

Received	: 15 Maret 2020
Revised	: 2 April 2020
Accepted	: 22 April 2020
Online	: 26 April 2020
Published	: 30 April 2020

## Identification of Landfill Using Refraction Seismic Method in LIPI Area - Bandung

Resi Wasilatus Syifa<sup>1,\*</sup>), Nur Ichsan Sumardani<sup>1</sup>, Nur Amalia Dewi<sup>1</sup>, Teti Febrianti<sup>1</sup>, Jauhari Arifin<sup>2</sup>, Bebeh Wahid Nuryadin<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Universitas Islam Negeri Sunan Gunung Djati, Bandung

<sup>2</sup>Puslit Geoteknologi, LIPI Bandung

✉ : resirws@gmail.com

### Abstract

*Research has been carried out using seismic refraction in the LIPI area – Bandung Bandung (Jl. Sangkuriang, Dago, Coblong, Dago, Kecamatan Coblong, Kota Bandung), which aims to determine the land of embankment in the area. Retrieval of field data was carried out using geometric Es-3000 tool along 46 meters with a spacing of 2 meters and a 7 shoot punch consisting of 2 phantom shoots beginning and ending. Data processing is done by the first step, namely by geometric editing so that data can be read by the computer. The inversion process is done by seismimager software which consists of pickwin to extract data and plotera for modeling the subsurface layer. The results of the data interpretation show the P wave velocity from 315 - 435 m / s. layer grouping based on P wave velocity is at the first color layer having a wave velocity of about 315 - 342 m / s, the second color layer has a wave speed of 355-382 m / s, and the third color layer has a speed of 359 - 422 m / s and thick layer more than 435. Based on the lithological classification of subsurface rock layers, this study area tends to have a layer of soil type with a depth of 5 meters, and can be said to be a layer of soil deposits because of the formation of soil structures that tend to be new.*

**Keywords:** Seismic Refraction, Geometric Es – 3000, Seisimager, Groundfill

### Abstrak

Telah dilakukan penelitian menggunakan seismik refraksi di Kawasan LIPI - Bandung (Jl. Sangkuriang, Dago, Coblong, Dago, Kecamatan Coblong, Kota Bandung) yang bertujuan untuk menentukan tanah timbunan yang ada di daerah tersebut. Pengambilan data lapangan dilakukan dengan menggunakan alat geometric Es – 3000 sepanjang 46 meter dengan spasi 2 meter dan pukulan 7 shoot yang terdiri dari 2 phantom shoot awal dan akhir. Pengolahan data dilakukan dengan langkah pertama yaitu dengan mengedit geometric sehingga data dapat terbaca oleh komputer. Proses inversi dilakukan dengan software seismimager yang terdiri dari pickwin untuk mempicking data dan plotera untuk pemodelan penampang lapisan bawah permukaan. Hasil interpretasi data menunjukkan kecepatan gelombang P dari 315 – 435 m/s. pengelompokan lapisan berdasarkan kecepatan gelombang P adalah pada lapisan warna pertama memiliki kecepatan gelombang sekitar 315 – 342 m/s, lapisan warna kedua memiliki kecepatan gelombang 355- 382 m/s, dan lapisan warna ketiga memiliki kecepatan 359 – 422 m/s dan lapisan tebal lebih dari 435. Berdasarkan klasifikasi litologi lapisan batuan bawah permukaan, pada daerah penelitian ini cenderung memiliki lapisan jenis soil dengan kedalaman 5 meter, dan dapat dikatakan sebagai lapisan tanah timbun karena formasi susunan tanah yang cenderung baru.

**Kata Kunci :** Seismik Refraksi, Geometric Es – 3000, Seisimager, Tanah Timbun.



## PENDAHULUAN

Indonesia adalah negara kepulauan dengan struktur geologi yang sangat unik, tanah yang dipijak sangat beraneka ragam. Semakin berkembangnya teknologi yang beriringan dengan maraknya kontruksi bangunan menyebabkan tanah banyak menjadi tanah timbunan. Tanah timbun merupakan timbunan diatas tanah asli yang diperuntukkan sebagai tanah yang memiliki potensi daya dukung memadai (Perangin-angin, 2009).

Penentuan struktur dan lapisan tanah untuk kontruksi bangunan sangatlah penting agar fondasi yang menopang bangunan tersebut menjadi kuat, agar dapat mengetahui seberapa banyak tanah yang harus menjadi tanah timbun sehingga dapat menyokong suatu bangunan diatasnya. Penentuan struktur dan lapisan tanah ini biasanya dapat diidentifikasi melalui pendekatan geofisika (Refrizon, Suwarsono, & Yudiansyah, 2008).

Metode seismik merupakan metode yang menggunakan penjalaran gelombang seismik yang menjalar dalam bidang elastik atau bisa disebut juga sebagai gelombang elastik. Gelombang seismik yang di akibatkan dari penjalaran tersebut dapat terbagi menjadi gelombang *longitudinal* atau gelombang P (*pressure*) dan gelombang S (*shear*) atau gelombang transversal (Telford.W.M, Geldart.L.P, & Sheriff, 1991). Metode seismik terbagi menjadi 2 yaitu metode seismik refraksi dan refleksi. Prinsip dasar yang digunakan dalam metode seismik adalah hokum Huygens, asas fermat dan hokum snellius. Hokum-hukum ini merupakan dasar dari pemantulan dan pembiasan (Telford.W.M, Geldart.L.P, & Sheriff, 1991).

Maka dari itu, tujuan dari penelitian ini yaitu untuk mengetahui struktur dan lapisan tanah timbunan di Kawasan LIPI bandung dan tujuan dari kerja praktek ini sendiri adalah dapat mengakuisisi dan meinterpretasi data dilapangan berdasarkan pada metode seismik.

## METODOLOGI DAN PENGAMBILAN DATA

Metode yang digunakan dalam akuisisi data yaitu metode seismik refraksi dengan interpretasi data menggunakan Metode *Hagiwara* untuk menentukan kedalaman suatu lapisan tanah dan batuan di daerah survei. Oleh karena ini Metode Seismik Refraksi.

Metode seismik merupakan salah satu metode eksplorasi dari bidang ilmu geofisika. Metode seismik menurut arah perambatannya terbagi menjadi dua jenis, yaitu metode seismik refraksi dan metode seismik refleksi. Metode seismik refraksi biasanya digunakan untuk menentukan struktur bawah permukaan tanah (Adnyawati, et al., 2012). Metode ini bisa digunakan juga dalam penentuan lapisan maupun tingkat kekerasan batuan. Sedangkan metode seismik refleksi merupakan metode yang dilakukan untuk menentukan struktur bawah tanah yang dalam dan lebih kompleks. Pada metode seismik refraksi, gelombang yang dicari adalah gelombang yang dibiaskan. Sedangkan gelombang yang di cari pada metode seismik refleksi adalah gelombang yang di biaskan.

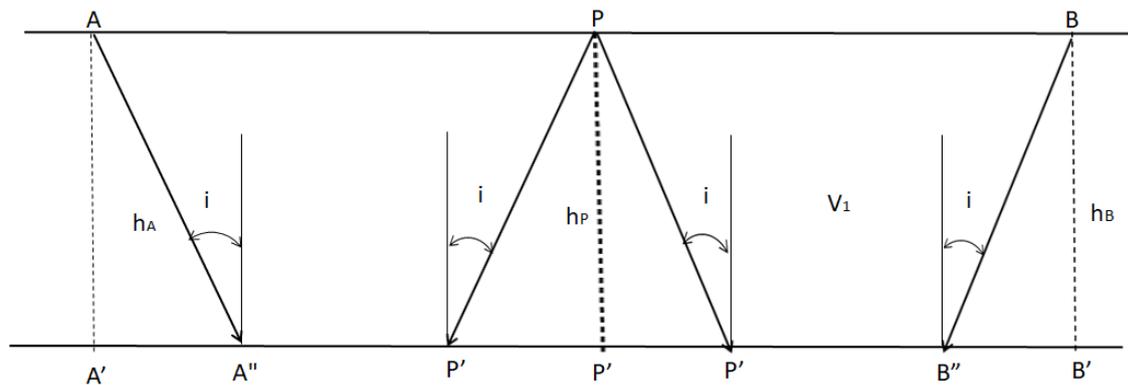
Metode seismik refraksi adalah metode pada bidang geofisika yang digunakan untuk menentukan struktur bawah permukaan bumi dengan menggunakan prinsip gelombang. Gelombang yang dimaksud adalah gelombang yang masuk merambat kedalam bumi. Gelombang yang dimaksud pada gelombang seismik refraksi adalah gelombang badan/ *body wave* yang terbagi menjadi 2 jenis, yaitu : gelombang P dan S. Metode seismik refraksi ini didasarkan pada perekaman waktu kedatangan perambatan gelombang primer (P) yang dihasilkan dari sumber gelombang buatan. (Purnomo, et al., 2008).

Metode seismik refraksi dihitung berdasarkan waktu yang dibutuhkan oleh gelombang untuk merambat pada batuan dari sumber seismik menuju penerima pada berbagai jarak tertentu. Sinyal yang ditangkap adalah gelombang pertama (*first break*) dan gelombang setelahnya diabaikan, karena gelombang seismik refraksi merambat paling cepat kecuali pada jarak (*offset*) yang relatif dekat sehingga yang dibutuhkan adalah waktu pertama kali gelombang diterima oleh setiap *geophone* (Nurdiyanto, et al., 2011).

Interpretasi data seismik dilakukan untuk menerjemahkan setiap data menjadi model geologi yang dapat menggambarkan struktur bawah permukaan bumi. Dalam seismik refraksi masalah dalam menerjemahkan data dari kurva *travel time* menjadi gambar penampang geofisika dan akhirnya menjadi gambar penampang geologi (Wahyuningsih, et al., 2006).

Secara umum, metode interpretasi data seismik terbagi menjadi tiga bagian utama yaitu *intercept time*, *delay time*, dan *wave front*. Semakin berkembangnya ilmu pengetahuan, dikenalkan beberapa metode lain yang digunakan sebagai interpretasi bentuk topografi dari suatu bidang batas, yaitu Metode *Reciprocal Hawkins*, Metode *Time Term*, Metode *Time Plus Minus*, Metode *Hagiwara Dan Masuda*, Metode *Split Spread Johnson* (Wahyuningsih, et al., 2006).

Metode hagiwara merupakan metode waktu jeda (*delay time*). Kelebihan dari metode ini yaitu lapisan bawah permukaan bumi dapat dilihat dan ditampilkan mengikuti kontur dari bawah permukaan bumi tersebut. Perhitungan dengan metode ini dikembangkan untuk struktur bawah permukaan terdiri dari 2 lapisan (Hudha, et al., 2014).



**GAMBAR 1.** Lintasan Gelombang Bias Pada Struktur 2 Lapisan (Hudha, et al., 2014).

Dengan menggunakan hukum *Snellius* pada bidang batas dua medium saat terjadi sudut kritis  $i$  maka (**Gambar 1**) dapat ditotasikan bahwa gelombang dari titik A ke P merupakan  $T_{AP}$  dan gelombang dari B ke P merupakan  $T_{BP}$ . Maka persamaan yang diperoleh adalah Persamaan 1 dan Persamaan 2 (Hudha, et al., 2014).

$$T'_{AP} = T_{AP} - \frac{(T_{AP} + T_{BP} - T_{AB})}{2} \quad (1)$$

$$T'_{AP} = \frac{h_A \cos i}{v_1} + \frac{x}{v_2} \quad (2)$$

$T'_{AP}$  merupakan linear terhadap  $x$ , jika diambil  $x$  sebagai absis dan  $T'_{AP}$  sebagai ordinat dan diplot titik-titik yang bersesuaian maka garis lurus tersebut merupakan suatu short (bentuk baru yang lebih pendek) dari kurva travel time yang dikandung oleh titik-titik yang berhubungan. Nilai  $T'_{AP}$  dengan mudah dapat dihitung dari pers (3), dan kecepatan  $v_2$  pada lapisan bawah diperoleh dari kemiringan (slope) garis lurus.  $T'_{AP}$  yang diperoleh dari Persamaan 1 adalah besaran yang menunjukkan kecepatan pada lapisan bawah. Dengan cara yang sama, dapat diperoleh.

$$T'_{BP} = T_{BP} - \frac{(T_{AP} + T_{BP} - T_{AB})}{2} \quad (3)$$

Bila jarak ke titik penerima adalah  $x$ , dengan mengambil titik B sebagai titik asal, maka diperoleh Persamaan 4.

$$T'_{BP} = \frac{h_B \cos i}{v_1} + \frac{x}{v_2} \quad (4)$$

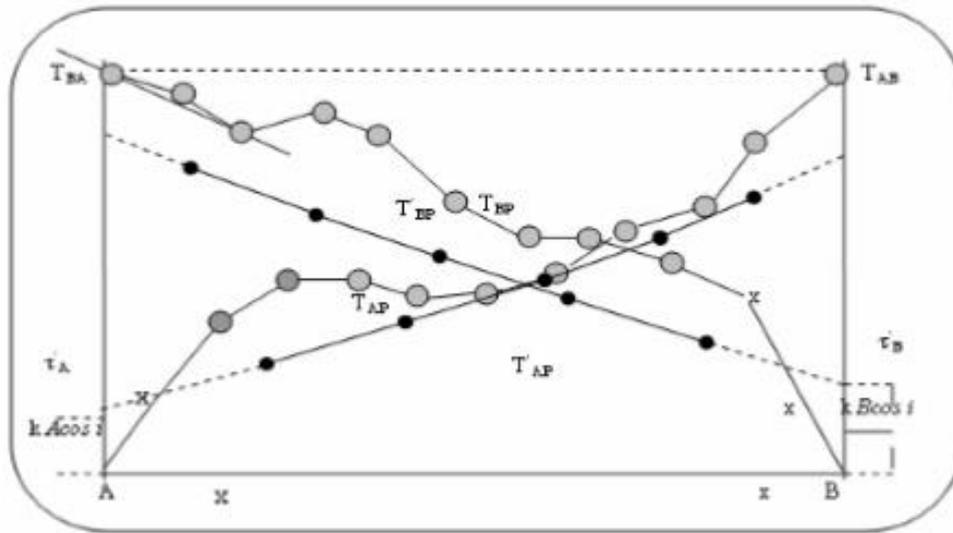
Dengan kedalaman lapisan pada titik A ( $h_A$ ) dan pada titik B ( $h_B$ ). Dalam pers (5),  $v_1$  dapat diperoleh dari kurva travel-time dari gelombang langsung dekat titik tembak.  $T_{AP}$ ,  $T_{BP}$ , dan  $T_{AB}$  diperoleh dengan cara observasi. Tetapi  $\cos i$  tidak dapat dicari, karena  $v_2$  biasanya tidak diketahui. Jika nilai  $v_2$  dapat diketahui, maka kedalaman  $h_p$  dan titik penerima P dapat diperoleh dengan cara Persamaan 5.

$$h_p = \frac{V_1}{2 \cos i} (T_{AP} + T_{BP} - T_{AB}) \quad (5)$$

Nilai  $T'_{AP}$  dan  $T'_{BP}$  sangat berhubungan dengan  $T_{AP}$  atau  $T_{BP}$ , maka nilai  $h_p$  dapat dihitung dengan Persamaan 6 dan Persamaan 7 berikut.

$$h_p = \frac{V_1}{\cos i} (T_{AP} - T'_{AP}) \quad (6)$$

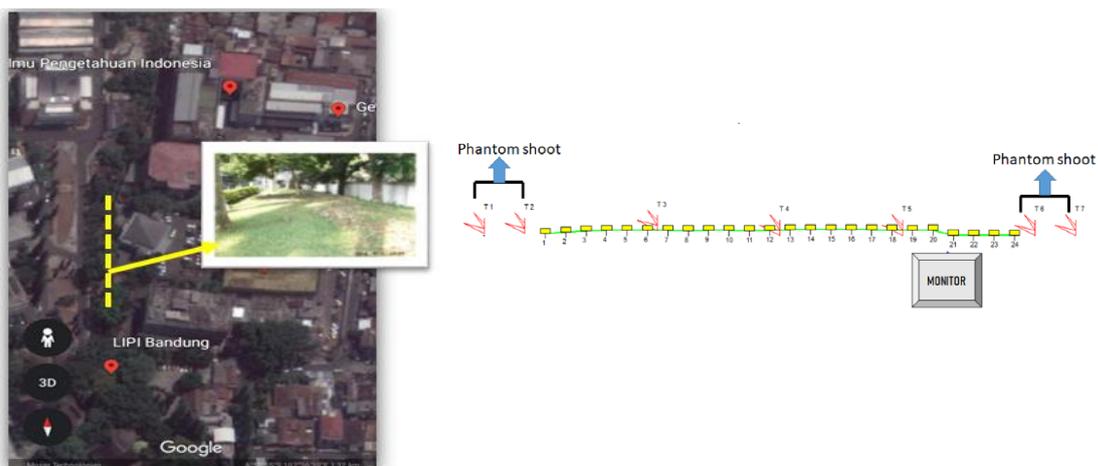
$$h_p = \frac{V_1}{\cos i} (T_{BP} - T'_{BP}) \quad (7)$$



GAMBAR 2. Kurva waktu rambat dan kurva waktu rambat kecepatan (sismanto, 1999).

### Cara Pengambilan Data

Pengambilan data dilakukan di kawasan LIPI - Bandung yang dilaksanakan pada tanggal 02 juli 2019 dengan 1 lintasan dan Panjang lintasannya 46 meter, spasi antar geophone pada pengambilan data tersebut yaitu 2 meter (Gambar 3).



GAMBAR 3. Gambar dan Skema Lintasan Penelitian



**Gambar 4.** 1 set peralatan geometric es-3000

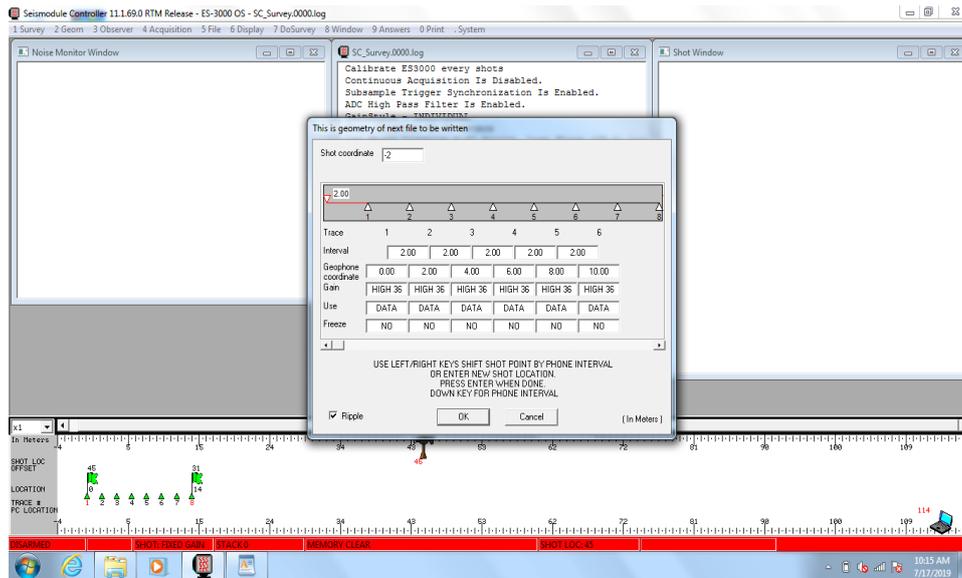
Pengambilan data ini dilakukan dengan 7 *shot point* agar semakin bagus resolusi datanya, yang dimulai dengan 2 *phantom shoot* di awal dan di akhir seperti pada Gambar 3, dengan shoot sesuai dengan Tabel 1. Sumber getaran pada pengambilan saat pengambilan data yaitu palu dengan berat 5 kg. data yang dihasilkan merupakan data perambatan gelombang dari pukulan palu besi yang terekam oleh alat *Geometric ES-3000* (Gambar 4) dan dimunculkan dengan software yang bernama *Geometric*. Pengaturan gain pada tiap receiver dilakukan secara otomatis dengan bantuan aplikasi akuisisi ini dan disesuaikan dengan kekuatan operator pemukul (Tabel 1).

**TABEL 1.** *Shoot Point* Pada Lintasan Penelitian

<b>Shoot Point</b>	<b>Jarak (m)</b>
1	-6
2	-2
3	11
4	23
5	35
6	48
7	52

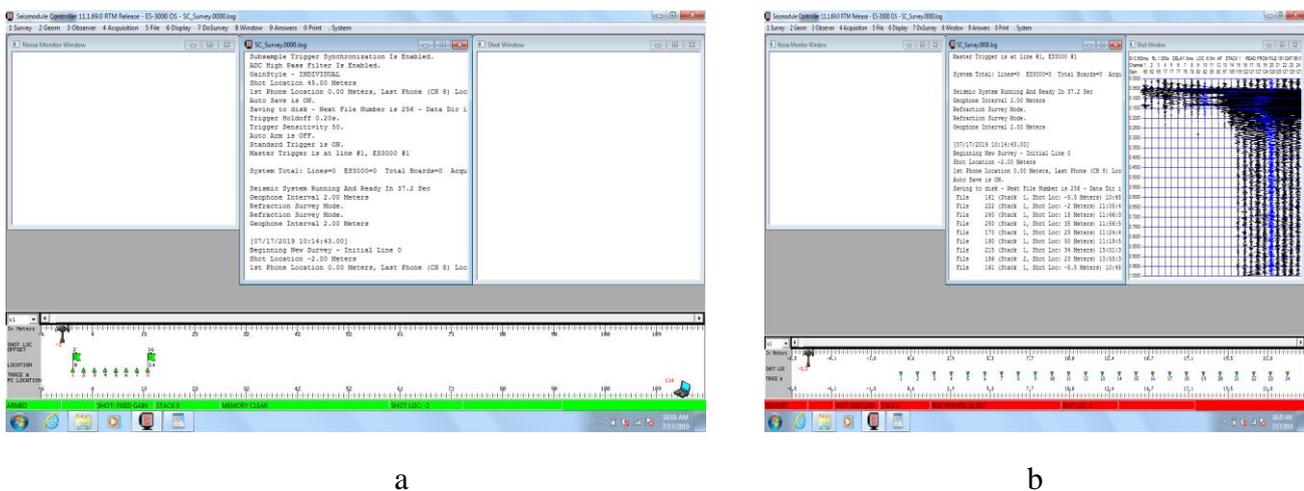
#### **Data Penelitian**

Pada saat pemukulan antar shoot harus diedit dulu *source* nya sesuai dengan nilai jarak *shoot* yang akan pukul seperti dalam Gambar 5, hal ini dilakukan agar data yang terekam dapat terbaca oleh *pickwin* dan agar bisa menentukan *first breaknya*.



GAMBAR 5. Source Pada Software Geometric

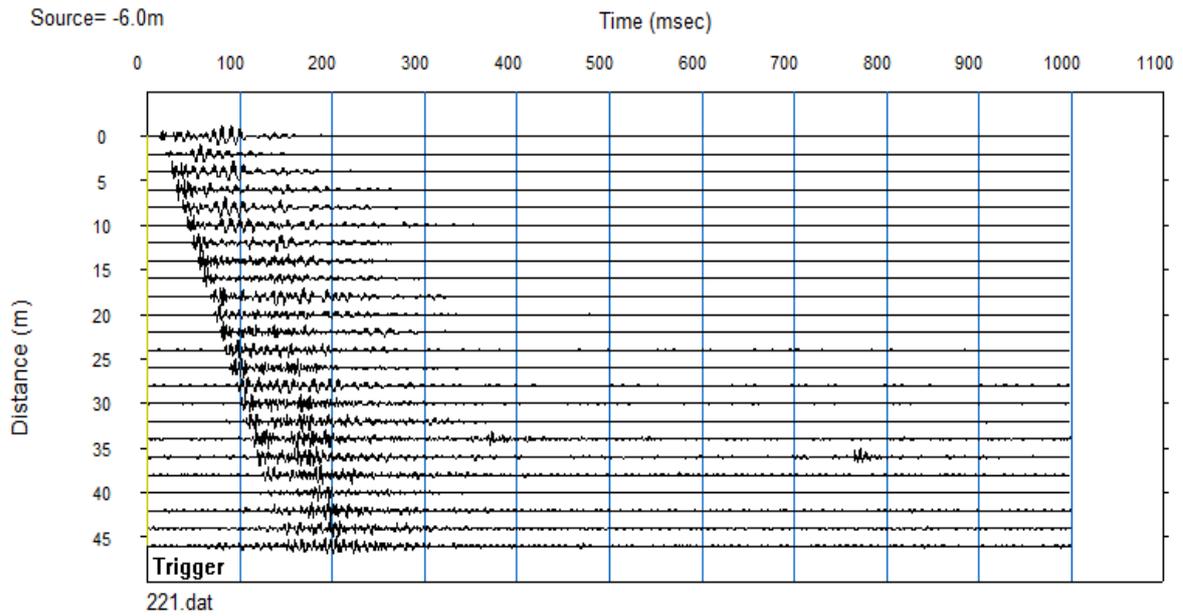
Sebelum melakukan pukulan, harus disesuaikan dulu *sourceny* dengan mengklik *geom* (Gambar 6). Setelah sesuai baru bisa memukul, tapi saat terjadi pukulan diusahakan sesuai dengan software dengan mengklik *do survey* kemudian klik *arm* sehingga muncul warna hijau dan barulah bisa dipukul.



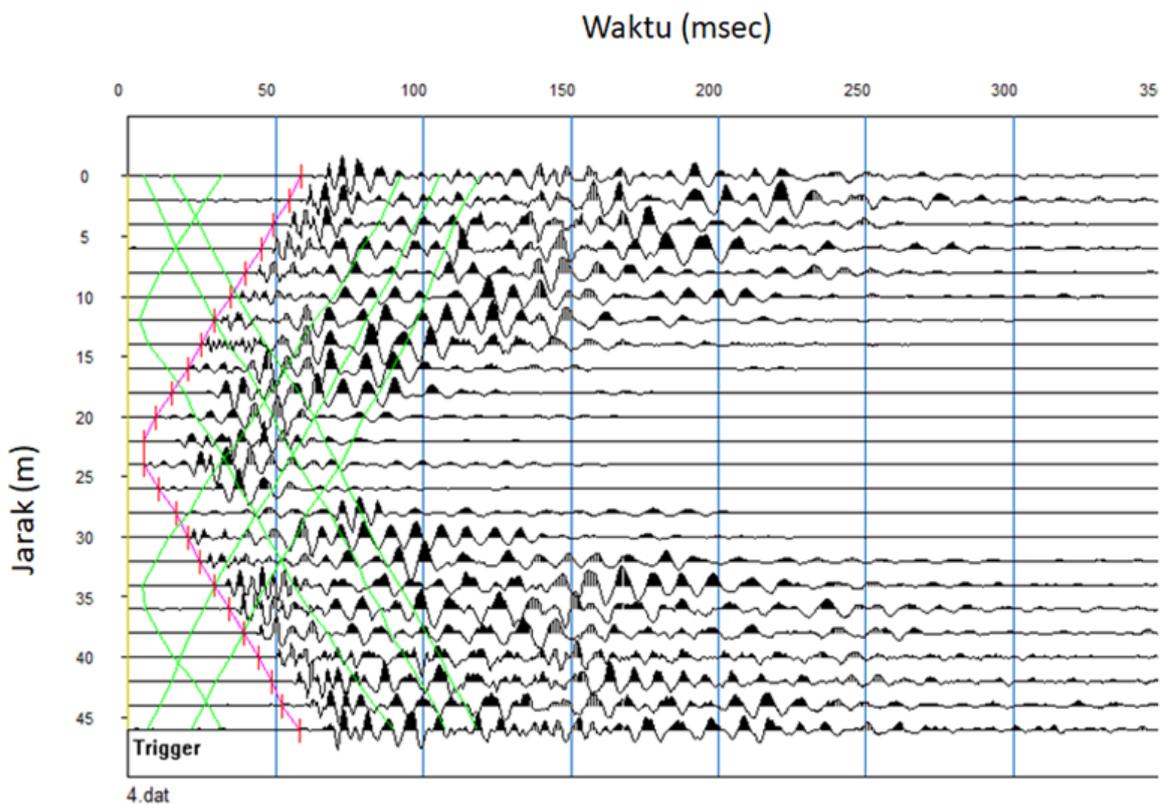
GAMBAR 6. A) Alat Saat Akan di Pukul, b) Alat Telah Merekam Gelombang.

### Pengolahan Data

Data yang telah didapatkan diolah menggunakan *software seismager* dengan format data dari lapangan yaitu (.dat). Dalam *software seismager* ini terdapat beberapa bagian didalamnya yaitu: pertama, data dari lapangan diolah dengan menggunakan *pickwin* (*Pick First Breaks or Dispersion curves*) untuk menentukan *first break* pada gelombang.

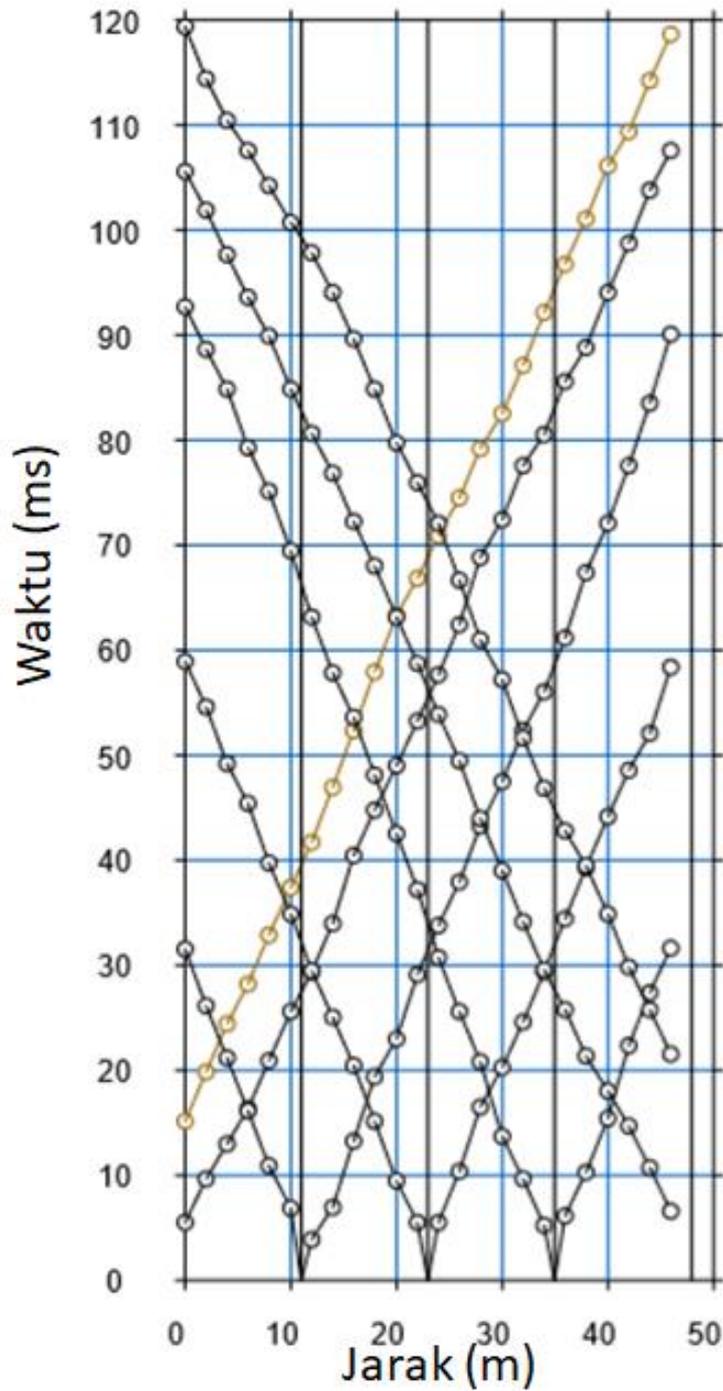


GAMBAR 7. Data Gelombang Pertama Sebelum di *Picking*.

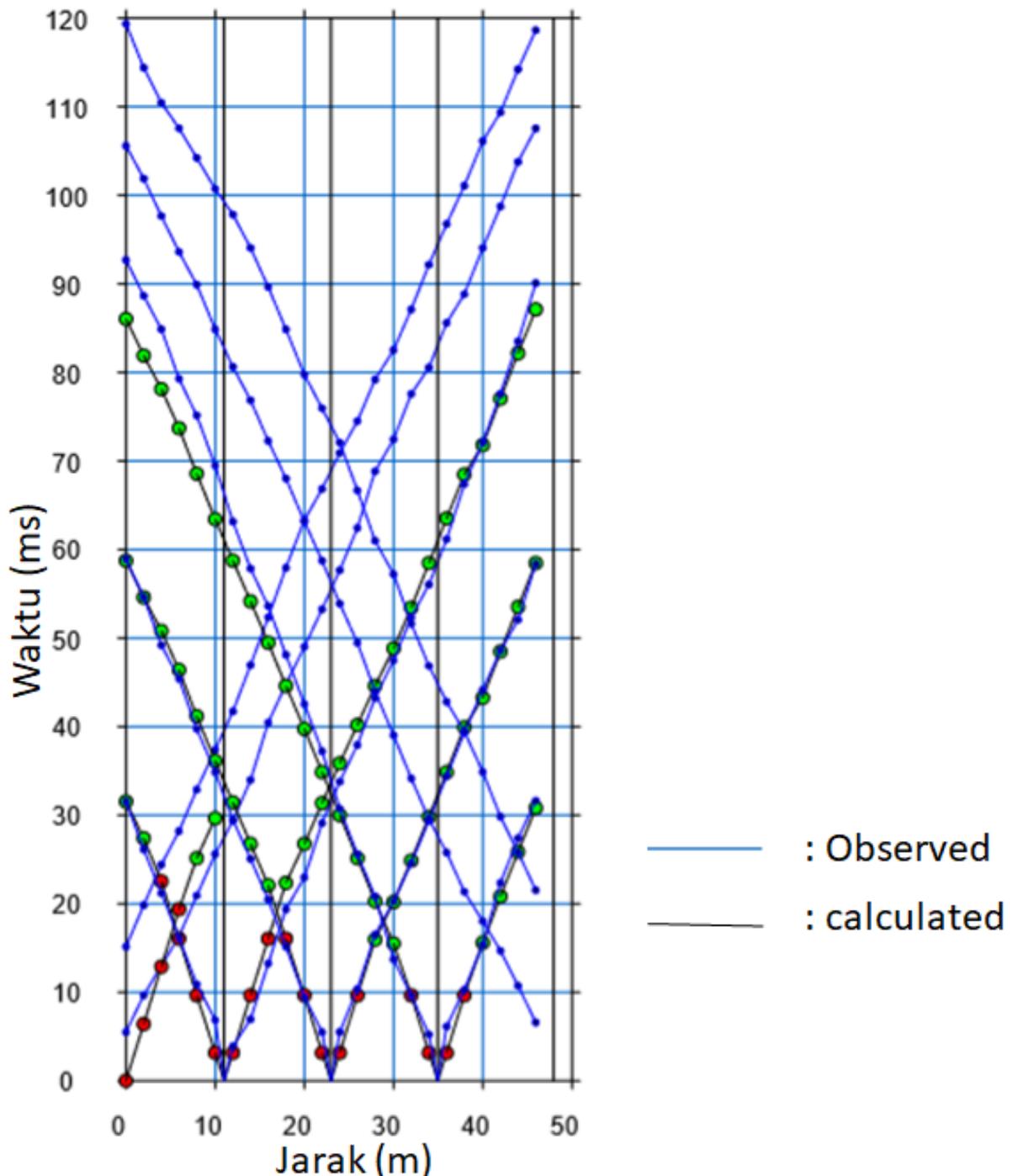


GAMBAR 8. Gelombang yang Sudah di *Picking*.

Pada Gambar 7 dan Gambar 8 merupakan gelombang seismik sebelum dan sesudah di *picking*. Garis warna merah merupakan data *firstbreak* yang aktif dan garis warna hijau merupakan data *traveltime*. Setelah selesai *picking* data, selanjutnya data diedit menggunakan *plotrefa* (*refraction* analisis) yang datanya berupa grafik jarak terhadap waktu.

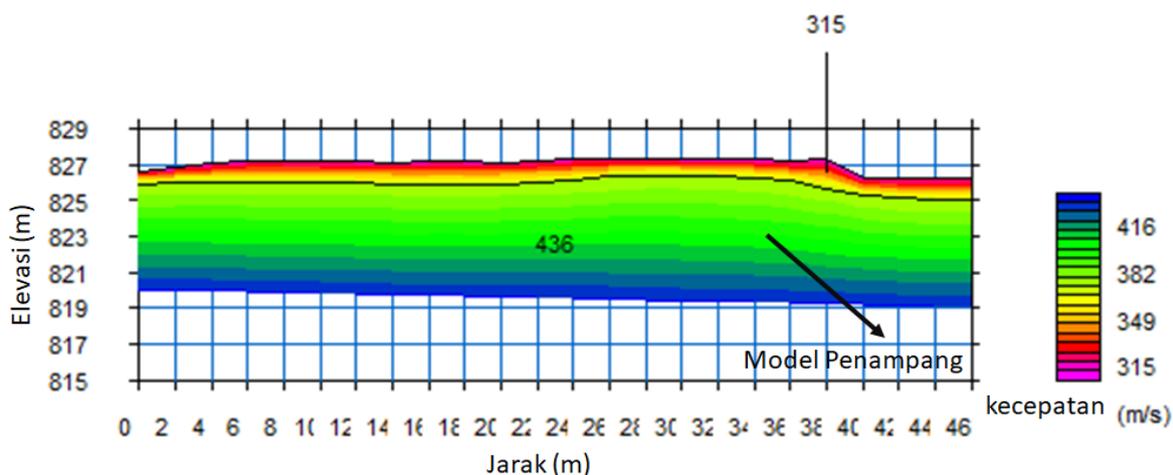


GAMBAR 9. Plot *firstbreak* dengan kurva jarak terhadap waktu, (kurva *traveltime*).



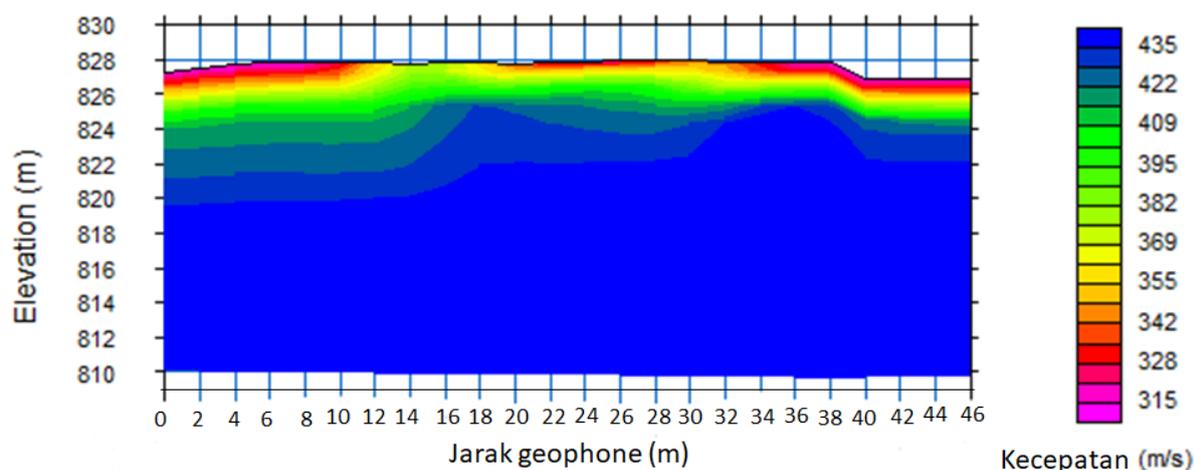
GAMBAR 10. Kurva *Traveltime* Setelah di *Inversi* dan di Belokan.

Gambar 9 dan Gambar 10 merupakan kurva *traveltime* hasil dari plot nilai *firstbreak* terhadap jarak. sebelum di *inversi* data dimasukan elevasi agar citra penampang lebih bagus. setelah dimasukan elevasi, kemudian untuk mengetahui kecepatan gelombang pada lapisan dilakukan *inversi* dengan menentukan layer dan menentukan arah beloknya, setelah itu di *inversi* dan menghasilkan penampang 2 lapisan.



GAMBAR 11. Penampang Hasil Inversi Kurva Traveltime dan Elevasi Daerah Penelitian.

Untuk menghasilkan penampang bawah permukaan yang lebih baik, perlu diinversi kembali hingga hasilnya gelombang P pada penampang lebih halus seperti Gambar 12.



GAMBAR 12. Model Penampang Bawah Permukaan Setelah di Inversi Dengan Software Plotrefa.

### HASIL DAN PEMBAHASAN

Pada pengambilan data kali ini bertujuan selain sebagai praktek juga untuk menentukan lapisan tanah timbun dikawasan LIPI – Bandung. Pengambilan data dilakukan dengan menggunakan alat *geometric es* – 3000 dan software interpretasinya yaitu *seismager*. Data yang masuk pada alat seismik refraksi tersebut dilakukan editing geometri agar data dapat terbaca. Data lapangan ditampilkan berupa penampang seismik seperti Gambar 7. data penampang seismik tersebut difilter terlebih dahulu sebelum dipicking. Picking data dilakukan menggunakan software pickwin bagian dari *seismager*, dari hasil rekaman gelombang seismik yang telah di picking (Gambar 8) dapat dilihat bahwa gelombang akan merambat dengan cepat tepat pada saat *shoot point* dan akan merambat sangat lama ketika menjauhi *shot point*. Pada saat picking data, waktu penerimaan gelombang tidak lebih dari 120 msec. hal ini karena lintasan yang digunakan hanya 46 m dengan jarak antar geophone 2m maka saat waktu first breaks nya lebih dari 120 msec kecepatan  $V_1$  akan lebih besar dari  $V_2$ .

Hasil picking antar shoot point akan menjadi nilai traveltime yang nantinya akan menjadi kurva traveltime (Gambar 9). Kurva travel time ini sesuai dengan lintasannya yaitu memiliki Panjang lintasan 46 meter dengan 2 phantom shoot di awal dan di akhir. Hasil kurva travel time tersebut kemudian di inversi dengan menggunakan metode hagiwara. Metode ini merupakan metode untuk menampilkan

penampang bawah permukaan berdasarkan nilai cepat rambat gelombang. Metode ini merupakan turunan dari metode delay time, untuk mencari nilai ketinggian hp dari selisih nilai travelttime yang kemudian menghasilkan bentuk penampang (Gambar 10).

Dari pengambilan data ini dihasilkan penampang 2 lapisan yang memiliki kecepatan  $v_1 = 315$  dan  $v_2 = 436$  (Gambar 11). Berdasarkan penampang model 2D (Gambar 12), dapat diketahui nilai rambat gelombang p pada penampang vertikal sepanjang lintasan dengan cepat rambat gelombang p mulai dari 315 – 435 m/sec. pada lapisan warna pertama memiliki kecepatan gelombang sekitar 315 – 342 m/s, lapisan warna kedua memiliki kecepatan gelombang 355 – 382 m/s, dan lapisan warna ketiga memiliki kecepatan 359 – 422 m/s dan lapisan tebal lebih dari 435.

**TABEL 2.** Klarifikasi Litologi Tanah Berdasarkan Kecepatan Gelombang P  
(Nurdiyanto, et al. 2011).

No	Kedalaman Lapisan (Meter)	$V_p$ (M/S)	Litologi
1.	0 – 5 M	200 – 700	Soil
2.	0 – 5 M	700- 1100	Granodiorit Lapuk Kuat
3.	0 – 15 M	1100 - 1770	Granodiorit Lapuk Lemah
5.	>70 M	> 1770	Granodiorit Segar

Pada penampang bawah permukaan (**Gambar 12**) lebih terlihat jelas jenis lapisan yang terdapat pada daerah penelitian. Pada sepanjang lintasan 0 – 46 m, memiliki jenis lapisan yang berbeda-beda dengan kedalaman sekitar 5 m. Dari kecepatan gelombangnya (**Tabel 2**) dapat ditentukan bahwa daerah sekitar itu memiliki jenis tanah top soil bahan lapuk. Tanah jenis ini dapat dikatakan tanah timbun karena formasi lapisannya yang tidak stabil sedangkan gambar yang berwarna biru merupakan jenis tanah yang stabil. Maka tanah timbun yang teridentifikasi di Kawasan LIPI – Bandung ini memiliki kedalaman sekitar 5 meter dengan Panjang lintasan 46 meter

## KESIMPULAN

Dari hasil akuisisi dan interpretasi data seismik refraksi yang dilakukan di Kawasan LIPI - Bandung Bandung (Jl. Sangkuriang, Dago, Coblong, Dago, Kecamatan Coblong, Kota Bandung) dapat disimpulkan bahwa kecepatan gelombang P saat melewati lapisan pertama sekitar 315 – 400 m/s. Lapisan ini merupakan lapisan tanah jenis *top soil* bahan lapuk. Formasi penyusun tanah ini tidak stabil dan cenderung baru, maka tanah jenis ini dapat dikatakan tanah timbunan yang tersebar sepanjang lintasan 0 – 46 m dan memiliki kedalaman sekitar 5 m.

## REFERENSI

- Adnyawati, N. K., Efendi, R. & S. (2012). Analisis Struktur Bawah Permukaan Dengan Menggunakan Metode Seismik Refraksi di Universitas Tadulako. *Jurnal Natural Science*, 1. 17-26.
- Hudha, S. N. et al. (2014). Penentuan Struktur Bawah Permukaan Dengan Menggunakan Metode Seismik Refraksi Dilapangan Panas Bumi Diwak dan Derekan, Kecamatan Bergas, Kabupaten Semarang. *Youngster Physics Journal*, 3(3), 263-268.
- Kiswarasari, P. (2013). Aplikasi Metode Seismik Refraksi untuk Mendeteksi Potensi Longsor di Desa Deliksari Kecamatan Gunungpati Semarang. *Thesis*. Universitas Negeri Semarang.
- Nurcandra, N., D. & Koesuma, S. (2013). Penentuan Tingkat Kekerasan Batuan Menggunakan Metode Seismik Refraksi di Jatikuwung Karanganyar. *Indonesia Journal of Applied Physics*, 3(1). 1-29.
- Nurdiyanto, B. et al. (2011). Penentuan Tingkat Kekerasan Batuan Menggunakan Metode Seismik Refraksi. *Jurnal Meteorologi dan Geofisika*, 12(3). 211-220.

- Perangin-angin, G. (2009). Studi Potensi Tanah Timbun Sebagai Material Kontruksi Tanggul Pada Ruas Jalan Negara Liwa- Ranau Di Kabupaten Lampung Barat. *Jurnal Sipil dan Perencanaan*, 13(2),141-146.
- Purnomo, A., P. Rosyidin, S. A. & Widianti, A. (2008). Investigasi Sub-Permukaan Tanah untuk Perencanaan Jalan Menggunakan Survai Pembiasan Seismik. *Simposium XI FSTPT, Universitas Diponegoro Semarang*.
- Refrizon, Suwarsono, & Yudiansyah, H. (2008). Penentuan Struktur Bawah Permukaan Daerah Pantai Panjang Kota Bengkulu Dengan Metode Seismik Refraksi. *Gradien*, 4(2), 337–341.
- Sismanto. (1999). *Eksplorasi Dengan Menggunakan Seismik Refraksi*. Yogyakarta : Gajah Mada University Press.
- Telford, WM, Geldart,LP, & Sheriff, RE. 1991. *Applied geophysics*. New York : Cambridge university press.
- Wahyuningsih, S., Yuliyanto, G. & Nurwidyanto, M. I. (2006). Interpretasi Data Seismik Refraksi Menggunakan Metode Reciprocal Hawkins dan Software SRIM (Studi Kasus daerah Sioux Park, Rapid City, South Dakota, USA). *Berkala Fisika*, 9(4). 177-184.