan akan terpolarisasi (φ) menjadi dua bagian ketika merambat melalui struktur medium yang berbeda, seperti halnya rekahan. Gelombang geser yang terpolarisasi secara tegak lurus terhadap rekahan akan datang lebih lambat, sedangkan yang terpolarisasi secara paralel terhadap rekahan akan datang lebih cepat. Dengan kata lain, waktu tunda (δt) akan semakin besar jika gelombang geser merambat secara tegak lurus dan semakin kecil jika merambat secara paralel terhadap rekahan.

Dengan menganalisis tingkat anisotropi dari parameter *Shear Wave Splitting* (φ dan δt), dapat diperoleh gambaran mengenai orientasi rekahan pada zona reservoir yang cukup penting dalam tahap eksplorasi maupun eksploitasi lapangan panas bumi. Maka studi *Shear Wave Splitting* dalam sistem panas bumi dapat digunakan sebagai salah satu acuan untuk langkah pengembangan selanjutnya.

Berlandaskan dari permasalahan tersebut maka diperlukan studi untuk mengidentifikasi orientasi rekahan pada zona reservoir panas bumi *Mt. Amiata* berdasarkan metode *Shear Wave Splitting*

Tinjauan Pustaka

Mt. Amiata merupakan daerah gunung api berpotensi panas bumi, yang terletak di *Southern Tuscany* (**Gambar 1**), dengan ditandai adanya fluks panas yang sangat tinggi dan memiliki dua area panas bumi bersuhu tinggi (*Bagnore* dan *Piancastagnaio*), bersama dengan *Larderello-Travale*, menjadi lapangan panas bumi ekonomis yang telah dieksploitasi untuk produksi listrik di Italia [6].

Tektono-stratigrafi

Unit tektono-stratigrafi pada area panasbumi *Mt. Amiata* dari atas ke bawah adalah sebagai berikut (**Gambar 2**) [4] (a) *The Volcanic complex (V)*, tersebar sekitar 80 km² dengan volume diperkirakan 19 km³, terdiri dari *dasit*, *rhyodacite* dan batuan *olivoin-latic*, sebagian besar *ignimbrites*, mengandung kantong mafik, telah tererupsi selama kurun waktu 300-190 ka. Petrografi, fitur geokimia, dan terbentuknya kantong-kantong mafik mengindikasikan proses pencampuran antara *anatectic* dan *subcrustal* magma. (b) *Neogen and Quaternary deposits (M-P-Q)*, terdiri dari sedimen kontinental dan sedimen *marine Middle Miocene Quaternary* yang mengisi depresi tektonik. (c) *The Ligurian Unit (LU)*. Tersusun oleh sisa-sisa *Jurassic ocean basement* dan dilapisi sedimen pelagis, tergerus ke arah timur hingga *Tuscan Domain* selama akhir *Oligocene* sampai awal *Miocene*. (d) *The Tuscan Nappe (TN)*. Hal ini terkait dengan bagian penutup dari sedimen akhir *Triassic* sampai awal *Miocene* dari *Adria continental paleomargin*. Sukses stratigrafi yang terdiri dari (dari bawah ke atas): *evaporitic* (akhir *Triassic*, *TN1*), karbonat (Akhir *Triassic* sampai awal *Cretaceous*, *TN2*) dan sukses pelagis-turbidit (*Cretaceous* sampai awal *Miocene*, *TN3*). *The Tuscan Nappe* terlepas dari substratum di sepanjang *Trias evaporite horizon (TN1)* dan terdorong ke luar domain *paleogeographical* selama akhir *Oligocene* sampai awal kontraksi *Miocene*. (e) *The Tuscan Metamorphic Complex* hanya dapat ditemui melalui pengeboran sumur dalam, dan disebut sebagai *Monticiano-Roccastrada Unit (MRU)*. Terdiri dari sukses *low-grade metamorphic* yang dianggap berasal dari dua kelompok: *The Trias Verrucano Group (MRU3)*, terbuat dari *continental metapelites*, *metasandstones* dan *metaconglomerates*, dan *The Paleozoic Group*

(MRU2), terbuat dari *phyllites graphitic* dan *metasandstones* yang kemungkinan berusia *Carboniferous*, *Devonian* yang kaya *hematit* dan *klorit phyllites*, *metasandstones* dengan lapisan *dolostone*, dan *Late Permian fusulinid*-bantalan batu gamping kristalin serta *dolostones* dengan sisipan dari *phyllite graphitic*. Terjadinya *Grup Micaschist (MRU1)* dan *Gneiss Complex (GC)* di kedalaman disebabkan oleh *xenoliths* pada *Quaternary lavas*. (f) *Magmatic Rock (MR)* diasumsikan berada di sekitar kedalaman 6 km berdasarkan interpretasi geofisika [5].

Sistem Panasbumi Mt. Amiata

Lapangan panasbumi *Mt. Amiata*, terletak pada daerah *Bagnore* dan *Piancastagnaio* ditemukan antara tahun 1950 akhir hingga 1960 awal, dengan sumur produksi uap dari reservoir karbonat dangkal. Pada akhir tahun 1970, program eksplorasi dalam mulai dilakukan, dan hasilnya sangat sukses di kedua lapangan tersebut, serta mengungkapkan hadirnya rekahan pada kedalaman mulai dari 2500 m sampai 4000 m dalam *basement metamorf*. Total kapasitas terpasang di tahun 2013, sebesar 81 MW [13].

Dua lapangan dominasi air (*Bagnore* dan *Piancastagnaio*) sistem panasbumi *Mt. Amiata* memiliki kesesuaian terhadap struktur *Tuscan Nappe* yang menjadi reservoir panasbumi pertama dengan kedalaman yang dangkal, 500-1000 m. Karena kondisi geologi dan hidrologinya, kini reservoir ini menimbulkan cebakan gas. Pada kedua lapangan panasbumi, *Bagnore* dan *Piancastagnaio* telah ditemukan reservoir panasbumi kedua yang lebih dalam dengan kedalaman reservoir melebihi 2000 m pada *basement metamorf*.

Temperatur reservoir dangkal berkisar antara 150°C (*Bagnore*) dan 230°C (*Piancastagnaio*), sedangkan pada reservoir dalam memiliki temperatur yang cenderung seragam, yaitu lebih dari 300°C [3].

Teori

Teori Seismik

Jika sebuah medium berada dalam keadaan setimbang dipengaruhi gaya yang berusaha menarik, menggeser, atau menekannya, maka bentuk benda tersebut akan berubah (terdeformasi). Jika benda kembali ke bentuknya semula ketika gaya dihilangkan maka benda dikatakan elastik. Hubungan antara gaya dan deformasinya dapat dijelaskan dengan menggunakan konsep tegangan (*stress*), regangan (*strain*), hukum Hooke, dan konstanta elastiknya [16].

Penentuan kecepatan gelombang diawali dengan tinjauan terhadap sebuah benda (medium) homogen berbentuk kubus yang dikenakan oleh sebuah gaya tertentu. Tekanan yang mengenai benda tersebut jika ditinjau pada salah satu permukaan, maka akan mempunyai komponen-komponen sebagai berikut Persamaan (1):

$$\sigma_{xx} + \frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x} dx; \sigma_{yx} + \frac{\partial \sigma_{yx}}{\partial x} dx; \sigma_{zx} + \frac{\partial \sigma_{zx}}{\partial x} dx \quad (1)$$

Kecepatan gelombang diperoleh melalui penurunan secara matematis, sehingga diperoleh Persamaan (2) [16].

$$V_p = \sqrt{\frac{\lambda+2\mu}{\rho}} ; V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (2)$$

Seismik Anisotropi

Anisotropi seismik adalah variasi kecepatan gelombang seismik terhadap arah. Adanya perbedaan kecepatan gelombang terhadap arah ini diakibatkan oleh konfigurasi susunan mineral, rekahan, pori-pori, lapisan atau konfigurasi kristal dari suatu material. Untuk material homogen isotropi, gelombang akan merambat dengan kecepatan yang sama ke semua arah yang akan menghasilkan muka gelombang lingkaran (bola), sedangkan pada material anisotropi akan menghasilkan muka gelombang bukan lingkaran (bola) [10].

Gempa Mikro

Metode mikroseismik atau metode *microearthquake* (yang kemudian populer dengan nama gempa mikro) adalah salah satu metode geofisika yang digunakan untuk mengidentifikasi adanya gempa-gempa kecil (≤ 3 SR) yang umumnya disebabkan oleh simulasi hidraulik, kegiatan produksi atau injeksi, dan pengeboran. Metode ini dapat menunjukkan sebaran zona-zona kejadian gempa melalui letak hiposenter dan episenter. Dalam industri panasbumi, informasi lokasi hiposenter gempa mikro dapat digunakan untuk melihat kecenderungan arah aliran air injeksi dan menggambarkan sesar yang merupakan zona dengan permeabilitas relatif tinggi untuk penentuan sumur produksi baru [2].

Energi panasbumi dapat didefinisikan sebagai energi yang secara alami dihasilkan oleh bumi. Gempa bumi di daerah panasbumi dihubungkan terhadap gerakan patahan sepanjang aliran fluida panasbumi tersebut.

Magnitudo gempa bumi yang kurang dari 3, secara umum dikenal sebagai *microearthquake* atau gempa mikro. Mempelajari gempa mikro pada lokasi panasbumi dapat mengetahui saling berhubungannya sistem retakan yang mengatur migrasinya fluida pada lapangan panasbumi [5].

Shear Wave Splitting

Shear Wave Splitting merupakan studi untuk menganalisis tingkat anisotropi dari sebuah medium. Pemisahan (*splitting*) dari gelombang S tersebut diakibatkan oleh perbedaan waktu tempuh (*delay time*) antara dua komponen gelombang S yang saling tegak lurus satu sama lain. Gelombang S memiliki komponen SV dan SH, SV adalah gelombang S yang bergerak secara vertikal dan SH adalah gelombang S yang bergerak secara horizontal.

Jika gelombang S melewati sebuah medium homogen isotropis, maka waktu tempuh gelombang SV akan sama dengan waktu tempuh gelombang SH. Sedangkan jika terdapat perbedaan sifat fisis (contoh: foliasi mineral) maupun perbedaan karakter struktur medium (contoh: orientasi *fracture*) ke arah vertikal maupun ke arah horizontal maka akan menghasilkan waktu tempuh yang berbeda bagi kedua jenis gelombang tersebut, fenomena perbedaan waktu tempuh tersebut dikenal dengan *Shear Wave Splitting* [15].

Shear Wave Splitting (SWS) merupakan fenomena gelombang S yang terpolarisasi ketika masuk ke dalam medium anisotropi. Ketika gelombang S masuk ke medium anisotropi, gelombang tersebut akan terbagi dua secara tegak lurus polarisasinya dengan kecepatan yang berbeda dan dikenal dengan istilah S_{fast} dan S_{slow} . Gelombang S_{fast} akan sejajar dengan *fracture* yang

berkorelasi dengan *strike* rekahan, sedangkan S_{slow} tegak lurus dengan arah rekahan tersebut. Dengan menggunakan metode *Shear Wave Splitting* (SWS), maka parameter SWS yang berupa polarisasi (ϕ) dan waktu tunda (δt) dapat ditentukan. Polarisasi (ϕ) gelombang S berhubungan dengan arah rekahan mikro, sedangkan waktu tunda (δt) dua gelombang (S_{fast} dan S_{slow}) menunjukkan densitas rekahan yang memperlihatkan area berpermeabilitas (Gambar 3) [1].

Metode Penelitian

Shear Wave Parameters

Pemilihan waveform yang mengandung adanya fenomena polarisasi pada gelombang S merupakan langkah awal dalam analisis *Shear Wave Splitting*. Fenomena polarisasi gelombang S dapat dianalisis dengan mengamati komponen horizontal N-S dan komponen horizontal E-W di mana salah satu komponen akan memperlihatkan adanya gelombang S fast (S_{fast}) dan gelombang S slow (S_{slow}) pada komponen lain. Perbedaan waktu tiba inilah yang menghasilkan data waktu tunda (δt).

Pengukuran sudut polarisasi dilakukan dengan mengamati plot diagram particle motion komponen horizontal dari gelombang S. Gerakan partikel pada awal gelombang S merupakan gerakan partikel dari gelombang S_{fast} . Kemudian diikuti oleh gerakan partikel yang tegak lurus secara tiba-tiba terhadap gerakan partikel sebelumnya, gerakan yang tegak lurus S_{fast} ini adalah gerakan dari gelombang S yang mulai terpolarisasi dan kemudian disebut sebagai S_{slow} . Gerakan partikel S_{fast} membentuk arah tertentu terhadap arah utara. Untuk mendapatkan nilai sudut polarisasi maka perlu dilakukan rotasi seismogram. Rotasi dilakukan dengan mengarahkan S_{fast} ke arah utara dengan asumsi bahwa arah utara yang ditunjukkan oleh komponen N-S benar-benar mengarah ke utara. Sudut yang diperlukan untuk mengarahkan S_{fast} ke arah utara merupakan azimuth dari arah polarisasi.

Setelah diperoleh sudut polarisasi dan waktu tunda dari gelombang S yang melalui sebuah rekahan maka dapat dilakukan interpretasi terhadap arah atau jurus dari rekahan mikro dan ukuran relatif dari rekahan mikro pada satu stasiun terhadap stasiun yang lain.

Hasil dan Pembahasan

Inisialisasi Hiposenter Gempa Mikro

Penentuan lokasi awal sumber gempa mikro dalam penelitian ini dilakukan menggunakan perangkat lunak *Geiger's Adaptive Damping* (GAD). Sebanyak 20 *event* gempa mikro teridentifikasi sepanjang bulan Januari - Februari 2016 dan terekam oleh 3 stasiun terdekat dari lokasi penelitian. *Event* yang telah teridentifikasi oleh minimal 3 stasiun terdekat, dianggap memenuhi syarat sebagai salah satu input dalam tahapan ini, yang meliputi posisi stasiun, waktu tiba gelombang P, S_{fast} , disertai dengan model kecepatan 1D.

Output dalam tahapan ini berupa waktu terjadi gempa atau *origin time* (t_0), lokasi hiposenter, waktu tempuh perhitungan (t_{cal}), *Root Mean Square* (RMS) residual, dan besarnya *error*. Nilai RMS residual yang diperoleh dari metode *Geiger's Adaptive Damping* (GAD) adalah 3.40 detik.

Persebaran lokasi awal gempa mikro nampak terfokus pada 3 stasiun perekam gempa, tersebar tidak jauh dari lokasi stasiun perekam gempa mikro. Berdasarkan referensi model kecepatan 1D, menunjukkan bahwa kedalaman awal gempa mikro sebagian besar berada pada *range* 1-2 km.

Relokasi Hiposenter Gempa Mikro

Pembaharuan model kecepatan dan relokasi hiposenter dapat dilakukan menggunakan perangkat lunak VELEST 3.3 dengan menggunakan metode *Coupled Velocity-Hypocenter*. Metode ini merupakan metode relokasi gempa dan koreksi stasiun secara bersamaan menggunakan prinsip metode *Geiger*, di mana pembaharuan model kecepatan menggunakan persamaan *Kissling*. Hal ini perlu dilakukan mengingat model kecepatan 1D awal belum merepresentasi kondisi bawah permukaan yang sebenarnya.

Model kecepatan yang digunakan sebagai referensi awal merupakan model kecepatan 1D hasil penelitian [14] (**Tabel 1**). Model kecepatan yang digunakan terdiri dari 3 lapisan dengan lapisan lebih rapat di kedalaman dangkal dan semakin besar untuk kedalaman yang lebih dalam.

Output dalam tahapan ini berupa hasil inversi model kecepatan untuk gelombang P dan S yang mengalami perubahan nilai dari model kecepatan awal serta relokasi hiposenter untuk meningkatkan akurasi parameter gempabumi. Secara keseluruhan model hasil inversi menunjukkan pola penurunan nilai baik itu model kecepatan P maupun S. Penurunan pun terjadi pada nilai RMS residual hasil metode *Coupled Velocity-Hypocenter* yaitu sebesar 0.86 detik. Berdasarkan hasil pengolahan VELEST, menunjukkan bahwa sumber gempa mikro terfokus pada area timur hingga selatan lokasi penelitian dan tersebar di sekitar 3 stasiun perekam gempa. Keberadaan sumber gempa mikro terpusat pada kedalaman 1 hingga 4 km.

Analisis Shear Wave Splitting

a. Arah Polarisasi

Arah polarisasi setiap stasiun perekam gempa memperlihatkan ekspresi arah dominan rekahan yang cukup konsisten. Stasiun ARCI menunjukkan arah dominan rekahan dengan *azimuth* N 151° E, stasiun MCIV menunjukkan arah dominan rekahan dengan *azimuth* N 140° E, dan stasiun SACS menunjukkan arah dominan rekahan dengan *azimuth* N 106° E. Walaupun setiap stasiun perekam gempa memiliki arah polarisasi yang dominan, namun arah polarisasi yang terekam sebenarnya cukup beragam dan hal ini berbanding lurus dengan keberagaman medium anisotropi yang dilalui oleh gelombang.

Tabel 2 menggambarkan respons arah polarisasi pada setiap stasiun perekam gempa ARCI, MCIV, dan SACS dalam diagram *rosette*.

Arah polarisasi tiap stasiun perekam gempa yang berasosiasi dengan peta geologi (**Gambar 4**) memperlihatkan arah dominan rekahan yang cukup konsisten, yaitu arah NW-SE. Ketiga stasiun menunjukkan arah polarisasi yang terintegrasi dengan keberadaan sesar lokal di bawah permukaan. Ketika arah polarisasi paralel dengan sesar lokal, maka anisotropi yang terekam dikontrol oleh struktur dekat *event* gempa mikro, dan diduga rekahan menerus dari bawah ke atas permukaan. Sebagaimana arah rekahan dominan yang merepresentasikan arah NW-SE, persebaran sumber gempa mikro pun menunjukkan arah yang sama.

b. Intensitas Rekahan

Keseluruhan dari hasil pengolahan intensitas rekahan, termasuk di dalamnya nilai rata-rata waktu tunda (*delay time*) (**Gambar 5**), panjang rata-rata dari satu hiposenter ke stasiun (*raypath*) (**Gambar 6**), dan nilai intensitas rekahan (**Gambar 7**) serta *overlay* dengan arah dominan rekahan (**Gambar 8**) pada setiap stasiun perekam gempa dibuat dalam bentuk peta kontur. Peta kontur ini akan memberikan informasi yang cukup jelas terkait area persebaran intensitas rekahan yang mengindikasikan zona permeabilitas.

Peta kontur intensitas rekahan dapat mengindikasikan ketebalan rekahan, setelah nilai persebaran waktu tunda (*delay time*) dinormalisasi dengan panjang lintasan perambatan gelombang (*raypath*). *Overlay* persebaran intensitas dan arah dominan rekahan memperjelas analisis terhadap orientasi rekahan mikro pada area penelitian. Persebaran *event* gempa mikro yang dikontrol oleh sesar lokal berasosiasi dengan persebaran intensitas rekahan disajikan pada *overlay* tersebut. Berdasarkan peta kontur intensitas rekahan, memperlihatkan rentang nilai intensitas rekahan yang cukup rapat berkisar antara 2.6-3.1 ms/km. Persebaran nilai intensitas rekahan yang tinggi berada pada area stasiun MCIV, yaitu sebelah selatan lokasi penelitian. Sementara itu, persebaran nilai intensitas rekahan yang rendah berada pada area stasiun ARCI dan SACS, yaitu sebelah barat dan timur lokasi penelitian. Tingginya nilai intensitas rekahan disertai dengan banyaknya intensitas struktur memperkuat prediksi terhadap keberadaan anisotropi tinggi yang diduga memiliki potensi permeabilitas tinggi pada area tersebut.

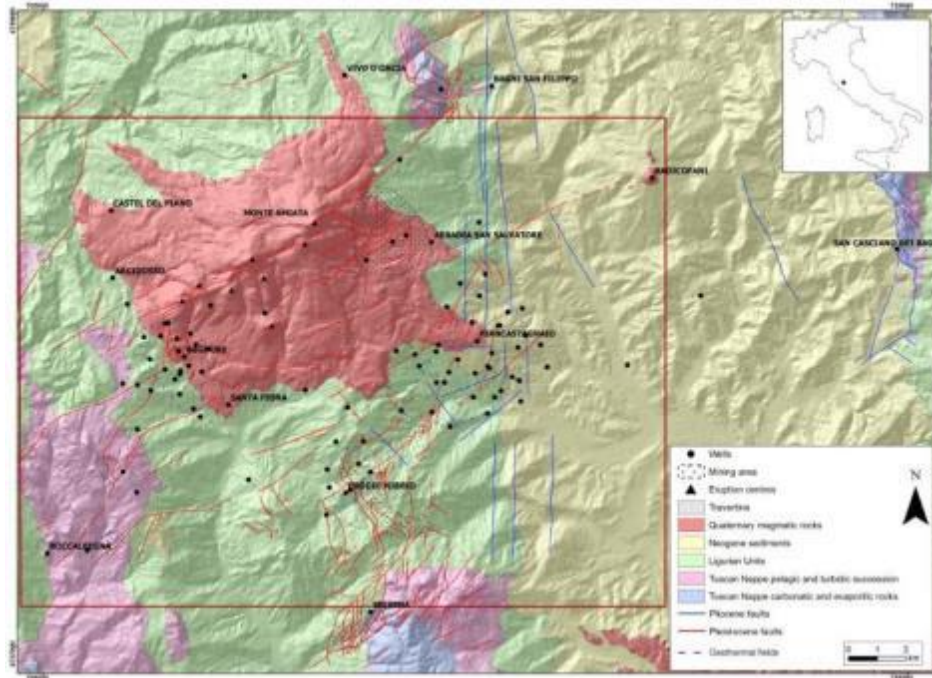
Kesimpulan

Berdasarkan hasil kajian yang dilakukan, maka dapat disimpulkan bahwa: a) Sumber gempa mikro terfokus pada area timur hingga selatan lokasi penelitian dan tersebar di sekitar 3 stasiun perekam gempa. Keberadaan sumber gempa mikro terpusat pada kedalaman 1 hingga 4 km; b) Arah polarisasi tiap stasiun perekam gempa dalam peta geologi memperlihatkan arah dominan rekahan yang cukup konsisten, yaitu arah NW-SE; dan c) Rentang nilai intensitas rekahan yang cukup rapat berkisar antara 2.6 - 3.1 ms/km, dengan persebaran nilai intensitas rekahan yang tinggi berada pada area stasiun MCIV. Tingginya nilai intensitas rekahan yang disertai dengan banyaknya intensitas struktur memperkuat prediksi terhadap keberadaan anisotropi tinggi yang diduga memiliki potensi permeabilitas tinggi pada area tersebut.

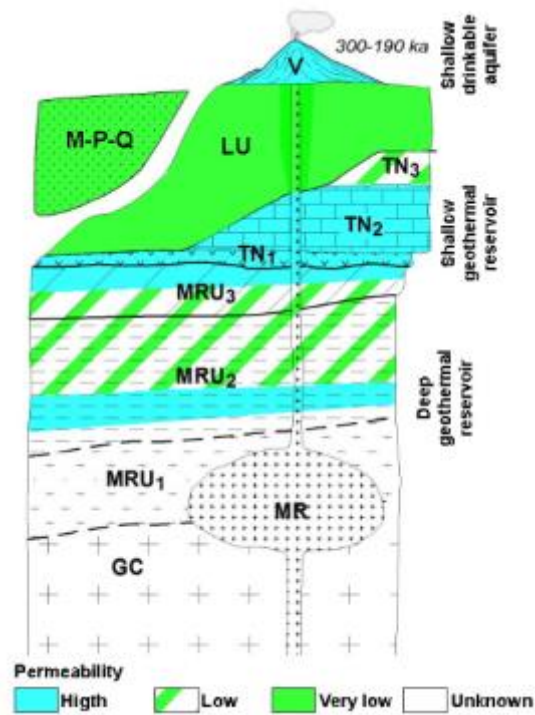
Daftar Pustaka

- [1] Amatullah, B.A. 2015. *Identifikasi Potensi Fracture Permeability Dengan Metode Shear Wave Splitting (SWS) Pada Lapangan Panasbumi Wayang Windu*. Intitut Teknologi Bandung. Tesis.
- [2] Anisofira, A. 2013. *Penentuan Struktur Patahan di Lapangan Panasbumi X Dengan Menggunakan Metode Relokasi Relatif Kasus Gempa Mikro*. Universitas Pendidikan Indonesia. Skripsi.
- [3] Barelli, A., Ceccarelli, A., Dini, I., Fiordelisi, A., Giorgi, N., Lovari, F., dan Romagnoli, P. 2010. *A Riview of the Mt. Amiata Geothermal System (Italy)*. Proceedings World Geothermal Congress 2010. Pp 1-6.

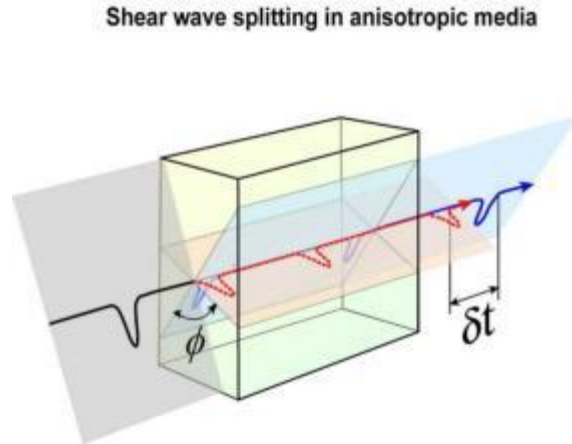
- [4] Batini, F., Brogi, A., Lazzarotto, A., Liotta, D., dan Pandeli, E. 2003. *Geological features of Larderello-Travale and Mt Amiata geothermal areas (southern Tuscany Italy)*. Episodes 26, 239-244.
- [5] Dini, I., Ceccarelli, A., Brogi, A., Giorgi, N., Galleni, P., dan Rossi, L. 2010. *Geological Evolution of the Base Mt. Amiata Volcanic Complex (Tuscany, Italy)*. Proceedings World Geothermal Congress 2010. Pp 1-9.
- [6] Fulignati, P., Marianelli, P., Sbrana, A., dan Ciani, V. 2014. *3D Geothermal Modelling of the Mount Amiata Hydrothermal System in Italy*. Energies Journal. VOL. 7, 7434-7453.
- [7] Gholami, R., Moradzadeh, A., Rasouli, V., and Hanchi, J. 2016. Shear Wave Splitting Analysis to Estimate Fracture Orientation and Fracture Dependent Anisotropy. *Acta Geophysica*, 64 (1). pp. 76-100.
- [8] Holland. 2002. *Microearthquake Study of the Salton Sea Geothermal Field, California: Evidence of Stress Triggering*. The University of Texas. USA.
- [9] Kissling, E. 1995. *Program VELEST USER'S GUIDE Short Introduction*. Institute of Geophysics. ETH Zuerich.
- [10] Long, M.D. and Silver, P.G. 2009. Shear Wave Splitting and Mantle Anisotropy: Measurements, Interpretations, and New Directions. *Surv Geophys.* 30. pp. 407-461.
- [11] Olive, J.A. 2014. *An Eigenvalue-Method for Shear Wave Splitting Analysis*. MIT/WHOI Joint Program in Oceanography. USA.
- [12] Okamoto, K., Yi, L., Asanuma, H., Okabe, T., Abe, Y., and Tsuzuki, M. 2018. Triggering Processes of Microseismic Events Associated with Water Injection in Okuaizu Geothermal Field, Japan. *Planets and Space*. 70 (15). p. 9.
- [13] Rozzano, F., dan Cei, M. 2015. *Geothermal Power Generation in Italy 2010-2014 Update Report*. Proceedings World Geothermal Congress 2015. Pp 1-10.
- [14] Stich, D., dan Morelli, A. 2007. *Reflection of Seismic Surface Waves at the Northern Apennines*. Earth planet. Sci. Lett. 259, 149-158.
- [15] Suroso, T., Laksono, H., Triyoso, W., and Priyono, A. 2017. Estimating Anisotropy Parameter by Shear Wave Splitting of Crosswell Seismic Data: A Case Study on Interbedded Sand-Shale Layers. *IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science*. 62 (012019).
- [16] Telford, W.M., Geldart, L.P., dan Sheriff, R.E. 1990. *Applied Geophysics Second Edition*. Cambridge University. USA.



Gambar 1. Sketsa peta geologi wilayah Mt. Amiata dan sekitarnya (Fulignati dkk, 2014)



Gambar 2. Unit tektono-stratigrafi dan sketsa hidrogeologi (Batini dkk, 2003)



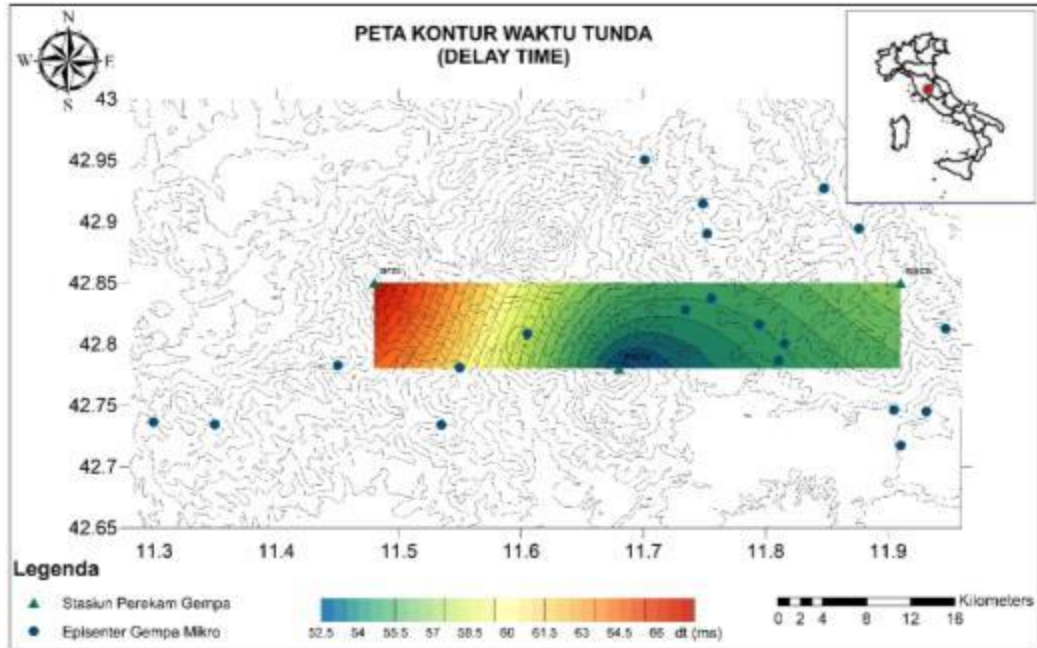
Gambar 3. Shear Wave Splitting pada media anisotropi (Olive, 2014)

Tabel 1. Model Kecepatan 1D Northern Apennines (Stich dan Morelli, 2007)

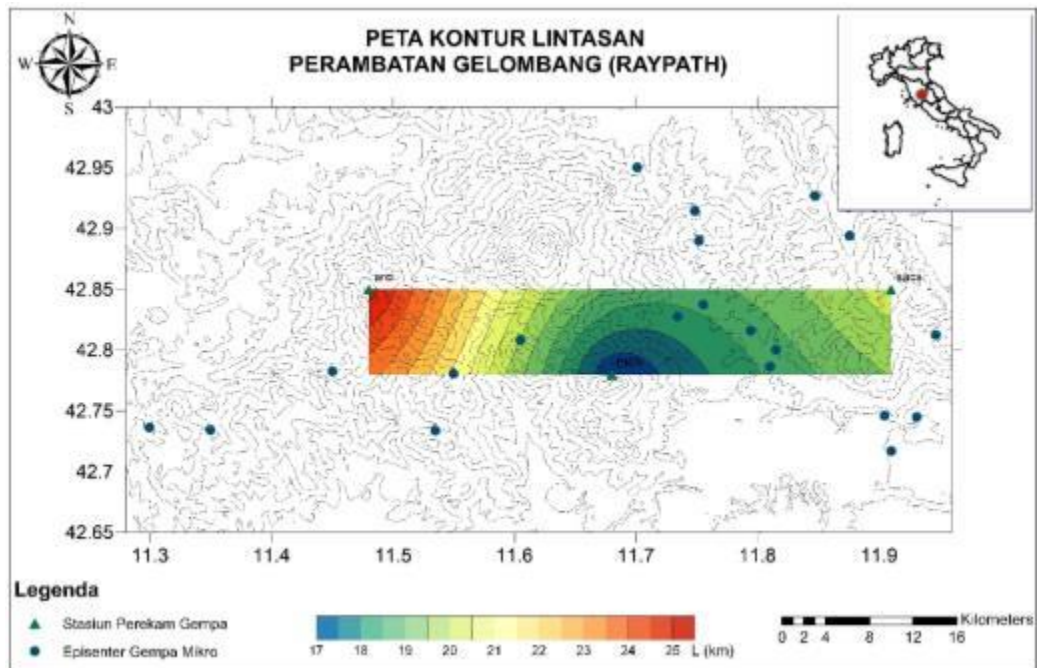
Depth (km)	V _p (km/s)	V _s (km/s)
0.00-1.00	2.50	1.25
1.00-2.00	3.50	2.00
2.00-10.00	6.00	3.40

Tabel 2. Arah polarisasi setiap stasiun perekam gempa

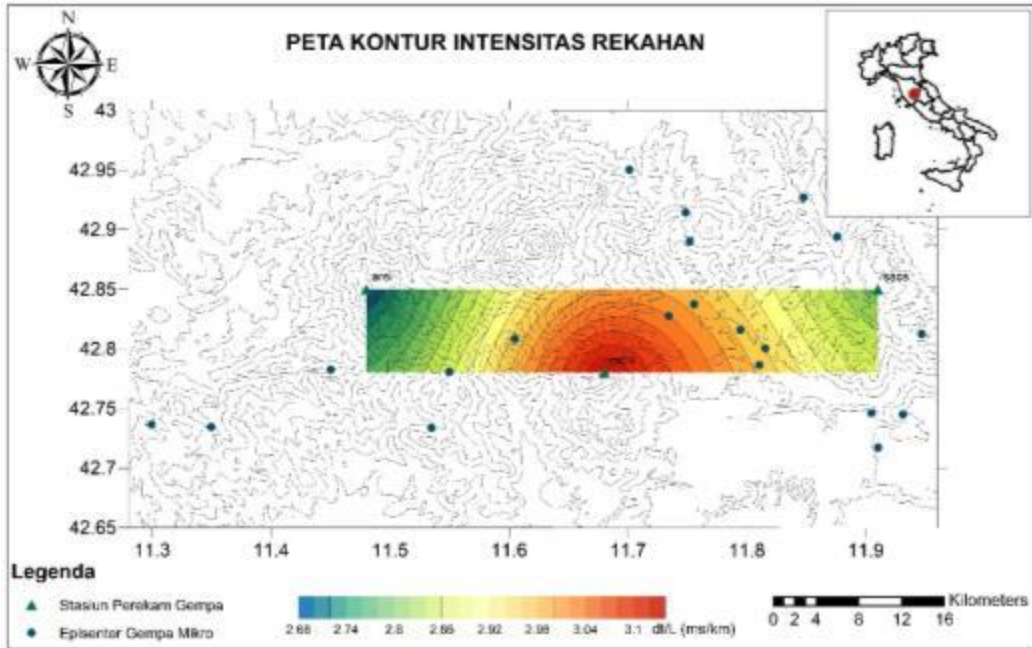
No.	Stasiun	Φ
1	ARCI	<p>N 151° E</p>
2	MCIV	<p>N 140° E</p>
3	SACS	<p>N 106° E</p>



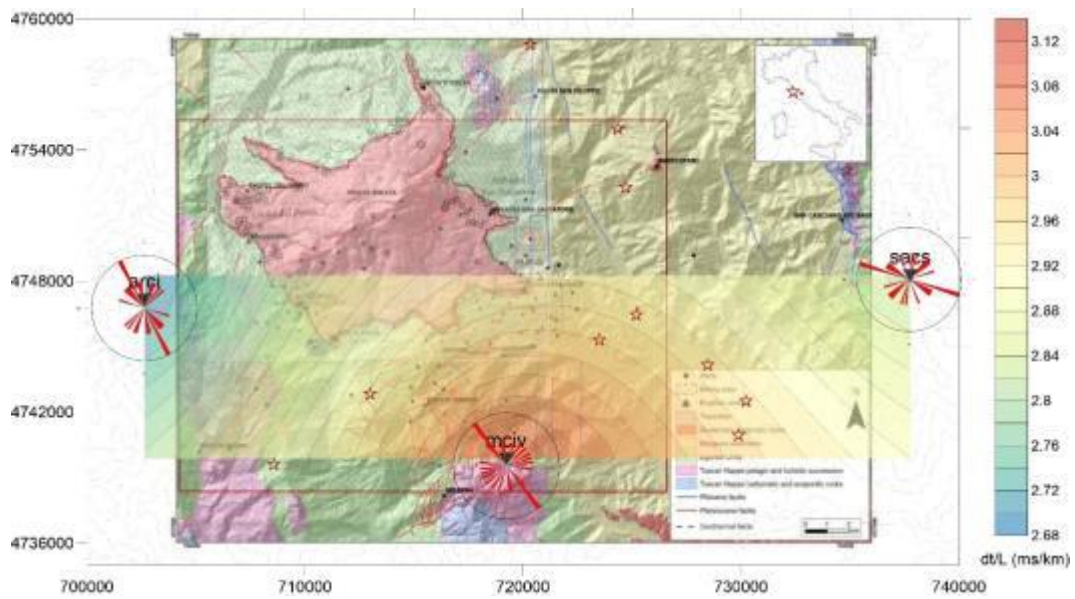
Gambar 5. Peta kontur waktu tunda (*delay time*) pada setiap stasiun



Gambar 6. Peta kontur lintasan perambatan gelombang (*raypath*)



Gambar 7. Peta kontur intensitas rekahan



Gambar 8. Overlay persebaran intensitas dan arah dominan rekahan