

UJI KINERJA HANDYVIEWER MC-SEIS 3 CHANNEL UNTUK PENDETEKSIAN LAPISAN DIBAWAH PERMUKAAN

Nunung Isnaini Dwi Ningsih

Pusat Laboratorium Terpadu, Universitas Islam Negeri Jakarta
Jalan. Ir. H. Juanda 95 Ciputat, Tangerang Selatan, Banten 15412
E-mail: nunung_isnaini@uinjkt.ac.id

Abstrak

Telah dilakukan uji kinerja alat ukur seismik refraksi Handyviewer Mc-Seis 3 Ch untuk mendeteksi lapisan bawah permukaan. Handyviewer Mc-Seis 3 Ch bekerja dengan prinsip metode seismik refraksi yaitu salah satu metode geofisika yang digunakan untuk mengetahui struktur bawah permukaan dangkal dengan akurasi dan resolusi yang cukup baik. Prinsip metode seismik refraksi atau bias adalah memanfaatkan gelombang primer yang menjalar di bawah permukaan tanah dan membentuk sudut kritis sehingga gelombang akan merambat pada bidang batas lapisan. Waktu tiba gelombang yang dibiaskan oleh lapisan bawah permukaan yang kemudian direkam dalam geophone dan kemudian diinterpretasikan sebagai struktur lapisan bawah permukaan dengan parameter fisis kecepatan sebagai fungsi kedalaman. Pengujian dilakukan di Bumi Perkemahan Ragunan Jakarta dengan pendekatan interpretasi menggunakan metode Hagiwara. Hasil yang diperoleh menunjukkan bahwa Handyviewer Mc-Seis 3 Ch ini masih bisa bekerja dengan baik dengan data kecepatan gelombang pada lapisan atas 166.67 m/s diinterpretasikan sebagai soil dengan ketebalan lapisan kurang lebih 2 - 2,5 meter. Lapisan kedua dengan kecepatan penjalaran gelombang 6333.33 m/s diinterpretasikan sebagai limestone dan diinterpretasikan ketebalan lapisan kurang lebih 2 meter sampai tak hingga.

Kata kunci: Uji Kinerja Alat, Handy Viewer Mc-Seis 3Ch, Seismik Refraksi, Hagiwara

PENDAHULUAN

Ilmu geofisika adalah cabang ilmu fisika yang mempelajari kondisi bawah permukaan. Terdapat berbagai macam metode dalam geofisika yang digunakan untuk menentukan kondisi bawah permukaan. Salah satu metodenya, yaitu metode seismik refraksi. Metode Seismik Refraksi merupakan metode geofisika yang dalam akuisisi data lapangan memanfaatkan penjalaran gelombang seismik. Gelombang seismik adalah gelombang yang merambat pada batuan dan menyebabkan deformasi pada material batuan tersebut. Gelombang seismik sering disebut juga dengan gelombang elastik dikarenakan adanya pergeseran partikel-partikel medium akibat interaksi antara gaya gangguan dengan gaya elastik. Perambatan gelombang ini bergantung pada sifat elastisitas batuan. Gelombang seismik ada yang merambat melalui interior bumi yang disebut dengan *body wave* dan ada juga yang merambat melalui permukaan bumi yang disebut *surface wave*. *Body wave* dibedakan menjadi 2 (dua) berdasarkan arah getarnya, yaitu gelombang longitudinal (gelombang P) dan gelombang transversal (gelombang S). Sedangkan *surface wave* terdiri atas *Rayleigh wave* (*ground roll*) dan *love wave* (Telford, 1976 dalam (Mojo, 2018)).

Bagian mendasar dari metode seismik refraksi adalah tembakan gelombang refraksi yang kembali ke *geophone*. Panjang dari jarak antar *geophone* yang saling berhubungan dari setiap akhir tembakan, didominasi dengan jarak yang cukup besar. Pemanfaatan metode seismik refraksi efektif digunakan untuk menentukan struktur geologi yang dangkal. Sedangkan seismik refleksi digunakan untuk menentukan struktur geologi dalam.

Gelombang seismik terdiri dari 4 (empat) tipe gelombang, yaitu gelombang primer, gelombang *shear*, gelombang *love*, dan gelombang *rayleigh*. Gelombang primer adalah gelombang yang bergerak searah dengan arah perambatan gelombang. Gelombang *shear* atau

gelombang sekunder atau biasa disebut gelombang S, merambat tegak lurus arah perambatannya.

Metode seismik terbagi menjadi dua metode, yaitu metode seismik refleksi dan refraksi. Metode seismik refraksi merupakan metode seismik aktif yang bekerja berdasarkan gelombang seismik yang direfraksikan atau dibiaskan mengikuti lapisan-lapisan bawah permukaan bumi. Prinsip metode seismik refraksi atau bias adalah memanfaatkan gelombang primer yang menjalar di bawah permukaan tanah dan membentuk sudut kritis sehingga gelombang akan merambat pada bidang batas lapisan. Waktu tiba gelombang yang dibiaskan oleh lapisan bawah permukaan yang kemudian direkam dalam geophone dan kemudian diinterpretasikan sebagai struktur lapisan bawah permukaan dengan parameter fisis kecepatan sebagai fungsi kedalaman.

Pendekatan Pendekatan interpretasi data seismik refraksi dapat dilakukan dengan beberapa metode seismik. 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[3]. 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[4]. Dalam penelitian ini, pemodelan struktur lapisan bawah permukaan dilakukan dengan menggunakan metode Hagiwara (Hudha, 2014).

Metode seismik refraksi ini telah diaplikasikan diberbagai tempat, salah satunya di Kampus STMKG Pondok Betung, Tangerang dengan tujuan untuk mengetahui struktur bawah permukaan di lokasi tersebut. Akuisisi data menggunakan 24 geophone dengan spasi antar geophone 2 meter dan total panjang lintasan 48m. Pengolahan data menggunakan pendekatan metode Hagiwara dan diperoleh kecepatan gelombang P untuk lapisan pertama sekitar 200-500 m/s dengan ketebalan lapisan sekitar 3-6m. Kecepatan gelombang P pada lapisan kedua sekitar 400-900 m/s. Lapisan kedua ini diinterpretasikan sebagai top soil, soil, sand, unsaturated gravel, alluvium, dan clay. Lapisan pertama diinterpretasikan sebagai lapisan timbunan tanah, memiliki usia yang lebih muda dari lapisan di bawahnya (Bagus, AB., dkk, 2015). Peneliti juga melakukan penelitian serupa di Karang Sambung, Kebumen, Jawa Tengah dengan panjang lintasan 72m, 24 geophone. Pengolahan data dengan pendekatan metode Hagiwara diperoleh 2 lapisan batuan. Lapisan pertama dengan kecepatan 388-899m/s, dengan ketebalan sekitar 3.36m, sedangkan kecepatan lapisan kedua 1663-2237 m/s. Lapisan pertama diinterpretasikan dengan *unconsolidated soil*, memiliki banyak pori-pori di antara setiap butiran seperti tanah, pasir dan tanah liat, sebagai akibat dari penghancuran struktur batuan utama di zona pelapukan. Kesimpulannya, lapisan pertama dianggap sebagai lapisan tanah longsor, yang memiliki peluang untuk bergerak di sepanjang lapisan kedua ketika hujan lebat terjadi.

Pada pengukuran gelombang seismik refraksi ini menggunakan alat rekam seismik berupa geophone. Geophone adalah alat sensor yang merekam aktivitas gelombang seismik baik itu refleksi, refraksi, maupun tipe gelombang yang lainnya. Data yang terekam dalam geophone akan ditampilkan pada alat lain dalam hal ini adalah Handy Viewer Mc-Seis 3 Ch.

Laboratorium Geofisika Jurusan Fisika Fakultas Sains dan Teknologi (FST) Universitas Islam Negeri (UIN) Syarif Hidayatullah Jakarta memiliki alat seismik refraksi portabel yang dibeli pada tahun 2003 yaitu Handyviewer Mc-Seis 3 Channel atau sering disingkat dengan Handyviewer 3 Ch. Untuk memastikan kondisi alat masih bisa digunakan dengan baik maka perlu dilakukan uji unjuk kerja alat. Tujuan kegiatann ini adalah untuk mengetahui *performa* dari geophone dan alat Handyviewer Mc-Seis 3Ch, masih dapat bekerja dengan baik, begitu juga dengan geophonenya. Geophone dikatakan baik jika masih dapat mentransmisikan gelombang dengan baik, dan Handyviewer dapat menampilkan data dengan baik sehingga data hasil akuisisi dapat diolah lebih lanjut untuk mengetahui kondisi bawah permukaan.

A. Prinsip Penjalaran Gelombang Seismik

Gelombang seismik dalam penjalarnya ke segala arah di mengikuti azas-azas:

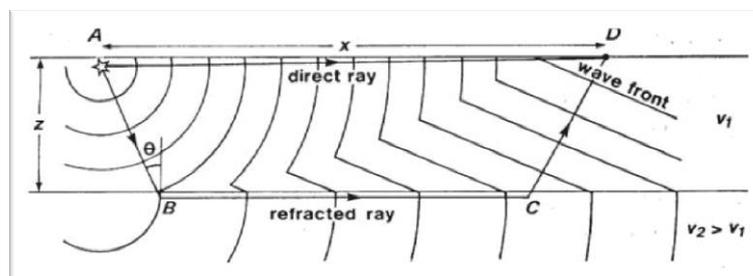
1. Azas Fermat yang menyatakan bahwa gelombang akan menjalar melalui lintasan dengan waktu penjalaran terkecil (minimum)
2. Prinsip Huygens menyatakan bahwa gelombang setiap titik pada muka gelombang akan menjadi sumber gelombang baru.
3. Hukum Snellius mengatakan:
 - a. Gelombang datang, gelombang pantul, dan gelombang bias terletak pada satu bidang.
 - b. Sudut pantul = sudut datang bila jenis gelombang yang dipantulkan sama dengan jenis gelombang datang.
 - c. Sinus sudut datang = sinus sudut bias kali perbandingan kecepatan gelombang pada medium pembias terhadap kecepatan gelombang pada medium yang dilalui gelombang datang.
 - d. Pada sudut kritis, sinus sudut datang sama dengan perbandingan kecepatan gelombang pada medium yang dilalui gelombang datang terhadap kecepatan gelombang pada medium pembias.

Berikut ini merupakan asumsi dasar yang digunakan untuk mempermudah dalam pemahaman perambatan gelombang seismik di dalam medium.

1. Medium bumi dianggap berlapis-lapisan dan tiap lapisan menjalarkan gelombang seismik dengan kecepatan yang berbeda-beda.
2. Panjang gelombang seismik lebih kecil dari ketebalan lapisan bumi. Hal ini memungkinkan setiap lapisan yang memenuhi syarat tersebut akan dapat terdeteksi.
3. Makin bertambah kedalamannya, lapisan batuan semakin kompak.
4. Panjang gelombang seismik lebih kecil dari ketebalan lapisan bumi. Hal ini memungkinkan setiap lapisan yang memenuhi syarat tersebut akan dapat terdeteksi.
5. Perambatan gelombang seismik dapat dipandang sebagai sinar, sehingga mematuhi hukum-hukum dasar lintasan sinar.
6. Pada bidang batas antar lapisan, gelombang seismik merambat dengan kecepatan pada lapisan di bawahnya.

B. Seismik Refraksi

Seismik refraksi merupakan salah satu metode seismik aktif yang berkerja berdasarkan gelombang seismik yang dibiarkan atau direfraksikan mengikuti lapisan-lapisan bumi di bawah permukaan. Metode ini hanya memanfaatkan gelombang langsung dan gelombang primer (P) refraksi yang menjalar pada bidang batas lapisan batuan. Ilustrasi tampak pada gambar 1.



Gambar 1. Proses penjalaran gelombang langsung dan gelombang refraksi.

Metode seismik refraksi melakukan pengukuran waktu tempuh gelombang P (pada setiap titik sepanjang bidang batas lapisan) yang dihasilkan dari sumber energi implusif. Material bumi yang bersifat elastik, jika ada sumber gelombang seperti berasal dari palu, dinamit, air gun, dll, yang dihasilkan dari sumber gelombang, maka gelombang akan menjalar

ke segala arah. Pada bidang batas antar lapisan, gelombang sebagian akan dipantulkan dan sebagian lagi akan dibiarkan. Gelombang yang dihasilkan tersebut akan diterima oleh *detector* tersebut akan dicatat dan direkam oleh suatu alat di permukaan. Data yang didapat di lapangan antara lain waktu tempuh gelombang sampai ke *geophone* dan jarak antar *geophone*. Pengolahan selanjutnya dari kedua data tersebut akan diperoleh kedalaman lapisan di bawah permukaan, sehingga diperoleh litologi batuan berdasarkan informasi kecepatan.

Metode ini semakin berkembang dan banyak digunakan oleh para ahli geofisika untuk berbagai tujuan, diantaranya menilai kekuatan batuan dan studi pondasi bangunan (eksplorasi dangkal), mengetahui kedalaman batuan, studi kerak bumi, dan tektonik, dll.

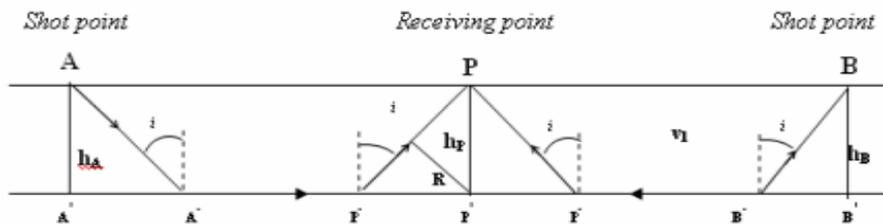
C. Metode Hagiwara

Metode Hagiwara merupakan metode waktu tunda yang berdasarkan asumsi bahwa undulasi bawah permukaan tidak terlalu besar, atau sudut kemiringannya mendekati nol atau 20^0 dan dikembangkan untuk struktur dua lapis dengan harapan dapat memperlihatkan struktur perlapisan bawah permukaan.

Berbeda dengan pemrosesan data seismik bias sederhana yang hanya mampu menggambarkan lapisan datar/rata baik horizontal maupun miring. Metode *Hagiwara* mampu menggambarkan lapisan yang tidak datar karena metode ini akan mengetahui kedalaman lapisan di bawah tiap *geophone* yang *first break*-nya merupakan gelombang bias.

Untuk dapat dilakukan pemrosesan dengan menggunakan metode *hagiwara*, dibutuhkan data seismic hasil pengukuran yang berupa data *first break* dan metode pengukurannya dilakukan dengan penembakan arah maju dan arah balik

Susilwati (2004) menuliskan perhitungan dengan metode Hagiwara dikembangkan untuk struktur bawah permukaan yang terdiri dari dua lapisan. Bidang batas lapisan yang akan diperlihatkan oleh hasil perhitungan merupakan rata-rata kedalaman yang memiliki kerapatan yang berbeda. Bila kerapatan berbeda maka kecepatan gelombang seismiknya juga akan berbeda, sehingga arah penjalaran gelombang seismic akan mengalami pembiasan (refraksi), seperti pada gambar 1. Berdasarkan pada hukum Snellius pada bidang batas dua medium saat terjadi sudut kritis i adalah (Kristin, N., dkk, 2009).



Gambar 2. Lintasan gelombang bias untuk struktur dua lapis
(Sumber (Kristin, N., dkk, 2009))

Pada gambar V_1 dan V_2 masing-masing adalah kecepatan lapisan atas dan kecepatan lapisan bawah, dan i adalah sudut kritis refraksi, dengan hukum Snellius adalah:

$$\sin i = \frac{V_1}{V_2} \quad (1)$$

A dan B adalah titik tembak, P adalah titik penerima (*geophone*). Lintasan gelombang bias dari A ke P adalah $A \rightarrow A'' \rightarrow P'' \rightarrow P$ dan lintasan dari B ke P adalah $B \rightarrow B'' \rightarrow P'' \rightarrow P$. Dengan menggambar garis $P'R$ yang tegak lurus dari P' ke P'' , diperoleh hubungan :

$$\frac{\overline{RP''}}{V_1} = \frac{\overline{RP''}}{V_2 \sin i} = \frac{\overline{P'P''}}{V_2} \quad (2)$$

Bila dinotasikan waktu perambatan gelombang bias dari titik tembak A ke titik penerima P dengan T_{AP} , waktu perambatan dari B ke P dengan T_{BP} , dan waktu perambatan dari A ke B dengan T_{AB} , maka :

$$T_{AP} = \frac{\overline{AA''}}{V_1} + \frac{\overline{A''P''}}{V_2} + \frac{\overline{P''P}}{V_1} = \frac{h_A \cos i}{V_1} + \frac{h_P \cos i}{V_1} + \frac{\overline{A'P'}}{V_2} \quad (3)$$

$$T_{BP} = \frac{\overline{BB''}}{V_1} + \frac{\overline{B''P''}}{V_2} + \frac{\overline{P''P}}{V_1} = \frac{h_B \cos i}{V_1} + \frac{h_P \cos i}{V_1} + \frac{\overline{B'P'}}{V_2} \quad (4)$$

$$T_{AB} = \frac{\overline{AA''}}{V_1} + \frac{\overline{A''B'}}{V_2} + \frac{\overline{B''P}}{V_1} = \frac{h_A \cos i}{V_1} + \frac{h_B \cos i}{V_1} + \frac{\overline{A'B'}}{V_2} \quad (5)$$

Dari persamaan (3), (4), dan (5) diperoleh hubungan sebagai berikut :

$$T_{AP} + T_{BP} = \frac{2h_P \cos i}{V_1} + T_{AB} \quad (6)$$

$$h_P = \frac{V_1}{2 \cos i} + (T_{AP} + T_{BP} - T_{AB}) \quad (7)$$

Dari persamaan (6) dapat diperoleh dari kurva *travel-time* dari gelombang langsung dekat titik tembak, dan T_{AP} , T_{BP} , T_{AB} diperoleh dengan cara observasi. Tetapi $\cos i$ tidak dapat dicari, karena V_2 biasanya tidak diketahui. Jika harga V_2 dapat diketahui, maka kedalaman h_P dan titik penerima P dapat diperoleh dari persamaan (7).

Dari persamaan (3) dan (6) dapatdituliskan :

$$T'_{AP} = \frac{h_A \cos i}{V_1} + \frac{\overline{A'P'}}{V_2} \quad (8)$$

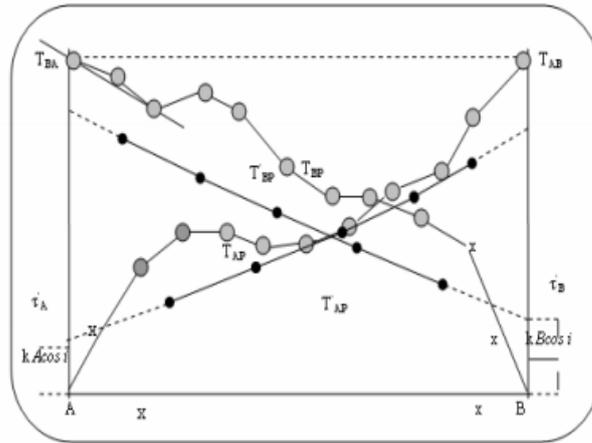
bila $\overline{A'P'} = x$ maka :

$$T'_{AP} = \frac{h_A \cos i}{V_1} + \frac{x}{V_2} \quad (9)$$

Pada persamaan (9) adalah linier terhadap x , jikadiambil x sebagai absis dan T'_{AP} sebagai ordinat dan diplot titik-titik yang bersesuaian. Garis lurus tersebut merupakan suatu sort (bentuk baru yang lebih pendek) dari *travel time curve* yang dikandung oleh titik-titik yang berhubungan seperti pada gambar II.

Nilai T'_{AP} dihitung dari persamaan :

$$T'_{AP} = T_{AP} - \frac{(T_{AP} + T_{BP} - T_{AB})}{2} \quad (10)$$



Gambar 3. Kurva waktu rambat dan kurva waktu rambat kecepatan (Sumber Sismanto, 2009 dalam (Kristin, N., dkk, 2009))

Dan kecepatan V_2 pada lapisan bawah dapat diperoleh dari kemiringan (slope) garis lurus, yaitu dengan mendiferensialkan persamaan (9) terhadap x , maka persamaannya :

$$\frac{d}{dx}(T'_{AP}) = \frac{1}{V_2} \tag{11}$$

T'_{AP} yang diperoleh dari persamaan (10) merupakan suatu besaran yang menunjukkan kecepatan lapisan bawah, yang disebut *velocity travel time*.

Dengan cara yang sama dapat diperoleh :

$$T'_{BP} = T_{BP} - \frac{(T_{AP} + T_{BP} - T_{AB})}{2} \tag{12}$$

Kemudian diukur jarak x ke arah titik penerima, dengan mengambil titik B sebagai titik asal (referensi), maka diperoleh :

$$T'_{BP} = \frac{h_B \cos i}{V_1} + \frac{x}{V_2} \tag{13}$$

Dengan slopenya adalah :

$$\frac{d}{dx}(T'_{BP}) = \frac{1}{V_2} \tag{14}$$

Dengan menggunakan nilai V_2 dari slope persamaan (10) dan (14), maka nilai $\cos i$ dapat dihitung dari persamaan (1).

Untuk $x = 0$ pada persamaan (10) dan (12), dinotasikan harga T_{AP} dan T_{BP} dengan τ'_A dan τ'_B maka didapatkan :

$$\tau'_A = \frac{h_A \cos i}{V_1} \tag{15}$$

$$\tau'_B = \frac{h_B \cos i}{V_1} \tag{16}$$

Dengan demikian dapat dicari kedalaman pembias di bawah *source* dengan persamaan :

$$h_A = \frac{V_1 \tau'_A}{\cos i} \tag{17}$$

$$h_B = \frac{V_1 \tau'_B}{\cos i} \tag{18}$$

Untuk mencari kedalaman pembias dapat menggunakan persamaan sebagai berikut :

$$h_P = \frac{V_1}{2 \cos i} (T_{AP} + T_{BP} - T_{AB}) \tag{19}$$

Untuk mencari kedalaman pembias dari gelombang langsung digunakan persamaan sebagai berikut :

$$h_P = \frac{V_1}{\cos i} (T_{AP} - T'_{AP}) \tag{20}$$

$$h_P = \frac{V_1}{\cos i} (T_{BP} - T'_{BP}) \tag{21}$$

METODE PENELITIAN

Penelitian dilakukan di Lapangan Bumi Perkemahan Ragunan Jakarta Selatan, dengan menggunakan 1 (satu) set Handyviewer Mc- Seis 3 Ch, 1 (satu) roll meter 200m, dan 3 (tiga) geophone.

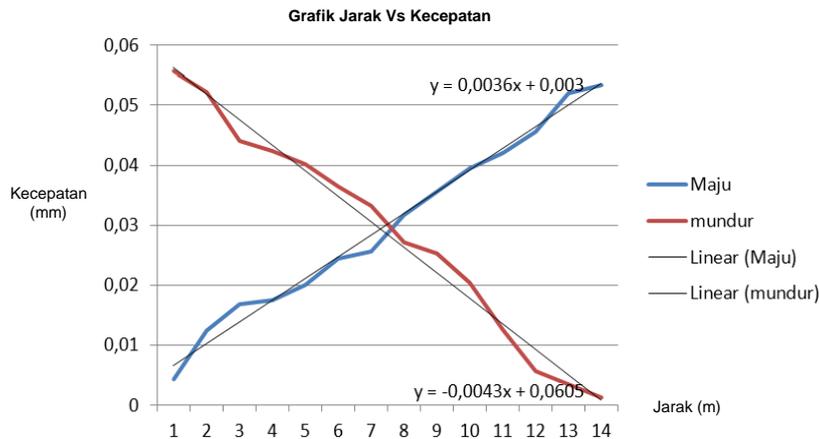
HASIL DAN PEMBAHASAN

Pengambilan data dilakukan dengan metode in-line, hagiwara dengan panjang lintasan 50m. *Source* yang digunakan adalah palu biasa, sehingga rekaman data yang dapat diolah hanya mencapai panjang lintasan 26m. Hasil yang diperoleh dari 1 (satu) lintasan pengukuran sebagai berikut:

Tabel 1. Data Akuisis Seismik Refraksi

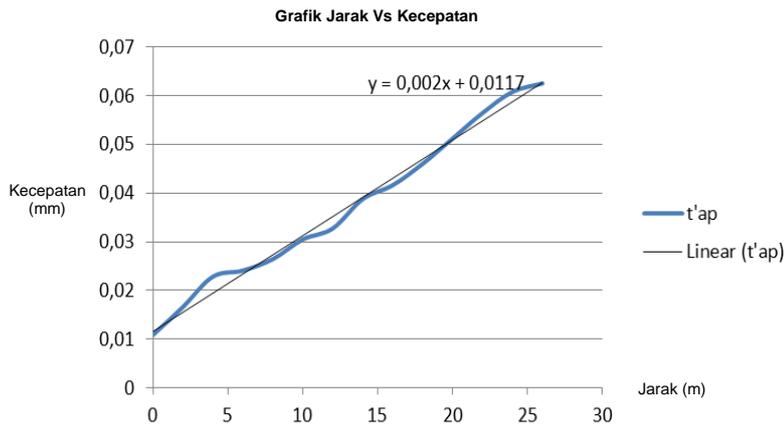
Spasi (meter)	Tap	Tbp	tab	Tap + Tbp	(Tap + Tbp) - Tab	((Tap + Tbp) - Tab)/2	T'ap	T'bp	hp
0	0,0044	0,0557	0,073	0,0601	-0,0129	-0,00645	0,01085	0,06215	-0,14598
2	0,0124	0,0522	0,073	0,0646	-0,0084	-0,0042	0,0166	0,0564	-0,09506
4	0,0168	0,0441	0,073	0,0609	-0,0121	-0,00605	0,02285	0,05015	-0,13693
6	0,0175	0,0423	0,073	0,0598	-0,0132	-0,0066	0,0241	0,0489	-0,14938
8	0,0201	0,0402	0,073	0,0603	-0,0127	-0,00635	0,02645	0,04655	-0,14372
10	0,0245	0,0365	0,073	0,061	-0,012	-0,006	0,0305	0,0425	-0,1358
12	0,0257	0,0332	0,073	0,0589	-0,0141	-0,00705	0,03275	0,04025	-0,15956
14	0,0318	0,0272	0,073	0,059	-0,014	-0,007	0,0388	0,0342	-0,15843
16	0,0356	0,0253	0,073	0,0609	-0,0121	-0,00605	0,04165	0,03135	-0,13693
18	0,0395	0,0204	0,073	0,0599	-0,0131	-0,00655	0,04605	0,02695	-0,14825
20	0,0421	0,0126	0,073	0,0547	-0,0183	-0,00915	0,05125	0,02175	-0,20709
22	0,0456	0,0056	0,073	0,0512	-0,0218	-0,0109	0,0565	0,0165	-0,2467
24	0,0521	0,0034	0,073	0,0555	-0,0175	-0,00875	0,06085	0,01215	-0,19804
26	0,0534	0,0012	0,073	0,0546	-0,0184	-0,0092	0,0626	0,0104	-0,20822

Berdasarkan data pada tabel 1, kemudian diplot dalam bentuk grafik hubungan antara jarak dan waktu untuk menghitung kecepatan V_1 .



Gambar 4. Hubungan Antara Jarak dan Waktu

Hasil perhitungan diperoleh $T_{AB}=T_{BA}= 0.073ms^{-1}$, kemudian dari persamaan (1) maka diperoleh $\sin i=0.045$, dan dapat dihitung nilai $\cos i=0.9989$. Nilai kecepatan gelombang V_1 dapat dihitung dari gradien gelombang langsung dan diperoleh $V_1 = 22.61$ m/s. Untuk kecepatan gelombang V_2 dihitung dari kecepatan gelombang bias.

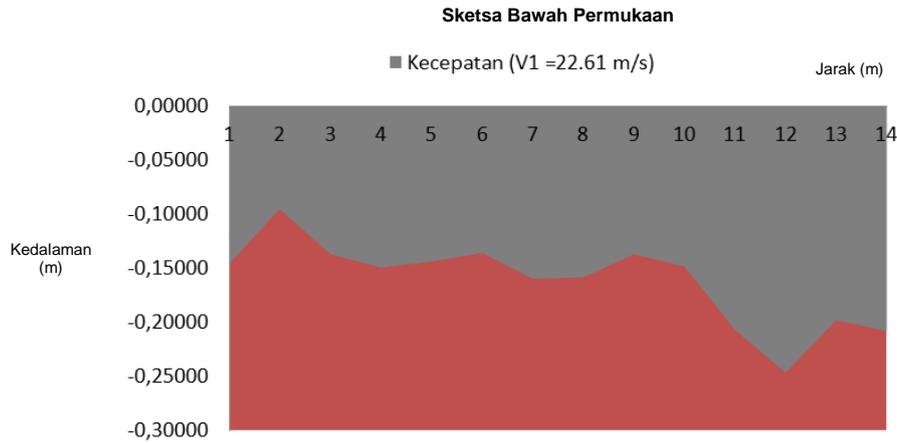


Gambar 5. Hubungan antara T'_{AP} dengan Jarak

Hasil perhitungan dari *trend line* kecepatan gelombang bias juga diperoleh dari gradien gelombang bias, $V_2 = 500$ m/s. Berdasarkan gambar 1, terlihat bahwa data yang diperoleh cukup representatif. Berdasarkan perhitungan diperoleh nilai kecepatan gelombang V_1 dan V_2 , kemudian dapat dihitung kedalaman bawah permukaannya dengan mengikuti alur perhitungan metode Hagiwara, yaitu :

- Menghitung penjumlahan antara $T_{AP}+T_{BP}$
- Hasil perhitungan (a) dikurang T_{AB} lalu dibagi 2
- Untuk mencari $T'_{AP}= T_{AP}-((T_{AP}+T_{BP})-T_{AB})/2$
- Untuk mencari $T'_{BP}= T_{BP}-((T_{AP}+T_{BP})-T_{AB})/2$
- Kemudian untuk mencari $h_p = ((T_{AP}+T_{BP})-T_{AB})/2 \times V_1/\cos i$

Setelah mendapatkan nilai h_p (kedalaman dibawah permukaan) dari tiap titik diperoleh maka dapat dipresentasikan seperti pada gambar 6 berikut ini.



Gambar 6. Sketsa Bentuk Bawah Permukaan

Pada gambar 6 terlihat bahwa bentuk bawah permukaan berupa perlapisan dengan 2 (dua) jenis lapisan. Berdasarkan parameter fisisnya yaitu kecepatan gelombang maka dapat ditentukan jenis perlapisannya dengan mengkorelasikan data kecepatan gelombang (V_1 dan V_2) dengan informasi geologi. Lapisan atas dengan kecepatan penjalaran gelombang 22.61 m/s diinterpretasikan sebagai soil dengan ketebalan lapisan kurang lebih 2 - 2,5 meter. Lapisan kedua dengan kecepatan penjalaran gelombang 500 m/s diinterpretasikan sebagai *limestone* dan diinterpretasikan ketebalan lapisan kurang lebih 2 meter sampai tak hingga.

KESIMPULAN DAN SARAN

Berdasarkan hasil penelitian dan sesuai dengan tujuan penelitian maka dapat disimpulkan bahwa recorder seismik refraksi dalam hal ini geophone dan alat Handyviewer Mc-Seis 3Ch yang dimiliki oleh Laboratorium Geofisika Jurusan Fisika Fakultas Sains dan Teknologi (FST) Universitas Islam Negeri (UIN) Syarif Hidayatullah Jakarta kurang dapat berfungsi dengan baik karena dari target panjang lintasan 50m, hanya diperoleh data yang baik sampai dengan 26m. Kemungkinan yang menyebabkan tidak maksimal dalam pembacaan data adalah faktor human dan juga source. Source yang digunakan hanya palu sehingga kekuatan dalam memberikan trigger sangat tergantung dari petugas yang melakukan stack/pemukulan palu ke landasan. Saran bagi pengguna adalah menstabilkan *source* sehingga data yang diperoleh dapat sesuai dengan metode yang digunakan. Beban *source* juga ditambah minimal 5kg sehingga capaian getaran dapat lebih dalam dan lintasan lebih panjang.

UCAPAN TERIMAKASIH

Penulis mengucapkan terimakasih kepada mahasiswa Prodi Fisika angkatan 2014/2015 yang telah membantu dalam pelaksanaan akuisisi data.

DAFTAR PUSTAKA

- Bagus, AB., dkk. (2015). Analyzing the subsurface structure using seismic refraction method: Case study STMKG campus. *AIP Conference Proceedings* 1658.
- Bagus, BA, dkk. (2015). Identifikasi Lapisan Rawan Longsor Menggunakan Metode Seismik Refraksi Studi Kasus: Kampus Lapangan Lipi Karangsembung . *Prosiding Seminar Fisika, UNJ*.
- Hudha, N. d. (2014). Penentuan Struktur Bawah Permukaan dengan Menggunakan Metode Seismik Refraksi di Lapangan Panas Bumi Diwak dan Derekan Kecamatan Bergas Kabupaten Semarang. *Youngster Physics Journal Vol. 3 No. 3*, 263 - 268.

- Kiswarasari, P. (2013). <http://lib.unnes.ac.id/19520/1/4211409010.pdf>. Retrieved Juli 05, 2017, from <http://lib.unnes.ac.id/19520/1/4211409010.pdf>.: <http://lib.unnes.ac.id/19520/1/4211409010.pdf>.
- Kristin, N., dkk. (2009). Visualisasi Struktur Bawah Permukaan dengan Metode Hagiwara. *Jurnal Gradien, Edisi Khusus - Januari*, 30-33.
- Mojo, T. d. (2018). Estimasi Porositas Batuan Menggunakan Metode Seismik Refraksi di Desa Lengkeka Kecamatan Loro Barat Kabupaten Poso. *Natural Science: Journal of Science and Technology Vol 7(1) (Maret 2018)*, 89-98.