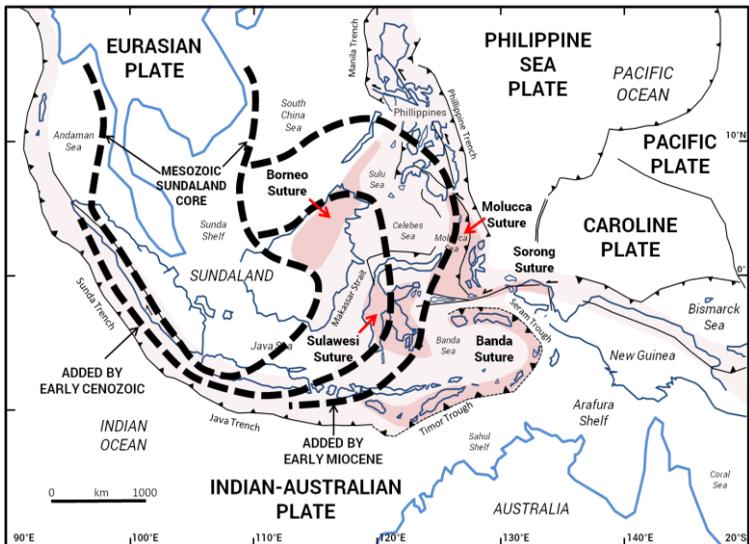


## BAB II TINJAUAN PUSTAKA

### 2.1 Tektonik Sulawesi

Sulawesi dan sekitarnya merupakan daerah yang kompleks dikarenakan terjadinya pertemuan tiga lempeng besar yaitu: lempeng Indo-Australia yang bergerak ke arah utara, lempeng Pasifik yang bergerak ke arah barat dan lempeng Eurasia yang bergerak ke arah selatan-tenggara serta lempeng yang lebih kecil yaitu lempeng Filipina (**Gambar 2.1**). Proses tumbukan dari keempat lempeng tersebut membuat Sulawesi memiliki empat buah lengan dikarenakan proses tektonik yang berbeda-beda membentuk menjadi satu kesatuan mozaik geologi. Pulau Sulawesi ini seakan tersobek oleh beberapa sesar diantaranya: sesar Palu-Koro, sesar Poso, sesar Matano, sesar Lawanopo, sesar Walanae, sesar Gorontalo, sesar Batui, sesar Tolo, sesar Makasar, dan lain-lain sehingga dapat di perkirakan terdapat banyak jenis batuan bercampur sehingga posisi stratigrafinya menjadi sangat rumit dan kompleks (Somptan, 2012).



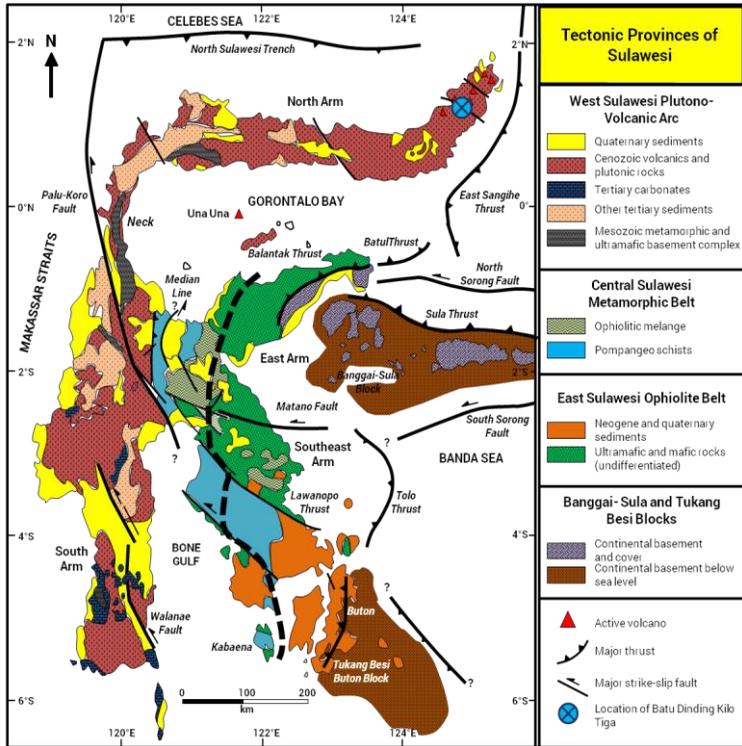
**Gambar 2.1** Zona Batas Lempeng Indonesia (Modifikasi dari Hall and Smyth, 2008)

Pada bagian utara pulau Sulawesi terdapat palung Sulawesi utara yang terbentuk oleh subduksi kerak samudera dari laut Sulawesi, sedangkan dibagian tenggara Sulawesi terdapat sesar Tolo yang merupakan tempat terdapatnya zona subduksi antara lengan tenggara Sulawesi dengan bagian utara laut Banda, dimana kedua struktur utama tersebut terhubung dengan sesar Palu-Koro dan sesar Matano. Selanjutnya dibagian barat Sulawesi terdapat selat Makasar yang memisahkan bagian barat Sulawesi dengan busur Sunda yang merupakan bagian dari lempeng Eurasia yang diperkirakan terbentuk dari proses pemekaran lantai samudera pada masa Miosen, sedangkan dibagian timur terdapat fragmen-fragmen benua yang berpindah karena patahan *strike-slip* dari New Guinea (Sompotan, 2012).

Hall dan Wilson (2000) menggunakan istilah *suture* untuk menggambarkan kerumitan tektonik di Indonesia, terdapat lima *suture* yaitu: *suture* Sulawesi, *suture* Maluku, *suture* Sorong, *suture* Banda, dan *suture* Kalimantan (**Gambar 2.1**). *Suture* Sulawesi terbentuk akibat proses tumbukan antara kontinen dan kontinen (Paparan Sunda dan Australia). Pembentukan *suture* Sulawesi diperkirakan terjadi pada kala Oligosen Akhir dan berlanjut hingga Miosen awal. Hingga saat ini diperkirakan deformasi tersebut masih berlangsung.

## 2.2 Geologi Sulawesi

Berdasarkan struktur litotektonik, Sulawesi dan pulau-pulau sekitarnya dibagi menjadi empat, yaitu: Mandala barat (*West & North Sulawesi Volcano-Plutonic Arc*) sebagai jalur magmatik yang merupakan bagian ujung timur paparan Sunda, Mandala tengah (*Central Sulawesi Metamorphic Belt*) berupa batuan malihan yang kemudian tertutup dengan batuan banchuh sebagai bagian dari blok Australia, Mandala timur (*East Sulawesi Ophiolite Belt*) berupa ofiolit yang merupakan segmen dari kerak samudera berimbrikasi dan batuan sedimen berumur Trias-Miosen dan yang keempat adalah Fragmen Benua Banggai-Sula-Tukang Besi, kepulauan paling timur dan tenggara Sulawesi yang merupakan pecahan benua yang berpindah kearah barat karena patahan *strike-slip* dari New Guinea dapat dilihat pada **Gambar 2.2** (Sompotan, 2012).



**Gambar 2.2** Peta Geologi Sulawesi (Modifikasi dari Hall and Wilson, 2000)

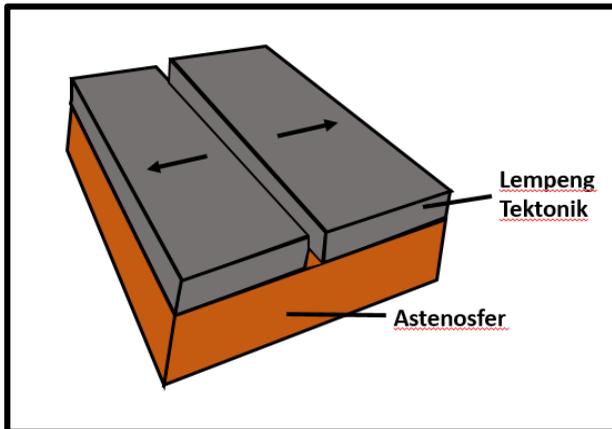
### 2.3 Teori Lempeng Tektonik

Bumi memiliki lempeng-lempeng yang selalu bergerak dinamis, dimana lempeng tersebut terdiri atas lempeng samudera dan lempeng benua. Pergerakan lempeng tersebut disebabkan oleh arus konveksi magma yang berputar di dalam bumi (Husein, 2012).

Menurut Putri (2012), dikarenakan densitasnya yang lebih besar kerak samudera cenderung menyusup ke bawah kerak benua. Tipe pertemuan lempeng-lempeng tektonik dibagi menjadi tiga macam, diantaranya:

### 2.3.1 Divergen

Divergen adalah pertemuan antar lempeng yang saling menjauh satu dan lainnya. Pemisahan ini disebabkan karena adanya gaya tarik (*tensional force*) yang mengakibatkan naiknya magma kepermukaan dan membentuk material baru berupa lava yang kemudian berdampak pada lempeng yang saling menjauh. Contoh yang paling terkenal dari pertemuan lempeng jenis divergen adalah Punggungan Tengah Samudra (*Mid Oceanic Ridges*) yang berada di dasar samudra Atlantik, disamping itu contoh lainnya adalah *rifting* yang terjadi antara benua Afrika dengan Jazirah Arab yang membentuk laut merah (Noor, 2014).

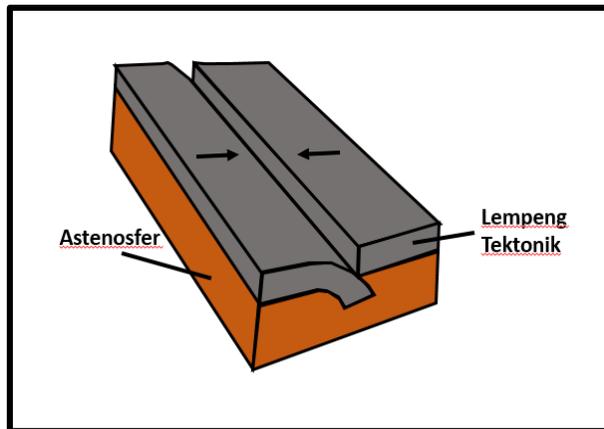


**Gambar 2.3** Pertemuan Lempeng Divergen (Modifikasi dari Anonim, 2017)

### 2.3.2 Konvergen

Konvergen adalah pertemuan antar lempeng yang saling bertumbukan. Pertemuan lempeng konvergen dapat membentuk zona subduksi (*subduction*) atau obduksi (*obduction*). Zona subduksi adalah zona lempeng yang berupa tumbukan lempeng dimana salah satu lempeng menyusup ke dalam perut bumi dan lempeng lainnya terangkat ke permukaan. Contoh pertemuan lempeng konvergen dengan tipe subduksi adalah pada kepulauan Indonesia sebagai bagian dari lempeng benua Asia Tenggara dengan lempeng samudra Hindia–

Australia di sebelah selatan Sumatra-Jawa-NTB dan NTT. Batas kedua lempeng ini berupa suatu zona subduksi yang terletak di laut yang berbentuk palung (*trench*) yang memanjang dari Sumatra, Jawa, hingga ke Nusa Tenggara Timur. Selanjutnya pada kepulauan Filipina, sebagai hasil subduksi antara lempeng samudra Filipina dengan lempeng samudra Pasifik. Zona Obduksi adalah zona lempeng yang merupakan hasil tumbukan lempeng benua dengan benua yang membentuk suatu rangkaian pegunungan. Contoh zona lempeng tipe obduksi adalah pegunungan Himalaya yang merupakan hasil tumbukan lempeng benua India dengan lempeng benua Eurasia (Noor, 2014).

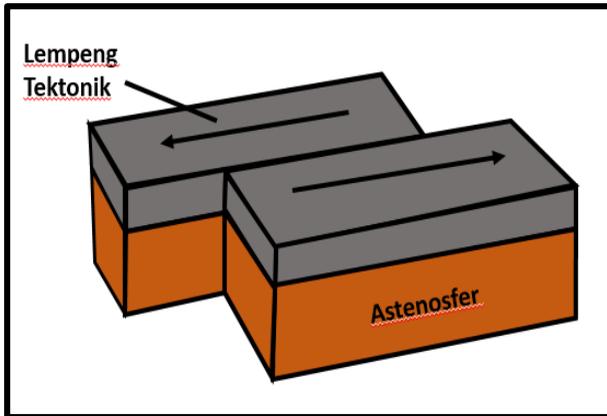


**Gambar 2.4** Pertemuan Lempeng Konvergen (Modifikasi dari Anonim, 2017)

### 2.3.3 *Transform*

*Transform* adalah pertemuan antara dua lempeng tektonik yang bergerak secara horisontal dan berlawanan arahnya. Pada tipe pertemuan lempeng *transform* tidak ada pembentukan lapisan astenosfer baru atau terjadinya penunjaman yang dilakukan oleh salah satu lempeng terhadap lainnya. Tipe pergerakan *transform* bisa terjadi, baik di antara lempeng samudera, maupun di antara lempeng benua. Sebagai contoh adalah pergerakan transform yang terjadi pada dua buah

lempeng benua di California, mengakibatkan terjadinya Patahan San Andreas (Putri, 2012).



**Gambar 2.5** Pertemuan Lempeng *Transform* (Modifikasi dari Anonim, 2017)

## 2.4 Gempa Bumi

Gempa bumi adalah getaran atau serentetan getaran dari kulit bumi yang bersifat sementara dan kemudian menyebar ke segala arah. Gempa bumi juga merupakan hentakan besar yang terjadi sekaligus akibat penimbunan energi elastik atau *strain* dalam waktu yang lama secara kontinuitas akibat adanya proses pergerakan lempeng benua atau samudera. Sebenarnya, kulit bumi bergetar secara kontinu walaupun relatif sangat kecil. Getaran tersebut tidak dikatakan sebagai gempa bumi karena sifat getarannya terus-menerus, sedangkan gempa bumi memiliki waku awal dan akhir terjadinya sangat jelas. Terdapat dua teori yang menyatakan proses terjadinya atau asal mula gempa yaitu pergeseran sesar dan teori kekenyalan elastis. Pergerakan sepanjang sesar merupakan penyebab yang sering terjadi (Bolt, 1978).

Menurut Fauzi (2010), Gempa bumi dapat diklasifikasikan secara umum berdasarkan sumber kejadian gempa menjadi tiga macam:

1. Gempa bumi runtuhan, merupakan gerakan yang diakibatkan oleh runtuhan dari lubang-lubang interior

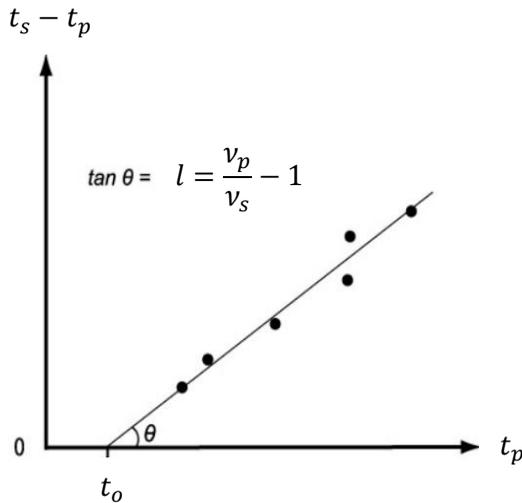
bumi. Contohnya adalah runtuhnya dinding goa pada pertambangan bawah tanah.

2. Gempa bumi vulkanik, merupakan gerakan yang diakibatkan oleh aktivitas gunungngapi.
3. Gempa tektonik, merupakan gerakan yang diakibatkan oleh lepasnya sejumlah energi pada saat bergesernya lempeng-lempeng tektonik.

## 2.5 Parameter Gempa Bumi

### 2.5.1 Waktu Terjadi (*Origin Time*)

Waktu terjadinya gempa bumi atau *origin time* merupakan waktu dimana terjadi pelepasan energi untuk pertama kali pada lempeng tektonik bumi yang mengalami tekanan akibat tumbukan atau gesekan.



**Gambar 2.6** Diagram Wadati (Modifikasi dari Hurukawa, 2008)

Untuk menentukan *origin time*, secara sederhana dapat menggunakan diagram Wadati (**Gambar 2.6**). Dimana  $t_p$  adalah waktu tiba gelombang P,  $t_s$  adalah waktu tiba gelombang S,  $t_0$  adalah *origin time*,  $v_p$  adalah kecepatan gelombang P dan  $v_s$  adalah kecepatan gelombang S. Dengan

menggunakan diagram Wadati, maka diketahui bahwa  $t_o$  adalah:

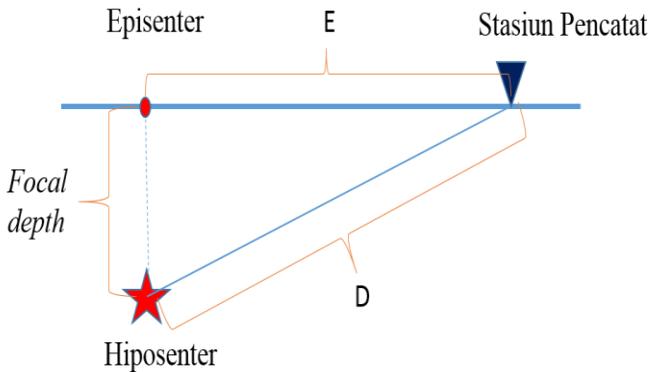
$$t_o = t_p - \frac{t_{sp}}{l} \quad (2.1)$$

Diketahui bahwa  $t_{sp} = t_s - t_p$  dan  $l = \frac{v_p}{v_s} - 1$ .

## 2.5.2 Hiposenter

Hiposenter atau titik fokus gempa merupakan pusat gempa bumi yang berada di dalam permukaan bumi. Untuk memudahkan terkadang hiposenter diasumsikan sebagai sebuah titik namun pada kenyataannya hiposenter merupakan sebuah bidang yang luasnya tergantung pada besarnya energi yang dilepaskan oleh bumi.

Penentuan hiposenter dapat juga menggunakan diagram Wadati dengan mengasumsikan bahwa lapisan bumi adalah homogen.



**Gambar 2.7** Jarak Hiposenter (Modifikasi dari Hurukawa, 2008)

Pada gambar diatas,  $D$  adalah jarak hiposenter dengan stasiun pencatat dan  $E$  adalah episenter gempa bumi, dapat dinyatakan dengan persamaan berikut:

$$\begin{aligned} D &= t_{po} \cdot v_p \\ D &= t_{so} \cdot v_s \\ &= (t_s - t_o) \cdot v_s \end{aligned} \quad (2.2)$$

$$\begin{aligned}
&= (t_s - t_p) + (t_p - t_o) \cdot v_s \\
&= (t_{sp} + t_{po}) \cdot v_s \quad (2.3)
\end{aligned}$$

Dari persamaan (2.2) dan (2.3) dapat diperoleh persamaan berikut:

$$\begin{aligned}
t_{po} \cdot v_p &= (t_{sp} + t_{po}) \cdot v_s \\
t_{po} \cdot v_p &= t_{sp} \cdot v_s + t_{po} \cdot v_s \\
t_{po} \cdot v_p - t_{po} \cdot v_s &= t_{sp} \cdot v_s \\
t_{po} (v_p - v_s) &= t_{sp} \cdot v_s \\
t_{po} \left( \frac{v_p}{v_s} - 1 \right) &= t_{sp} \\
t_{po} \left( \frac{v_p}{v_s} - 1 \right) &= t_{sp} \quad (2.4)
\end{aligned}$$

Kemudian dari persamaan (2.2) di substitusikan dengan persamaan (2.4) didapatkan persamaan jarak dari hiposenternya sebagai berikut:

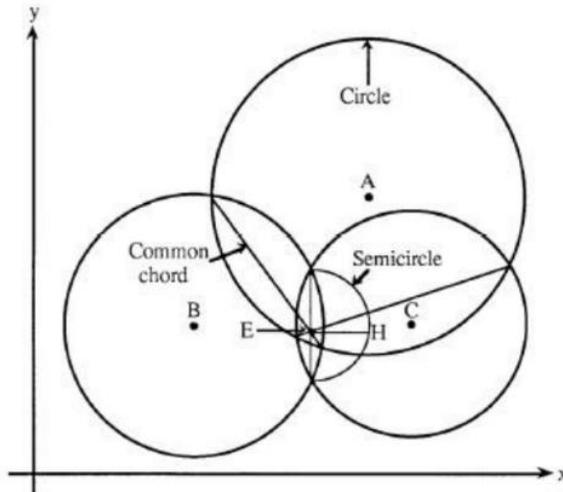
$$\begin{aligned}
D &= t_{po} \cdot v_p \\
&= \frac{t_{sp}}{\left( \frac{v_p}{v_s} - 1 \right)} \cdot v_p \\
&= k \cdot t_{sp} \quad (2.5)
\end{aligned}$$

Dimana  $k = \frac{v_p}{\frac{v_p}{v_s} - 1}$  adalah *Oomori coefficient*,  $t_p$  adalah waktu tiba gelombang P,  $t_s$  adalah waktu tiba gelombang S,  $t_{po}$  adalah waktu tempuh gelombang P,  $t_{so}$  adalah waktu tempuh gelombang S,  $t_{sp}$  adalah waktu tiba S-P,  $v_p$  adalah kecepatan gelombang P dan  $v_s$  adalah kecepatan gelombang S (Hurukawa, 2008).

### 2.5.3 Episenter

Episenter merupakan sebuah daerah dipermukaan bumi yang letaknya tegak lurus dengan titik fokus gempa (hiposenter). Metode penentuan episenter biasanya di pakai adalah metode lingkaran dengan minimal tiga stasiun perekam. Metode ini

juga bisa digunakan untuk menentukan letak dari hiposenternya (Hurukawa, 2008).



**Gambar 2.8** Metode Lingkaran dengan 3 Stasiun (Hurukawa, 2008)

Diketahui A, B, C adalah tiga stasiun perekam, E adalah episenter, EH adalah *focal depth*. Untuk menentukan letak hiposenternya dapat dihitung dengan persamaan (2.5), dimana nilai  $k$  (*Oomori coefficient*) secara umum bernilai 8 dan pada daerah vulkano bernilai 5.

#### 2.5.4 Magnitudo

Magnitudo merupakan besaran yang menunjukkan kekuatan gempa bumi secara empiris. Satuan yang dipakai adalah Skala Richter.

Secara lebih spesifik, di BMKG Magnitudo dibagi menjadi beberapa jenis yaitu:

1.  $M_L$  adalah magnitudo lokal dihitung pada komponen horizontal.
2.  $M_{L_v}$  adalah magnitudo lokal dihitung pada komponen vertikal.

3. **M<sub>b</sub>** adalah magnitudo gelombang badan dengan periode pendek, yang awalnya digunakan untuk memantau uji coba nuklir.
4. **m<sub>B</sub>** adalah magnitudo gelombang badan *broadband* dengan periode panjang.
5. **M<sub>wp</sub>** adalah intergrasi ganda dihitung dari magnitudo *moment* ( $M_w$ ) dari gelombang P.
6. **M** adalah magnitudo *summary* yang terdiri dari pemberatan rata-rata untuk tiap magnitudo yang ada dan menghasilkan kemungkinan terbaik diantara magnitudo-magnitudo yang ada.

### 2.5.5 Intensitas

Intensitas merupakan besaran yang menunjukkan kekuatan dari gempa bumi berdasarkan kerusakan yang diakibatkannya. Skala kekuatannya lebih bersifat subjektif dikarenakan nilainya tergantung pada orang yang mengamati. Skala yang secara umum digunakan adalah *Modifeid Mercelli System* (MMI).

### 2.5.6 Kedalaman Sumber Gempa

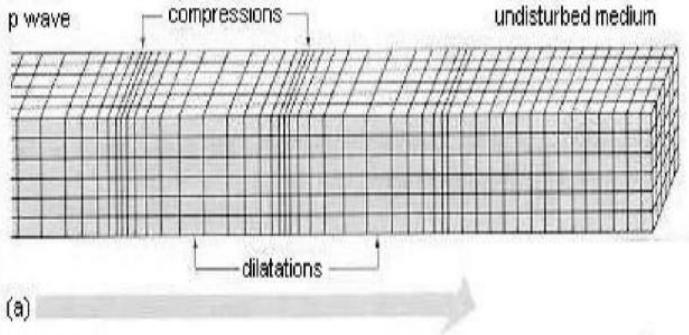
Kedalaman sumber gempa (*depth*) merupakan jarak yang terukur dari titik fokus gempa (hiposenter) dengan permukaan di atas fokus gempa (episenter). Kedalamannya dinyatakan oleh besaran jarak dalam satuan kilometer.

## 2.6 Gelombang Badan

### 2.6.1 Gelombang Primer (P)

Gelombang primer merupakan gelombang yang waktu penjarannya paling cepat. Gelombang P dapat menjalar pada semua medium baik padat, cair maupun gas.

Gelombang P (gelombang primer) disebut juga gelombang kompresi atau gelombang longitudinal. Gelombang yang arah getarannya sejajar dengan arah penjarannya, seperti terlihat pada **Gambar 2.9**.

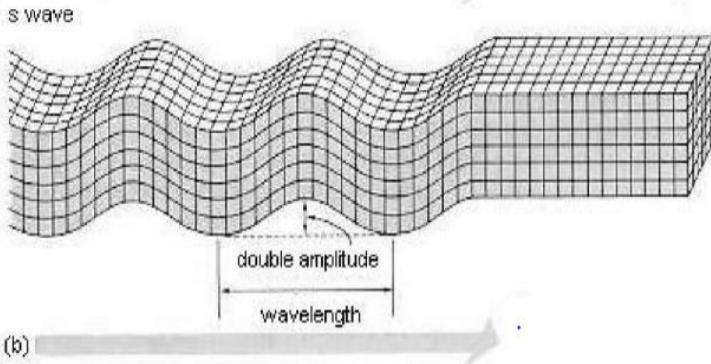


**Gambar 2.9** Penjalaran Gelombang Primer (Munadi, 2002)

Gerakan awal gelombang *P* bergantung pada mekanisme sumber dan tercatat pada seismogram sesuai arah gaya yang bekerja pada sumber gempa (Sri, 2008).

### 2.6.2 Gelombang Sekunder (S)

Gelombang *S* disebut juga gelombang *shear* atau gelombang transversal. Gelombang ini memiliki cepat rambat yang lebih lambat bila dibandingkan dengan gelombang *P* dan hanya dapat merambat pada medium padat saja. Gelombang *S* tegak lurus terhadap arah rambatnya. Seperti terlihat pada **Gambar 2.10**.

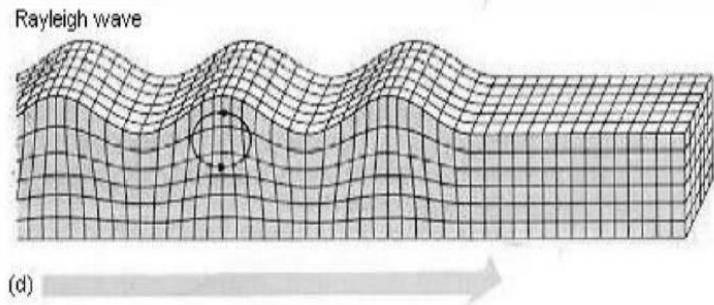


**Gambar 2.10** Penjalaran Gelombang Sekunder (Munadi, 2002)

## 2.7 Gelombang Permukaan

### 2.7.1 Gelombang *Rayleigh*

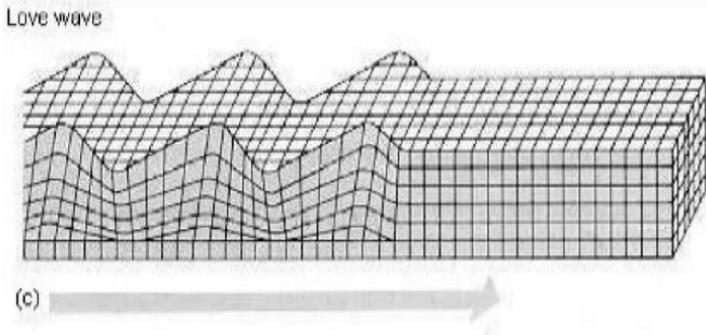
Gelombang *Rayleigh* merupakan gelombang yang merambat pada batas permukaan saja dan hanya dapat merambat pada media padat serta arah getarannya berlawanan arah dengan arah perambatannya (Subardjo, dkk., 2004). Gelombang ini memiliki gerakan partikel medianya adalah kombinasi gerakan partikel yang disebabkan oleh gelombang primer (P) dan gelombang sekunder (S). Gerakan partikelnya adalah gerakan eliptik dengan sumbu mayor elips tegak lurus dengan permukaan dan arah penjarannya.



**Gambar 2.11** Penjalaran Gelombang *Rayleigh* (Munadi, 2002)

### 2.7.2 Gelombang *Love*

Gelombang *Love* adalah gelombang yang hanya merambat pada batas lapisan saja dan bergerak pada bidang yang horizontal saja (Putri, 2012). Gelombang ini merupakan gelombang permukaan yang menjalar dalam bentuk gelombang transversal, yaitu gelombang SH (*Shear Horizontal*) yang penjalarannya paralel dengan permukaan sehingga kecepatan penjalarannya pun tergantung panjang gelombangnya dan bervariasi sepanjang permukaan. Gelombang *Love* merambat lebih cepat dibandingkan Gelombang *Rayleigh*.



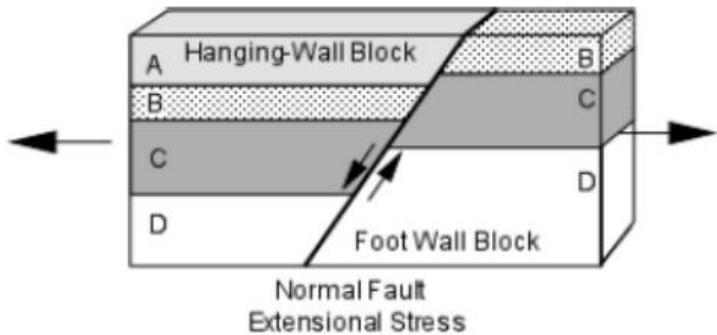
**Gambar 2.12** Penjalaran Gelombang *Love* (Munadi, 2002)

## 2.8 Teori Sesar / Patahan

Patahan (Sesar) adalah pergeseran sebagian masa batuan dari kedudukan semula yang diakibatkan oleh gaya yang bekerja pada batuan. Menurut Noor (2009), terdapat tiga jenis patahan yaitu: patahan normal, patahan mendatar / geser dan patahan *reverse*.

### 2.8.1 Patahan Normal

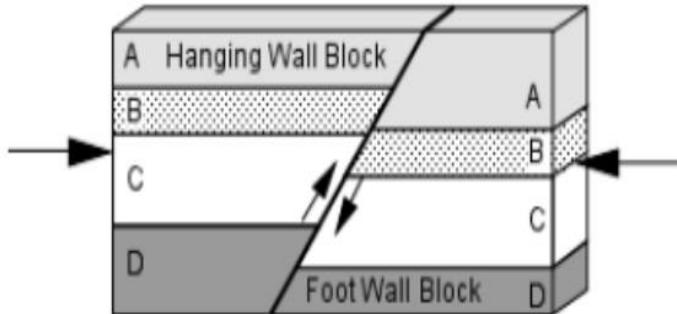
Patahan Normal atau patahan turun adalah patahan yang terjadi karena gaya tegangan tensial horisontal pada batuan yang bersifat retas dimana “*hangingwall block*” telah mengalami pergeseran relatif ke arah bagian bawah terhadap “*footwall block*”.



**Gambar 2.13** Patahan Turun (*Normal Fault*) (Noor, 2009)

### 2.8.2 Patahan *Reverse*

Patahan *Reverse* atau patahan naik adalah patahan hasil dari gaya tegasan kompresional horisontal pada batuan yang bersifat retas, dimana “*hangingwall block*” berpindah relatif kearah atas terhadap “*footwall block*”.

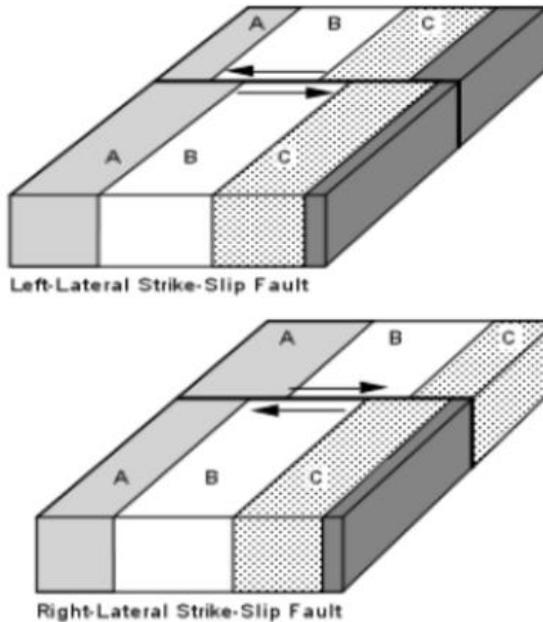


**Gambar 2.14** Patahan Naik (*Reverse Fault*) (Noor, 2009)

### 2.8.3 Patahan *Strike Slip*

Patahan *strike slip* adalah patahan yang pergerakan relatifnya berarah horisontal mengikuti arah patahan. Patahan jenis ini berasal dari tegasan geser yang bekerja di dalam kerak bumi.

Patahan jenis “*strike slip fault*” dapat dibagi menjadi dua macam, tergantung pada sifat pergerakannya. Dengan mengamati pada salah satu sisi bidang patahan dan dengan melihat kearah bidang patahan yang berlawanan, jika bidang pada salah satu sisi bergerak kearah kiri di sebut sebagai patahan “*left-lateral strike-slip fault*”. Jika bidang patahan pada sisi lainnya bergerak ke arah kanan, maka di namakan sebagai “*right-lateral strike-slip fault*”. Contoh patahan jenis “*strike slip fault*” yang sangat terkenal adalah patahan “San Andreas” di California dengan panjang mencapai lebih dari 600 km.



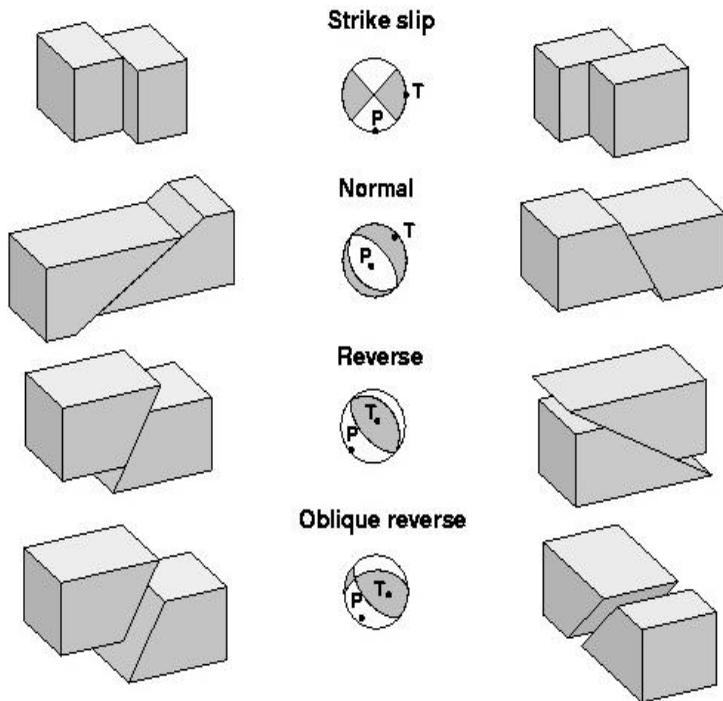
**Gambar 2.15** Patahan *Strike-Slip* Lateral Kiri (atas) dan Patahan *Strike-Slip* Lateral Kanan (bawah) (Noor, 2009)

## 2.9 Mekanisme *Focus*

Mekanisme *focus* gempa atau *focal mechanism* adalah istilah yang digunakan untuk menerangkan sifat penjalaran energi gempa bumi yang berpusat pada hiposenter atau fokus gempa. Mekanisme gempa bumi ini memiliki pola patahan, pola-pola patahan jika gempa terjadi diantaranya adalah *strike*, *dip* dan *slip*. *Strike* adalah arah patahan yang dihitung secara horizontal dari utara ke timur, dengan sudutnya  $0^{\circ} - 360^{\circ}$ . *Dip* adalah kemiringan patahan yang dihitung secara vertikal dari permukaannya, dengan sudutnya  $0^{\circ} - 90^{\circ}$ . *Slip* adalah gerakan patahan, baik itu patahan naik, patahan turun, patahan geser dan patahan bersudut.

Ketika gempa bumi terjadi maka gelombang seismik akibat gempa bumi akan terpancarkan ke segala arah berbentuk fase gelombang. Fase awal yang tercatat lebih dulu adalah gelombang P karena memiliki kecepatan yang paling besar dibandingkan dengan gelombang lain. Arah gerakan

gelombang P pertama yang terekam oleh seismogram inilah yang kemudian dimanfaatkan untuk mempelajari mekanisme *focus*. Hal ini disebabkan karena gelombang P yang paling jelas pembacaannya dan mudah untuk teramati. Selain itu juga digunakan polaritas dan amplitudo gelombang S serta inversi *moment tensor* dalam penentuan mekanisme *focus* (Harmadhoni, 2011).



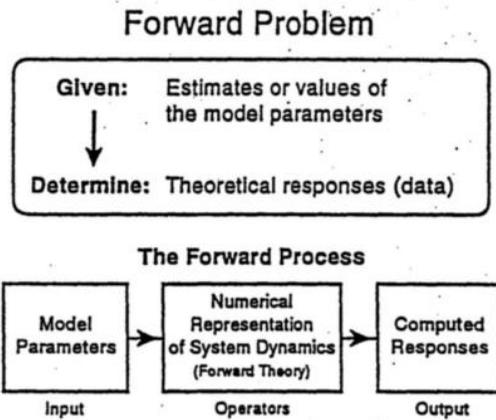
**Gambar 2.16** Mekanisme *Focus* (Putri, 2012)

## 2.10 Permodelan Geofisika

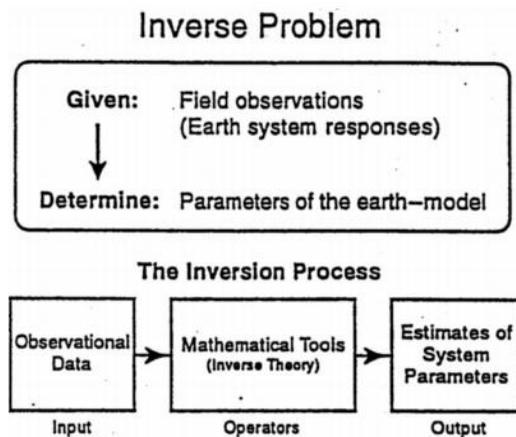
Pengukuran data dalam geofisika dilakukan untuk memperkirakan kondisi bawah permukaan. Data pengamatan adalah respon dari struktur geologi bawah permukaan. Respon tersebut timbul karena adanya variasi sifat fisis yang relevan (seperti rapat massa, resistivitas, sifat kemagnetan, kecepatan rambat gelombang seismik dan sebagainya) yang berasosiasi dengan struktur geologi bawah permukaan (Grandis, 2009).

Model dan parameter model dalam geofisika digunakan untuk mengkarakterisasi kondisi geologi bawah permukaan. Permodelan itu sendiri adalah proses estimasi model dan parameter model berdasarkan data yang di peroleh di lapangan. Dalam beberapa referensi istilah model tidak hanya menyatakan representasi dari kondisi geologi oleh besaran fisis tetapi mencakup juga hubungan matematis atau teoritis antara parameter model dengan respon model. Tujuan dari representasi menggunakan model adalah agar permasalahan dapat disederhanakan dan respons model dapat diperkirakan atau dihitung secara teoritis dengan memanfaatkan teori-teori fisika.

Terdapat 2 macam permodelan geofisika yaitu permodelan *forward* (*forward modelling*) dan permodelan inversi (*inverse modelling*). Permodelan *forward* adalah proses perhitungan data secara teoritis akan teramati di permukaan bumi jika diketahui harga parameter model bawah permukaan tertentu (**Gambar 2.17**). Sedangkan permodelan inversi ini sering di sebut dengan kebalikan dari permodelan *forward* karena dalam permodelan inversi parameter model diperoleh secara langsung dari data, seperti yang ditunjukkan pada **Gambar 2.18**. Tujuan dari proses inversi adalah untuk mengestimasi parameter fisis batuan yang tidak diketahui sebelumnya. Contoh masalah inversi dalam bidang geofisika yaitu: penentuan struktur bawah tanah, estimasi parameter-parameter bahan tambang, penentuan lokasi gempa bumi berdasarkan waktu gelombang datang, analisis sumur bor pada hidrologi dan lain-lain (Grandis, 2009).



**Gambar 2.17** Alur Permodelan *Forward* (Supriyanto, 2007)

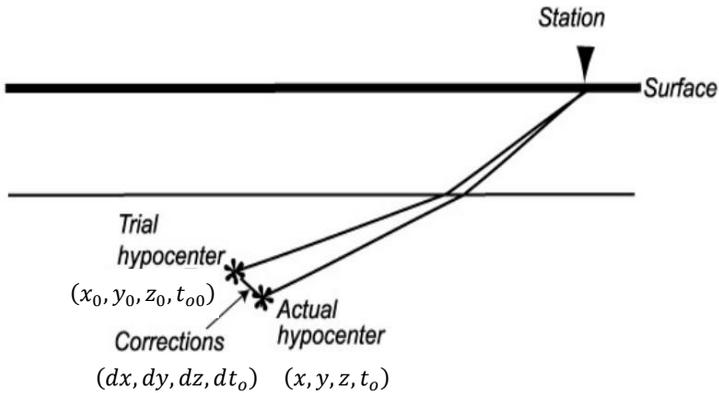


**Gambar 2.18** Alur Permodelan Inversi (Supriyanto, 2007)

## 2.11 Metode Geiger

Metode *Geiger* merupakan metode iterasi dengan menggunakan optimasi *least squares* untuk menentukan lokasi hiposenter gempa bumi. Prinsip dasar metode *Geiger* terletak pada saat hiposenter dan *origin time* ditentukan oleh waktu tiba fase seismik yang dimulai oleh gempa yang pertama, maka lokasi akan dihitung sesuai dengan titik dimana gempa bumi

terjadi. Hal tersebut dilakukan secara iterasi hingga diperoleh model hiposenter yang menghasilkan nilai residu di setiap stasiun mencapai nilai minimum yang telah di tentukan (Budiarti, 2013).



**Gambar 2.19** Konsep Relokasi Hiposenter Gempa Bumi (Modifikasi dari Hurukawa, 2008)

Berdasarkan konsep relokasi hiposenter Gempa bumi pada **Gambar 2.19**. Menurut (Sari, 2017) langkah awalnya adalah menebak hiposenter dan *origin time*  $(x_0, y_0, z_0, t_{00})$ . Diasumsikan bahwa hiposenter sebenarnya cukup dekat dengan nilai tebakan sehingga waktu tempuh residual di hiposenter percobaan adalah fungsi linier dari koreksi yang sudah diketahui untuk membuat jarak hiposenter. Dimulai dari  $t_{obs}$  adalah waktu tiba pertama gelombang seismik di setiap stasiun ke- $i$   $(x_i, y_i, z_i)$  dari hiposenter,  $t_{cal}$  adalah waktu tempuh kalkulasi berdasarkan model kecepatan 1 dimensi bawah permukaan. Waktu residual  $r_{ij}$  untuk stasiun  $i$  adalah selisih antara waktu tiba observasi dan waktu tiba kalkulasi yang secara matematis dirumuskan sebagai berikut:

$$r_{ij} = t_{ij}^{obs} - t_{ij}^{cal} \quad (2.6)$$

Pendekatan yang paling umum untuk menggunakan solusi *least squares* untuk menemukan jumlah residual kuadrat minimum  $e$  dari  $n$  observasi (Sari, 2017):

$$e = \sum_{i=1}^n (r_i)^2 \quad (2.7)$$

Lokasi hiposenter akan menjadi titik yang paling sesuai antara waktu kalkulasi dan observasi dengan cara  $e$  terkecil. Residual *root mean squared* (RMS) dapat dirumuskan sebagai berikut (Sari, 2017):

$$RMS = \sqrt{\frac{e}{n}} \quad (2.8)$$

Dimana,  $e/n$  adalah rata-rata dari residual. RMS diberikan dalam hampir semua program lokasi dan umumnya digunakan sebagai panduan untuk akurasi lokasi gempa bumi. Selanjutnya residual dapat dituliskan sebagai berikut (Sari, 2017):

$$r_i = (t_i - t_o - \Delta t) \quad (2.9)$$

$$r_i = \frac{\partial t_i}{\partial x} dx + \frac{\partial t_i}{\partial y} dy + \frac{\partial t_i}{\partial z} dz + dt_o \quad (2.10)$$

Dimana  $t_i$  adalah waktu tiba di stasun  $i$ ,  $t_o$  adalah *origin time*,  $(dx, dy, dz)$  adalah koreksi untuk *trial* / pendugaan hiposenter dari kejadian gempa bumi dan  $\Delta t$  adalah waktu tempuh kalkulasi di stasiun  $i$ , dengan rumusnya:

$$\Delta t = \frac{\sqrt{(x - x_0)^2 + (y - y_0)^2 + (z - z_0)^2}}{v} \quad (2.11)$$

Dalam bentuk matriks dapat dituliskan sebagai berikut:

$$J \Delta m = \Delta d \quad (2.12)$$

$$[J^T] [J] \Delta m = [J^T] \Delta d \quad (2.13)$$

$$[J^T J]^{-1} \Delta m = [J^T J]^{-1} \Delta d \quad (2.14)$$

$$\Delta m = [J^T J]^{-1} J^T \Delta d \quad (2.15)$$

Dengan elemen penyusun matriks sebagai berikut:

$$J = \begin{bmatrix} \frac{\partial t_i}{\partial x} & \frac{\partial t_i}{\partial y} & \frac{\partial t_i}{\partial z} & \frac{\partial t_i}{\partial t} \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ \frac{\partial t_n}{\partial x} & \frac{\partial t_n}{\partial y} & \frac{\partial t_n}{\partial z} & \frac{\partial t_n}{\partial t} \end{bmatrix} \quad (2.16)$$

$$\Delta m = \begin{bmatrix} dx \\ dy \\ dz \\ dt \end{bmatrix} \quad (2.17)$$

$$\Delta d = \begin{bmatrix} r_i \\ \dots \\ \dots \\ r_n \end{bmatrix} \quad (2.18)$$

Matriks  $J$  berupa matriks kernel (*Jacobian*), berisi turunan parsial residual waktu tempuh di setiap stasiun terhadap parameter hiposenter berukuran  $n \times 4$ , dengan  $n$  adalah jumlah stasiun pengamat dan angka 4 adalah representasi jumlah parameter hiposenter yang dicari. Matriks  $\Delta m$  adalah model yang diinginkan dan  $\Delta d$  adalah matriks residual berisikan parameter residual waktu tiba yang diperoleh dari data. Sehingga didapatkan perkiraan koordinat setelah dikoreksi, dengan persamaan sebagai berikut (Sari, 2017):

$$\begin{aligned} x &= x_0 + dx \\ y &= y_0 + dy \\ z &= z_0 + dz \\ t_o &= t_{o0} + dt_o \end{aligned} \quad (2.19)$$

Dimana diketahui bahwa  $(x_0, y_0, z_0, t_{o0})$  adalah pendugaan/*trial* lokasi dan *origin time*,  $(dx, dy, dz, dt_o)$  adalah koreksi

pendugaan hiposenter hasil kalkulasi, dan  $(x, y, z, t_o)$  adalah lokasi dan *origin time* hasil kalkulasi.

Penambahan besaran koreksi stasiun menghasilkan formulasi residu waktu tempuh yang diperoleh pada stasiun ke- $i$  sebagai berikut (Sari, 2017):

$$r_{ij} = t_{ij}^{obs} - t_{ij}^{cal} + s_i \quad (2.20)$$

Dimana,  $t^{obs}$  adalah waktu tempuh gelombang seismik dari pusat gempa bumi ke stasiun yang diperoleh dari selisih waktu tiba gelombang gempa bumi dengan waktu kejadian / *origin time*,  $t^{cal}$  adalah waktu tempuh kalkulasi dan  $s_i$  adalah koreksi stasiun. Dengan menggunakan deret Taylor, persamaan (2.20) dapat diuraikan menjadi (Sari, 2017):

$$dr_i = \frac{\partial t_{ij}}{\partial x_j} dx_j + \frac{\partial t_{ij}}{\partial y_j} dy_j + \frac{\partial t_{ij}}{\partial z_j} dz_j + dt_{oj} + ds_i \quad (2.21)$$

Dimana,  $dx_j, dy_j, dz_j$  adalah koreksi untuk pendugaan awal hiposenter dan  $dt_{oj}$  adalah *origin time* untuk gempa ke- $j$ , untuk  $ds_i$  adalah koreksi untuk stasiun ke- $i$ . Sementara untuk  $\frac{\partial t_{ij}}{\partial x_j}, \frac{\partial t_{ij}}{\partial y_j}, \frac{\partial t_{ij}}{\partial z_j}$  adalah koefisien koreksi dari pendugaan hiposenter yang dihitung berdasarkan model kecepatan yang digunakan.

Jika persamaan (2.21) disusun menjadi sebuah matriks untuk semua stasiun maka persamaan matriksnya akan menjadi seperti berikut (Sari, 2017):

$$\begin{bmatrix} J_1 & 0 & \dots & 0 & 1 \\ 0 & J_2 & \dots & 0 & 1 \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots & \vdots \\ 0 & 0 & \dots & J_n & 1 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} dx \\ dy \\ dz \\ dt_o \\ ds \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} r_1 \\ r_2 \\ \dots \\ r_n \end{bmatrix} \quad (2.22)$$

$$r_j = J_j \Delta m_j + ds \quad (2.23)$$

Dimana,  $r_j$  adalah residual waktu tempuh di setiap gempa,  $J_j$  adalah matriks yang berisikan turunan parsial dari residual waktu tempuh terhadap parameter hiposenter  $\Delta m_j$  adalah vektor perubahan parameter hiposenter terhadap parameter dugaan/ *trial* awal dan  $ds$  adalah koreksi stasiun. Nilai  $dx, dy, dz, dt_o$ , dan  $ds$  adalah perubahan parameter-parameter model yang ingin ditentukan, dalam satuan vektor m. vektor m diperoleh menggunakan metode optimasi kuadrat terkecil (*least square* atau disingkat LSQ) dengan meminimalkan suatu fungsi objektif berupa nilai kuadrat dari residual (Sari, 2017):

$$f(m) = \sum (O - C)^2 \rightarrow \text{minimum} \quad (2.24)$$

Dalam metode LSQ dibutuhkan model awal sebagai perkiraan awal, dalam hal ini digunakan hasil dari metode SED, dimana O merupakan waktu observasi sedangkan C merupakan waktu hasil dari kalkulasi.

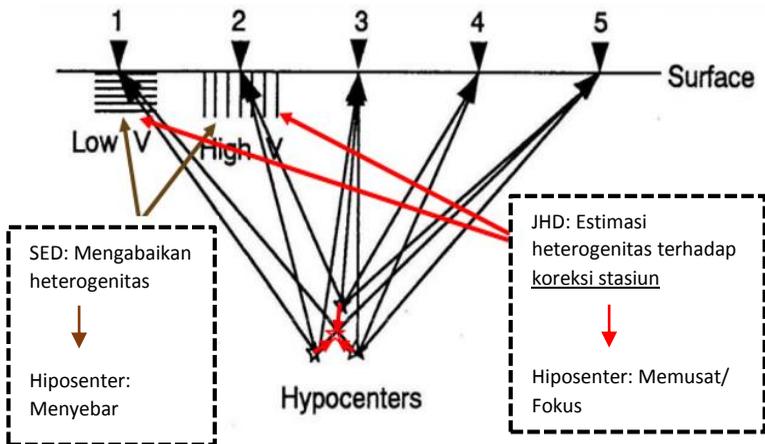
## 2.12 *Modified Joint Hypocenter Determination* (MJHD)

Metode MJHD adalah metode relokasi gempa bumi yang dikembangkan oleh Hurokawa dan Imoto (1990 dan 1992) untuk area lokal dan Harukawa (1995) untuk area global. Metode ini adalah modifikasi dari metode *Joint Hypocenter Determination* (JHD) yang sudah ada sebelumnya. Prinsip dari metode JHD dan MJHD adalah menginversi waktu tempuh dari sekelompok gempa bumi secara simultan untuk mendapatkan lokasi hiposenter yang lebih akurat dibandingkan dengan metode *Single Event Determination* (SED). Pada kedua metode ini terdapat penambahan koreksi stasiun yang bertujuan untuk mereduksi kesalahan akibat adanya variasi lateral.

Awal dalam penentuan hiposenter gempa bumi metode yang digunakan adalah metode SED, metode ini adalah metode iterasi yang menggunakan model kecepatan 1 dimensi yang umumnya didasarkan pada model kecepatan yang diperoleh dari hasil permodelan sebelumnya atau jika tidak tersedia biasanya merujuk pada model kecepatan global (Sari, 2017). Dikarenakan menggunakan model kecepatan 1 dimensi yang menganggap bahwa keadaan bawah permukaan bumi homogen

sehingga memungkinkan akan didapatkan hasil parameter hiposenter gempa bumi yang memiliki kesalahan / *error* yang besar. Untuk dapat memperbaiki kesalahan tersebut, diminimalisir dengan Metode JHD.

Metode JHD menggunakan metode *Geiger* yang dikembangkan oleh Douglas dan Freedman (1967) dengan menghitung hiposenter dari banyak gempa bumi atau sekelompok gempa secara simultan menggunakan koreksi stasiun. Penambahan koreksi stasiun digunakan untuk mereduksi kesalahan akibat variasi kecepatan lateral yang tidak di perhitungkan dalam model kecepatan 1 dimensi dikarenakan dari efek heterogenitas lapisan bawah permukaan (**Gambar 2.20**). Koreksi tersebut dihitung untuk setiap stasiun pangamat yang merekam kumpulan kejadian gempa bumi sehingga dengan menggunakan metode inversi JHD bisa menghasilkan parameter gempa bumi yang relatif lebih baik dan akurat (Sari, 2017). Namun solusi dari metode tersebut masih tidak stabil dan tidak tepat ketika terdapat kondisi dimana media pada struktur bumi sangat heterogen dan ketika stasiun tidak banyak untuk mencakup kejadian gempa bumi atau sebaran stasiun kurang baik.



**Gambar 2.20** Efek dari Media Heterogenitas Lateral (Modifikasi dari Hurukawa, 2008)

Sehingga pada metode JHD terdapat *trade off* (*loosing quality*) antara koreksi stasiun dan kedalaman *focal* gempa bumi tersebut membuat letak hiposenter menjadi tidak stabil dan tidak tepat. Karena terdapat kendala tersebut Hurukawa dan Imoto (1992) memodifikasi metode JHD menjadi metode MJHD. Kendala tersebut dapat diminimalisir dengan adanya konstrain dimana koreksi stasiun tidak bergantung pada jarak dan azimuth, dengan adanya konstrain ini dapat menstabilkan metode sebelumnya. Konstrain pada metode MJHD terdapat dua macam yaitu konstrain terhadap kedalaman atau *focal depth* dan konstrain terhadap episenter.

1. Konstrain terhadap *focal depth*

Koreksi stasiun tidak bergantung pada jarak antara pusat studi dengan stasiun yang digunakan. Dapat dilihat pada **Gambar 2.21** (Hurukawa, 2008).

$$\sum_{i=1}^n S_i D_i = 0 \quad (2.25)$$

2. Konstrain terhadap episenter

Koreksi stasiun tidak bergantung pada azimuth antara bidang studi dengan stasiun yang digunakan, dapat dilihat pada **Gambar 2.22** (Hurukawa, 2008).

$$\sum_{i=1}^n S_i \cos \theta_i = 0 \quad (2.26)$$

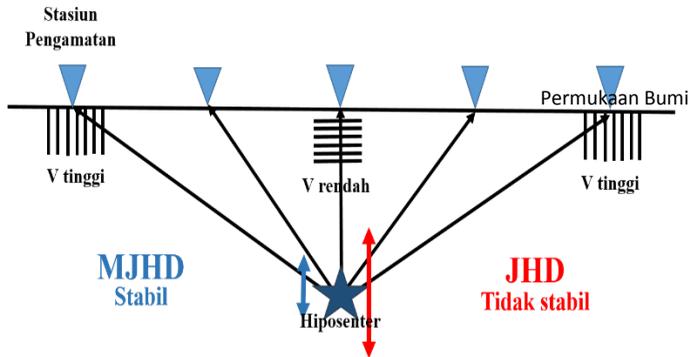
$$\sum_{i=1}^n S_i \sin \theta_i = 0 \quad (2.27)$$

Dan penjumlahan semua koreksi stasiun harus sama dengan nol (Hurukawa, 2008).

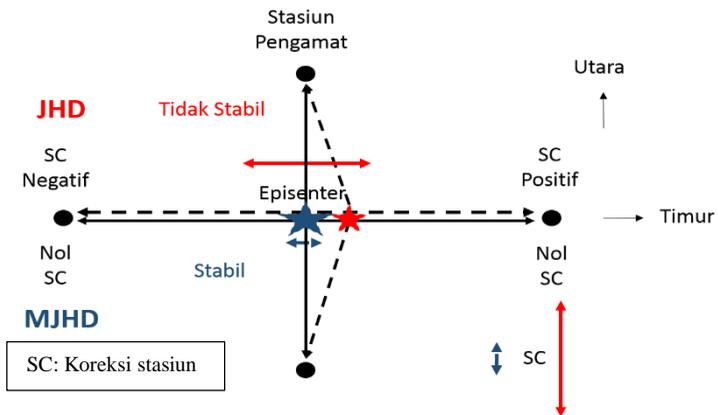
$$\sum_{i=1}^n S_i = 0 \quad (2.28)$$

Dimana  $S_i$  adalah koreksi stasiun di stasiun  $i$ ,  $D_i$  adalah jarak antara stasiun  $i$  dengan pusat daerah studi,  $\theta_i$  adalah

azimuth stasiun  $i$  dari pusat daerah studi dan  $n$  adalah jumlah stasiun.



**Gambar 2.21** Konstrain terhadap *Focal Depth* (Modifikasi dari Hurukawa, 2008)

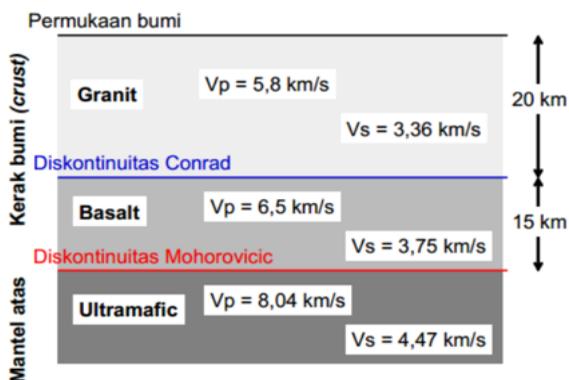


**Gambar 2.22** Konstrain terhadap Epicenter (Modifikasi dari Hurukawa, 2008)

Keunggulan metode MJHD ini adalah tidak diharuskannya memilih *master event*, dimana sangat efektif pada saat terjadinya kasus gempa bumi yang tidak diamati dengan jelas di semua stasiun (Hurukawa, 2008). MJHD merupakan metode untuk merelokasikan letak pusat gempa bumi berdasarkan pada parameter-parameternya (*longitude*, *latitude*, kedalaman dan *origin time*). Perubahan yang signifikan secara umum dapat terjadi

pada parameter kedalaman hiposenter gempa bumi. Relokasi menggunakan metode MJHD dengan penambahan koreksi stasiun menjadi keunggulannya meskipun model kecepatan yang digunakan sama seperti saat mendapatkan hiposenter awal, namun hasilnya akan berbeda dan menjadi lebih akurat. Demikian dengan adanya faktor azimuth dan jarak relatif stasiun membuat metode ini dapat mengadaptasi variasi kecepatan lateral yang cukup heterogen serta distribusi stasiun yang umumnya tidak merata (Aswad, dkk., 2012).

Metode MJHD menggunakan model kecepatan global IASP91 yang merupakan model kecepatan bumi satu dimensi yang dihasilkan oleh *Internasional Association of Seismology and Physics of the Earth's Interior* (IASPEI). IASPEI adalah hasil permodelan dengan menggunakan ribuan data gelombang P dan S yang di rekam oleh ribuan seismometer di seluruh dunia. Model IASP91 ini hanya berisikan parameter kecepatan gelombang P dan S. pada kecepatan IASP91 ini memperhitungkan dua lapisan diskontinuitas pada lapisan kerak bumi di kedalaman 20 sampai 365 kilometer, lapisan diskontinuitas pada mantel bumi pada kedalaman 410 sampai 660 kilometer (Putri, 2012). Oleh karena itu dengan menggunakan kecepatan IASP91 pada MJHD akan menghasilkan letak hiposenter yang lebih akurat karena asumsi dari kecepatan yang digunakan berupa kecepatan bumi global, yang mengasumsikan bahwa struktur bumi bersifat heterogen. Berikut adalah model kecepatan IASP91 yang digunakan pada metode MJHD dapat dilihat pada **Gambar 2.23**.



**Gambar 2.23** Model Kecepatan IASP91 (Putri, 2012 dalam Sari, 2017)