

# PENENTUAN TINGKAT KEKERASAN BATUAN MENGUNAKAN METODE SEISMIK REFRAKSI

## DETERMINATION OF ROCKS DENSITY LEVEL USING SEISMIC REFRACTION METHOD

***Boko Nurdiyanto<sup>1</sup>, Eddy Hartanto<sup>2</sup>, Drajat Ngadmanto<sup>1</sup>, Bambang Sunardi<sup>1</sup>, Pupung Susilanto<sup>1</sup>***

*<sup>1</sup>Puslitbang BMKG, Jl. Angkasa I/No.2 Kemayoran, Jakarta 10720*

*<sup>2</sup>Prodi Geofisika UGM, Sekip Utara, Kotak Pos BLS 21, Yogyakarta 55281*

### ABSTRAK

Telah dilakukan penelitian menggunakan metode seismik refraksi di daerah Sumbawa yang bertujuan untuk menentukan tingkat kekerasan batuan. Pengambilan data lapangan dalam bentuk lintasan dan dibagi tiga bagian, yaitu menggunakan end-off spread di kedua ujung dan mid-spread. Tahapan pengolahan data diawali dengan melengkapi informasi posisi dari masing-masing geophone dan sumber seismiknya dengan mengedit geometri, sehingga dapat dikenali oleh komputer sebagai satu kesatuan data base. Untuk menghilangkan noise yang menenggelamkan sinyal firstbreak, dilakukan proses BPF (Band Pass Filter Butterworth) sebesar 10-100 Hz. Proses inversi yang digunakan adalah refraction tomography, dengan pendekatan non linier least square inversion dan perhitungan pemodelan maju untuk menghitung nilai Vp menggunakan forward refraction raytracing. Penentuan densitas batuan menggunakan rumus empiris Gardner's relationship. Hasil interpretasi data menunjukkan empat lapisan batuan dengan kecepatan rambat gelombang P adalah 200-1800 m/sec dan densitasnya 1.17-2.05 gr/cc. Pengelompokan lapisan berdasarkan kecepatan rambat gelombang P adalah lapisan pertama (200-700 m/sec), lapisan kedua (700-1100 m/sec), lapisan ketiga (1100-1700 m/sec) dan lapisan keempat (>1700 m/sec). Litologi batuan bawah permukaan terdiri dari soil (1.17-1.59 g/cc), granodiorit lapuk kuat (1.59-1.78 gr/cc), granodiorit lapuk lemah (1.78-1.99 gr/cc) dan granodiorit segar (>1.99 gr/cc). Batuan keras terdapat dari permukaan hingga kedalaman 30 meter.

Kata kunci : Sumbawa, kekerasan batuan, seismik refraksi

### ABSTRACT

Seismic refraction research have been done in Sumbawa to determine the level of rocks density. Field data acquisition in lines and are divided into three parts that are end-off spreads at both ends and mid-spreads. The first step of the processing was to identified positions of each geophone and its shot by editing the geometry, so it can be recognized by computer as a single unified database. Bandpass Filter Butterworth process at 10-100 Hz has been done to eliminate noise that drowned the firstbreak signal. Inversion process using the refraction tomography with non-linear least squares inversion approach and the forward modeling for calculate Vp value using forward refraction raytracing. While the rock density determination used empirical formula from Gardner's relationship. Results of the interpretation shows four layers of rock with the P-wave propagation velocity are 200-1800 m/sec and density are 1.17-2.05 g/cc. Grouping layers based on the P-wave propagation velocity are the first layer (200-700 m/sec), second layer (700-1100 m/sec), third layer (1100-1700 m/sec) and fourth layer (>1700 m/sec). Sub-surface lithology consists of soil (1.17-1.59 g/cc), strong weathered layer of granodiorite (1.59-1.78 g/cc), weak weathered layer of granodiorite (1.78-1.99 g/cc) and fresh granodiorite (>1.99 g/cc). Hard rock layer found from surface to 30 meters depth.

Keywords: Sumbawa, density, seismic refraction

Naskah masuk : 30 September 2011

Naskah diterima : 11 Desember 2011

## I. PENDAHULUAN

Lapisan batuan bawah permukaan bumi memiliki sifat fisis yang variatif. Salah satu sifat fisis yang terdapat di bawah permukaan adalah tingkat kekerasan batuan. Tingkat kekerasan batuan merupakan istilah geologi yang digunakan untuk menandakan kekompakan (*cohesiveness*) suatu batuan dan biasanya dinyatakan dalam bentuk *compressive fracture strength*. *Compressive fracture strength* merupakan tekanan maksimum yang mampu ditahan oleh batuan untuk mempertahankan diri dari terjadinya rekahan (*fracture*). Besarnya *fracture strength* dipengaruhi oleh densitas dan kekompakan batuan, sedangkan besarnya densitas dan kekompakan batuan dipengaruhi oleh elastisitas batuan.<sup>1)</sup> Salah satu metode geofisika yang bisa digunakan untuk mengetahui elastisitas batuan adalah metode seismik refraksi.

Metode ini memanfaatkan perambatan gelombang seismik yang merambat ke dalam bumi. Pada dasarnya dalam metoda ini diberikan suatu gangguan berupa gelombang seismik pada suatu sistem kemudian gejala fisisnya diamati dengan menangkap gelombang tersebut melalui *geophone*. Hal tersebut akan menghasilkan gambaran tentang kecepatan dan kedalaman lapisan berdasarkan penghitungan waktu tempuh gelombang antara sumber getaran (*shot*) dan penerima (*geophone*). Waktu yang diperlukan oleh gelombang seismik untuk merambat pada lapisan batuan bergantung pada besar kecepatan yang dimiliki oleh medium yang dilaluinya tersebut. Dalam kajian yang dilakukan di daerah Sumbawa ini, metode seismik refraksi digunakan untuk mengetahui kecepatan rambat serta densitas tanah dan batuan tempat tumpuan bangunan.

### 1.1. Gelombang Seismik

Gelombang seismik adalah gelombang elastik yang merambat dalam bumi. Perambatan gelombang ini bergantung pada sifat elastisitas batuan. Gelombang seismik ada yang merambat melalui interior bumi yang disebut *body wave* dan ada juga yang merambat melalui permukaan bumi yang disebut *surface wave*. *Body wave* dibedakan menjadi dua berdasarkan arah getarnya. Gelombang P (*Longitudinal*) merupakan gelombang yang arah getarnya searah dengan arah perambatan gelombang sedangkan gelombang

yang arah getarnya tegak lurus dengan arah rambatannya disebut gelombang S (*transversal*). *Surface wave* terdiri atas *Raleigh wave* (*ground roll*) dan *Love wave*.<sup>2)</sup>

Dalam menentukan litologi batuan dan struktur geologi, metode seismik aktif dikategorikan menjadi dua bagian yaitu metode seismik refleksi dan seismik refraksi. Metode seismik refleksi biasanya digunakan untuk menentukan litologi batuan dan struktur geologi pada kedalaman yang dalam sedangkan metode seismik refraksi digunakan untuk menentukan litologi dan struktur geologi yang relatif dangkal.

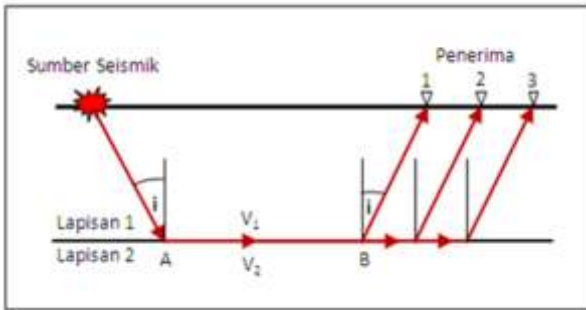
### 1.2. Seismik Refraksi

Seismik refraksi dihitung berdasarkan waktu yang dibutuhkan oleh gelombang untuk menjalar pada batuan dari posisi sumber seismik menuju penerima pada berbagai jarak tertentu. Pada metode ini, gelombang yang terjadi setelah sinyal pertama (*firstbreak*) diabaikan, karena gelombang seismik refraksi merambat paling cepat dibandingkan dengan gelombang lainnya kecuali pada jarak (*offset*) yang relatif dekat sehingga yang dibutuhkan adalah waktu pertama kali gelombang diterima oleh setiap *geophone*. Kecepatan gelombang P lebih besar dibandingkan dengan kecepatan gelombang S sehingga waktu datang gelombang P yang digunakan dalam perhitungan metode ini. Parameter jarak dan waktu penjalaran gelombang dihubungkan dengan cepat rambat gelombang dalam medium. Besarnya kecepatan rambat gelombang tersebut dikontrol oleh sekelompok konstanta fisis yang ada dalam material yang dikenal sebagai parameter elastisitas.

Gelombang seismik refraksi yang dapat terekam oleh penerima pada permukaan bumi hanyalah gelombang seismik refraksi yang merambat pada batas antar lapisan batuan. Hal ini hanya dapat terjadi jika sudut datang merupakan sudut kritis atau ketika sudut bias tegak lurus dengan garis normal ( $r = 90^\circ$  sehingga  $\sin r = 1$ ). Hal ini sesuai dengan asumsi awal bahwa kecepatan lapisan dibawah *interface* lebih besar dibandingkan dengan kecepatan diatas *interface*.

Gelombang seismik berasal dari sumber seismik merambat dengan kecepatan  $V_1$  menuju bidang batas (A), kemudian gelombang dibiaskan dengan sudut datang kritis sepanjang *interface* dengan kecepatan  $V_2$  (Gambar 1). Dengan

menggunakan prinsip Huygens pada *interface*, gelombang ini kembali ke permukaan sehingga dapat diterima oleh penerima yang ada di permukaan.

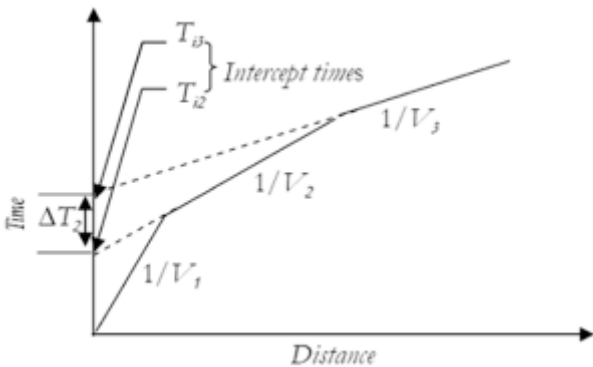


Gambar 1. Pembiasan dengan sudut kritis (diolah dari Telford<sup>2)</sup>)

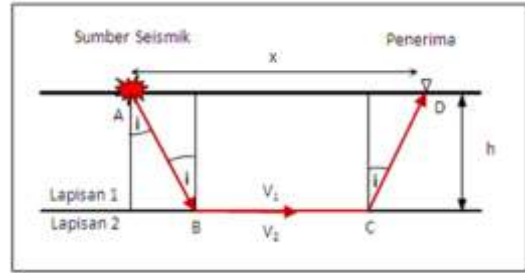
Tahapan akhir dalam metode seismik refraksi adalah membuat atau melakukan interpretasi hasil dari survei menjadi data bawah permukaan yang akurat. Data-data waktu dan jarak dari kurva travel time diterjemahkan menjadi suatu penampang seismik, dan akhirnya dijadikan menjadi penampang geologi.

### I.3. Penentuan Ketebalan Lapisan Batuan

Perhitungan yang digunakan dalam metode seismik refraksi adalah dengan menghitung waktu pertama kali gelombang yang berasal dari sumber seismik diterima oleh setiap penerima (*travel time*). Dengan mengetahui jarak setiap *geophone* dengan sumber seismik dan waktu penjalangan gelombang kemudian dibuat grafik hubungan antara jarak dengan waktu. Dengan mengetahui gradien/*slope* dari grafik tersebut maka akan didapatkan nilai kecepatan. Kedalaman lapisan batuan dapat ditentukan dengan menggunakan dua cara yaitu berdasarkan *intercept time* ( $T_i$ ) dan berdasarkan jarak kritis ( $X_c$ ) (Gambar 2)<sup>2)</sup>.



Gambar 2. Kurva travel time pada banyak lapisan<sup>2)</sup>



Gambar 3. Lintasan penjalangan gelombang refraksi (diolah dari Telford<sup>2)</sup>)

Jika dibawah permukaan bumi terdapat dua lapisan batuan yang dibatasi oleh *interface* datar maka waktu tempuh gelombang refraksi ( $t$ ) untuk merambat dari sumber seismik menuju penerima akan melalui lintasan A-B-C-D (Gambar 3). Dengan menggunakan *intercept time* dan jarak kritis ( $x_0$ ) dapat diketahui kedalaman *interface* untuk sejumlah  $n$  *refraktor* data yaitu<sup>2)</sup>:

$$t_n = \frac{x}{V} + \sum_{i=1}^{n-1} \frac{2h_i \cos \theta_i}{V_i} \quad (1)$$

$$h_n = \frac{V_n}{2 \cos \theta_n} \left( t_n - \sum_{i=1}^{n-1} \frac{2h_i \cos \theta_i}{V_i} \right) \quad (2)$$

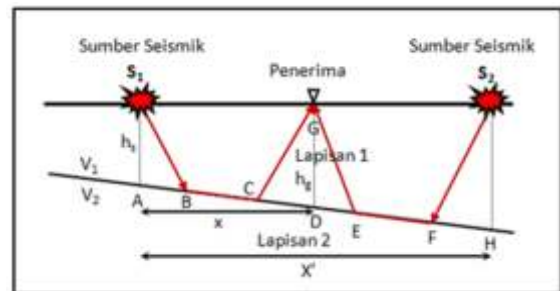
Kondisi lapisan bawah permukaan tidak selamanya datar, namun ada lapisan permukaan berupa lapisan miring (Gambar 4). Pengukuran pada lapisan miring dilakukan dengan metode bolak-balik yaitu *forward shot/ downdip* (pengukuran kearah per lapisan turun) atau *reverse shot/updip* (pengukuran kearah lapisan naik). Untuk mengetahui ketebalan lapisan yang tidak kita ketahui kondisi *interface*-nya biasanya menggunakan metode waktu tunda.

Pada perlapisan miring, sudut kemiringan diperoleh dari:

$$\gamma = \frac{1}{2} \left[ \sin^{-1} \left( \frac{V_1}{V_{2U}} \right) - \sin^{-1} \left( \frac{V_1}{V_{2D}} \right) \right] \quad (3)$$

Nilai kecepatan lapisan kedua ( $V_2$ ) bukan nilai rata-rata aritmatika dari  $V_{2U}$  dan  $V_{2D}$ , tetapi rata-rata harmonik dikalikan cosinus dari sudut kemiringan:

$$V_2 = \frac{2V_{2U}V_{2D}}{V_{2U} + V_{2D}} \cos \gamma \quad (4)$$



Gambar 4. Pengukuran dengan menggunakan metode *delaytime* bolak-balik (diolah dari Telford<sup>2)</sup>)

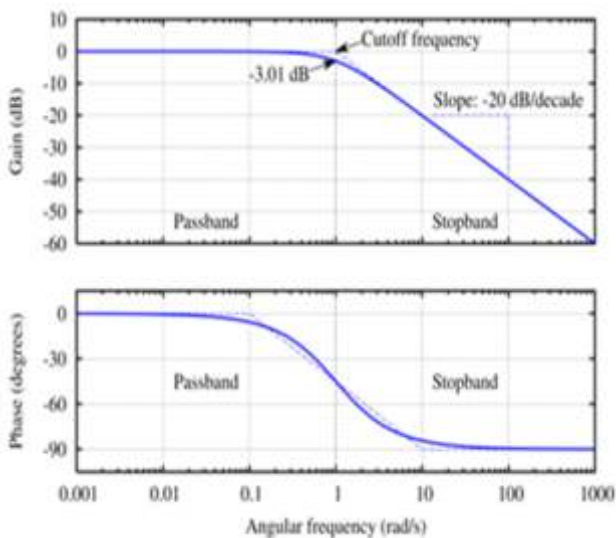
#### I.4 Band Pass Filter Butterworth (BPF)

Filter *butterworth* adalah jenis filter pengolahan sinyal yang dirancang untuk memiliki sebuah flat respon frekuensi yang memungkinkan dalam passband sehingga disebut juga *maximally flat magnitude filter*<sup>3)</sup>. Filter *butterworth lowpass* orde ke-N dengan frekuensi *cutoff* adalah:

$$|H_{\text{Butterworth}}(\omega)|^2 = \frac{1}{1 + \omega^{2N}} \quad (5)$$

Respon frekuensi dari filter *butterworth* adalah maksimal datar (tidak memiliki riak) di passband dan memiliki pelemahan yang cukup tajam pada frekuensi *stopband*. *Butterworth filter* memberikan optimasi pada daerah passband.<sup>3)</sup>

Bila dilihat pada logaritma *bode plot*, respon *lereng off linier* menuju tak terhingga negatif. Untuk filter orde pertama, respon gulungan turun di -6 dB per oktaf (-20 dB per dekade) (semua orde pertama *lowpass* memiliki frekuensi respon ternormalisasi yang sama). Untuk orde kedua, respon berkurang pada -12 dB per oktaf, orde ketiga di -18 dB dan seterusnya. Filter *butterworth* memiliki fungsi berkekuatan monoton berubah dengan  $\omega$ , tidak seperti jenis filter lain yang memiliki riak non-monoton di *passband* dan/atau *stopband* tersebut.<sup>3)</sup>



Gambar 5. Logaritma *bode plot* dari butterworth orde pertama<sup>3)</sup>

*Band pass filter* (BPF) merupakan filter yang melewati frekuensi di antara frekuensi *cut-off* bawah dan frekuensi *cut-off* atas. *Band pass filter* merupakan gabungan dari *low pass filter* (LPF) dan

*high pass filter* (HPF). Karakteristik *passband* terhadap LPF ditransformasikan ke dalam setengah *pass band* teratas/tertinggi dari *band pass* filter. Karakteristik *passband* terhadap HPF ditransformasikan ke dalam setengah *passband* terbawah/terendah dari *band pass* filter. Sehingga *band pass filter butterworth* merupakan filter *band pass* dengan *phase* yang lebih linier.

#### I.5 Refraction Tomography

Proses *refraction tomography* ini menggunakan model berupa blok-blok area yang dapat diperhalus menjadi sebuah citra (Gambar 6 dan 7), sedangkan pemakaian model berupa lapisan akan memberikan nilai kesalahan yang lebih besar karena perbedaan nilai  $V_p$  secara lateral terutama pada lapisan dekat permukaan.

Metode refraksi tomografi ini diawali pembuatan model kecepatan awal, dan kemudian dilakukan iterasi pelacakan sinar (*forward refraction raytracing*) melalui model, membandingkan waktu tempuh perhitungan dengan waktu tempuh pengukuran, memodifikasi model, dan mengulangi proses sampai perbedaan antara waktu perhitungan dan pengukuran mencapai minimal<sup>4)</sup>.

Tujuan utamanya adalah untuk menemukan waktu tempuh minimum antara sumber dan penerima untuk setiap pasangan sumber-penerima. Hal ini dicapai dengan pemecahan untuk  $l$  (*raypath*) dan  $S$  (kecepatan invers atau *slowness*). Iterasi yang digunakan adalah pendekatan *non linear least-squares*.

$$S = \frac{l}{v} \quad (5)$$

dengan  $S$  = slowness

$l$  = raypath

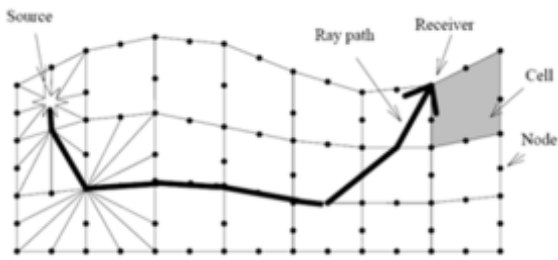
$v$  = kecepatan gelombang P

dalam bentuk diskrit, dihasilkan waktu tempuhnya adalah:

$$t_i = \sum_{j=1}^N S_j l_{ij} \quad (6)$$

Sehingga waktu tempuh dalam bentuk matrik adalah:

$$LS = \begin{pmatrix} l_{11} & l_{12} & \dots & l_{1N} \\ l_{21} & l_{22} & \dots & l_{2N} \\ l_{31} & l_{32} & \dots & l_{3N} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ l_{M1} & l_{M2} & \dots & l_{MN} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} s_1 \\ s_2 \\ \vdots \\ s_N \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} t_1 \\ t_2 \\ \vdots \\ t_M \end{pmatrix} = T \quad (7)$$



Gambar 6. Perhitungan waktu tempuh gelombang dengan *raytracing*<sup>4)</sup>



Gambar 7. Model blok-blok area pada proses *refraction tomography*<sup>4)</sup>

### I.6. Hubungan Kecepatan dan Densitas Batuan Formasi

Besarnya cepat rambat gelombang P dalam lapisan batuan dipengaruhi oleh elastisitas dan densitas batuan.<sup>5)</sup> Sehingga dengan mengetahui cepat rambat gelombang P pada lapisan batuan maka akan diketahui tingkat kekerasan lapisan atau densitas batuan tersebut.

Dalam penentuan densitas batuan digunakan rumus empiris yang diambil dari *Gardner's relationship*, dengan menggunakan kecepatan gelombang P untuk memprediksikan densitas suatu batuan. Gardner et. al.<sup>6)</sup> melakukan serangkaian studi empiris dan menemukan hubungan antara kecepatan dan densitas sebagai berikut:

$$\rho = aV^{\frac{1}{4}} \quad (8)$$

dengan  $\rho$  = densitas, dalam g/cm<sup>3</sup>

$a = 0,31$

$V$  = kecepatan gelombang P, dalam m/s

## II. METODE PENELITIAN

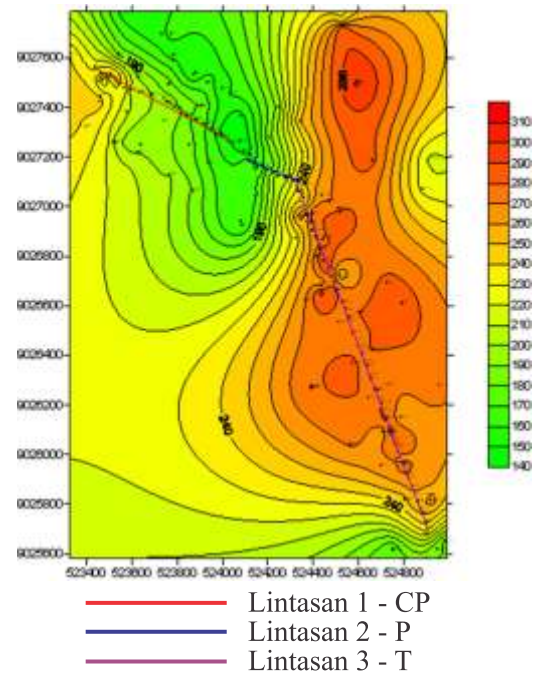
Metode penelitian yang digunakan adalah metode seismik refraksi untuk menghitung kecepatan rambat gelombang seismik dan kedalaman masing-masing lapisan yang diturunkan dari kurva *travel time* sehingga akan didapatkan model struktur bawah permukaan.

### 2.1. Pengambilan Data

Dalam survei seismik refraksi ini pengambilan data dilakukan dengan susunan konfigurasi peralatan *geophone* dan sumber gelombang dipasang dalam satu garis lurus (*line seismic*) dan dibagi menjadi tiga lintasan (Gambar 8). Panjang lintasan 1 adalah 720 m, lintasan 2 adalah 240 m dan lintasan 3 adalah 1600 m, sehingga total lintasan survei adalah 2560 m (Tabel 1).

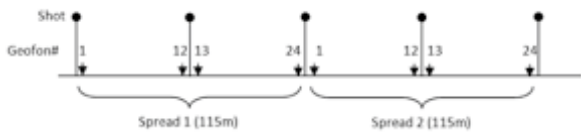
Tabel 1. Panjang lintasan dan jumlah *spread* untuk masing-masing lintasan survei.

No	Nama Lintasan	Panjang Lintasan (m)	Jumlah <i>Spread</i>
1	1-CP	720	6
2	2-P	240	2
3	3-T	1600	13



Gambar 8. Posisi lintasan survei seismik refraksi yang di *overlay* pada peta kontur ketinggian

Akuisisi disusun menggunakan *end-off spread* di kedua ujung dan *mid-spread*. Beberapa bagian lintasan menggunakan dua *mid-spread*, dan beberapa bagian lain menggunakan *mid-spread* tunggal (Tabel 1). Jarak antar *geophone* adalah 5 meter dengan desain survei dapat dilihat pada gambar 9. Data yang diperoleh dari survei seismik refraksi adalah waktu tempuh jalur gelombang P dari sumber ke tiap *geophone* yang disebut *travel time*.



Gambar 9. Sketsa survei seismik refraksi

## 2.2. Pengolahan Data

Dalam tahap pengolahan data, melalui beberapa tahapan, yaitu:

### 1. Editing Geometri

Data-data seismik yang diperoleh diidentifikasi posisi-posisi setiap *geophone* dan posisi sumber seismiknya dengan cara mengedit ataupun membuat geometri, sehingga dapat dikenali oleh komputer sebagai satu kesatuan database. Proses editing geometri dilakukan di lapangan (pada saat survei dilakukan) dan di evaluasi kembali sebelum diproses.

### 2. Band pass filter butterworth 10 - 100 Hz

Beberapa data lapangan mengandung frekuensi noise yang cukup tinggi. *Noise* ini di beberapa data nampak dapat menenggelamkan sinyal *firstbreak* yang dicari. Untuk mengatasi hal tersebut dilakukan proses BPF (band pass filter butterworth) sebesar 10 - 100 Hz.

### 3. Proses Inversi

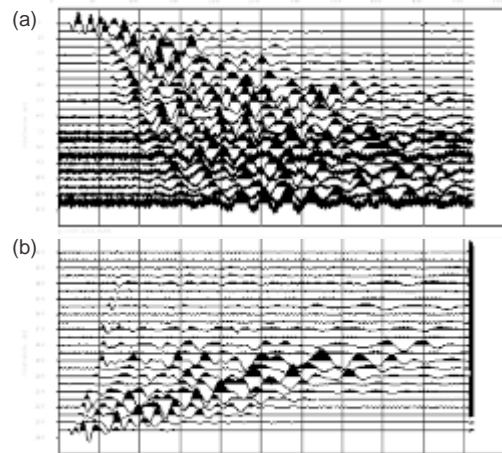
Mengingat perbedaan nilai  $V_p$  secara lateral di dekat permukaan, maka proses inversi yang digunakan adalah *refraction tomography*, dengan menggunakan pendekatan *non linier least square inversion (Seis-imager, OYO)*, dan perhitungan pemodelan maju untuk perhitungan ini adalah menggunakan *forward refraction raytracing*, yang menghasilkan data sintetik yang relevan dengan data lapangan.

## III. HASIL DAN PEMBAHASAN

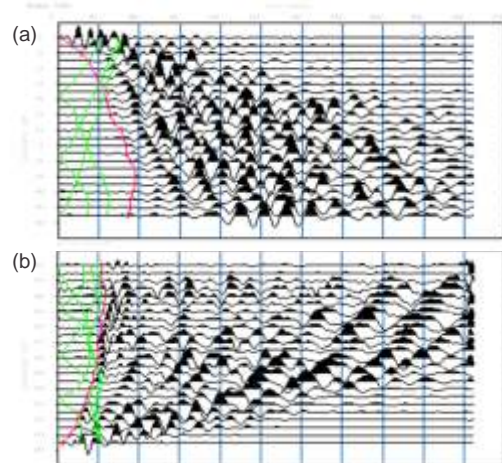
### 3.1. Hasil Perhitungan *Travel Time* dan Inversi

Setelah dilakukan editing geometri, data lapangan di tampilkan dalam penampang seismik (Gambar 10) dan sebelum dicatat *firstbreak* untuk masing-masing kanal *geophone*, data penampang seismik ini difilter terlebih dahulu menggunakan band pass filter *butterworth* sebesar 10 - 100 Hz (Gambar 11). Dari hasil *firstbreak* kemudian dilakukan perhitungan untuk mendapatkan *travel time* untuk masing-masing kanal. Hasil

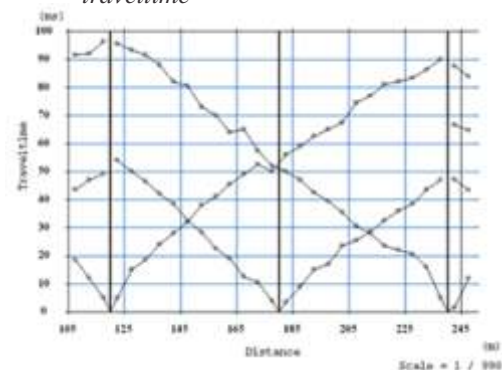
perhitungan kemudian diplot untuk mendapatkan kurva *travel time* (Gambar 12).



Gambar 10. Penampang seismik data lapangan sebelum proses filter, (a) *forward shot* dan (b) *reverse shot*



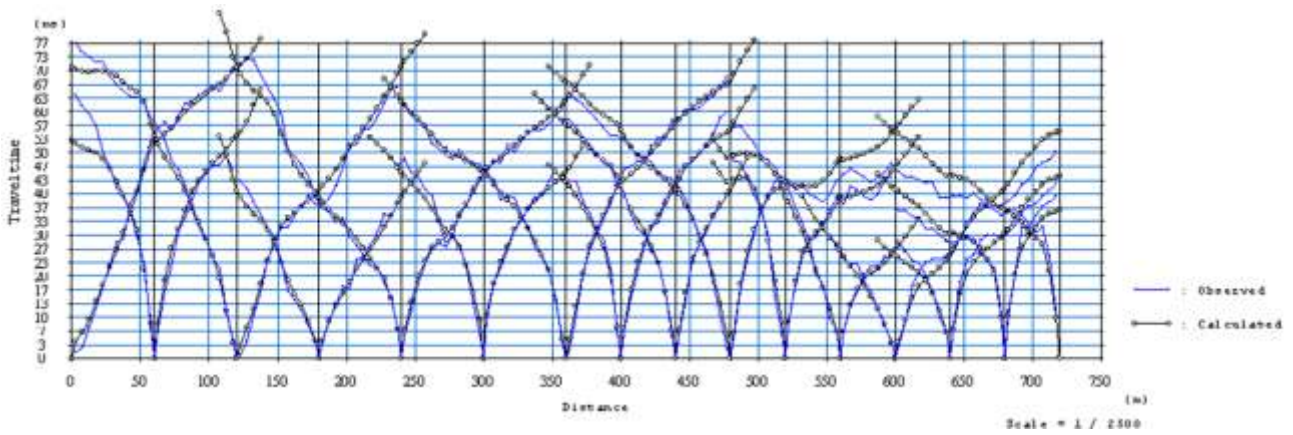
Gambar 11. Penampang seismik setelah proses filter, (a) *forward shot* dan (b) *reverse shot*. Garis merah adalah data *firstbreak* dari *shot gather* yang aktif dan garis hijau adalah *traveltime*



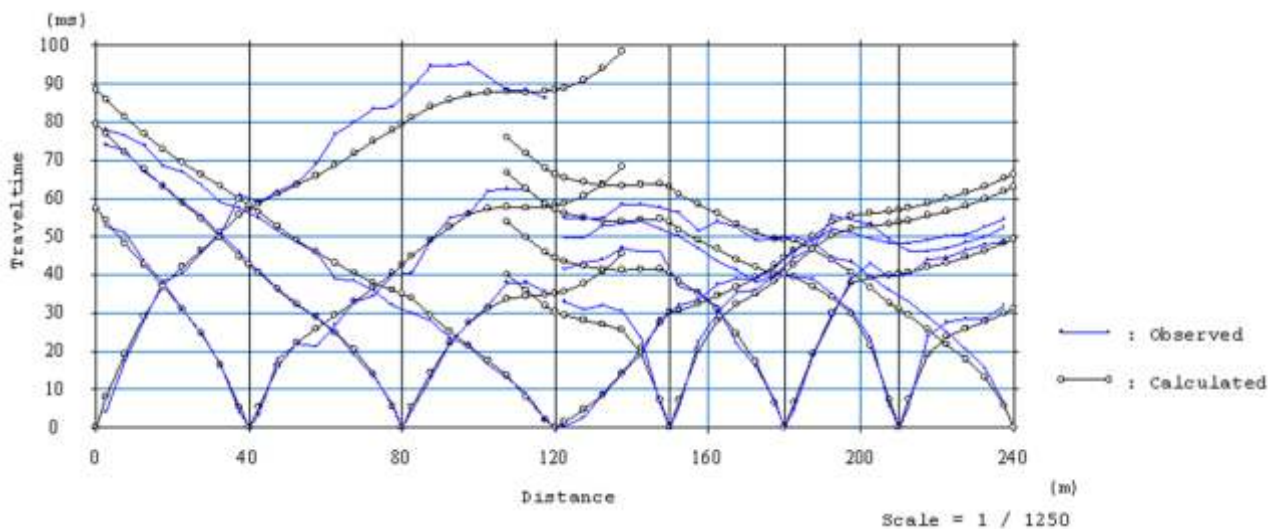
Gambar 12. Cuplikan plot *firstbreak* dalam 1 *spread* pada lintasan T, kurva dicuplik dari jarak 105 hingga 250 meter. Garis vertikal merupakan posisi *shot*.

Hasil perhitungan *travel time* untuk masing-masing *spread* dalam satu lintasan kemudian digabung dan dibuat sebuah kurva *travel time* sesuai dengan posisi dan lintasannya. Lintasan 1-CP mempunyai panjang lintasan 720 meter yang

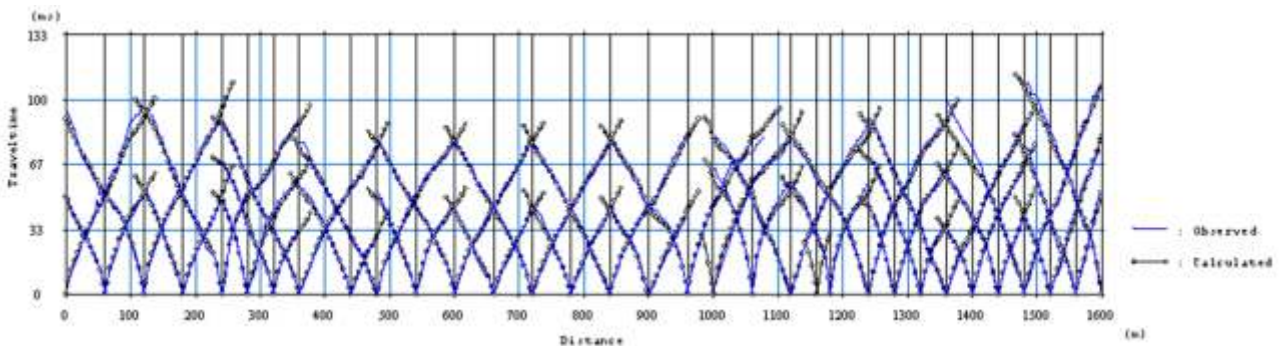
terbagi dalam 6 *spread* (Gambar 13). Lintasan 2-P mempunyai panjang lintasan 240 meter yang terbagi dalam 2 *spread* (Gambar 14), dan lintasan 3-T mempunyai panjang lintasan 1600 meter yang terbagi dalam 13 *spread* (Gambar 15).



Gambar 13. Kurva *travel time* hasil perhitungan data seismik refraksi pada lintasan 1-CP



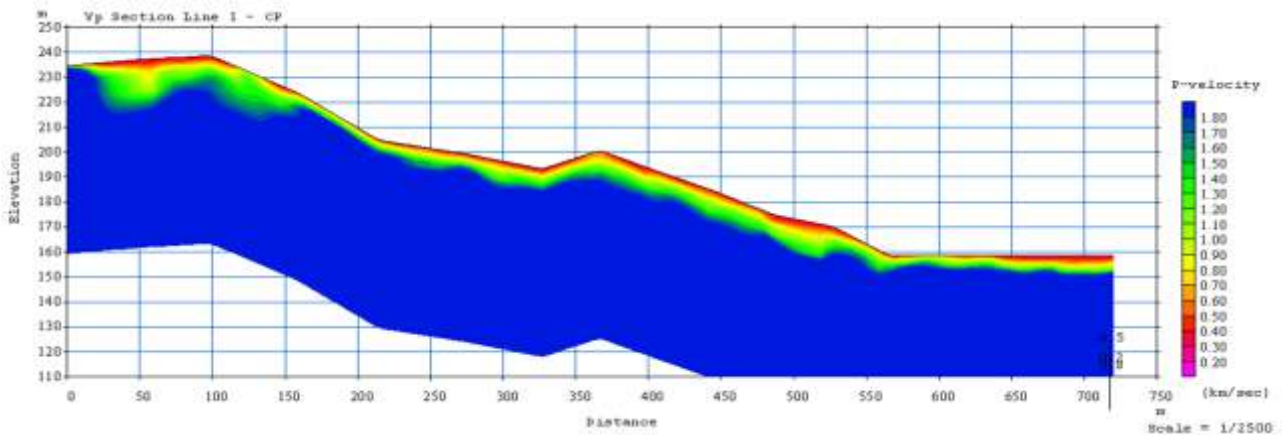
Gambar 14. Kurva *travel time* hasil perhitungan data seismik refraksi pada lintasan 2-P



Gambar 15. Kurva *travel time* hasil perhitungan data seismik refraksi pada lintasan 3-T

Hasil *travel time* tersebut kemudian di inversi menggunakan metode *refraction tomography*, dengan pendekatan *non linier least square inversion* sehingga mendapatkan model penampang bawah permukaan berdasarkan nilai kecepatan rambat gelombang. *Forward refraction raytracing* digunakan untuk menghitung *travel time* dari model yang terbentuk. Selisih nilai *travel time* lapangan dan *travel time* model digunakan

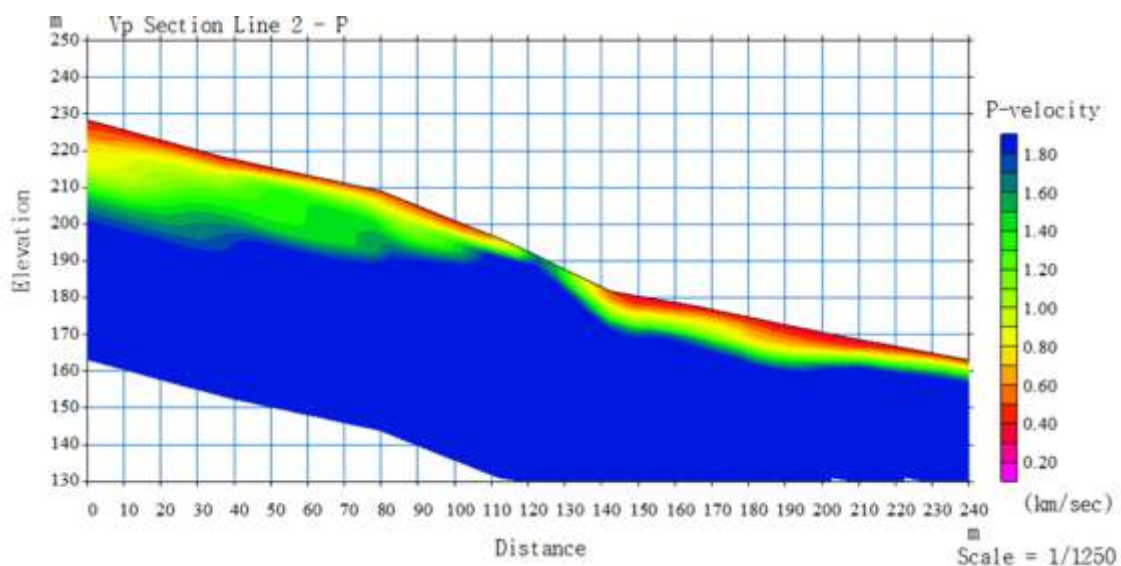
untuk merubah parameter  $V_p$  blok dengan inversi. Terbentuk model  $V_p$  baru dihitung *travel time*-nya lagi dengan *forward refraction raytracing* dilihat selisihnya dengan data lapangan hingga diperoleh selisih nilainya minimum. Hasil inversi akan diperoleh model *blocky*, yang kemudian dikonturkan untuk mendapatkan visualisasi lebih halus.



Gambar 16. Model penampang bawah permukaan berdasarkan cepat rambat gelombang P pada lintasan 1-CP

Berdasarkan penampang model 2D pada lintasan 1-CP (Gambar 16), dapat diketahui nilai cepat rambat gelombang P pada penampang vertikal sepanjang lintasan. Hasil inversi mendapatkan kecepatan rambat gelombang P sekitar 200 - 1900 m/sec. Lapisan pertama merupakan lapisan tipis dengan kecepatan rambat gelombang 200 - 700 m/sec, lapisan kedua dengan

kecepatan rambat gelombang 700 - 1100 m/sec, lapisan ini mempunyai ketebalan sekitar 0 - 3 meter. Lapisan ketiga mempunyai kecepatan rambat gelombang 1100 - 1700 m/sec dengan ketebalan antara 2 - 5 meter dan lapisan dibawahnya merupakan lapisan tebal dengan kecepatan rambat gelombang > 1700 m/sec.

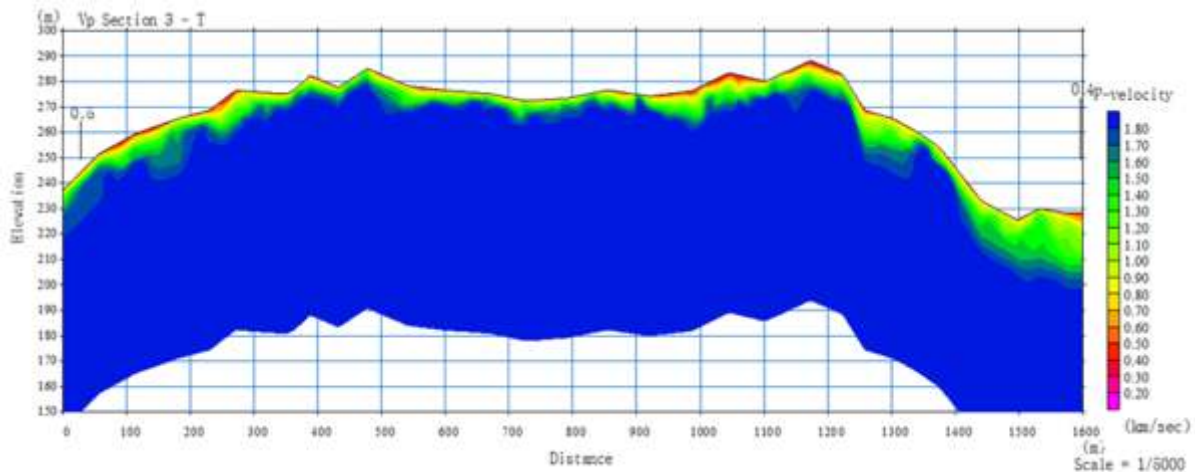


Gambar 17. Model penampang bawah permukaan berdasarkan cepat rambat gelombang P pada lintasan 2-P



Berdasarkan penampang model 2D pada lintasan 2-P (Gambar 17), dapat diketahui nilai cepat rambat gelombang P pada penampang vertikal sepanjang lintasan. Hasil inversi mendapatkan kecepatan rambat gelombang P sekitar 200 - 1900 m/sec. Lapisan pertama merupakan lapisan tipis dengan kecepatan rambat gelombang 200 - 700 m/sec, lapisan kedua dengan

ketebalan sekitar 0 - 5 meter mempunyai kecepatan rambat gelombang 700 - 1100 m/sec. Lapisan ketiga mempunyai kecepatan rambat gelombang 1100 - 1700 m/sec dengan ketebalan antara 2 - 15 meter, dan lapisan dibawahnya merupakan lapisan tebal dengan kecepatan rambat gelombang > 1700 m/sec. Pada jarak 120 meter, lapisan keempat menembus sampai ke permukaan.



Gambar 18. Model penampang bawah permukaan berdasarkan cepat rambat gelombang P pada lintasan 3-T

Berdasarkan penampang model 2D pada lintasan 3-T (Gambar 18), dapat diketahui nilai cepat rambat gelombang P pada penampang vertikal sepanjang lintasan. Hasil inversi mendapatkan kecepatan rambat gelombang P sekitar 200 - 1900 m/sec. Lapisan pertama merupakan lapisan tipis dengan ketebalan 0 - 2 meter dan mempunyai kecepatan rambat gelombang 200 - 700 m/sec. Lapisan kedua dengan ketebalan sekitar 0 - 5 meter mempunyai kecepatan rambat gelombang 700 - 1100 m/sec. Lapisan ketiga mempunyai kecepatan rambat gelombang 1100 - 1700 m/sec dengan ketebalan antara 2 - 10 meter, dan lapisan dibawahnya merupakan lapisan tebal dengan kecepatan rambat gelombang > 1700 m/sec.

menggunakan perumusan empiris dari hubungan gardner (persamaan 8), maka diperoleh nilai densitasnya sekitar 1.17 - 2.05 gr/cc. Sedangkan untuk pengelompokan lapisannya diperoleh nilai densitas lapisan pertama adalah 1.17 - 1.59 g/cc, lapisan kedua adalah 1.59 - 1.78 gr/cc, lapisan ketiga adalah 1.78 - 1.99 gr/cc dan lapisan keempat adalah diatas 1.99 gr/cc.

### 3.2. Hasil Perhitungan Densitas Batuan

Perhitungan densitas batuan dilakukan

Interpretasi jenis batuan dari hasil kecepatan rambat gelombang dan densitas batuan serta informasi geologinya menunjukkan bahwa lapisan batuan terdiri dari soil, granodiorit lapuk kuat, granodiorit lapuk lemah dan granodiorit segar (Tabel 2). Dari tabel kedalaman bisa diketahui bahwa soil dan lapisan lapuknya mempunyai ketebalan 0 - 15 meter, sehingga kedalaman lapisan kerasnya berada sangat dangkal dan bervariasi, bahkan di beberapa lokasi lapisan keras berupa granodiorit segar muncul di permukaan.

Tabel 2. Hasil pengelompokan lapisan dan interpretasi berdasarkan nilai cepat rambat gelombang P dan densitasnya.

Lapisan	Ketebalan (meter)	$V_p$ (m/sec)	$\rho$ (gr/cc)	Keterangan (satuan)
1	0 - 5	200 - 700	1.17 - 1.59	Soil
2	0 - 5	700 - 1100	1.59 - 1.78	Granodiorit lapuk kuat
3	0 - 15	1100 - 1700	1.78 - 1.99	Granodiorit lapuk lemah
4	> 70	> 1700	> 1.99	Granodiorit segar

#### IV. KESIMPULAN

Dari hasil kajian yang dilakukan di daerah Senawang dengan menggunakan metode seismik refraksi maka diperoleh kesimpulan sebagai berikut:

1. Hasil kajian seismik refraksi di daerah Senawang didapatkan empat lapisan dengan kecepatan rambat gelombang P sekitar 200 - 1800 m/sec dan densitasnya sekitar 1.17 - 2.05 gr/cc.
2. Pengelompokan lapisan berdasarkan kecepatan rambat gelombang P adalah lapisan pertama (200 - 700 m/sec), lapisan kedua (700 - 1100 m/sec), lapisan ketiga (1100 - 1700 m/sec) dan lapisan keempat (> 1700 m/sec)
3. Litologi batuan bawah permukaan terdiri dari soil (1.17 - 1.59 g/cc), granodiorit lapuk kuat (1.59 - 1.78 gr/cc), granodiorit lapuk lemah (1.59 - 1.78 gr/cc) dan granodiorit segar (>1.99 gr/cc)
4. Batuan keras terdapat dari permukaan hingga kedalaman 30 meter

#### V. UCAPAN TERIMAKASIH

Ucapan terimakasih penulis sampaikan kepada Drs. Hendri Subakti, M.Si dan Drs. Imam Suyanto, M.Si atas saran dan masukannya selama proses pelaksanaan penelitian ini. Ucapan terimakasih juga disampaikan kepada Fathoni Sukma dan Ari Dwi Rahardja yang membantu dalam pengambilan data di lapangan.

#### VI. DAFTAR PUSTAKA

- 1) Rosid, S., & Setiawan, B. (2008). Pemetaan tingkat kekerasan batuan menggunakan metode seismik refraksi. *Prosiding Seminar Nasional Sains dan Teknologi-II 2008*, Lampung: Universitas Lampung.
- 2) Telford, M.W., Geldart, L.P., Sheriff, R.E., & Keys, D.A. (1976). *Applied geophysics*, New York: Cambridge University Press.
- 3) Bianchi, G., & Sorrentino, R. (2007). *Electronic filter simulation & design*. McGraw-Hill Professional.
- 4) Seisimager 2D Manual ver 3.3 (2009). ([ftp://geom.geometrics.com/pub/seismic/SeisImager/Installation\\_CD/SeisImager2D\\_Manual/SeisImager2D\\_Manual\\_v3.3.pdf](ftp://geom.geometrics.com/pub/seismic/SeisImager/Installation_CD/SeisImager2D_Manual/SeisImager2D_Manual_v3.3.pdf)), diakses 19 September 2011.
- 5) Susilawati. (2004). *Seismik refraksi (dasar teori dan akuisisi data)*, USU Digital Library.
- 6) Gardner, G.H.F., Gardner, L.W., & Gregory, A.R. (1974). Formation velocity and density - the diagnostic basics for stratigraphic traps. *Geophysics*, 39, 770-780.