

BAB III

TEORI DASAR

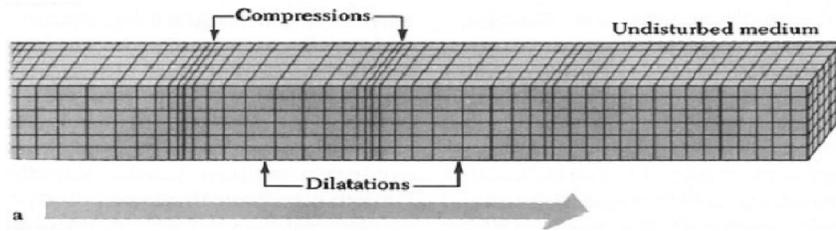
3. 1. Gelombang Seismik

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

3.1.1. Gelombang badan (*body wave*)

1. Gelombang primer (P)

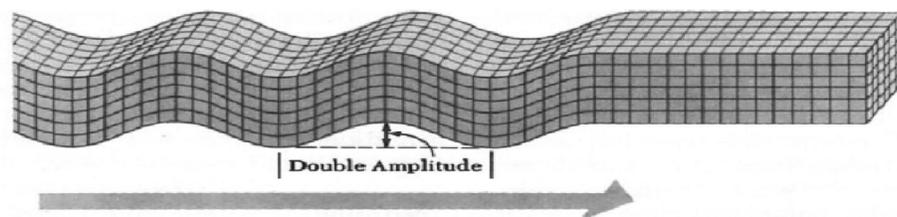
Gelombang Primer atau gelombang kompresi merupakan gelombang badan (*body wave*) yang memiliki kecepatan paling tinggi dari gelombang S. Gelombang ini merupakan gelombang longitudinal partikel yang merambat bolak balik dengan arah rambatnya. Gelombang ini terjadi karena adanya tekanan. Karena memiliki kecepatan tinggi gelombang ini memiliki waktu tiba terlebih dahulu dari pada gelombang S. Kecepatan gelombang P (V_p) adalah $\pm 5 - 7$ km/s di kerak bumi, > 8 km/s di dalam mantel dan inti bumi, $\pm 1,5$ km/s di dalam air, dan $\pm 0,3$ km/s di udara.



Gambar 8. Ilustrasi gerak gelombang primer (Hidayati, 2010)

2. Gelombang sekunder (S)

Gelombang S atau gelombang transversal (*Shear wave*) adalah salah satu gelombang badan (*body wave*) yang memiliki gerak partikel tegak lurus terhadap arah rambatnya serta waktu tibanya setelah gelombang P. Gelombang ini tidak dapat merambat pada fluida, sehingga pada inti bumi bagian luar tidak dapat terdeteksi sedangkan pada inti bumi bagian dalam mampu dilewati. Kecepatan gelombang S (V_s) adalah $\pm 3 - 4$ km/s di kerak bumi, $> 4,5$ km/s di dalam mantel bumi, dan $2,5 - 3,0$ km/s di dalam inti bumi (Hidayati, 2010).



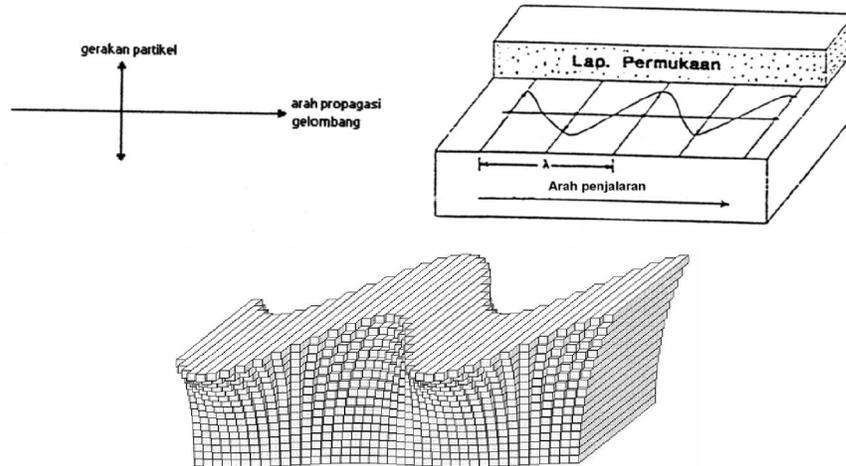
Gambar 9. Ilustrasi gerak gelombang sekunder (Hidayati, 2010)

3.1.2. Gelombang permukaan (*surface wave*)

1. Gelombang *Love*

Gelombang ini merupakan gelombang yang arah rambat partikelnya bergetar melintang terhadap arah penjarannya. Gelombang *Love*

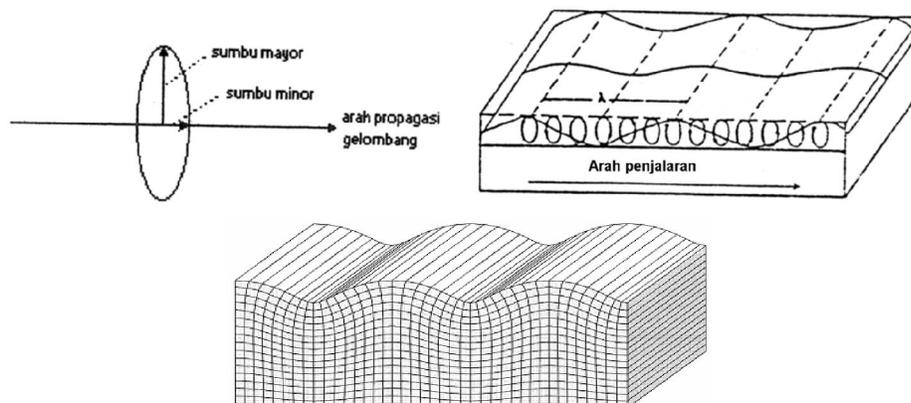
merupakan gelombang transversal, kecepatan gelombang ini di permukaan bumi (V_L) adalah $\pm 2,0 - 4,4$ km/s (Hidayati, 2010).



Gambar 10. Ilustrasi gerak gelombang *Love* (Hidayati, 2010)

2. Gelombang *Rayleigh*

Gelombang *Rayleigh* merupakan jenis gelombang permukaan yang memiliki kecepatan (V_R) adalah $\pm 2,0 - 4,2$ km/s di dalam bumi. Arah rambatnya bergerak tegak lurus terhadap arah rambat dan searah bidang datar (Hidayati, 2010).



Gambar 11. Ilustrasi gerak gelombang *Rayleigh* (Hidayati, 2010)

3.2. Gempa Vulkanik

3.2.1. Definisi gempa vulkanik

Gempa vulkanik (gunungapi), yaitu gempa yang terjadi karena adanya aktivitas gunungapi, baik berupa gerakan magma yang menuju ke permukaan maupun letusan atau hembusan gas yang dikeluarkan dari tubuh gunungapi (Hidayati, 2010).

3.2.2. Klasifikasi gempa vulkanik

Klasifikasi gempa vulkanik dikelompokkan oleh T. Minakami berdasarkan bentuk rekaman gempa, perkiraan hiposenternya dan perkiraan proses yang terjadi di dalam tubuh gunungapi (Suantika, 2007).

1. Gempa vulkanik dalam (tipe A/VA)

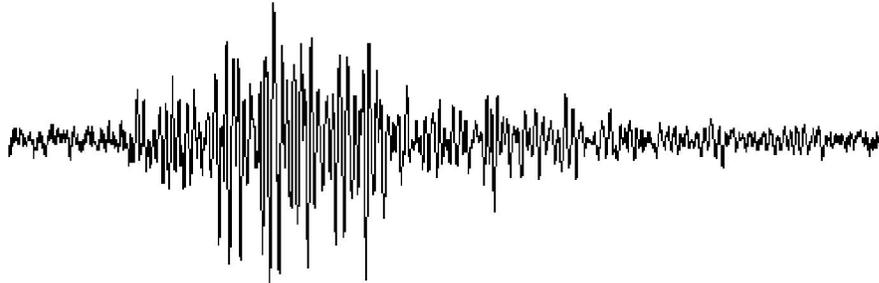
Sumber dari tipe gempa ini terletak di bawah gunungapi pada kedalaman 1 sampai 20 km, biasanya muncul pada gunungapi yang aktif. Gempa tipe A dapat disebabkan oleh adanya magma yang naik ke permukaan yang disertai rekahan-rekahan. Ciri utama dari gempa tipe A ini adalah selisih waktu tiba gelombang Primer (P) dan gelombang Sekunder (S) sampai 5 detik dan berdasarkan sifat fisisnya, gempa ini bentuknya mirip dengan gempa tektonik.



Gambar 12. Contoh rekaman seismik gempa tipe A (Hidayati, 2010)

2. Gempa vulkanik dangkal (tipe B/VB)

Sumber gempa vulkanik tipe B diperkirakan kurang dari 1 km dari kawah gunungapi yang aktif. Gerakan awalnya cukup jelas dengan waktu tiba gelombang S yang tidak jelas dan mempunyai nilai magnitudo yang kecil. Selisih waktu tiba gelombang p dan gelombang s kurang dari 1 detik.

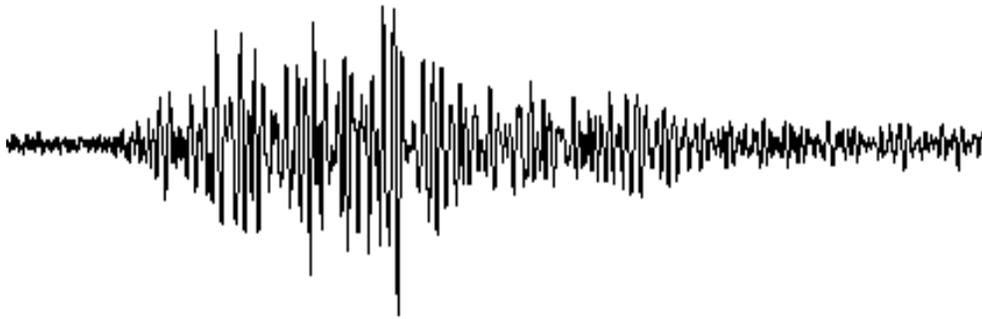


Gambar 13. Contoh rekaman seismik gempa tipe B (Hidayati, 2010)

Dalam pelaksanaannya, untuk membedakan gempa vulkanik dangkal dan dalam dibedakan dari bisa dibacanya waktu tiba gelombang S. Bila waktu tiba gelombang S tidak dapat dibaca dikategorikan sebagai gempa vulkanik dangkal dan bila dapat dibaca (walau di bawah 1 s) dikategorikan ke dalam gempa vulkanik dalam.

3. Gempa letusan

Gempa letusan disebabkan oleh terjadinya letusan yang bersifat eksplosif. Berdasarkan hasil pengamatan seismik sampai saat ini dapat dikatakan bahwa 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.



Gambar 14. Contoh rekaman seismik gempa letusan (Hidayati, 2010)

4. Gempa tremor

Gempa tremor merupakan gempa yang menerus terjadi di sekitar gunungapi, jenis gempa ini dapat dibedakan menjadi 2 jenis, yaitu :

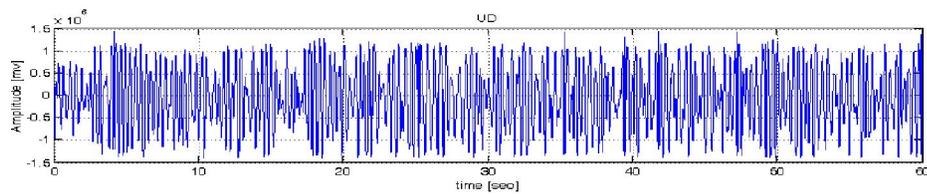
- a. **Tremor Harmonik**, getaran yang menerus secara sinusoidal. Kedalaman sumber gempa diperkirakan antara 5 – 15 km dan
- b. **Tremor Spasmodik**, getaran terus menerus tetapi tidak beraturan. Sumber gempabumi diperkirakan mempunyai kedalaman antara 45 - 60 km.

Salah satu contoh dari tremor adalah letusan tipe Hawaii yang selalu berulang tiap beberapa detik dan akan berakhir dalam waktu yang cukup lama. Tremor yang ditimbulkan oleh letusan-letusan tersebut selalu

berulang-ulang, sehingga dalam seismogram terlihat sebagai getaran yang menerus saling bertumpukan.



Gambar 15. Contoh rekaman seismik gempa tremor harmonik (Hidayati, 2010)

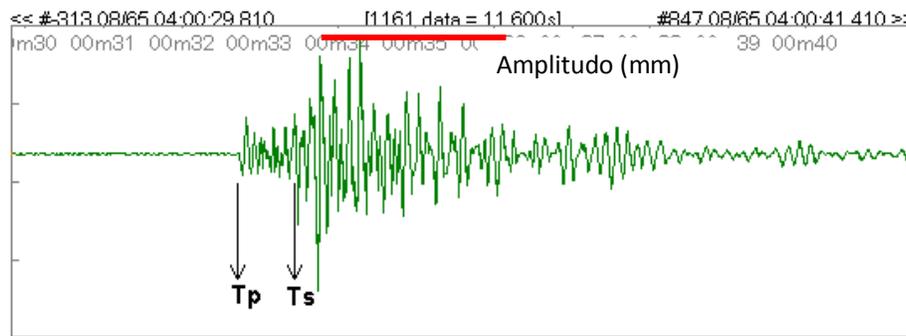


Gambar 16. Contoh rekaman seismik gempa tremor spasmodik (Hidayati, 2010)

3.2.3. Parameter fisis gelombang gempabumi

Adapun parameter fisis gelombang gempabumi, yaitu sebagai berikut:

1. (S-P), yaitu selisih waktu antara gelombang primer dan gelombang sekunder pada seismograf yang dinyatakan dalam detik.
2. Durasi gempa, yaitu waktu yang diperlukan oleh suatu gelombang gempa dari saat waktu tiba gelombang Primer sampai gelombang gempa berhenti sama sekali yang dinyatakan dalam detik.
3. Waktu terjadinya gempa (t_0) adalah waktu tiba gelombang P pada seismograf dikurangi hasil perhitungan waktu yang diperlukan oleh getaran untuk mencapai seismograf dari sumber.



Gambar 17. Parameter fisis gelombang gempabumi (Hidayati, 2010)

3.3. Penentuan Hiposenter dan Episenter Gempa Vulkanik

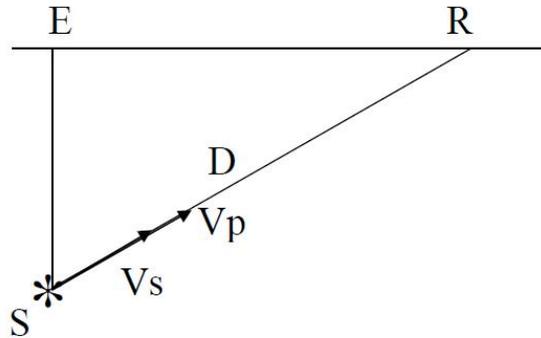
Titik dalam perut bumi yang merupakan sumber gempa dinamakan hiposenter atau *focus*. Sedangkan, episenter merupakan lokasi dipermukaan yang merupakan proyeksi vertikal dari titik hiposenter. Gempa dangkal menimbulkan efek guncangan yang lebih dahsyat dibanding gempa dalam. Ini karena letak fokus lebih dekat ke permukaan, dimana batu-batuan bersifat lebih keras, sehingga melepaskan lebih besar regangan (*strain*).

3.3.1. Menghitung hiposenter dan episenter dengan metode Lingkaran

Metode lingkaran merupakan salah satu metoda konvensional dalam penentuan episenter dan hiposenter. Teknik ini dapat digunakan baik untuk kasus dua stasiun maupun tiga stasiun serta diturunkan dari anggapan bahwa gelombang seismik merambat dalam medium homogen isotropis, sehingga kecepatan gelombang tetap dalam penjarannya (Suantika, 2007).

Pada penentuan episenter dan hiposenter dibutuhkan hasil rekaman gempa, yaitu waktu tiba gelombang P, waktu tiba gelombang S pada tiap stasiun. Juga selisih waktu tiba kedua gelombang (S-P) akan terus bertambah sebanding dengan

bertambahnya jarak tempuh (D) kedua gelombang tersebut. Hubungan yang lebih jelas dapat dilihat pada gambar di bawah ini:



Gambar 18. Penjalaran gelombang P dan S

Untuk itu diperlukan terlebih dahulu jari-jari lingkaran (D) yang dihitung sebagai berikut :

$$D = K (t_s - t_p) \quad (1)$$

$$k = \frac{V_p \times V_s}{V_p - V_s} \quad (2)$$

Dimana k adalah konstanta Omori , V_p dan V_s adalah cepat rambat gelombang primer (P) dan gelombang sekunder (S) dalam km/s. Serta nilai $V_p > V_s$. t_p dan t_s adalah waktu tiba gelombang P dan S dalam detik, serta $t_p < t_s$. Sedangkan V_p/V_s merupakan perbandingan antara cepat rambat gelombang P dan gelombang S. t_0 adalah waktu terjadinya gempa bumi.

Jarak tempuh gelombang P dan S dari pusat gempa (S) ke stasiun (R) adalah:

$$D = V_p (t_p - t_0) ; D = V_s (t_s - t_0) \quad (3)$$

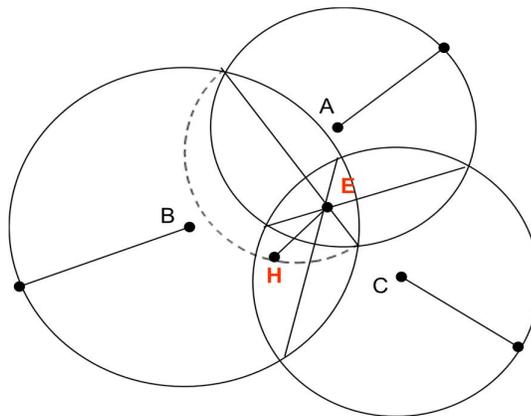
Untuk menentukan waktu terjadinya gempa, dibutuhkan posisi koordinat stasiun pengamatan, kecepatan gelombang primer dan sekunder (V_p dan V_s), dan waktu tiba gelombang primer dan sekunder (t_p dan t_s).

Dari persamaan (3.3), maka persamaan untuk menentukan waktu terjadinya gempa dapat ditentukan sebagai berikut:

$$\frac{V_p}{V_s} = \frac{ts - t_o}{tp - t_o} \quad (4)$$

$$t_o = tp - \frac{ts - tp}{\left(\frac{V_p}{V_s} - 1\right)} \quad (5)$$

Untuk kasus tiga stasiun maka jari-jari lingkaran dihitung untuk setiap stasiun, lalu dibuat lingkaran dengan pusat pada masing-masing stasiun dengan jari-jari lingkaran yang telah dihitung. Pada daerah yang dibatasi oleh perpotongan ketiga lingkaran maka ditarik ketiga garis dari titik-titik perpotongannya sehingga diperoleh suatu segitiga. Perpotongan garis bagi ketiga sisi-sisi segitiga tersebut adalah episenter.



Gambar 19. Episenter tiga lingkaran (Hidayati, 2010)

$$r_A = K (ts - tp) \quad (6)$$

$$r_B = K (ts - tp) \quad (7)$$

$$r_C = K (ts - tp) \quad (8)$$

dengan, E = Episenter

H = Hiposenter EH= kedalaman

3.3.2. Menghitung hiposenter menggunakan metode Geiger

Metode Geiger menggunakan data waktu tiba gelombang P dan atau 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. Dari perhitungan ini didapatkan residu, yaitu perbedaan antara waktu rambat gelombang yang diamati dengan waktu rambat gelombang yang dihitung untuk setiap stasiun.

Berikut ini kode dari metode Geiger, yang terdiri dari kode utama *RelocationGeigerMethod.m*, dan kode-kode pendukung seperti *ray tracing*, *event gather*, dan *matrix jacobi*.

$$r_i = dt + \frac{\partial T_i}{\partial x_0} dx + \frac{\partial T_i}{\partial y_0} dy + \frac{\partial T_i}{\partial z_0} dz \quad (9)$$

dimana r_i adalah residual atau *deviation time* antara *calculation time* dan *observation time*. Di ruas kanan merupakan perkalian turunan waktu tempuh terhadap posisi hiposenter (x,y,z) serta *origin time*. Persamaan ini dapat diubah dalam persamaan matrix dan diselesaikan secara iteratif. Adapun kode-kode yang digunakan dapat dilihat pada Lampiran I (Syahputra, 2012).

Perkembangan perhitungan numerik dan teknik komputasi dewasa ini mengisyaratkan bahwa metode ini adalah yang paling cocok digunakan. Berdasarkan metode ini ditulis program-program lokalisasi sumber gempa seperti yang dikembangkan oleh beberapa peneliti dengan menjaga stabilitas

komputasinya. Meskipun demikian, metode Geiger ini masih mempunyai kesalahan perhitungan, terutama apabila data yang digunakan berasal dari stasiun dengan jarak yang relatif jauh. Variasi kecepatan gelombang seismik pada jarak tersebut ternyata tidak dapat dihitung dengan tepat. Variasi kecepatan gelombang sebesar lebih kurang 0,2 km/detik ternyata memberikan kesalahan penentuan posisi hiposenter sampai beberapa puluh kilometer. Oleh karena itu, metode ini hanya dapat digunakan dengan tepat untuk menentukan posisi hiposenter dan waktu asal dari suatu gempa yang bersifat lokal (Salomo, 2012).

3.4. Atenuasi Gelombang Seismik dan *Q-factor*

Pada penyebaran gelombang di Bumi kita ketahui bahwa idealnya bumi memiliki sifat murni elastis, sehingga gelombang seismik mengalami refleksi, refraksi dan transmisi energi pada batas kontrol amplitudo dari pulsa seismik. Bumi sebenarnya tidak elastis sempurna, dan propagasi gelombang mengalami pelemahan seiring dengan berjalannya waktu karena berbagai mekanisme pelepasan energi (Lay dan Wallace, 1995).

Pengaruh atenuasi terhadap sinyal seismik dapat dilihat pada penurunan amplitudo dan melebarnya sinyal (panjang gelombang). Hal ini menunjukkan bahwa atenuasi merupakan gabungan antara pengurangan energi dan penyerapan frekuensi secara simultan, karena medium yang dilewati gelombang seismik memiliki tingkat redaman yang berbeda-beda maka penyerapan frekuensi oleh medium tersebut tidak sama.

Dalam media nyata, amplitudo suatu sistem osilasi meluruh dengan waktu nol. Sistem tersebut digambarkan sebagai sistem teredam. Hal ini biasanya hasil dari

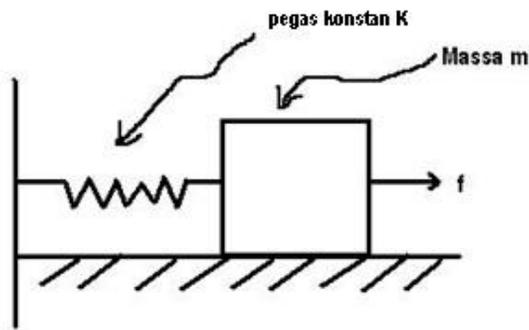
konversi energi kinetik menjadi panas, yang terjadi karena gesekan, gaya redaman. Gelombang gempa yang merambat di dalam bumi akan kehilangan amplitudo dan dilemahkan. Kedua mekanisme yang berkontribusi pada kejadian ini adalah atenuasi intrinsik/ anelastik dan atenuasi semu.

Hasil dari atenuasi intrinsik/ anelastik adalah hilangnya mekanisme aktual seperti resonansi teredam, relaksasi dan kekentalan. Kesemuanya terkait dengan gesekan internal medium.

Atenuasi semu mungkin dihasilkan dari efek geometri, seperti refraksi, refleksi, dan hamburan (*scattering*). Hamburan energi gelombang dipercaya karena perbandingan inhomogenitas dalam skala ke panjang gelombang pada gelombang elastis. Atenuasi ini linier dan bergantung pada frekuensi (Joan dkk, 1996)

Perpindahan energi potensial (posisi partikel) ke energi kinetik (kecepatan partikel) berturut-turut sebagai sebuah propagasi gelombang tidak sepenuhnya dapat kembali seperti perpindahan mineral selama dislokasi atau penyebaran panas pada batas butir yang menghasilkan energi gelombang. Kesamaan proses ini biasa dideskripsikan sebagai gesekan internal (*internal friction*), dan efek dari gesekan internal dapat dimodelkan dengan penggambaran gejala logis karena proses mikroskopik yang komplek.

Penggambaran sederhana dari atenuasi dapat dibentuk dari gerak bolak-balik atau osilasi massa pada sebuah pegas (Gambar 19).



Gambar 20. Model gejala logis untuk atenuasi seismik (Lay dan Wallace, 1995)

Ilustrasi pegas di atas merepresentasikan proses elastisitas dalam Bumi. Gaya f merepresentasikan gesekan yang berlawanan dengan gerak massa. Pada gambar diatas massa m ditambahkan pada sebuah pegas dengan konstanta k (k adalah ukuran kekakuan pegas) terdorong-dorong sepanjang permukaan penampang. Persamaan gerak untuk gabungan sistem gaya pemulihan pegas ke gaya inersia diberikan oleh perpindahan massa:

$$m\ddot{x} + kx = 0 \quad (10)$$

solusi umum untuk persamaan ini adalah osilasi harmonik:

$$x = Ae^{i\omega_0 t} + B^{-i\omega_0 t} \quad (11)$$

$$\omega_0 = \sqrt{k/m}$$

Saat massa ditarik maka akan terjadi gerakan yang berlanjut terus menerus, sehingga terjadi osilasi pada frekuensi alami pada sistem ω_0 . Atenuasi dapat dikenali dengan penambahan gaya redaman, seperti gesek antara perpindahan massa dan permukaan penampang. Pada kasus ini ada penambahan gaya, sesuai kecepatan massa:

$$m\ddot{x} + \gamma\dot{x} + kx = 0 \quad (12)$$

atau

$$\ddot{x} + \varepsilon\omega_0\dot{x} + \omega_0^2x = 0 \quad (13)$$

dimana, $\varepsilon = (\gamma/m\omega_0)$, dan $\omega_0 = (k/m)^{1/2}$. γ dan ε disebut koefisien gesekan.

Penyelesaian dari persamaan (13) adalah

$$x(t) = A_0 e^{-\varepsilon\omega_0 t} \sin(\omega_0 t \sqrt{1 - \varepsilon^2}), \quad (14)$$

dimana $A_0 e^{-\varepsilon\omega_0 t} = A(\varepsilon)$. Persamaan ini adalah osilasi selaras yang meluruh secara eksponensial terhadap waktu. Jika $\varepsilon = 0$ (tidak teratenuasi), Pers (14) kembali pada Pers (11). ε dapat dinyatakan dalam formula faktor kualitas (*quality factor*), *Q-factor*:

$$\varepsilon = \frac{1}{2Q} \quad (15)$$

Dengan menggunakan Pers (15), amplitudo sebagai fungsi waktu dapat dituliskan menjadi

$$A(t) = A_0 e^{-\omega_0 t / 2Q} \quad (16)$$

dimana *Q-factor* merupakan fraksi dari energi gelombang yang hilang per siklus saat gelombang merambat. Dengan kata lain

$$\frac{1}{Q} = \frac{-\Delta E}{2\pi E} \quad (17)$$

$$Q = \frac{2\pi E}{-\Delta E} \quad (18)$$

dimana, E = energi tegangan (*strain*) maksimum dalam volum

$-\Delta E$ = energi yang hilang disetiap siklus karena ketidaksempurnaan elastisitas material (medium)

Hal ini lebih mudah dipahami dalam istilah logaritma pengurangan, δ , yang mana merupakan logaritma dari rasio amplitudo siklus osilasi berurutan

$$\delta = \ln(A_1/A_2) \quad (19)$$

Karena energi sebanding dengan kuadrat amplitudo, sehingga

$$2 \ln A = \ln E \quad (20)$$

Dengan menggabungkan Pers (16) dengan (19), dimana amplitudo satu periode ($T_0 = 2\pi/\omega_0$) akan memberikan

$$Q = \pi / \delta \quad (21)$$

Sehingga persamaan untuk amplitudo sebagai fungsi jarak waktu tempuh adalah:

$$A(x) = A_0 e^{-\left(\frac{f\pi}{Qv}\right)x} \quad (22)$$

dimana, A_0 = Amplitudo awal

f = frekuensi gelombang seismik (Hz)

v = cepat rambat gelombang seismik primer dalam medium (km/s)

Q = *Q-factor*

Dari persamaan (14) diketahui bahwa peluruhan terjadi secara eksponensial sehingga persamaan garis yang dipilih adalah persamaan garis eksponensial.

Penentuan nilai Q -factor akan didasarkan pada analisis grafik hubungan antara puncak-puncak suatu *event* gempa dengan waktu kejadiannya (t).

Persamaan (22) menunjukkan bahwa nilai konstanta Q -factor gelombang *high-frekuensi* akan teratenuasi lebih cepat daripada gelombang *low-frekuensi*. Ini dikarenakan untuk jarak tertentu gelombang *high-frekuensi* lebih cepat terosilasi daripada gelombang *low-frekuensi*. Waktu tempuh gelombang bergantung pada darimana sumber berasal. Sehingga pulsa melebar pada jarak yang berurutan. Pulsa komponen *high-frekuensi* kemudian menghilang selama atenuasi.

Energi yang hilang selama proses nonelastis ini biasanya diukur oleh atenuasi intrinsik dan diparameteri oleh Q (Q -factor). Nilai Q -factor yang lebih besar menunjukkan atenuasi yang kecil. Jika Q -factor mendekati nol maka berarti atenuasinya sangat kuat. Q -factor untuk gelombang P (Q_α) didalam bumi secara sistematis lebih besar daripada Q -factor untuk gelombang S (Q_β). Sehingga atenuasi intrinsik yang terjadi selama penjalaran gelombang dikaitkan dengan perpindahan lateral dari efek kisi dan batas butir (Lay dan Wallace, 1995).

Q -factor dapat didefinisikan sebagai perbandingan antar frekuensi dominan gelombang seismik terhadap koefisien atenuasinya, sehingga Q -factor bergantung terhadap faktor atenuasi medium. Jadi dapat disimpulkan bahwa Q -factor merupakan ukuran kemampuan suatu medium untuk meloloskan gelombang yang melaluinya.

Secara umum, Q -factor meningkat seiring dengan membesarnya densitas suatu material (batuan) dan juga kecepatan intrinsi batuan (cepat rambat sinyal seismik

batuan) tersebut. Tabel 2 menunjukkan nilai *Q-factor* untuk beberapa jenis batuan oleh Sherrif dan Geldart, 1955 dalam Ernawati 2011.

Tabel 2. Nilai *Q* untuk beberapa jenis batuan (Sherrif dan Geldart, 1955 dalam Ernawati 2011)

Jenis Batuan	Q (λ/dB)
Batuan sedimen	20–200
Batu pasir	70-130
Batu lempung	20-70
Batu gamping	50-200
Batu kapur	135
Dolomite	190
Batuan dan rongga berisi gas	5-50
Batuan metamorf	200-400
Batuan beku	75-300

Didalam kajian ilmu teknik, atenuasi biasanya diukur dalam satuan desibel per satuan panjang medium (kabel, tembaga, udara, air, serat optik, dan sebagainya) maka satuan dari atenuasi sering dituliskan dB/cm atau dB/km. Namun, atenuasi yang diukur dalam penelitian ini adalah atenuasi dari rekaman gelombang seismik yang berupa gelombang sinusoidal, maka satuan dari atenuasi gelombang dapat dituliskan dB/ λ . Dimana λ merupakan simbol untuk panjang gelombang dalam SI adalah meter (m). Dengan kata lain, satuan dari atenuasi rekaman gelombang seismik adalah desibel persatuan panjang gelombang. (Ernawati, 2011).

Pengukuran *Q-factor* sebenarnya bervariasi lateral dengan urutan kekuatan atau magnituda dalam bumi, perbedaannya jauh lebih besar daripada kecepatan seismik yang diamati (10% variasi). Mekanisme atenuasi intrinsik (batas butir dan kerusakan kristal batuan akibat gesekan) sangat sensitif terhadap tekanan dan kondisi temperatur. Ini berarti bahwa, *Q-factor* akan bervariasi di dalam bumi sebagai fungsi temperatur yang heterogen. Daerah tektonik aktif biasanya memiliki aliran panas yang relatif tinggi dan atenuasi tinggi dari daerah yang memiliki aliran panas rendah atau daerah yang lebih dingin. Ini merupakan bentuk dari aktivasi termal pada mekanisme atenuasi (Lay dan Wallace, 1995).

Sumber gempa yang lebih dangkal yang terletak pada tubuh gunungapi juga akan menghasilkan atenuasi gempa yang tinggi dan intensitasnya akan menurun lebih cepat (Zobin, 2012).

3.5. Hubungan Aktivitas Vulkanik dengan Letusan Gunungapi

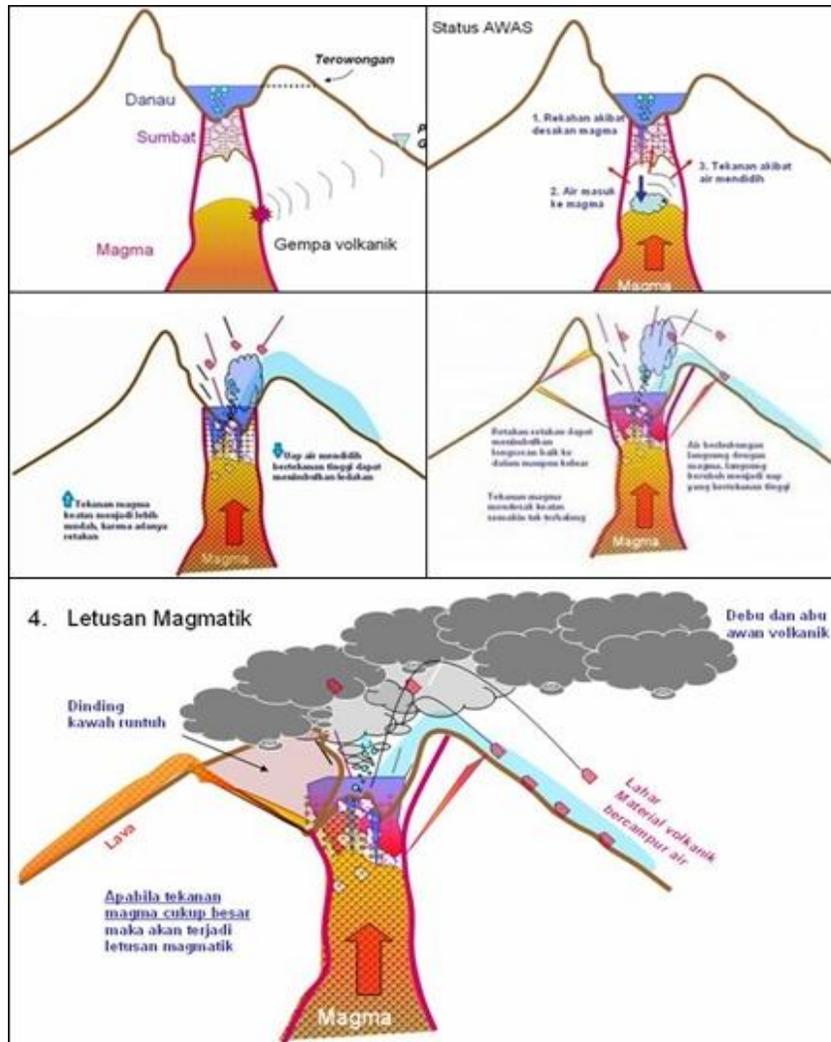
Gempabumi pada gunungapi disebabkan oleh adanya aktivitas vulkanik, baik berupa gerakan magma yang menuju ke permukaan maupun letusan atau hembusan gas yang dikeluarkan dari tubuh gunungapi. Letusan gunungapi disebabkan oleh gaya yang berasal dari dalam bumi akibat terganggunya sistem kesetimbangan magma (kesetimbangan suhu, termodinamika dan hidrostatik) dan sistem kesetimbangan geologi (kesetimbangan gaya tarik bumi, kimia-fisika, dan panas bumi). Dan letusan gunungapi adalah suatu kenampakan gejala vulkanisme ke arah permukaan, atau suatu aspek kimiawi pemindahan tenaga ke arah permukaan, yang bergantung pada kandungan tenaga dalam dapur magma yang

dipengaruhi oleh keluaran panas pada saat magma mendingin dan tekanan gas selama pembekuannya (Siswamidjono, 1996).

Pada Gambar 20 diperlihatkan dengan jelas bagaimana letusan gunungapi terjadi. Magma yang mengandung gas, sedikit demi sedikit naik ke permukaan karena massanya yang lebih ringan dibanding batu-batuan padat di sekelilingnya. Sehingga menyebabkan gempa vulkanik yang menyebabkan rekahan-rekahan pada dinding magma. Rekahan akibat desakan magma ini menyebabkan sumbat magma runtuh dan air yang berada di atas sumbat masuk ke magma dan mendidih dengan cepat. Tekanan uap akibat air yang mendidih inilah yang dapat menimbulkan ledakan sehingga, tekanan magma keatas menjadi lebih mudah karena adanya retakan pada sumbat magma. Seluruh air pada danau pun langsung menyentuh magma langsung berubah menjadi uap yang bertekanan tinggi sehingga tekanan magma mendesak keatas semakin tak terbendung. Akibat letusan ini rekahan-rekahan dapat menimbulkan longsoran baik ke dalam maupun ke luar. Apabila tekanan magma cukup besar maka akan terjadi letusan magmatik yang menyebabkan dinding kawah runtuh. Letusan ini dapat menyebabkan keluarnya lahar, material vulkanik bercampur air, debu dan awan vulkanik.

Gempa vulkanik biasa terjadi sebelum, sesaat maupun sesudah letusan. Tetapi gejala tersebut tidak selalu sama pada tiap-tiap gunungapi. Mungkin saja terjadi, gempa vulkanik sebelum letusan jumlahnya lebih banyak dari pada sesudahnya. Suatu kenyataan bahwa meskipun gunungapi itu mempunyai batuan yang sejenis, bahkan pada gunungapi yang sama sekalipun, gejala kegempaan sehubungan dengan letusan tidak selalu sama. Perbedaan diantaranya disebabkan oleh struktur batuan masing – masing gunungapi. Sedangkan perubahan gejala mungkin karena

perubahan kekentalan magma, proses mineralisasi dalam magma ketika terjadi pendinginan dalam perjalanannya menuju permukaan bumi yang dapat merubah mekanisme letusan dan masih banyak kemungkinan – kemungkinan lainnya (Siswowidjojo, 1996).



Gambar 21. Mekanisme letusan gunungapi (Fridolin, 2013)

3.6.Sistem Penerima Seismograf

Untuk memperoleh data seismik, instrumentasi yang digunakan adalah seismograf, dan untuk saat ini hampir seluruh Pos Gunungapi di Indonesia menggunakan seismograf yang bekerja dengan sistem RTS (*Radio Telemetry System*) baik digital maupun analog. Data ditransmitkan ke Pos pengamatan dengan teknik propagasi gelombang radio. Di Pos data diterima Receiver, didemodulasikan oleh diskriminator menjadi tegangan analog kembali, dan direkam ke seismogram dengan galvanometer, ini adalah prinsip RTS analog. Untuk RTS digital prinsipnya hampir sama, hanya pada transmitter, data yang dimodulasikan sudah berupa data-data digital. Tentunya dengan mengubah data analog seismometer menjadi digital menggunakan ADC (*Analog to Digital Converter*).

Berbeda dengan seismograf analog yang amplitudo rekaman gelombangnya dalam satuan milimeter (mm), amplitudo rekaman gelombang seismik digital tidak memiliki satuan. Namun untuk memperoleh satuan dari amplitudo rekaman seismik digital maka perlu dilakukan konversi terlebih dahulu. Konversi yang dilakukan bergantung spesifikasi alat yang digunakan (Ernawati, 2011).

Hal-hal yang perlu diperhatikan dalam konversi amplitudo rekaman seismik digital adalah:

1. Sensitivitas alat

Setiap seismograf memiliki sensitivitas yang berbeda-beda, bergantung pada jenis dan tipenya. Contoh:

- LS-1 Ranger memiliki sensitivitas 345 V/(m/s) dan frekuensi alami alat 1 Hz
- L4-C memiliki sensitivitas 300 V/(m/s) dan frekuensi alami alat 1 Hz
- L 22 memiliki sensitivitas 77 V/(m/s) dan frekuensi alami alat 2 Hz

2. Perbesaran alat

3. Nilai digital dari rekaman Datamark LS 7000

Pada Datamark LS 7000, 1 digit = 2.4445×10^{-6} Vm/s.

Jadi, harga konversi amplitudo digital adalah:

$$1 \text{ digit} = 2.4445 \mu V \times \frac{1}{\text{sensitivitas} \times \text{perbesaran}} m/s \quad (24)$$