

## **BAB II**

### **DASAR TEORI**

#### **A. Gempabumi**

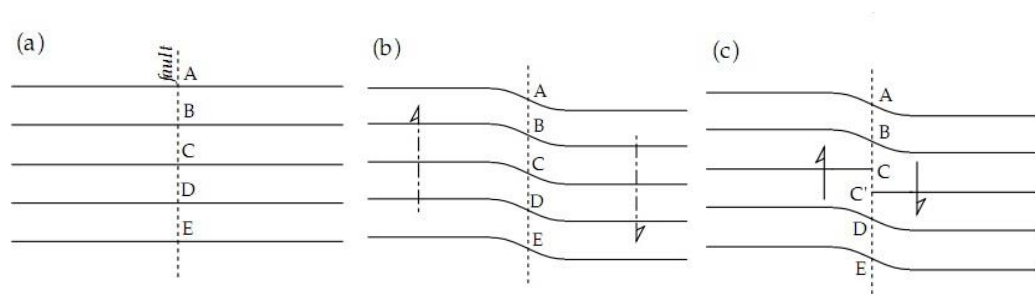
Gempabumi adalah getaran pada bumi yang disebabkan oleh pergerakan tiba-tiba akibat patahnya batuan yang mengalami regangan melampaui batas elastisitasnya (Sapiie dkk, 2001). Akumulasi energi penyebab terjadinya gempabumi dihasilkan dari pergerakan lempeng-lempeng tektonik. Energi yang dihasilkan dipancarkan ke segala arah berupa gelombang gempabumi (BMKG, 2014). Getaran gempa biasa dinyatakan dalam skala Richter (SR). Ilmuwan yang mempelajari tentang gempabumi disebut *seismologist* dan alat yang digunakan *seismologist* untuk mengukur setiap getaran yang terjadi disebut seismograf.

#### **1. Mekanisme Gempabumi**

Gempabumi dihasilkan oleh *strain* energi elastis yang memancarkan gelombang seismik. Gempabumi biasanya terjadi akibat pergerakan sesar atau terjadinya deformasi pada kerak bumi bagian atas. Sebagian besar gempabumi adalah gempabumi tektonik yaitu gempabumi yang diakibatkan oleh aktivitas lempeng tektonik. Oleh karena itu, daerah di sekitar pertemuan antar lempeng tektonik adalah daerah yang sering terjadi gempa bumi.

Teori yang menjelaskan mekanisme terjadinya gempa bumi akibat penyesaran adalah teori bingkis elastis atau *elastic rebound theory*. Pada dasarnya teori bingkis elastis menyatakan bahwa gempabumi terjadi akibat proses penyesaran di

dalam kerak bumi akibat pelepasan mendadak dari *strain* elastik yang melampaui kekuatan batuan.



Gambar 5. Ilustrasi teori bingkask elastik (Lowrie, 2007)

Gambar 5 menunjukkan urutan peristiwa dalam teori bingkask elastik. Penambahan energi *strain* secara bertahap digambarkan oleh perkembangan dari a ke b. Gambar 5a menunjukkan pada keadaan awal dengan bagian A dan B merupakan batuan kompak yang dicirikan dengan garis-garis (yang sebenarnya tidak ada) yang menyambung. Karena ada gaya yang bekerja pada batuan tersebut maka pada bagian kiri akan ke atas dan pada bagian kanan ke bawah (Gambar 5b), sehingga terjadi deformasi pada batuan tersebut. Sifat elastik batuan akan menyebabkan garis-garis tadi ikut terbawa oleh gaya yang bekerja dan terjadilah pembengkokan. Akhirnya batuan yang mengalami deformasi tidak dapat lagi menahan akumulasi *stress* yang melampaui batas elastisitas batuan sehingga batuan pecah menjadi dua bagian yang dicirikan dengan adanya garis-garis yang tidak menyambung (Gambar 5c). Semakin tinggi kekuatan batuan dalam menahan *stress* maka semakin besar pula energi yang dilepaskan (Lowrie, 2007). Dengan perkataan lain, semakin besar periode ulang suatu gempa bumi semakin besar pula

gempabumi yang akan terjadi. Semakin besar magnitudo gempabumi maka makin besar pula percepatan tanah yang terjadi di suatu tempat.

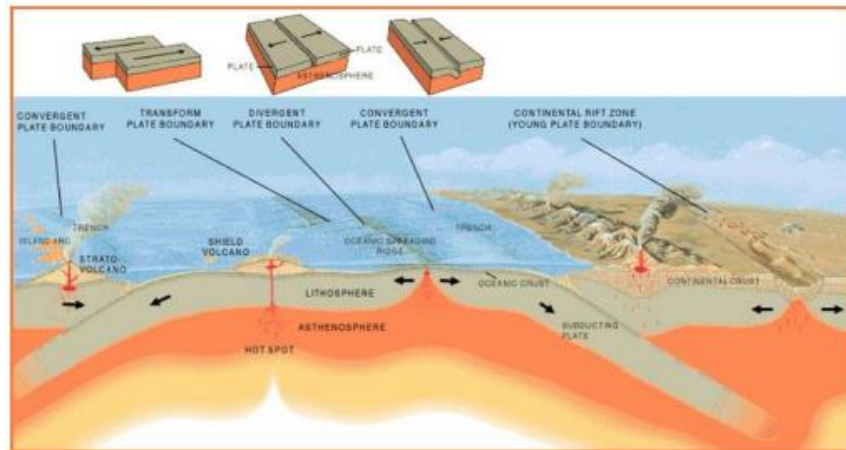
## **2. Penyebab Terjadinya Gempabumi**

Menurut teori lempeng tektonik, permukaan bumi terpecah menjadi beberapa lempeng tektonik besar. Lempeng tektonik adalah segmen keras kerak bumi yang mengapung di atas astenosfer yang cair dan panas. Oleh karena itu, lempeng tektonik ini bebas untuk bergerak dan saling berinteraksi satu sama lain. Daerah perbatasan lempeng-lempeng tektonik, merupakan tempat-tempat yang memiliki kondisi tektonik yang aktif, yang menyebabkan gempabumi, gunung berapi dan pembentukan dataran tinggi.

Lapisan atas bumi yaitu litosfer, merupakan batuan yang relatif dingin dan bagian paling atas berada pada kondisi padat dan kaku. Di bawah lapisan ini terdapat batuan yang jauh lebih panas yang disebut astenosfer. Lapisan ini selalu dalam keadaan tidak kaku karena panasnya, sehingga dapat bergerak sesuai dengan proses pendistribusian panas yang disebut aliran konveksi. Lempeng tektonik yang merupakan bagian dari litosfer padat dan terapung di atas astenosfer ikut bergerak satu sama lainnya. Ada tiga kemungkinan pergerakan suatu lempeng tektonik relatif terhadap lempeng lainnya, yaitu apabila kedua lempeng saling menjauhi (*divergen*), saling mendekati (*konvergen*) dan saling geser (*transform*) (Widodo, 2012).

Umumnya, gerakan ini berlangsung lambat dan tidak dapat dirasakan oleh manusia namun terukur sebesar 0-15 cm pertahun. Kadang-kadang gerakan lempeng ini macet dan saling mengunci, sehingga terjadi pengumpulan energi

yang berlangsung terus sampai pada suatu saat batuan pada lempeng tektonik tersebut tidak lagi kuat menahan gerakan tersebut sehingga terjadi pelepasan mendadak yang kita kenal sebagai gempa bumi (Thomson, 2006).



Gambar 6. Gerakan Lempeng Bumi (Thomson, 2006)

### 3. Parameter Sumber Gempabumi

Parameter sumber gempabumi merupakan hasil dari pengumpulan, pengolahan, dan analisis informasi seismik yang diperoleh dari kejadian gempabumi. Parameter sumber gempabumi yaitu (Tim Geofisika UGM, 2013):

a. Episenter yakni titik sumber gempa yang diproyeksikan ke atas permukaan bumi. Metode untuk menentukan posisi episenter antara lain:

- 1) Metode Hiperbola. Metode ini menggunakan data waktu tiba gelombang P di tiga stasiun. Parameter yang harus diketahui adalah kecepatan gelombang harus konstan dan sumbernya dianggap di permukaan (kedalamannya = 0).
- 2) Metode Lingkaran. Metode ini menggunakan prinsip lingkaran untuk menentukan posisi episenter, yaitu menggambar lingkaran dengan stasiun sebagai pusatnya dan jarak episenter sebagai jari-jarinya. Dengan

menggunakan data waktu tiba dari tiga stasiun, maka akan didapatkan tiga lingkaran yang berpotongan. Episenter adalah perpotongan ketiga lingkaran tersebut.

- 3) Metode Galitzin. Metode ini memungkinkan penentuan posisi episenter hanya dengan menggunakan data dari satu stasiun. Data yang digunakan adalah data amplitudo komponen horizontal (Utara-Selatan dan Timur-Barat) dan komponen vertikal serta selisih waktu tiba gelombang P dan gelombang S.
  - 4) Metode Richter. Metode ini sangat kuantitatif karena menggunakan data waktu tiba gelombang P dari banyak stasiun.
- b. Kedalaman gempa, yakni kedalaman sumber gempa diukur dari episenter. Kedalaman gempa dapat dibagi menjadi tiga bagian, yaitu:
- 1) Kedalaman dangkal, biasanya gempabumi yang terjadi pada kedalaman kurang dari 60 km dan biasanya yang disebut dengan normal untuk gempa-gempa yang mempunyai kedalaman 33 km.
  - 2) Kedalaman menengah, untuk gempa-gempa yang mempunyai kedalaman 60 sampai dengan 300 km di bawah permukaan bumi.
  - 3) Kedalaman dalam, untuk gempa-gempa yang mempunyai kedalaman lebih dari 300 km. Gempa terdalam yang pernah dicatat mempunyai kedalaman 700 km.
- c. Waktu kejadian atau *origin of time* dari gelombang gempa.
- d. Magnitudo gempa, yakni berkaitan dengan energi yang dipancarkan oleh gempa bumi. Magnitudo gempa adalah besaran yang berhubungan dengan

kekuatan gempa di sumbernya. Charles F. Richter pada tahun 1930-an memperkenalkan konsep magnitudo untuk kekuatan gempa di sumbernya. Satuan yang dipakai adalah *skala Richter* yang bersifat logaritmik. Ada beberapa jenis magnitudo yang pernah diperkenalkan dan dipakai sampai saat ini, antara lain:

- 1) Magnitudo gelombang badan ( $m_b$ ) yaitu magnitudo gempa yang diperoleh berdasar magnitudo gelombang badan (P atau S), dirumuskan sebagai (Veith dan Clawson, 1972):

$$m_b = \log_{10} \left( \frac{A}{T} \right) + Q(h, \Delta) \quad (1)$$

dengan  $A$  adalah amplitudo pergerakan tanah ( $10^{-6}$ m),  $T$  adalah periode,  $Q$  adalah fungsi empiris dari jangkauan,  $\Delta$  adalah jarak episenter ( $^\circ$ ), dan  $h$  adalah kedalaman gempa (km).

- 2) Magnitudo gelombang permukaan ( $M_s$ ). Magnitudo yang diukur berdasarkan amplitudo gelombang permukaan, dirumuskan sebagai (Veith dan Clawson, 1972):

$$M_s = \log_{10} \left( \frac{A}{T} \right) + 1,66 \log_{10} \Delta + 3,3 \quad (2)$$

dengan  $A$  adalah pergerakan tanah ( $10^{-6}$ m),  $T$  adalah periode, dan  $\Delta$  adalah jarak episenter ( $^\circ$ ).

## **B. Gelombang Seismik**

Gelombang seismik adalah gelombang yang menjalar di dalam bumi. Gelombang seismik sering timbul akibat adanya gempa bumi atau ledakan. Gelombang seismik diukur dengan menggunakan seismometer. Gelombang

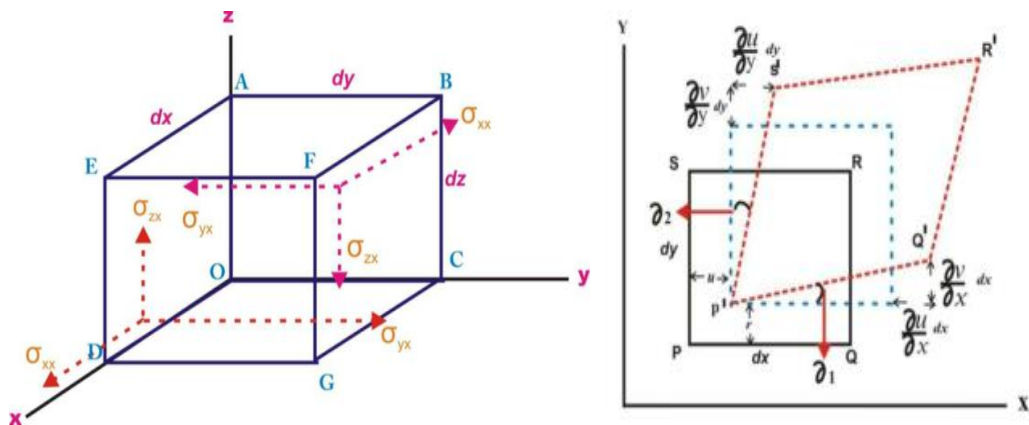
seismik pada keadaan tidak teredam dapat dinyatakan dengan persamaan (Aster, 2011):

$$\nabla^2 \psi = \frac{1}{v^2} \frac{\partial^2 \psi}{\partial t^2} \quad (3)$$

dengan

$$\nabla = \hat{i} \frac{\partial}{\partial x} + \hat{j} \frac{\partial}{\partial y} + \hat{k} \frac{\partial}{\partial z} \quad (4)$$

dengan  $\psi$  adalah suatu fungsi gelombang yang direalisasikan sebagai usikan yang menjalar,  $v$  adalah kecepatan gelombang (m/s),  $t$  adalah waktu (s). Jika ditinjau sebuah elemen kecil volume dengan tegangannya berada pada dua permukaan yang tegak lurus terhadap sumbu  $x$ , maka komponen-komponen tegangannya ditunjukkan pada Gambar 7.



Gambar 7. Komponen Tegangan dan Analisis Tekanan Dua Dimensi (Telford,1992)

Dalam bentuk tiga dimensi, komponen perpindahan titik P ( $x$ ,  $y$ , dan  $z$ ) ditulis dengan ( $u$ ,  $v$  dan  $w$ ), sehingga regangan normal tunjukkan oleh persamaan (5), regangan geser persamaan (6), sedangkan komponen regangan pada benda yang mengalami perpindahan secara rotasional ditunjukkan oleh persamaan (7).

$$\varepsilon_{xx} = \frac{\partial u}{\partial x} ; \varepsilon_{yy} = \frac{\partial v}{\partial y} ; \varepsilon_{zz} = \frac{\partial w}{\partial z} \quad (5)$$

$$\varepsilon_{xy} = \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}; \varepsilon_{yz} = \frac{\partial w}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial z}; \varepsilon_{zx} = \frac{\partial u}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial x} \quad (6)$$

$$\theta_x = \frac{1}{2} \left( \frac{\partial w}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial z} \right); \theta_y = \frac{1}{2} \left( \frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial x} \right); \theta_z = \frac{1}{2} \left( \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y} \right) \quad (7)$$

Perubahan dimensi yang disebabkan oleh *strain* normal akan mengakibatkan perubahan volume. Perubahan volume per satuan volume disebut dilatasi ( $\Delta$ ), misal  $\Delta = \theta$  (Telford, 1992).

$$\theta = \varepsilon_{xx} + \varepsilon_{yy} + \varepsilon_{zz} = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial x} \quad (8)$$

Hubungan antara tegangan dan regangan yang menimbulkan pergeseran sederhana disebut modulus Rigiditas dinyatakan dalam persamaan (9). Hubungan antara konstanta elastik pada medium homogen isotropik saling terkait membentuk persamaan (10).

$$\mu = \frac{\text{Tegangan geser}}{\text{regangan}} = \frac{\sigma_{xx}}{\varepsilon_{xx}} \quad (9)$$

$$\sigma = \frac{\lambda}{2(\lambda + \mu)} \quad (10)$$

dengan  $\lambda$  dan  $\mu$  disebut konstanta Lamé, dan  $\mu$  menyatakan hambatan regangan geser. Persamaan rambat gelombang P dan S dapat diturunkan dari Hukum Hooke yang menyatakan hubungan tegangan (gaya per satuan luas) dan regangan (perubahan dimensi) sebagai

$$\sigma_{ii} = \lambda \theta + 2\mu \varepsilon_{ii} ; i = x, y, z \quad (11)$$

$$\sigma_{ij} = \mu \varepsilon_{ij} ; j = x, y, z \text{ dan } i \neq j \quad (12)$$

Dalam hukum II Newton, gaya ( $F$ ) adalah perkalian antara massa ( $m$ ) dan percepatannya ( $a$ ). Misal terdapat pergeseran ( $u$ ) sebagai akibat dari tekanan



sepanjang sumbu-x, maka hukum Newton dapat dinyatakan dalam persamaan (13).

$$\rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = (\lambda + \mu) \frac{\partial \theta}{\partial x} + \mu \nabla^2 u \quad (13)$$

$$F = ma = \rho dx dy dz a = \rho dx dy dz \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} \quad (14)$$

dengan  $\rho$  adalah massa jenis bahan. Persamaan (15) merupakan tekanan sepanjang sumbu-y dengan pergeseran  $v$  dan persamaan (16) merupakan tekanan dalam arah sumbu-z dengan pergeseran  $w$ .

$$\rho \frac{\partial^2 v}{\partial t^2} = (\lambda + \mu) \frac{\partial \theta}{\partial y} + \mu \nabla^2 v \quad (15)$$

$$\rho \frac{\partial^2 w}{\partial t^2} = (\lambda + \mu) \frac{\partial \theta}{\partial z} + \mu \nabla^2 w \quad (16)$$

Gelombang yang merambat pada suatu media ke segala arah, secara tiga dimensi arah perambatan gelombang dinyatakan dengan sumbu  $x$ ,  $y$ , dan  $z$ . Untuk menentukan persamaan gelombang ini, persamaan (13), (15), dan (16) masing-masing dideferensialkan terhadap  $x$ ,  $y$ , dan  $z$ , sehingga diperoleh persamaan (18), (20), dan (22):

$$\frac{\partial}{\partial x} \left( \rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} \right) = \frac{\partial}{\partial x} \left\{ (\lambda + \mu) \left( \frac{\partial \theta}{\partial x} \right) + \mu \nabla^2 u \right\} \quad (17)$$

$$\rho \frac{\partial^2}{\partial t^2} \left( \frac{\partial u}{\partial x} \right) = (\lambda + \mu) \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{\partial \theta}{\partial x} \right) + \mu \nabla^2 \left( \frac{\partial u}{\partial x} \right) \quad (18)$$

$$\frac{\partial}{\partial y} \left( \rho \frac{\partial^2 v}{\partial t^2} \right) = \frac{\partial}{\partial y} \left\{ (\lambda + \mu) \left( \frac{\partial \theta}{\partial x} \right) + \mu \nabla^2 v \right\} \quad (19)$$

$$\rho \frac{\partial^2}{\partial t^2} \left( \frac{\partial v}{\partial y} \right) = (\lambda + \mu) \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{\partial \theta}{\partial y} \right) + \mu \nabla^2 \left( \frac{\partial v}{\partial y} \right) \quad (20)$$

$$\frac{\partial}{\partial z} \left( \rho \frac{\partial^2 w}{\partial t^2} \right) = \frac{\partial}{\partial z} \left\{ (\lambda + \mu) \left( \frac{\partial \theta}{\partial x} \right) + \mu \nabla^2 w \right\} \quad (21)$$

$$\rho \frac{\partial^2}{\partial t^2} \left( \frac{\partial w}{\partial z} \right) = (\lambda + \mu) \frac{\partial}{\partial z} \left( \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) + \mu \nabla^2 \left( \frac{\partial w}{\partial z} \right) \quad (22)$$

Dengan menjumlahkan persamaan (18), (20), dan (22), maka:

$$\rho \frac{\partial^2}{\partial t^2} \left( \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) = (\lambda + \mu) \left( \frac{\partial^2 \theta}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \theta}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \theta}{\partial z^2} \right) + \mu \nabla^2 \left( \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) \quad (23)$$

$$\frac{\partial^2 \theta}{\partial t^2} = \frac{(\lambda + 2\mu)}{\rho} \nabla^2 \theta \quad (24)$$

persamaan (24) merupakan persamaan gelombang P dengan kecepatan rambat  $\alpha$  yang ditunjukkan pada persamaan (25):

$$\alpha = \sqrt{\frac{(\lambda + 2\mu)}{\rho}} \quad (25)$$

Untuk mendapatkan persamaan gelombang S pada sumbu  $x$ , persamaan (15) diturunkan terhadap  $z$ , sehingga menghasilkan persamaan (26):

$$\rho \frac{\partial^2}{\partial t^2} \left( \frac{\partial v}{\partial z} \right) = (\lambda + \mu) \frac{\partial^2 \theta}{\partial y \partial z} + \mu \nabla^2 \left( \frac{\partial v}{\partial z} \right) \quad (26)$$

dan persamaan (16) diturunkan terhadap  $y$ ,

$$\rho \frac{\partial^2}{\partial t^2} \left( \frac{\partial w}{\partial y} \right) = (\lambda + \mu) \frac{\partial^2 \theta}{\partial z \partial y} + \mu \nabla^2 \left( \frac{\partial w}{\partial y} \right) \quad (27)$$

dengan mengurangkan persamaan (26) dan persamaan (27) maka:

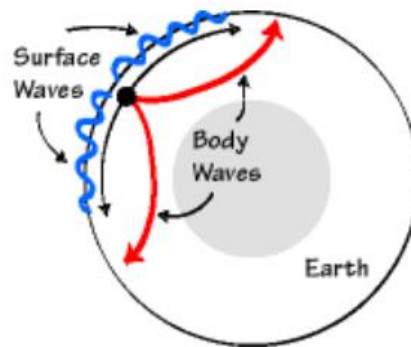
$$\frac{2 \partial^2 \left( \frac{\partial w}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial z} \right)}{\partial t^2} = 2 \frac{\mu}{\rho} \nabla^2 \left( \frac{\partial w}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial z} \right)$$

$$\frac{\partial^2 \theta_x}{\partial t^2} = \frac{\mu}{\rho} \nabla^2 \theta_x \quad (28)$$

Persamaan (28) merupakan persamaan gelombang S dengan kecepatan rambat  $\beta$  yang ditunjukkan pada persamaan (29):

$$\beta = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (29)$$

Gelombang seismik dibagi menjadi dua yaitu gelombang badan dan gelombang permukaan.



Gambar 8. Gelombang badan dan gelombang permukaan (Ammon, 2005)

## 1. Gelombang Badan

Gelombang badan menjalar melalui interior bumi dan efek kerusakannya cukup kecil. Gelombang badan dibagi menjadi dua, yaitu:

- a. Gelombang P atau gelombang longitudinal atau gelombang kompresi

Gelombang P merupakan gelombang yang waktu penjarannya paling cepat. Kecepatan gelombang P antara 1,5 km/s sampai 8 km/s pada kerak bumi. Kecepatan penjaran gelombang P dapat dikemukakan dengan persamaan (Dentith, 2014):

$$V_P = \sqrt{\frac{(\lambda+2\mu)}{\rho}} \quad (30)$$

dengan  $V_P$  adalah kecepatan gelombang P (m/s),  $\lambda$  adalah konstanta Lamé ( $\text{N/m}^2$ ),  $\mu$  adalah modulus geser ( $\text{N/m}^2$ ),  $\rho$  adalah densitas material yang dilalui gelombang ( $\text{kg/m}^3$ ). Pada Gambar 8, arah gerakan partikel gelombang P searah dengan arah rambat gelombangnya. Gelombang P dapat menjalar pada semua medium baik padat, cair maupun gas.

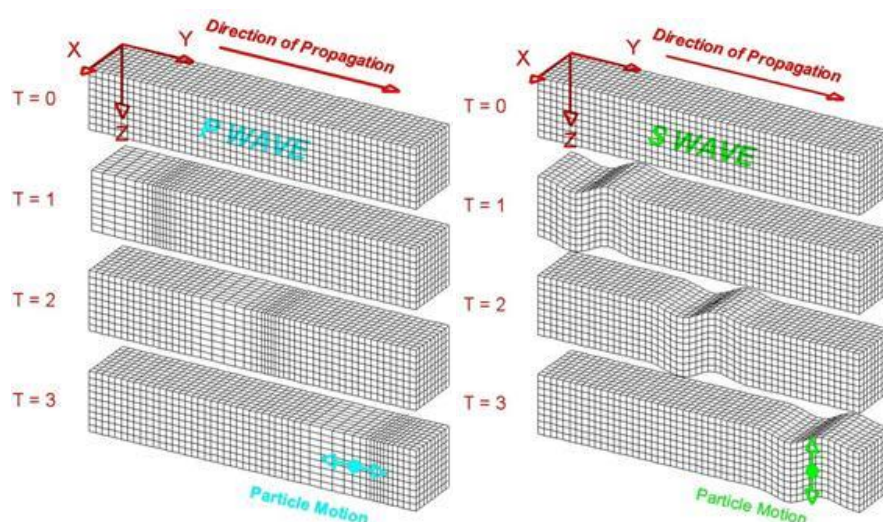
b. Gelombang S atau gelombang transversal

Waktu penjalaran gelombang S lebih lambat daripada gelombang P. Kecepatan gelombang S biasanya 60% sampai 70% dari kecepatan gelombang P. Kecepatan gelombang S dapat diperlihatkan dengan persamaan (Dentith, 2014):

$$V_S = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (31)$$

dengan  $V_S$  adalah kecepatan gelombang S (m/s),  $\mu$  adalah modulus geser ( $\text{N/m}^2$ ),  $\rho$  adalah densitas material yang dilalui gelombang ( $\text{kg/m}^3$ ). Arah gerakan partikel dari gelombang S tegak lurus dengan arah rambat gelombangnya seperti terlihat pada Gambar 9 gelombang S hanya dapat menjalar pada medium padat. Gelombang S terdiri dari dua komponen yaitu gelombang SV dan gelombang SH.

Gelombang SV adalah gelombang S yang gerakan partikelnya terpolarisasi pada bidang vertikal, sedangkan gelombang SH adalah gelombang S yang gerakan partikelnya horizontal. Kegunaan gelombang P dan gelombang S dalam ilmu kegempaan adalah untuk menentukan posisi episenter gempa. Amplitudo gelombang P juga digunakan dalam perhitungan magnitudo gempa.



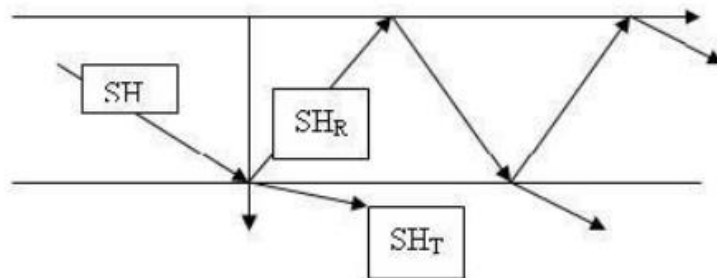
Gambar 9. Gelombang Primer (P) dan Gelombang Sekunder (S) (Braile, 2006)

## 2. Gelombang Permukaan

Gelombang permukaan bisa diandaikan seperti gelombang air yang menjalar di atas permukaan bumi. Gelombang permukaan memiliki waktu penjalaran yang lebih lambat daripada gelombang badan. Karena frekuensinya yang rendah, gelombang permukaan lebih berpotensi menimbulkan kerusakan pada bangunan daripada gelombang badan. Amplitudo gelombang permukaan akan mengecil dengan cepat terhadap kedalaman. Hal ini diakibatkan oleh adanya dispersi pada gelombang permukaan, yaitu penguraian gelombang berdasarkan panjang gelombangnya sepanjang perambatan gelombang. Ada dua tipe gelombang permukaan yaitu:

### a. Gelombang Love

Gelombang Love diperkenalkan oleh A.E.H Love, seorang ahli matematika dari Inggris pada tahun 1911. Gelombang Love merambat pada permukaan bebas medium berlapis dengan gerakan partikel seperti gelombang SH. Gelombang Love adalah gelombang permukaan yang menyebabkan tanah mengalami pergeseran kearah horizontal seperti terlihat pada Gambar 10 bagian atas.



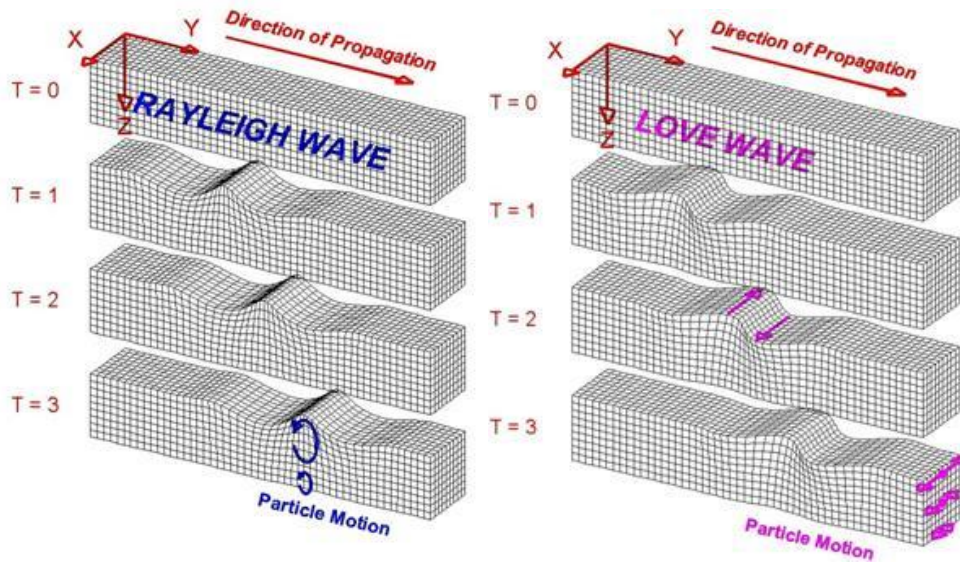
Gambar 10. Terjadinya gelombang Love (Tim Geofisika UGM, 2013)

Gelombang Love terbentuk karena adanya interferensi konstruktif dari gelombang SH pada permukaan bebas. Awal gelombang terbentuk ketika gelombang SH yang datang membentur permukaan bebas pada sudut yang lebih besar dari sudut kritis (*post critical angle*) sehingga energi terperangkap pada lapisan tersebut (Gambar 10). Sebagian besar energi kemudian direfleksikan kembali menuju permukaan ( $SH_R$ ), sedang sebagian kecil energi lainnya akan ditransmisikan melalui ( $SH_T$ ).

#### b. Gelombang Rayleigh

Gelombang Rayleigh diperkenalkan oleh Lord Rayleigh pada tahun 1885. Gelombang Rayleigh merambat pada permukaan bebas medium berlapis maupun homogen. Gerakan dari gelombang Rayleigh adalah *eliptic retrograde* atau *ground roll* yaitu tanah memutar ke belakang tetapi secara umum gelombang memutar ke depan. Pada saat terjadi gempa bumi besar, gelombang Rayleigh terlihat pada permukaan tanah yang bergerak ke atas dan ke bawah. Waktu perambatan gelombang Rayleigh lebih lambat daripada gelombang Love.

Terbentuknya gelombang Rayleigh adalah karena adanya interaksi antara bidang gelombang SV dan P pada permukaan bebas yang kemudian merambat secara paralel terhadap permukaan. Gerakan partikel gelombang Rayleigh adalah vertikal, sehingga gelombang Rayleigh hanya ditemukan pada komponen vertikal seismogram. Gelombang Rayleigh adalah gelombang permukaan, maka sumber yang lebih dekat ke permukaan akan menimbulkan gelombang Rayleigh yang lebih kuat dibandingkan sumber yang terletak di dalam bumi (Lay dan Wallace, 1995).



Gambar 11. Gelombang *Rayleigh* (R) dan Gelombang *Love* (L) (Braile, 2006)

Gelombang Rayleigh adalah gelombang yang dispersif dengan periode yang lebih panjang akan lebih cepat mencapai material yang lebih dalam dibandingkan dengan gelombang yang memiliki periode pendek. Hal ini menjadikan gelombang Rayleigh sebagai alat yang sesuai untuk menentukan struktur bawah tanah di suatu area.

### C. Mikrotremor

Mikrotremor adalah getaran alami dengan amplitudo rendah dari tanah yang ditimbulkan oleh peristiwa alam maupun buatan manusia seperti angin, gelombang laut, atau getaran dari kendaraan, yang dapat menggambarkan kondisi geologis dekat permukaan. Hasil pengukuran mikrotremor dapat menunjukkan sifat getaran dalam berbagai jenis lapisan tanah dan juga dapat ditentukan periode predominannya, pergeseran dan kecepatan dari lapisan tanah yang diselidiki.

Kerusakan akibat gempa bumi perlu diketahui dengan baik melalui fakta kerusakan struktur selama terjadinya gempa bumi yang banyak bergantung pada kondisi tanah.

Mikrotremor merupakan getaran tanah dengan amplitudo pergeseran sekitar 0,1-1  $\mu\text{m}$  dan amplitudo kecepatan 0,001 cm/s sampai 0,01 cm/s. Mikrotremor diklasifikasikan menjadi dua jenis berdasarkan rentang periodenya. Jenis pertama adalah mikrotremor periode pendek dengan periode kurang dari 1 detik dan keadaan ini terkait dengan struktur bawah permukaan yang dangkal dengan ketebalan beberapa puluh meter. Jenis kedua adalah mikrotremor periode panjang dengan periode lebih dari 1 detik, keadaan ini terkait dengan struktur tanah yang lebih dalam, menunjukkan dasar dari batuan keras (Mirzaoglu *et al.*, 2003).

#### **D. Seismometer atau *Seismograph***

Seismometer merupakan sensor yang dapat merespon getaran tanah dan menangkap sinyal yang dapat direkam oleh *seismograph*. Seismometer memiliki tiga detektor yang dapat mendeteksi getaran tanah (Damarla, 2007). Sebuah *seismograph* terdiri dari beberapa bagian, antara lain (Havskov, 2002):

##### 1. Sensor

Sensor dalam *seismograph* disebut seismometer, yaitu sensor yang menangkap gelombang seismik yang berbentuk besaran fisik. Bentuk output dari seismometer adalah tegangan listrik. Seismometer terbagi menjadi dua jenis yaitu *Short Period* dan *Broadband*.



2. *Amplifier* atau pengkondisi sinyal

*Amplifier* berfungsi sebagai penguat tegangan seismometer. Karena tegangan yang dihasilkan oleh seismometer belum dapat diolah langsung oleh ADC, maka perlu dikuatkan dan dipilih (*filter*) oleh pengkondisi sinyal. Hasil dari bagian pengkondisi sinyal ini menjadi masukan bagi ADC.

3. ADC (*Analog to Digital Converter*)

ADC (*Analog to Digital Converter*) berfungsi sebagai pengubah sinyal analog, berupa tegangan listrik yang dikeluarkan oleh pengkondisi sinyal menjadi sinyal digital. Bentuk sinyal digital akan diproses menjadi sebuah informasi. Digitizer juga diintegrasikan pada ADC dengan sebuah datalogger sebagai penyimpan data. Sehingga data tersebut tidak hilang dan dapat dipergunakan sewaktu-waktu.

4. Sistem pewaktu atau *Time system*

Sistem pewaktu dalam *seismograph* sangat penting sebagai penyedia informasi waktu dari parameter gempabumi. Sistem pewaktu diperoleh dari RTC (*Real Time Clock*) dan GPS (*Global Position System*) untuk saling melengkapi.

5. *Recorder*

*Recorder* berfungsi sebagai pencatat atau perekam data, yaitu berupa sebuah PC atau laptop yang selanjutnya dilakukan analisis data lanjutan dengan software analisis.

## 6. Power Supply

*Power Supply* yang digunakan adalah tegangan DC atau searah. Untuk sebuah *seismograph*, tegangan dari sumber masuk ke digitizer dan didistribusikan ke semua bagian.

Pada penelitian ini seismometer yang digunakan adalah seismometer tipe LE-3D/20s yang ditunjukkan pada Gambar 12.



Gambar 12. Seismometer LE-3D/20s (Lippmann, 2011)

Spesifikasi seismometer LE-3D/20s ditunjukkan pada Tabel 1.

Tabel 1. Spesifikasi seismometer LE-3D/20s (Lippmann, 2011)

| Spesifikasi              | Keterangan  |
|--------------------------|---|
| <i>Power Supply</i>      | 10...16V DC, <i>unstabilized</i>  |
| <i>Power Consumption</i> | <i>Average 50 mA @20 V DC; max. 100 mA (for full scale output)</i>                                  |
| <i>Output Voltage</i>    | 1000 V/m/s, <i>precisely adjusted on all components</i>   |
| <i>Damping</i>           | 0,707 <i>critical (internal damping; independent of datalogger input resistance)</i>                |
| <i>Dimensions</i>        | 195 mm diameter<br>165 mm height  |
| <i>Weight</i>            | 6,5 kg  |
| <i>Temperature Range</i> | -15°C to +60°C  |
| <i>Housing</i>           | <i>Painted alumin(i)um, splash proof, with level adjustment feet and water bubble level control</i> |

| Spesifikasi                    | Keterangan   |
|--------------------------------|--|
| <i>Eigen frequency</i>         | 0,05 Hz  |
| <i>Upper Corner Frequency</i>  | > 40 Hz  |
| <i>RMS Noise @ 1 Hz</i>        | < 2 nm/s   |
| <i>Dynamic Range (typical)</i> | 136 dB   |
| <i>Poles</i>                   | 3 poles:<br>-0,222 / +0,222j<br>-0,222 / -0,222j<br>-0,23 / 0,000j |
| <i>Zeroes</i>                  | <i>Triple zero at the origin</i>                                   |

### E. Periode Predominan Tanah

Dalam mencari nilai percepatan tanah di suatu tempat, perlu digunakan nilai periode dominan tanah di tempat itu, berdasarkan hubungan:

$$T = \frac{1}{f} \quad (32)$$

dengan  $T$  adalah periode (s), dan  $f$  adalah frekuensi (Hz) maka nilai periode dominan tanah di suatu tempat dapat dicari dengan mencari nilai frekuensi predominannya terlebih dahulu. Untuk mencari nilai frekuensi dominan tanah, bisa digunakan teknik *Horizontal to Vertical Spectral Ratio* (HVSr).

Kondisi tanah setempat mempengaruhi karakteristik gelombang gempabumi selama gempabumi terjadi. Endapan lunak akan memperkecil frekuensi getaran tanah dan memperpanjang durasinya, sehingga akan menambah efek kerusakan yang ditimbulkan. Gelombang seismik pada saat menjalar, terjebak dalam lapisan tanah lunak dan fenomena multi refleksi terjadi, menghasilkan getaran tanah yang sesuai dengan periode. Periode tersebut dinamakan periode dominan tanah (Nakamura, 1989).

Kanai dan Tanaka pada tahun 1961 mengusulkan dua metode untuk mengklasifikasi profil tanah, serta Omote dan Nakajima mengusulkan tiga metode

untuk mengklasifikasikan profil tanah (Ibrahim, 2005). Kedua jenis klasifikasi tersebut telah dikonversi dan dipakai sebagai standar dalam perencanaan bangunan tahan gempa bumi. Hasil konversi tersebut ditunjukkan pada Tabel 2.

Tabel 2. Klasifikasi Tanah Konversi Kanai-Tanaka dengan Omote-Nakajima (Martasari, 2013)

| Klasifikasi Tanah |                | Periode Predominan (detik) | Keterangan  |
|-------------------|----------------|----------------------------|---|
| Kanai-Tanaka      | Omote-Nakajima |                            |   |
| Jenis I           | Jenis A        | 0,05-0,15                  | Batuan tersier atau lebih tua. Terdiri dari batuan pasir berkerikil keras ( <i>hard sandy gravel</i> ).   |
| Jenis II          | Jenis A        | 0,15-0,25                  | Batuan alluvial dengan ketebalan 5 m. Terdiri dari pasir berkerikil ( <i>sandy gravel</i> ), pasir berlempung keras ( <i>sandy hard clay</i> ), tanah liat, lempung ( <i>loam</i> ) dan sebagainya. |
| Jenis III         | Jenis B        | 0,25-0,40                  | Batuan alluvial yang hampir sama dengan tanah jenis II, hanya dibedakan oleh adanya formasi yang belum diketahui ( <i>buff formation</i> ).   |
| Jenis IV          | Jenis C        | >0,40                      | Batuan alluvial yang terbentuk dari sedimentasi delta, <i>top soil</i> , lumpur dll, dengan kedalaman 30 m.   |

## F. Transformasi Fourier

Transformasi Fourier digunakan untuk mengubah data dari domain waktu menjadi domain frekuensi. Transformasi Fourier membagi sebuah sinyal menjadi frekuensi yang berbeda-beda dalam fungsi eksponensial yang kompleks. Fungsi-fungsi ini terkait dengan persamaan (33):

$$e^{i\theta} = \cos \theta + i \sin \theta \quad (33)$$

$$\cos \theta = \frac{1}{2}(e^{i\theta} + e^{-i\theta}) \text{ dan } i \sin \theta = \frac{1}{2i}(e^{i\theta} - e^{-i\theta}) \quad (34)$$

Misal  $f(\theta)$  adalah sebuah fungsi bernilai kompleks,

$$f(\theta) = f(\theta + 2\pi) \quad (35)$$

yaitu  $f$  periodik dengan periode  $2\pi$ ,  $f(\theta)$  dapat diuraikan dalam bentuk deret Fourier sebagai (Chu, 2000):

$$f(\theta) = \frac{1}{2}a_0 + \sum_{n=1}^{\infty}(a_n \cos n\theta + b_n \sin n\theta) \quad (36)$$

dengan  $\frac{1}{2}a_0$  adalah koefisien, untuk  $n = 0$  maka  $\cos 0 = 1$  dan  $\sin 0 = 0$ , sehingga  $b_0 = 0$ . Dengan menggunakan fungsi eksponensial, persamaan (36) menjadi:

$$f(\theta) = C_n \sum_{n=-\infty}^{\infty} e^{in\theta} \quad (37)$$

Persamaan (37) digunakan untuk menentukan koefisien Fourier dengan mengalikan kedua sisi dengan  $e^{-ik\theta}$

$$f(\theta)e^{-ik\theta} = C_n \sum_{n=-\infty}^{\infty} e^{in\theta} e^{-ik\theta} \quad (38)$$

sehingga koefisien Fourier dari sinyal periodik dengan interval  $\pi$  sampai  $-\pi$  diperoleh dengan mengintegrasikan kedua sisi dengan batas  $\pi$  sampai  $-\pi$ :

$$\int_{-\pi}^{\pi} f(\theta)e^{-ik\theta} d\theta = \int_{-\pi}^{\pi} \sum_{n=-\infty}^{\infty} C_n e^{i(n-k)\theta} d\theta \quad (39)$$

dengan

$$\int_{-\pi}^{\pi} e^{i(n-k)\theta} d\theta = \begin{cases} 2\pi, n = k \\ 0, n \neq k \end{cases} \quad (40)$$

sehingga persamaan (39) hanya mempunyai nilai saat  $n = k$ , dengan  $2\pi = T_0$ , dan diperoleh persamaan (41):

$$\int_{-\pi}^{\pi} f(\theta)e^{-ik\theta} d\theta = C_k T_0 \quad (41)$$

dengan  $\theta = \omega_0 t$  maka koefisien Fourier  $C_k$  dari sinyal periodik dengan interval  $\frac{-T_0}{2} < t < \frac{T_0}{2}$  didefinisikan sebagai:

$$C_k = \frac{1}{T_0} \int_{-T_0/2}^{T_0/2} f(\theta)e^{-ik\omega_0 t} d\theta \quad (42)$$

Saat  $T_0$  bertambah besar, maka  $\omega_0$  akan bertambah kecil sehingga jarak antar koefisien Fourier akan semakin kecil. Saat  $T_0$  mendekati tak hingga, maka koefisien Fourier dapat dinyatakan menjadi:

$$C_k T_0 = \int_{-\infty}^{\infty} f(\theta) e^{-jk\omega_0 t} d\theta \quad ; \quad -\infty < k < \infty \quad (43)$$

dengan  $k$  adalah indeks domain frekuensi,  $\omega_0 = \frac{2\pi}{T_0}$  adalah frekuensi dalam radian per sekon,  $\frac{1}{T_0} = f_0$  adalah frekuensi. Persamaan transformasi Fourier diperoleh dengan mengubah  $C_k T_0 = X(f)$  dan  $\omega = \omega_0 k$  menjadi:

$$X(f) = \int_{-\infty}^{\infty} x(t) e^{-j2\pi f t} dt \quad (44)$$

dengan  $x(t)$  adalah sinyal dalam domain waktu,  $e^{-j2\pi f t}$  adalah fungsi *kernel*,  $X(f)$  adalah fungsi dalam domain frekuensi, serta  $f$  adalah frekuensi. Persamaan (44) digunakan untuk mentransformasikan sinyal dari domain waktu ke dalam domain frekuensi.

### G. Discrete Fourier Transform (DFT)

Prinsip DFT adalah mentransformasikan (alih bentuk) sinyal yang semula analog menjadi diskrit dalam domain waktu, dan diubah ke dalam domain frekuensi. Hal ini dilakukan dengan mengalikan sinyal diskrit dengan fungsi *kernel* (Riyanto, 2009).

Persamaan DFT diperoleh dengan cara mengubah notasi integral pada persamaan (42) menjadi notasi sigma dengan substitusi  $f(\theta) = x(t)$ ,  $T_0 = NT$ ,  $f_0 = \frac{1}{T_0}$ ,  $d\theta = dt = T$ , dan  $\theta = t = nT$  sehingga menjadi:

$$C_k = \frac{1}{NT} x(t) e^{-j(2\pi/N)kn} \quad (45)$$

sehingga dapat dinyatakan sebagai:

$$X(k) = \sum_{n=0}^{N-1} x(n) e^{-j(2\pi/N)kn} \quad ; n = 0, 1, \dots, N-1 \quad (46)$$

dengan  $n$  adalah indeks dalam domain waktu,  $k$  = indeks dalam domain frekuensi. Persamaan (46) menyatakan bahwa DFT merupakan metode yang berguna dalam menentukan amplitudo dan komponen-komponen frekuensi harmonik dari suatu sinyal periodik atau merupakan koefisien-koefisien deret Fourier.

## H. Fast Fourier Transform (FFT)

FFT adalah suatu algoritma untuk menghitung transformasi Fourier diskrit dengan cepat dan efisien. Prinsip kerja FFT adalah membagi sinyal hasil sampling menjadi beberapa bagian yang masing-masing bagian diselesaikan dengan algoritma yang sama dan hasilnya dikumpulkan. Untuk menentukan persamaan FFT dimulai dari DFT  $N$ -data,

$$X(k) = \sum_{n=0}^{N-1} x(n) e^{-j2\pi(2n)k/N} \quad (47)$$

$x(n)$  dipilih menjadi genap dan ganjil sehingga persamaan (47) menjadi

$$\begin{aligned} X(k) &= \sum_{n=0}^{\left(\frac{N}{2}\right)-1} x(2n) e^{-\frac{j2\pi(2n)k}{N}} + \sum_{n=0}^{\left(\frac{N}{2}\right)-1} x(2n+1) e^{-\frac{j2\pi(2n+1)k}{N}} \\ &= \sum_{n=0}^{\left(\frac{N}{2}\right)-1} x(2n) e^{-\frac{j2\pi(2n)k}{N}} + e^{-\frac{j2\pi k}{N}} \sum_{n=0}^{\left(\frac{N}{2}\right)-1} x(2n+1) e^{-\frac{j2\pi(2n+1)k}{N}} \end{aligned} \quad (48)$$

Dengan mendefinisikan  $W_N = e^{-\frac{j2\pi}{N}}$ , persamaan (48) menjadi

$$X(k) = \sum_{n=0}^{\left(\frac{N}{2}\right)-1} x(2n) W_N^{2nk} + W_N^k x(2n+1) W_N^{2nk} \quad (49)$$

Karena  $W_N^2 = e^{-j\left(\frac{2\pi}{N}\right)2} = e^{-j\left(\frac{2\pi}{N}\right)}$ , maka  $W_N^2 = W_{\frac{N}{2}}$ . Jadi persamaan (49) menjadi

$$X(k) = \sum_{n=0}^{\left(\frac{N}{2}\right)-1} x(2n) W_{\frac{N}{2}}^{nk} + W_N^k \sum_{n=0}^{\left(\frac{N}{2}\right)-1} x(2n+1) W_N^{2nk} \quad (50)$$

Setelah domain waktu dibagi menjadi dua, domain frekuensi juga dibagi menjadi dua yaitu

$$\begin{aligned} X(k + N/2) &= \sum_{n=0}^{\left(\frac{N}{2}\right)-1} x(2n) W_{\frac{N}{2}}^{n(k+\frac{N}{2})} + W_N^{(k+\frac{N}{2})} \sum_{n=0}^{\left(\frac{N}{2}\right)-1} x(2n+1) W_{\frac{N}{2}}^{n(k+\frac{N}{2})} \\ &= \sum_{n=0}^{\left(\frac{N}{2}\right)-1} x(2n) W_{\frac{N}{2}}^{nk} - W_N^{nk} \sum_{n=0}^{\left(\frac{N}{2}\right)-1} x(2n+1) W_{\frac{N}{2}}^{nk} \end{aligned} \quad (51)$$

Persamaan (50) dan (51) merupakan FFT *radix-2 Decimation In Time* (DIT) yang mana *sequence* data dipilah menjadi dua bagian menjadi genap dan ganjil dan menggambarkan gabungan dua DFT  $\frac{N}{2}$  data. Penggunaan sifat periodik dari fungsi *kernel* membuat perhitungan menjadi lebih efisien karena cukup mengganti tanda operasi menjadi minus.

DFT dan IDFT (*Invers Discrete Fourier Transform*) dapat digunakan sebagai transformasi linear. DFT sebagai transformasi linear dari  $x(n)$  dan IDFT sebagai transformasi linear dari  $X(k)$ . Invers DFT menghitung kembali representasi sinyal waktu diskrit  $x(n)$  dari sinyal yang dinyatakan dalam domain frekuensi. Invers DFT dapat dinyatakan dalam persamaan (52):

$$x(n) = \frac{1}{N} \sum_{k=0}^{N-1} X(k) e^{-j(2\pi/N)kn} \quad (52)$$

$$x(n) = \frac{1}{N} \sum_{k=0}^{N-1} X(k) W_N^{-nk} \quad (53)$$

dengan  $n = 0, 1, 2, \dots, N-1$ . Karena DFT dan IDFT dapat dinyatakan sebagai transformasi linear antara  $x(n)$  dan  $X(k)$ , sehingga menjadi persamaan (54):

$$\vec{x}_N \leftrightarrow \vec{X}_k$$



$$X_k \equiv W_N x_N$$

$$\begin{bmatrix} X(0) \\ X(1) \\ X(2) \\ \dots \\ X(N-1) \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} W_N^0 & W_N^0 & W_N^0 & \dots & W_N^0 \\ W_N^0 & W_N^1 & W_N^2 & \dots & W_N^{N-1} \\ W_N^0 & W_N^2 & W_N^4 & \dots & W_N^{2(N-1)} \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ W_N^0 & W_N^{N-1} & W_N^{2(N-1)} & \dots & W_N^{(N-1)^2} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} x(0) \\ x(1) \\ x(2) \\ \dots \\ x(N-1) \end{bmatrix} \quad (54)$$

Persamaan (54) merupakan susunan matrik dengan  $X(k)$  adalah matrik domain frekuensi,  $W_N^N$  adalah matrik *kernel*, dan  $x(n)$  adalah matrik domain waktu.

Dengan menggunakan faktor *twiddle*, maka hasil perhitungan  $W_N^N$  menjadi:

$$W_N^N = e^{-j\left(\frac{2\pi}{N}\right)N} = e^{-j2\pi} = 1 \quad (55)$$

$$W_N^{\frac{N}{2}} = e^{-j\left(\frac{2\pi}{N}\right)\frac{N}{2}} = e^{-j\pi} = -1 \quad (56)$$

$$W_N^{\frac{N}{4}} = e^{-j\left(\frac{2\pi}{N}\right)\frac{N}{4}} = e^{-j\pi/2} = -j \quad (57)$$

$$W_N^{\frac{3N}{4}} = e^{-j\left(\frac{2\pi}{N}\right)\frac{3N}{4}} = e^{-j3\pi/2} = j \quad (58)$$

Periodisitas dan simetri dari matrik DFT dapat digambarkan oleh setiap faktor *twiddle*  $W_N^{kn} = e^{-j(2\pi/N)kn}$ . Pengisian  $e^{-j(2\pi/N)kn}$  pada baris dan kolom matrik *kernel*, disesuaikan dengan perkalian  $k$  dan  $n$ . Dengan menyatakan DFT- $N$  dengan  $N = 8$  maka diperoleh bentuk matrik:

$$\begin{bmatrix} X(0) \\ X(1) \\ X(2) \\ X(3) \\ X(4) \\ X(5) \\ X(6) \\ X(7) \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} e^{-j2\pi 0 \frac{0}{8}} & e^{-j2\pi 0 \frac{1}{8}} & e^{-j2\pi 0 \frac{2}{8}} & e^{-j2\pi 0 \frac{3}{8}} & e^{-j2\pi 0 \frac{4}{8}} & e^{-j2\pi 0 \frac{5}{8}} & e^{-j2\pi 0 \frac{6}{8}} & e^{-j2\pi 0 \frac{7}{8}} \\ e^{-j2\pi 1 \frac{0}{8}} & e^{-j2\pi 1 \frac{1}{8}} & e^{-j2\pi 1 \frac{2}{8}} & e^{-j2\pi 1 \frac{3}{8}} & e^{-j2\pi 1 \frac{4}{8}} & e^{-j2\pi 1 \frac{5}{8}} & e^{-j2\pi 1 \frac{6}{8}} & e^{-j2\pi 1 \frac{7}{8}} \\ e^{-j2\pi 2 \frac{0}{8}} & e^{-j2\pi 2 \frac{1}{8}} & e^{-j2\pi 2 \frac{2}{8}} & e^{-j2\pi 2 \frac{3}{8}} & e^{-j2\pi 2 \frac{4}{8}} & e^{-j2\pi 2 \frac{5}{8}} & e^{-j2\pi 2 \frac{6}{8}} & e^{-j2\pi 2 \frac{7}{8}} \\ e^{-j2\pi 3 \frac{0}{8}} & e^{-j2\pi 3 \frac{1}{8}} & e^{-j2\pi 3 \frac{2}{8}} & e^{-j2\pi 3 \frac{3}{8}} & e^{-j2\pi 3 \frac{4}{8}} & e^{-j2\pi 3 \frac{5}{8}} & e^{-j2\pi 3 \frac{6}{8}} & e^{-j2\pi 3 \frac{7}{8}} \\ e^{-j2\pi 4 \frac{0}{8}} & e^{-j2\pi 4 \frac{1}{8}} & e^{-j2\pi 4 \frac{2}{8}} & e^{-j2\pi 4 \frac{3}{8}} & e^{-j2\pi 4 \frac{4}{8}} & e^{-j2\pi 4 \frac{5}{8}} & e^{-j2\pi 4 \frac{6}{8}} & e^{-j2\pi 4 \frac{7}{8}} \\ e^{-j2\pi 5 \frac{0}{8}} & e^{-j2\pi 5 \frac{1}{8}} & e^{-j2\pi 5 \frac{2}{8}} & e^{-j2\pi 5 \frac{3}{8}} & e^{-j2\pi 5 \frac{4}{8}} & e^{-j2\pi 5 \frac{5}{8}} & e^{-j2\pi 5 \frac{6}{8}} & e^{-j2\pi 5 \frac{7}{8}} \\ e^{-j2\pi 6 \frac{0}{8}} & e^{-j2\pi 6 \frac{1}{8}} & e^{-j2\pi 6 \frac{2}{8}} & e^{-j2\pi 6 \frac{3}{8}} & e^{-j2\pi 6 \frac{4}{8}} & e^{-j2\pi 6 \frac{5}{8}} & e^{-j2\pi 6 \frac{6}{8}} & e^{-j2\pi 6 \frac{7}{8}} \\ e^{-j2\pi 7 \frac{0}{8}} & e^{-j2\pi 7 \frac{1}{8}} & e^{-j2\pi 7 \frac{2}{8}} & e^{-j2\pi 7 \frac{3}{8}} & e^{-j2\pi 7 \frac{4}{8}} & e^{-j2\pi 7 \frac{5}{8}} & e^{-j2\pi 7 \frac{6}{8}} & e^{-j2\pi 7 \frac{7}{8}} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} x(0) \\ x(1) \\ x(2) \\ x(3) \\ x(4) \\ x(5) \\ x(6) \\ x(7) \end{bmatrix} \quad (59)$$

Matrik pada persamaan (59) dapat disusun menjadi matrik yang lebih kecil seperti pada persamaan (60):

$$\begin{aligned}
\begin{bmatrix} X(0) \\ X(2) \\ X(2) \\ X(3) \\ X(4) \\ X(5) \\ X(6) \\ X(7) \end{bmatrix} &= \begin{bmatrix} e^{-j2\pi 0 \frac{0}{8}} & e^{-j2\pi 0 \frac{2}{8}} & e^{-j2\pi 0 \frac{4}{8}} & e^{-j2\pi 0 \frac{6}{8}} \\ e^{-j2\pi 1 \frac{0}{8}} & e^{-j2\pi 1 \frac{2}{8}} & e^{-j2\pi 1 \frac{4}{8}} & e^{-j2\pi 1 \frac{6}{8}} \\ e^{-j2\pi 2 \frac{0}{8}} & e^{-j2\pi 2 \frac{2}{8}} & e^{-j2\pi 2 \frac{4}{8}} & e^{-j2\pi 2 \frac{6}{8}} \\ e^{-j2\pi 3 \frac{0}{8}} & e^{-j2\pi 3 \frac{2}{8}} & e^{-j2\pi 3 \frac{4}{8}} & e^{-j2\pi 3 \frac{6}{8}} \\ e^{-j2\pi 4 \frac{0}{8}} & e^{-j2\pi 4 \frac{2}{8}} & e^{-j2\pi 4 \frac{4}{8}} & e^{-j2\pi 4 \frac{6}{8}} \\ e^{-j2\pi 5 \frac{0}{8}} & e^{-j2\pi 5 \frac{2}{8}} & e^{-j2\pi 5 \frac{4}{8}} & e^{-j2\pi 5 \frac{6}{8}} \\ e^{-j2\pi 6 \frac{0}{8}} & e^{-j2\pi 6 \frac{2}{8}} & e^{-j2\pi 6 \frac{4}{8}} & e^{-j2\pi 6 \frac{6}{8}} \\ e^{-j2\pi 7 \frac{0}{8}} & e^{-j2\pi 7 \frac{2}{8}} & e^{-j2\pi 7 \frac{4}{8}} & e^{-j2\pi 7 \frac{6}{8}} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} 0 \\ 2 \\ 4 \\ 6 \end{bmatrix} \\
&+ \begin{bmatrix} e^{-j2\pi 0 \frac{1}{8}} & e^{-j2\pi 0 \frac{3}{8}} & e^{-j2\pi 0 \frac{5}{8}} & e^{-j2\pi 0 \frac{7}{8}} \\ e^{-j2\pi 1 \frac{1}{8}} & e^{-j2\pi 1 \frac{3}{8}} & e^{-j2\pi 1 \frac{5}{8}} & e^{-j2\pi 1 \frac{7}{8}} \\ e^{-j2\pi 2 \frac{1}{8}} & e^{-j2\pi 2 \frac{3}{8}} & e^{-j2\pi 2 \frac{5}{8}} & e^{-j2\pi 2 \frac{7}{8}} \\ e^{-j2\pi 3 \frac{1}{8}} & e^{-j2\pi 3 \frac{3}{8}} & e^{-j2\pi 3 \frac{5}{8}} & e^{-j2\pi 3 \frac{7}{8}} \\ e^{-j2\pi 4 \frac{1}{8}} & e^{-j2\pi 4 \frac{3}{8}} & e^{-j2\pi 4 \frac{5}{8}} & e^{-j2\pi 4 \frac{7}{8}} \\ e^{-j2\pi 5 \frac{1}{8}} & e^{-j2\pi 5 \frac{3}{8}} & e^{-j2\pi 5 \frac{5}{8}} & e^{-j2\pi 5 \frac{7}{8}} \\ e^{-j2\pi 6 \frac{1}{8}} & e^{-j2\pi 6 \frac{3}{8}} & e^{-j2\pi 6 \frac{5}{8}} & e^{-j2\pi 6 \frac{7}{8}} \\ e^{-j2\pi 7 \frac{1}{8}} & e^{-j2\pi 7 \frac{3}{8}} & e^{-j2\pi 7 \frac{5}{8}} & e^{-j2\pi 7 \frac{7}{8}} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} 1 \\ 3 \\ 5 \\ 7 \end{bmatrix} \quad (60)
\end{aligned}$$

Selanjutnya akan dirumuskan FFT *radix-4*, dengan cara DFT- $N$  data dibagi menjadi empat bagian sebagai berikut:

$$\begin{aligned}
X(k) &= \sum_{n=0}^{N-1} x(n)W_N^{nk} \\
X(k) &= \sum_{n=0}^{N/4-1} x(4n)W_N^{(4n)k} + \sum_{n=0}^{N/4-1} x(4n+1)W_N^{(4n+1)k} \\
&+ \sum_{n=0}^{N/4-1} x(4n+2)W_N^{(4n+2)k} + \sum_{n=0}^{N/4-1} x(4n+3)W_N^{(4n+3)k} \quad (61)
\end{aligned}$$

Karena menggunakan *radix-4*, maka data sinyal dibagi menjadi 4 bagian sehingga persamaan matrik FFT menjadi:

$$\begin{aligned}
\begin{bmatrix} X(0) \\ X(1) \\ X(2) \\ X(3) \\ X(4) \\ X(5) \\ X(6) \\ X(7) \end{bmatrix} &= \begin{bmatrix} e^{-j2\pi 0 \frac{0}{8}} & e^{-j2\pi 0 \frac{4}{8}} \\ e^{-j2\pi \frac{0}{8}} & e^{-j2\pi \frac{4}{8}} \\ e^{-j2\pi 2 \frac{0}{8}} & e^{-j2\pi 2 \frac{4}{8}} \\ e^{-j2\pi 3 \frac{0}{8}} & e^{-j2\pi 3 \frac{4}{8}} \\ e^{-j2\pi 4 \frac{0}{8}} & e^{-j2\pi 4 \frac{4}{8}} \\ e^{-j2\pi 5 \frac{0}{8}} & e^{-j2\pi 5 \frac{4}{8}} \\ e^{-j2\pi 6 \frac{0}{8}} & e^{-j2\pi 6 \frac{4}{8}} \\ e^{-j2\pi 7 \frac{0}{8}} & e^{-j2\pi 7 \frac{4}{8}} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} x(0) \\ x(4) \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} e^{-j2\pi 0 \frac{2}{8}} & e^{-j2\pi 0 \frac{6}{8}} \\ e^{-j2\pi \frac{2}{8}} & e^{-j2\pi \frac{6}{8}} \\ e^{-j2\pi 2 \frac{2}{8}} & e^{-j2\pi 2 \frac{6}{8}} \\ e^{-j2\pi 3 \frac{2}{8}} & e^{-j2\pi 3 \frac{6}{8}} \\ e^{-j2\pi 4 \frac{2}{8}} & e^{-j2\pi 4 \frac{6}{8}} \\ e^{-j2\pi 5 \frac{2}{8}} & e^{-j2\pi 5 \frac{6}{8}} \\ e^{-j2\pi 6 \frac{2}{8}} & e^{-j2\pi 6 \frac{6}{8}} \\ e^{-j2\pi 7 \frac{2}{8}} & e^{-j2\pi 7 \frac{6}{8}} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} x(2) \\ x(6) \end{bmatrix} \\
\begin{bmatrix} e^{-j2\pi 0 \frac{1}{8}} & e^{-j2\pi 0 \frac{5}{8}} \\ e^{-j2\pi \frac{1}{8}} & e^{-j2\pi \frac{5}{8}} \\ e^{-j2\pi 2 \frac{1}{8}} & e^{-j2\pi 2 \frac{5}{8}} \\ e^{-j2\pi 3 \frac{1}{8}} & e^{-j2\pi 3 \frac{5}{8}} \\ e^{-j2\pi 4 \frac{1}{8}} & e^{-j2\pi 4 \frac{5}{8}} \\ e^{-j2\pi 5 \frac{1}{8}} & e^{-j2\pi 5 \frac{5}{8}} \\ e^{-j2\pi 6 \frac{1}{8}} & e^{-j2\pi 6 \frac{5}{8}} \\ e^{-j2\pi 7 \frac{1}{8}} & e^{-j2\pi 7 \frac{5}{8}} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} x(1) \\ x(5) \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} e^{-j2\pi 0 \frac{3}{8}} & e^{-j2\pi 0 \frac{7}{8}} \\ e^{-j2\pi \frac{3}{8}} & e^{-j2\pi \frac{7}{8}} \\ e^{-j2\pi 2 \frac{3}{8}} & e^{-j2\pi 2 \frac{7}{8}} \\ e^{-j2\pi 3 \frac{3}{8}} & e^{-j2\pi 3 \frac{7}{8}} \\ e^{-j2\pi 4 \frac{3}{8}} & e^{-j2\pi 4 \frac{7}{8}} \\ e^{-j2\pi 5 \frac{3}{8}} & e^{-j2\pi 5 \frac{7}{8}} \\ e^{-j2\pi 6 \frac{3}{8}} & e^{-j2\pi 6 \frac{7}{8}} \\ e^{-j2\pi 7 \frac{3}{8}} & e^{-j2\pi 7 \frac{7}{8}} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} x(3) \\ x(7) \end{bmatrix} \quad (62)
\end{aligned}$$

FFT *radix*-4 membutuhkan *cost arithmetics* yang lebih sedikit dibandingkan dengan kelas *Radix* FFT yang lebih tinggi (Riyanto, 2009).

## I. Horizontal to Vertical Spectral Ratio (HVSr)

Metode HVSr pertama kali diperkenalkan oleh Nogoshi dan Iragashi (1971) yang menyatakan adanya hubungan antara perbandingan komponen horizontal dan vertikal terhadap kurva eliptisitas pada gelombang Rayleigh yang kemudian disempurnakan oleh Nakamura (1989) yang menyatakan bahwa perbandingan spektrum  $\frac{H}{V}$  sebagai fungsi frekuensi berhubungan erat dengan fungsi *site* transfer. Faktor amplifikasi dari komponen horizontal dan vertikal pada permukaan tanah yang bersentuhan langsung dengan batuan dasar di area cekungan dilambangkan

dengan  $T_H$  dan  $T_V$  (Nakamura, 2000). Besarnya faktor amplifikasi horizontal  $T_H$  adalah

$$T_H = \frac{S_{HS}}{S_{HB}} \quad (63)$$

dengan  $S_{HS}$  adalah spektrum dari komponen gerak horizontal di permukaan tanah dan  $S_{HB}$  adalah spektrum dari komponen gerak horizontal pada dasar lapisan tanah. Besarnya faktor amplifikasi vertikal  $T_V$  adalah

$$T_V = \frac{S_{VS}}{S_{VB}} \quad (64)$$

$S_{VS}$  adalah spektrum dari komponen gerak vertikal di permukaan tanah dan  $S_{VB}$  adalah spektrum dari komponen gerak vertikal pada dasar lapisan tanah.

Data mikrotremor tersusun atas beberapa jenis gelombang, tetapi yang utama adalah gelombang Rayleigh yang merambat pada lapisan sedimen di atas batuan dasar. Pengaruh dari gelombang Rayleigh pada rekaman mikrotremor besarnya sama untuk komponen vertikal dan horizontal saat rentang frekuensi 0,2-20,0 Hz, sehingga rasio spektrum antara komponen horisontal dan vertikal di batuan dasar mendekati nilai satu

$$\frac{S_{HB}}{S_{VB}} \approx 1 \quad (65)$$

dan jika dibulatkan menjadi

$$\frac{S_{HB}}{S_{VB}} = 1 \quad (66)$$

pembulatan dilakukan karena hasilnya mendekati satu (Mirzaoglu *et al.*, 2003).

Karena rasio spektrum antara komponen horisontal dan vertikal di batuan dasar mendekati nilai satu, sehingga hanya ada pengaruh yang disebabkan oleh struktur geologi lokal atau *site effect* ( $T_{SITE}$ ).  $T_{SITE}$  menunjukkan puncak amplifikasi pada

frekuensi dasar dari suatu lokasi (Slob, 2007). Dari persamaan (63) dan (64) maka didapatkan besarnya  $T_{SITE}$  adalah

$$T_{SITE} = \frac{T_H}{T_V} \quad (67)$$

dengan memasukan persamaan (66) ke persamaan (67), maka didapat

$$T_{SITE} = \frac{S_{HS}}{S_{VS}} \quad (68)$$

Persamaan (68) menjadi dasar perhitungan rasio spektrum mikrotremor komponen horizontal terhadap komponen vertikalnya atau *Horizontal to Vertical Spectral Ratio* (HVSr) sebagai berikut:

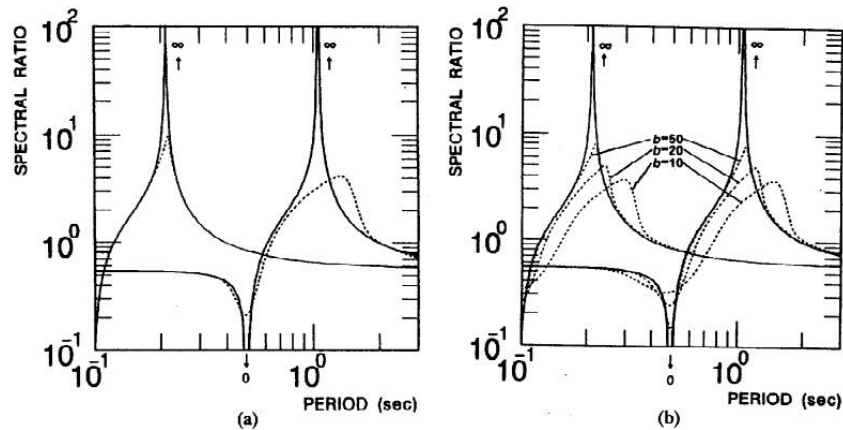
$$HVSr = T_{SITE} = \frac{S_{HS}}{S_{VS}} = \frac{\sqrt{(S_{Utara-Selatan})^2 + (S_{Barat-Timur})^2}}{S_{Vertikal}} \quad (69)$$

## J. Penghalusan Data

Penghalusan data atau *smoothing* adalah proses memperhalus pola data dengan meminimalisasi efek *aliasing* sehingga hasil dari *smoothing* tidak berbeda dengan data sebelum *dismoothing*. Gambar 13 menunjukkan contoh penghalusan data dengan Konno-Ohmachi. Penghalusan data didasarkan pada persamaan Konno-Ohmachi (Konno, 1998):

$$W(f; f_c) = \left[ \frac{\sin(b \log_{10}(\frac{f}{f_c}))}{b \log_{10}(\frac{f}{f_c})} \right]^4 \quad (70)$$

dengan  $b$  adalah faktor penambahan yang mengontrol penghalusan data. Nilai  $b$  biasanya 20 untuk penghalusan data yang signifikan, atau 40 dan 60 untuk penghalusan data yang lebih rendah.



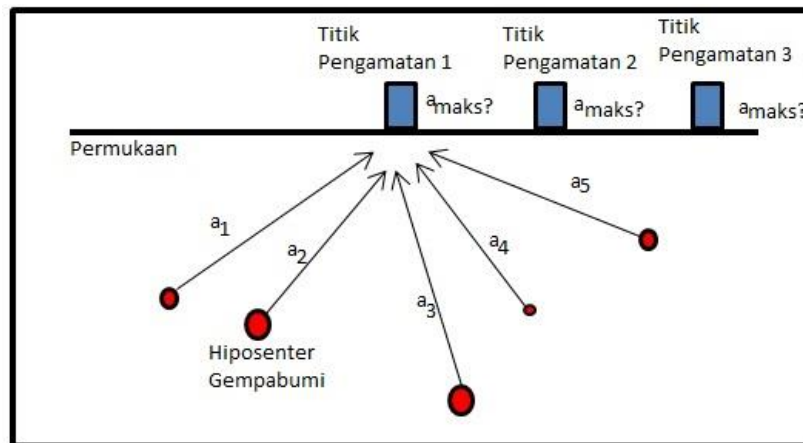
Gambar 13. Garis putus-putus menunjukkan rasio H/V (a) Parzen *window* dengan *bandwidth* 0.5 Hz (b) persamaan Konno-Ohmachi dengan *bandwidth* 10, 20, dan 50 (Konno, 1998)

### K. Percepatan Getaran Tanah Maksimum

Percepatan adalah parameter yang menyatakan perubahan kecepatan mulai dari keadaan diam sampai pada kecepatan tertentu. Percepatan getaran tanah merupakan gangguan yang dikaji untuk setiap gempa bumi, kemudian dipilih percepatan tanah maksimum atau *Peak Ground Acceleration* (PGA) untuk dipetakan agar bisa memberikan pengertian tentang efek paling parah yang pernah dialami suatu lokasi (Edwiza, 2008).

Percepatan getaran tanah maksimum adalah nilai percepatan getaran tanah yang terbesar yang pernah terjadi di suatu tempat yang diakibatkan oleh gempa bumi. Semakin besar nilai PGA yang pernah terjadi di suatu tempat, semakin besar bahaya dan resiko gempa bumi yang mungkin terjadi. Percepatan tanah adalah faktor utama yang mempengaruhi konstruksi bangunan dan menimbulkan momen gaya yang terdistribusikan merata di titik-titik bangunan, sehingga percepatan tanah merupakan titik tolak perhitungan bangunan tahan gempa.

Percepatan getaran tanah maksimum di suatu daerah adalah nilai percepatan tanah (biasanya akibat gempa) terbesar yang pernah terjadi di daerah tersebut. Jadi perhitungan percepatan getaran tanah melibatkan data-data gempa yang pernah terjadi di daerah tersebut. Seperti terlihat pada Gambar 14, percepatan getaran tanah maksimum di titik pengamatan 1 adalah nilai percepatan getaran tanah yang tertinggi yang diakibatkan oleh gempa-gempa yang terjadi.



Gambar 14. Ilustrasi percepatan tanah maksimum (Tim Geofisika UGM, 2013)

Pengukuran percepatan getaran tanah maksimum bisa dilakukan langsung dengan menggunakan *accelerograph* yang dipasang pada tempat yang ingin dicari nilai percepatan getaran tanah maksimumnya. Karena keterbatasan jumlah *accelerograph*, maka perhitungan nilai percepatan getaran tanah bisa dilakukan dengan menggunakan formula empiris seperti metode Kanai yang ditunjukkan pada persamaan (71) (Douglas, 2004):

$$\alpha = \frac{a_1}{\sqrt{T_G}} 10^{a_2 M - P \log R + Q} \quad (71)$$

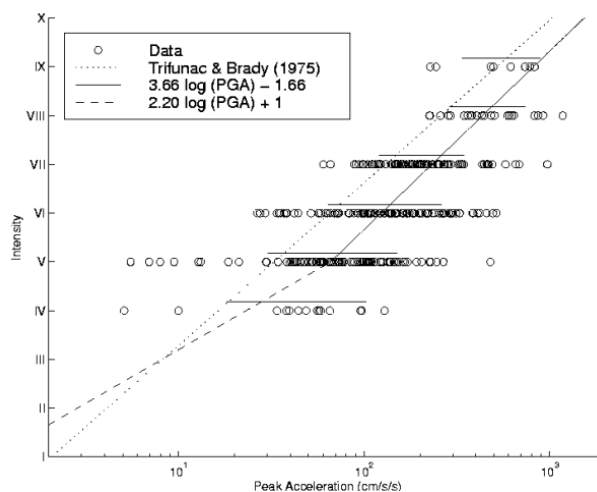
$$P = a_3 + a_4 / R \quad (72)$$

$$Q = a_5 + a_6 / R \quad (73)$$

dengan  $\alpha$  dalam  $\text{cm/s}^2$ ,  $T_G$  adalah periode dominan di setiap titik,  $M$  adalah magnitudo gempa (SR),  $R$  adalah jarak hiposenter,  $a_1 = 5$ ,  $a_2 = 0,61$ ,  $a_3 = 1,66$ ,  $a_4 = 3.60$ ,  $a_5 = 0,167$ ,  $a_6 = -1,83$ .

## L. Hubungan Intensitas Gempa dengan Percepatan Maksimum Tanah

Persamaan empiris yang menggambarkan hubungan antara intensitas gempa dengan percepatan getaran tanah maksimum telah dikembangkan oleh Trifunac dan Brady (1975) berdasarkan 57 gempa yang tercatat dalam 187 *accelerograph* di bagian barat Amerika Serikat.



Gambar 15. Hubungan intensitas gempa dengan percepatan getaran tanah maksimum (Trifunac dan Brady, 1975)

Gambar 15 menunjukkan hubungan antara percepatan getaran tanah maksimum dan intensitas menurut Trifunac dan Brady (1975) dan Wald (1999). Menurut Trifunac dan Brady (1975), persamaannya adalah:

$$I_{MM} = 3,66 \log \alpha - 1,66 \quad (74)$$

dengan  $\alpha$  adalah percepatan getaran tanah maksimum, dan  $I_{MM}$  adalah intensitas gempa dalam skala MMI.



Tabel 3. Skala MMI (*Modified Mercalli Intensity* (Wald, 1999))

| Skala MMI | Fenomena   |
|-----------|--|
| I         | Getaran gempa tidak terasa oleh manusia, hanya dapat dideteksi oleh alat.  |
| II        | Gerakan dirasakan oleh beberapa orang dan atau orang yang berada di lantai atas gedung-gedung tinggi.  |
| III       | Terasa di dalam gedung, benda yang menggantung bergoyang, orang yang berada di luar mungkin tidak menyadari gempa yang berlangsung.  |
| IV        | Kebanyakan orang di dalam maupun di luar ruangan merasakan gerakan, jendela dan pintu mulai bergetar.  |
| V         | Dirasakan hampir oleh semua orang, pintu berayun terbuka dan tertutup, cairan tumpah, pigura dinding mulai berjatuh, orang yang tidur bisa bangun, pohon bergoyang.  |
| VI        | Orang-orang kesulitan berjalan, gerakan dirasakan oleh semua, jendela pecah, gambar jatuh dari dinding, furnitur bergerak, benda jatuh dari rak, plester di dinding mulai retak, pohon dan semak-semak goyang, terjadi kerusakan ringan pada bangunan tidak kokoh. |
| VII       | Orang-orang kesulitan berdiri, terasa oleh orang yang berkendara.  |
| VIII      | Terjadi kerusakan yang cukup parah pada bangunan yang tidak kokoh, struktur tinggi (termasuk menara dan cerobong asap) runtuh,   |
| IX        | Mulai terjadi kepanikan, bangunan yang dibangun dengan baik dapat rusak parah, waduk mengalami kerusakan, beberapa pipa bawah tanah rusak, celah muncul di tanah.  |
| X         | Sebagian besar bangunan runtuh, bendungan rusak parah, tanah longsor yang besar dapat terjadi, retak besar muncul pada tanah.  |
| XI        | Retakan besar muncul di tanah. Sebagian besar bangunan hancur (beberapa bangunan tahan gempa dapat menahan guncangan 8.5 skala Richter), beberapa jembatan runtuh, pipa bawah tanah  |

| Skala MMI | Fenomena   |
|-----------|--|
|           | hancur.  |
| XII       | Kehancuran total, gelombang tampak pada permukaan tanah, sejumlah batu besar dapat berpindah tempat. |

Berdasarkan skala intensitas gempa bumi, dapat dipetakan besarnya tingkat resiko kawasan rawan bencana gempa bumi di suatu daerah. Tingkat resiko kawasan rawan bencana gempa bumi dibagi menjadi empat tingkat resiko seperti pada Tabel 4.

Tabel 4. Tingkat Resiko Kawasan Rawan Bencana Gempabumi (ESDM, 2011)

| Tingkat Resiko | Deskripsi   | Skala MMI |
|----------------|---|-----------|
| Tinggi         | Kawasan berpotensi mengalami guncangan yang dapat merusak bangunan, mengakibatkan retakan tanah dan getaran tanah.            | >VII      |
| Menengah       | Kawasan berpotensi mengalami guncangan sehingga dapat merusak bangunan, terjadi retakan dan berpotensi terjadi gerakan tanah. | V-VII     |
| Rendah         | Kawasan berpotensi mengalami guncangan dan kerusakan ringan.  | IV        |
| Sangat Rendah  | Kawasan berpotensi mengalami guncangan ringan.  | <IV       |

### M. Kecamatan Arjosari

Kecamatan Arjosari merupakan salah satu dari 12 kecamatan di Pacitan. Kecamatan Arjosari terletak antara -8°1'BT sampai -8°9'BT dan 111°5'LS sampai 111°13'LS. Kecamatan Arjosari terdiri dari 17 desa, 104 dusun, 136 RW, dan 398 RT dengan jumlah penduduk pada saat per Juni 2010 sebanyak 40.012 jiwa. Peta Kecamatan Arjosari ditunjukkan pada Gambar 16 dan batas-batas wilayah Kecamatan Arjosari adalah sebelah Barat Kecamatan Punung, sebelah Timur

Kecamatan Tegalombo, sebelah Utara Kecamatan Nawangan, dan sebelah Selatan Kecamatan Pacitan (PEMKAB Pacitan, 2014).



Gambar 16. Peta Administrasi Kecamatan Arjosari (Abuzadan, 2012)

Pembagian wilayah Kecamatan Arjosari terdiri dari 17 desa yaitu Desa Mlati, Desa Sedayu, Desa Tremas, Desa Arjosari, Desa Gunungsari, Desa Pagutan, Desa Gembong, Desa Borang, Desa Gegeran, Desa Kedungbendo, Desa Mangunharjo, Desa Jetiskidul, Desa Temon, Desa Karanggede, Desa Karangrejo, Desa Gayuhan, dan Desa Jatimalang. Luas kecamatan Arjosari 121,07 km<sup>2</sup> dengan ±85% merupakan perbukitan. Kecamatan Arjosari memiliki tiga formasi geologi yang ditunjukkan pada Gambar 17. Ketiga formasi geologi tersebut yaitu:

Formasi Mandalika (Tomm)

Formasi ini terdiri dari breksi gunungapi, lava andesit, basal, trakit, dasit dan tuf, sisipan batupasir dan batulanau. Lava andesit terdiri dari andesit piroksen,

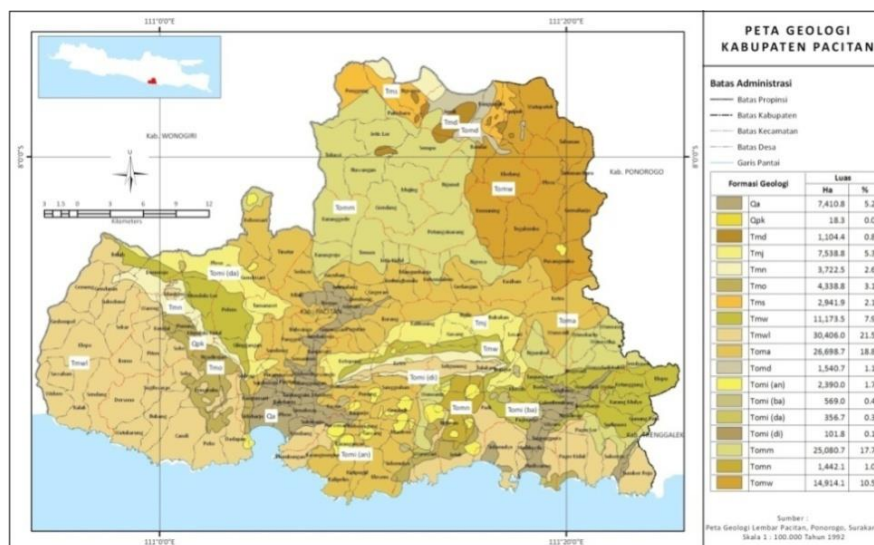
andesit hornblende. Lava basal umumnya terdiri dari basal piroksen (Samodra, 1992).

#### Formasi Arjosari (Toma)

Formasi berupa reruntuhan endapan turbidit, yang ke arah mendatar berangsur-angsur akan berubah menjadi batuan gunung api. Umur formasi Arjosari ini adalah Oligosen akhir sampai Miosen awal. Formasi ini terdiri dari konglomerat aneka bahan, batupasir, batulanau, batulempung, batupasir kerikilan berbatu apung, sisipan breksi gunung api dan tuf (Saputri, 2010).

#### Aluvium (Qa)

Formasi ini terdiri dari pasir, kerikil, kerakal, lumpur dan lempung. Pasir pada umumnya berupa pasir kuarsa berbutir halus sampai kasar, berwarna putih sampai kelabu. Kerikil dan kerakal juga didominasi kuarsa, granit, dan fragmen batuan malihan. Lempung umumnya terdiri dari lempung koalnit berwarna putih, kelabu, sampai kuning. Batuan ini merupakan endapan sungai dan pantai yang tersebar di dataran rendah (Raja, 2007).



Gambar 17. Peta Geologi Pacitan (Abuzadan, 2012)

## **N. Kerangka Berpikir**

Metode yang digunakan dalam kajian ini adalah metode HVSR yang mengolah komponen horizontal dengan komponen vertikal sinyal untuk mengetahui karakteristik mikrotremor. Pada metode HVSR, terdapat dua komponen horizontal, terdiri dari komponen Utara-Selatan dan Barat-Timur yang dibandingkan dengan komponen vertikal. Untuk menghasilkan rasio spektrum dari komponen horizontal dengan komponen vertikal digunakan program Sasarray-Geopsy dan *MATLAB*.

Nilai percepatan getaran tanah maksimum di Kecamatan Arjosari dihitung menggunakan metode Kanai dengan persamaan (71). Perhitungan nilai PGA menggunakan metode Kanai perlu mengetahui magnitudo dan jarak hiposenter yang diperoleh dari data gempa. Nilai PGA dihitung untuk semua data gempabumi di sekitar wilayah Kecamatan Arjosari maupun Kecamatan Pacitan. Pengolahan hasil akhir mikrozonasi percepatan getaran tanah maksimum menggunakan metode Kanai di Kecamatan Arjosari dilakukan dengan *Software Surfer10*. Berdasarkan hasil analisis percepatan getaran tanah maksimum dapat diketahui nilai intensitas gempabumi dalam skala MMI sesuai dengan Tabel 2.