

**RELOKASI GEMPA DI SEPANJANG SESAR PALU KORO  
MENGUNAKAN METODE *MODIFIED JOINT HYPOCENTER*  
*DETERMINATION* DAN *DOUBLE DIFFERENCE***

**OLEH :**

**MASYITHA RETNO BUDIATI. K**

**H221 09 004**



**PROGRAM STUDI GEOFISIKA – JURUSAN FISIKA  
FAKULTAS MATEMATIKA DAN ILMU PENGETAHUAN ALAM  
UNIVERSITAS HASANUDDIN  
MAKASSAR**

**2013**

**RELOKASI GEMPA DI SEPANJANG SESAR PALU KORO  
MENGUNAKAN METODE *MODIFIED JOINT HYPOCENTER  
DETERMINATION* DAN *DOUBLE DIFFERENCE***

Oleh:

**MASYITHA RETNO BUDIATI**

**H221 09 004**

*Diajukan*

*Untuk Melengkapi Tugas dan Memenuhi Salah Satu Syarat*

*Untuk Memperoleh Gelar Sarjana Sains*

*Pada Program Studi Geofisika Jurusan Fisika Universitas Hasanuddin*

**PROGRAM STUDI GEOFISIKA JURUSAN FISIKA  
FAKULTAS MATEMATIKA DAN ILMU PENGETAHUAN ALAM  
UNIVERSITAS HASANUDDIN  
MAKASSAR**

**2013**

**Lembar Pengesahan**

**RELOKASI GEMPA DI SEPANJANG SESAR PALU KORO  
MENGUNAKAN METODE *MODIFIED JOINT HYPOCENTER*  
*DETERMINATION* DAN *DOUBLE DIFFERENCE***

Oleh:

**MASYITHA RETNO BUDIATI**

**H221 09 004**

Disetujui Oleh:

**Pembimbing Utama**

**Pembimbing Pertama**

**Prof. Dr. Dadang Ahmad S, M.Eng**  
**NIP. 195609301980031004**

**Sabrianto Aswad, S.Si, MT**  
**NIP. 197805242005011002**

**Makassar, Juni 2013**

*Terkadang hidup memang berat, membuat kita hampir menyerah  
tapi saya percaya Kaulah pelindungku  
penciptaku dan hidupku  
sabarkan hatiku kuatkan imanku  
berkahi aku dan keluargaku dengan rahmat Mu*

*Tuhan, Kaulah cintaku*

*Dipersembahkan kepada  
Ibunda Joharsi Muhara dan Ayahanda Muh. Kiraman*

## **KATA PENGANTAR**

Syukur alhamdulillah penulis panjatkan ke hadirat Allah *Azza wa Jalla*, karena atas segala kemudahan yang telah diberikan serta pertolongannya dalam segala urusan sehingga penulis dapat menyelesaikan Tugas Akhir ini dengan baik. Selama penulisan skripsi ini, penulis mendapat banyak bantuan, bimbingan, semangat dan doa dari berbagai pihak. Oleh karena itu, penulis ingin menyampaikan ucapan terima kasih yang setulus-tulusnya kepada:

1. Ummi, Abba, Ditha, Fadel yang selalu memberika doa dan semangat pada penulis hingga akhirnya skripsi ini selesai. Terima kasih sudah mau mendengar keluh kesah penulis, terima kasih atas dukungan kalian selama ini dan atas semua cinta yang kalian berikan.
2. Bapak Prof. Dr. Dadang Ahmad S, M.Eng dan Bapak Sabrianto Aswad, S.Si, MT selaku dosen pembimbing. Terima kasih banyak atas semua bimbingan, nasehat, kearifan, kesabaran, waktu, saran dan pengajaran yang diberikan pada penulis selama melakukan penelitian ini.
3. Ibu Nur Hasanah, S.Si, M.Si, Bapak Dr. Muh. Altin Massinai, MT. Surv, Bapak Syamsuddin, S.Si, MT dan Ibu Makharani, S.Si, M.Si selaku dosen penguji. Terima kasih atas semangat, bimbingan, saran dan kritik yang telah ibu bapak berikan pada penulis selama menempuh pendidikan sarjana ini.

4. Bapak Dr. Ahmad Yasir Baeda, M.Eng. Terima kasih atas bimbingan, semangat, waktu dan masukan tentang penelitian ini. Semangat bapak ketika berbicara tentang tektonik Sulawesi selalu mendorong saya untuk terus mempelajari tektonik lempeng. Terkadang, di saat ingin menyerah mengerjakan penelitian, saya selalu ingat dengan kutipan bapak “Mengerjakan sesuatu harus dengan sebaik-baiknya bukan sebenarnya”. Semoga kalimat ini dapat terus terpatri dalam benak saya. Terima kasih pak!!!
5. Rekan-rekan di BMKG pusat. Untuk pembimbingku, Pak Bambang Sunardi, yang tidak kenal lelah menjawab semua rasa ingin tahu saya tentang gempa dan tsunami, membimbing saya dari awal Kerja Praktek hingga selesai menyelesaikan skripsi, terima kasih banyak pak. Buat mbak Ari, terima kasih atas semua bimbingan, saran, chat yang tidak mengenal waktu, doa dan semangat yang mbak kasih ke saya. Gambatte gambatte!!!! Juga buat Pak Wiko, teh Bea, pak Benny, mbak Eno, terima kasih banyak atas bimbingannya selama ini.^
6. Dr. Nobuo Hurokawa, boku wa hontou ni tasukarimashita. Thank you so much for your kindness and guidance to help me finished my research.
7. Phyomaung Maung. I'm so grateful to know you. Thank you for your help. Wishes that we can reach our dream to help each other with our knowledge. Yeiiii!!! Fighting!!

8. Kak David, kak Imam, kak Asrar, Yusri. Senang sekali bisa kenal kalian. Makasih buat diskusi, bantuan dan bimbingannya selama penelitian ini.
9. Sodara ku di Geofisika/Fisika 2009 Unhas. terima kasih atas semangat dan doa kalian. Atas perjuangan yang kita lalui bersama. Luv You!!! Kiki, hasni, momo, rixs, ayu pratiwi, attonk, puthee 'cantik', debi, nanang, anii, witha, ghinia, innah, ojii, eto, irfan, yudii, dayat, ical, maknun, darti, yoko, aida, one, uniii, sari, yuli, rara, dan untuk semua yang tidak dapat penulis sebutkan satu persatu.
10. Semua keluarga besar HIMAFI FMIPA UH, pengurus mushallah Istiqamah, pengurus Society Exploration Geophysics Unhas Student Chapter (SEG SC UH), dan pengurus American Association of Petroleum Geologists Unhas Student Chapter (AAPG SC UH). Terima kasih banyak atas perjuangan, dukungan dan bantuannya selama ini.
11. Sahabatku Raisha, Yemima, Rasynal. Makasih yaa atas semua semangat kalian. Miss you!!!
12. Pak Iswan, Pak Anwar, Pak Aji, Pak Mus, Pak Syukur dan semua bagian sekretariat FMIPA UH, terima kasih atas bantuannya sehingga penulis dapat melewati semua proses administrasi dengan mudah dan lancar.
13. Keluarga besar Muhara: om Abi, tante uva, ibu, papa, mama enne, papa subhan, fuad, bunda, danti, makasih atas semua untaian doa dan dukungannya.

Semua proses yang penulis lalui selama penelitian ini, membuat penulis menyadari bahwa ilmu itu butuh perjuangan. Perjuangan yang meyakinkan penulis bahwa hanya dengan berusaha lebih banyak, berlari lebih cepat, berpikir lebih keras maka kita bisa membuat perubahan.

Akhir kata, penulis menyadari bahwa Tugas Akhir ini masih jauh dari kesempurnaan, oleh karena itu kritik, saran dan masukan sangat dinantikan demi perbaikan dalam penelitian ini. Semoga penelitian ini dapat bermanfaat bagi semua pihak. Amin

Makassar, Juni 2013

Penulis

## SARI BACAAN

Metode *Single Event Determination* (SED) yang diterapkan dalam Sistem Peringatan Dini Gempabumi (EEWS) di dunia dianggap menghasilkan lokasi hiposenter dengan keakuratan yang kurang baik. Hal ini dikarenakan dalam proses penentuan hiposenter kesalahan akibat model struktur kecepatan yang digunakan belum dapat diminimalisir. Ada beberapa metode yang mampu memperhitungkan kesalahan akibat model kecepatan tersebut diantaranya adalah metode *Modified Joint Hypocenter Determination* (MJHD) dan *Double Difference* (DD). Metode MJHD menyertakan faktor koreksi stasiun untuk meminimalkan *error* sedangkan metode DD menggunakan data relatif waktu tempuh antar dua hiposenter yang berdekatan.

Penelitian ini merelokasi sekumpulan gempa di sepanjang Sesar Palu Koro yang merupakan sesar *strike-slip*. Tujuan penelitian ini adalah menghitung penyimpangan posisi gempa dari posisi awal sebelum relokasi menggunakan metode MJHD dan DD serta menganalisis seismisitas di sepanjang Sesar Palu Koro berdasarkan posisi gempa setelah relokasi.

Data yang digunakan sebagai posisi awal adalah data gempa SED dari katalog gempa yang dikeluarkan oleh Badan Meteorologi Klimatologi dan Geofisika (BMKG). Data tersebut berada pada koordinat  $2^{\circ}\text{LU}$ - $3^{\circ}\text{LS}$  dan  $119^{\circ}\text{BT}$ - $121^{\circ}\text{BT}$  dengan rentang waktu dari April 2009-Desember 2012. Magnitude gempa dibatasi sebesar 0 SR-10 SR. Posisi awal gempa kemudian direlokasi menggunakan metode MJHD dan menjadikan hasil relokasi MJHD sebagai posisi awal untuk proses relokasi menggunakan metode DD.

Hasil akhir relokasi gempa menunjukkan adanya pergeseran gempa yang cukup signifikan. Rata-rata penyimpangan gempa menggunakan MJHD berkisar 15.46 km dari posisi awal sedangkan penyimpangan gempa yang dihasilkan menggunakan metode DD berkisar 29.94 km. Hasil relokasi juga mengindikasikan adanya tiga kelompok gempa yang dapat didefinisikan sebagai zona seismisitas tinggi di sekitar sesar. Ketiga daerah tersebut, yakni di patahan cabang yang berorientasi relatif pada arah timur laut–barat daya Palu Koro dan di sekitar palung akibat subduksi di lengan utara Sulawesi yang mengikuti pola patahan yang berorientasi relatif pada arah tenggara–barat laut melewati Toli-Toli.

**Kata kunci:** Sesar Palu Koro, *Modified Joint Hypocenter Determination* (MJHD), *Double Difference* (DD)

## ABSTRACT

Single Event Determination (SED) method, which is applied in the Earthquake Early Warning System (EWS) in the world considered produce the hypocenter location with poor accuracy. This is caused by SED method can not calculate errors due to the velocity model that used in hypocenter determination. There are several methods that can calculate the error due to the velocity model. That methods are the Modified Joint Hypocenter Determination (MJHD) and Double Difference (DD). MJHD method includes a correction factor to minimize errors station while DD method using data relative travel time between two adjacent hypocenter.

This study relocate a set of earthquakes along Palu Koro Fault which is an active strike-slip fault. The purpose of this study is to calculate the deviation of the initial position, before the relocation by MJHD and DD method and analyze seismicity along the active fault based position of earthquake after the relocation.

The data that used as the initial position is the earthquake data from the SED earthquake catalog issued by the Meteorology, Climatology and Geophysics Agency (BMKG). The data is located at coordinates 2°N-3°S and 119°E-121°E from April 2009-December 2012. Earthquake magnitude bounded from 0 SR-10 SR. The initial position of the earthquake was relocated by MJHD method and make the results of MJHD as the initial position for the relocation process using DD method.

The relocation results showed that there are significant changes of earthquake positions. The average deviation of the earthquake by using MJHD is about 15.46 km from the initial position while average deviation of the earthquake by using DD is about 29.94 km. Relocation results also indicate three groups of earthquakes that can be defined as zones with high seismicity. There are at fault branch which oriented relatively to the northeast-southwest Palu Koro and around the trench in subduction zone of the northern arm of Sulawesi, following the pattern of fractures which oriented relatively to the southeast–northwest, cross Toli-Toli.

**Key words:** Palu Koro Fault, *Modified Joint Hypocenter Determination* (MJHD), *Double Difference* (DD)

## DAFTAR ISI

	Halaman
Halaman Judul .....	i
Lembar Pengesahan .....	ii
Persembahan .....	iii
Kata Pengantar .....	iv
Sari Bacaan .....	viii
Daftar Isi .....	x
Daftar Gambar .....	xiii
Daftar Tabel .....	xvii
Daftar Lampiran .....	xviii
 <b>BAB I PENDAHULUAN</b>	
I.1 Latar Belakang .....	1
I.2 Ruang Lingkup .....	3
I.3 Tujuan Penelitian .....	3
I.4 Hipotesa .....	4
I.5 Penelitian Sebelumnya .....	5
 <b>BAB II TINJAUAN PUSTAKA</b>	
II.1 Tektonik Sulawesi .....	6
II.1.1 Perkembangan Tektonik Sulawesi .....	8
II.1.2 Aktifitas Seismik Sulawesi .....	9
II.2 Metode Penentuan Lokasi Hiposenter .....	11
II.2.1 Metode Inversi Linier .....	12

II.2.2	Inversi Non Linier dengan Pendekatan Linier .....	15
II.2.2.1	Metode Geiger .....	17
II.2.2.2	Metode <i>Modified Joint Hypocenter</i> ....	20
II.2.2.3	Metode <i>Double Difference</i> .....	25
II.3	Ciri-ciri dari Berbagai Gempa .....	11
II.4	Metode <i>Double Difference</i> .....	12
II.5	Algoritma <i>Double Difference</i> .....	13
II.6	HypoDD .....	18
 <b>BAB III METODOLOGI PENELITIAN</b>		
III.1	Lokasi Penelitian .....	33
III.2	Alat dan Bahan .....	35
III.3	Pengolahan Data .....	35
III.4	Alur Penelitian .....	36
 <b>BAB IV HASIL DAN PEMBAHASAN</b>		
IV.1	Hasil .....	26
IV.1.1	Data Katalog Gempa Sebelum Relokasi .....	37
IV.1.2	Relokasi Data Gempa Menggunakan MJHD ...	40
IV.1.2.1	Relokasi Pada Data Gempa Wil I ...	41
IV.1.2.2	Relokasi Pada Data Gempa Wil II .	43
IV.1.2.3	Relokasi Pada Data Gempa Wil III	45
IV.1.2.4	Koreksi Stasiun Hasil Relokasi MJHD .....	47
IV.1.2.5	Seismisitas Berdasarkan Hasil Relokasi MJHD .....	48

IV.1.3	Relokasi Data Gempa Menggunakan DD .....	54
IV.1.3.1	Parameter Masukan Maxsep 10 km	55
IV.1.3.2	Parameter Masukan Maxsep 30 km	58
IV.1.3.3	Parameter Masukan Maxsep 60 km	60
IV.1.3.4	Parameter Masukan Maxsep 100 km	62
IV.1.3.5	Seismisitas Berdasarkan Hasil Relokasi DD .....	64
IV.2	Pembahasan .....	79
<b>BAB V KESIMPULAN DAN SARAN</b>		
V.1	Kesimpulan .....	82
V.2	Saran .....	82
<b>DAFTAR PUSTAKA</b>		
<b>LAMPIRAN</b>		

## DAFTAR GAMBAR

<b>Gambar I.1</b>	Peta penyebaran hiposenter di sepanjang Patahan Palu Koro tahun 1828 – 2007 (WinITDB-2007) .....	2
<b>Gambar II.1</b>	Beberapa struktur tektonik utama Sulawesi (Hamilton, 1979) .....	7
<b>Gambar II.2</b>	Proses pergerakan ke-empat lengan Sulawesi (Baeda, 2011 op. cit., p.19) .....	9
<b>Gambar II.3</b>	Distribusi focal mechanism di Pulau Sulawesi dan sekitarnya (Harvard CMT Catalog, 1976-2000) .....	10
<b>Gambar II.4</b>	Penentuan hiposeter menggunakan metode lingkaran (Havskov, 2011) .....	12
<b>Gambar II.5</b>	Efek keheterogenan lateral dalam penentuan hiposenter (Hurukawa, 2011) [gambar dimodifikasi] .....	21
<b>Gambar II.6</b>	Ilustrasi dari algoritma double difference dalam merelokasi gempa (Waldhauser dan Ellsworth, 2000) .....	26
<b>Gambar III.1</b>	Lokasi Penelitian .....	33
<b>Gambar III.2</b>	Peta lokasi stasiun pencatat gempa (ISC dan BMKG, 2012) .....	34
<b>Gambar III.3</b>	Bagan alur penelitian .....	36
<b>Gambar IV.1</b>	Distribusi hiposenter gempa sebelum relokasi. a) hiposenter dan episenter b). irisan penampang dalam arah lintang dan bujur .....	38
<b>Gambar IV.2</b>	Distribusi episenter sebelum relokasi menggunakan metode SED .....	39

<b>Gambar IV.3</b>	Distribusi seluruh titik gempa wilayah I sebelum dan setelah relokasi menggunakan metode MJHD. a).hiposenter dan episenter, b). irisan penampang dalam arah lintang dan bujur .....	42
<b>Gambar IV.4</b>	Distribusi seluruh titik gempa wilayah II sebelum dan setelah relokasi menggunakan metode MJHD. a).hiposenter dan episenter, b). irisan penampang dalam arah lintang dan bujur .....	44
<b>Gambar IV.5</b>	Distribusi seluruh titik gempa wilayah III sebelum dan setelah relokasi menggunakan metode MJHD. a).hiposenter dan episenter, b). irisan penampang dalam arah lintang dan bujur .....	46
<b>Gambar IV.6</b>	Nilai koreksi tiap stasiun .....	47
<b>Gambar IV.7</b>	Distribusi penyebaran episenter sebelum dan setelah relokasi menggunakan metode MJHD .....	49
<b>Gambar IV.8</b>	Distribusi penyebaran episenter berdasarkan kedalaman gempa setelah direlokasi menggunakan metode MJHD .....	50
<b>Gambar IV.9</b>	Distribusi penyebaran episenter berdasarkan jumlah phase gelombang P tiap gempa setelah direlokasi menggunakan metode MJHD .....	51
<b>Gambar IV.10</b>	Perbandingan histogram RMS waktu tempuh metode SED dan MJHD .....	53

<b>Gambar IV.11</b> Distribusi seluruh titik gempa sebelum dan setelah relokasi menggunakan hypoDD dengan Maxsep 10 km. a) hiposenter dan episenter, b). irisan penampang dalam arah lintang dan bujur .....	57
<b>Gambar IV.12</b> Distribusi seluruh titik gempa sebelum dan setelah relokasi menggunakan hypoDD dengan Maxsep 30 km. a) hiposenter dan episenter, b). irisan penampang dalam arah lintang dan bujur .....	59
<b>Gambar IV.13</b> Distribusi seluruh titik gempa sebelum dan setelah relokasi menggunakan hypoDD dengan Maxsep 60 km. a) hiposenter dan episenter, b). irisan penampang dalam arah lintang dan bujur .....	61
<b>Gambar IV.14</b> Distribusi seluruh titik gempa sebelum dan setelah relokasi menggunakan hypoDD dengan Maxsep 100 km. a) hiposenter dan episenter, b). irisan penampang dalam arah lintang dan bujur .....	63
<b>Gambar IV.15</b> Distribusi penyebaran episenter sebelum dan setelah menggunakan metode DD parameter masukan Maxsep 10 km .	66
<b>Gambar IV.16</b> Garis kecenderungan dari penyebaran episenter dalam cluster gempa hasil parameter masukan Maxsep 10 km .....	67
<b>Gambar IV.17</b> Distribusi penyebaran episenter sebelum dan setelah menggunakan metode DD parameter masukan Maxsep 30 km .	68

<b>Gambar IV.18</b> Garis kecenderungan dari penyebaran episenter dalam cluster gempa hasil parameter masukan Maxsep 30 km .....	69
<b>Gambar IV.19</b> Distribusi penyebaran episenter menggunakan metode DD parameter masukan Maxsep 60 km .....	70
<b>Gambar IV.20</b> Garis kecenderungan dari penyebaran episenter dalam cluster gempa hasil parameter masukan Maxsep 60 km .....	73
<b>Gambar IV.21</b> Distribusi penyebaran episenter menggunakan metode DD parameter masukan Maxsep 100 km .....	74
<b>Gambar IV.22</b> Garis kecenderungan dari penyebaran episenter dalam cluster gempa hasil parameter masukan Maxsep 100 km .....	76
<b>Gambar IV.23</b> Perbandingan histogram RMS waktu tempuh metode DD dan MJHD .....	77

## DAFTAR TABEL

<b>Tabel IV.1</b>	Pembagian daerah penelitian berdasarkan batas koordinatnya ..	41
-------------------	---	----

## DAFTAR LAMPIRAN

<b>Lampiran A</b>	Parameter masukan hypoDD .....	88
<b>Lampiran B</b>	Data stasiun yang digunakan dalam relokasi .....	89
<b>Lampiran C</b>	Peta sistem seismik Sulawesi (Villeneuve, 2002) .....	90
<b>Lampiran D</b>	Tabel model kecepatan IASP 91 .....	91

# **BAB I**

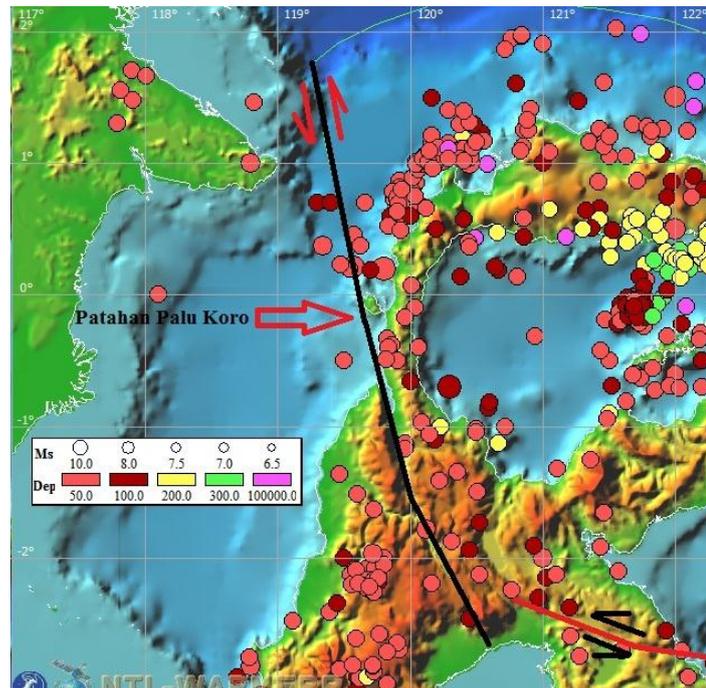
## **PENDAHULUAN**

### **I.1 Latar Belakang**

Metode *Single Event Determination* (SED) yang diterapkan dalam Sistem Peringatan Dini Gempabumi (EEWS) di dunia dianggap menghasilkan lokasi hiposenter dengan keakuratan yang kurang baik. Hal ini dikarenakan dalam proses penentuan hiposenter, kesalahan akibat model struktur kecepatan yang tidak termodelkan menggunakan model kecepatan 1D belum dapat diminimalisir.

Selain itu, akurasi penentuan lokasi hiposenter juga dipengaruhi oleh beberapa hal. Hal tersebut meliputi geometri stasiun pengamat, akurasi pembacaan waktu tiba, dan pengetahuan tentang struktur geologi pada daerah studi (Gomberg et al, 1990).

Adapun penelitian ini mengambil studi kasus di sepanjang Sesar Palu Koro yang merupakan sesar mendatar (*strike-slip fault*) sebab dekat dengan jalur pertemuan tiga lempeng yakni lempeng Eurasian, Indo-Australia, dan Pasifik serta lempeng mikro Filipina (Watkinson dan Hall, 2011). Daerah tersebut memiliki aktifitas kegempaan yang cukup tinggi dengan kedalaman dangkal antara 0 hingga 60 kilometer yang merupakan cerminan pelepasan tegangan kerak bumi yang dipicu oleh aktivitas patahan aktif (Daryono, 2011).



**Gambar I.1** Peta penyebaran hiposenter di sepanjang Patahan Palu Koro tahun 1828 – 2007 (Sumber : WinITDB-2007)

Berdasarkan peta di atas, dapat dilihat bahwa pola dari gempa yang terjadi di sepanjang Sesar Palu Koro tidak berada dalam satu kecenderungan (*trend*). Hiposenter-hiposenter seharusnya berdekatan dan berkumpul pada satu kecenderungan (*trend*) bidang rekah atau pada struktur yang sama. Ketidakakuratan penentuan hiposenter yang ada maka perlu dilakukan usaha untuk merelokasi gempa agar dapat menggambarkan struktur yang terdapat pada lokasi tersebut.

Distribusi posisi gempa akan menjadi acuan dalam pengkajian perkembangan tektonik (patahan aktif, batas lempeng, dll), penentuan zona seismisitas, dan identifikasi *fault plane* suatu gempa dari distribusi *aftershock*nya. Sehingga, dibutuhkan posisi gempa yang cukup akurat.

Ada beberapa teknik yang dikembangkan dalam merelokasi posisi hiposenter dengan memperhitungkan faktor kesalahan akibat model kecepatan yang tidak termodelkan. Dua diantaranya adalah metode *Modified Joint Hypocenter Determination* dan *Double Difference*.

*Modified Joint Hypocenter Determination* (MJHD) merupakan metode yang menambahkan batasan pada kedalaman dan episenter. Sehingga, tetap mampu merelokasi posisi gempa secara akurat walaupun struktur dalam bumi yang sangat heterogen dan distribusi stasiun tidak merata.

Algoritma *Double Difference* adalah metode yang menggunakan data relatif waktu tempuh antar dua hiposenter yang berdekatan. Hal ini dianggap mampu meminimalkan *error* tanpa menggunakan koreksi stasiun (Waldhauser dan Ellsworth, 2000).

## **I.2 Ruang Lingkup**

Penelitian ini dibatasi untuk gempa makro di sepanjang Sesar Palu Koro dari April 2009 – Desember 2012. Data yang digunakan berupa data sekunder yang diperoleh menggunakan metode Geiger (SED) dengan struktur kecepatan 1D IASP91. Data tersebut terdiri dari posisi hiposenter (m), posisi stasiun (m), waktu asal kejadian gempa (s), *magnitude* gempa (SR), dan waktu tiba gelombang gempa (s). Asumsi model yang dipakai adalah model homogen isotropis dengan lapisan kecepatan berlapis horizontal (kecepatan model 1D IASP91). Data gempa makro tersebut direlokasi dengan metode *Modified Joint Hypocenter* dan *Double*

*Difference*, perangkat lunak yang digunakan adalah MJHD dan HypoDD dengan bahasa pemrograman Fortran77.

### **I.3 Tujuan Penelitian**

Adapun tujuan dilakukannya penelitian ini adalah

1. Menghitung penyimpangan posisi gempa dari posisi awal menggunakan metode *Modified Joint Hypocenter Determination* dan *Double Difference*.
2. Menganalisis seismisitas di sepanjang Sesar Palu Koro.

### **I.4 Hipotesa**

Berdasarkan penelitian sebelumnya menggunakan metode MJHD dan DD, kumpulan gempa hasil relokasi akan menunjukkan pola gempa yang berdekatan dan berkumpul pada suatu kecenderungan (*trend*) bidang rekah, sehingga penelitian ini memiliki hipotesa awal yakni:

1. Sepanjang gempa–gempa tersebut disebabkan oleh struktur yang sama (hasil aktifitas Sesar Palu Koro) maka hiposenter-hiposenter hasil relokasi akan membentuk pola (berdekatan).
2. Ketika sumber gempa bukan berasal dari struktur yang sama maka hiposenter hasil relokasi akan tetap acak atau menyebar dan tidak membentuk pola.
3. Walaupun berasal dari struktur yang sama tapi jika perambatannya melalui struktur bawah permukaan yang kompleks maka hasil relokasi akan tetap menyebar.

## **I.5 Penelitian Sebelumnya**

Banyak penelitian yang telah dilakukan untuk merelokasi posisi gempa menggunakan metode *Double Difference* dan *Modified Joint Hypocenter Determination*. Maung (2009) menggunakan metode MJHD dalam merelokasi gempa dan memperlihatkan bahwa gempa-gempa lebih terkonsentrasi di sepanjang patahan aktif Sagaing, Myanmar dengan kedalaman dangkal 10-40 km. Putri (2012) juga menyatakan bahwa sebaran hiposenter hasil relokasi menggunakan MJHD dapat mengidentifikasi bidang patahan yang terjadi pada gempabumi Mentawai 25 Okt 2012.

Aswad (2010) mengaplikasikan metode *Double Difference* untuk merelokasi gempa vulkanik di kompleks Gunung Guntur. Hasil relokasi menunjukkan adanya kumpulan gempa yang diperkirakan berkaitan dengan struktur sesar yang berada di Kompleks Gunung Guntur. Waldhauser dan Ellsworth (2000) menerapkan metode DD pada Patahan Hayward Northern di California dan menunjukkan struktur yang lebih fokus dibandingkan metode sebelumnya. Sahara (2009) menyimpulkan bahwa hasil relokasi hiposenter dengan menggunakan metode DD pada kasus sintesis dan riil cenderung memberi lokasi hiposenter yang lebih terfokus pada satu struktur seismisitas seperti yang diterapkan pada kasus Gunung Kelud.

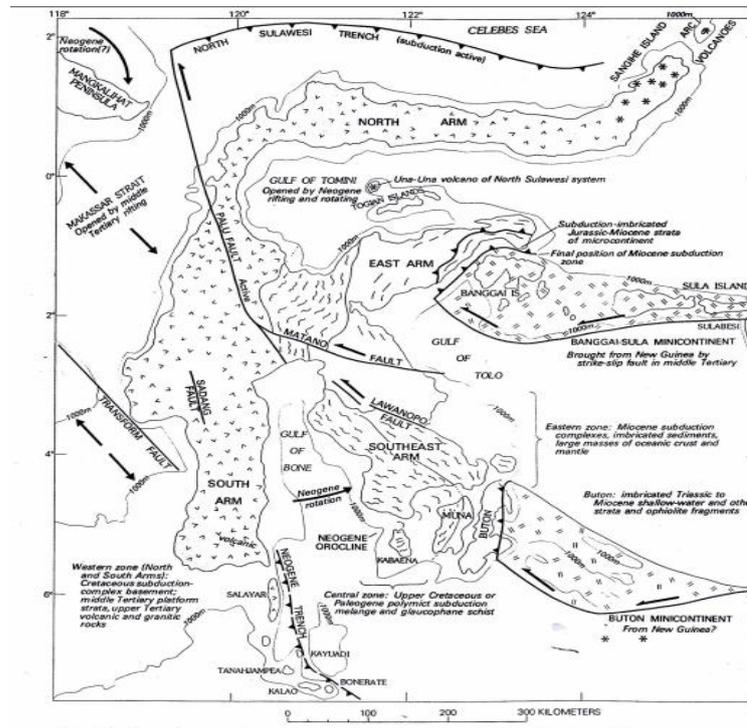
## **BAB II**

### **TINJAUAN PUSTAKA**

#### **II.1 Tektonik Sulawesi**

Perkembangan tektonik di kawasan Pulau Sulawesi berlangsung sejak zaman Tersier hingga sekarang, sehingga termasuk daerah teraktif di Indonesia dan mempunyai fenomena geologi yang kompleks dan rumit. Manifestasi tektonik yang ditimbulkan berupa patahan dan gunungapi (Kaharuddin, 2011).

Daerah Palu merupakan salah satu kawasan seismik aktif di Sulawesi. Tingginya tingkat aktivitas kegempaan di kawasan tersebut akibat lokasinya yang berada pada zona benturan tiga lempeng tektonik utama dunia, yaitu Indo-Australia (ke utara,  $\pm 7$  cm/tahun), Eurasia (relatif pasif ke tenggara,  $\pm 3$  cm/tahun), dan pasifik (ke barat,  $\pm 6$  cm/tahun). Pertemuan ketiga lempeng tersebut bersifat konvergen dan ketiganya bertumbukan secara relatif, sehingga mengakibatkan daerah Sulawesi Tengah dan sekitarnya menjadi salah satu daerah yang memiliki tingkat kegempaan yang cukup tinggi (Daryono, 2011).



*Gambar II.1 Beberapa struktur tektonik utama Sulawesi (Hamilton, 1979).*

Menurut Hamilton (1979), ada beberapa segmentasi sesar yang sangat berpotensi mengakibatkan gempa bumi di Sulawesi Tengah dan Sulawesi Selatan. Sesar-sesar tersebut adalah Sesar Palu-Koro yang memanjang dari Palu ke arah selatan dan tenggara melalui Sulawesi Selatan bagian utara menuju ke selatan Bone sampai di Laut Banda, Sesar Saddang yang memanjang dari pesisir Pantai Mamuju memotong diagonal melintasi daerah Sulawesi Selatan bagian tengah, selatan, dan Bulukumba menuju ke Pulau Selayar bagian timur, dan Parit-parit di Laut Makassar selatan dan Laut Bone serta beberapa anak patahan baik yang berada di darat maupun di laut.

Secara keseluruhan, terdapat empat daerah pemekaran di sekitar Sulawesi, yaitu tiga di Selat Makassar dan satu di Teluk Bone, sedangkan sesar yang terdapat di

Sulawesi adalah Palu Koro, Walanae, Matano, Hamilton, Sorong, dan Selatan Sula Sorong. Selain itu juga terdapat tiga palung (Sulawesi Utara, Sangihe dan Tolo) sebagai daerah subduksi dan dua patahan naik (Sula dan Batui). Sulawesi juga memiliki patahan kecil *strike slip* yang banyak terdapat di Sulawesi Tengah. Selain kompleksitas sistem seismik, pergerakan Lempeng Pasifik ke Barat dan India-Australia ke utara membuat Sulawesi sangat rentan terhadap gempa (Baeda, 2011).

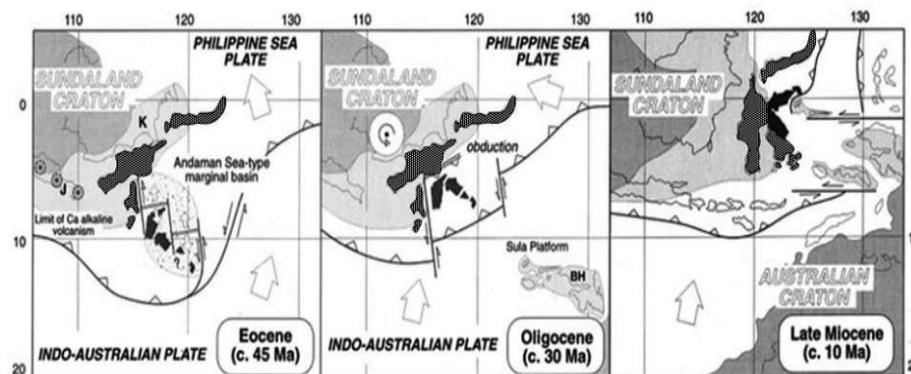
Berdasarkan uraian di atas, salah satu patahan yang masih aktif di Sulawesi adalah Sesar Palu Koro. Patahan tersebut aktif akibat mendapat tekanan dari Laut Flores di bagian selatan dan di ujung utara melalui Selat Makassar berpotongan dengan zona subduksi lempeng Laut Sulawesi.

Sesar Palu Koro memanjang dari utara (Palu) ke selatan (Malili) hingga Teluk Bone sepanjang  $\pm 459$  km, bergerak sinistral (mengiri) dengan rata-rata *slip* sekitar 32-45 mm/tahun, dan merupakan sesar *strike slip* (Irsyam, dkk, 2010). Patahan tersebut berhubungan langsung dengan patahan Matono-Sorong dan Lawanoppo-Kendari (Kaharuddin, 2011).

### **II.1.1 Perkembangan Tektonik Sulawesi**

Secara geologi, ada beberapa teori pembentukan Pulau Sulawesi, salah satunya yang dikemukakan oleh Parkinson (1998). Menurut teori ini, skema pembentukan Sulawesi didasarkan pada pemikiran adanya gerakan lengan. Lengan utara dan selatan Sulawesi yang pada dasarnya berada di tepi Sundaland, sedangkan timur dan tenggara pada awalnya terletak di Lempeng Samudera Hindia di bagian atas

Pulau Papua. Selama Eosen (45 juta tahun lalu) sampai akhir Miosen (10 juta tahun yang lalu), semua empat lengan bergerak dan bergabung bersama di Timur Eurasia dan membentuk Pulau Sulawesi dengan beberapa patahan dan zona subduksi, seperti Palu Koro dan Palung Sulawesi Utara.



*Gambar II.2 Proses pergerakan ke-empat lengan Sulawesi (Baeda, 2011 op. cit., p.19)*

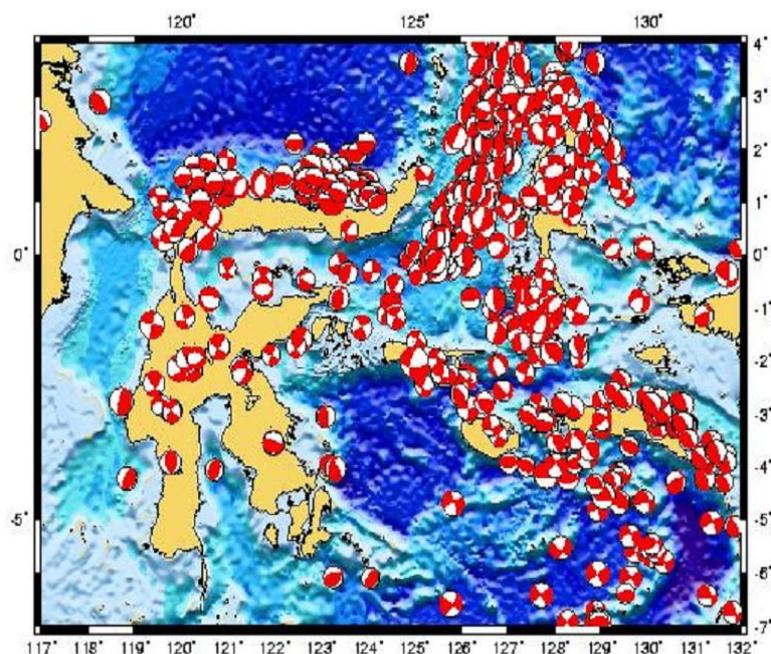
Berdasarkan sejarah pembentukannya, Pulau Sulawesi merupakan gabungan akumulasi lempeng – lempeng mikro sejak zaman Tersier hingga sekarang. Terdiri dari busur gunungapi Sulawesi Barat, kerak oseanik Sulawesi Timur, mikro kontinen Banggai-Sula, dan kompleks metamorf Sulawesi tengah (Kaharuddin, 2011).

## II.1.2 Aktifitas Seismik Sulawesi

Indonesia secara tektonik terbagi menjadi dua bagian yakni bagian barat dan timur. Tektonik di Indonesia bagian barat menunjukkan adanya interaksi antar lempeng makro (Hindia-Australia dengan Eurasia), sehingga gempa dan tsunaminya jauh lebih besar dibandingkan bagian timur yang mudah melepaskan energi dalam wujud gempa kecil dengan frekuensi tinggi sebab merupakan

interaksi lempeng-lempeng mikro (Filiphina, Carolina) yang sifatnya lemah terhadap akumulasi energi.

Berdasarkan data dari *Harvard CMT Catalog* sejak tahun 1976 hingga April 2000, mekanisme sesar naik di Sulawesi berada pada lengan timur Sulawesi. Mekanisme tersebut merepresentasikan adanya zona subduksi di Palung Sulawesi Utara. Selain itu, mekanisme sesar naik juga berada di Laut Molluca dan Laut Sulawesi yang berasosiasi dengan kompresi maksimum yang dihasilkan oleh dua zona benioff yang berlawanan, serta pada bagian tenggara Sulawesi yang diakibatkan oleh adanya kompresi maksimum Busur Banda.



**Gambar II.3** Distribusi focal mechanism di Pulau Sulawesi dan sekitarnya (sumber: *Harvard CMT Catalog, 1976-2000*)

Mekanisme adanya sesar geser dapat ditemukan di Sulawesi bagian Barat. Mekanisme ini berhubungan dengan aktifitas Sesar Palu Koro, sedangkan sesar

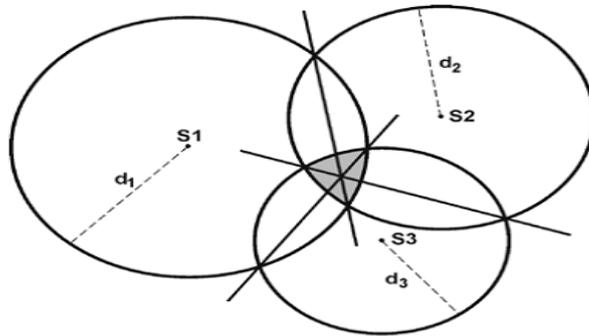
geser yang berada di timur laut lengan timur Sulawesi dan selatan Pulau Sula berasosiasi dengan patahan Sula-Sorong (Tanioka, 2008).

## **II.2 Metode Penentuan Lokasi Hiposenter**

Secara umum, penentuan lokasi suatu hiposenter diperoleh dengan menggunakan hasil pengamatan fase seismik. Hasil pengamatan tersebut terekam oleh tiga komponen yakni N-S, E-W, dan up down di masing-masing stasiun berbeda.

Parameter hiposenter awalnya ditentukan dengan menggunakan metode penentuan hiposenter tunggal (*Single Event Determination*). Metode tersebut antara lain metode Geiger, metode *hypoellipse*, metode lingkaran menggunakan dua atau tiga stasiun, metode bola, metode Locus dan Wadati.

Salah satu metode yang sering digunakan dalam penentuan lokasi hiposenter tunggal adalah metode tiga lingkaran yang menggunakan selisih waktu tiba gelombang P dan S yang terekam pada masing-masing stasiun gempa. Metode ini menentukan lokasi secara manual dengan menggambar lingkaran. Lokasi stasiun sebagai pusat lingkaran dan jarak hiposenter sebagai jari-jari lingkaran. Dalam metode ini dibutuhkan minimal 3 stasiun perekam dimana irisan tiga lingkaran yang berpusat pada stasiun merupakan ruang dari hiposenter.



**Gambar II.4** Penentuan hiposenter menggunakan metode lingkaran (Havskov, 2011)

Gambar di atas menunjukkan lokasi stasiun berada di S1, S2, dan S3. Pusat gempa berada pada daerah yang diarsir, perkiraan terbaik adalah titik potong dari garis-garis yang menghubungkan titik-titik persimpangan setiap pasang lingkaran (Havskov, 2011). Pada prinsipnya, metode bola memperbaiki metode lingkaran dalam penentuan posisi hiposenter sebab kedalaman hiposenter dapat diketahui.

### **II.2.1 Metode Inversi Linier**

Pemodelan inversi sering dikatakan sebagai “kebalikan” dari pemodelan ke depan karena dalam pemodelan inversi parameter model diperoleh secara langsung dari data. Pada dasarnya solusi inversi linier diperoleh dengan mencari minimum suatu fungsi objektif yang menyatakan selisih kuadrat antara data pengamatan dan data perhitungan yang berasosiasi dengan suatu model tertentu yang disebut dengan konsep kuadrat terkecil atau *Least Square*. Konsep *least square* pada prinsipnya merupakan usaha untuk mencari model optimum dengan kriteria kesalahan (selisih) kuadrat yang minimum (Grandis, 2009).

Kesesuaian antara respon model dengan data pengamatan umumnya dinyatakan oleh suatu fungsi objektif yang harus diminimumkan. Agar model terbaik yang diperoleh berasosiasi dengan kesalahan minimum untuk semua data (minimum fungsi objektif) maka dalam menentukan atau mencari model (solusi) perhitungan kesalahan tersebut harus melibatkan semua data. Sehingga *error function* dapat dirumuskan sebagai berikut:

$$E = \sum_{i=1}^N (obs - cal)^2 = \sum_{i=1}^N [r_i(x)]^2 \dots \dots \dots (II. 1)$$

Dengan  $r_i$  menyatakan nilai sisa (residual) di titik data ke-i. jika dituliskan dalam bentuk matriks maka  $r_i = [r_1(x), r_2(x), r_3(x) \dots \dots \dots]^T$ .

Maka persamaan (II.1) dapat dinyatakan dalam bentuk yang lebih sederhana sebagai:

$$E = r^T r \dots \dots \dots (II. 2)$$

Untuk kasus dengan fungsi yang menghubungkan antara data dengan parameter model adalah suatu fungsi linier maka persamaan yang lebih sederhana dalam bentuk matriks dapat ditulis

$$d = Gm \dots \dots \dots (II. 3)$$

**G** matriks (n x m) yang biasa disebut matriks kernel merupakan fungsi *forward modeling* yang tidak mengandung elemen parameter model yang ingin dicari **m**, sedangkan **d** adalah elemen data yang merepresentasikan data yang bervariasi terhadap variable bebas *m*.

Jika jumlah data pengamatan lebih banyak dibandingkan jumlah parameter model yang tidak diketahui maka persamaan (II.3) akan menjadi *overdetermined*. Kondisi ini menyebabkan parameter model yang memiliki respon yang cocok dengan data pengamatan dapat dipecahkan dengan metode klasik kuadrat terkecil (*Least Squares Method*) (Puspito, 1996).

Metode klasik kuadrat terkecil pada dasarnya meminimalkan persamaan (II.2). Dengan menggunakan notasi  $d$  sebagai data hasil pengamatan (observasi) dan data perhitungan (kalkulasi) yang diperoleh melalui penyelesaian fungsi atau persamaan *forward modeling* untuk suatu model tertentu yang dinyatakan pada ruas kanan persamaan (II.3), maka persamaan (II.2) dapat ditulis sebagai berikut:

$$\begin{aligned}
 E &= r^T r = [d - Gm]^T [d - Gm] \\
 &= d^T d - d^T Gm - [Gm]^T d + [Gm]^T Gm \dots \dots \dots (II.4)
 \end{aligned}$$

Dalam kalkulus, jika suatu fungsi mencapai minimum maka turunannya terhadap variabel yang tidak diketahui di titik minimum tersebut adalah nol, maka karakteristik minimum suatu fungsi tersebut dapat digunakan untuk pencarian parameter model. Adapun turunan fungsi objektif  $E$  terhadap parameter model  $m$  adalah sebagai berikut:

$$\begin{aligned}
 \frac{\partial E}{\partial m} &= -d^T G - G^T d + G^T Gm + [Gm]^T G \\
 0 &= 2(-G^T d + G^T Gm) \\
 G^T d &= G^T Gm \\
 [G^T G]^{-1} G^T d &= m \dots \dots \dots (II.5)
 \end{aligned}$$

Persamaan (II.5) adalah solusi inversi linier dengan optimasi *least square* untuk suatu sistem atau permasalahan yang hubungan antara data dan parameter modelnya dapat dinyatakan oleh persamaan linier  $\mathbf{d} = \mathbf{Gm}$  (Grandis, 2009).

### II.2.2 Inversi Non Linier dengan Pendekatan Linier

Persamaan  $\mathbf{d} = \mathbf{g}(\mathbf{m})$  dapat pula digunakan untuk menyatakan hubungan antara data dengan parameter model yang direpresentasikan oleh suatu fungsi non linier. Dengan  $\mathbf{g}$  adalah suatu fungsi pemodelan kedepan yang merupakan fungsi non linier dari parameter model.

Untuk mendapatkan solusi inversi, suatu fungsi non linier dapat dilinierkan menggunakan ekspansi Taylor orde pertama fungsi  $\mathbf{g}(\mathbf{m})$  disekitar suatu model awal  $\mathbf{m}_0$ , sehingga menghasilkan:

$$g_i(m_0 + \delta m_j) \approx g_i(m_0) + \frac{\partial g_i}{\partial m_j} \delta m_j + O(\delta m_j) \dots \text{(II. 6)}$$

$O(\delta m_j)$  adalah suku sisa yang melibatkan turunan orde ke-dua dan orde lebih tinggi lainnya.  $m = m_0 + \delta m_j$  menyatakan bahwa model  $\mathbf{m}$  merupakan hasil dari model awal  $m_0$  yang dipertubasikan dengan  $\delta m_j$ . Sehingga persamaan  $\mathbf{d} = \mathbf{g}(\mathbf{m})$  dapat dituliskan ke dalam bentuk

$$d = g_i(m_0 + \delta m_j) \dots \text{(II. 7)}$$

Hasil substitusi dari persamaan (II.6) ke persamaan (II.7) dengan mengabaikan suku sisa maka akan menghasilkan persamaan sebagai berikut:

$$d_i = g_i(m_0) + \frac{\partial g_i}{\partial m_j} \delta m_j \dots \dots \text{(II. 8)}$$

Suku kedua pada ruas kanan persamaan (II.8) akan membentuk matriks *Jacobi* ( $J_{ij}$ ) yang berisi turunan parsial fungsi  $\mathbf{g}(\mathbf{m})$  terhadap elemen parameter model  $\mathbf{m}$ ,

$$J_{ij} = \frac{\partial g_i}{\partial m_j}.$$

Persamaan (II.8) dapat ditulis dalam notasi matriks berikut:

$$d - g(m_0) = J_0 \Delta m_0 \text{ atau } \Delta d_0 = J_0 \Delta m_0 \dots \text{ (II. 9)}$$

Persamaan (II.9) mirip dengan persamaan yang berlaku pada inversi linier (II.3) sehingga solusi inversi dalam bentuk  $\Delta m_0$  dari suatu permasalahan yang dinyatakan dalam persamaan (II.9) dapat diselesaikan menggunakan optimasi *least square* seperti pada persamaan (II.5).

$$\Delta m_0 = [J_0^T J_0]^{-1} J_0^T (d - g(m_0)) \dots \text{ (II. 10)}$$

Persamaan (II.10) pada dasarnya menyatakan pertubasi yang diperlukan terhadap suatu model awal  $m_0$  agar diperoleh model yang lebih baik yaitu  $\mathbf{m} = \mathbf{m}_0 + \Delta \mathbf{m}_0$ . Suatu pendekatan fungsi non linier tidak dapat langsung menghasilkan model optimum sehingga proses pertubasi model terhadap model awal dilakukan secara iteratif pada iterasi ke-(n+1) menggunakan persamaan berikut (Grandis, 2009):

$$m_{n+1} = m_n + [J_n^T J_n]^{-1} J_n^T (d - g(m_n)) \dots \text{ (II. 11)}$$

Dalam relokasi gempa, teknik optimasi *least square* digunakan untuk mendapatkan vektor perubahan parameter hiposenter dari matriks turunan waktu tempuh terhadap parameter hiposenter. Teknik optimasi ini dipakai sebagai dasar pada metode Geiger (SED), MJHD, maupun DD.

### II.2.2.1 Metode Geiger

Selain metode penentuan hiposenter tunggal secara grafik (manual), metode inversi juga diaplikasikan dalam merelokasi parameter hiposenter hasil dari metode bola  $(x_0, y_0, z_0)$ . Sedangkan, untuk menentukan *origin time*, dapat digunakan data waktu tiba dari stasiun yang dekat dan memiliki waktu tiba tercepat sebagai  $(t_0)$  dengan batasan bahwa hiposenter berada dekat atau di dalam suatu jaringan stasiun (Havskov, 2011).

Salah satu metode yang mengaplikasikan metode inversi adalah metode Geiger. Metode ini merupakan suatu prosedur iterasi dengan menggunakan optimasi *Least Square* untuk menentukan lokasi hiposenter (Sahara, 2009).

Prinsip dasar metode ini terletak pada saat hiposenter dan waktu asal ditentukan (sebagai harga awal) oleh waktu kedatangan fase seismik yang dimulai oleh gempa pertama, maka lokasi akan dihitung sesuai dengan titik dimana gempa dimulai. Hal tersebut dilakukan secara iterasi hingga diperoleh model hiposenter yang menghasilkan nilai residu di tiap stasiun mencapai nilai minimum yang telah ditentukan.

Misalkan bahwa waktu kedatangan (*arrival time*) fase seismik di tiap stasiun pengamat ke- $i$   $(x_i, y_i, z_i)$  adalah  $t_i$ . Parameter hiposenter awal ditunjukkan dalam bujur  $(x_0)$ , lintang  $(y_0)$ , dan kedalaman  $(z_0$  [km]) dengan waktu asal terjadinya gempa (*origin time*) adalah  $t_0$ .  $T^{\text{cal}}$  adalah waktu tempuh kalkulasi berdasarkan model kecepatan yang digunakan, dalam penelitian ini posisi hiposenter awal diperoleh dari model kecepatan 1D IASP91. Sedangkan  $T^{\text{obs}}$  adalah waktu tempuh

observasi berdasarkan selisih antara waktu tiba di tiap stasiun ( $t_i$ ) dengan waktu asal ( $t_0$ ). Secara matematis dapat dituliskan sebagai berikut:

$$r_i = T_i^{obs} - T_i^{cal} \dots \dots (II. 12)$$

Dengan  $r_i$  adalah nilai residual atau error.

Fakta bahwa model struktur dan kecepatan bawah permukaan yang kompleks dan adanya faktor kesalahan akibat faktor kesalahan pembacaan waktu tiba maka persamaan (II.12) adalah suatu persamaan non-linier. Untuk menyelesaikan persoalan diatas maka persamaan tersebut dapat dilinearkan dengan menggunakan ekspansi Taylor orde pertama.

$$dr_i = \left( \frac{\partial T_i}{\partial x} dx + \frac{\partial T_i}{\partial y} dy + \frac{\partial T_i}{\partial z} dz + dt \right) \dots \dots \dots (II. 13)$$

Perubahan residual waktu tempuh  $r_i$  ditentukan dari perubahan waktu tempuh terhadap ke-4 parameter gempa.

Jika disusun untuk semua stasiun yang merekam gempa maka komponen turunan parsial dari residual waktu tempuh terhadap parameter model ( $x, y, z, t$ ) akan membentuk matriks *Jacobi*  $[A]$  sebagai berikut:

$$[A] = \begin{bmatrix} \frac{\partial T_i}{\partial x} & \frac{\partial T_i}{\partial y} & \frac{\partial T_i}{\partial z} & 1 \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ \frac{\partial T_n}{\partial x} & \frac{\partial T_n}{\partial y} & \frac{\partial T_n}{\partial z} & 1 \end{bmatrix} \quad \delta x = \begin{bmatrix} dx \\ dy \\ dz \\ dt \end{bmatrix} \quad r = \begin{bmatrix} r_1 \\ r_2 \\ \vdots \\ r_n \end{bmatrix} \dots \dots \dots (II. 14)$$

Matriks  $[A]$  berukuran  $N \times 4$ , dengan  $N$  adalah jumlah stasiun pengamat. Matriks  $r$  berisi residual waktu tempuh tiap stasiun yang berukuran  $N \times 1$ . Matriks  $\delta x$  berisi vektor pertubasi atau perubahan parameter hiposenter terhadap parameter

dugaan (awal), berukuran 4 x 1. Persamaan (II.14) dapat disederhanakan ke dalam persamaan matriks berikut:

$$[A]\delta x = dr_i \dots \dots (II. 15)$$

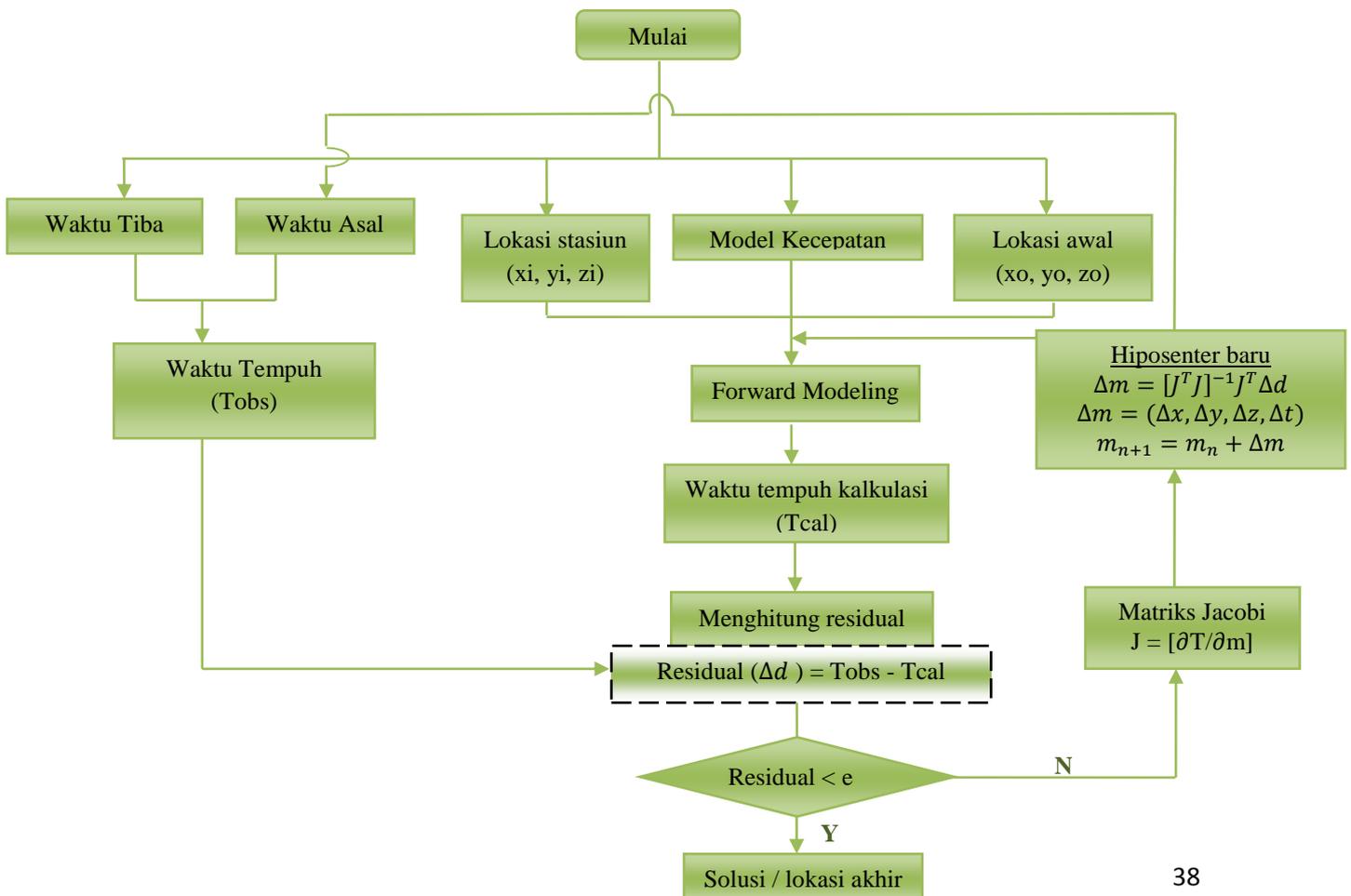
Sehingga solusi dari persamaan (II.15) dapat diselesaikan dengan metode inversi non linier menggunakan pendekatan linier dengan optimasi *least square*.

Adapun perbaikan lokasi hiposenter yang diperoleh adalah:

$$x_i = x_0 + dx; y_i = y_0 + dy; z_i = z_0 + dz; t_i = t_0 + dt \dots \dots (II. 16)$$

Perbaikan posisi hiposenter akan terus dilakukan melalui proses iterasi hingga tercapai konvergensi pada harga solusi yang sebenarnya yakni ketika residual waktu tempuh observasi dan kalkulasi mendekati nol.

Adapun *flowchart* pemograman metode Geiger adalah sebagai berikut:



Keterbatasan metode ini karena penentuan lokasi hiposenter dilakukan tiap event, sehingga kesalahan data waktu tempuh dan penggunaan penyederhanaan model kecepatan 1D akan terakumulasi pada tiap lokasi hiposenter (Sahara, 2009). Selain itu, syarat model awal yang digunakan harus mendekati solusi model supaya tidak terjebak ke minimum lokal sehingga keakuratan *picking* waktu tiba gelombang P dan S pertama kali dalam menentukan model awal sangat mempengaruhi solusi dari metode ini.

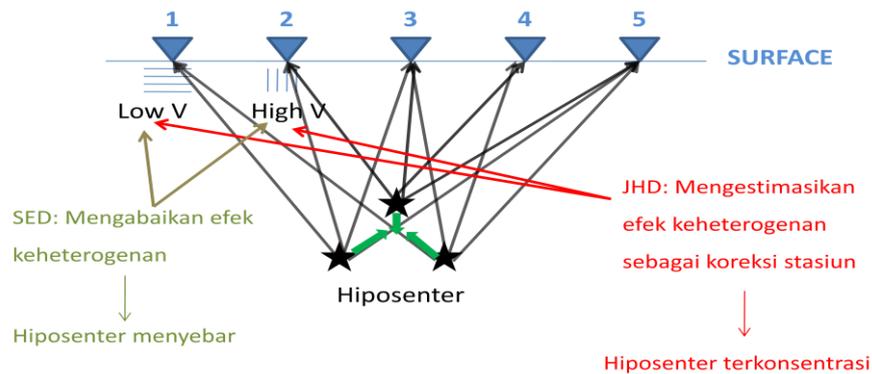
#### **II.2.2.2 Metode *Modified Joint Hypocenter* (MJHD)**

Metode MJHD secara teoritis merupakan pengembangan dari metode *Joint Hypocenter Determination* (JHD). Metode ini secara simultan menginversi waktu tempuh sekelompok gempa bumi dan besaran koreksi stasiun untuk mendapatkan lokasi hiposenter yang lebih baik sebab memberikan perbaikan terhadap kesalahan akibat variasi kecepatan lateral.

Permasalahan yang terdapat pada metode penentuan hiposenter tunggal terletak pada model struktur kecepatan yang digunakan. Metode hiposenter tunggal tidak memperhitungkan efek akibat adanya model kecepatan yang tidak termodelkan bila hanya menggunakan model kecepatan homogen isotropis. Adanya efek tersebut disebabkan oleh lapisan bawah permukaan bumi yang dilewati gelombang gempa sebenarnya bersifat heterogen.

Keheterogenan lateral dapat menyebabkan perbedaan pembacaan sebuah lokasi hiposenter oleh rangkaian stasiun sehingga hiposenternya menyebar dan terbaca menjadi beberapa event.

Untuk mengatasi permasalahan diatas, maka metode JHD menambahkan besaran koreksi stasiun sebagai koreksi terhadap kesalahan akibat variasi kecepatan lateral yang tidak diperhitungkan dalam model kecepatan 1D (Pujol, 2000). Koreksi ini dilakukan pada setiap stasiun pengamat yang merekam suatu event gempa.



**Gambar II.5** Efek keheterogenan lateral dalam penentuan hiposenter (Hurukawa, 2011) [gambar dimodifikasi].

Nilai Koreksi stasiun berkorelasi dengan adanya anomali nilai kecepatan dibawah stasiun tersebut. Anomali nilai kecepatan tidak menerus secara lateral sehingga mengakibatkan adanya variasi kecepatan lateral yang harus diperhitungkan dalam inversi. Pola nilai koreksi stasiun sesuai dengan pola anomali tersebut, sehingga diharapkan inversi JHD bisa menghasilkan lokasi hiposenter yang lebih baik (Sahara, 2009).

Namun, bila penyebaran stasiun tidak merata dan medium bawah permukaan sangat heterogen maka solusi menggunakan metode JHD akan tidak stabil, untuk mengatasi masalah tersebut, Hurukawa dan Imoto (1992) kemudian mengembangkan metode MJHD untuk melokalisasi gempabumi lokal, dimana koreksi stasiun yang digunakan tidak bergantung pada jarak dan azimuth antara

pusat daerah studi dengan stasiun yang digunakan, sehingga memperbaiki stabilitas metode ini (Hurukawa, 1992).

#### II.2.2.2.1 Algoritma MJHD

Algoritma penentuan hiposenter menggunakan metode MJHD pertama kali diperkenalkan oleh Hurukawa dan Imoto (1992). Metode MJHD pada prinsipnya merupakan pengembangan dari metode JHD, sehingga algoritmanya hampir sama, yang membedakan hanyalah penambahan konstrain (batasan) pada alur akhir metode MJHD.

Dengan menambahkan harga koreksi stasiun, maka residual waktu tempuh yang diperoleh pada stasiun ke- $i$  dapat ditulis sebagai berikut:

$$r_{ij} = T_{ij}^{obs} - (T_{ij}^{cal} + s_i) \dots \dots (II.17)$$

$T^{obs}$  adalah waktu tempuh gelombang seismik dari pusat gempa ke stasiun yang diperoleh dari selisih waktu tiba gelombang gempa dengan waktu asal (*origin time*),  $T^{cal}$  adalah waktu tempuh kalkulasi dan  $s_i$  adalah koreksi stasiun.

Jika diperhatikan, persamaan (II.17) mirip dengan persamaan (II.12) dengan tambahan koreksi stasiun, maka dengan asumsi yang sama dengan metode Geiger, persamaan (II.17) dapat dilinierkan menggunakan ekspansi Taylor orde pertama sebagai berikut:

$$dr_{ij} = \left( \frac{\partial T}{\partial x_j} dx_j + \frac{\partial T}{\partial y_j} dy_j + \frac{\partial T}{\partial z_j} dz_j + dt + ds_i \right) \dots (II.18)$$

Dengan  $i = 1, \dots, N$  menunjukkan jumlah stasiun pengamat dan  $j = 1, \dots, M$  menunjukkan jumlah kejadian gempa.

Jika persamaan (II.18) disusun menjadi sebuah matriks untuk semua stasiun maka persamaan matriksnya adalah sebagai berikut:

$$r_j = A_j dx_j + ds \dots \dots \dots (II.19)$$

$r_j$  berisi residual waktu tempuh tiap gempa,  $A_j$  adalah matriks yang berisi *partial derivative* dari residual waktu tempuh terhadap parameter hiposenter,  $dx_j$  berisi vektor pertubasi atau perubahan parameter hiposenter terhadap parameter dugaan (awal), dan  $ds$  adalah koreksi stasiun.

Dalam metode JHD, harga koreksi stasiun ( $ds_i$ ) dapat diperkirakan melalui dua langkah yakni pertama menentukan lokasi setiap gempa, kemudian menentukan rata-rata residual  $r_{ij}$  untuk semua event gempa pada stasiun ke- $i$  (Pujol, 2000).

Sehingga,

$$ds_i = \frac{1}{(\sum_{j=1}^M w_{ij}^2)} \sum_{j=1}^M w_{ij}^2 r_{ij} \dots \dots \dots (II.20)$$

$w_{ij}$  adalah pembobotan apriori berdasarkan kualitas dari picking dengan nilai dari 0 sampai 1 (Aswad, 2010).

Pada metode MJHD ditambahkan konstrain untuk memperbaiki kestabilan hasil JHD yang secara tidak langsung menyatakan bahwa koreksi stasiun yang digunakan tidak bergantung pada jarak dan sudut azimuth antara pusat daerah studi dengan stasiun yang digunakan. Adapun konstrain yang digunakan dalam metode MJHD adalah

$$\sum_{i=1}^n S_i D_i = 0$$

$$\sum_{i=1}^n S_i \cos \theta_i = 0, \sum_{i=1}^n S_i \sin \theta_i = 0, \sum_{i=1}^n S_i = 0 \dots \dots (II. 21)$$

Dengan  $S_i$  adalah koreksi stasiun di stasiun ke-i,  $D_i$  adalah jarak antara stasiun i dan pusat daerah studi,  $\theta_i$  adalah sudut azimuth stasiun i dari pusat daerah dan n adalah jumlah stasiun pengamat.

Metode MJHD memberikan hasil yang hampir sama dengan metode *master event*, yakni metode yang menentukan lokasi hiposenter menggunakan residual waktu tempuh antara sebuah gempa utama dan gempa-gempa lain di sekitarnya. Tapi, metode MJHD tetap lebih menguntungkan sebab tidak memerlukan sebuah gempa utama. Hal ini sangat efektif, terutama pada kasus dimana tidak ada gempa yang direkam dengan baik oleh semua stasiun (Hurukawa, 1992).

Adapun contoh elemen penyusun matriks dari persamaan (II.19) adalah sebagai berikut:

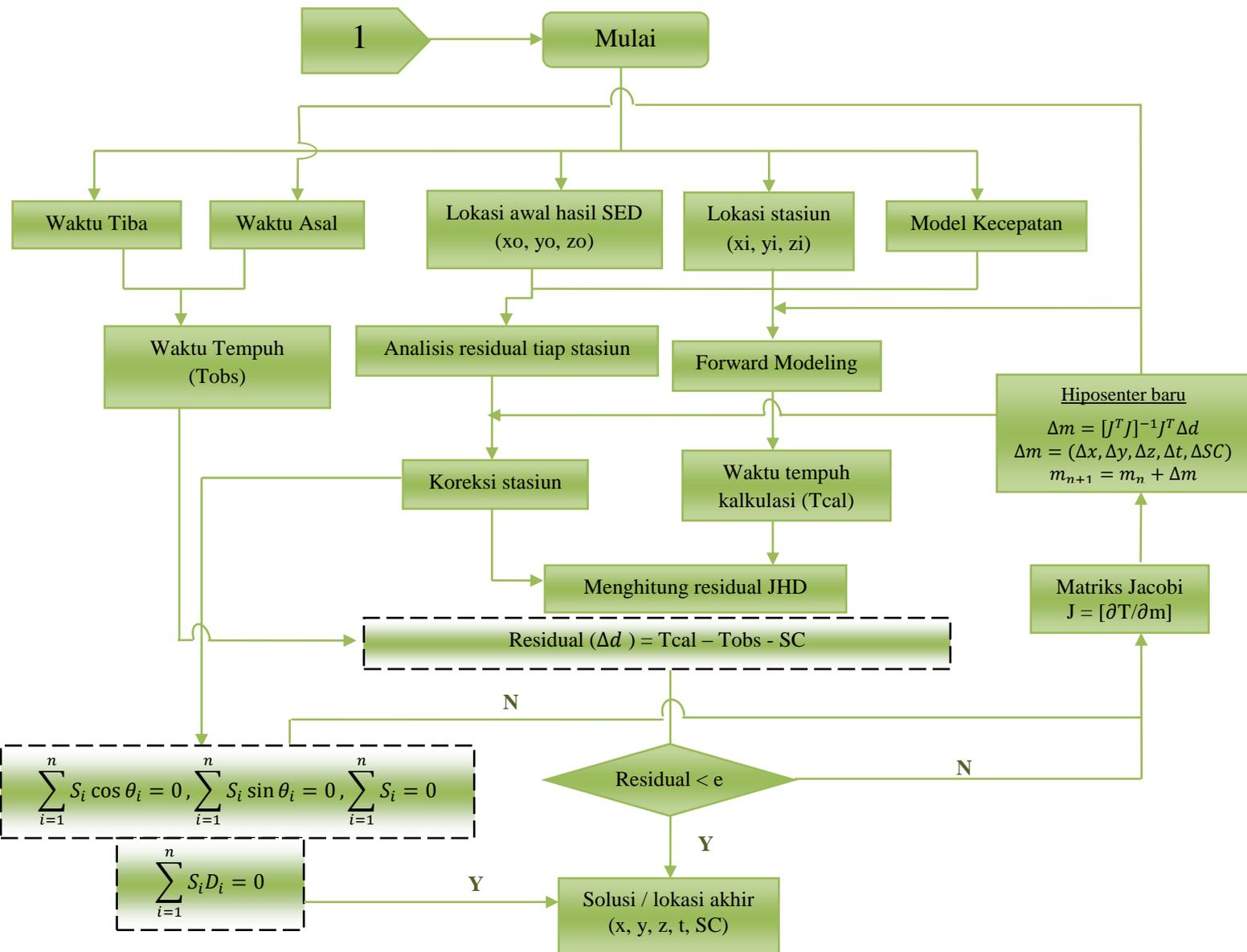
$$\begin{bmatrix} A_1 & 0 & \dots & 0 & 1 \\ 0 & A_2 & \dots & 0 & 1 \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots & \vdots \\ 0 & 0 & \dots & A_M & 1 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} dx_1 \\ dx_2 \\ \vdots \\ dx_m \\ ds \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} r_1 \\ r_2 \\ \vdots \\ r_m \end{bmatrix} \dots \dots (II. 22)$$

Persamaan (II.22) dapat ditulis kembali sebagai

$$Gy = b \dots \dots (II. 23)$$

Adanya kemiripan antara persamaan (II.23) dengan persamaan (II.9) maka solusi inversi non linier untuk mendapatkan vektor perturbasi parameter hiposenter dan koreksi stasiun juga dapat dipecahkan menggunakan optimasi *least square*.

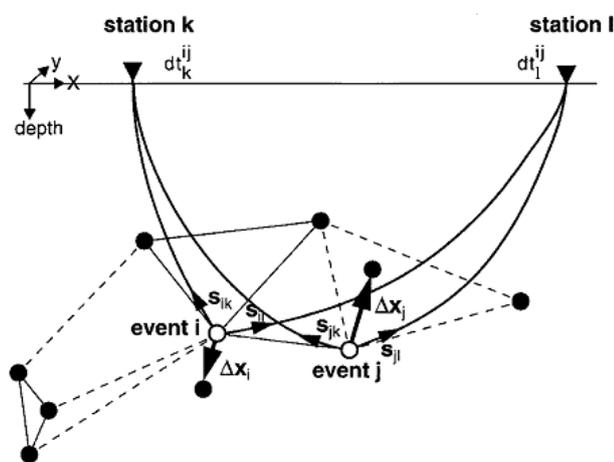
Adapun *flowchart* pemograman metode MJHD adalah sebagai berikut:



### II.2.2.3 Metode *Double Difference* (DD)

Metode *Double Difference* merupakan hasil pengembangan metode Geiger dengan menggunakan data relatif waktu tempuh antar dua pasang hiposenter. Prinsip metode ini adalah jika jarak persebaran hiposenter antara dua gempa sangat kecil dibanding jarak antara hiposenter – stasiun, maka *raypath* kedua

gempa dapat dianggap mendekati sama. Dengan asumsi ini, selisih waktu tempuh antara kedua gempa yang terekam pada satu stasiun yang sama dapat dianggap hanya sebagai fungsi jarak antara kedua hiposenter. Sehingga kesalahan model kecepatan bisa diminimalisasi tanpa menggunakan koreksi stasiun (Waldhauser dan Ellsworth, 2000).



**Gambar II.6** Ilustrasi dari algoritma double difference dalam merelokasi gempa (Waldhauser dan Ellsworth, 2000).

Gambar II.6 menunjukkan lingkaran hitam yang merepresentasikan *trial hypocenter* yang dihubungkan ke hiposenter yang berada di sekitarnya menggunakan kros korelasi (garis hitam) atau dari katalog (garis putus-putus). Untuk 2 *event* gempa, *i* dan *j*, lokasi awal (lingkaran putih), *s* adalah vektor *slowness*, dengan masing-masing dua stasiun pengamat *k* dan *l*.  $\Delta x$  mengindikasikan vektor perubahan gempa *i* dan *j*, dan *dt* adalah selisih waktu tempuh antara gempa *i* dan *j* pada masing-masing stasiun *k* dan *l* (Waldhauser dan Ellsworth, 2000).

### II.2.2.3.1 Algoritma *Double Difference* (DD)

Algoritma *double difference* berusaha untuk meminimalkan perbedaan waktu tempuh residual untuk pasangan gempa bumi pada stasiun yang sama. Hasil penyelesaiannya akan bebas dari kesalahan waktu tempuh yang berkaitan dengan heterogenitas kecepatan, tetapi masih akan menyisakan kesalahan acak (random) yang terdapat pada lokasi awal contoh dari kesalahan ini adalah ketidakakuratan pembacaan waktu tiba. Untuk alasan tersebut usaha yang maksimal harus dilakukan untuk mengurangi kesalahan pembacaan waktu tiba antara pasangan gempa bumi.

Berdasarkan Waldhauser dan Ellsworth (2000) langkah pertama dalam merelokasi gempa menggunakan metode DD adalah menentukan waktu tiba dari titik hiposenter ke stasiun pengamat.

$$t_k^i = \tau^i + \int_k^i u ds \dots \dots (II. 24)$$

$t$  adalah waktu tiba gempa  $i$  di stasiun pengamat  $k$  yang diekspresikan sebagai intergral sepanjang garis lintasan *ray*. Waktu awal gempa bumi ditunjukkan oleh  $\tau^i$ . *Slowness* dinyatakan oleh  $u$  dan  $ds$  merupakan elemen panjang lintasan.

*Double Difference* merupakan pengembangan dari metode Geiger yang hanya merelokasi satu gempa bumi. Sedangkan untuk keberhasilan DD sendiri haruslah ada hubungan antara dua gempa bumi, sehingga persamaan (II.12) untuk memperoleh waktu tempuh residual satu gempa bumi diubah menjadi:

$$dr_k^{ij} = (T_k^i - T_k^j)^{obs} - (T_k^i - T_k^j)^{cal} \dots \dots (II. 25)$$

Persamaan (II.25) mengekspresikan waktu tempuh residual dari dua gempa bumi  $i$  dan  $j$  di stasiun pengamat  $k$  yang dihitung berdasarkan perbedaan waktu tempuh observasi dan kalkulasi untuk dua gempa.

Jika *slowness* tidak konstan akibat hubungan antara waktu tempuh dan lokasi gempa bumi tidak linier, maka persamaan (II.25) dapat dilinierkan menggunakan ekspansi Taylor orde pertama sebagai berikut:

$$dr_k^{ij} = \frac{\partial T_k^i}{\partial x} dx^i + \frac{\partial T_k^i}{\partial y} dy^i + \frac{\partial T_k^i}{\partial z} dz^i + d\tau^i - \frac{\partial T_k^j}{\partial x} dx^j - \frac{\partial T_k^j}{\partial y} dy^j - \frac{\partial T_k^j}{\partial z} dz^j - d\tau^j \dots \dots \dots \text{(II.26)}$$

Parameter-parameter hiposenter direpresentasikan oleh  $x$ ,  $y$ ,  $z$ , dan  $\tau$  yang merupakan posisi dan waktu awal. Waktu tempuh residual ditentukan dari perbedaan perubahan dari ke-4 parameter untuk setiap 2 gempa yang terlibat dalam pasangan gempa bumi. Persamaan (II.26) dapat disederhanakan menjadi:

$$dr_k^{ij} = \frac{\partial T_k^i}{\partial m} dm^i - \frac{\partial T_k^j}{\partial m} dm^j \dots \dots \dots \text{(II.27)}$$

$m$  merepresentasikan parameter hiposenter yaitu dimensi lokasi dan waktu awal gempa. Jika persamaan (II.26) di susun dalam matriks untuk sejumlah  $n$  gempa yang diamati di stasiun  $k$  maka elemen penyusun matriksnya adalah sebagai berikut:

$$[G] = \begin{bmatrix} \frac{\partial T_k^1}{\partial x} & \frac{\partial T_k^1}{\partial y} & \frac{\partial T_k^1}{\partial z} & 1 & -\frac{\partial T_k^2}{\partial x} & -\frac{\partial T_k^2}{\partial y} & -\frac{\partial T_k^2}{\partial z} & -1 & 0 & 0 & 0 & 0 & \dots & 0 \\ \frac{\partial T_k^1}{\partial x} & \frac{\partial T_k^1}{\partial y} & \frac{\partial T_k^1}{\partial z} & 1 & 0 & 0 & 0 & 0 & -\frac{\partial T_k^3}{\partial x} & -\frac{\partial T_k^3}{\partial y} & -\frac{\partial T_k^3}{\partial z} & -1 & \dots & 0 \\ \vdots & \vdots \\ \vdots & \vdots \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \frac{\partial T_k^{n-1}}{\partial x} & \frac{\partial T_k^{n-1}}{\partial y} & \frac{\partial T_k^{n-1}}{\partial z} & 1 & -\frac{\partial T_k^n}{\partial x} & -\frac{\partial T_k^n}{\partial y} & -\frac{\partial T_k^n}{\partial z} & -1 \end{bmatrix}$$

$$[m]^T = [dx^1 \quad dy^1 \quad dz^1 \quad d\tau^1 \quad \dots \quad dx^n \quad dy^n \quad dz^n \quad d\tau^n]^T$$

$$[d]^T = [dr_k^{12} \quad dr_k^{13} \quad \dots \quad dr_k^{ij}]^T \dots \dots \dots (II.28)$$

Persamaan (II.28) dapat ditulis lebih sederhana dalam bentuk berikut:

$$WGm = Wd \dots (II.29)$$

Matriks **G** mengandung turunan parsial waktu tempuh pasangan gempa terhadap parameter model, berukuran  $M \times 4N$  dengan  $M$  adalah jumlah dari observasi *double difference* dan  $N$  adalah jumlah gempa bumi. Matriks **d** berisi residual waktu tempuh seluruh pasangan gempa, berukuran  $M \times 1$  dan **m** merupakan matriks yang berisi vektor perubahan posisi relatif pasangan hiposenter terhadap posisi relatif hiposenter dugaan (awal) tiap pasangan hiposenter pada satu kelompok (*cluster*), berukuran  $4N \times 1$ . Setiap persamaan akan dibobotkan dalam matriks diagonal **W**. **W** adalah pembobotan apriori berdasarkan kualitas dari *picking* tiap *event* dengan nilai dari 0 dan 1. Waktu tiba gelombang P dan S dibobotkan secara sama (Aswad, 2010).

Pembobotan apriori dilakukan untuk meminimumkan pengaruh data dengan kesalahan yang cukup besar (tingkat ketelitian rendah) karena besar *signal to noise ratio* untuk tiap event berbeda pada tiap stasiun. Dengan menambahkan informasi “apriori” diharapkan dapat mempersempit “daerah” pencarian solusi yang mungkin agar hasil inversi menghasilkan data dengan ketelitian yang baik.

Pendekatan yang digunakan oleh Waldhauser dan Ellsworth (2000) adalah mencari solusi LSQR terbobotkan sehingga solusi dari persamaan (II.29) menjadi

$$\hat{m} = [G^T W^{-1} G]^{-1} G^T W^{-1} d \dots \dots (II.30)$$

$\hat{m}$  adalah vektor perturbasi posisi relatif antar pasangan hiposenter terhadap posisi relatif hiposenter dugaan (awal) tiap pasangan hiposenter pada satu kelompok (*cluster*).

Pada dasarnya matriks  $G^T G$  merupakan matriks singular atau mendekati singular, ini disebabkan oleh adanya keterbatasan geometri atau jika satu gempa bumi tidak terhubung dengan baik dengan gempa lainnya sehingga matriks  $G^T G$  menjadi tidak stabil (*ill conditioned*) jika dicari inversnya, karena banyak elemennya yang bernilai nol (*under determined*). Permasalahan ini dapat diatasi dengan hanya memasukkan hiposenter yang saling terhubung dengan baik atau memiliki nilai koherensi yang cukup tinggi ke dalam matriks G dan dengan menambahkan sistem redaman (*damping*) pada matriks G sehingga matriks G berubah menjadi (Aswad, 2010):

$$W \begin{bmatrix} G \\ \lambda I \end{bmatrix} m = W \begin{bmatrix} d \\ 0 \end{bmatrix} \dots \dots \dots \text{(II. 31)}$$

Adapun solusi inversi non linier berbobot dan ter-redam pada persamaan (II.31) adalah sebagai berikut:

$$\hat{m} = [G^T W^{-1} G + \lambda I]^{-1} G^T W^{-1} d \dots \text{(II.32)}$$

Dengan  $\lambda$  adalah faktor redaman (*damping*) dan I adalah matriks identitas.

### II.2.2.3.2 Metode *Clustering*

*Clustering* adalah salah satu teknik analisis dalam data yang melakukan pengelompokkan dari data yang besar ke dalam data yang lebih kecil berdasarkan kesamaan karakteristik data (Handriyadi, 2009). Ada dua metode yang dapat

digunakan dalam mengelompokkan gempa-gempa yang saling terhubung ke dalam satu *kelompok* yakni analisis *multipler clustering* dan *distance clustering* (Rachni, 2012).

*Multipler clustering* dimulai dengan analisis koherensi tiap pasang gempa. Analisis koherensi tersebut diperoleh dari koefisien korelasi silang antar dua *waveform* gempa. Koherensi menunjukkan hubungan kemiripan antara dua *waveform* dalam rentang angka 0 hingga 1. Nilai koefisien korelasi silang yang mendekati 0 menunjukkan bahwa *waveform* tersebut tidak mirip dan nilai yang mendekati 1 berarti kedua *waveform* tersebut mendekati kemiripan.

Analisis koherensi dilakukan terhadap semua pasangan hiposenter. Dari hasil analisis tersebut ditentukan satu nilai koherensi yang dijadikan sebagai nilai minimum suatu pasangan hiposenter dapat dimasukkan ke dalam satu kelompok (*cluster*) (Sahara, 2009).

Sedangkan *distance clustering* menggunakan data gempa yang berasal dari data katalog, prinsip dasar metode ini adalah menganggap bahwa data yang akan direlokasi merupakan suatu kumpulan hiposenter (*cluster*) yang ditentukan berdasarkan jarak antar hiposenter (Waldhauser, 2001). Dalam metode ini pengelompokan hiposenter dalam satu kelompok (*cluster*) dimulai dengan menentukan pasangan gempa bumi yakni dua hiposenter yang tergolong pada jarak yang telah ditentukan sebelumnya terhadap yang lainnya dan terekam pada stasiun yang sama, lalu pasangan gempa tersebut akan dihubungkan dengan sejumlah gempa bumi di sekitarnya yang dikelompokkan dalam radius tertentu

dengan pasangan gempa lainnya (Aswad, 2010). Sehingga, semua pasangan hiposenter yang terdapat dalam radius tersebut dapat dikelompokkan dalam satu kelompok (*cluster*).

Berdasarkan uraian di atas, maka *flowchart* pemograman metode *double difference* adalah sebagai berikut:

