

## BAB II TINJAUAN PUSTAKA

### 2.1 Profil Gunungapi Tangkuban Parahu



Gambar 2. 1 Gunungapi Tangkuban Parahu (Google Earth, 2019)

Secara astronomis Gunungapi Tangkuban Parahu terletak di  $6^{\circ} 46'$  LS dan  $107^{\circ} 36'$  BT. Secara administratif terletak di 2 kabupaten, yaitu Kabupaten Subang dan Kabupaten Bandung. Gunungapi Tangkuban Parahu memiliki 10 kawah yang tersebar, yaitu Kawah Upas, Kawah Baru, Kawah Lanang, Kawah Ecoma, Kawah Jurig, Kawah Siluman, Kawah Domas, Kawah Jarian, Kawah Pangguyangan Badak, dan kawah terbesar, yaitu Kawah Ratu. Gunungapi ini memiliki ketinggian 2087 mdpl, 1300 meter di atas dataran tinggi Bandung, dengan tipe gunungapi strato.

### 2.2 Sejarah Aktivitas Gunungapi Tangkuban Parahu

Gunungapi Tangkuban Parahu dipantau secara kontinyu menggunakan 4 stasiun seismik. Data dikirim melalui sinyal gelombang radio dan direkam secara analog maupun digital di Pos Pengamatan Gunungapi Tangkuban Parahu yang sudah permanen di Desa Cikole, Kecamatan Lembang, Kabupaten Bandung Barat.

Sejak abad ke-19, Gunungapi Tangkuban Parahu tidak pernah menunjukkan erupsi magmatik besar kecuali erupsi abu, tanpa diikuti oleh lelehan lava, awan

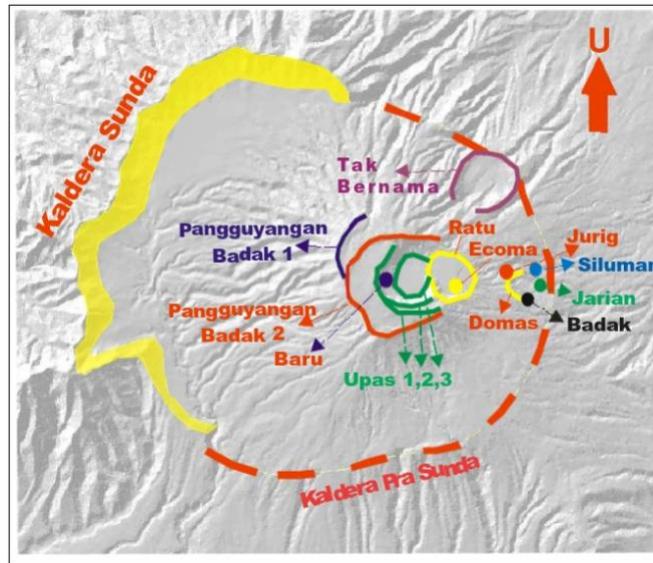
panas, maupun lontaran batu pijar. Sehingga gunungapi ini dapat digolongkan sebagai erupsi kecil. Erupsi Gunungapi Tangkuban Parahu dominan dengan erupsi freatik yang kemudian diikuti oleh peningkatan suhu solfatar dan fumarole di beberapa kawah yang aktif, yaitu Kawah Ratu, Kawah Baru, dan Kawah Domas.

Tabel 2.1 Catatan sejarah aktivitas Gunungapi Tangkuban Parahu (PVMBG, 2019)

<b>Tahun</b>	<b>Aktivitas</b>
1829	Erupsi abu dan batu dari Kawah Ratu dan Domas
1846	Erupsi dan peningkatan kegiatan
1896	Terbentuk fumarole baru di sebelah utara Kawah Badak
1900	Erupsi uap dari Kawah Ratu
1910	Erupsi Kawah Ratu, kolom asap membubung setinggi 2 km di atas dinding kawah
1926	Erupsi freatik di Kawah Ratu membentuk lubang Ecoma
1935	Lapangan fumarol baru
1952	Erupsi abu didahului erupsi freatik
1957	Erupsi freatik di Kawah Ratu, terbentuk lubang kawah baru
1961	Erupsi freatik
1965	Erupsi freatik
1967	Erupsi freatik
1969	Erupsi freatik didahului oleh erupsi lemah menghasilkan abu
1971	Erupsi freatik didahului oleh erupsi lemah menghasilkan abu
1983	Erupsi freatik
1992	Awan abu membubung setinggi 159 m di atas Kawah Ratu
1994	Peningkatan kegiatan kuat dengan gempa seimik dangkal dengan erupsi freatik kecil
2004	Peningkatan kegempaan
2005	Peningkatan aktivitas
2013	Erupsi freatik dengan 11 kali letusan

## 2.3. Geologi Gunungapi Tangkuban Parahu

### 2.3.1 Morfologi



Gambar 2. 2 Morfologi Tangkuban Parahu (Surmayadi dkk, 2011)

Morfologi Gunungapi Tangkuban Parahu dilihat dari analisis foto udara dan *Digital Terrain Model* memperlihatkan 2 kaldera, yaitu Kaldera Pra Sunda dan Kaldera Sunda dengan beberapa kawah. Kawah-kawah gunungapi ini membentang dari arah Barat - Timur. Beberapa kawah terletak di daerah puncak dan beberapa lainnya terletak di lereng Timur. Kerucut strato aktif ini tersusun dari lava dan piroklastik yang berselang-seling dan dibagian puncak endapan freatik.

### 2.3.2 Stratigrafi

Pusat Vulkanologi dan Mitigasi Bencana Geologi mencatat fisiografi Zona Bandung, Jawa Barat mempunyai kesamaan dengan Zona Solo di Jawa Timur. Kedua zona tersebut dihubungkan oleh wilayah Jawa Tengah yang merupakan rangkaian zona Serayu dan Pegunungan Progo Barat. Lapisan tertua di daerah ini terdiri atas lempung napalan berselingan dengan perlapisan tufa dan terumbu koral berumur Miosen. Batuan tersebut tersingkap di Sungai Citarum di sebelah baratdaya Tangkuban Parahu dan di dataran rendah Purwakarta dan Subang. Di beberapa daerah, terumbu koral sebagian termalihkan menjadi marmer karena kontan dengan lava. Lapisan ini kemudian diintrusi oleh batuan vulkanik berumur

Pilosen terdiri atas andesit hornblende, breksi kasar, dan konglomerat (Bemmelen, 1949).

### **2.3.3 Struktur Geologi**

Gunungapi Tangkuban Parahu terdapat di sesar Lembang. Sesar Lembang adalah sebuah sesar terbesar di daerah ini yang melintang dari Barat ke Timur. Sesar ini terletak di Lembang, 10 km sebelah Utara Bandung. Sesar ini merupakan sesar aktif dengan gawir sesar sangat jelas yang menghadap ke Utara (Lampiran 1). Panjang keseluruhan sesar diperkirakan sebesar 22 km, yang dapat diamati sebagai suatu garis lurus dari Gunung Palasari di Timur ke Barat dekat Cisarua. Penyelidikan-penyelidikan terdahulu telah menghubungkan bahwa sesar Lembang yang dominannya adalah sesar normal terjadi setelah letusan besar Gunung Sunda yang berlangsung pada zaman Kuartar Tua.

## **2.4 Gelombang Seismik**

Gelombang seismik merupakan gelombang yang menjalar di dalam bumi. Penyebabnya adalah deformasi struktur, tekanan, atau tarikan karena sifat keelastisan kerak bumi. Gelombang ini membawa energi kemudian menjalarkan ke segala arah di seluruh bagian bumi dan mampu dicatat oleh seismograf (Siswamidjono, 1996).

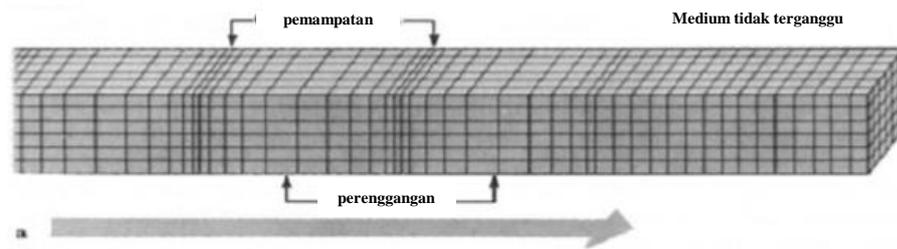
Secara umum gelombang seismik dapat dibedakan menjadi gelombang badan (*body waves*) dan gelombang permukaan (*surface waves*) yang menjalar dilapis permukaan tanah (Pawirodikromo, 2012). Gelombang bodi terdiri atas *primary wave* (P-wave) dan *secondary wave* (S-wave). Sementara gelombang permukaan terdiri dari gelombang *Love* dan gelombang Rayleigh (R-wave). Masing-masing gelombang memiliki kecepatan, gerak partikel, dan arah gerakan gelombang yang berbeda-beda.

### **2.4.1 Gelombang Badan (Body Wave)**

Gelombang badan adalah gelombang yang menjalar di dalam bumi. Berdasarkan gerak partikel pada media dan arah penjalarnya, gelombang dapat dibedakan menjadi gelombang P dan gelombang S.

Gelombang P merupakan gelombang yang menjalar di dalam tubuh bumi yang memiliki kecepatan paling tinggi diantara S-wave dan R-wave, sehingga

gelombang P lebih dulu dicatat oleh sebuah alat bernama seismometer. Gerakan partikel pada gelombang ini searah dengan rambatan gelombang, sehingga elemen batuan kadang-kadang mampat (*compression*) dan merenggang (*dilatation*) seperti pada gambar di bawah (Gambar 2.2). Gelombang ini dapat merambat pada semua media, yaitu padat, cair, dan gas.



Gambar 2. 3 Ilustrasi gerak gelombang primer (Hidayati, 2010)

Untuk kecepatan gelombang primer dapat dituliskan sebagai berikut (Sheriff dan Geldart, 1995):

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

Dimana:

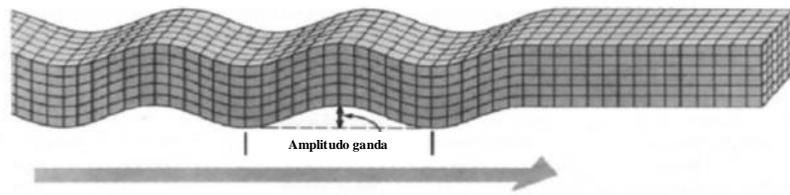
$v_p$  = kecepatan gelombang primer ( $m/s$ )

$\mu$  = modulus rigriditas ( $N/m^2$ )

$\lambda$  = konstanta Lamé ( $N/m^2$ )

$\rho$  = densitas medium perambatan gelombang ( $kg/m^3$ )

Gelombang S merupakan gelombang yang memiliki penjaralan berupa gelombang transversal. Gelombang ini memiliki arah tegak lurus dengan arah penjaralannya (Gambar 2.3). Berbeda dengan gelombang P, gelombang S memiliki waktu perambatan yang lebih lama sehingga akan tercatat setelah gelombang P pada seismometer.



Gambar 2. 4 Ilustrasi gerak gelombang sekunder (Hidayati, 2010)

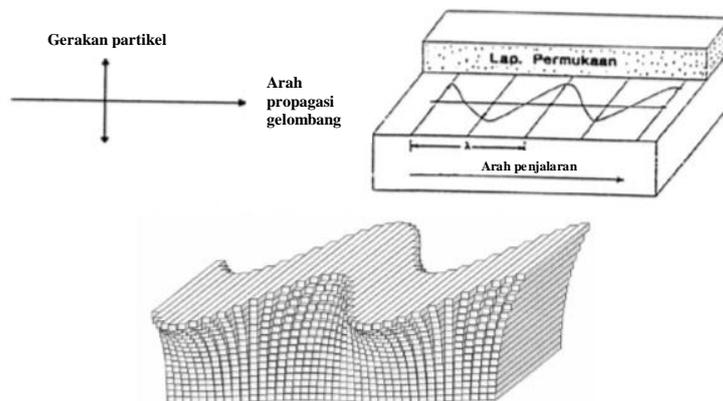
Gelombang S hanya merambat pada medium padat. Kecepatan gelombang sekunder dapat dituliskan sebagai berikut (Sheriff dan Geldart, 1995):

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

dimana  $v_s$  merupakan kecepatan gelombang sekunder (m/s).

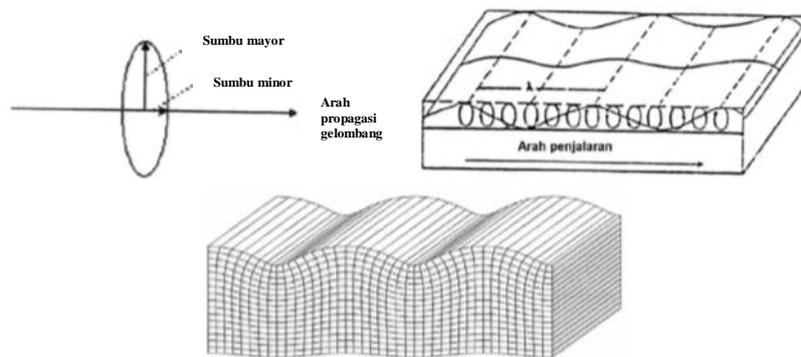
#### 2.4.2 Gelombang Permukaan (*Surface Wave*)

Gelombang permukaan atau *Surface Wave* adalah gelombang yang merambat di permukaan bumi. Gelombang ini dapat disamakan dengan gelombang air yang mengalir di atas permukaan bumi, gerakannya lebih lambat dibandingkan dengan gelombang badan. Ada dua tipe Gelombang Permukaan, yaitu Gelombang *Love* dan Gelombang *Rayleigh*. Gelombang *love* adalah gelombang permukaan yang gerakan partikelnya mirip dengan gelombang sekunder, yaitu terjadi secara transversal. Gelombang *love* merambat lebih cepat dibandingkan dengan Gelombang *Rayleigh*.



Gambar 2. 5 Ilustrasi gerak gelombang Love (Hidayati, 2010)

Gelombang Rayleigh merupakan gelombang yang menjalar di permukaan bumi dengan pergerakan partikelnya menyerupai *elips* karena menjalar dipermukaan.



Gambar 2. 6 Ilustrasi gerak gelombang Reyleigh (Hidayati,2010)

## 2.5 Gempa Vulkanik

Gempa vulkanik merupakan gempa yang terjadi akibat aktivitas-aktivitas gunungapi, berupa gerakan magma menuju kepermukaan, hembusan gas, ataupun letusan. Gempa ini terjadi di dalam atau sekitar gunungapi. Pada rekaman seismik, gelombang Rayleigh dicirikan dengan gelombang yang besar dengan frekuensi rendah (Maryanto, 2016).

### 2.5.1 Klasifikasi Gempa Vulkanik

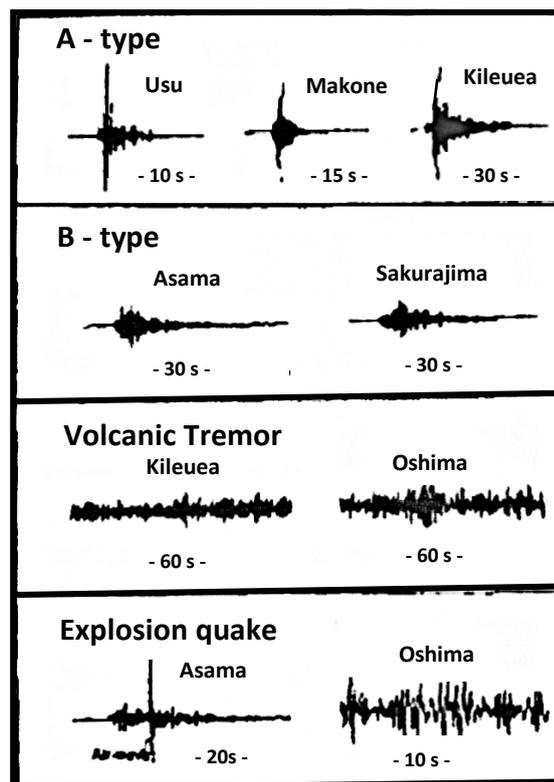
Minakami (Zobin, 2012) mengklasifikasikan gempa vulkanik menjadi 4 tipe, yaitu gempa vulkanik dalam (VTA), gempa vulkanik dangkal (VTB), gempa tremor, dan gempa letusan. Bentuk sinyal seismik yang diklasifikasikan oleh Minakami ditunjukkan pada gambar dibawah (Gambar 2.7). Berikut penjelasan mengenai klasifikasi gempa vulkanik menurut Minakami:

#### 1. Gempa Vulkanik Dalam (VTA)

Gempa vulkanik dalam biasa disebut sebagai gempa VTA, merupakan gempa yang berasal dari kedalaman 1-20 km. Gempa ini dapat terjadi akibat adanya magma yang naik kepermukaan disertai dengan rekahan-rekahan ataupun *shear fracture*. Ciri utama gempa ini adalah selisih waktu tiba gelombang P dan gelombang S sekitar 5 detik (Zobin, 2012). Berdasarkan sifat fisisnya, gempa ini mirip dengan gempa tektonik.

## 2. Gempa Vulkanik Dangkal (VTB)

Gempa vulkanik dangkal biasa disebut sebagai gempa VTB, merupakan gempa yang berasal dari kedalaman kurang dari 1 km. Gempa ini dapat terjadi akibat tekanan gas dalam suatu saluran pipa gunungapi, perubahan volume, ataupun karena hancurnya batuan berisi fluida.



Gambar 2. 7 Gelombang gempa menurut Minakami (Zobin, 2012)

## 3. Gempa Tremor

Gempa tremor merupakan gempa yang terus menerus terjadi di sekitar Gunungapi. Gempa ini dibedakan menjadi 2 jenis, yaitu Tremor Harmonik dan Tremor Spasmodik.

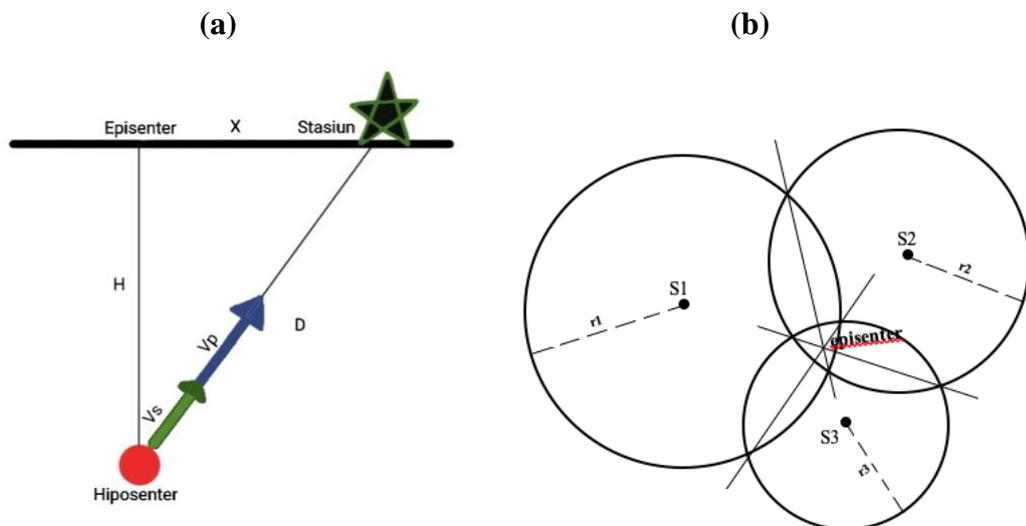
## 4. Gempa Letusan

Gempa letusan disebabkan oleh terjadinya letusan yang bersifat eksplosif. Gerakan pertama dari gempa letusan adalah *push-up* atau gerakan ke atas. Dengan kata lain, gempa letusan ditimbulkan oleh mekanisme sebuah sumber tunggal yang positif.

## 2.6 Penentuan Hiposenter dan Episenter Gempa Vulkanik

Hiposenter atau fokus merupakan titik di bawah permukaan bumi yang merupakan sumber gempa. Sedangkan, episenter merupakan lokasi dipermukaan yang merupakan proyeksi vertikal dari titik hiposenter. Gempa dangkal menimbulkan efek guncangan yang lebih dahsyat dibanding gempa dalam. Ini karena letak fokus lebih dekat ke permukaan, dimana batu-batuan bersifat lebih keras, sehingga melepaskan lebih besar regangan.

Pada saat terjadi gempa, energi regangan (*strain energy*) yang dilepaskan akibat pecah atau gesernya batuan kemudian ditransfer menjadi energi gelombang. Dari pusat gempa (hiposenter) gempa akan merambat ke segala arah yang salah satu arahnya adalah mencapai permukaan tanah. Sebelum mencapai alat pencatat, gelombang gempa akan melewati bermacam-macam kondisi lapisan tanah, sebagian gelombang akan dipantulkan, dibiaskan, dan ada pula yang bergerak sepanjang permukaan tanah (Pawirodikromo, 2012).



Gambar 2. 8 (a) Ilustrasi lokasi sumber gempa 1 stasiun. (b) Ilustrasi lokasi sumber gempa dengan metode lingkaran (Havskov dan Ottemoller, 2010).

Gambar 2.8 (a) diasumsikan bahwa bumi bersifat homogen, menunjukkan geometri sederhana dari jarak episenter  $X$ , jarak hiposenter  $D$ , dan kedalaman fokus  $H$  gempa bumi. Sedangkan  $V_s$  dan  $V_p$  merupakan kecepatan gelombang primer dan

sekunder. Jika  $t_p$  adalah waktu kedatangan gelombang P dan  $t_s$  adalah waktu kedatangan gelombang S, maka jarak hiposenter D dapat kita tulis (Kayal, 2019):

$$D = t_{sp} \frac{V_p V_s}{V_p - V_s} \quad (2.3)$$

dengan  $t_{sp}$  merupakan selisih waktu gelombang S-P.

Pada Gambar 2.8 (b) S1, S2 dan S3 merupakan titik pusat lingkaran (lokasi stasiun). Kemudian  $r_1$ ,  $r_2$ , dan  $r_3$  adalah jari-jari lingkaran yang dapat diperoleh dari Persamaan 2.3. Setelah didapatkan nilai D (jari-jari lingkaran) pada tiga stasiun atau lebih, kemudian dapat dibuat lingkaran yang berpusat di stasiun masing-masing. Seperti yang ditunjukkan pada Gambar 2.8 (b), episenter dianggap terletak pada area tengah tempat lingkaran saling tumpang tindih. Metode ini umumnya digunakan sebagai cara cepat untuk menemukan gempa bumi. Kedalaman fokus H dapat dituliskan sebagai berikut (Kayla, 2019):

$$H = \sqrt{D^2 - X^2} \quad (2.4)$$

Namun untuk menentukan posisi kejadian gempa (hiposenter atau episenter) dengan lebih dari 3 stasiun dibutuhkan koordinat stasiun pengamat, model struktur kecepatan, dan data waktu tiba gelombang P dan S ( $t_p$  dan  $t_s$ ). Salah satu cara menentukan hiposenter dan episenter dengan lebih dari 3 stasiun adalah dengan menggunakan metode Geiger.

### 2.6.1 Metode Geiger

Metode Geiger merupakan metode yang memerlukan informasi waktu terjadinya gempa, *picking* gelombang P dan S pada gempa yang terjadi, informasi waktu tiba gelombang P dan gelombang S dari minimal 3 stasiun yang ada. Metode ini menganggap media bumi tidak lagi diandaikan homogen tetapi terdiri dari perlapisan horizontal, sehingga metode ini memperhitungkan adanya gelombang langsung maupun gelombang refraksi (Susilawati, 2008). Metode Geiger menggunakan *software*, yaitu GAD (*Geiger's method with Adaptive Damping*). GAD merupakan salah satu *software* yang umum digunakan untuk penentuan posisi

hiposenter terutama dalam penentuan lokasi hiposenter gempa di daerah gunungapi atau pada daerah yang mempunyai jarak relatif dekat antara penerima (*receiver*) dan sumber gempa (Nishi, 2001).

Menurut Madrinovella dkk (2012), prinsip yang digunakan dalam Metode Geiger adalah menghitung selisih antara waktu pengamatan dan waktu perhitungan. Persamaan sistem GAD harus diselesaikan dengan metode iterasi untuk menghasilkan residual  $r_i$  seminimal mungkin di setiap stasiun. Sehingga persamaannya menjadi (persamaan 3):

$$r_i = t_{obs}^i - t_{cal}^i \quad (2.5)$$

Keterangan:

$r_i$  = selisih antara hasil pengamatan dan hasil perhitungan pada stasiun ke- $i$

$t_{obs}^i$  = waktu tempuh gelombang seismic pada stasiun ke- $i$  ( $x_i, y_i, z_i$ ) dari pusat gempa

$t_{cal}^i$  = waktu tempuh yang dihitung berdasarkan model kecepatan bawah permukaan.

Berikut adalah perhitungan Metode Geiger (Geiger, 1910 dalam Havskov dan Ottemoller, 2010):

$$r_i = \left( \frac{\partial t_i^{cal}}{\partial x_i} \right) \Delta x + \left( \frac{\partial t_i^{cal}}{\partial y_i} \right) \Delta y + \left( \frac{\partial t_i^{cal}}{\partial z_i} \right) \Delta z + \Delta t_0 \quad (2.6)$$

Dimana  $\Delta x, \Delta y, \Delta z, \Delta t$  merupakan perubahan lokasi hiposenter dan waktu tiba, atau dapat dibuat dalam bentuk matriks sebagai berikut:

$$\begin{bmatrix} r_1 \\ r_2 \\ r_3 \\ \dots \\ r_n \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \frac{\partial t_1^{cal}}{\partial x_1} & \frac{\partial t_1^{cal}}{\partial y_1} & \frac{\partial t_1^{cal}}{\partial z_1} & \frac{\partial t_1^{cal}}{\partial t_1} \\ & \dots & & \\ \frac{\partial t_n^{cal}}{\partial x_n} & \frac{\partial t_n^{cal}}{\partial y_n} & \frac{\partial t_n^{cal}}{\partial z_n} & \frac{\partial t_n^{cal}}{\partial t_1} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \Delta x \\ \Delta y \\ \Delta z \\ \Delta t \end{bmatrix} \quad (2.7)$$

Dimana,

$\partial x, \partial y, \partial z, \partial t$  = turunan parsial dari waktu tempuh perhitungan terhadap lokasi hiposenter awal

$r_i$  = selisih antara hasil pengamatan dan hasil perhitungan pada stasiun ke-i

n = jumlah stasiun

Diasumsikan bahwa residual ini disebabkan dari *error* saat solusi uji coba dan iterasi perhitungan dilakukan hingga variable  $\Delta x, \Delta y, \Delta z$ , dan  $\Delta t_0$  bernilai nol. Proses iterasi ini terus dilakukan sampai breakpoint yang telah ditentukan tercapai. Kondisi breakpoint dapat saat minimum residual  $r$ , atau iterasi terakhir yang menghasilkan perubahan hiposenter lebih kecil daripada limit yang telah ditentukan, atau jumlah dari iterasinya. Metode *shooting* digunakan pada GAD untuk menentukan lintasan perambatan gelombang (*raypath*) dengan cara mencari sudut atau arah tembak yang tepat sehingga lintasan gelombang berujung tepat pada koordinat stasiun penerima (Suparman dkk., 2010).

Dalam metode ini, lapisan bumi diasumsikan tersusun atas beberapa lapisan horizontal dan memiliki fungsi jarak episenter dan hiposenter gempa bumi. Untuk mengetahui parameter jarak, maka harus diketahui terlebih dahulu parameter kecepatan dan waktu. Parameter kecepatan diketahui dari model kecepatan, sedangkan parameter waktu diperoleh dari hasil *picking* gempa P dan S. Dengan data-data tersebut, iterasi dilakukan untuk menentukan *travel time residual rms* terkecil sehingga didapat data hiposenter ( $x_0, y_0, z_0$ ).