

BAB II

DASAR TEORI

2.1 Gelombang seismik

Gelombang seismik adalah gelombang elastik yang menjalar di dalam medium bumi. Gelombang seismik sering timbul akibat adanya gempa bumi atau ledakan. Gelombang seismik dapat diukur dengan menggunakan alat seismometer. secara umum, gelombang seismik dapat dibagi menjadi dua kelompok yaitu gelombang badan dan gelombang permukaan.

2.1.1 Gelombang Badan

Gelombang badan adalah gelombang seismik yang menjalar dalam media elastik dan arah perambatannya keseluruhan bagian di dalam bumi. Efek kerusakan yang ditimbulkan dari gelombang ini cukup kecil. Berdasarkan gerak partikel pada media dan arah penjaranya gelombang badan dibagi menjadi dua bagian, yaitu gelombang P dan gelombang S. Gelombang P bisa disebut juga sebagai gelombang longitudinal, yang mencirikan gerak partikelnya sejajar dengan arah perambatannya. Gelombang ini memiliki kecepatan paling tinggi di antara gelombang lainnya sehingga terdeteksi pertama kali oleh seismograf. Gelombang P dapat merambat melalui medium padat, cair, dan gas. Persamaan dari kecepatan gelombang P adalah sebagai berikut :

$$V_p = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} \quad (2.1)$$

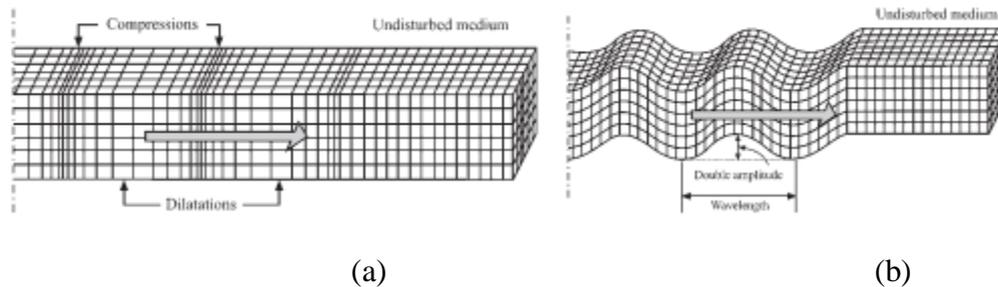
Keterangan : λ = konstanta lame

μ = rigiditas

ρ = densitas

Sedangkan gelombang S bisa disebut juga sebagai gelombang transversal yang hanya menjalar melalui medium padat. Gerakan partikel oleh penjaran gelombang ini adalah tegak lurus dengan arah penjaran gelombangnya. Lalu persamaan dari kecepatan gelombang S adalah :

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (2.2)$$



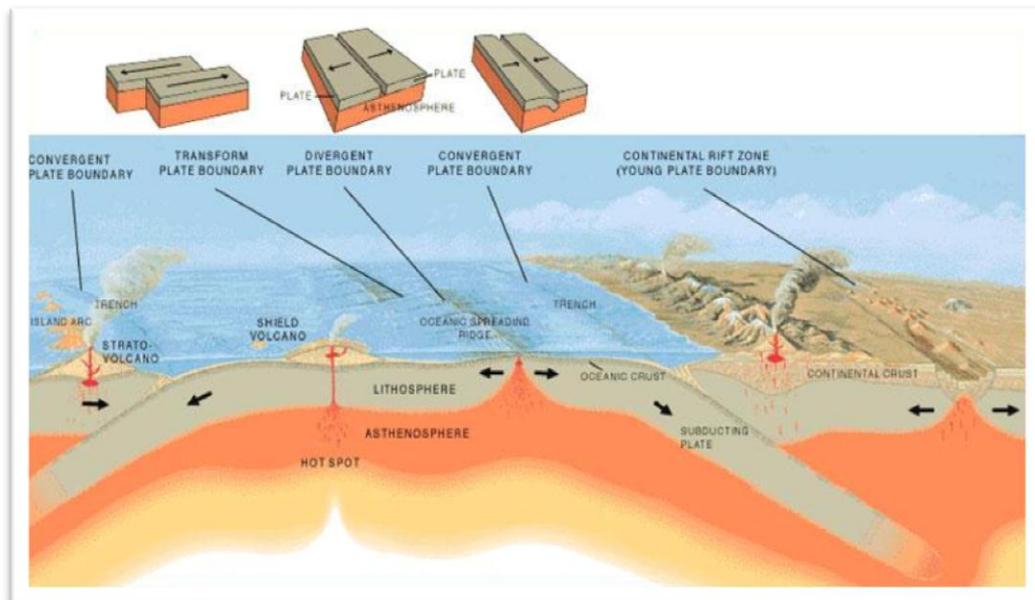
Gambar 2.1. (a) Ilustrasi gerak partikel gelombang P, (b) Ilustrasi gerak partikel gelombang S (Elnashai dan Sarno ,2008)

2.2 Gempa bumi

Gempa bumi adalah peristiwa bergetarnya bumi akibat pelepasan energi di dalam bumi secara tiba-tiba yang ditandai dengan patahnya lapisan batuan pada kerak bumi. Akumulasi energi penyebab terjadinya gempabumi dihasilkan dari pergerakan lempeng-lempeng tektonik. Energi yang dihasilkan dipancarkan ke segala arah berupa gelombang gempabumi sehingga efeknya dapat dirasakan sampai ke permukaan bumi. Lempeng tektonik merupakan bagian dari litosfer padat yang terapung di atas mantel dan bergerak satu sama lainnya.

Litosfer merupakan lapisan bumi yang paling atas dengan ketebalan lebih kurang 66 km tersusun atas batuan yang relatif dingin dan di bagian paling atas berada pada kondisi padat dan kaku. Pada lapisan litosfer ini sering diartikan sebagai pembentuk muka bumi yang terdiri dari batuan dan mineral. Di bawah lapisan litosfer terdapat batuan yang jauh lebih panas yang disebut astenosfer. Lapisan ini sedemikian panasnya sehingga senantiasa dalam keadaan tidak kaku, dan dapat bergerak sesuai dengan proses pendistribusian panas yang dikenal sebagai aliran konveksi.

Ada tiga kemungkinan pergerakan satu lempeng tektonik relatif terhadap lempeng lainnya, yaitu kedua lempeng saling menjauhi (*divergent*), saling mendekati (*convergent*) dan saling geser (*transform*) (Thomson, 2006).



Gambar 2.2. Sketsa pergeseran lempeng tektonik (Thomson, 2006)

Umumnya gerakan lempeng berlangsung lambat dan tidak dapat dirasakan oleh manusia, namun terukur sebesar 0-15 cm/tahun. Terkadang gerakan lempeng ini berhenti dan saling mengunci, sehingga terjadi pengumpulan energi yang berlangsung terus sampai pada suatu saat batuan pada lempeng tektonik tersebut tidak lagi kuat menahan gerakan sehingga terjadi pelepasan mendadak yang dikenal sebagai gempa bumi.

Gempa bumi berdasarkan sumber terjadinya gempa, Hoernes (Subardjo dan Ibrahim, 2004) dikelompokkan menjadi :

1. Gempa bumi Tektonik, yaitu gempa bumi yang disebabkan oleh adanya aktivitas tektonik secara tiba-tiba yang mempunyai kekuatan dari yang sangat kecil hingga yang sangat besar. Gempa bumi ini banyak menimbulkan kerusakan atau bencana alam di bumi.
2. Gempa bumi Vulkanik, yaitu gempabumi yang terjadi karena adanya aktivitas magma sebelum erupsi gunung api. Aktivitas magma yang naik ke permukaan yang akan menimbulkan gempa -gempa kecil yang bisa terjadi sebelum gunung

api meletus. Gempa yang terjadi tersebut diklasifikasikan sebagai gempa bumi vulkanik.

3. Gempa bumi Runtuhan, yaitu gempa bumi yang terjadi karena adanya runtuh tanah yang biasa disebabkan oleh gempa bumi tektonik maupun vulkanik dengan atau longsoran dari massa batuan yang berada di lereng gunung api. Gempa bumi ini jarang terjadi dan bersifat lokal.

Gempa bumi berdasarkan kedalamannya dibedakan menjadi tiga jenis, yaitu (Sonjaya,2008):

1. Gempabumi Dangkal

Gempabumi dangkal adalah gempabumi yang hiposenternya berada kurang dari 50 km dari permukaan bumi. Di Indonesia gempabumi dangkal letaknya terpencar di sepanjang sesar aktif dan patahan aktif. Gempabumi dangkal menimbulkan kerusakan besar dan semakin dangkal tempat terjadinya gempabumi maka daya rusaknya semakin besar.

2. Gempabumi Menengah

Gempabumi menengah adalah gempa bumi yang hiposenternya berada antara 50 km - 300 km di bawah permukaan bumi. Di Indonesia gempabumi menengah terbentang sepanjang Sumatera sebelah barat, Jawa sebelah selatan, selanjutnya Nusa Tenggara antara Sumbawa dan Maluku, akhirnya sepanjang Teluk Tomini, Laut Maluku ke Filipina. Gempabumi menengah dengan fokus kurang dari 150 km dibawah permukaan masih dapat menimbulkan kerusakan.

3. Gempabumi Dalam

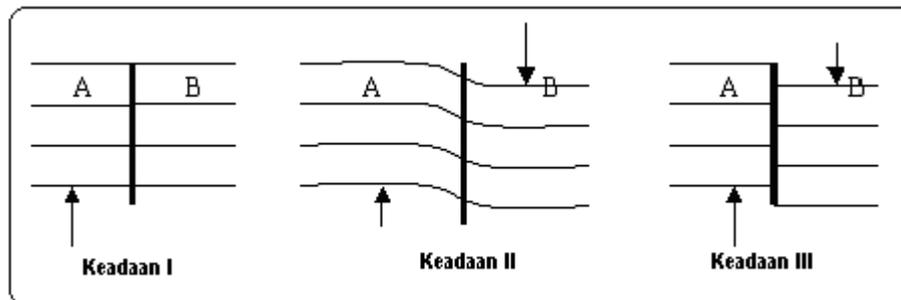
Gempabumi dalam adalah gempabumi yang hiposenternya berada lebih dari 300 km di bawah permukaan bumi. Di Indonesia gempabumi dalam berada di Laut Jawa, Laut Flores, Laut Banda dan Laut Sulawesi. Gempabumi dalam tidak membahayakan.

Saat gempa bumi terjadi besar intensitas atau kekuatan gempabumi dapat diukur dengan suatu alat yang dinamakan seismograf dan data hasil catatan seismograf yang berupa grafik dinamakan seismogram. Besarnya intensitas gempa tergantung pada.

1. *Hypocenter*, yaitu titik fokus kejadian gempa bumi yang terdiri dari latitude , longitude dan kedalaman gempa tersebut.
2. Magnitudo, yaitu suatu ukuran kekuatan gempa yang dapat diukur secara kuantitatif dan kualitatif. Pengukuran gempa secara kuantitatif dilakukan dengan menggunakan magnitudo lokal (MI), magnitudo bodi (Mb), magnitudo permukaan (Ms), magnitudo momen (Mw). Pengukuran gempa secara kualitatif yaitu dengan melihat besarnya kerusakan yang diakibatkan oleh gempa.

2.3 Mekanisme sumber gempabumi

Ditinjau dari bagaimana proses terjadinya gempa bumi, seorang ahli seismologi Amerika yang bernama Reid pada tahun 1906 mengadakan penelitian untuk membahas tentang proses pemecahan di sebuah sumber gempabumi pada gempa San Fransisco yang terjadi di San Andreas Fault.



Gambar 2.3. Mekanisme sumber gempa bumi (Subardjo dan Ibrahim,2004)

Dari Gambar 2.3 tersebut menunjukkan mekanisme gempa bumi diilustrasikan menjadi tiga keadaan yang dimana garis tebal vertikal menunjukkan pecahan atau sesar pada bagian bumi yang padat.

Pada keadaan I memperlihatkan suatu lapisan yang belum terjadi perubahan bentuk geologi. Hal ini karena di dalam bumi terjadi gerakan yang terus-menerus, maka akan terdapat stress yang lama kelamaan akan terakumulasi dan mampu merubah bentuk geologi dari lapisan batuan.

Keadaan II memperlihatkan suatu lapisan batuan telah mendapat dan mengandung stress dimana telah terjadi perubahan bentuk geologi. Untuk bagian A mendapat stress ke atas, sedangkan bagian B mendapat stress ke bawah. Pada proses ini berjalan terus sampai stress yang terjadi di bagian ini cukup besar untuk merubahnya menjadi gesekan antara bagian A dan bagian B. Dalam waktu lama lapisan batuan sudah tidak mampu lagi untuk menahan stress, sehingga akan terjadi suatu pergerakan atau perpindahan yang tiba-tiba ini disebut gempa bumi.

Keadaan III memperlihatkan lapisan batuan yang sudah patah, karena adanya pergerakan yang terjadi secara tiba-tiba dari batuan tersebut. Pergerakan perlahan-lahan pada sesar ini akan bergerak terus, sehingga seluruh proses yang pernah terjadi akan diulangi kembali dan sebuah gempa akan terjadi lagi setelah beberapa waktu lamanya dan seterusnya. Dari teori Reid ini dikenal dengan nama "Elastic Rebound Theory".

2.4 Metode Lingkaran

Pada metode lingkaran ini menganggap ada tiga stasiun pencatat, masing-masing $S_1, S_2,$ dan S_3 . Dengan menggunakan dua data stasiun pencatat S_2 dan S_3 sebagai pusatnya, dibuat lingkaran-lingkaran dengan jari-jari :

$$r_2 = v(t_2 - t_1) \quad (2.3)$$

$$r_3 = v(t_3 - t_1) \quad (2.4)$$

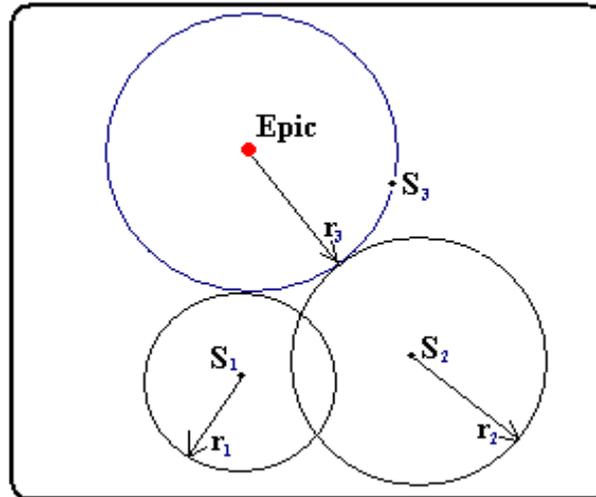
dengan :

r = jari-jari lingkaran

v = kecepatan gelombang

t = waktu tiba gelombang

Episenter adalah pusat sebuah lingkaran yang melalui S_1 dan menyinggung kedua lingkaran yang berpusat di S_2 dan S_3 tersebut. Metode ini dilakukan dengan cara berulang-ulang mencoba membuat lingkaran ketiga sehingga didapatkan titik E yang terbaik. Sehingga metode ini kurang dapat diandalkan karena kualitas penentuannya tergantung pada ketelitian penggambaran ketiga lingkaran tersebut.



Gambar 2.4. Penentuan episenter dengan metode lingkaran (Ibrahim dan Subardjo, 2001)

2.5 Metode geiger

Metode Geiger menggunakan data waktu tiba gelombang P dan gelombang S. Anggapan yang digunakan adalah bahwa bumi terdiri dari lapisan datar yang homogen isotropik, sehingga waktu tiba gelombang gempa yang karena pemantulan dan pembiasan untuk setiap lapisan dapat dihitung. Cara yang digunakan dengan memberikan harga awal hiposenter, kemudian menghitung waktu rambat gelombang untuk setiap stasiun yang digunakan. Setelah perhitungan ini didapatkan residu, yaitu perbedaan antara waktu rambat gelombang yang diamati dengan waktu rambat gelombang yang dihitung untuk setiap stasiun.

Geiger's Adaptive Damping (GAD) (Nishi,2001) merupakan salah satu software yang umum digunakan untuk penentuan posisi hiposenter terutama dalam penentuan lokasi hiposenter gempa di daerah gunung api atau pada daerah yang

mempunyai jarak yang relatif dekat antara sumber gempa dan penerima (receiver). Data yang harus dipersiapkan untuk menjalankan program ini adalah data waktu tiba, posisi seismometer dan struktur kecepatan.

Konsep dasar pada metode Geiger ialah perhitungan waktu tiba gelombang seismik merupakan persamaan Non-Linier, sehingga tidak bisa dilakukan perhitungan inversi secara langsung, sehingga membutuhkan pendekatan linier dalam menyelesaikan permasalahan inversi Non-Linier.

2.6 Metode Grid Search

Metode ini menggunakan ruang model yang didefinisikan terlebih dahulu dengan menentukan secara "a priori" interval (batas minimum dan maksimum) harga setiap parameter model yang mungkin. Kemudian dilakukan diskretisasi pada interval tersebut sehingga diperoleh grid yang dapat saja tidak homogen namun meliputi seluruh ruang model yang telah didefinisikan informasi mengenai harga fungsi obyektif untuk semua grid pada ruang model dapat digunakan untuk menentukan solusi, yaitu model dengan harga fungsi obyektif minimum.

2.7 Metode *Double Difference* (DD)

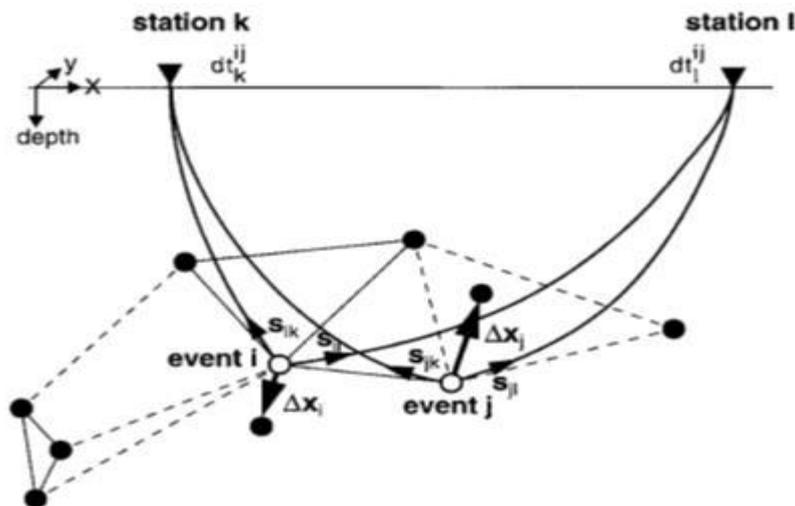
Metode ini merupakan salah satu metode relokasi hiposenter relatif yang dikembangkan dari metode Geiger dengan menggunakan data waktu tempuh residual dari pasangan hiposenter ke setiap stasiun seismograf. Metode ini pertama kali diperkenalkan oleh Waldhauser dan Ellsworth pada tahun 2000 dan implementasi dari metode ini adalah software hypoDD yang dibuat untuk menghasilkan lokasi hiposenter dengan lebih akurat untuk cakupan area yang cukup luas.

Prinsip dari metode *double difference* ini mengasumsikan bahwa jika dua gempa atau lebih memiliki jarak yang jauh lebih kecil daripada jarak antara gempa tersebut terhadap stasiun, maka gempa-gempa tersebut dianggap memiliki bentuk gelombang yang sama dan berasal dari sumber yang sama. Dengan asumsi ini,

selisih waktu tempuh antara kedua gempa yang terekam pada stasiun yang sama dapat dianggap sebagai fungsi jarak antara kedua hiposenter. sehingga kesalahan model kecepatan dapat meminimalkan tanpa menggunakan koreksi stasiun.

Akurasi dari penentuan hiposenter gempa dipengaruhi oleh beberapa faktor diantaranya geometri jaringan stasiun, Ketersediaan fase gempa, dan ketepatan penentuan waktu tiba gelombang. Noise yang terekam selama gelombang menjalar melewati batuan menimbulkan ketidakakuratan dalam penentuan waktu tiba gelombang baik yang dilakukan secara manual maupun otomatis. Metode seismik terdahulu menggunakan teknik *waveform correlation* dan *event clustering* untuk memperbaiki waktu tiba estimasi atau waktu tiba relatif (Zhang dan thurber,2003)

Demikian maka dapat dikatakan jarak antara kedua gempa yang saling berkaitan sekaligus menentukan lokasi relatif dari gempa tersebut berdasarkan waktu tempuh absolut tanpa diperlukan koreksi stasiun (Waldhauser dan Ellsworth, 2000).



Gambar 2.5. Ilustrasi dari algoritma metode *Double difference* (Wald hauser dan Ellsworth, 2000).

Pada Gambar 2.5 dapat dilihat titik yang berwarna hitam dan putih yang diartikan sebagai hiposenter gempa yang dihubungkan oleh gempabumi dengan data katalog. Gambar di atas menunjukkan gempa i dan j disimbolkan dengan lingkaran putih terekam pada stasiun yang sama k dan l dengan selisih waktu dr_k^{ij} dan dr_l^{ij} . Karena posisi dari kedua gempa bumi yang berdekatan, maka bentuk *ray path* (sumber ke stasiun) akan sama yang berarti melalui medium *slowness* hampir sama. Arah panah ΔX_i dan ΔX_j menunjukkan vektor relokasi gempa bumi yang diperoleh dari penyelesaian Persamaan (2.5). (Waldhauser dan Ellsworth,2000).

Dengan menggunakan teori penjalaran sinar, maka persamaan waktu tiba gelombang τ untuk event i dan stasiun k dapat didefinisikan sebagai sebuah integral lintasan (Waldhauser dan Ellsworth,2000)

$$\tau_k^i = \tau^i + \int_i^k u ds, \quad (2.5)$$

Dimana τ^i adalah waktu kejadian dari gempa bumi i , u adalah *slowness field*, dan ds adalah sebuah elemen dari panjang lintasan. Hubungan antara waktu tiba dan lokasi gempabumi tidak linier, sehingga digunakan ekspansi deret Taylor untuk melinierkan pada persamaan (2.5).

Kemudian didapatkan residual gempabumi dimana secara linier menghubungkan waktu tiba observasi dan waktu tiba kalkulasi dr_k^{ij} yang sesuai dengan hiposenter dan parameter gempabumi :

$$\frac{\partial t_k^i}{\partial m} \Delta m^{ij} = dr_k^{ij} \quad (2.6)$$

Dengan asumsi bahwa gempabumi terjadi berdekatan, maka lintasan dari gempabumi ke stasiun dianggap sama. Sehingga kita dapat menuliskan selisih waktu tiba dari gempabumi i dan j kedalam persamaan :

$$dr_k^{ij} = (t_k^i - t_k^j)^{obs} - (t_k^i - t_k^j)^{cal} \quad (2.7)$$

Dimana :

i dan j : dua hiposenter yang saling berdekatan

- k dan l : dua stasiun yang merekam kedua kejadian gempa tersebut
- dr_k^{ij} : waktu tempuh residual antara pasangan gempa i dan j pada stasiun k
- t_k^i : waktu tempuh dari gempa i yang terekam oleh stasiun k
- t_k^j : waktu tempuh dari gempa j yang terekam oleh stasiun k
- t^{obs} : waktu tempuh observasi (yang terekam oleh stasiun penerima)
- t^{cal} : waktu tempuh kalkulasi (diperoleh dari perhitungan berdasarkan raytracing sesuai dengan model kecepatan yang digunakan)

Residu dari travel time untuk dua event dihitung melalui selisih diferensial event i dan j terhadap masing-masing parameter (x,y,z,t) persamaan (2.7) sebagai persamaan *double difference* yang berlaku untuk vektor *slowness* yang konstan dengan jarak antara gempa yang cukup dekat, tetapi tidak berlaku untuk jarak gempa yang berjalan sehingga vektor *slowness* tidak konstan. Kemudian dimodifikasi secara sederhana ditulis dalam persamaan :

$$dr_k^{ij} = \frac{\partial T_k^i}{\partial m} \Delta m^i - \frac{\partial T_k^j}{\partial m} \Delta m^j \quad (2.8)$$

Persamaan (2.8) dengan Δm adalah hiposenter dan waktu terjadinya gempabumi. Kemudian disusun kedalam bentuk matriks untuk jumlah gempa bumi yang diamati di stasiun k. Matriks persamaan yang digunakan untuk setiap stasiun dapat dinyatakan dengan :

$$\mathbf{WGm} = \mathbf{Wd} \quad (2.9)$$

Dimana :

- W : matriks diagonal untuk pembobotan setiap persamaan (0 dan 1)
- G : matriks turunan parsial waktu tempuh terhadap parameter hiposenter (M x 4N)
- m : data vektor perubahan posisi relatif antara pasangan hiposenter terhadap dugaan [dx,dy,dz,dt]^T pada satu cluster (4N x 1)
- d : data waktu tempuh residual untuk seluruh pasangan hiposenter (M x 1)
- M : jumlah dari observasi *double-difference*
- N : jumlah hiposenter

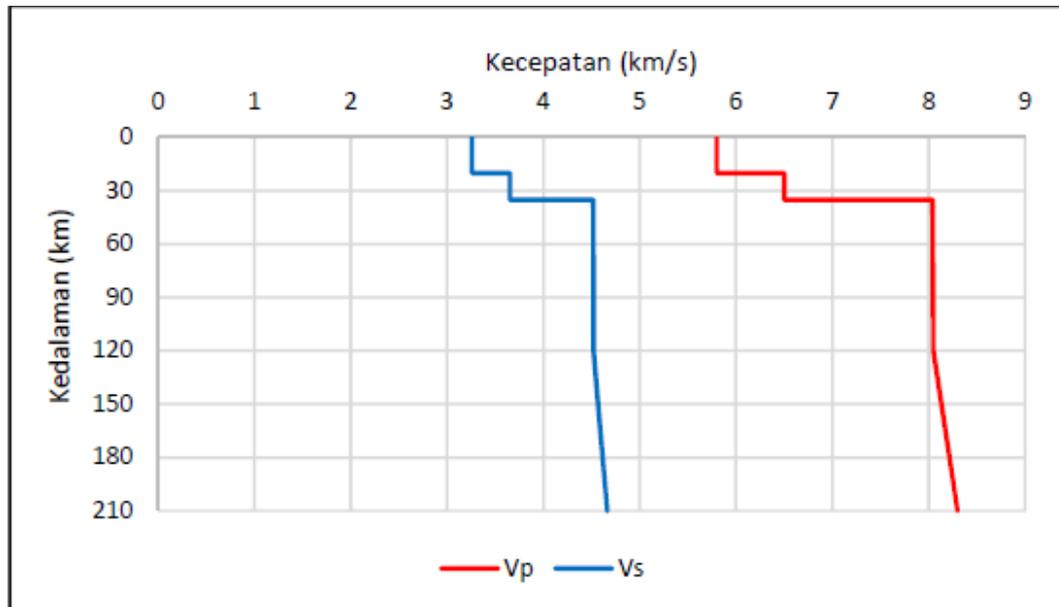
Perbaikan posisi hiposenter terus dilakukan dengan melakukan iterasi sampai mendapatkan residual waktu tempuh observasi dan kalkulasi mendekati nol. Penentuan relokasi hiposenter dipengaruhi juga oleh model kecepatan. Model kecepatan yang digunakan jika tidak sesuai dengan kondisi geologi regional maka menyebabkan hasil relokasi tidak sesuai dengan kondisi tektoniknya.

Metode *double difference* dalam penentuan posisi gempa maupun relokasi gempa perlu digunakan model kecepatan. Dari model kecepatan tersebut dilihat yang mendekati model sebenarnya agar memperoleh waktu tempuh maupun waktu tiba gelombang gempa kalkulasi yang mendekati waktu tempuh maupun waktu tiba gelombang observasi. Model kecepatan yang digunakan adalah model 1D, dimana variasi kecepatan berubah terhadap kedalaman. Model kecepatan untuk gelombang P menggunakan *ak135* (Kenneth dan Engdahl, 1991), sedangkan kecepatan gelombang S menggunakan rasio dari diagram wadati yaitu nilai rasio V_p/V_s sebesar 1,78 (Wibowo, 2017) ,ditunjukkan pada Tabel 2.1

Tabel 2.1 Model kecepatan 1D gelombang P dan S
Ak135 (Kenneth dan Engdahl, 1991)

Kedalaman (km)	V_p (km/s)	V_s (km/s)
0	5,0	3,46
5	5,0	3,46
10	6,0	3,46
15	6,75	3,46
25	7,11	3,85
35	7,24	3,85
45	7,37	3,85
60	7,60	3,85
75	7,77	3,85
90	7,95	4,49
105	8,04	4,49
120	8,05	4,50

165	8,13	4,50
210	8,21	4,51
650	8,3	5,50



Gambar 2.6 Model awal kecepatan gelombang ak135 (Kenneth dan Engdahl, 1991)

Model kecepatan 1D referensi ini dilakukan untuk menghasilkan model kecepatan 1D yang lebih baik. Model kecepatan ini menggunakan ratio V_p/V_s adalah 1,78. Suatu model kecepatan dianggap baik jika suatu posisi gempa diperoleh nilai waktu tempuh kalkulasi yang mendekati nilai waktu tempuh observasi pada suatu stasiun.