

ANALISIS KECEPATAN GELOMBANG S (VS) MENGGUNAKAN INVERSI KURVA *HORIZONTAL TO VERTICAL SPECTRAL RATIO* DI ZONA PATAHAN OPAK, BANTUL, YOGYAKARTA

Anastasia Kadek Dety Lestari¹, Andri Hapsari²

¹Universitas Timor, Kefamenanu, Nusa Tenggara Timur

²Universitas Boyolali, Jawa Tengah

anastasiakadek@unimor.ac.id

ABSTRAK

Model kecepatan bawah permukaan berdasarkan kecepatan gelombang geser (V_s) telah dilakukan di wilayah sesar Opak Bantul memotong ke arah Timur. Model kecepatan diperoleh dengan metode inversi kurva *Horizontal-to-Vertical Spectral Ratio* (HVSr). Model V_s yang diperoleh di zona patahan Opak Bantul, Yogyakarta menunjukkan adanya struktur patahan dengan bidang miring mengarah ke Timur. Model V_{s30} menunjukkan bahwa daerah bagian Barat dan Timur patahan Opak berasosiasi dengan endapan sedimen lunak. Endapan sedimen lunak tersebut dapat menyebabkan kerusakan yang signifikan jika terjadi getaran akibat pergeseran patahan (gempa bumi). Pada daerah bagian Timur Sesar Opak terjadi peningkatan nilai V_s yang menunjukkan adanya lapisan keras dari Formasi Nglanggran.

Kata kunci : Gempabumi, Mikrotremor, Metode HVSr, V_s

ABSTRACT

Subsurface velocity model based on wave velocity (V_s) has been carried out in the Opak Bantul fault area cutting to the east. The velocity model was obtained by using the Horizontal to Vertical Spectral Ratio (HVSr) curve inversion method. The V_s model obtained in the Opak fault zone shows a fault structure with an inclined plane to the east. The V_{s30} model shows that the western and eastern areas of the Opak fault are associated with soft sediment deposits. These soft sediment deposits can cause significant damage if vibrations occur due to fault shifts (earthquake). In the eastern part of the Opak fault there is an increase of V_s value which indicates the presence Nglanggran Formation.

Keywords : Earthquake, Microtremor, HVSr Method, V_s

PENDAHULUAN

Pulau Jawa merupakan daerah konvergen akibat tabrakan antara Lempeng Australia dan lempeng Eurasia dengan kecepatan konvergensi antara $6,7 \pm 0,7$ cm/tahun (P.Tregoning et al., 1994). Tabrakan kedua lempeng tersebut menyebabkan zona subduksi dan akumulasi energi yang dapat menyebabkan gempa bumi. Pulau Jawa merupakan daerah konvergen akibat tabrakan antara Lempeng Australia dan lempeng Eurasia dengan kecepatan konvergensi antara $6,7 \pm 0,7$ cm/tahun (P.Tregoning et al., 1994). Tabrakan kedua lempeng tersebut menyebabkan zona subduksi dan akumulasi energi yang dapat menyebabkan gempa bumi. Salah satu gempa bumi kuat (*strong earthquake*) yang pernah terjadi di Indonesia adalah gempa bumi Yogyakarta. Gempa bumi ini terjadi pada 26 Mei 2006 pukul 22:54 UTC (27 Mei 2006 pukul 05:54 WIB) dengan magnitudo M_w 6,3 serta merusak wilayah Bantul, Kulonprogo, Gunung Kidul, Sleman, Solo, Klaten dan Prambanan. Selain itu, peristiwa ini juga mengakibatkan lebih kurang 5.700 korban jiwa, antara 37.000 hingga 50.000

korban yang terluka dan ratusan ribu penduduk kehilangan tempat tinggal (Bappenas, 2006).

Berdasarkan pengamatan lapangan menunjukkan adanya jejak rekahan permukaan dengan arah yang sama dengan sesar Opak yaitu medata-mengiri (*sinistral*) (Supartoyo et al., 2016). Penelitian *National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention Japan* (NIED) menunjukkan bahwa sumber gempa Jogja berada pada posisi $7,89^\circ\text{S}$ dan $110,41^\circ\text{E}$, kedalaman 10 km di bawah permukaan laut dan mekanisme fokal *strike – slip* (Nakano et al., 2006) yang berada pada jalur sesar Opak. *Unites States Geological Survey* (USGS) (2006) menemukan bahwa sumber gempa berada pada *latitude* -8,03 dan *longitude* 110,54 di kedalaman 21,7 km dengan mekanisme fokal *strike-slip*. Berdasarkan data *aftershock* gempa menunjukkan bahwa hiposenter *aftersock* gempa berada pada 10-20 km ke arah timur dan sejajar dengan sesar Opak (Anggraini, 2013). Tsuji et al., (2009) memperlihatkan adanya deformasi permukaan di 10-20 km dari timur sesar sungai Opak menggunakan *synthetic aperture radar interferometry* (InSAR).

Dari uraian tersebut, maka perlu dilakukan kajian lebih lanjut mengetahui perbedaan kondisi bawah permukaan di zona patahan Opak dan zona *aftershock*. Berdasarkan kondisi bawah permukaan, diharapkan dapat menghasilkan gambaran mengenai struktur patahan tersebut dan kemungkinan adanya zona patahan lain. Dengan mengetahui gambaran struktur patahan lain, dapat menjadi salah satu bentuk mitigasi bencana khususnya di lokasi yang berpotensi gempa bumi.

Salah satu parameter yang dapat digunakan untuk mengetahui gambaran struktur patahan dan susunan batuan di bawah permukaan adalah model kecepatan gelombang geser (V_s). Metode inversi kurva *Horizontal to Vertical Spectral Ratio* (HVSr) merupakan metode mikrotremor *single station* yang dapat digunakan untuk memperoleh model V_s dengan memanfaatkan rekaman sinyal *ambient noise* pada kedalaman dangkal.

METODE PENELITIAN

Mikrotremor

Mikrotremor atau *ambient noise* adalah gelombang seismik yang terjadi secara terus menerus pada permukaan bumi dengan amplitudo yang sangat kecil yaitu berkisar antara $10^{-4} - 10^{-2}$ mm (Okada, 2003). Pada studi menggunakan mikrotremor, data yang dipakai (sinyal) merupakan rekaman *ambient noise* dan bagian yang dihilangkan (*noise*) adalah *event* pada rekaman. Mikrotremor menyebarkan gelombang dengan energi rendah dari berbagai arah pada banyak frekuensi (Roberts & Asten, 2005).

Metode *Horizontal to Vertical Spectral Ratio* (HVSr)

Metode HVSr merupakan metode yang dipopulerkan oleh Nakamura (1989) yang didasarkan pada asumsi bahwa rasio spektrum horizontal dan vertikal dari getaran permukaan merupakan fungsi perpindahan. Metode ini digunakan untuk mengkaji karakteristik dinamik lapisan tanah permukaan, *local site effect*, dengan memetakan lapisan sedimen dan studi bahaya gempa bumi. Karakteristik dinamik tanah ini dapat dipahami jika pengamatan gelombang dilakukan pada tiga komponen yaitu dua komponen horizontal dan satu komponen vertikal (Nakamura, 1989).

Metode yang dikembangkan Nakamura (1989) ini menentukan amplifikasi yang menggambarkan karakteristik lapisan sedimen permukaan dengan menggunakan pengukuran mikrotremor hanya di atas lapisan sedimen permukaan. *Site effect* (T_{SITE}) pada lapisan sedimen permukaan, biasanya digambarkan dengan cara

membandingkan spektrum (T_H) antara komponen horizontal rekaman seismogram pada dataran aluvial (S_{HS}) dengan komponen horizontal rekaman seismogram pada singkapan batuan keras (S_{HB}).

$$T_H = \frac{S_{HS}}{S_{HB}}$$

Spektrum komponen vertikal mikrotremor tidak mengalami amplifikasi oleh lapisan sedimen, maka perbandingan komponen vertikal di lapisan sedimen permukaan (S_{VS}) dan komponen vertikal di lapisan *bedrock* (S_{VB}) yang dinyatakan sebagai E_s bernilai satu :

$$E_s = \frac{S_{VS}}{S_{VB}} = 1$$

Gelombang Rayleigh diasumsikan memiliki efek yang sama pada komponen vertikal dan horizontal mikrotremor di lapisan sedimen sehingga untuk menghilangkan efek gelombang Rayleigh, nilai amplifikasi ditentukan menggunakan perbandingan (S_{TT}) seperti ditunjukkan oleh persamaan :

$$S_{TT} = \frac{T_H}{E_s} = \frac{S_{HS}}{S_{HB}} \cdot \frac{S_{VB}}{S_{VS}} = \frac{S_{HS}}{S_{VS}} \cdot \frac{S_{VB}}{S_{HB}}$$

Karena spektrum komponen horizontal dan komponen vertikal bernilai sama sehingga perbandingan keduanya (R_B) bernilai 1 yaitu

$$R_B = \frac{S_{HB}}{S_{VB}} = 1$$

Dalam pengamatan di lapangan, selain komponen vertikal, terdapat dua komponen horizontal yang diukur yaitu komponen utara-selatan dan komponen barat-timur sehingga komponen horizontal yang digunakan adalah resultan dari kedua komponen

Komponen sinyal yang diperoleh dari hasil pengukuran akan dianalisis dengan menggunakan algoritma Transformasi Fourier. Hasil transformasi ini selanjutnya di *smoothing* dengan menggunakan *smoothing* Konno-Omachi yang didefinisikan dengan persamaan (Beauval *et al.*, 2003) :

$$W(f, f_0) = \left[\frac{\sin \left(\log_{10} \left(\frac{f}{f_0} \right)^b \right)}{\log_{10} \left(\frac{f}{f_0} \right)^b} \right]^4$$

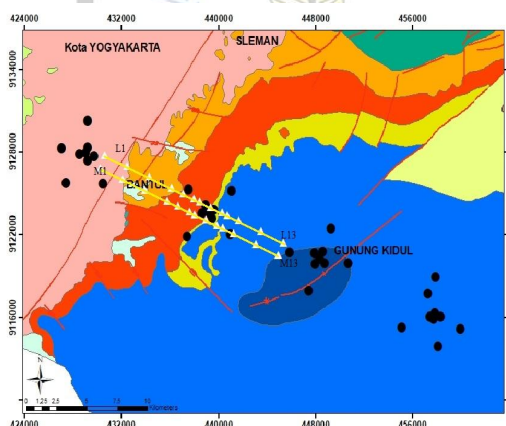
dengan b adalah faktor *smoothing*.

Pengukuran data mikrotremor *single station* dilakukan dengan menentukan titik pengukuran sesuai dengan desain survey. Titik

pengukuran data berjumlah 26 titik yang dibagi dalam 2 line yaitu line L dan line M. Terdapat 13 titik pengukuran pada setiap line dengan jarak antar stasiun adalah 500 m, 1000 m dan 2000 m. Perekaman data dilakukan selama 3 jam dengan frekuensi sampling 100 Hz. Gambar 1 menunjukkan lokasi penelitian dengan segitiga putih sebagai titik pengukuran data microtremor *single station*.

Data yang telah direkam selama kurang lebih tiga jam diperoleh dalam tiga komponen arah yaitu komponen vertikal (Z), komponen utara-selatan (N-S) dan komponen barat-timur (W-E). Data tersebut kemudian difilter untuk dengan frekuensi 0,5 – 15 Hz. Data yang telah difilter kemudian diwindowing dengan panjang window 20 detik. Panjang window diberikan 20 detik agar batas minimum frekuensi sensor bernilai 0,5 Hz.

Karena sinyal tersebut masih dalam domain waktu, maka diubah ke domain frekuensi dengan menggunakan proses transformasi Fourier dan menghasilkan spektrum frekuensi. Hasil transformasi dari setiap komponen kemudian digabung dan menghasilkan kurva HVSR. Pengolahan data mikrotremor *single station* dilakukan dengan menggunakan perangkat lunak Geopsy untuk mendapatkan profil frekuensi dominan dan amplitudo dominan.



Gambar 1. Gambar lokasi penelitian

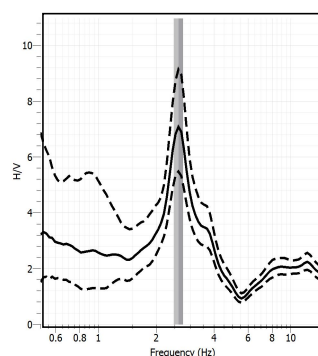
Pengolahan inversi HVSR dari data mikrotremor *single station* dilakukan untuk mendapatkan model kecepatan gelombang S (V_s) dengan menggunakan perangkat lunak *Open HVSR*. Inversi dilakukan pada setiap titik pengukuran. Proses inversi memerlukan parameter awal untuk pengolahan inversi kurva HVSR. Parameter yang diberikan mengacu pada data bor di lokasi penelitian. Pada titik pengukuran dengan formasi yang sama diberikan input parameter yang sama.

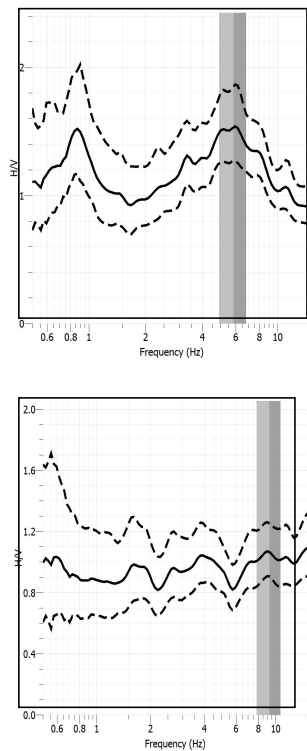
HASIL DAN PEMBAHASAN

Hasil Penelitian

Karakteristik kurva HVSR berkaitan dengan sifat-sifat fisis dan karakteristik dinamik tanah. Variasi kurva HVSR menunjukkan variasi model bawah permukaan. Karakteristik gelombang yang langsung diidentifikasi dari kurva HVSR adalah frekuensi dominan dan amplitudo dominan. Frekuensi dominan dapat menggambarkan jenis lapisan dan ketebalan lapisan sedimen, sedangkan amplitudo dominan merepresentasikan penguatan gelombang saat gempa bumi.

Kurva HVSR yang dihasilkan pada lokasi penelitian memiliki 3 jenis spektrum. Gambar 2(a) menunjukkan spektrum puncak tunggal yang dihasilkan. Kurva HVSR yang memiliki kemiripan menunjukkan kondisi geologi daerah tersebut juga tidak berbeda jauh (Purnama et al., 2021). Gambar 2(b) menunjukkan spektrum puncak lebih dari satu sehingga dalam penentuan frekuensi dominannya, diperlukan informasi kondisi geologi. Sedangkan Gambar 2(c) menunjukkan spektrum puncak datar yang umumnya merupakan daerah dengan lapisan sedimen yang tipis (SESAME, 2004).



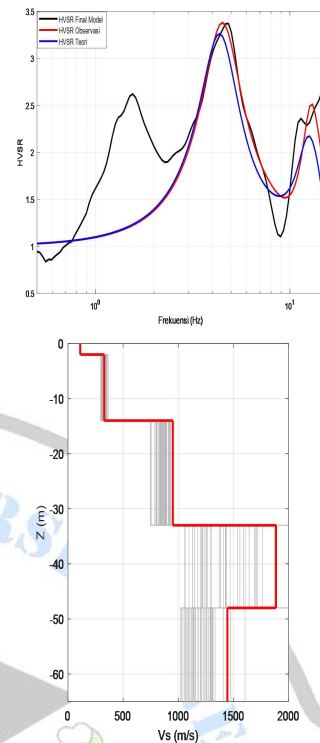


Gambar 2. Kurva HVSR Berturut-turut pada 3 titik. Parameter awal yang diberikan pada proses inversi bertujuan untuk membantu menentukan batas-batas model awal sehingga hasil inversi dapat menuju ke kondisi sebenarnya. Parameter awal ditentukan berdasarkan data bor di sekitar lokasi. Tabel 1 menunjukkan salah satu parameter awal.

Tabel 1. Parameter Awal Proses Inversi HVSR

La pis an	Vp (m/s)	Vs (m/s)	Densitas (gr/cm ³)	Ket eba lan (m)	Qs	Qp
I	200	150	1,59	2	15	5
II	500	300	1,59	12	15	5
III	700	400	1,59	19	15	5
IV	900	500	2,00	15	30	10
V	1000	800	2,00	20	30	10
VI	1500	1000	2,59	9999	9999	9999

Dengan menggunakan data HVSR yang telah diolah, parameter awal dan jumlah iterasi 1000, maka akan diperoleh model kurva HVSR, parameter hasil inversi dan kurva *misfit*. Gambar 3(a) memperlihatkan model kurva HVSR pada *line* L di titik L1 dan Gambar 3 (b) menunjukkan hasil inversi berupa profil *Vs* terhadap kedalaman.

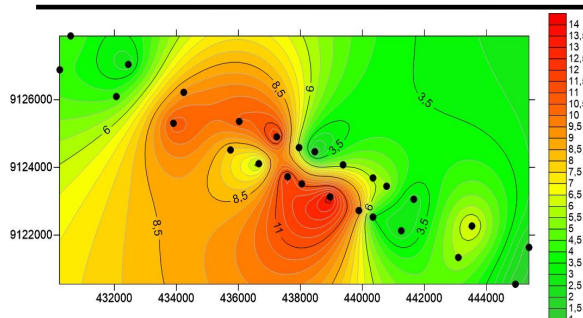


Gambar 3. (a) Model kurva HVSR dan (b) Profil *Vs* terhadap kedalaman

Pembahasan Karakteristik Kurva HVSR

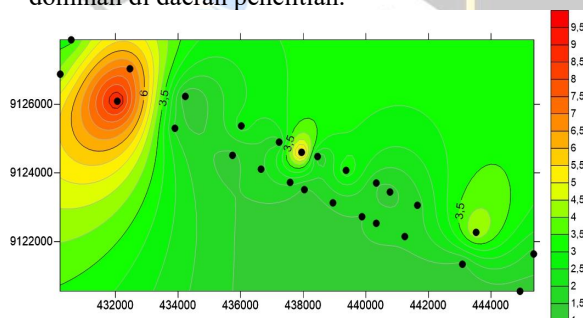
Kurva HVSR hasil penelitian memiliki 3 bentuk yang dominan serta memiliki kemiripan. Kemiripan bentuk kurva HVSR menunjukkan adanya kemiripan kondisi geologi lokasi tersebut. Model kurva pada Gambar 2(a) menunjukkan satu *peak* yang berarti kontras satu lapisan terhadap lapisan *bedrock* (SESAME, 2004). Puncak menunjukkan nilai frekuensi yang menunjukkan jenis sedimen. Gambar 2(b) menunjukkan adanya *double peak* yang berarti adanya kemungkinan dua lapisan sedimen. Sedangkan Gambar 2(c) menunjukkan model kurva yang *flat* atau tidak terdapat *peak* pada kurva. Model seperti ini memberikan kemungkinan model tanah yang keras atau dapat juga memberikan kemungkinan tidak terdapat kontras impedansi antara lapisan sedimen dan *bedrock* (Purnama, 2021).

Berdasarkan kurva HVSR, dilakukan pemetaan nilai frekuensi dominan dan amplitudo dominan di lokasi penelitian. Hasil pemetaan nilai frekuensi dominan dari kurva HVSR ditunjukkan pada Gambar 5. Dari hasil pemetaan tersebut, dapat dilihat bahwa terdapat perbedaan karakteristik frekuensi dominan yaitu pada daerah sebelah timur yaitu pada daerah di Formasi Nglanggran. Daerah ini berfrekuensi tinggi karena berada pada daerah bukit yaitu di Bantul, Jetis dan Imogiri.



Gambar 5. Peta sebaran frekuensi dominan di daerah penelitian

Amplitudo dominan menyatakan kontras impedansi antara lapisan sedimen permukaan dan lapisan *bedrock* dibawahnya. Selain itu, amplitudo dominan merepresentasikan penguatan getaran tanah saat terjadi gempa bumi. Berdasarkan informasi kerusakan akibat gempa bumi Yogyakarta 2006, dapat dibandingkan untuk mengidentifikasi titik pengukuran yang masuk dalam area kerusakan dan sebaliknya. Gambar 6 menunjukkan hasil pemetaan nilai amplitudo dominan di daerah penelitian.

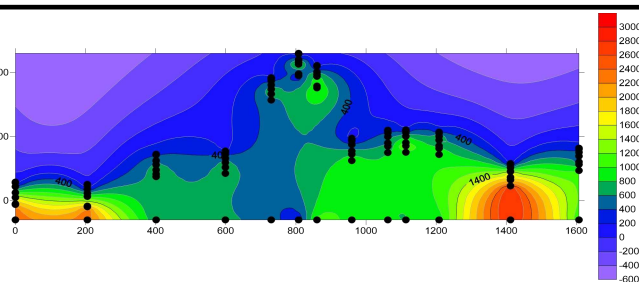


Gambar 6. Peta sebaran amplitudo dominan di daerah penelitian

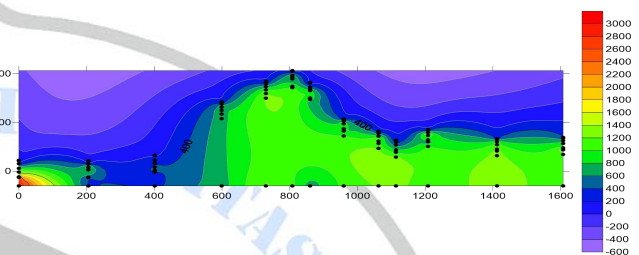
Berdasarkan pemetaan amplitudo dominan, dapat dilihat bahwa amplifikasi yang tinggi terjadi di lokasi bagian barat daerah penelitian yaitu di Kecamatan Dlingo dan kecamatan Imogiri. Sesuai dengan informasi kerusakan akibat gempa bumi Yogyakarta 2006, daerah tersebut merupakan daerah dengan tingkat kerusakan akibat gempa bumi yang cukup tinggi.

Inversi Kurva HVSr

Berdasarkan profil V_s terhadap kedalaman dari setiap titik pengukuran maka dibuat profil V_s terhadap kedalaman. Gambar 7 dan Gambar 8 menunjukkan kontur kecepatan gelombang S (V_s) terhadap kedalaman berturut-turut untuk *line* L dan *line* M. Nilai V_s cukup tinggi di bagian Timur dari sesar Opak tepatnya di titik L12 dan M12.



Gambar 7. Profil V_s pada *line* L dengan titik hitam menunjukkan titik kedalaman dari setiap nilai V_s



Gambar 8. Profil V_s pada *line* M dengan titik hitam menunjukkan titik kedalaman dari setiap nilai V_s

Berdasarkan profil V_s , terdapat 2 gambaran persebaran bawah permukaan yaitu pada titik pengukuran L1 – L11 dan M1-M11 (memotong sesar Opak) dan titik pengukuran L11 – L13 dan M11 – M13 (sebelah timur sesar Opak). Kedalaman lapisan pada daerah yang memotong sesar opak terdiri atas 3 lapisan yaitu pada kedalaman 0 – 25 m, 25 – 125 m, 125 – 275 m dan 275 – 370 m. Nilai V_s pada setiap lapisan berturut-turut 110 – 550 m/s, 1250 – 2900 m/s, 1750 – 5100 m/s, 3700 – 5100 m/s. Pada daerah sebelah Timur sesar Opak mengalami peningkatan nilai V_s dengan kedalaman 0 – 50 m, 50 – 110 m, 110 – 295 m, 295 – 400 m, dan 400 – 580 m. Nilai V_s pada setiap lapisan berturut-turut 400 – 1750 m/s, 1800 – 2600 m/s, 3000 – 3550 m/s, 3750 – 5100 m/s dan 3750 – 3800 m/s.

Model bawa permukaan pada penampang bawah memberikan gambaran persebaran V_s yang cenderung meningkat ke arah Timur sesar Opak. Pada daerah yang memotong sesar Opak, nilai V_s berdasarkan kedalaman menunjukkan adanya endapan letusan gunung Merapi dan adanya pasir halus dan batu pasir dari Formasi Sentolo, keberadaan breksi vulkanik dari Formasi Nglanggran. Pada daerah bagian Timur sesar Opak, nilai V_s meningkat dan menunjukkan adanya pasir halus hasil endapan gunung Merapi, tuff dari Formasi Sambipitu dan breksi vulkanik dari Formasi Nglanggran.

KESIMPULAN

Kecepatan gelombang S (V_s) di zona gempa Yogyakarta dan sesar Opak menunjukkan bahwa pada bagian barat merupakan zona dengan anomali V_s rendah yang merupakan daerah dengan endapan vulkanik gunung Merapi dan menuju ke arah timur anomali V_s tinggi dari Formasi Nglanggran.

DAFTAR PUSTAKA

- Anggraini, A. (2013). *Yogyakarta Earthquake, Aftershocks and Interactions*. Disertasi.
- Bappenas. (2006). *Preliminary Damage and Loss Assessment Yogyakarta and Central Java Natural Disaster* (Issue June, p. 140).
http://siteresources.worldbank.org/INTINDONESIA/Resources/226271-1150196584718/PackageJune13_HIRES_FI_NAL.pdf
- Nakano, M., Kumagai, H., Miyakawa, K., Yamashina, T., Ishida, H., Aoi, S., Morikawa, N., & Harjadi, P. (2006). *Source Estimates of the May 2006 Java Earthquake* (pp. 493–494). *EOS*, Vol. 87, No. 45.
- P.Tregoning, Brunner, F. K., Bock, Y., Puntodewo, S. S. O., McCaffrey, R., Genrich, J. F., Calais, E., Rais, J., & C.Subarya. (1994). *First geodetic measurement of convergence across the Java Trench* (pp. 2135–2138). *Geophysical Research Letters*, Vol. 21, No. 19.
- Purnama, A. Y., Nurcahya, B. E., Nurhanafi, K., & Perdhana, R. (2021). Mikrozonasi Berdasarkan Data Mikrotremor dan Kecepatan Gelombang Geser di Kotamadya Yogyakarta. *Positron*, 11(2), 86.
<https://doi.org/10.26418/positron.v11i2.46860>
- Supartoyo, Abdurahman, O., & Kurnia A. (2016). Gempa Yogyakarta 10 Tahun. In *Geomagz* (Vol. 6, Issue 2, pp. 18–23).
- Tsuji, T., Yamamoto, K., Matsuoka, T., Yamada, Y., Onishi, K., Bahar, A., Meilano, I., & Abidin, H. Z. (2009). *Earthquake fault of the 26 May 2006 Yogyakarta earthquake observed by SAR interferometry* (pp. e29–e32). *Earth Planets Space*.

