

PENENTUAN STRUKTUR BAWAH PERMUKAAN DENGAN MENGUNAKAN METODE SEISMIK REFRAKSI DI DESA PLERET, KECAMATAN PLERET, KABUPATEN BANTUL

Arista Uniek Kartika¹, Gatot Yuliyanto¹, Udi Harmoko¹

¹) Laboratorium Geofisika Jurusan Fisika, Universitas Diponegoro, Semarang, 2007

ABSTRACT

A research of refraction seismic methods in Pleret village, Pleret, Bantul District, DIY has been done on June 18 to 19, 2007 with Geometrics Model ES-3000 seismic refraction instrument with 5 geophone. This research in order to determination the sub surface structure of Pleret village in coordinate easting from 435160 UTM until 435543 UTM and northing from 9130653 UTM until 9131299 UTM.

In this aquisition data, the travel time data was a distance function. Processing and interpretation data used Intercept Time method. Intercept Time method used value of intercept time concept from travel time curve.

This interpretation which resulted P wave velocities and layer rocks thickness in two-lines which scattered in area of survey. The result of interpretation shows that in the survey area consist of two layers, e.i: the first layer is represent land mound with velocity of line-1 is 235.849 m/s – 446.429 m/s and velocity of line-2 is 192.306 m/s – 304.876 m/s and the thickness is in range of 3 m until 5 m. While the second layer with velocity of line-1 is 748.503 m/s – 2118.644 m/s and velocity of line-2 is 726.744 m/s – 1506.024 m/s is interpreted as clay stone layer, sand (dry, having the pass character).

Key words: sub surface structure, seismic refraction, Intercept Time method, Pleret.

INTI SARI

Telah dilakukan penelitian menggunakan metode seismik refraksi di daerah Desa Pleret, Kecamatan Pleret, Kabupaten Bantul, Daerah Istimewa Yogyakarta. Penelitian ini bertujuan untuk menentukan struktur bawah permukaan Desa Pleret dengan batas koordinat *easting* antara 435160 UTM sampai 435543 UTM dan *northing* antara 9130653 UTM sampai 9131299 UTM. Pengambilan data lapangan dilakukan pada tanggal 18 sampai dengan 19 Juni 2007 dengan menggunakan alat seismik Geometrics Model ES-3000 dengan 5 *geophone*.

Data yang diperoleh berupa waktu rambat sebagai fungsi jarak. Data tersebut kemudian diolah menggunakan piranti lunak yaitu *Data Processing Software Pickwin* untuk memperoleh waktu tiba gelombang dari sumber menuju *geophone* (*first arrival time*). Dari pengolahan data tersebut kemudian diinterpretasi dengan menggunakan metode *Intercept Time*. Metode *Intercept Time* menggunakan konsep nilai *intercept time* dari kurva *travel time*.

Dari hasil interpretasi data ini diperoleh kecepatan perambatan gelombang P pada medium dan ketebalan lapisan batuan di dua lintasan yang tersebar di daerah penelitian. Hasil interpretasi menunjukkan litologi bawah permukaan daerah penelitian terdiri dari dua lapisan dengan lapisan pertama merupakan tanah urug dengan kecepatan gelombang pada lintasan pertama antara 235,849 m/s - 446,429 m/s dan pada lintasan kedua antara 192,306 m/s - 304,876 m/s serta mempunyai kedalaman 3 m sampai dengan 5 m. Pada lapisan kedua kecepatan gelombang pada lintasan pertama antara 748,503 m/s - 2118,644 m/s dan lintasan kedua antara 726,744 m/s - 1506,024 m/s diinterpretasikan sebagai batu lempung, pasir (kering, bersifat meluluskan).

Kata kunci: struktur bawah permukaan, seismik refraksi, metode *Intercept Time*, Pleret.

I PENDAHULUAN

Metode seismik refraksi merupakan salah satu metode geofisika untuk mengetahui penampang struktur bawah permukaan, merupakan salah satu metode untuk memberikan tambahan informasi yang diharapkan dapat menunjang penelitian lainnya. Metode ini mencoba menentukan kecepatan gelombang seismik yang menjalar di bawah permukaan. Metode seismik refraksi didasarkan pada sifat penjalaran gelombang yang mengalami refraksi dengan sudut kritis tertentu yaitu bila dalam perambatannya, gelombang tersebut melalui bidang batas yang memisahkan suatu lapisan dengan lapisan yang di bawahnya yang mempunyai kecepatan gelombang lebih besar. Parameter yang diamati adalah karakteristik waktu tiba gelombang pada masing-masing *geophone*.

Ada beberapa metode interpretasi dasar yang bisa digunakan dalam metode seismik refraksi, antara lain metode waktu tunda, metode *Intercept Time*, dan metode rekonstruksi muka gelombang (Raharjo, 2002). Pada perkembangan lebih lanjut, dikenal beberapa metode lain yang digunakan untuk menginterpretasikan bentuk topografi dari suatu bidang batas, antara lain metode *Time Plus Minus*, metode Hagiwara dan Matsuda, dan metode *Reciprocal* Hawkins. Untuk sistem

perlapisan yang cukup homogen dan relatif rata, metode *Intercept Time* mampu memberikan hasil yang memadai atau yang dapat diartikan dengan kesalahan relatif kecil (Sismanto, 1999). Dalam penelitian ini, pemodelan struktur lapisan bawah permukaan dilakukan dengan menggunakan metode *Intercept Time*.

Daerah penelitian adalah daerah Pleret, Kabupaten Bantul, Yogyakarta, terletak di bagian Selatan Yogyakarta (gambar 1). Secara geografis, Kabupaten Bantul terletak pada koordinat easting antara 412823 UTM sampai 446982 UTM dan northing antara 9114841 UTM sampai 9144978 UTM. Di sebelah timur berbatasan dengan Kabupaten Gunungkidul, di sebelah utara berbatasan dengan Kota Yogyakarta dan Kabupaten Sleman, di sebelah barat berbatasan dengan Kabupaten Kulon Progo, dan di sebelah selatan berbatasan dengan Samudra Indonesia (<http://www.bantul.go.id/>). Desa Pleret merupakan salah satu wilayah di Kabupaten Bantul yang mengalami kerusakan akibat gempa Yogyakarta pada tanggal 27 Mei 2006 yang kemudian mendorong penulis untuk mengadakan penelitian struktur bawah permukaan dengan metode seismik refraksi di Desa Pleret, Kecamatan Pleret, Kabupaten Bantul.



Gambar 1 Peta Kabupaten Bantul, Yogyakarta

Secara geomorfologis, Yogyakarta terbagi menjadi enam satuan geomorfologi yaitu satuan dataran, satuan perbukitan rendah, satuan perbukitan sedang, satuan perbukitan tinggi (pegunungan), satuan kaki lereng Gunung Merapi dan satuan tubuh Gunung Merapi. Kondisi geomorfologi ini dipengaruhi oleh aktivitas-aktivitas endogen dan eksogen yang terjadi, sedangkan ditinjau dari stratigrafi, daerah Bantul termasuk daerah Pegunungan Selatan Jawa yang terdiri dari Formasi Semilir, Formasi Kepek, Formasi Wonosari dan Formasi Sentolo (Rahardjo,1995).

II DASAR TEORI

II.1 GELOMBANG SEISMIK

Gelombang seismik adalah gelombang elastik yang merambat dalam bumi. Bumi sebagai medium gelombang terdiri dari beberapa lapisan batuan yang antar satu lapisan dengan lapisan lainnya mempunyai sifat fisis yang berbeda. Ketidak-kontinuan sifat medium ini menyebabkan gelombang seismik yang merambatkan sebagian energinya dan akan dipantulkan serta sebagian energi lainnya akan diteruskan ke medium di bawahnya (Telford dkk, 1976).

Suatu sumber energi dapat menimbulkan bermacam-macam gelombang, masing-masing merambat dengan cara yang berbeda. Gelombang seismik dapat dibedakan menjadi dua tipe yaitu:

1. Gelombang badan (*body waves*) yang terdiri dari gelombang longitudinal (gelombang P) dan gelombang transversal (gelombang S). Gelombang ini merambat ke seluruh lapisan bumi.
2. Gelombang permukaan (*surface waves*) yang terdiri dari gelombang Love, gelombang Raleygh dan gelombang Stoneley. Gelombang ini hanya merambat pada beberapa lapisan bumi, sehingga pada

survei seismik refleksi (survei seismik dalam) gelombang ini tidak digunakan.

II.2 SEISMIK REFRAKSI

Metode seismik dikategorikan ke dalam dua bagian yaitu seismik refraksi (seismik bias) dan seismik refleksi (seismik pantul). Dalam penulisan ini metode yang dibahas hanya sebatas metode seismik refraksi. Dalam metode seismik refraksi, yang diukur adalah waktu tempuh dari gelombang dari sumber menuju *geophone*. Dari bentuk kurva waktu tempuh terhadap jarak, dapat ditafsirkan kondisi batuan di daerah penelitian.

Keterbatasan metode ini adalah tidak dapat dipergunakan pada daerah dengan kondisi geologi yang terlalu kompleks. Metode ini telah dipergunakan untuk mendeteksi perlapisan dangkal dan hasilnya cukup memuaskan. Menurut Sismanto (1999), asumsi dasar yang harus dipenuhi untuk penelitian perlapisan dangkal adalah:

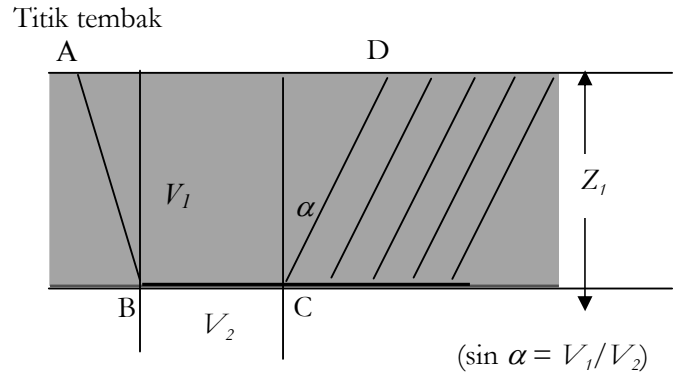
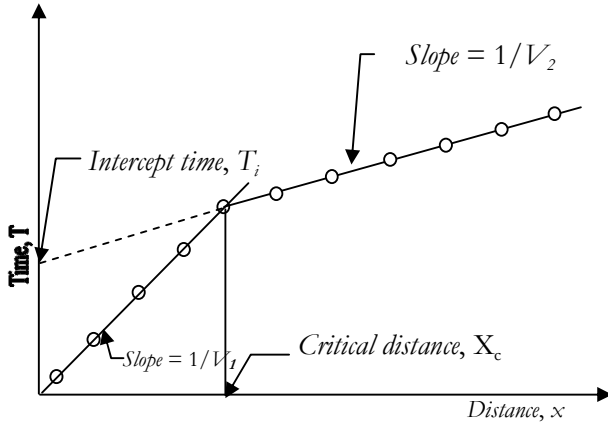
1. Medium bumi dianggap berlapis-lapis dan setiap lapisan menjalarkan gelombang seismik dengan kecepatan yang berbeda-beda.
2. Semakin bertambah kedalamannya, batuan lapisan akan semakin kompak.
3. Panjang gelombang seismik lebih kecil daripada ketebalan lapisan bumi.
4. Perambatan gelombang seismik dapat dipandang sebagai sinar, sehingga mematuhi hukum – hukum dasar lintasan sinar.
5. Pada bidang batas antar lapisan, gelombang seismik merambat dengan kecepatan pada lapisan dibawahnya.
6. Kecepatan gelombang bertambah dengan bertambahnya kedalaman.

Masalah utama dalam pekerjaan geofisika adalah membuat atau melakukan interpretasi hasil dari survei menjadi data bawah permukaan yang akurat. Data-data waktu dan jarak dari

kurva *travel time* diterjemahkan menjadi suatu penampang geofisika, dan akhirnya dijadikan menjadi penampang geologi. Secara umum metode interpretasi seismik refraksi dapat dikelompokkan menjadi tiga kelompok utama, yaitu *intercept time*, *delay time method* dan *wave front method* (Taib, 1984). Metode interpretasi yang paling mendasar dalam analisis data seismik refraksi adalah *intercept time* (Tjetjep, 1995).

II.3 METODE *INTERCEPT TIME*

Metode *Intercept Time* adalah metode T-X (waktu terhadap jarak) yang merupakan metode yang paling sederhana dan hasilnya cukup kasar, seperti yang digambarkan pada gambar (2a) (Sismanto, 1999).



Gambar 2 (a) Kurva *travel time* pada dua lapis sederhana dengan bidang batas parallel, (b) Sistem dua lapis sederhana dengan bidang batas parallel (Sismanto, 1999).

Waktu rambat gelombang bias pada gambar (2b) dapat diperoleh dengan persamaan (1).

$$T = \frac{AB + CD}{V_1} + \frac{BC}{V_2} \quad (1)$$

dengan T adalah waktu yang ditempuh gelombang seismik dari titik tembak (A) sampai ke *geophone* (D), AB adalah jarak dari titik A ke titik B, CD merupakan jarak dari titik C ke titik D, BC adalah jarak dari titik B ke titik C, V_1 adalah kecepatan gelombang pada lapisan 1 dan V_2 adalah kecepatan gelombang pada lapisan 2. Dari persamaan (1) dapat diperoleh persamaan (2a) sampai dengan persamaan (2c).

$$T = \frac{2z_1}{V_1 \cos \alpha} + \frac{x - 2z_1 \tan \alpha}{V_2} \quad (2a)$$

$$T = 2z_1 \left(\frac{1}{V_1 \cos \alpha} - \frac{\sin \alpha}{V_2 \cos \alpha} \right) + \frac{x}{V_2} \quad (2b)$$

$$T = 2z_1 \left(\frac{V_2 - V_1 \sin \alpha}{V_1 V_2 \cos \alpha} \right) + \frac{x}{V_2} \quad (2c)$$

dengan z_1 adalah kedalaman pada lapisan 1, α adalah sudut antara garis gelombang datang dengan garis normal serta dapat diartikan sudut antara garis gelombang bias dengan garis normal dan variabel x adalah jarak antara titik tembak (A) dengan *geophone* (D).

Berdasarkan hukum Snellius bahwa pada sudut kritis berlaku $\sin \alpha = V_1/V_2$, sehingga persamaan (2c) dapat dituliskan menjadi persamaan (3a) sampai dengan persamaan (3d).

$$T = 2z_1 V_1 \left(\frac{1}{V_1 V_2 \cos \alpha} - \frac{\sin \alpha}{V_1 V_2 \cos \alpha} \right) + \frac{x}{V_2} \quad (3a)$$

$$T = 2z_1 V_1 \left(\frac{1 - \sin^2 \alpha}{V_1 V_2 \sin \alpha \cdot \cos \alpha} \right) + \frac{x}{V_2} \quad (3b)$$

$$T = \frac{2z_1 \cos^2 \alpha}{V_2 \sin \alpha \cdot \cos \alpha} + \frac{x}{V_2} \quad (3c)$$

$$T = \frac{2z_1 \cos \alpha}{V_1} + \frac{x}{V_2} \quad (3d)$$

Bila $x = 0$ maka akan diperoleh T_i ($x = 0$) dan nilai tersebut dapat dibaca pada kurva waktu terhadap jarak yang disebut sebagai *intercept time*. Kecepatan gelombang lapisan pertama dapat dihitung langsung, sedangkan untuk kecepatan gelombang lapisan kedua diperoleh dari *slope* gelombang bias pertama. Kedalaman lapisan pertama ditentukan dengan menuliskan persamaan diatas menjadi persamaan (4):

$$\tilde{z}_1 = \frac{T_i V_1}{2 \cos \alpha} \quad (4)$$

dengan T_i disebut dengan *intercept time*. Apabila $\alpha = \sin^{-1}(V_1/V_2)$, maka persamaan (4) dapat dituliskan kembali menjadi persamaan (5):

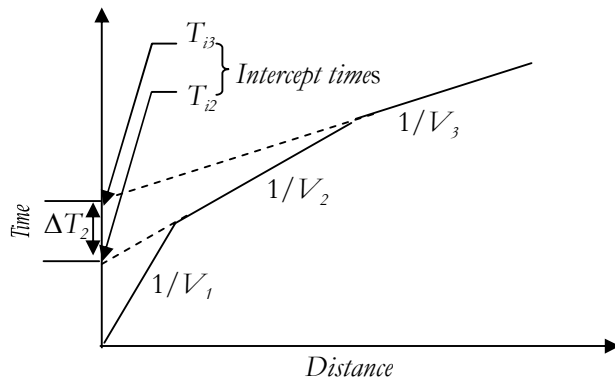
$$T = \frac{T_i V_1}{2 \cos \left(\sin^{-1} \frac{V_1}{V_2} \right)} \quad (5)$$

Jika $\cos \alpha = ((V_2^2 - V_1^2)^{1/2})/V_2$, maka dapat pula dituliskan sebagai persamaan (6):

$$\tilde{z}_1 = \frac{T_i V_1 V_2}{2 \sqrt{V_2^2 - V_1^2}} \quad (6)$$

Dengan menggunakan data waktu terhadap jarak pada gambar (3), dapat dihitung kedalaman atau ketebalan lapisan pertama melalui persamaan (7).

$$\tilde{z}_1 = \frac{T_{i2} V_1}{2 \cos \left(\sin^{-1} \frac{V_1}{V_2} \right)} + \frac{1}{2} (\text{kedalaman sumber}) \quad (7)$$



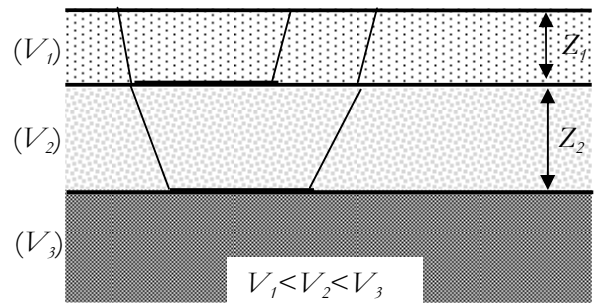
Gambar 3 Kurva *travel time* pada sistem banyak lapis dengan V_1 adalah kecepatan gelombang pada lapisan pertama dan V_2 adalah kecepatan gelombang pada lapisan kedua (Sismanto,1999).

dengan T_{i2} merupakan *intercept time* pada gelombang bias yang pertama. Penambahan suku terakhir adalah apabila sumber gelombang

seismik ditanam kedalam lapisan pertama. Apabila sumber gelombangnya ada di permukaan maka suku terakhir ini bernilai nol. Untuk ketebalan lapisan kedua akan didapatkan suatu persamaan (8).

$$\tilde{z}_2 = \left[\frac{T_{i3} - \left\{ T_{i2} \frac{\cos \left(\sin^{-1} \frac{V_1}{V_3} \right)}{\cos \left(\sin^{-1} \frac{V_1}{V_2} \right)} \right\}}{2 \cos \left(\sin^{-1} \frac{V_2}{V_3} \right)} \right] x V_2 \quad (8)$$

dengan T_{i3} adalah *intercept time* pada gelombang bias yang kedua maka persamaan (7) dan persamaan (8) dapat diperoleh suatu ketebalan lapisan bawah permukaan yang dapat dilihat pada gambar (4) (Sismanto,1999).

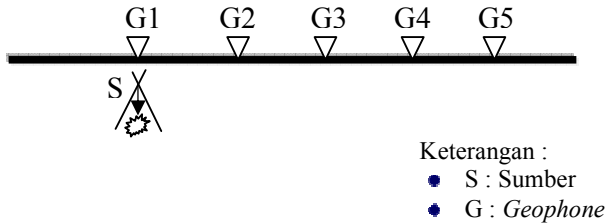


Gambar 4 Skema sistem banyak lapis, dengan V_1 adalah kecepatan gelombang pada lapisan pertama, V_2 adalah kecepatan gelombang pada lapisan kedua, V_3 adalah kecepatan gelombang pada lapisan ketiga, \tilde{z}_1 adalah kedalaman pada lapisan pertama, dan \tilde{z}_2 adalah kedalaman pada lapisan kedua (Sismanto, 1999).

III METODE PENELITIAN

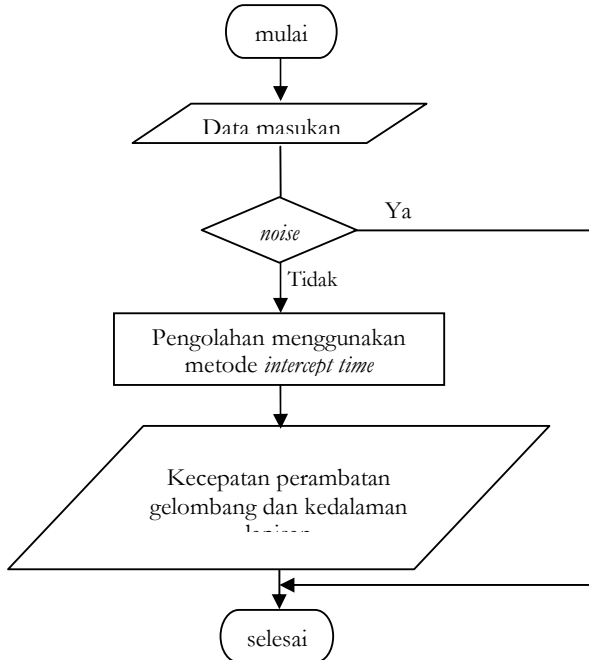
Metode penelitian yang digunakan adalah metode seismik refraksi untuk menghitung kecepatan rambat gelombang seismik dan kedalaman masing-masing lapisan yang diturunkan dari kurva *travel time* sehingga akan didapatkan model struktur bawah permukaan.

Dalam survei ini dilakukan penembakan pada arah maju dengan konfigurasi garis lurus (gambar 5).



Gambar 5 Metode pengambilan data dengan tembakan maju

Dengan alur pengolahan data tersebut dapat dilihat pada gambar (6)



Gambar 6 Diagram alir pengolahan data

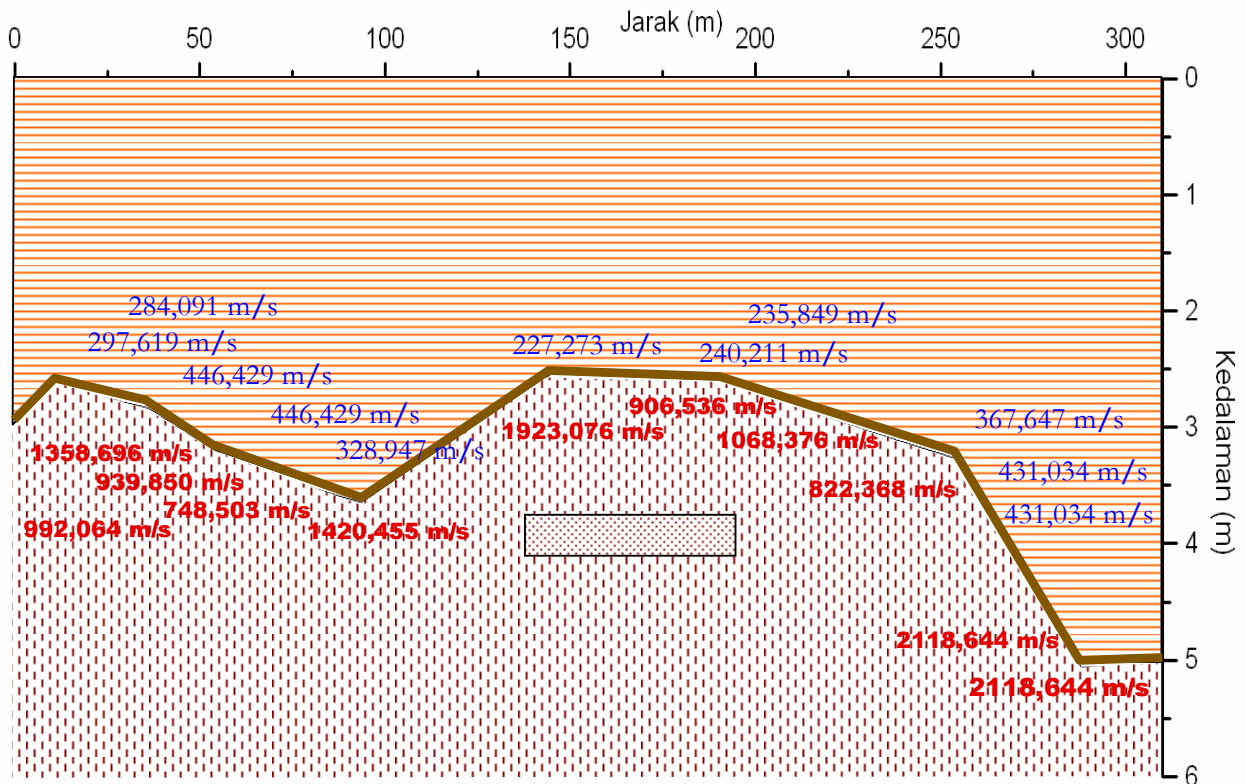
IV HASIL DAN DISKUSI

Daerah penelitian yang digunakan sebagai lintasan survei termasuk dalam wilayah Kecamatan Pleret, Kabupaten Bantul, Daerah

Istimewa Yogyakarta. Survei dilakukan pada dua lintasan survei yang datar. Dari data lapangan maka didapatkan data *travel time* gelombang seismik. Data tersebut kemudian diplot ke dalam kurva *travel time* dan dianalisis nilai *travel timenya*.

Hasil dari perhitungan gelombang seismik menggunakan metode *Intercept Time* akan didapatkan nilai kedalaman lapisan pertama pada dua lintasan survei tersebut. Kecepatan gelombang seismik pada lapisan pertama dan kecepatan gelombang seismik pada lapisan kedua serta didapatkan dari kurva *travel time*. Pengolahan data dilakukan menggunakan metode *Intercept Time* sehingga dapat dimodelkan penampang bawah permukaan untuk setiap lintasan. Dengan permodelan penampang bawah permukaan maka akan didapat perbedaan kecepatan gelombang pada lapisan pertama (V_1), kecepatan gelombang pada lapisan kedua (V_2) serta kedalaman pada setiap lintasan. Gambar (7) menunjukkan model penampang bawah permukaan beserta perbedaan kecepatan gelombang pada setiap lapisan pada lintasan pertama.

Model Penampang Bawah Permukaan pada Lintasan 1



Gambar 7 Model penampang bawah permukaan beserta perbedaan kecepatan gelombang pada setiap lapisan pada lintasan pertama

Dari hasil perhitungan dengan metode *Intercept Time* akan didapatkan litologi batuan

bawah permukaan pada lintasan pertama yang ditunjukkan pada tabel (1).

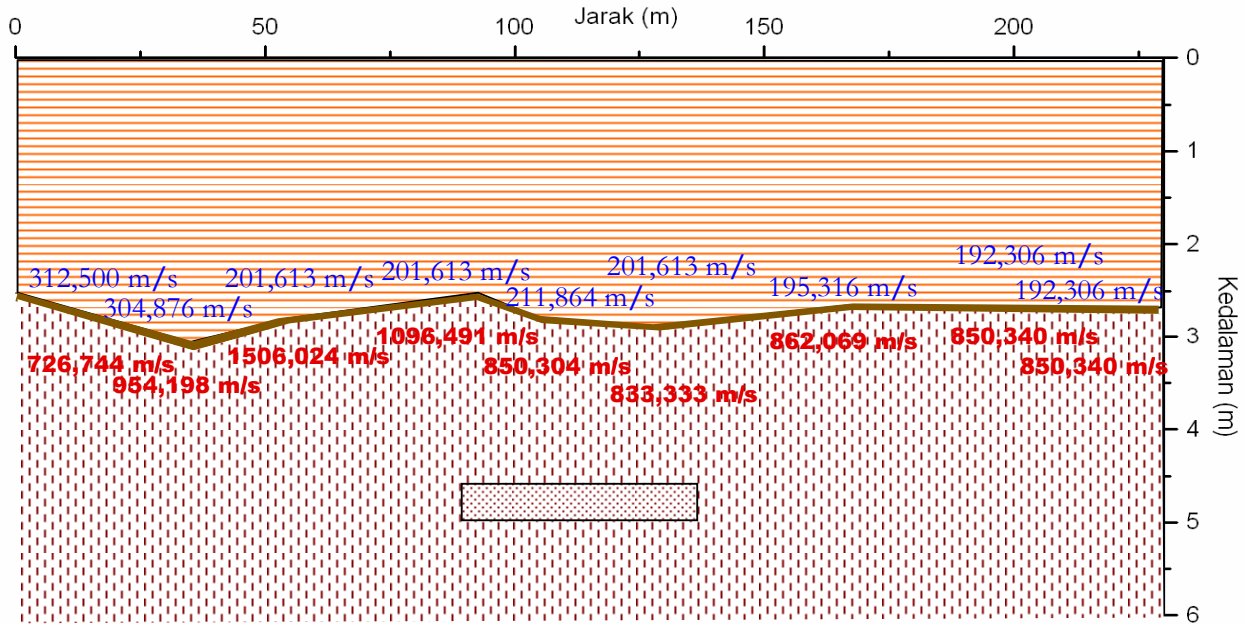
Tabel 1 Litologi batuan bawah permukaan berdasarkan hasil perhitungan metode *Intercept Time* pada lintasan pertama

Lapisan	Rentang nilai	Jenis Batuan perkiraan	Kedalaman
1	$V_1 = 235,849 \text{ m/s} - 446,429 \text{ m/s}$	Tanah urug	$z = 3 - 5 \text{ m}$
2	$V_2 = 748,503 \text{ m/s} - 2118,644 \text{ m/s}$	Lempung berbatu kerikil	$> 5 \text{ m}$

Pada gambar (8) memperlihatkan model penampang bawah permukaan beserta

perbedaan kecepatan gelombang pada setiap lapisan pada lintasan kedua.

Model Penampang Bawah Permukaan pada Lintasan 2



Gambar 8 Model penampang bawah permukaan beserta perbedaan kecepatan gelombang pada setiap lapisan pada lintasan kedua

Dari hasil perhitungan dengan metode *Intercept Time* akan didapatkan litologi batuan

bawah permukaan pada lintasan kedua yang ditunjukkan pada tabel (2).

Tabel 2 Litologi batuan bawah permukaan berdasarkan hasil perhitungan metode *Intercept Time* pada lintasan kedua

Lapisan	Rentang nilai	Jenis Batuan perkiraan	Kedalaman
1	$V_1 = 192,306 \text{ m/s} - 304,876 \text{ m/s}$	Tanah urug	$z_1 = 2,5 \text{ m} - 3,5 \text{ m}$
2	$V_2 = 726,744 \text{ m/s} - 1506,024 \text{ m/s}$	Lempung berbatu kerikil	$> 3,5 \text{ m}$

V KESIMPULAN

Hasil pengolahan data dengan metode *Intercept Time* diperoleh model struktur bawah permukaan. Pada lintasan pertama mempunyai kecepatan gelombang di lapisan pertama berkisar 235,849 m/s - 46,429 m/s dengan kedalaman antara 3-5 m dan kecepatan gelombang di lapisan kedua antara 748,503 m/s - 2118,644 m/s dengan kedalaman $> 5\text{m}$. Pada lintasan kedua mempunyai kecepatan gelombang di lapisan pertama antara 192,306

m/s - 304,876 m/s dengan kedalaman antara 2,5-3,5 m dan kecepatan gelombang di lapisan kedua antara 726,744 m/s - 1506,024 m/s dengan kedalaman $> 3,5 \text{ m}$. Litologi batuan bawah permukaan pada lintasan pertama dan lintasan kedua adalah pada lapisan pertama berupa batuan yang tersusun dari tanah urug dan pada lapisan kedua berupa lempung berbatu kerikil.

VI SARAN

Setelah melihat hasil-hasil dari penelitian, maka perlu adanya saran untuk kelanjutan penelitian ini di masa yang akan datang agar lebih baik antara lain:

1. Untuk lebih menambah referensi sebaiknya dilakukan adanya penembakan arah mundur.
2. Oleh karena keterbatasan jumlah geophone, penelitian yang bertahap hendaknya diperhatikan jangkauan dari geophone tersebut
3. Untuk membandingkan hasil litologi batuan bawah permukaan perlu adanya pengujian batuan lebih lanjut.
4. Penelitian dapat dilaksanakan dengan menambah jumlah lintasan agar dapat memperluas daerah penelitian.

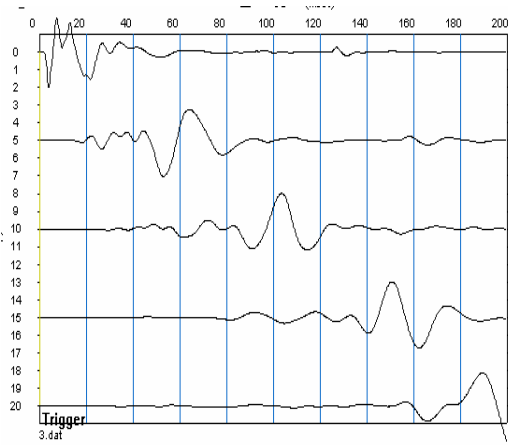
VII UCAPAN TERIMA KASIH

Ucapan terima kasih penulis ucapkan kepada Laboratorium Geofisika, Jurusan Fisika, Universitas Diponegoro atas dukungan dalam penelitian ini. Penulis juga ucapkan terima kasih kepada teman-teman Geofisika, Universitas Diponegoro yang telah membantu dalam pengambilan data di lapangan serta orang-orang yang telah mendukung dalam penulisan ini.

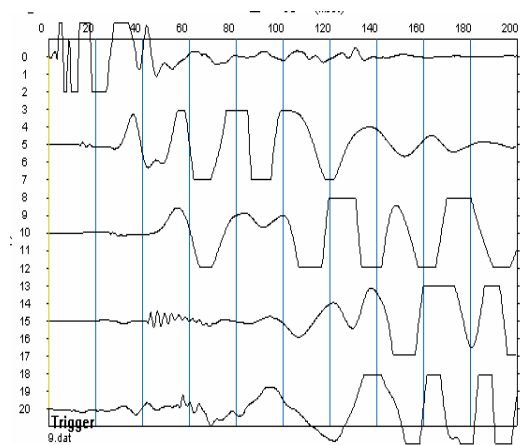
DAFTAR PUSTAKA

- Rahardjo, W. dan Surono, dkk, 1992, *Peta Geologi*, Yogyakarta.
- Raharjo, S.A., 2002, *Analisis Kecepatan Perambatan Gelombang Bias pada Medium dan Faktor Kualitas Medium di Lereng Barat Gunung Merapi*, Yogyakarta, Skripsi S-1 Universitas Gajah Mada.
- Sismanto, 1999, *Eksplorasi dengan Menggunakan Seismik Refraksi*, Yogyakarta : Gajah Mada University Press.

- Taib, M.I.T., 1985, *Engineering Seismology*, Bandung : Institut Teknologi Bandung Press (tidak dipublikasikan).
- Telford, M.W., Geldart, L.P., Sheriff, R.E, Keys,D.A., 1976, *Applied Geophysics*, New York, Cambridge University Press.
- Tjetjep, 1995, *Model Simulasi Struktur Multi Lapisan dari Data Seismik Refraksi dengan Menggunakan Metode Time Plus Minus*, Bandung, Skripsi S-1 Geofisika Institut Teknologi Bandung.

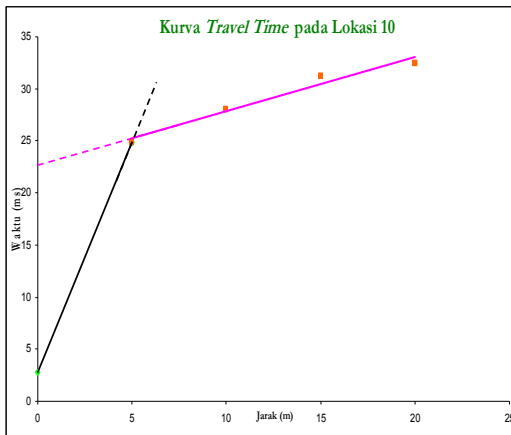


(a)

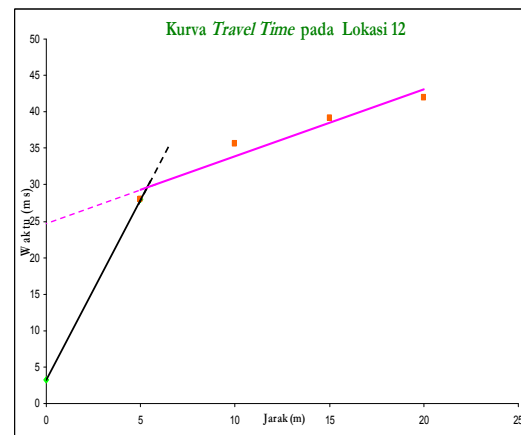


(b)

Gambar 9 Record seismik (a) pada lokasi ke-10 di linsan pertama (b) pada lokasi ke-12 di lintasan kedua

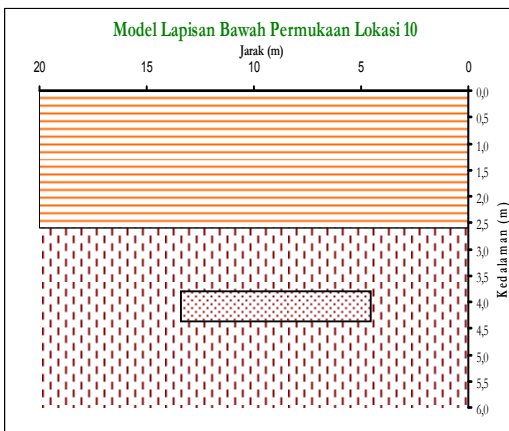


(a)

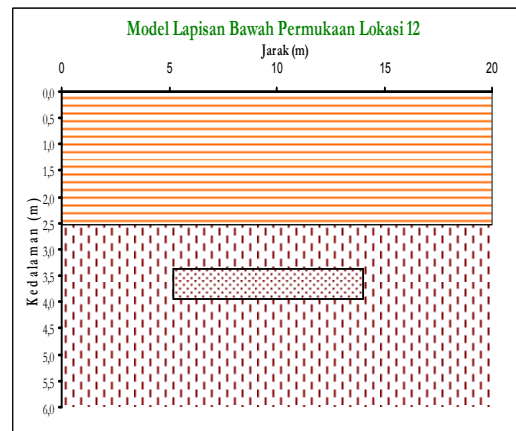


(b)

Gambar 10 Kurva *Travel Time* (a) pada lokasi ke-10 di linsan pertama (b) pada lokasi ke-12 di lintasan kedua



(a)



(b)

Gambar 11 Model struktur bawah permukaan (a) pada lokasi ke-10 di linsan pertama (b) pada lokasi ke-12 di lintasan kedua