

BAB II TINJAUAN PUSTAKA

2.1 Penjalaran Gelombang

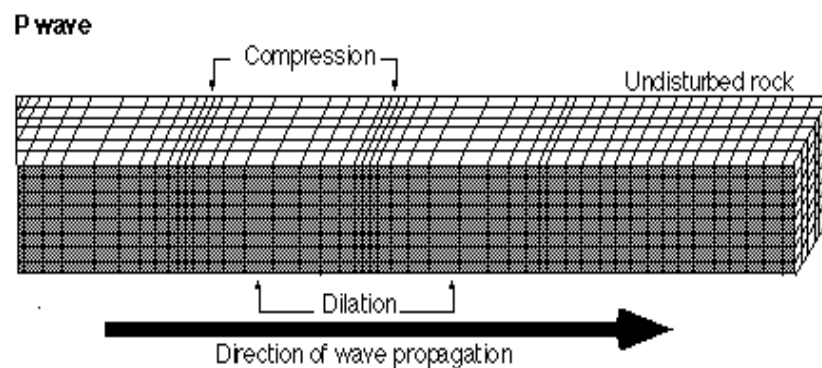
Gelombang seismik merupakan gelombang elastik yang merambat di bumi, disebabkan karena adanya pelepasan energi akibat deformasi yang terjadi, baik dalam bentuk kompresi ataupun tensional serta mampu direkam oleh seismogram. Selain itu, gelombang ini sering timbul karena adanya gempa bumi atau ledakan. Gelombang seismik ini dibagi menjadi dua yaitu gelombang badan (*body waves*) dan gelombang permukaan (*surface waves*).

1. Gelombang Badan

Gelombang badan adalah gelombang yang merambat di bawah permukaan bumi dan bisa disebut *free wave* karena dapat menjalar ke segala arah di dalam bumi. Adapun pembagian gelombang badan sebagai berikut.

a. Gelombang P

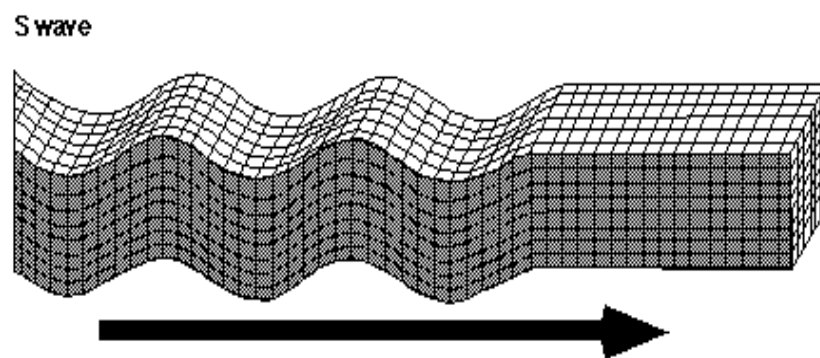
Gelombang P (gelombang primer) merupakan gelombang memiliki waktu tiba lebih awal dibanding gelombang S karena merambat lebih awal dan tercatat lebih dahulu pada seismograf. Nilai kecepatan rambat gelombang ini paling cepat dari pada gelombang lainnya dan dapat merambat pada semua medium serta semakin cepat apabila merambat di medium padat. Arah gerak partikelnya searah dengan arah perambatannya, berbentuk longitudinal dengan adanya kompresi dan tensional. Ilustrasi penjalaran gelombang P dapat dilihat pada Gambar 2.1.



Gambar 2.1 Ilustrasi Gelombang P [2]

b. Gelombang S

Gelombang S (sekunder) merupakan jenis gelombang dengan waktu rambat lebih lambat dan memiliki kecepatan lebih rendah dari gelombang P sehingga tercatat pada seismometer setelah gelombang P. Jenis gelombang ini berbentuk transversal dengan arah gerak partikel tegak lurus dengan medium rambatannya. Tidak seperti gelombang P, gelombang S hanya dapat merambat pada medium padat saja namun gelombang S bersifat lebih merusak daripada gelombang P karena mampu mendorong lapisan tanah ke beberapa sisi dan membuatnya retak. Ilustrasi enjalaran gelombang S dapat dilihat pada Gambar 2.2.



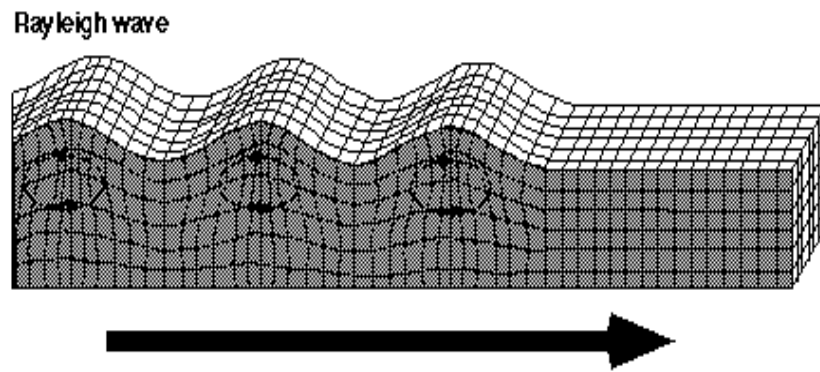
Gambar 2.2 Ilustrasi Gelombang S [2]

2. Gelombang Permukaan

Gelombang permukaan merupakan gelombang kompleks yang merambat dipermukaan bumi dengan frekuensi yang rendah namun amplitudo besar, menjalar akibat adanya efek *free surface* dimana terdapat perbedaan sifat elastik. Gelombang ini memiliki ciri amplitudo terbesar dipermukaan dan mengecil secara eksponensial terhadap kedalaman. Selain itu, gelombang ini menjalar pada lapisan batas diskontinuitas antara kerak dan mantel bumi Adapun pembagian gelombang permukaan adalah sebagai berikut.

a. Gelombang *Rayleigh*

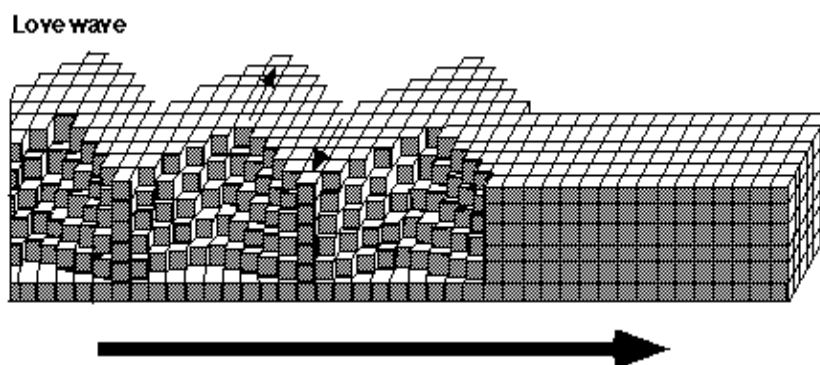
Gelombang *Rayleigh* merupakan jenis gelombang yang arah gerak partikel berlawanan dengan arah rambatannya. Ilustrasi gelombang *rayleigh* dapat dilihat pada Gambar 2.3 .



Gambar 2.3 Ilustrasi Gelombang Rayleigh [2]

b. Gelombang Love

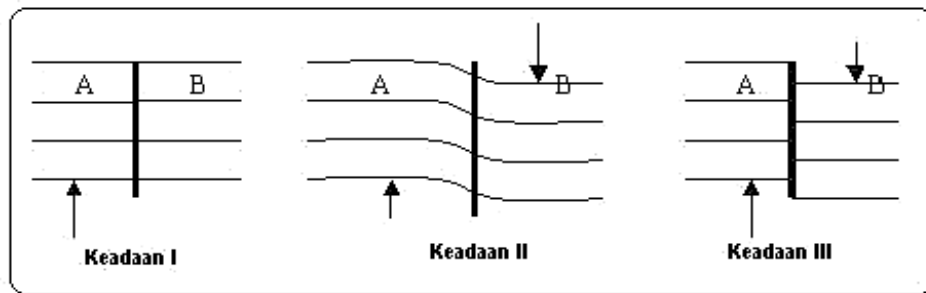
Jenis gelombang ini memiliki arah gerak partikelnya paralel dengan permukaannya. Bentuk gelombang ini menyerupai gelombang S yaitu transversal dengan kecepatan gelombang lebih tinggi daripada gelombang *Rayleigh*. Ilustrasi gelombang love dapat dilihat pada Gambar 2.4 .



Gambar 2.4 Ilustrasi Gelombang Love [2]

2.2 Mekanisme Gempa Bumi

Gempa bumi biasanya terjadi akibat adanya pergerakan sesar atau terjadinya deformasi pada kerak bumi. Secara umum mekanisme gempa bumi dijelaskan dengan sederhana melalui teori bingkis elastisitas (*Elastic Rebound Theory*) yang dikemukakan oleh seorang seismolog asal Amerika [3]. Teori ini menjelaskan mengenai proses terjadinya gempa bumi yang diilustrasikan pada Gambar 2.1 .



Gambar 2.5 Model *Elastic Rebound* [4]

Dari ilustrasi diatas (Gambar 2.1) pada keadaan I merupakan lapisan batuan daerah A dan B yang belum mengalami deformasi secara geologi. Keadaan II terjadi akibat aktivitas pergerakan didalam bumi secara terus menerus sehingga energi terakumulasi dan menyebabkan stress yang mengakibatkan terjadi perubahan bentuk lapisan batuan. Daerah A mengalami stress ke atas, dan daerah B mengalami stress ke bawah. Pada dasarnya batuan memiliki nilai batas elastisitasnya masing-masing. Apabila telah mencapai nilai maksimumnya dan tidak mampu lagi menahan stress yang diterima, maka terjadi deformasi berupa patahan secara tiba-tiba. Pada keadaan III menunjukkan lapisan batuan yang sudah mengalami deformasi berupa patahan dan berperan sebagai sumber dari terjadinya gempa bumi yang kemudian akan diulangi kembali.

2.3 Klasifikasi Gempa

Gempa bumi merupakan peristiwa guncangan atau getaran yang terjadi di bawah bumi menuju ke permukaan karena adanya gelombang seismik yang merambat. Terjadinya peristiwa ini disebabkan oleh akumulasi energi berupa tekanan besar yang terlepas secara tiba-tiba karena pergerakan lempeng bumi. Ketika tekanan semakin meningkat hingga mencapai keadaan tidak dapat tertahan lagi oleh lempeng bumi, maka saat itulah gempa bumi terjadi [4]. Pembagian gempa bumi dapat dijelaskan sebagai berikut

1. Gempa Bumi Tektonik

Gempa bumi ini disebabkan karena adanya pergerakan lempeng tektonik aktif, baik saling mendekat ataupun menjauh dan bergerak secara horizontal. Karena adanya dinamika yang terjadi pada lapisan mantel bumi, membuat lempeng tektonik bumi harus menerima dan menyimpan energi. Ketika energi yang disimpan telah

mencapai batas elastisnya, maka terjadi pelepasan energi yang menimbulkan guncangan dan deformasi pada suatu daerah. Gempa bumi tektonik dibedakan menjadi beberapa bagian, diantaranya sebagai berikut.

- a. Berdasarkan besar magnitudonya [4] dalam Skala *Richter* (SR), gempa dibagi menjadi :
 1. Gempa bumi sangat besar ($M > 8$ SR)
 2. Gempa bumi besar (M 7-8 SR)
 3. Gempa bumi merusak (M 5-6 SR)
 4. Gempa bumi sedang (M 4-5 SR)
 5. Gempa bumi kecil (M 3-4 SR)
 6. Gempa bumi mikro (M 1-3 SR)
 7. Gempa bumi ultra mikro ($M < 1$ SR)
- b. Berdasarkan kedalaman sumber, gempa bumi tektonik dikelompokkan menjadi tiga jenis yaitu, gempa bumi dangkal dengan kedalaman 0-70 km, gempa bumi menengah dengan kedalaman 70–300 km, dan gempa bumi dalam dengan kedalaman lebih dari 300 km [4].
- c. Pengelompokkan gempa bumi tektonik berdasarkan pola kejadiannya dibedakan menjadi 3 tipe yaitu [4]:
 1. Tipe I
Gempa bumi utama (*main shock*) terjadi tanpa diawali gempa pendahuluan (*fore shock*), namun diikuti oleh gempa bumi susulan (*after shock*).
 2. Tipe II
Sebelum terjadi gempa bumi utama (*main shock*) terlihat adanya gempa pendahuluan (*fore shock*) yang diikuti oleh gempa susulan (*after shock*) yang berjumlah cukup banyak.
 3. Tipe III
Gempa bumi yang terjadi tanpa gempa bumi utama (*main shock*) dan terjadi secara umum disebut dengan gempa “*swarm*” yang terjadi pada gempa vulkanik.
- d. Pengelompokkan gempa berdasarkan jarak episenter dibagi menjadi gempa bumi lokal dengan jarak episenter kurang dari 10.000 km pada daerah tersebut, gempa menengah dengan jarak episenter kurang lebih 10.000 km pada daerah

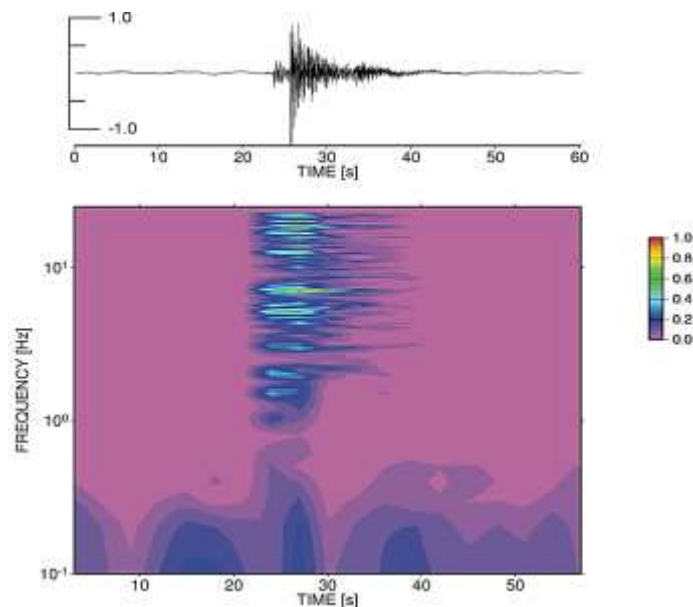
tersebut, serta gempa jauh dengan jarak episentrum lebih dari 10.000 km pada daerah tersebut .

2. Gempa Bumi Vulkanik

Jenis gempa bumi ini diakibatkan oleh aktivitas vulkanik seperti desakan magma bertekanan tinggi. Bergeraknya magma menuju permukaan, mengakibatkan timbulnya getaran yang dipicu oleh gas yang terkandung didalam magma dan tekanan yang lepas secara tiba-tiba. Ketika magma telah mencapai permukaan, akan terjadi letusan-letusan yang disertai gempa dan umumnya hanya dirasakan oleh masyarakat dalam radius tertentu daerah gunung api tersebut. Menurut [5] yang melakukan penelitian terhadap aktivitas Gunung Merapi, mengklasifikasikan beberapa tipe gempa gunung api yang terekam dalam seismogram digital yang diuraikan sebagai berikut.

a. VTA (*Volcanic Tectonic – A*)

Jenis gempa vulkanik ini memiliki gelombang P dan S yang terlihat jelas perbedaannya, dengan frekuensi 5-8 Hz dan biasanya terjadi pada awal erupsi dengan hiposenter berada pada kedalaman lebih besar dari 2 km dari puncak gunung api.

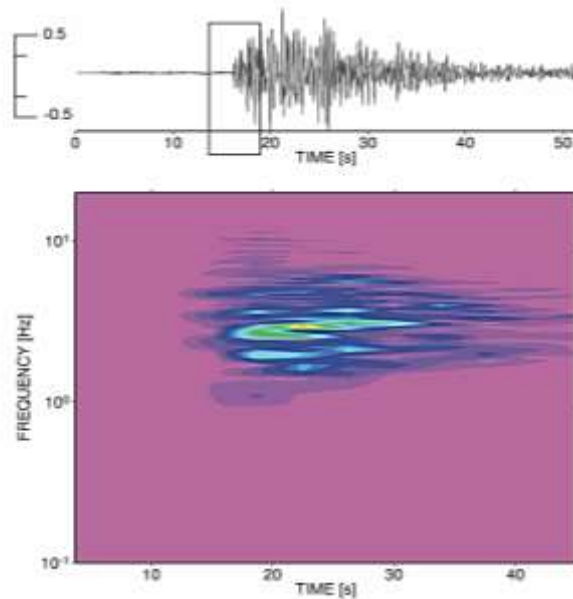


Gambar 2.6 Rekaman Seismogram VT-A [6]

b. VTB (*Volcanic Tectonic – B*)

Jenis gempa vulkanik ini memiliki gelombang P yang terlihat jelas namun tidak untuk gelombang S. Frekuensi dominan tipe gempa ini sekitar 5-8 Hz,

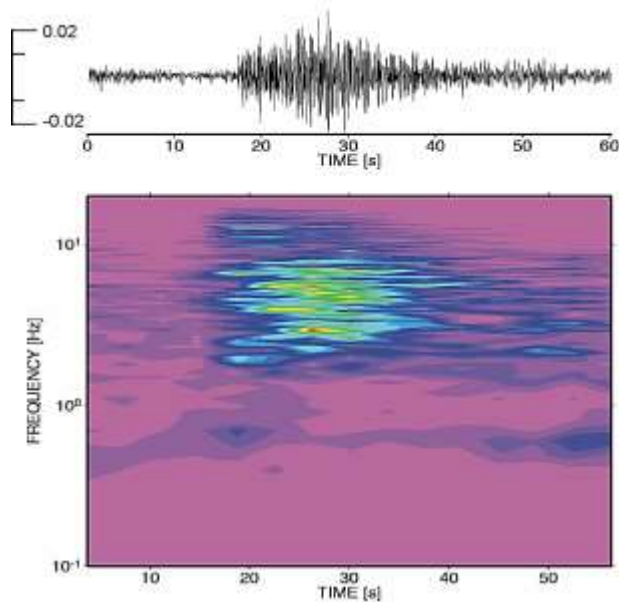
didominasi oleh gelombang permukaan dan tergolong tipe gempa dangkal dengan hiposenter di kedalaman sekitar 1,5 km dari puncak gunung api.



Gambar 2.7 Rekaman Seismogram VT-B [6]

c. MP (*Multiphase*)

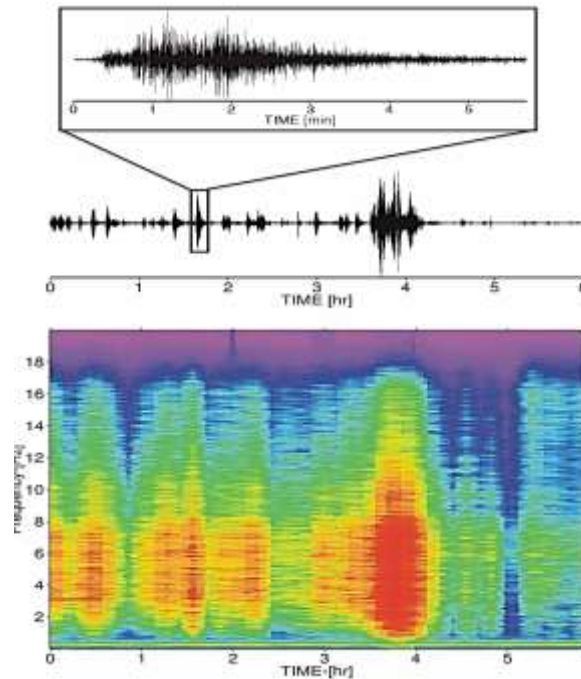
Tipe gempa vulkanik ini bersifat impulsif dibanding tipe VT, namun memiliki amplitudo yang sama dengan VT. Frekuensi dominannya berkisar 3-10 Hz dan pada umumnya terekam ketika terjadi pertumbuhan kubah lava.



Gambar 2.8 Rekaman Seismogram MP [6]

d. Guguran

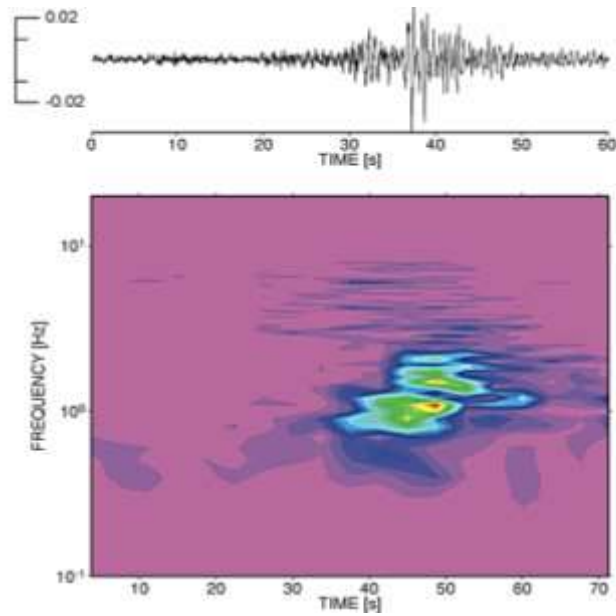
Tipe gempa vulkanik akan terekam, ketika adanya guguran material vulkanik yang jatuh dari puncak gunung api atau runtuhnya sebagian permukaan dinding/lereng gunung api. Durasi terjadinya tipe gempa vulkanik ini cukup panjang, dan memiliki frekuensi sekitar 1-20 Hz.



Gambar 2.9 Rekaman Seismogram Guguran [6]

e. LF (*Low Frequency*)

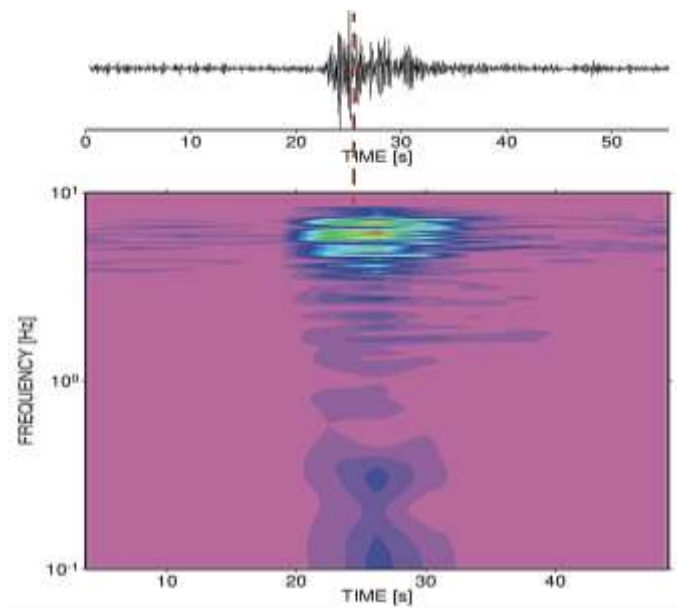
Tipe gempa vulkanik ini memiliki frekuensi sekitar 1-2 Hz, dengan durasi pendek dan bentuk monokromatis yang terlihat pada stasiun yang merekam. Tipe gempa ini terekam pada seismometer ketika adanya pergerakan fluida pada gunung api.



Gambar 2.10 Rekaman Seismogram LF [6]

f. VLF (*Very Low Frequency*)

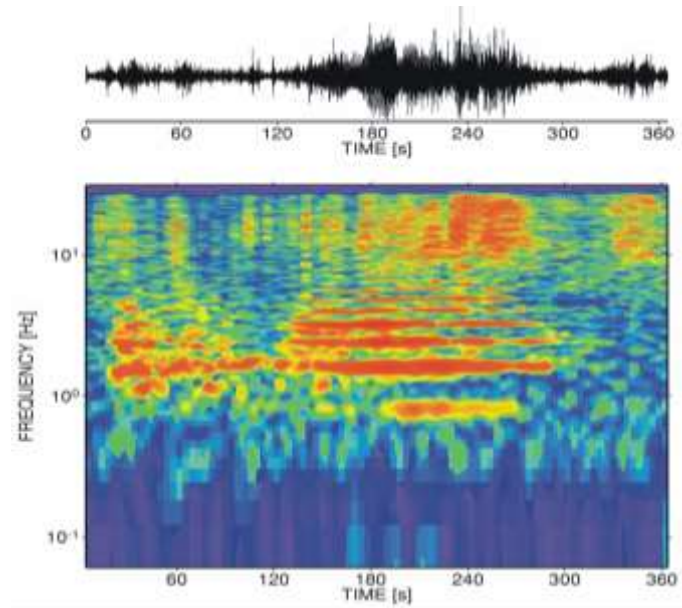
Tipe gempa vulkanik ini memiliki frekuensi sekitar 1-2 Hz, dengan durasi pendek dan bentuk monokromatis yang terlihat pada stasiun yang merekam. Tipe gempa ini terekam pada seismometer ketika adanya pergerakan fluida pada gunung api.



Gambar 2.11 Rekaman Seismogram VLF [6]

g. *Volcanic Tremor*

Tipe gempa vulkanik ini muncul ketika sedang terjadi gemuruh erupsi sehingga yang mendominasi adalah gelombang permukaan. Frekuensi tipe gempa vulkanik ini berada sekitar 1-2 Hz dengan durasi yang panjang.



Gambar 2.12 Rekaman Seismogram Volcanic Tremor [6]

3. Gempa bumi Runtuhan,

Gempa bumi runtuh merupakan gempa lokal yang terjadi disebabkan adanya suatu runtuh atau longsor batuan pada suatu lereng, goa, atau *karst* karena berkurangnya kepadatan batuan tersebut.

4. Gempa bumi Buatan

Gempa bumi ini disebabkan oleh manusia, seperti ledakan dinamit atau ledakan nuklir. Kekuatan gempa ini biasanya sangat kecil, karena bersifat disengaja untuk keperluan manusia.

2.4 Parameter Sumber Gempa

Peristiwa kegempaan identik dengan informasi seismik berupa rekaman sinyal dalam bentuk gelombang, yang kemudian dilakukan pengumpulan, pengolahan, dan analisis untuk menjadi parameter-parameter gempa bumi agar lebih sederhana dan mudah dibaca [4]. Parameter-parameter tersebut diantaranya :

1. Waktu Tiba

Waktu tiba atau *origin time* merupakan waktu terjadinya pelepasan energi pertama kali oleh sumber gempa bumi dalam bentuk gelombang yang menjalar di bumi. Parameter ini dinyatakan dalam bentuk tanggal, bulan, tahun, jam, menit, detik dengan menggunakan satuan UTC (*Universal Time Coordinated*). *Origin time* dapat ditentukan dengan menggunakan *Diagram Wadati* dengan memerlukan selisih pembacaan waktu gelombang P dan S dengan asumsi medium bumi adalah homogen.

2. Hiposenter

Hiposenter adalah sebuah lokasi pusat gempa yang berada di bawah permukaan bumi. Pada penentuan hiposenter, diperlukan data hasil rekaman gempa berupa waktu tiba gelombang P dan S setiap stasiun.

3. Episenter

Episenter merupakan proyeksi secara tegak lurus dari hiposenter itu sendiri yang berada dibawah permukaan bumi. Lokasi episenter ini diplot dalam koordinat kartesian dengan menggunakan sistem koordinat geografis (derajat lintang dan bujur).

4. Magnitudo

Magnitudo pada dasarnya dihitung karena adanya pergeseran tanah yang terjadi dan dinyatakan berdasarkan pengukuran amplitudo maksimum yang tercatat pada seismograf dengan satuan skala *Richter*. Skala magnitudo yang biasa dipakai memiliki level 0-10. Walau pengukuran megnitudo gempa walau diukur dari berbagai tempat, harus menghasilkan nilai yang sama walau dampak yang dirasakan berbeda.

5. Intensitas Gempa

Intensitas gempa merupakan besaran kerusakan yang dapat dilihat secara langsung pada lokasi tertentu yang terjadi dipermukaan bumi yang disebabkan oleh gempa bumi. Intensitas gempa biasanya berbeda-beda pada setiap daerah yang merasakan gempa, karena ditentukan berdasarkan magnitude, jarak lokasi dengan episenter dan keadaan geologi daerahnya. Skala ukur intensitas gempa biasanya menggunakan skala MMI (*Modified Mercalli Intensity*) yang terdiri dari 12 level kerusakan.

2.5 Diagram Wadati

Menurut [7], Diagram Wadati merupakan grafik waktu tiba antara gelombang P pada sumbu x dengan selisih gelombang P dan S ($ts-tp$) sebagai sumbu Y. Diagram ini digunakan untuk menghitung waktu kejadian gempa (*origin time*) dengan asumsi regresi linier dan menganggap bahwa lapisan bawah permukaan bumi bersifat homogen yang ditentukan dari perpotongan garis $ts-tp$ mendekati nol. Teknik ini sangatlah penting untuk mendapatkan rasio kecepatan (Vp/Vs) tanpa memerlukan kurva travel time maupun lokasi sumber gempa. Bentuk plot Diagram Wadati dapat dilihat pada Gambar 2.12. Dikatakan sebagai hasil data yang baik, apabila lokasi dari pengukuran gempa semakin mendekati garis potongnya dengan nilai gradien garisnya diantara 0,6 hingga 0,9. Persamaan yang digunakan untuk menentukan nilai gradiennya dapat terdapat pada persamaan 2.1

$$y = a + bx \quad (2.1)$$

sehingga

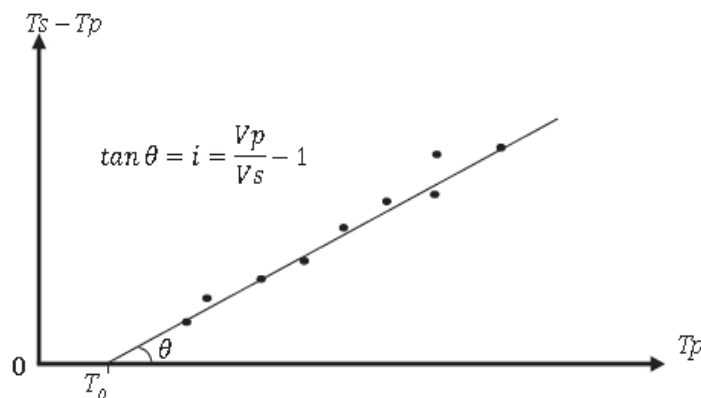
$$(ts - tp) = a + b (tp - OT) \quad (2.2)$$

yang mana, nilai a adalah konstanta tanpa variabel dan b adalah konstanta dengan variabel. Maka Vp/Vs dapat ditulis menjadi

$$\frac{Vp}{Vs} = b + 1 \quad (2.3)$$

dengan substitusi akhir pada persamaan 2.2 diperoleh nilai gradien yang disimbolkan dengan $i = b$ seperti pada persamaan 2.4.

$$i = b = \frac{Vp}{Vs} - 1 \quad (2.4)$$



Gambar 2.12 Diagram Wadati [8]

Keterangan :

y : gradien

$a + b$: konstanta

i : konstanta

V_p : Kecepatan gelombang P (km/s)

V_s : Kecepatan gelombang S (km/s)

OT : *Origin time* (sekon)

tp : Waktu tiba gelombang P (sekon)

ts : Waktu tiba gelombang S (sekon)

2.6 Metode GAD (*Geiger's method with Adaptive Damping*)

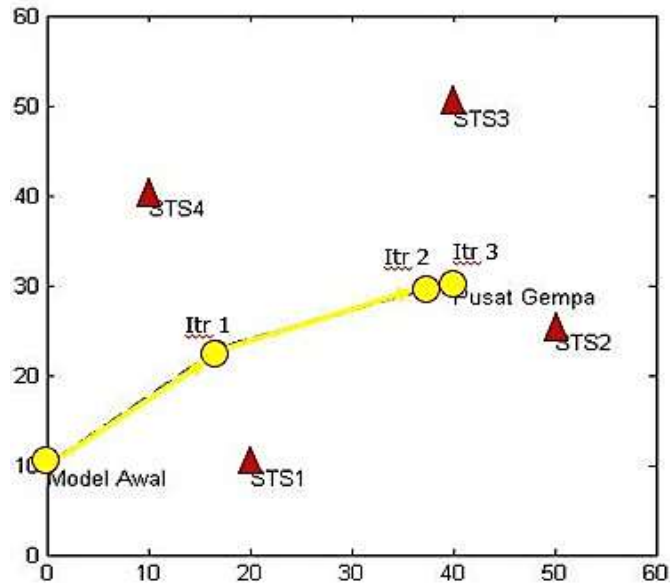
Metode Geiger pertama kali dikembangkan tahun 1905 [9], merupakan salah satu metode yang digunakan untuk menentukan posisi hiposenter gempa, yang mana jarak antara sumber gempa dengan stasiun yang perekam relatif dekat. Metode ini cukup baik dalam penentuan hiposenter gempa lokal. Penerapan metode ini dilakukan dengan menggunakan data waktu tiba gelombang P dan S untuk mendapatkan elemen sumber gempa bumi. Kemudian metode ini disederhanakan dengan menggunakan inversi *least square with adaptive damping* dengan melakukan iterasi, sehingga kemungkinan akan diperoleh hasil iterasi akhirnya stabil.

Walau menggunakan perhitungan yang cukup sederhana, metode ini memiliki keterbatasan, yang mana hanya mampu digunakan untuk maksimum 6 lapisan horizontal dengan menggunakan minimum 4 data stasiun perekam gelombang P dan S [10]. Dasar perhitungan yang digunakan pada Metode Geiger adalah mencari residual terkecil (*rms*) yang dipengaruhi oleh turunan parsial waktu terhadap posisi disetiap sumbu koordinat kartesius (x, y, z) serta selisih dari waktu tempuh pengamatan (t_{obs}) dengan waktu tempuh kalkulasi (t_{cal}) yang dinotasikan (Δt) seperti pada persamaan 2.4.

$$r_i = \frac{\partial T}{\partial x_i} \Delta x + \frac{\partial T}{\partial y_i} \Delta y + \frac{\partial T}{\partial z_i} \Delta z + \Delta t \quad (2.5)$$

Pada bagian kiri persamaan, r_i adalah residual waktu tiba (*deviation time*) antara waktu pengamatan dengan waktu kalkulasi. Pada ruas kanan merupakan perkalian turunan waktu tempuh terhadap koordinat hiposenter (x, y, z) dengan *origin time*.

Ilustrasi Metode Geiger dalam menentukan episenter dapat dilihat pada Gambar 2.13.



Gambar 2.13 Penentuan Episenter Metode Geiger

2.7 Metode *Coupled Velocity Hypocenter*

Metode *coupled velocity hypocenter* merupakan salah satu metode yang digunakan untuk relokasi hiposenter gempa dan dilakukannya koreksi terhadap stasiun gempa secara bersamaan. Metode ini pada dasarnya juga menggunakan prinsip persamaan Geiger yang mana menggunakan selisih dari waktu tempuh kalkulasi dengan waktu tempuh pengamatan. Pembaharuan persamaan dalam memperoleh model kecepatan yang baru dapat dilihat pada persamaan 2.6 [7].

$$r = t_{obs} - t_{cal} = \sum_{k=1}^4 \frac{\partial f}{\partial h_k} \Delta h_k + \sum_{i=1}^n \frac{\partial f}{\partial m_i} \Delta m_i + e \quad (2.6)$$

Dari persamaan tersebut, r merupakan residual waktu tempuh observasi (t_{obs}) dengan kalkulasi (t_{cal}), f merupakan fungsi terhadap koordinat stasiun (s, h, m), m merupakan model kecepatan, e adalah koreksi stasiun, k merupakan jumlah hiposenter dengan i merupakan jumlah stasiun. Parameter-parameter tersebut digunakan untuk memperbaharui model kecepatan bumi sehingga diperoleh nilai t_{cal} yang baru dan akan dibandingkan misfitnya dengan t_{cal} sebelumnya dalam software VELEST dengan iterasi. Jumlah iterasi yang diinputkan dapat diatur hingga memperoleh kriteria rms yang diharapkan.