

BAB II

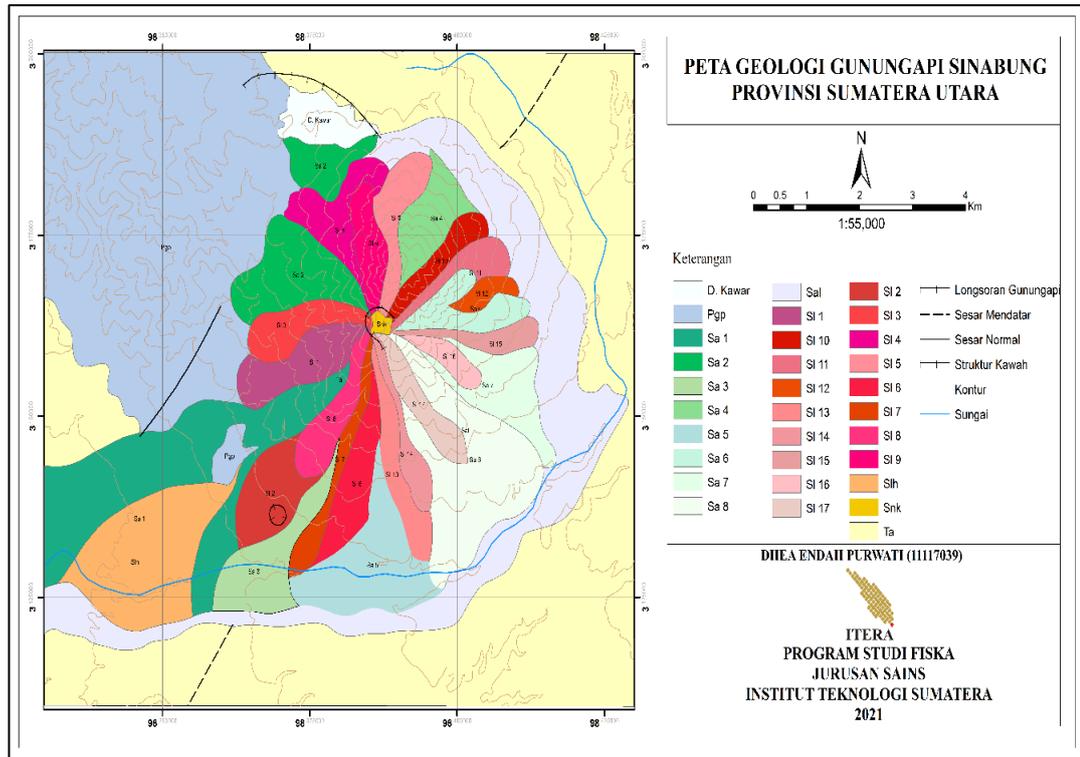
TINJAUAN PUSTAKA

2.1 Profil Gunung Sinabung

Gunung Sinabung adalah gunung api jenis strato volkano berbentuk kerucut yang memiliki puncak dengan ketinggian 2460 meter di atas permukaan laut. Secara astronomi, Gunung Sinabung berada pada posisi 3^o10' Lintang Utara dan 98^o23,5' Bujur Timur. Gunung ini memiliki empat kawah utama yang berada di puncaknya [6]. Pada dasarnya Gunung Sinabung merupakan gunung yang tidak memiliki catatan sejarah letusan sejak tahun 1600-an, sehingga gunung ini digolongkan sebagai gunung api tipe B. Akan tetapi, setelah lebih dari 400 tahun tidak beraktivitas, pada 27 Agustus 2010 Gunung Sinabung mengalami letusan pertama yang digolongkan sebagai tipe letusan freatik, yaitu letusan yang terjadi akibat adanya pengaruh uap yang disebabkan sentuhan air dengan magma di dalam Bumi. Letusan pertama Gunung Sinabung ini disertai oleh sebaran jatuhnya abu vulkanik yang mengarah ke wilayah timur-tenggara Gunung Sinabung dan sejak saat itu gunung ini digolongkan sebagai gunung api tipe A, karena meletus kembali setelah tahun 1600-an [3].

Gunung Sinabung merupakan suatu pegunungan yang terbentuk dari sub blok sesar (patahan) semangko yang berada di daerah Kabupaten Karo, Provinsi Sumatera Utara yang segaris dengan Danau Toba. Pegunungan blok sesar ini merupakan jenis pegunungan pada wilayah struktur geologi dengan aktivitas magma yang muncul di daerah bidang sesar (patahan) [7]. Jenis gunung strato volkano seperti Gunung Sinabung harus diwaspadai karena memiliki bentuk mengerucut dengan letusan yang bersifat eksplosif dan dibangun dari banyak lapisan (strata) seperti abu vulkanik, tephra, batu apung dan lava yang mengeras. Aliran lava yang berasal dari jenis gunung strato volkano biasanya bersifat dingin dan memiliki viskositas yang besar sehingga akan menyebabkan lava mengeras sebelum jauh menyebar [5].

2.2 Peta Geologi Gunung Sinabung



Gambar 2.1. Peta Geologi Gunung Sinabung Hasil Digitasi Ulang [8].

Berdasarkan struktur geologinya, Gunung Sinabung terbentuk di tepi Barat Laut sesar cekungan Toba Tua. Struktur sesar normal Gunung Sinabung berada di daerah Danau Kawar. Selain struktur sesar, Gunung Sinabung terdiri dari 1 endapan batuan gunung api sekunder dan 25 satuan batuan yang merupakan hasil erupsi primer dari kawah pusat. Dalam hal ini, endapan Pra Sinabungnya berupa satuan endapan Aliran Piroklastik Toba dan endapan Batu gamping seperti yang dapat dilihat pada Gambar 2.1. Aliran lahar Gunung Sinabung tersusun dari komposisi andesitik hingga dasit. Secara umum berdasarkan metode penanggalan radiometrik, umur batuan vulkanik hasil erupsi Gunung Sinabung adalah Holosen [6].

2.3 Sejarah Aktivitas Gunung Sinabung

Sejarah letusan Gunung Sinabung tidak banyak diketahui dalam catatan sejarah maupun literatur. Secara umum, letusan Gunung Sinabung memiliki karakter yang menunjukkan adanya erupsi eksplosif yang menghasilkan rangkaian kejadian awan

panas guguran. Mekanisme terjadinya awan panas guguran disebabkan karena adanya pembentukan kubah lava pada bagian puncak Gunung Sinabung, hal ini disertai dengan adanya perpindahan fluida yang berwujud batuan padat, cairan, gas ke permukaan yang mendorong kubah lava. Perpindahan fluida ini diduga terjadi karena banyaknya gempa-gempa vulkanik di Gunung Sinabung [9]. Adapun kegiatan vulkanik yang tercatat berdasarkan informasi dari Pusat Vulkanologi dan Mitigasi Bencana Geologi dapat dilihat pada Tabel 2.1 [10].

Tabel 2.1. Catatan sejarah aktivitas Gunung Sinabung.

Tahun	Aktivitas
Sebelum 1600	Terjadi aliran lahar yang mengarah ke selatan dan muntahan batuan piroklastik.
1912	Pada bagian puncak dan lereng atas terlihat mengeluarkan gas-gas oksida belerang (aktivitas solfatara).
2010	Terjadi beberapa kali letusan freatik yang mengubah status Gunung Sinabung menjadi tipe- A.
2013	Terjadi peningkatan aktivitas vulkanik sehingga status Gunung Sinabung dinaikkan dari level siaga menjadi level awas.
2014	Melambatnya pertumbuhan pada kubah lava sehingga status Gunung Sinabung diturunkan dari level awas menjadi siaga.
2015	Terjadi letusan Gunung Sinabung diikuti dengan guguran awan panas yang menyebabkan terjadinya peningkatan aktivitas sehingga status Gunung Sinabung dinaikkan menjadi level awas.
2016	Terjadi erupsi dan semburan lava pijar.
2017	Terjadi erupsi dengan semburan abu vulkanik dan letusan yang menghancurkan kubah lava dipuncak.
2018	Terjadi erupsi yang diikuti awan panas dan terjadi letusan eksplosif.
2019	Terjadi erupsi tidak tetap dengan kolom abu teramati dan status Gunung Sinabung diturunkan menjadi level siaga.
2020	Terjadi erupsi yang didominasi oleh kejadian tremor vulkanik.
2021	Terjadi erupsi eksplosif dengan guguran awan panas.

2.4 Gelombang Seismik

Pada dasarnya, gelombang diartikan sebagai suatu energi yang merambat dari satu tempat ke tempat yang lain sesuai dengan arah rambatnya. Umumnya, gelombang seismik merupakan gelombang elastik yang merambat di dalam Bumi. Sebagai medium gelombang, Bumi memiliki beberapa lapisan batuan yang berbeda antara satu lapisan dengan lapisan lainnya [11]. Penjalaran gelombang seismik dilakukan ke seluruh bagian Bumi dengan membawa energi yang mampu dicatat oleh seismograf [12].

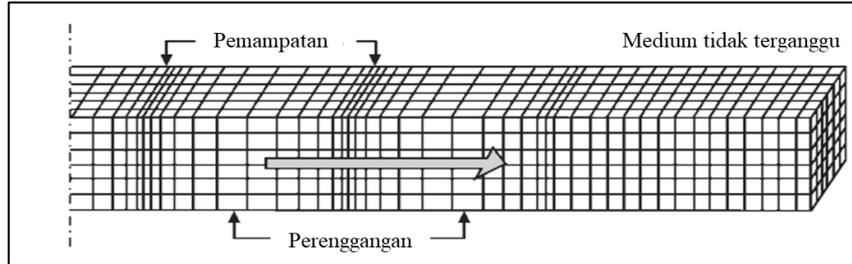
Gelombang seismik dapat dibangkitkan dengan dua metode, diantaranya adalah metode aktif dan metode pasif. Metode aktif merupakan metode yang dilakukan secara sengaja oleh manusia, biasanya metode ini dilakukan dengan meledakkan dinamit, pemukulan dengan palu dan lain sebagainya. Sedangkan metode pasif merupakan metode alami yang memanfaatkan gejala-gejala alam misalnya gempa, baik yang diakibatkan oleh letusan gunung api maupun gempa tektonik [13]. Secara umum, gelombang seismik dapat dibedakan menjadi dua jenis, yaitu gelombang badan dan gelombang permukaan [14].

2.4.1 Gelombang Badan (*Body Wave*)

Gelombang badan merupakan gelombang yang menjalar dalam media elastik dengan perambatan yang mengarah ke seluruh bagian di dalam Bumi. Berdasarkan gerak partikel pada media dan arah penjarannya, gelombang badan dibedakan menjadi dua gelombang, yaitu gelombang primer (P) dan gelombang sekunder (S).

Gelombang primer (Gelombang Longitudinal) dikenal sebagai gelombang yang memiliki kecepatan rambat paling tinggi jika dibandingkan dengan gelombang seismik yang lain sehingga gelombang P memiliki waktu tiba terlebih dahulu dari pada gelombang S. Terjadinya gelombang primer disebabkan karena adanya tekanan. Ketika gelombang primer merambat pada suatu medium, maka medium tersebut akan mengalami perubahan volume dan perubahan bentuk. Gerakan partikel pada gelombang primer searah dengan arah rambatan gelombangnya

sehingga terkadang elemen batumannya mengalami pemampatan (*compressions*) dan mengalami perenggangan (*dilatation*) seperti Gambar 2.2.

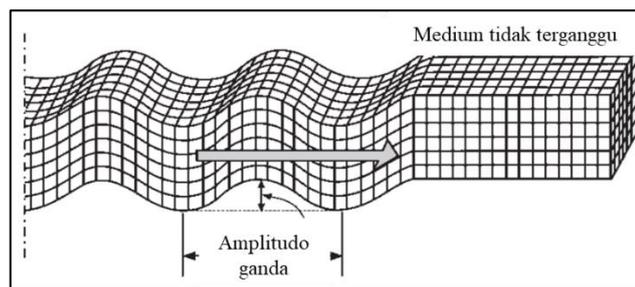


Gambar 2.2. Ilustrasi gerak gelombang primer [15].

Kecepatan gelombang primer (V_p) dinyatakan dalam Persamaan 2.1 berikut [13]:

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

Gelombang sekunder (Gelombang Transversal) merupakan gelombang yang memiliki arah gerak partikel yang tegak lurus terhadap arah perambatannya seperti yang diperlihatkan pada Gambar 2.3. Ketika gelombang sekunder merambat pada suatu medium, maka medium tersebut akan mengalami perubahan bentuk, akan tetapi tidak mengalami perubahan volume. Gelombang ini memiliki waktu tiba yang lebih lambat bila dibandingkan dengan gelombang P.



Gambar 2.3. Ilustrasi gerak gelombang sekunder [15].

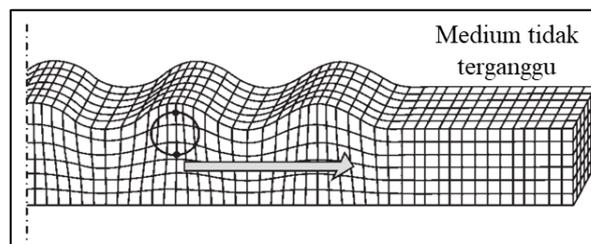
Kecepatan gelombang sekunder (V_s) dinyatakan dalam Persamaan 2.2 berikut [13]:

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

2.4.2 Gelombang Permukaan (*Surface Wave*)

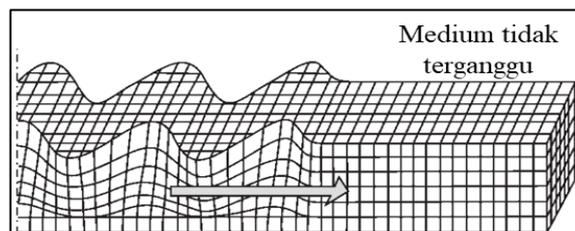
Gelombang permukaan merupakan gelombang yang merambat di permukaan Bumi. Gelombang ini terbentuk dari interferensi gelombang-gelombang pantul yang berinteraksi dengan permukaan bebas. Berdasarkan pada sifat gerakan partikel media elastik, gelombang permukaan memiliki frekuensi rendah dengan amplitudo yang besar [13]. Kecepatan gelombang permukaan tergantung pada frekuensi, dengan hubungan berbanding terbalik. Gelombang permukaan terbagi menjadi dua tipe gelombang, diantaranya adalah gelombang Rayleigh dan gelombang Love [16].

Gelombang Rayleigh (*Rayleigh wave*) merupakan gelombang yang memiliki gerakan partikel media berupa gabungan dari gerakan partikel yang disebabkan oleh gelombang primer dan gelombang sekunder [13].



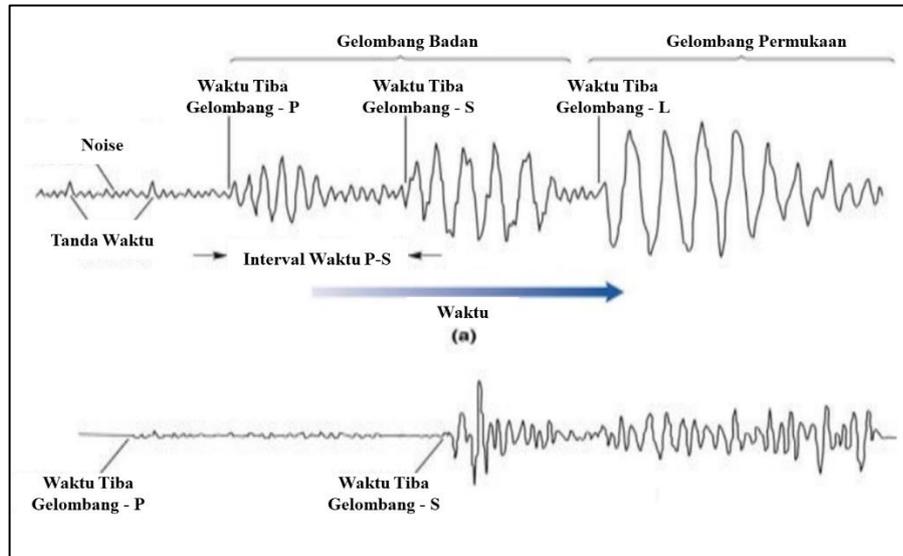
Gambar 2.4. Ilustrasi gerak gelombang Rayleigh [15].

Gelombang Love (*Love wave*) merupakan gelombang yang menjalar di permukaan Bumi dalam bentuk gelombang transversal. Gelombang ini memiliki kecepatan yang lebih cepat dibandingkan dengan gelombang Rayleigh. Karakteristik dari gelombang Love diantaranya memiliki pergerakan partikel yang tegak lurus terhadap arah perambatan gelombang dan memiliki getaran yang terjadi secara lateral [16].



Gambar 2.5. Ilustrasi gerakan gelombang Love [15].

Untuk melihat perbedaan gelombang-gelombang seismik secara bersamaan dapat dilihat pada Gambar 2.6.



Gambar 2.6. Ilustrasi jenis gelombang [17].

2.5 Klasifikasi Gempa

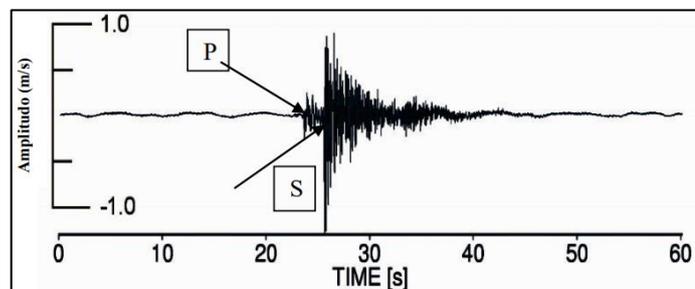
Pada dasarnya kejadian gempa dibedakan berdasarkan penyebabnya, dimana terdapat gempa tektonik dan gempa vulkanik. Gempa tektonik sering mengguncang permukaan Bumi, biasanya disebabkan oleh sesar atau patahan. Gempa tektonik memiliki durasi kejadian yang lebih lama dibandingkan dengan gempa vulkanik, bahkan hingga puluhan detik. Gempa tektonik ini mempunyai kekuatan yang besar dan mampu merambat di seluruh bagian Bumi sehingga dapat menyebabkan kerusakan. Bentuk gelombang gempa tektonik ditandai dengan karakteristik waktu tiba gelombang primer dan gelombang sekunder yang teramati dengan jelas.

Kemudian terdapat jenis gempa vulkanik, biasanya gempa ini terjadi akibat adanya peningkatan aktivitas gunung api. Aktivitas gempa vulkanik pada gunung api dibedakan menjadi dua, yaitu aktivitas di luar gunung yang diantaranya berupa aliran lava, aliran lahar, awan panas, guguran lava dan keluarnya uap, sedangkan aktivitas internal gunung ditandai dengan adanya kegempaan yang disebabkan oleh berbagai macam mekanisme seperti gesekan bidang rekahan batuan tubuh gunung

dan kerusakan geser akibat dari tekanan geser yang terjadi pada dinding reservoir magma [18]. Berdasarkan kenampakan sinyal, kandungan frekuensi serta mekanisme sumbernya, gempa vulkanik dibedakan menjadi 5 macam, yaitu gempa vulkano-tektonik tipe A, gempa vulkano-tektonik tipe B, gempa frekuensi rendah, gempa *hybrid* dan multi-*phases* serta gempa tremor vulkanik [19].

2.5.1 Gempa Vulcano-Tektonik Tipe A atau Gempa Vulkanik Dalam

Gempa vulkano-tektonik tipe A atau disebut juga dengan VT-A merupakan gempa yang terjadi pada kedalaman lebih dari 2 km. Gempa ini disebabkan karena naiknya magma ke permukaan yang diikuti dengan rekahan-rekahan akibat adanya peningkatan tegangan yang berasal dari pengaruh gaya gravitasi dan gerakan lempeng tektonik. Gempa VT-A memiliki kandungan sinyal frekuensi di atas 5 Hz dengan impuls pertama yang cukup jelas serta memiliki karakteristik waktu tiba gelombang P dan S yang lebih besar dari 0,5 detik dengan fase gelombang P dan S terpisah cukup jelas. Adapun bentuk sinyal gempa VT-A dapat dilihat pada Gambar 2.7.

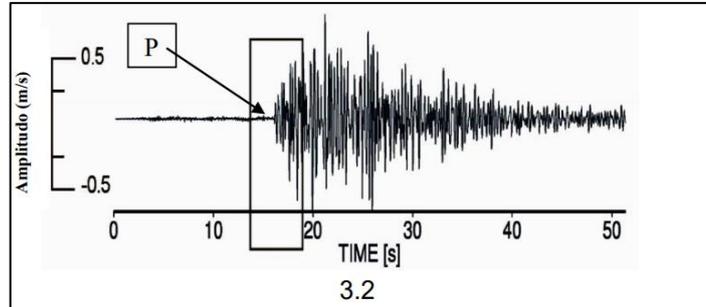


Gambar 2.7. Rekaman seismik gempa VT-A [19].

2.5.2 Gempa Vulcano-Tektonik Tipe B atau Gempa Vulkanik Dangkal

Gempa vulkano-tektonik tipe B atau disebut juga dengan VT-B merupakan gempa yang terjadi pada kedalaman kurang dari 2 km dan berasal dari kawah yang masih aktif. Gempa ini terjadi akibat adanya tekanan gas dalam suatu saluran pipa gunung api, perubahan volume ataupun karena hancurnya batuan yang berisi fluida. Sinyal gempa ini memiliki kandungan frekuensi yang rendah yaitu 1 hingga 5 Hz dengan magnitudo yang kecil dan waktu tiba gelombang S yang kurang jelas. Karakteristik

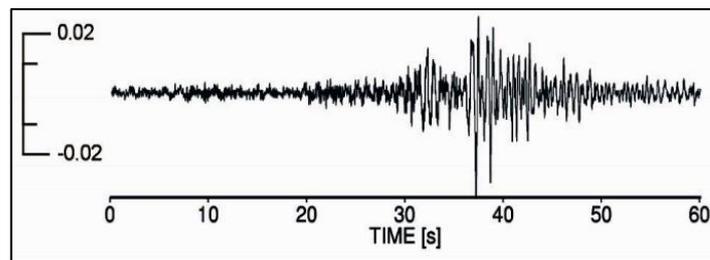
selisih waktu tiba antara gelombang P dan gelombang S yaitu kurang dari 1 detik. Adapun bentuk sinyal gempa VT-B dapat dilihat pada Gambar 2.8.



Gambar 2.8. Rekaman seismik gempa VT-B [19].

2.5.3 Gempa Frekuensi Rendah (*Low Frequency/LF*)

Gempa frekuensi rendah atau disebut juga gempa LF merupakan gempa yang terjadi karena adanya retakan akibat naiknya magma ke permukaan. Gempa frekuensi rendah ditandai dengan waktu tiba gelombang S yang tidak jelas. Gempa ini sering dikaitkan dengan gempa vulkano-tektonik tipe B karena memiliki frekuensi yang rendah (1-3 Hz) dan juga periode yang panjang. Sumber gempa frekuensi rendah selalu teridentifikasi pada kedalaman yang dangkal yaitu kurang dari 2 km. Adapun bentuk sinyal gempa frekuensi rendah dapat dilihat pada Gambar 2.9.

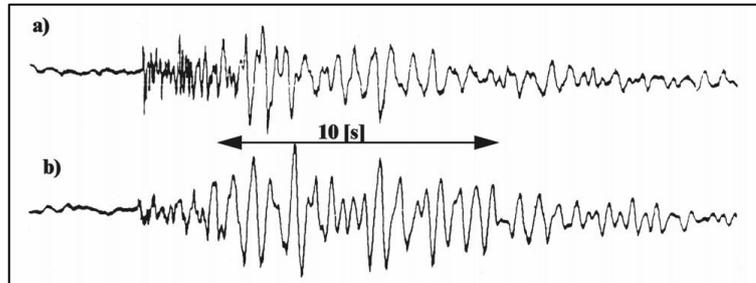


Gambar 2.9. Rekaman seismik gempa frekuensi rendah [19].

2.5.4 Gempa *Hybrid* dan *Multi-Phases*

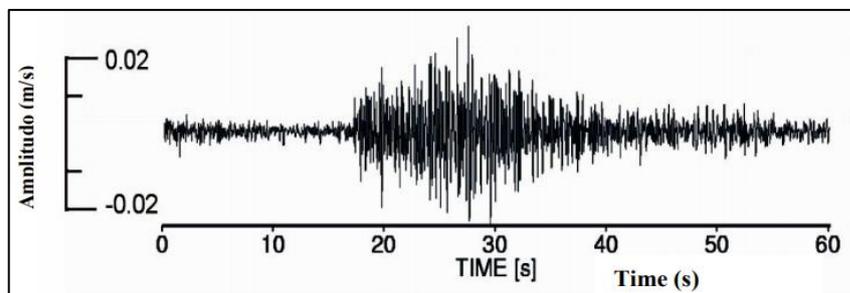
Gempa *Hybrid* merupakan gempa yang ditandai dengan sinyal seperti gabungan antara sinyal gempa frekuensi rendah dan gempa vulkano-tektonik (A, B). Gempa

ini memiliki frekuensi tinggi pada bagian awal gempa dan mempunyai amplitudo yang pendek. Adapun perbedaan gempa *hybrid* dengan gempa VT-B dapat dilihat pada Gambar 2.10.



Gambar 2.10 Bentuk sinyal (a) gempa hybrid dan (b) gempa VT-B [19].

Gempa multi-*phase* atau disebut juga sebagai gempa fase banyak memiliki frekuensi yang berkisar antara 3 hingga 8 Hz. Biasanya, gempa ini terjadi pada lokasi yang sangat dangkal dan diduga adanya pembentukan kubah lava pada gunung api. Adapun bentuk sinyal gempa fase banyak dapat dilihat pada Gambar 2.11.



Gambar 2.11. Rekaman seismik gempa fase banyak [19].

2.5.5 Gempa Tremor Vulkanik

Gempa tremor merupakan gempa yang terjadi secara terus menerus di sekitar gunung dan kemunculannya juga dapat dijadikan sebagai indikasi adanya letusan. Bentuk gelombang dari tremor adalah stasioner [18]. Tremor vulkanik terjadi akibat adanya ketidakstabilan aliran fluida, dimana frekuensi tremor yang dihasilkan dipengaruhi oleh tekanan, massa jenis magma, dan sifat elastik dari batuan disekitar

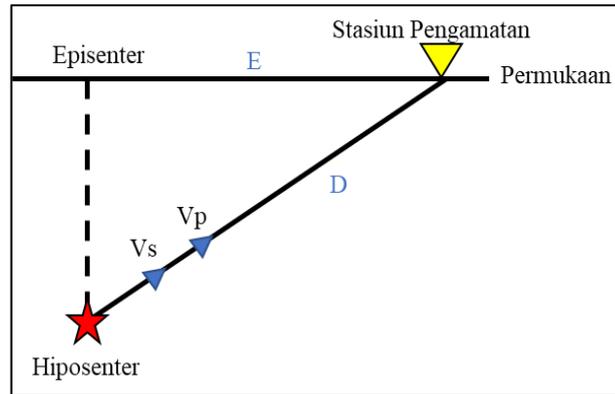
magma. Tremor vulkanik akan digunakan untuk mengetahui pola erupsi suatu gunung [20].

Secara umum sinyal tremor vulkanik dicirikan dengan amplitudo yang bervariasi dan terjadi dalam kurun waktu beberapa menit hingga beberapa jam. Secara visual tremor vulkanik juga memiliki karakteristik waktu permulaan yang tidak jelas sehingga waktu tiba tremor vulkanik tidak dapat diketahui dan sinyal ini tidak dapat menunjukkan perbedaan antara gelombang P dan gelombang S. Biasanya, frekuensi tremor vulkanik berkisar antara 0,5 hingga 7 Hz dan dicirikan dengan satu atau beberapa puncak bentuk spektrum yang harmonik atau bentuk spektrum dengan puncak yang acak [21].

Berdasarkan kenampakan sinyal (*waveform*) dan bentuk spektrum, tremor vulkanik dibagi menjadi dua jenis, diantaranya tremor harmonik dan tremor spasmodik. Tremor harmonik ditandai dengan kenampakan sinyal dan bentuk spektrum yang teratur dengan getaran terus menerus secara sinusoidal. Kedalaman sumber gempa tremor harmonik diperkirakan antara 5 hingga 15 km, sedangkan tremor spasmodik ditandai dengan kenampakan sinyal dan bentuk spektrum yang tidak teratur. Sumber gempa tremor spasmodik diperkirakan mempunyai kedalaman antara 45 hingga 60 km [22].

2.6 Penentuan Hiposenter Gempa Vulkanik

Hiposenter atau fokus gempa merupakan suatu pusat titik gempa yang ada di dalam Bumi dan dapat diketahui melalui gelombang seismik. Hiposenter dihasilkan dari tekanan yang ada di dalam Bumi sehingga menyebabkan lapisan Bumi bergetar. Semakin dekat suatu hiposenter, maka gempa akan semakin terasa dan menimbulkan kerusakan yang semakin besar. Dalam penentuan suatu hiposenter membutuhkan data hasil rekaman gempa berupa waktu tiba gelombang P (t_p), waktu tiba gelombang S (t_s) serta kecepatannya.



Gambar 2.12 Ilustrasi penjalaran gelombang dari hiposenter ke stasiun [23].

Berdasarkan Gambar 2.12, secara matematis dapat dicari kedalaman sumber gempa atau hiposenter dengan menggunakan selisih waktu tiba gelombang P dan waktu tiba gelombang S. Sehingga untuk lebih jelasnya dapat dilihat pada perumusan berikut.

$$D = V_p(t_p - t_0) \Rightarrow (t_p - t_0) = \frac{D}{V_p} \quad (2.3)$$

$$D = V_s(t_s - t_0) \Rightarrow (t_s - t_0) = \frac{D}{V_s} \quad (2.4)$$

Untuk mendapatkan besarnya nilai hiposenter (D) dari persamaan (2.3) dan (2.4), maka persamaan di atas dapat dieliminasi seperti pada penjabaran berikut ini.

$$\begin{aligned} (t_s - t_0) - (t_p - t_0) &= \frac{D}{V_p} - \frac{D}{V_s} \\ (t_s - t_0 - t_p + t_0) &= \frac{D}{V_p} - \frac{D}{V_s} \\ (t_s - t_p) &= \frac{DV_s}{V_p V_s} - \frac{DV_p}{V_p V_s} \\ t_{sp} &= D \frac{V_s - V_p}{V_p V_s} \\ D &= t_{sp} \frac{V_p V_s}{V_s - V_p} \\ D &= t_{sp} k \end{aligned} \quad (2.5)$$

2.6.1 Metode Geiger

Salah satu metode yang digunakan dalam penentuan lokasi hiposenter gunung api adalah metode GAD (*Geiger's Method with Adaptive Damping*). Prinsip yang digunakan pada metode Geiger yaitu menghitung residual antara waktu pengamatan (*observed*) dan waktu perhitungan (*calculated*). Persamaan sistem GAD diselesaikan dengan menggunakan metode iterasi untuk memperoleh residual seminimal mungkin di setiap stasiun. Persamaan sistem GAD diperlihatkan pada Persamaan 2.6 berikut.

$$r_i = t_{obs}^i - t_{cal}^i \quad (2.6)$$

Metode GAD (*Geiger's Method with Adaptive Damping*) merupakan metode Geiger yang dihitung berdasarkan iterasi sebelumnya. Dasar perhitungan menggunakan metode GAD adalah mencari nilai residual terkecil yang dipengaruhi oleh turunan parsial waktu terhadap posisi disetiap sumbu koordinat kartesian (x, y, z) serta selisih dari waktu tempuh pengamatan (t_{obs}^i) dengan waktu tempuh perhitungannya (t_{cal}^i) yang dinotasikan dengan Δt . Perhitungan metode Geiger ditunjukkan pada Persamaan 2.7 berikut [24].

$$r_i = \left(\frac{\partial t_{cal}^i}{\partial x_i} \right) \Delta x + \left(\frac{\partial t_{cal}^i}{\partial y_i} \right) \Delta y + \left(\frac{\partial t_{cal}^i}{\partial z_i} \right) \Delta z + \Delta t \quad (2.7)$$

Perhitungan matematis dalam menentukan hiposenter gempa gunung api diterapkan dengan menggunakan *software* GAD. Perangkat lunak ini bekerja dengan *forward modelling* dan inversi hingga didapatkan nilai *error* terkecil. Adapun nilai masukan yang diperlukan dalam perangkat lunak ini adalah waktu tiba gelombang P dan S, selain itu juga dibutuhkan koordinat stasiun dan model kecepatan struktur suatu gunung api. Perhitungan hiposenter dapat dikatakan akurat apabila memiliki lebih dari tiga stasiun, hal ini dikarenakan medium yang dilalui gelombang kemungkinan memiliki perbedaan yang menyebabkan bedanya waktu tiba gelombang yang ditangkap pada masing-masing stasiun [18].

2.7 Penelitian Terdahulu

Penelitian yang sudah pernah dilakukan sebelumnya di Gunung Sinabung yaitu studi gelombang seismik gempa vulkanik untuk menentukan karakteristik mekanisme vulkanik Gunung Sinabung. Data yang digunakan pada penelitian ini merupakan data rekaman seismik tahun 2011 hingga Juni 2012 dengan menggunakan 4 stasiun seismik. Penentuan episenter dan hiposenter dilakukan menggunakan metode GAD dan analisis frekuensi dilakukan menggunakan transformasi *Fourier*. Hasil penelitian ini menyatakan bahwa persebaran hiposenter gempa vulkanik terlihat adanya aktivitas berupa desakan fluida yang menuju permukaan sehingga menghasilkan suatu retakan yang menyebabkan terjadinya gempa vulkanik. Kedalaman gempa vulkanik berada disekitar 0 s.d 6 km bawah permukaan laut dan frekuensi dominan berada pada rentang 0,28 Hz hingga 2,18 Hz [5].

Pada tahun 2014 dilakukan penelitian terkait sebaran dan karakteristik material vulkanik hasil erupsi Gunung Sinabung di Sumatera Utara. Penelitian ini bertujuan untuk mendelineasi sebaran dan ketebalan abu vulkanik dari material hasil erupsi Gunung Sinabung yang berupa abu dan lahar serta mengidentifikasi dampak yang ditimbulkan terhadap lahan pertanian. Metode yang digunakan dalam penelitian ini merupakan metode pengamatan dengan menggunakan citra satelit *Worldview-2* (SPOT) 2014 dengan bahan material yang digunakan adalah hasil letusan 12 Februari 2014. Hasil yang diperoleh berdasarkan sifat fisik abu vulkanik yang menutupi lahan pertanian yaitu sebaiknya untuk abu vulkanik yang tebal disingkirkan dari lahan pertanian., sedangkan untuk abu vulkanik yang tipis bisa langsung dicampur dengan tanah. Selanjutnya dari hasil analisa fisika menunjukkan bahwa abu vulkanik dan lahar memiliki tekstur sedang yaitu lempung hingga lempung berpasir, akan tetapi lahar memiliki tekstur lebih kasar dibandingkan dengan tekstur abu vulkanik, dimana abu vulkanik ini mempunyai mineral primer dengan kandungan cadangan unsur hara yang cukup tinggi [25].

Selanjutnya pada tahun 2017, dilakukan penelitian terkait model kecepatan 1-D gelombang P dan gelombang S dari data hasil relokasi hiposenter di wilayah

Gunung Sinabung. Relokasi hiposenter ini dilakukan dengan metoda JHD (*Joint Hypocenter Determination*) menggunakan data gempa periode 1 Januari hingga 28 Februari 2017 yang menghasilkan sebanyak 117 *event* gempa vulkanik. Pengolahan data dilakukan menggunakan *software* VALEST versi 3.3. Adapun hasil dari relokasi hiposenter memberikan model kecepatan seperti pada tabel berikut ini [3].

Tabel 2.2. Model kecepatan hasil relokasi hiposenter.

Kedalaman (km)	Vp (km/s) IASP91	Vp (km/s) Sinabung	Vs (km/s) IASP91	Vs (km/s) Sinabung
0,0	5,8000	5,9200	3,3600	2,9100
20,00	5,8000	6,0300	3,3600	3,4600
20,01	6,5000	6,5900	3,7500	3,4600
35,00	6,5000	6,6400	3,7500	3,7500
35,01	8,0400	7,7100	4,4700	4,4700
71,00	8,0440	8,0400	4,4820	4,4800
120,00	8,0500	8,0500	4,5000	4,5000
120,01	8,0500	8,0500	4,5000	4,5000

Hasil keluaran dari pengolahan data pada penelitian ini berupa persebaran hiposenter yang berada pada kedalaman 8 km hingga 10 km di bawah permukaan dekat kawah Gunung Sinabung. Hiposenter ini menunjukkan bahwa gempa bersumber dari aktivitas vulkanik Gunung Sinabung [3].

Pada tahun 2018 dilakukan penelitian untuk mengetahui karakteristik letusan ditinjau dari penyusun Gunung Sinabung di Kabupaten Karo Provinsi Sumatera Utara. Metode yang digunakan dalam penelitian ini yaitu observasi langsung ke daerah kaki Gunung Sinabung dengan mengambil sampel. Hasil dari penelitian ini ditemukan batuan andesit yang mempunyai kandungan silika tinggi. Struktur batuan andesit berkaitan dengan waktu pembentukannya. Kemudian ditemukan lahar panas yang terdiri dari magma dan air bahan gas atau solfatar (H_2S) disekitar Gunung Sinabung yang keluar dari lubang retakan. Sementara itu, pada bagian arah

tenggara ditemukan lumpur vulkanik. Dalam jangka pendek, abu vulkanik memiliki dampak yang buruk karena memiliki sifat kimiawi yang akan menurunkan kesuburan tanah [7].

2.8 Proses Rekaman Seismometer Gunung Sinabung

Pada umumnya, untuk memperoleh data seismik dibutuhkan suatu instrumen atau alat seperti seismograf atau seismometer. Jaringan seismometer yang terpasang di daerah gunung memiliki jangkauan yang lebih kecil dan lebih sederhana karena sebaran lokasi gempa yang cukup terbatas, yaitu di gunung dan sekitarnya [26]. Sejak tanggal 12 November 2013, Pada wilayah Gunung Sinabung dipasang seismometer di 6 titik stasiun yaitu Sibayak, Kebayaken, Lau Kawar, Sukanalu, Mardinding dan Sukameriah. Dari stasiun tersebut, terdapat 3 seismometer *single-component* (Sukanalu, Lau Kawar dan Sukameriah) dan terpasang seismometer *2-component*, dimana komponen vertikal dan E-W (Mardinding) dipasang di sekitar Gunung Sinabung. Adapun 2 seismometer dengan *single-component* juga dipasang di Gunung Sibayak (Sibayak), kemudian di antara Sibayak dan Sinabung terdapat stasiun (Kebayaken) untuk mengontrol lokasi gempa agar lebih akurat [27]. Seismometer *single component* artinya seismometer tersebut memiliki 1 buah sensor, sedangkan seismometer *double component* adalah seismometer yang memiliki 2 buah sensor.

Seismometer adalah alat yang digunakan untuk merekam getaran. Bagian utama dari alat seismometer yaitu terdapat bandul, pegas, lilitan kawat atau koil dan medan magnet. Dari segi kegunaannya, seismometer dibedakan menjadi 2 yaitu seismometer komponen tegak (vertikal) dan seismometer komponen datar (horizontal). Seismometer komponen vertikal digunakan khusus untuk merekam getaran pada gempa-gempa vulkanik, sedangkan seismometer komponen horizontal digunakan khusus untuk merekam getaran pada gempa tektonik lokal dan tektonik jauh. Pada dasarnya, seismometer memiliki prinsip kerja yang identik seperti bandul mekanik, yaitu bandul yang mengandung medan magnet akan bergerak berosilasi di dalam kumparan (koil) atau sebaliknya. Apabila terdapat pergerakan tanah maka bandul juga bergerak, kemudian kumparan akan bergerak

menghasilkan atau membangkitkan arus listrik AC melalui terminal kumparan. Arus listrik AC sebanding atau proporsional dengan kecepatan massa bandul seismometer. Terminal output akan menghasilkan energi listrik dalam bentuk tegangan rendah (mikro).

Pada saat terjadi gempa, gelombang P akan selalu datang pertama dimana gerakan gelombang P adalah mendorong dan menarik (kompresi dan dilatasi). Gelombang P selalu diasumsikan dari bawah seismometer. Jika pertama kali yang diterima seismometer adalah gerakan mendorong atau kompresi maka bandul yang berada di dalam seismometer akan bergerak naik ke atas, sehingga gerakan awal gempa vulkanik tercatat di seismogram adalah *Up*. Begitu juga sebaliknya, jika gerakan awal gelombang P menarik atau dilatasi, maka bandul yang berada di dalam seismometer akan bergerak turun ke bawah sehingga gerakan awal gempa vulkanik tercatat di seismogram adalah *Down*. Selain itu, kita juga dapat merasakan gerakan *Up* dan *Down* pada gempa tektonik yang besar, jika terjadi gerakan *Up* maka tanah yang kita injak akan terasa terdorong ke atas dan jika tanah yang kita injak terasa turun maka tercipta gerakan *Down*.

Selanjutnya, data seismik yang direkam oleh seismometer kemudian akan diubah ke dalam bentuk digital dan direkam oleh sebuah data *logger* (EDR X-7000). Data tersebut kemudian dapat diunduh secara manual setiap bulan. Kemudian data sinyal seismik dari stasiun-stasiun yang ada di Gunung Sinabung tersebut dikirimkan ke Pos Pengamatan Gunung Sinabung (PGA) dengan teknik propogasi gelombang radio. Ketika sampai di Pos PGA, data akan diterima oleh *receiver*, kemudian dimodulasikan oleh diskriminator menjadi tegangan analog kembali dan direkam ke seismogram dengan galvanometer, dan ini merupakan prinsip *Radio Telemetry System* (RTS) analog. Sedangkan untuk RTS digital, prinsipnya hampir sama, akan tetapi pada transmitter, data yang dimodulasikan sudah berupa data-data digital. Proses mengubah data analog menjadi digital dilakukan dengan menggunakan *Analog to Digital Converter* (ADC) [28]. Secara terus-menerus data tersebut direkam secara analog dan digital di Pos PGA Sinabung, kemudian data tersebut

akan dikirimkan ke kantor PVMBG di Bandung melalui sistem VSAT (*Very Small Aperture Terminal*), yaitu sebuah sistem komunikasi satelit mikro [27].