

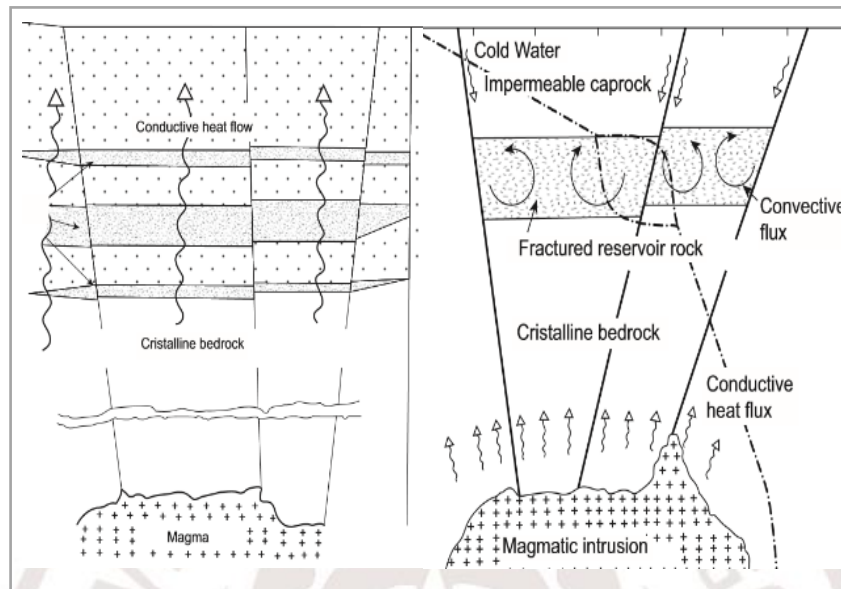
BAB II

TINJAUAN PUSTAKA

2.1 Sistem Panas Bumi

Menurut Toth & Bobok (2017) Energi Panas Bumi adalah energi panas yang berasal dari kerak, mantel, dan inti bumi dengan suhu yang tinggi, ketika komponen bumi berada dalam kondisi yang lebih panas daripada kondisi di permukaan maka energi panas akan terus berpindah dari kondisi bawah permukaan yang lebih panas menuju ke permukaan melalui *impermeable rock* (Gambar 2.1). Panas bumi menurut Undang-undang Republik Indonesia Nomor 21 Tahun 2014 didefinisikan sebagai sumber energi panas yang terkandung di dalam air panas, uap air, serta batuan bersama mineral ikutan dan gas lainnya yang secara genetik tidak dapat dipisahkan dalam suatu sistem panas bumi. Secara umum panas bumi diartikan sebagai penjelmaan suhu bumi yang telah ada setelah bumi terbentuk. Suhu didalam bumi membentuk suatu sistem yang disebut sistem panas bumi, sistem tersebut mencakup sistem tata air (hidrotermal), proses pemanasan dan kondisi sistem di mana air yang terpanasi terakumulasi. Suhu bumi secara perlahan akan bertambah selaras dengan besarnya kedalaman, yaitu sekitar $3^{\circ}/100$ m (Muzil Alzwar et al, 1987). Sistem panas bumi juga berasosiasi dengan cekungan sedimentasi, sistem ini terbentuk pada batuan yang sangat dalam dan terdapat akuifer air.

Pemanfaatan energi panas bumi merupakan usaha yang melibatkan aspek kegiatan eksplorasi, eksplotasi dan pemanfaatan secara terpadu. Sumber energi ini dikatakan memiliki arti keekonomiannya apabila cadangan yang ditemukan dapat dieksploitasikan dan dimanfaatkan secara langsung (*direct used*) sebagai sumber energi panas didekat sumbernya yaitu dengan mengubahnya menjadi pembangkit listrik ataupun penggunaan secara tidak langsung (*indirect used*) adalah dengan menjadikan energi panas bumi sebagai pengering teh, tembakau, cengkeh ataupun hasil perkebunan lainnya dan juga dapat menjadi kolam air panas yang merupakan sarana wisata bagi masyarakat.



Gambar 2. 1 Model sistem panas bumi (Toth & Bobok, 2017)

Keberadaan suatu sistem panas bumi biasanya ditandai oleh adanya manifestasi permukaan. Beberapa manifestasi permukaan menunjukkan gejala adalah sebagai berikut :

a. Fumarol dan solfatara

Fumarol merupakan lubang asap tempat dikeluarkannya gas-gas yang dihasilkan oleh gunungapi. Pada umumnya fumarol ditemukan di daerah gunungapi atau pada terobosan melalui rekahan-rekahan, sedangkan solfatara adalah fumarol yang mengeluarkan gas belerang seperti SO_2 , H_2S , S dan tidak jarang juga dijumpai belerang yang mengendap sebagai kristal dan melapisi rekahan-rekahan pada batuan yang dilaluinya

b. Mata air panas

Batuan dalam dapur magma mampu menyimpan panas dalam ribuan tahun. Air tanah yang turun dan bersentuhan dengan magma akan terpanaskan. Air yang panas akan cenderung naik ke permukaan melalui rekahan-rekahan, pada kondisi jumlah air panasnya sangat besar, maka mata air panas tersebut bisa menjadi kolam air panas.

kondisi jumlah air panasnya sangat besar, mata air panas tersebut bisa menjadi kolam air panas.

c. Lumpur panas

Umumnya mengandung uap panas yang tidak terlalu banyak gas CO_2 yang tidak mudah cair. Lumpur panas biasanya ditemukan dalam bentuk cair dikarenakan kondensasi uap panas, sedangkan gelembung-gelembung yang terjadi disebabkan oleh keluarnya gas CO_2

d. Uap Tanah

Uap panas ini diperkirakan berasal dari suatu lapisan yang berada di dekat permukaan yang mengandung air panas yang mempunyai suhu mendekati titik didihnya, sehingga terjadi penguapan di atas permukaan

e. *Geyser*

Geyser adalah air tanah yang tersembur keluar sebagai kolom uap dan kolom air panas. Kolom tersebut terbentuk oleh adanya celah yang terisi air dari kawah, kemudian terdorong ke atas oleh tekanan uap air dari bawah. Semakin banyak akumulasi air di dalam celah, maka semakin kuat tekanan uap air yang menekan dari bawah, sehingga semakin tinggi air yang tersembur ke atas.

f. Kawah

Kawah terdapat pada puncak gunungapi, bentuk depresi berbentuk corong terbuka ke atas yang merupakan tempat disembarkannya tefra gas-gas, lava dan gas-gas.

g. Batuan alterasi

Batuan alterasi terjadi karena proses interaksi antara batuan asal dengan fluida panasbumi. Batuan alterasi terjadi karena disebabkan oleh beberapa faktor antara lain suhu, tekanan, jenis batuan, komposisi fluida, pH dan lamanya interaksi (Suharno, 2012).

Sumber panas bumi secara sederhana dapat didefinisikan sebagai suatu reservoir yang berada di dalam Bumi yang bernilai ekonomis dan digunakan untuk menghasilkan tenaga listrik atau industri lain yang sesuai, pertanian atau aplikasi domestik dalam kurun waktu mendatang (Gupta & Roy, 2007).

Menurut Nicholson (1993) evolusi dari fluida panasbumi dapat digambarkan sebagai berikut:

- a. Fluida panasbumi yang umumnya berasal dari air meteorik masuk ke dalam kulit bumi hingga ke lapisan permeabel dan tersirkulasi pada kedalaman 5 – 7 km.
- b. Kemudian fluida ini terpanaskan dan bereaksi dengan batuan induk serta naik ke lapisan atas melalui proses konveksi.
- c. Air pada bagian dalam ini utamanya adalah jenis klorida serta jenis lain yang secara langsung ataupun tidak langsung berasal dari air klorida ini. Di kedalaman, kandungan klorida biasanya mencapai 1.000 – 10.000 mg/kg Cl pada temperatur sekitar 350°C
- d. Ketika fluida panasbumi naik menuju permukaan, tekanan hidrostatiknya akan menurun, sehingga akan mencapai titik di mana gas dan uap akan terpisah dari fasa cair. Fasa ini dikenal dengan “*boiling*”. Titik ini merupakan proses yang sangat penting dalam mengontrol komposisi kimia fluida dan uap (Rahayudin, 2013).

Komponen-komponen penting dari sistem *geothermal* menurut Suharno (2010) adalah :

1. Sumber panas (*heat source*)
2. Reservoir atau batuan berpori tempat uap panas terjebak di dalamnya
3. *Caprock* atau lapisan penutup berupa *claycap* (*impermeable rock*)
4. Struktur geologi (patahan, rekahan, dan ketidakselarasan)
5. Daerah resapan air atau aliran air bawah permukaan (*recharge area*)

2.1.1 Sumber panas (*Heat source*)

Lapangan panas bumi dengan dominasi uap terletak di daerah vulkanisme, bahkan beberapa diantaranya terletak dekat dengan gunung berapi, dan terbukti bahwa magma merupakan sumber panas yang paling utama. Berusia muda dan memiliki suhu yang tinggi (500-1000°C) intrusi magma ke dalam bumi hingga mencapai beberapa kilometer dari permukaan memungkinkan panas yang diperlukan terakumulasi dalam jumlah ekonomis (Gupta & Roy, 2007)

Nicholson (1993) membagi tipe sumber panas menjadi dua bagian yaitu sumber panas yang berasal dari magma yang disebut dengan *volcanogenic* dan *non-*

volcanogenic di mana tidak semua panas berasal dari magma, ada pula yang berasal dari aktivitas tektonik seperti panas yang bersumber dari pengangkatan batuan panas *basement*, atau air yang dipanaskan melalui sirkulasi batuan yang sangat dalam yang diciptakan dari suatu pelipatan bersifat permeabel atau berupa patahan maupun rekahan.

2.1.2 Reservoir

Reservoir panas bumi adalah formasi batuan di bawah permukaan yang mampu menyimpan dan mengalirkan fluida termal (uap dan atau air panas). Reservoir biasanya merupakan batuan yang memiliki porositas dan permeabilitas yang baik. Porositas berperan dalam menyimpan fluida termal sedangkan permeabilitas berperan dalam mengalirkan fluida termal. Reservoir panas bumi dicirikan oleh adanya kandungan Cl (klorida) yang tinggi dengan pH mendekati normal, adanya pengayaan isotop oksigen pada fluida reservoir jika dibandingkan dengan air meteorik (air hujan), adanya lapisan konduktif yang menudungi reservoir tersebut di bagian atas, dan adanya gradien temperatur yang tinggi dan relatif konstan terhadap kedalaman.

Reservoir terdiri dari batuan induk dalam sistem panas bumi di mana batuan inilah yang bereaksi langsung dengan fluida panas bumi. Reaksi fluida batuan menentukan komposisi akhir dari air dan gas panas bumi oleh karena itu, pengetahuan tentang batuan induk diperlukan untuk aplikasi *geothermometer* dan memprediksi potensi masalah pengendapan (*scaling*) saat pengembangan lapangan dilakukan. Batuan sedimen vulkanik, batuan sedimen klastik, dan batuan sedimen karbonat (dan serupa dengan lithologi ini) semuanya menghasilkan fluida panas bumi dengan kimia yang berbeda-beda. Jika geologi kurang diketahui, maka lithologi dapat diketahui melalui sifat kimiawi air yang terkandung (Nicholson, 1993).

Beberapa diantara reservoir yang memiliki kualitas yang baik adalah Larderello di Italia dengan patahan batu kapur dan dolomit, The Geysers di Amerika Serikat, dan Wairekei di Selandia Baru. Reservoir yang baik juga dapat terbentuk pada ketidakselarasan geologi dan di batas-batas formasi, dengan

memiliki sifat menyerap dan kontinuitas hidraulik dan pasokan air yang baik (Gupta dan Roy, 2007).

Suhu atau entalpi pada reservoir panas bumi merupakan pembeda terpenting dalam menentukan kimia fluida dan pemanfaatan sumber daya (Nicholson, 1993). Sistem suhu rendah (*low-temperature systems*) reservoir berada pada kurang dari 150°C yang hanya dapat digunakan dalam penggunaan langsung di lapangan seperti penyediaan energi untuk *heat pump*. Sistem suhu sedang (*moderate-temperature systems*) dengan suhu 150-200°C, sistem ini selain dapat digunakan untuk penggunaan langsung juga dapat digunakan untuk pembangkit listrik namun sumur harus di pompa agar menghasilkan jumlah air yang dibutuhkan dalam produksi listrik skala besar. Sumur dengan lebih dari 225°C masuk ke dalam kategori sistem suhu tinggi (*high-temperature system*) yang penggunaannya dapat langsung sebagai pembangkit listrik tanpa perlu memompa (Elders dan Moore, 2016).

2.1.3 Lapisan penudung (*Caprock*)

Lapisan penudung (*caprock*) berfungsi sebagai penutup reservoir untuk mencegah keluar atau bocornya fluida panas bumi dari reservoir. *Heat lost* atau kondisi kehilangan panas fluida tidak dapat dicegah oleh batuan penudung, namun hal ini jauh lebih kecil dibandingkan dengan hilangnya panas melalui proses konveksi (pergerakan fluida akibat perbedaan suhu dan tekanan) (Gupta dan Roy, 2007).

Batuan penudung harus berupa lapisan batuan yang bersifat kedap atau memiliki permeabilitas rendah. Lapisan penudung umumnya tersusun oleh lapisan batuan yang terdiri dari mineral lempung sekunder hasil ubahan (*alteration*) akibat interaksi fluida dengan batuan yang dilewatinya. Pada lingkungan vulkanik yang berasosiasi dengan pergerakan tektonik yang menyebabkan terbentuknya celah, batuan penudung impermeabel tanpa celah yang ideal seharusnya jarang ditemukan. Akan tetapi, proses geokimia yang menyebabkan terjadinya ubahan-ubahan hidrotermal dan deposisi mineral sangat membantu dalam menutup celah-celah yang terbentuk, contohnya kalsit dan silika yang berperan sebagai penyegel celah-celah tersebut (Kasbani, 2009).

2.1.4 Struktur geologi (patahan, rekahan, dan ketidakselarasan)

Struktur geologi adalah suatu struktur atau kondisi geologi yang ada di suatu daerah sebagai akibat dari terjadinya perubahan-perubahan pada batuan oleh proses tektonik atau proses lainnya. Dengan terjadinya proses tektonik, maka batuan beku, batuan sedimen, dan batuan metamorf) maupun kerak bumi akan berubah susunannya dari keadaan semula. Patahan atau sesar (*fault*) adalah satu bentuk rekahan pada lapisan batuan bumi yg menyebabkan satu blok batuan bergerak relatif terhadap blok yang lain. Pergerakannya bisa relatif turun, relatif naik, ataupun bergerak relatif mendatar terhadap blok yg lain. Sesar (*fault*) merupakan bidang rekahan atau zona rekahan pada batuan yang sudah mengalami pergeseran. Ketidakselarasan (*Unconformity*) adalah suatu permukaan erosi atau nondeposisi yang memisahkan lapisan-lapisan yang lebih muda dari batuan-batuan yang lebih tua.

2.1.5 Daerah resapan air atau aliran air bawah permukaan (*recharge area*) dan daerah luahan (*discharge area*)

Daerah resapan atau yang disebut dengan *recharge area* merupakan suatu daerah dimana air akan meresap lebih banyak dibanding dengan daerah lainnya. Resapan yang dihasilkan melalui permukaan tanah kemudian akan diteruskan ke dalam permukaan dalam bumi. Untuk kebutuhan pemanfaatan reservoir panas bumi sendiri daerah resapan memiliki fungsi yang sangat penting, dimana daerah ini dapat diartikan sebagai kawah dari panas bumi yang dihasilkan oleh daerah tersebut.

Daerah luahan (*discharge area*) merupakan daerah di mana arah aliran air tanah di tempat tersebut bergerak menuju muka tanah. Dengan kata lain, air tanah di daerah luahan akan bergerak menuju keatas permukaan bumi. Daerah luahan pada sistem panas bumi ditandai dengan hadirnya manifestasi di permukaan. Manifestasi permukaan adalah tanda-tanda yang tampak di permukaan bumi yang menunjukkan adanya sistem panas bumi di bawah permukaan di sekitar kemunculannya. Manifestasi permukaan bisa keluar secara langsung (*direct discharge*) seperti mata air panas dan fumarola. Fumarola adalah uap panas (*vapor*)

yang keluar melalui celah-celah batuan dengan kecepatan tinggi yang akhirnya berubah menjadi uap air (*steam*). Tingginya kecepatan dari fumarola sering kali menimbulkan bunyi bising.

2.2 Jenis-jenis Sistem Panasbumi

Energi panasbumi dapat diklasifikasikan berdasarkan sumber panasnya menjadi lima bagian:

- (1) energi magma (*magma energy*)
- (2) energi panas batuan kering (*hot dry rock*)
- (3) energi bumi (*earth energy*)
- (4) energi tekanan bumi, dan
- (5) energi hidrotermal (*hydrothermal energy*).

Dari kelima sumber tersebut, akhirnya yang paling berkembang dan produktif adalah sumber energi hidrotermal karena sumber energi lain tidak begitu populer, sehingga pada umumnya yang dikenal sebagai energi panasbumi adalah energi hidrotermal. Energi hidrotermal adalah energi panasbumi yang berupa energi panas yang tersimpan di dalam fluida dan batuan di bawah permukaan bumi. Pada kondisi geologi tertentu, energi panasbumi dapat tersimpan dalam reservoir (biasanya pada kedalaman < 3 kilometer) terletak pada cekungan sedimen atau berada di sepanjang zona sesar yang terjadi sirkulasi air. Sirkulasi tersebut bisa berasal dari air tanah, air hujan atau air dari sistem magmatik. Energi hidrotermal biasanya berhubungan dengan aktivitas tektonik muda dan aktivitas gunungapi (Suharno, 2012). Sistem panasbumi di Indonesia umumnya merupakan sistem hidrotermal yang mempunyai temperatur tinggi (>225°C), hanya beberapa di antaranya yang mempunyai temperatur sedang (150-225°C). Pada dasarnya sistem panasbumi jenis hidrotermal terbentuk sebagai hasil perpindahan panas dari suatu sumber panas ke sekelilingnya yang terjadi secara konduksi dan secara konveksi. Perpindahan panas secara konduksi terjadi melalui batuan, sedangkan perpindahan panas secara konveksi terjadi karena adanya kontak antar air dengan

satu sumber panas. Perpindahan panas secara konveksi pada dasarnya terjadi karena gaya apung (Saptadji, 2013).

Hidrotermal adalah air panas, maka berdasarkan pada kandungan fluidanya sistem hidrotermal dibedakan menjadi dua:

1. Sistem satu fasa (fluidanya terdiri atas air atau uap saja), pada sistem ini reservoirnya berisi air yang mempunyai suhu 90 °C sampai dengan 180°C contohnya seperti di Waiwera New Zealand.
2. Sistem dua fasa (fluidanya terdiri dari air dan uap), pada sistem ini dibagi menjadi dua yaitu:
 - a. *Liquid/Water dominated sistem*

Sistem dominasi air (*water dominated sistem*) adalah sistem panasbumi hidrotermal yang kondisi fluida yang terdapat pada sistem ini ialah fraksi air jauh lebih besar kuantitasnya dibandingkan dengan fraksi uap. Sistem ini ditandai dengan sumur-sumur yang menghasilkan fluida dua fasa berupa campuran uap air. Daerah magmatik, ekstension, transtensional dengan permeabilitas tinggi adalah kondisi yang baik dalam pembentukan sistem geothermal bersuhu sedang dan tinggi. Sebagian besar sistem panas bumi entalpi tinggi terjadi di busur vulkanik di atas zona subduksi.

b. *Vapour dominated system*

Sistem dominasi uap (*vapour dominated system*) adalah sistem panasbumi hidrotermal yang kondisi fluida pada suatu lapangan panas bumi memiliki fraksi uap lebih besar dibandingkan dengan fraksi air. Sistem panasbumi ini diketahui dari sumur-sumurnya yang memproduksi uap (uap kering maupun basah). Hal ini disebabkan oleh banyaknya uap panas yang mengisi sebagian besar rongga-rongga batuan reservoirnya. Uap diprediksi mengisi bagian rongga permeabel, sedangkan air mengisi pori-pori batuan (Suharno, 2013). Sistem panasbumi dapat diklasifikasikan berdasarkan suhunya seperti pada Tabel 2.1. Suhu reservoir panasbumi biasanya berkisar 100°C sampai dengan 350°C. beberapa ahli panasbumi mengklasifikasikan sistem panasbumi berdasarkan suhu menjadi tiga kategori suhu rendah, suhu sedang dan suhu tinggi.

Tabel 2. 1 Klasifikasi Sistem Panasbumi Berdasarkan Suhu

Klasifikasi	Muffer & Cataldi (1978)	Haenel, Rybach & Stegna (1988)	Benderiter & Cormy (1990)
Suhu Rendah	< 90°C	< 150°C	< 100°C
Suhu Sedang	90 – 150°C	-	100 – 200°C
Suhu Tinggi	> 150°C	> 250°C	> 200°C

Namun, pada akhirnya yang lebih sering atau lebih populer digunakan adalah klasifikasi Hochstein (1990), tertera pada Tabel 2.2 berikut:

Tabel 2. 2 Klasifikasi sistem panasbumi berdasarkan Hochstein (1990)

Klasifikasi	Hochstein (1990)
Suhu Rendah	< 125°C
Suhu Sedang	125 – 225°C
Suhu Tinggi	> 225°C

2.3 Tipe Sistem Panas Bumi Di Indonesia

Menurut Kasbani (2009) tipe sistem panas bumi di Indonesia dikelompokkan menjadi tiga bagian, yaitu:

2.3.1 Tipe vulkanik

- a. Gunung api strato tunggal memiliki suhu tinggi sekitar 250°C dengan potensi energi mencapai 50-100 MW (sedang). Beberapa gunung api yang masuk dalam kategori ini adalah Gunung Lawu, Gunung Tampomas, dan Gunung Endut.
- b. Komplek gunung api dengan suhu tinggi berkisar 250°C dan besar potensi lebih dari 100 MW (besar). Gunung Salak, Gunung Wayang Windu, Gunung Arjuno Welirang adalah contoh gunung yang memiliki tipe ini.

- c. Kaldera dengan suhu tinggi berkisar 250°C dan besar potensi lebih dari 100 MW (besar), di antaranya adalah Kamojang, Darajat, Ulumbu, dan Sibayak.

2.3.2 Tipe vulkano-tekonik

Tipe vulkano tektonik pada umumnya merupakan perpaduan antara struktur depresi (*graben*) dan kerucut vulkanik. Tipe vulkano tektonik memiliki suhu sedang-tinggi ($200\text{-}250^{\circ}\text{C}$). Lokasi yang memiliki tipe vulkano-tekonik berada di daerah Sarula, Bonjol, Danau Ranu, dan Sipaholon.

2.3.3 Tipe non-vulkanik

Tipe non-vulkanik berasal dari proses intrusi dengan suhu rendah hingga sedang yaitu sekitar 200°C dan besar potensi mencapai 50 MW (kecil-sedang). Beberapa daerah yang memiliki tipe non-vulkanik di Indonesia adalah lapangan-lapangan panas bumi yang berada di Indonesia bagian timur, seperti lapangan di sebagian besar Sulawesi.

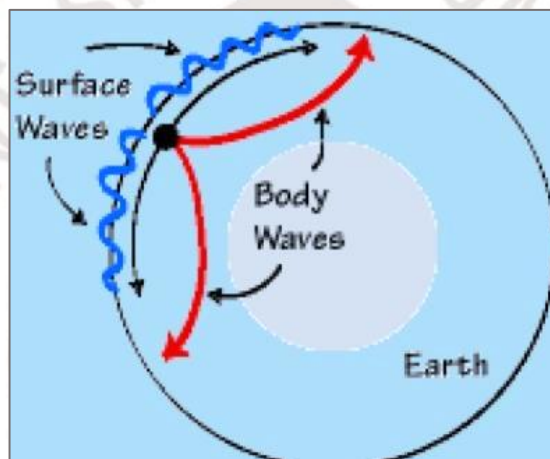
2.4 Metode Geofisika

Metode geofisika merupakan salah satu cabang ilmu fisika yang mempelajari bidang bumi khususnya perut bumi berdasarkan konsep fisika. Secara umum metode geofisika dibagi menjadi dua kategori yaitu metode pasif dan aktif. Survei geofisika yang sering dilakukan yaitu metode gravity, magnetik, seismik, geolistrik dan elektromagnetik. Dalam penelitian ini survei geofisika yang dipakai adalah survei dari metode pasif yaitu mikroseismik pengukuran mikrotremor dengan menggunakan metode HVSR (*Horizontal to Vertikal Spektral Ratio*).

2.4.1 Gelombang Seismik

Gelombang seismik merupakan gelombang mekanik yang merambat di dalam bumi, sehingga pada penjarannya gelombang seismik memerlukan medium untuk merambat (Young dan Freedman, 2003). Gelombang seismik biasanya disebabkan karena adanya deformasi struktur di bawah bumi akibat adanya tekanan ataupun tarikan karena sifat keelastisan kerak bumi. Proses

tersebut biasanya berupa aktivitas vulkanik, ledakan buatan maupun gempa bumi. Gelombang seismik disebut juga gelombang elastik yang membawa energi kemudian menjalar ke segala arah di seluruh bagian bumi. Di sebut gelombang elastik karena osilasi partikel-partikel medium terjadi akibat dari interaksi antara gradien stress melawan gaya-gaya elastik. Gelombang seismik dibedakan menjadi dua jenis, yaitu gelombang badan (*body wave*) dan gelombang permukaan (*surface wave*). Seperti ditunjukkan pada Gambar 2.2, gelombang badan menjalar di dalam bumi sedangkan gelombang permukaan menjalar di permukaan bumi.



Gambar 2. 2 Gelombang badan dan gelombang permukaan (Ammon, 2005)

2.4.2 Gelombang Badan (*Body Wave*)

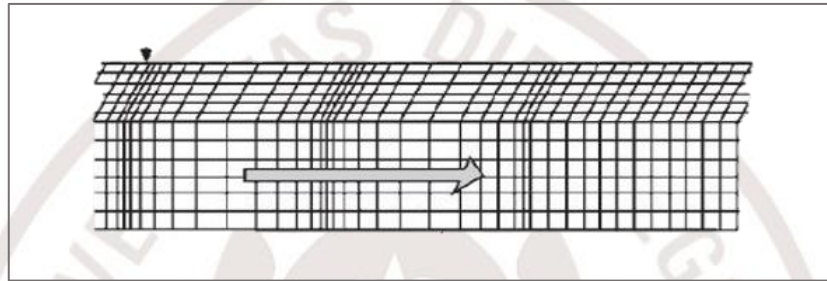
Gelombang badan adalah gelombang yang menjalar dalam media elastik dan arah perambatannya ke seluruh bagian di dalam bumi. Berdasarkan gerak partikel pada media dan arah penjarannya, gelombang ini dapat dibedakan menjadi gelombang P dan gelombang S.

a. Gelombang Primer (P)

Gelombang P seperti ditunjukkan pada Gambar 2.3 merupakan gelombang longitudinal, karena simpangannya sejajar dengan arah penjarannya. Gelombang P dapat melewati semua medium dengan arah getarnya ke depan dan ke belakang sehingga materi yang dilaluinya menalami tekanan dan peregangan. Gelombang P dapat menjalar pada semua medium baik padat, cair, maupun gas. Kecepatan penjaran gelombang P dapat dikemukakan dengan persamaan (Elnashai dan Sarno, 2008):

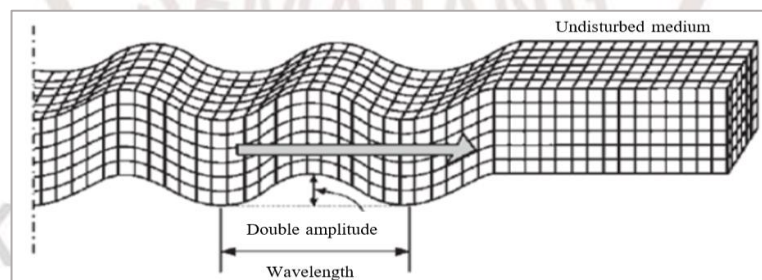
$$V_p = \sqrt{\frac{k + \frac{4}{3}\mu}{\rho}} \quad (2.1)$$

dengan V_p adalah kecepatan gelombang P (m/s), μ adalah rigiditas atau modulus geser (N/m^2), k adalah modulus Bulk (Pa), dan ρ adalah densitas (kg/m^3).



Gambar 2. 3 Gelombang Primer (P), (Elnashai dan Sarno,2008)

- b. Gelombang Sekunder (S) / Gelombang S atau gelombang transversal (*shear wave*) adalah salah satu gelombang badan (*body wave*) yang memiliki simpangan tegak lurus terhadap arah rambatnya seperti ditunjukkan pada Gambar 2.4 Gelombang ini waktu tibanya setelah gelombang P, sehingga gelombang tercatat setelah gelombang P pada *seismograph*. Gelombang ini hanya merambat pada medium padat dan tidak dapat merambat pada fluida sehingga pada inti bumi bagian luar tidak dapat terdeteksi sedangkan pada inti bagian dalam mampu dilewati. Nilai kecepatan gelombang S (V_s) adalah dari 3 km/s hingga 4 km/s di kerak bumi, lebih dari 4,5 km/s di dalam mantel bumi, dan 2,5 hingga 3,0 km/s di dalam inti bumi.



Gambar 2. 4 Gelombang Sekunder (S), (Elnashai dan Sarno,2008)

Kecepatan gelombang sekunder (S) dapat diperlihatkan dengan persamaan (Dentith, 2014):

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

dengan μ adalah rigiditas atau modulus geser (N/m²) dan ρ adalah densitas (kg/m³)

2.5 Mikrotremor

Mikrotremor merupakan getaran tanah yang sangat kecil dan terus menerus yang bersumber dari berbagai macam getaran seperti, lalu lintas, angin, aktivitas manusia dan lain-lain (Kanai, 1983). Penelitian dengan menggunakan mikrotremor dapat mengetahui karakteristik lapisan tanah berdasarkan parameter periode dominannya dan faktor penguatan gelombangnya (amplifikasi). Pengukuran mikrotremor mudah dilakukan, murah dan bisa dipakai pada tempat yang seismisitasnya rendah. Selain sederhana dan bisa dilakukan kapan dan di mana saja, teknik ini juga mampu mengestimasi frekuensi resonansi secara langsung tanpa harus mengetahui struktur kecepatan gelombang geser dan kondisi geologi bawah permukaan lebih dulu. Mikrotremor memiliki frekuensi lebih tinggi dari frekuensi gempa bumi. Survei mikrotremor dapat dilakukan dengan cara yaitu, perekaman dilakukan secara simultan pada dua lokasi atau lebih. Salah satu tempat perekaman harus dilakukan di daerah batuan keras (*hard rock*) sehingga tidak menunjukkan adanya penguatan frekuensi akibat gerakan tanah. Rasio spektrum yang didapatkan pada tempat lain akan dibandingkan dengan yang terekam pada *hard rock* sehingga akan didapatkan respon *site* terhadap mikrotremor. Perekaman mikrotremor yakni *array based (f-k methods, SPAC/Spatial Auto Correlation dan Refraction Mikrotremor)* dan HVSR/Nakamura Methods.

2.5.1 Metode HVSR (*Horizontal to Vertical Spectral Ratio*)

Analisis dengan HVSR/horizontal to vertical spectral ratio dikenalkan oleh Nogoshi dan Igarashi (1971) yang selanjutnya dikembangkan oleh Nakamura (1989). Konsep dasar metode HVSR adalah adanya kesamaan antara rasio spektra horizontal ke vertikal dengan transfer gelombang dari batuan dasar ke permukaan (Nakamura, 1989). Parameter penting yang dihasilkan dari metode HVSR ialah

frekuensi dominan dan amplifikasi tanah yang merupakan nilai puncak kurva HVSR, berkaitan dengan geologi setempat dan parameter fisik bawah permukaan, sedangkan HVSR yang terukur pada bangunan berkaitan dengan kekuatan bangunan dan keseimbangan bangunan (Sungkono dan Santosa, 2011).

Nakamura (1989) menghitung rasio antara spektrum horizontal dan vertikal pada getaran ambient yang direkam dengan sensor seismik stasiun tunggal tiga komponen dengan persamaan sebagai berikut (Hobiger *dkk.*, 2009):

$$H/V(f) = \frac{\sqrt{|E(f)|^2 + |N(f)|^2}}{\sqrt{2}|Z(f)|^2} \quad (2.3)$$

dimana $E(f)$ adalah spektrum pada horizontal *East-West*, $N(f)$ adalah spektrum pada *North-South*, dan $Z(f)$ adalah spektrum vertikal.

Dalam pengamatan di lapangan ada dua komponen horizontal yang diukur yaitu komponen utara – selatan dan komponen barat – timur. Penguatan gelombang pada komponen vertikal dapat dinyatakan sebagai rasio spektrum komponen vertikal di permukaan dan di batuan dasar. Metode HVSR dapat digunakan untuk estimasi frekuensi natural yang tidak bergantung sumber dan waktu (Bonney-Claudet, 2006), sedangkan untuk estimasi amplifikasi dipengaruhi oleh sumber, walaupun pengaruhnya sangat kecil (Nakamura, 2008).

Frekuensi natural diketahui dari puncak HVSR, dan nilai puncak HVSR adalah amplifikasi. Metode HVSR merupakan metode membandingkan spektrum komponen horizontal terhadap komponen vertikal dari gelombang mikrotremor. Mikrotremor terdiri dari ragam dasar gelombang *Rayleigh*, diduga bahwa periode puncak perbandingan H/V mikrotremor memberikan dasar dari periode gelombang S. Perbandingan H/V pada mikrotremor adalah perbandingan kedua komponen yang secara teoritis menghasilkan suatu nilai. Pada tahun 1989, Nakamura mencoba memisahkan efek sumber gelombang dengan efek geologi dengan cara menormalisasi spektrum komponen horizontal dengan komponen vertikal pada titik ukur yang sama. Hasil pengamatan menunjukkan bahwa rekaman pada stasiun yang berada pada batuan keras, nilai maksimum rasio spektrum komponen horizontal terhadap vertikal mendekati nilai 1, sedangkan pada stasiun yang berada pada

batuan lunak, rasio nilai maksimumnya mengalami perbesaran (amplifikasi), yaitu lebih besar dari 1. Berdasarkan kondisi tersebut maka, Nakamura merumuskan sebuah fungsi transfer HVSR (horizontal to vertical spectrum ratio) mikrotremor.

Pada perekaman mikrotremor tidak dibutuhkan adanya sumber buatan atau sumber berupa gempa bumi, namun pengukuran langsung dilakukan karena yang direkam merupakan gelombang yang berasal dari alam.

2.5.2 Frekuensi dominan

Frekuensi dominan adalah nilai frekuensi yang kerap muncul sehingga dianggap sebagai nilai frekuensi dari suatu lapisan batuan yang tersusun di suatu area, dengan kata lain frekuensi dominan dapat menunjukkan jenis dan karakteristik batuan di satu area. Frekuensi dominan dipengaruhi oleh besarnya kecepatan rata-rata dan ketebalan sedimen bawah permukaan. Persamaan frekuensi dominan dapat dituliskan sebagai berikut:

$$f_0 = \frac{V_s}{4h} \quad (2.4)$$

dengan f_0 adalah frekuensi dominan, V_s adalah kecepatan gelombang geser dan h adalah kedalaman *bedrock*. Berdasarkan persamaan (2.4) dapat disimpulkan bahwa frekuensi dominan sebanding dengan kecepatan gelombang geser dan berbanding terbalik dengan kedalaman *bedrock*. Nilai frekuensi dominan yang lebih rendah menunjukkan *bedrock* yang lebih dalam atau lapisan sedimennya tebal, dan nilai frekuensi dominan yang lebih tinggi menunjukkan *bedrock* yang lebih dangkal atau lapisan sedimennya tipis. Klasifikasi nilai frekuensi berdasarkan ketebalan sedimen ditunjukkan pada tabel 2.5.

SEKOLAH PASCASARJANA

Tabel 2. 3 Klasifikasi Frekuensi Natural oleh Kanai, 1983

Tipe Klasifikasi Tanah	Frekuensi Natural	Klasifikasi Kanai	Deskripsi
Type I	< 2,5	Batuan alluvial, yang terbentuk dari sedimentasi delta top soil, lumpur, dll. Dengan kedalaman 30 m atau lebih	Ketebalan sedimen permukaannya sangatlah tebal
Type II	2,5 - 4	Batuan alluvial, dengan ketebalan >5m. terdiri dari sandy-gravel, sandy hard clay, loam, dll	Ketebalan sedimen permukaannya masuk dalam kategori tebal, sekitar 10 hingga 30 meter
Type III	4 - 10	Batuan alluvial, dengan ketebalan 5m. terdiri dari sandy-gravel, sandy hard clay, loam, dll.	Ketebalan sedimen permukaannya masuk dalam kategori menengah 5 hingga 10 meter
Type IV	6,667 - 20	Batuan tersier atau lebih tua. Terdiri dari batuan hard sandy, gravel, dll.	Ketebalan sedimen permukaannya sangat tipis, didominasi oleh batuan keras.

2.5.3 Amplifikasi

Amplifikasi merupakan perbesaran gelombang seismik yang terjadi akibat adanya perbedaan yang signifikan antar lapisan, dengan kata lain gelombang seismik akan mengalami perbesaran jika merambat pada suatu medium yang lebih lunak dibandingkan medium awal yang dilaluinya. Nakamura (2000) menyatakan bahwa nilai faktor amplifikasi tanah berkaitan dengan perbandingan kontras impedansi lapisan permukaan dengan lapisan di bawahnya. Semakin besar

perbandingan kontras impedansi kedua lapisan tersebut maka nilai faktor amplifikasinya juga semakin tinggi. Nilai faktor amplifikasi dapat diketahui dengan menggunakan metode HVSR. Klasifikasi ampifikasi di bagi dalam empat zona yaitu rendah, sedang, tinggi dan sangat tinggi yang ditunjukkan pada tabel 2.4.

Tabel 2. 4 Klasifikasi Nilai Faktor Amplifikasi oleh Kanai (1983)

Zona	Klasifikasi	Nilai Faktor Amplifikasi
1	Rendah	$A_0 < 3$
2	Sedang	$3 \leq A_0 < 6$
3	Tinggi	$6 \leq A_0 < 9$
4	Sangat Tinggi	$A_0 \geq 9$

2.5.4 *Ellipticity Curve*

Herak (2008) mengembangkan metode pemodelan ke belakang (*inverse modelling*). *Inverse modelling* adalah suatu metode yang digunakan untuk memperkirakan nilai numerik model parameter berdasarkan data hasil pengukuran atau pengamatan menggunakan model tertentu. *Inverse Modelling* melakukan penyesuaian data (*data fitting*) untuk mengetahui parameter model yang menghasilkan model yang cocok (*fit*) terhadap data pengukuran/pengamatan. Salah satu metode dari *inverse modelling* yang digunakan pada penelitian ini yaitu *ellipticity curve*.

Ellipticity Curve adalah metode yang dipengaruhi oleh beberapa parameter input yang digunakan sebagai inisialisasi nilai awal dari sifat fisik tanah seperti V_s , V_p , ρ dan *poisson ratio* (σ) di daerah penelitian. Metode *ellipticity curve* digunakan untuk mendapatkan parameter berupa kecepatan gelombang geser (V_s) dipermukaan pada titik pengukuran mikrotremor. Metode ini memiliki tingkat keakuratan yang dilihat dari *error (misfit)*, semakin kecil nilai *error* dari proses pengolahan dengan cara melakukan pengulangan (*iterasi*) terhadap pendekatan pada nilai data penelitian, maka nilai profil kecepatan gelombang geser yang dihasilkan akan semakin baik. Beberapa parameter yang perlu ditentukan nilainya

untuk menentukan model struktur bawah permukaan daerah penelitian yaitu V_s (kecepatan gelombang S), V_p (kecepatan gelombang P), densitas/kerapatan batuan (ρ) dan *poisson's ratio* (σ).

a. Densitas Batuan (ρ)

Massa jenis (densitas) batuan adalah perbandingan antara massa dengan volume total suatu batuan. Setiap batuan memiliki densitas yang berbeda-beda tergantung material pembentuk batuan dan faktor lainnya. Pada umumnya semakin bertambah suatu kedalaman keberadaa batuan, maka densitas juga semakin besar karena adanya tekanan yang mengakibatkan batuan mengalami kompresi sehingga lapisan suatu batuan menjadi semakin rapat dan menyebabkan semakin besarnya densitas batuan. Densitas batuan juga dipengaruhi oleh besarnya porositas suatu batuan. Semakin besar porositas batuan menandakan semakin besar juga massa suatu batuan yang hilang atau rongga batuannya semakin besar. Hal tersebut mengakibatkan densitas batuan semakin berkurang (Setiawan, 2009). Tabel 2.5 menunjukkan nilai variasi densitas dari beberapa jenis batuan.

Tabel 2. 5 Nilai variasi densitas batuan (Telford et al., 1990)

Jenis Batuan	Batas (Mg/m ³)	Jenis Batuan	Batas (Mg/m ³)	Jenis Batuan	Batas (Mg/m ³)
Batuan Sedimen		Batuan Metamorf		Batuan Beku	
<i>Alluvium</i>	1,96 – 2,00	<i>Schist</i>	2,39 – 2,90	<i>Riolit</i>	2,35 – 2,70
<i>Clay</i>	1,63 – 2,60	<i>Gneiss</i>	2,59 – 3,00	<i>Granit</i>	2,50 – 2,81
<i>Gravel</i>	1,70 – 2,40	<i>Phylite</i>	2,68 – 2,80	<i>Andesit</i>	2,40 – 2,80
<i>Silt</i>	1,40 – 1,93	<i>Slate</i>	2,70 – 2,90	<i>Synite</i>	2,60 – 2,95
<i>Soil</i>	1,80 – 2,20	<i>Granulite</i>	2,52 – 2,70	<i>Basalt</i>	2,70 – 3,30
<i>Sand</i>	1,20 – 2,40	<i>Amphibolite</i>	2,90 – 3,04	<i>Gabro</i>	2,70 – 3,30
<i>Sandstone</i>	1,61 – 2,76	<i>Eclogite</i>	3,20 – 3,54		
<i>Shale</i>	1,77 – 3,20				
<i>Limestone</i>	1,93 – 2,90				

b. *Poisson's Ratio*

Poisson's Ratio adalah nilai ketetapan elastisitas yang dimiliki oleh setiap material dan menjadi salah satu parameter yang berguna untuk mengetahui kualifikasi material ataupun tanah di suatu wilayah penelitian. *Poisson's Ratio* dapat dikatakan merupakan sifat elastisitas batuan yang menandai tingkat rekahan (*fracturing*) pada batuan tersebut, yang mana nilai *Poisson's Ratio* akan lebih tinggi dari kondisi normal pada batuan yang terisi fluida/cairan (Manzella,1990). perubahan geometri suatu objek tergantung pada jumlah regangan lateral dan regangan aksial. Besarnya *Poisson's Ratio* juga bergantung pada gelombang *P* dan kecepatan gelombang *S*. Karakteristik gelombang *P* adalah arah rambat sama dengan arah gerakan dan dikompresi, sedangkan gelombang *S* memiliki arah rambat karakteristik yang tegak lurus dengan arah gerakan dan itu adalah gelombang geser, jadi *Poisson's Ratio* adalah rasio negatif antara *strain* longitudinal (horizontal) dan *strain axial* (vertikal) jumlah regangan karena gaya tekan terhadap gaya geser. Adapun persamaan 2.5 di bawah ini digunakan untuk menghitung nilai *Poisson Ratio*:

$$\sigma = \frac{V_p^2 - 2V_s^2}{2(V_p^2 - 2V_s^2)} = \frac{(V_p/V_s)^2 - 2}{2[(V_p/V_s)^2 - 1]} \quad (2.5)$$

Dari persamaan di atas tersebut menurut Munadi (1993), nilai *Poisson's Ratio* besarnya berkisar antara 0,1 – 0,5. Jika nilai $\left(\frac{V_p}{V_s}\right) = \sqrt{2}$, maka poisson ratio akan bernilai 0, dan Jika nilai $\left(\frac{V_p}{V_s}\right) = 0$, maka poisson ratio akan bernilai 0,5

2.5.5 Litologi

Menurut KBBI (Kamus Besar Bahasa Indonesia), litologi adalah ilmu yang digunakan untuk mengetahui karakteristik batuan pada suatu singkapan seperti warna, tekstur, ukuran butiran batuan dan komposisi mineral pembentuk partikel batuan tersebut. Bentuk batuan dan tingkat kekerasan, serta kasar dan halusnya permukaan setiap batuan berbeda, karena materi penyusun batuan yang berbeda.

Litologi menjadi salah satu faktor yang berpengaruh terhadap kecepatan gelombang seismik. Jenis batuan yang berbeda memiliki nilai minimum dan maksimum (range) kecepatan yang berbeda. Tingkat kekerasan setiap lapisan batuan juga berbeda antara batuan yang satu dengan yang lainnya. Perbedaan tingkat kekerasan yang berbeda-beda ini menjadi penyebab perbedaan kemampuan suatu batuan untuk mengembalikan bentuk dan ukuran seperti semula ketika diberikan suatu gaya terhadapnya. Elastisitas batuan yang dimiliki juga berbeda-beda inilah yang menyebabkan gelombang dapat merambat melalui lapisan batuan dengan kecepatan yang berbeda-beda (Setiawan, 2008).

Ada beberapa macam jenis batuan yang ada di bumi, seperti batuan sedimen dan batuan *bedrock*. Batuan sedimen merupakan batuan yang terbentuk sebagai hasil pengendapan atau hasil pelapukan dan pengikisan batuan yang dihanyutkan oleh air atau terbawa oleh tiupan angin yang terakumulasi dari material hasil perombakan batuan yang sudah ada sebelumnya dan mengalami pembatuan (Pettijohn, et al., 1975). *Bedrock* adalah batuan dasar dengan lapisan tanah yang tingkat kekerasannya paling tinggi, batuan ini biasanya berada pada dasar suatu lapisan batuan. Batuan atau material yang bersifat keras mempunyai nilai V_s yang relatif besar dibandingkan dengan batuan atau material yang lunak. Hal ini disebabkan karena nilai kecepatan gelombang gesernya (V_s) berbanding lurus dengan densitas batuan. Adapun klasifikasi material berdasarkan nilai V_s dan V_p ditunjukkan pada tabel di bawah ini.

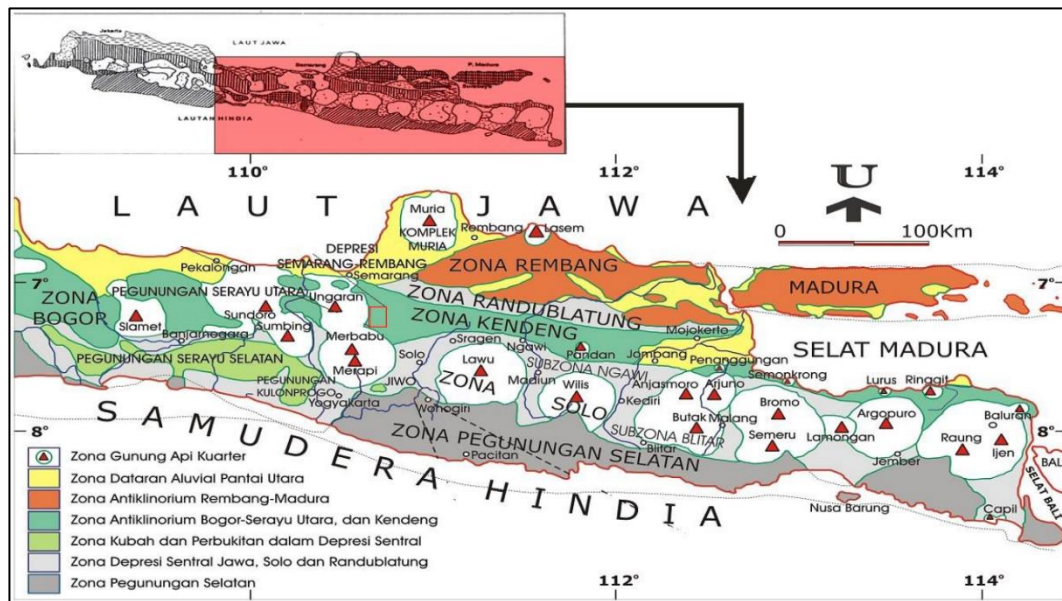
SEKOLAH PASCASARJANA

Tabel 2. 6 Nilai kecepatan gelombang P (V_p) pada berbagai medium (Burger, 1992)

Material	Nilai V_p (m/s)
<i>Soil</i>	250 – 600
<i>Weathered layered</i>	300 – 900
<i>Alluvium</i>	500 – 2.000
<i>Sand (unsaturated)</i>	200 – 1.000
<i>Sand (saturated)</i>	800 – 2.200
<i>Sand and gravel (unsaturated)</i>	400 – 500
<i>Sand and gravel (saturated)</i>	500 – 1.500
<i>Clay</i>	1.000 – 2.500
<i>Granite</i>	5.000 – 6.000
<i>Basalt</i>	5.400 – 6.400
<i>Metamorphic rock</i>	3.500 – 7.000
<i>Sandstone and shale</i>	2.000 – 4.000
<i>Limestone</i>	2.000 – 6.000

2.6 Tinjauan Geologi Regional

Kepulauan Indonesia merupakan suatu wilayah tektonik kompleks secara geologi yang dipengaruhi oleh interaksi lempeng konvergen Eurasia yang berada di bagian utara yang relatif tetap, lempeng Indo-Australia di bagian selatan yang bergerak relatif ke utara, serta lempeng Pasifik di bagian timur yang bergerak relatif ke barat. Pulau Jawa terdapatnya Zona gunung api Kuarter yang mencerminkan hubungan antara tektonik dan vulkanisme (Bemmelen, 1949) (Gambar 2.5).



Gambar 2. 5 Fisiografi Jawa dan Madura (van Bemmelen, 1949)

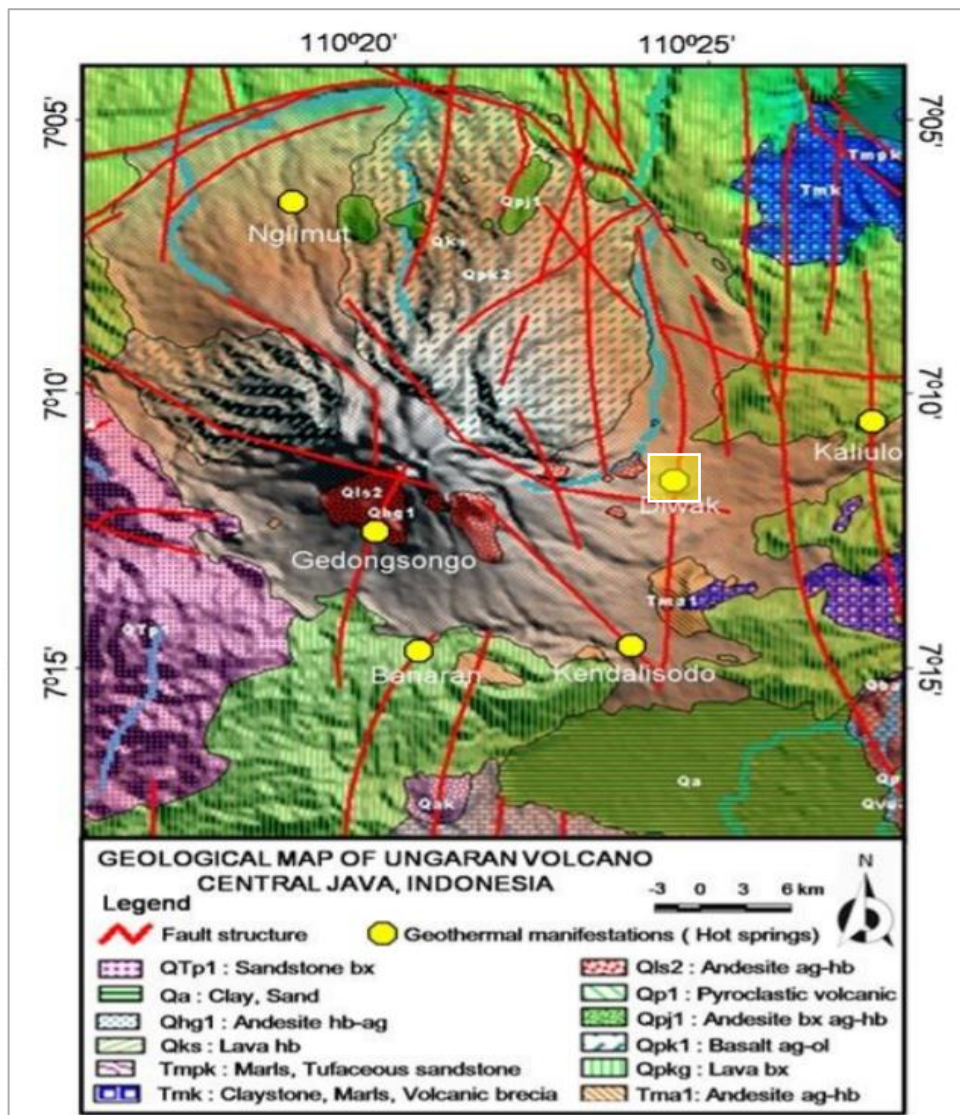
Informasi mengenai kondisi geologi regional di daerah penelitian meliputi aspek morfologi, stratigrafi dan struktur geologi perlu diketahui untuk membantu dalam interpretasi. Berdasarkan Peta Geologi Regional lembar Magelang dan Semarang (1975) di daerah penelitian merupakan bagian dari kompleks Gunung Ungaran.

Gunung Ungaran termasuk ke dalam gunungapi tipe B, yaitu gunungapi yang tidak diketahui letusannya sejak 1600 hingga sekarang. Secara umum mereka menjelaskan bahwa evolusi G. Ungaran dibagi menjadi tiga perioda yakni, pertama Ungaran Paling Tua, kedua Ungaran Tua dan ketiga Ungaran Muda. Masing-masing perioda dibedakan antara satu terhadap lainnya oleh proses runtuh karena volkano-tektonik. (1996). Perioda pertama, G. Ungaran Paling Tua terbentuk pada Plestosen Bawah yang produknya terdiri dari aliran piroklastik dan lava andesit basaltik. Produk letusan G. Ungaran Paling Tua ini diendapkan sebagai Formasi Damar Tengah dan Damar Atas. Kemudian menyusul tufa andesit dan piroklastik andesitik. Perioda pertumbuhan G. Ungaran Paling Tua ini diakhiri dengan perusakan tubuhnya pada Plestosen Muda. Perioda kedua, G. Ungaran Tua terbentuk dan produknya terdiri dari basalt andesitik. Produk letusan Gunung

Ungaran Tua ini kemudian diendapkan di atas Formasi Damar secara tidak selaras yang disebut Formasi Notopuro. Formasi Notopuro terdiri dari endapan aliran piroklastik. Periode kedua ini berakhir dengan keruntuhan yang bersamaan dengan terjadinya sistem sesar volkano-tekonik (van Bemmelen, 1941). Periode ketiga, G. Ungaran Muda terbentuk melalui pusat letusan G. Ungaran Tua. Hadisantono dan Sumpena (1993) menjelaskan bahwa G. Ungaran Muda menghasilkan banyak aliran lava yang komposisinya berkisar antara basaltik sampai andesitik. Endapan aliran piroklastik dapat ditemukan di lereng barat laut, timurlaut, utara, barat daya, timur-tenggara dan selatan. Sebagian besar telah lapuk kuat, tertutup oleh endapan jatuhnya piroklastik muda. Endapan aliran piroklastik yang lebih tua diduga berasal dari G. Ungaran Tua yang dapat ditemukan di lereng utara di daerah perkebunan Gunungsari. Sedangkan lahar tersingkap di lereng dan kaki barat laut, tenggara dan barat daya.

Pengamatan morfologi di lapangan menunjukkan adanya beberapa kelurusan garis sesar. Sistem sesar di G. Ungaran ini mungkin erat kaitannya dengan peristiwa vulkanik dan tektonik yang mempengaruhinya di masa lalu. Sesar yang berkembang di kompleks G. Ungaran terdiri dari sesar normal, sesar geser dan sesar naik. Sesar geser dan sesar naik dapat ditemukan di daerah kaki sebagai kelanjutan dari sesar normal. Sesar normal dapat diamati terbentuk mengelilingi G. Ungaran, yang boleh jadi sebagai akibat struktur runtuh (*collapse*). Adapun sesar-sesar utama mempunyai arah umum barat laut-tenggara dan barat daya-timur laut. Adapun Gambar 2.6 menunjukkan sebaran satuan batuan geologi permukaan G. Ungaran dan sekitarnya hasil pemetaan (Thanden dkk, 1996).

Gambaran keadaan geologi daerah penelitian terbentuk dari Formasi Kaligetas yaitu breksi vulkanik, aliran lava, tuf, batupasir tufan, dan batu lempung (Gambar 2.6), terdapat breksi aliran dan lahar dengan sisipan lava dan tuf halus sampai kasar. Setempat di bagian bawahnya ditemukan batu lempung mengandung moluska dan batu pasir tufan. Batuan gunung api yang melapuk berwarna coklat kemerahan dan sering membentuk bongkah-bongkah besar dengan ketebalan berkisar antara 50 m sampai dengan 200 m (Thanden et al., 1996).



Gambar 2.6 Peta Geologi Ungaran modifikasi dari (Thanden dkk, 1996) berdasarkan citra landsat TM satelit tahun 1996. Tanda segi empat berwarna kuning adalah lapangan panasbumi Diwak dan Derekan

2.7 Patahan atau Sesar (*Fault*)

Patahan atau sesar yaitu merupakan satu bentuk rekahan pada suatu lapisan batuan bumi yang menyebabkan satu blok batuan bergerak relatif terhadap blok lainnya. Pergerakan biasanya terjadi relatif turun, relatif naik, ataupun relatif bergerak searah mendatar terhadap blok yang lain. Pergerakan yang terjadi secara tiba-tiba dari suatu patahan atau sesar dapat mengakibatkan perubahan struktur perlapisan batuan bawah tanah hingga terjadinya gempa bumi. Patahan atau sesar

juga membentuk beberapa perangkap (*trap*) yang biasanya merupakan reservoir dari suatu fluida yang terakumulasi serta menjadi wadah atau jalur sirkulasi fluida tersebut (Sappie & Hasmomulakso,2008).

Adapun ciri – ciri sistem sesar/patahan di lapangan biasa pengenalannya cukup sulit, namun beberapa kenampakan dapat digunakan sebagai penunjuk adanya sesar, antara lain:

- a) Adanya struktur yang tidak menerus, dengan kata lain lapisan terpotong secara tiba-tiba.
- b) Terlihat adanya lapisan yang mengalami pengulangan atau lapisan batuan yang hilang.
- c) Kenampakan terlihat khas pada bidang sesar/patahan seperti gores garis ataupun cermin sesar.
- d) Pada zona sesar kenampakannya seperti *drag, horses, lices* atau breksi sesar
- e) Terlihat perbedaan pada fasies sedimen.
- f) Adanya lapisan batuan yang terpotong – potong akibat sesar (*boundins*).

Terdapat beberapa jenis sistem sesar yaitu sebagai berikut:

1. Sesar Normal / Sesar Turun (*Extention Fault*)

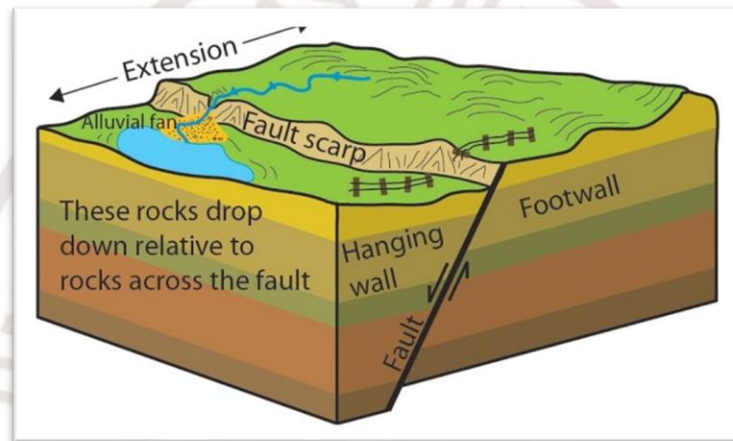
Sesar normal sering disebut dengan sesar gravitasi, karena dengan gaya gravitasi sebagai gaya utama yang menggerakkan sesar ini, dan dikenali juga sebagai sesar ekstensi (*extention fault*) sebab sesar ini memanjangkan perlapisan, menipis kerak bumi. Pada sesar normal ini *hanging wall* relatif lebih turun atau rendah terhadap *foot wall*.

2. Sesar Naik (*Reverse Fault/Contraction Fault*)

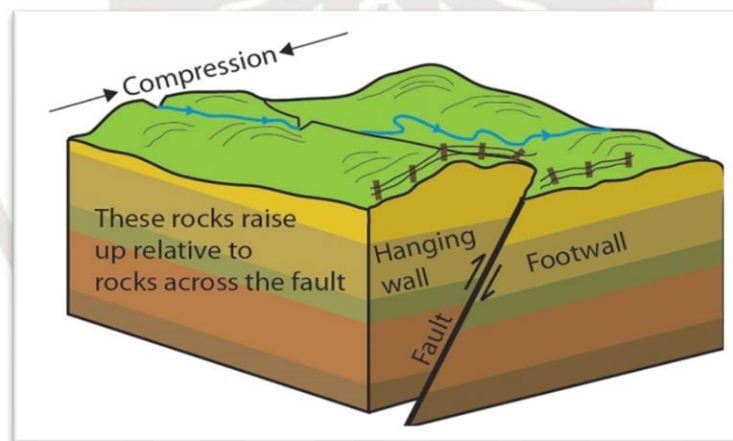
Pada sesar naik ini (*reverse fault*), bagian *hanging wall* nya relatif bergerak naik terhadap bagian *foot wall*. Salah satu ciri sesar naik adalah sudut kemiringan dari sesar itu termasuk kecil, berbeda dengan sesar turun yang punya sudut kemiringan bisa mendekati vertikal.

3. Sesar Mendatar/Geser (*Strike slip Fault / Transcurrent Fault, Wrench Fault*)

Sesar mendatar/geser (*strike slip fault / transcurrent fault, wrench fault*) adalah sesar yang pembentukannya dipengaruhi oleh tegasan kompresi. Posisi tegasan utama pembentuk sesar ini adalah horizontal, sama dengan posisi tegasan minimumnya, sedangkan posisi tegasan menengah adalah vertikal.

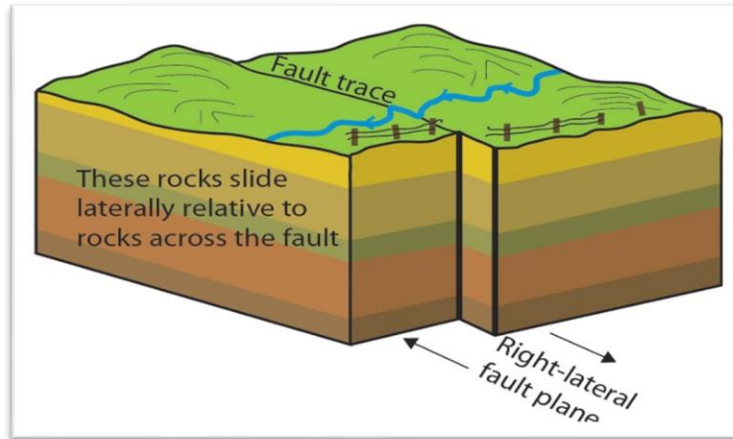


(a)



(b)

SEKOLAH PASCASARJANA



(c)

Gambar 2. 7 a) Sesar normal/sesar turun (*extension fault*), b) sesar naik (*reverse fault/contraction fault*), c) sesar mendatar/geser (*strike slip fault / transcurrent fault, wrench fault*)

UNIVERSITAS SEWU
SEMARANG
SEKOLAH PASCASARJANA