

Skripsi Geofisika

**RELOKASI HIPOSENTER GEMPABUMI DENGAN MENGGUNAKAN
METODE *MODIFIED JOINT HYPOCENTER DETERMINATION (MJHD)*
DAN METODE *DOUBLE DIFFERENCE (HYPODD)***



**OLEH:
SAFIRA FAUZIANINGSIH
H061181303**

**DEPARTEMEN GEOFISIKA
FAKULTAS MATEMATIKA DAN ILMU PENGETAHUAN ALAM
UNIVERSITAS HASANUDDIN
MAKASSAR
2022**

HALAMAN JUDUL

**RELOKASI HIPOSENTER GEMPABUMI DENGAN MENGGUNAKAN
METODE *MODIFIED JOINT HYPOCENTER DETERMINATION (MJHD)*
DAN METODE *DOUBLE DIFFERENCE (HYPODD)***

SKRIPSI

*Diajukan Sebagai Salah Satu Syarat Untuk Memperoleh Gelar Sarjana Sains
Pada Departemen Geofisika
Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam
Universitas Hasanuddin*

OLEH:

**SAFIRA FAUZIANINGSIH
H061181303**

**DEPARTEMEN GEOFISIKA
FAKULTAS MATEMATIKA DAN ILMU PENGETAHUAN ALAM
UNIVERSITAS HASANUDDIN
MAKASSAR
2022**

HALAMAN PENGESAHAN

**RELOKASI HIPOSENTER GEMPABUMI DENGAN MENGGUNAKAN
METODE *MODIFIED JOINT HYPOCENTER DETERMINATION (MJHD)*
DAN METODE *DOUBLE DIFFERENCE (HYPODD)***

Disusun dan Diajukan Oleh:

SAFIRA FAUZIANINGSIH

H061181303

Telah dipertahankan di hadapan Panitia Ujian yang dibentuk dalam rangka
Penyelesaian Program Sarjana Program Studi Geofisika Fakultas Matematika dan
Ilmu Pengetahuan Alam Universitas Hasanuddin

Pada 17 November 2022
Dinyatakan telah memenuhi syarat kelulusan

Menyetujui,

Pembimbing Utama


Ir. Bambang Harimeji, M.Si
NIP.196105011991031003

Pembimbing Pertama


Muhammad Fawzy Ismullah M., S.Si., M.T
NIP.199111092019031010

**Ketua Departemen Geofisika
Fakultas Matematika Dan Ilmu Pengetahuan Alam
Universitas Hasanuddin Makassar**


Dr. Muh. Alimuddin Hamzah, M.Eng
NIP.196709291993031003

PERNYATAAN KEASLIAN

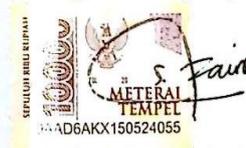
Saya yang bertandatangan di bawah ini:

Nama : Safira Fauzianingsih
NIM : H061181303
Departemen : Geofisika
Judul Skripsi : Relokasi Hiposenter Gempabumi Dengan Menggunakan Metode *Modified Joint Hypocenter Determination (MJHD)* dan Metode *Double Difference*

Menyatakan bahwa skripsi ini benar-benar hasil karya saya sendiri dan belum pernah diajukan untuk mendapatkan gelar sarjana di Universitas Hasanuddin atau Lembaga Penelitian lain kecuali kutipan dengan mengikuti tata penulisan karya ilmiah yang sudah lazim digunakan, karya tulis ini merupakan murni dari gagasan penelitian saya sendiri, kecuali arahan dari Tim Pembimbing dan masukan Tim Penguji.

Makassar, 17 November 2022

Yang membuat pernyataan,



Safira Fauzianingsih

SARI BACAAN

Relokasi Hiposenter Gempabumi Dengan Menggunakan Metode Modified Joint Hypocenter Determination (MJHD) dan Metode Double Difference (HypoDD)

Jawa Barat diapit oleh dua lempeng besar yang menyebabkan terbentuknya zona tektonik aktif di wilayah tersebut, yakni Lempeng Eurasia dan Lempeng Indo-Australia. Tektonik aktif tersebut berupa pembentukan sesar lokal di wilayah Jawa Barat dan sekitarnya, yang menyebabkan terjadinya gempabumi. Namun, gempa yang dihasilkan oleh katalog BMKG belum merujuk pada struktur tektonik di wilayah penelitian. Maka, diperlukanlah relokasi atau penentuan ulang hiposenter. Relokasi hiposenter digunakan untuk memperkirakan lokasi hiposenter yang sebenarnya. Pada penelitian ini relokasi hiposenter membandingkan hasil dari kedua metode, yaitu metode Modified Joint Hypocenter Determination (MJHD) dan metode Double Difference (HYPODD). Metode Modified Joint Hypocenter Determination merelokasi gempabumi dengan menambahkan koreksi stasiun, sedangkan metode Double Difference merelokasi hiposenter dengan memasang event dalam cluster. Penelitian ini menggunakan data katalog gempabumi BMKG periode Januari 2017 – Desember 2021 dengan model kecepatan gelombang global IASP91. Hasil dari relokasi menggunakan metode MJHD menunjukkan sebanyak 1124 titik terelokasi dari 2463 titik gempa, dengan nilai rms mengecil dari sebelumnya dan dominan berada pada rentang 0 hingga 1. Sedangkan, untuk hasil dengan metode HYPODD menghasilkan 2442 titik dari 2463 titik sebelum direlokasi, dengan frekuensi dominan rms berada pada nilai 0,5. Dari kedua metode tersebut menghasilkan perubahan hiposenter merujuk pada zona subduksi dan zona sesar lokal di wilayah penelitian. Kedalaman yang dihasilkan oleh MJHD berada pada rentang 50 – 200 km, dan metode HYPODD pada rentang 50 – 150 km. Metode HYPODD menunjukkan hasil yang sesuai dengan zona tektonik pada wilayah penelitian.

Kata kunci : Modified Joint Hypocenter Determination (MJHD), Double Difference (HypoDD), Relokasi, Hiposenter, Gempabumi.

ABSTRACT

Earthquake Hypocenter Relocation Using Modified Joint Hypocenter Determination Method (MJHD) and Double Difference Method (HypoDD)

West Java is flanked by two large plates that cause the formation of the active tectonic zone in the region, namely the Eurasian Plate and the Indo-Australian Plate. The active tectonics form of the local faults in West Java and around it is one of the causes of earthquakes. However, the earthquakes produced by the BMKG catalog have not referred to the tectonic structures in the study area. Therefore, a relocation of the hypocenter is required. Hypocenter relocation is used to estimate the actual hypocenter location. In this study, the hypocenter relocation compared the results of the two existing methods, the Modified Joint Hypocenter Determination (MJHD) method, and the Double Difference (HYPODD) method. This comparison serves to determine the cause of the earthquake. The Modified Joint Hypocenter Determination method relocates earthquakes by adding station corrections, while the Double Difference method relocates the hypocenter by pairing events in the cluster. This study uses BMKG earthquake catalog data for the period January 2017 through December 2021 with the IASP91 global wave velocity model. The relocation using the MJHD method showed 1124 relocated points from 2463 earthquake points, with RMS values shrinking from before and predominantly in the range of 0 to 1. Then, the results with the HYPODD method yielded 2442 points from 2463 points before relocation, with the dominant frequency RMS being at a value of 0.5. In both methods, there are changes in the hypocenter referring to the subduction zone and the local fault zone in the study area. The depth result with the MJHD method is in the range of 50 – 200 km, and the HYPODD method is about 50 – 150 km. The HYPODD method showed results corresponding to the tectonic zone of the study area.

Keywords : *Modified Joint Hypocenter Determination (MJHD), Double Difference (HypoDD), Relocation, Hypocenter, Earthquake.*

KATA PENGANTAR

Bismillahirrahmanirrahim

Assalamu 'alaikum warahmatullahi wabarakatuh

Alhamdulillah, segala puji bagi ALLAH SWT yang senantiasa memberikan limpahan rahmat dan kesehatan kepada saya selaku penulis sehingga dapat mampu menyelesaikan skripsi dengan judul “**RELOKASI HIPOSENTER GEMPABUMI DENGAN MENGGUNAKAN METODE *MODIFIED JOINT HYPOCENTER DETERMINATION (MJHD)* DAN METODE *DOUBLE DIFFERENCE (HYPODD)***”. Shalawat serta salam tak lupa dihaturkan kepada baginda Rasullullah SAW, keluarga, para sahabat, dan para pengikutnya.

Selama penulisan dan penyelesaian skripsi ini tidak terlepas dari berbagai rintangan, hambatan dan keterbatasan penulis dalam penyusunannya. Namun, berkat bantuan dan motivasi dari berbagai pihak sehingga semua masalah dalam penyelesaian skripsi penulis dapat teratasi dengan perlahan. Dalam kesempatan ini, dengan segala kerendahan hati penulis mengucapkan terima kasih banyak kepada kedua orangtua tercinta, yaitu ayah **Drs. Sukartono Masui** dan Ibu **Dra. Siswati Sutji Rahayu**. Yang merupakan *support system* terbesar sehingga penulis bisa berada pada tahap ini. Tidak lupa pula ucapan terima kasih atas dukungan dan motivasi dari kakak tercinta, yaitu **Kak Widi** yang selalu memberikan masukan kepada penulis. Serta kepada **Kak Andi** dan juga **Baby Syifa**, yang senantiasa mendukung penulis.

Ucapan terima kasih juga penulis haturkan kepada seluruh pihak-pihak yang terlibat dan memberikan bantuan serta bimbingan dalam proses penyelesaian studi. Oleh karena itu, dengan segala kerendahan hati penulis mengucapkan terima kasih dan penghargaan sebesar-besarnya kepada:

1. Bapak **Ir. Bambang Harimei, M.Si**, dan Bapak **Muhammad Fawzy Ismullah M, S.Si., M.T.**, selaku pembimbing utama dan pembimbing pertama yang senantiasa selalu memberikan arahan, bimbingan, serta motivasi kepada penulis untuk dapat menyelesaikan skripsi ini.
2. Bapak **Sabrianto Aswad, S.Si., M.T**, dan Ibu **Makharani, S.Si., M.Si.**, selaku penguji yang telah memberikan saran dan koreksi kepada penulis dalam penyelesaian skripsi agar lebih baik.
3. **Stasiun Geofisika Kelas I: Badan Meteorologi Klimatologi dan Geofisika (BMKG) Bandung**, atas bantuan dan memberikan izin dalam pengambilan data tugas akhir penulis. Maka dari itu, penulis mengucapkan terima kasih atas segala bantuan dan kontribusinya.
4. Bapak **Virga Librian, S.T.**, Bapak **Adityo Mursitanyo, M.Si.**, dan Ibu **Santi Dwi Lestari (Stasiun Geofisika Kelas I: BMKG Bandung)** atas bimbingan, waktu, dan pikiran dalam membantu serta menyelesaikan pengolahan data penelitian penulis.
5. Bapak **Dr. Muh. Alimuddin Hamzah, M.Eng.**, dan Bapak **Erfan Syamsuddin, M.Si.**, selaku Ketua dan Sekretaris Geofisika FMIPA Unhas.
6. Bapak **Ir. Muhammad Altin Massinai, M.Si.**, selaku dosen penasehat akademik yang telah memberikan nasehat kepada penulis.

7. Seluruh **Dosen Departemen Geofisika dan Staf Departemen Geofisika**, atas ilmu pengetahuan selama masa studi penulis dan bantuan pelayanan administrasi yang telah diberikan.
8. Sahabat **TONGKRONGAN (Marni dan Pian)**, yang senantiasa menemani penulis selama penelitian tugas akhir di Bandung.
9. **BASECAMP SALAMA' (Marni, Iis, Jihan, Zefa, Fira, Jojo, Wilda, Inul, Irma, Aini, Sri dan Onding)**, selaku sahabat dalam berbagai cerita dan drama skripsi penulis. Terima kasih juga atas hari-hari yang dilalui bersama, kala sedih ataupun senang.
10. **SEKTOR PELANGI (Zefa, Innah, Iis, Jihan dan Angput)**, selaku sahabat sedari pengumpulan maba. Terima kasih masih bertahan hingga saat ini.
11. **NETFLIX TEAM**, yang senantiasa memberikan semangat pantang menyerah kepada penulis. Serta, motivasi berupa *quotes* yang *related* dengan kehidupan penulis.
12. **Apreska Kost (Yansen, Wilda, Sarwan, dan Dede)**, selaku teman-teman seperjuangan KP di Palu.
13. **Deboy**, atas kesabaran dan motivasi serta sebagai *support system* penulis dalam menyelesaikan skripsi ini.
14. Sahabat **USUPSO (Lule, Ain, Dinar, Ulfa, Eby, Ucup, Iyat, Fikri, Agus dan Ari)**, yang terus memberikan *positif vibes* kepada penulis untuk tetap berusaha dan tidak mudah menyerah.

15. **Tia**, selaku teman kosan penulis dari maba yang selalu bersama. Terima kasih atas dukungannya selama ini.
16. Seluruh teman-teman **Geofisika 2018**, atas dukungan berupa semangat dan motivasinya. Serta, dukungan dan saling membantu dalam penyelesaian studi penulis.
17. Seluruh teman-teman **HMGF & Himafi 2018**, atas kebersamaannya hingga saat ini. Terima kasih juga atas canda tawa dan sedih sendu yang kita lalui bersama, tetapkanlah **SATU TEKAD TAKLUKKAN WAKTU**.
18. Seluruh teman-teman **MIPA 2018**, khususnya teman-teman pengurus BEM yang telah mengajari penulis arti dari sebuah perbedaan juga kebersamaan. Selalu terus tumbuh dan **TAKKAN PUDAR**.
19. *Society of Petroleum Engineering (SPE)*, atas kesempatan dan pengalaman berharga yang diberikan kepada penulis selama menempuh studi.
20. Keluarga besar **Himpunan Mahasiswa Geofisika (HMGF) FMIPA Unhas**, yang telah memberikan penulis arti dari keluarga. Serta, pelajaran yang sangat berharga dalam berorganisasi.
21. Teman-teman rantau **HPMIG Makassar**, atas perhatian dan kasih sayang keluarga yang selalu diberikan kepada penulis sesama perantauan.
22. Teman-teman **KKN Gel. 106 Posko 18 Tamalanrea**, atas keseruan dan pengabdian bersama selama KKN.

Serta kepada semua pihak yang telah membantu penulis selama menempuh masa studinya. Jika terdapat kesalahan dan kekurangan dalam penelitian ini, penulis memohon maaf yang sebesar-besarnya. Saran dan kritik dari pembaca akan sangat

membantu untuk kemajuan penulis di masa mendatang. Akhir kata, semoga skripsi ini dapat bermanfaat bagi semua orang yang membacanya.

Wassalamualaikum warahmatullahi wabarakatuh

Makassar, November 2022

A handwritten signature in purple ink, consisting of a large, stylized loop followed by the name 'R. Fauza' written in a cursive script.

Penulis

DAFTAR ISI

| | |
|---|-------------|
| SAMPUL | i |
| HALAMAN JUDUL | ii |
| HALAMAN PENGESAHAN | iii |
| PERNYATAAN KEASLIAN | iv |
| SARI BACAAN | v |
| ABSTRACT | vi |
| KATA PENGANTAR | vii |
| DAFTAR ISI | xii |
| DAFTAR GAMBAR | xiv |
| DAFTAR TABEL | xvi |
| DAFTAR LAMPIRAN | xvii |
| BAB I PENDAHULUAN | 1 |
| I.1. Latar Belakang | 1 |
| I.2. Rumusan Masalah | 3 |
| I.3. Ruang Lingkup Penelitian | 4 |
| I.4. Tujuan Penelitian | 4 |
| BAB II TINJAUAN PUSTAKA | 5 |
| II.1. Gelombang Seismik | 5 |
| II.2. Gempabumi | 9 |
| II.2.1. Penyebab Gempabumi | 9 |
| II.2.2. Jenis-jenis Gempabumi | 10 |
| II.2.3. Parameter Gempabumi | 12 |
| II.3. Model Kecepatan Gelombang | 14 |
| II.4. Relokasi Hiposenter | 16 |
| II.5. Metode Geiger | 17 |
| II.6. Metode <i>Modified Joint Hypocenter Determination</i> | 20 |
| II.7. Metode <i>Double Difference</i> | 23 |
| II.8. Kondisi Tektonik Jawa Barat | 27 |

| | |
|--|-----------|
| BAB III METODOLOGI PENELITIAN | 30 |
| III.1. Tempat Penelitian | 30 |
| III.2. Peta Penelitian..... | 30 |
| III.3. Alat dan Bahan..... | 32 |
| III.3.1. Alat..... | 32 |
| III.3.2. Bahan..... | 33 |
| III.4. Prosedur Pengolahan Data | 33 |
| III.4.1. Metode <i>Modified Joint Hypocenter Determination</i> | 33 |
| III.4.2. Metode <i>Double Difference</i> | 33 |
| III.5. Bagan Alir..... | 35 |
| BAB IV HASIL DAN PEMBAHASAN | 36 |
| IV.1. Seismisitas Wilayah Jawa Barat dan Sekitarnya | 36 |
| IV.2. Hasil Relokasi Hiposenter | 38 |
| IV.3. Perbandingan Metode <i>Modified Joint Hypocenter Determination</i> dan Metode <i>Double Difference</i> | 42 |
| IV.4. Validasi RMS Hasil Relokasi | 49 |
| BAB V PENUTUP..... | 51 |
| V.1. Kesimpulan..... | 51 |
| V.2. Saran | 52 |
| DAFTAR PUSTAKA | 53 |
| LAMPIRAN | |

DAFTAR GAMBAR

| | |
|---|----|
| Gambar 2.1 Jenis pergerakan arah gelombang seismik di lapisan dan permukaan bumi (Haerudin dkk., 2019) | 6 |
| Gambar 2.2 Rambatan gelombang P (atas) dan gelombang S (bawah) melalui bagian inti bumi tanpa melewati Shadow Zone (BMKG, 2012)..... | 8 |
| Gambar 2.3 Letak <i>focus</i> , <i>epicenter</i> , <i>fault</i> , dan <i>seismic waves</i> (Salim dan Siswanto, 2018)..... | 13 |
| Gambar 2.4 Grafik Model Kecepatan Awal dan Akhir Gelombang P 1D di Jawa Barat (Salsabella dkk., 2014)..... | 15 |
| Gambar 2.5 Ilustrasi relokasi hiposenter dengan algoritma <i>Double Difference</i> , gempa <i>i</i> dan <i>j</i> dipindahkan ke stasiun <i>k</i> (Waldhauser dan Ellsworth, 2000)..... | 24 |
| Gambar 2.6 Peta Sesar Cimandiri, Sesar Baribis dan Sesar Lembang (Setyonegoro dkk., 2016)..... | 29 |
| Gambar 3.1 Peta Lokasi Penelitian..... | 30 |
| Gambar 3.2 Peta Sebaran Seismisitas Sebelum Relokasi Berdasarkan Katalog Gempabumi BMKG | 31 |
| Gambar 3.3 Peta Sebaran Stasiun Pencatat Gempabumi | 32 |
| Gambar 3.4 Bagan Alir Penelitian..... | 35 |
| Gambar 4.1 Peta Sebaran Seismisitas Jawa Barat dan Sekitarnya Tahun 2017–2021 | 36 |
| Gambar 4.2 Penampang A-A' (kiri), B-B' (kanan) dan C-C' (bawah) Sebelum Relokasi | 37 |
| Gambar 4.3 Sebaran Relokasi Hiposenter Menggunakan Metode MJHD..... | 38 |
| Gambar 4.4 Penampang A-A' (kiri), B-B' (kanan) dan C-C' (bawah) Menggunakan Metode MJHD | 39 |
| Gambar 4.5 Sebaran Relokasi Hiposenter Menggunakan Metode Double Difference | 41 |

| | |
|---|----|
| Gambar 4.6 Penampang A-A' (kiri), B-B' (kanan) dan C-C' (bawah) Menggunakan Metode Double Difference | 42 |
| Gambar 4.7 Perbandingan Hasil Sebelum (atas), Sesudah Relokasi MJHD (kiri) dan DD (kanan) | 43 |
| Gambar 4.8 Perbandingan Hasil Cross-section Pada Penampang B-B' Metode MJHD (kiri) dan HypoDD (kanan) | 49 |
| Gambar 4.9 Perbandingan Hasil Cross-section Pada Penampang C-C' Metode MJHD (atas) dan HypoDD (bawah) | 49 |
| Gambar 4.10 Nilai RMS Sebelum Relokasi (a) dan Sesudah Relokasi Menggunakan Metode MJHD (b) dan HypoDD (c)..... | 50 |

DAFTAR TABEL

| | |
|--|----|
| Tabel 2.1 Kecepatan rambat gelombang P dan gelombang S melalui medium rambat (Febriana, 2007) | 7 |
| Tabel 4.1 Hasil <i>Running</i> Subprogram <i>ph2dt</i> dengan parameter MAXSEP 60 km | 46 |
| Tabel 4.2 Hasil <i>Running</i> Subprogram <i>ph2dt</i> dengan parameter MAXSEP 80 km | 46 |
| Tabel 4.3 Hasil <i>Running</i> Subprogram <i>ph2dt</i> dengan parameter MAXSEP 100 km | 46 |

DAFTAR LAMPIRAN

| | |
|---|----|
| Lampiran 1. Data Katalog BMKG | 56 |
| Lampiran 2. Model Kecepatan Gelombang IASP91 | 57 |
| Lampiran 3. Koordinat Stasiun Perekam Gempa | 59 |
| Lampiran 4. Koreksi Stasiun MJHD | 62 |
| Lampiran 5. Format MJHD (mjhd.data dan mjhd.out0) | 65 |
| Lampiran 6. Parameter input MJHD | 66 |
| Lampiran 7. Hasil Relokasi MJHD | 67 |
| Lampiran 8. Parameter input ph2dt | 68 |
| Lampiran 9. Parameter Input Inversi HypoDD | 68 |
| Lampiran 10. Hasil Penampang Relokasi <i>Modified Joint Hypocenter Determination</i> | 70 |
| Lampiran 11. Hasil Penampang Relokasi <i>Double Difference</i> | 71 |
| Lampiran 12. Zona <i>Megathrust</i> dan <i>Backthrust</i> (Supendi dkk., 2022) | 73 |
| Lampiran 13. Script Distribusi Hiposenter dan <i>Cross-section</i> | 73 |
| Lampiran 14. <i>Travel time</i> 3 lapisan | 75 |

BAB I

PENDAHULUAN

I.1. Latar Belakang

Wilayah Jawa Barat berada pada batas antara dua lempeng tektonik besar, yaitu Lempeng Eurasia dan Lempeng Indo-Australia. Keberadaan di antara kedua lempeng tersebut membuat Jawa Barat berada pada zona sesar yang aktif. Terdapat tiga sesar aktif yang berperan penting dalam aktivitas tektonik wilayah Jawa Barat, yaitu Sesar Cimandiri, Sesar Baribis, dan Sesar Lembang. Sesar Cimandiri membentang dari Teluk Pelabuhanratu menerus ke arah timur laut menuju Subang, Sesar Baribis membentang dari Majalengka sampai Subang, dan Sesar Lembang membentang sepanjang kurang lebih 30 km ke arah barat-timur utara Bandung. Ketiga sesar aktif tersebut sering menjadi penyebab utama terjadinya gempabumi pada wilayah Jawa Barat (Brilian, 2019).

Gempabumi atau *earthquake* merupakan peristiwa yang diakibatkan oleh pergerakan lempeng tektonik sehingga terjadinya getaran atau guncangan lapisan batuan pada kulit bumi dan terjadi secara tiba-tiba. Selain diakibatkan oleh pergerakan lempeng, gempabumi dapat terjadi pula oleh aktivitas gunung berapi dan aktivitas lain yang dilakukan oleh manusia (Atmojo dan Muhandis, 2019).

Gempabumi tercatat secara spontan oleh seismograf, yang diletakkan di beberapa stasiun perekam untuk mendapatkan hasil pembacaan gempa. Hasil dari pencatatan tersebut berupa waktu tiba (*arrival time*) dari gelombang primer, gelombang sekunder, dan magnitudo gempabumi. Letak gempabumi dapat berdasar pada

penentuan episenter dan hiposenter. Episenter dari gempa bumi ditentukan secara tegak lurus dari sumber gempa bumi atau hiposenter (Salim dan Siswanto, 2018).

Ketika terjadi gempa, secepat mungkin dilakukannya pemberitahuan kepada masyarakat. Hal tersebut menyebabkan pembacaan sumber atau hiposenter dilakukan dengan perhitungan cepat pula. Maka dari itu, perlu dilakukan relokasi hiposenter yang bertujuan untuk mendapatkan sumber gempa bumi yang sesuai dengan kondisi regional, agar hasil tersebut dapat dijadikan bahan acuan pencegahan dini bencana gempa bumi. Pada penelitian ini, relokasi hiposenter menggunakan Metode *Modified Joint Hypocenter Determination (MJHD)* dan Metode *Double Difference (HypoDD)*.

Metode *Modified Joint Hypocenter Determination (MJHD)* merupakan salah satu metode untuk merelokasi hiposenter gempa bumi dengan melakukan penambahan koreksi stasiun pada proses penentuan ulang hiposenter. Sedangkan, metode *Double Difference (HypoDD)* merupakan metode relokasi hiposenter dengan menggunakan data relatif waktu tempuh antar dua hiposenter.

Pada penelitian Habibi dan Supardiyono (2016) mengenai relokasi hiposenter gempa bumi wilayah Jawa Barat dan sekitarnya dengan menggunakan metode *MJHD* menghasilkan nilai RMS yang lebih baik dari 0,8 – 1,6 detik menjadi 0,4 – 0,8 detik, perubahan episenter sebesar 11,26 km, dan perubahan kedalaman antara -10 km sampai 10 km. Data yang berhasil di relokasi pada penelitian tersebut sebanyak 1260 *event* dari 1599 *event*, beberapa gempa yang tidak terelokasi disebabkan jumlah stasiun pencatat gempa kurang dari batas minimal atau residual

waktu tiba melebihi residual yang telah ditentukan. Penelitian tersebut dilakukan karena terdapat beberapa parameter yang diabaikan pada data yang dihasilkan. Selain itu, model kecepatan yang digunakan masih merupakan model kecepatan global 1D, sehingga perlu menggunakan model kecepatan lokal sesuai daerah penelitian.

Kemudian, pada penelitian yang dilakukan oleh Kusmita dkk., (2020) mengenai relokasi hiposenter menggunakan metode *double difference* di wilayah Jawa Barat, jumlah *event* yang berhasil di relokasi sebanyak 510 *event* dari 710 *event* gempabumi. Relokasi gempabumi yang dihasilkan terbagi ke dalam 6 *cluster* dengan distribusi sebaran gempabumi yang berbeda-beda. Penelitian oleh Kusmita dkk. dilakukan untuk studi awal seismotektonik di pada wilayah penelitian, dengan mengacu pada hiposenter gempa yang ada.

Berdasarkan penjelasan di atas, penelitian ini bertujuan untuk mencari hiposenter yang tepat dengan memodifikasi parameter-parameter dari dua metode sesuai kondisi yang sebenarnya, metode yang digunakan yaitu *Modified Joint Hypocenter Determination* dan metode *Double Difference*.

I.2. Rumusan Masalah

Adapun rumusan masalah dalam penelitian ini, sebagai berikut:

1. Bagaimana distribusi sebaran hiposenter yang dihasilkan dengan menggunakan metode *MJHD* dan *Double Difference*?
2. Bagaimana perbandingan hasil relokasi hiposenter gempabumi berdasarkan *parameter* yang digunakan pada metode *MJHD* dan *Double Difference*?

I.3. Ruang Lingkup Penelitian

Penelitian ini bertempat di Jawa Barat dan sekitarnya. Adapun koordinat Jawa Barat $5^{\circ}50' - 7^{\circ}50'$ LS dan $104^{\circ}48' - 108^{\circ}48'$ BT. Data penelitian yang digunakan berupa data katalog gempabumi BMKG periode tahun 2017–2021 yang berisi *arrival time* gelombang P dan S dengan magnitudo (M) gempa 2–5, data koordinat stasiun perekam sebanyak ± 200 stasiun, dan data kecepatan model gelombang IASP91. Kemudian pada penelitian ini menggunakan dua metode relokasi hiposenter, yakni *Modified Joint Hypocenter Determination (MJHD)* dan *Double Difference (HypoDD)* dengan *output* dari hasil penelitian tersebut berupa peta sebaran gempabumi dari kedua metode yang digunakan.

I.4. Tujuan Penelitian

Tujuan dalam penelitian ini, sebagai berikut:

1. Mengetahui distribusi sebaran hiposenter yang dihasilkan dengan menggunakan metode *MJHD* dan *Double Difference*.
2. Mengetahui perbandingan hasil relokasi hiposenter gempabumi berdasarkan *parameter* yang digunakan pada metode *MJHD* dan *Double Difference*.

BAB II

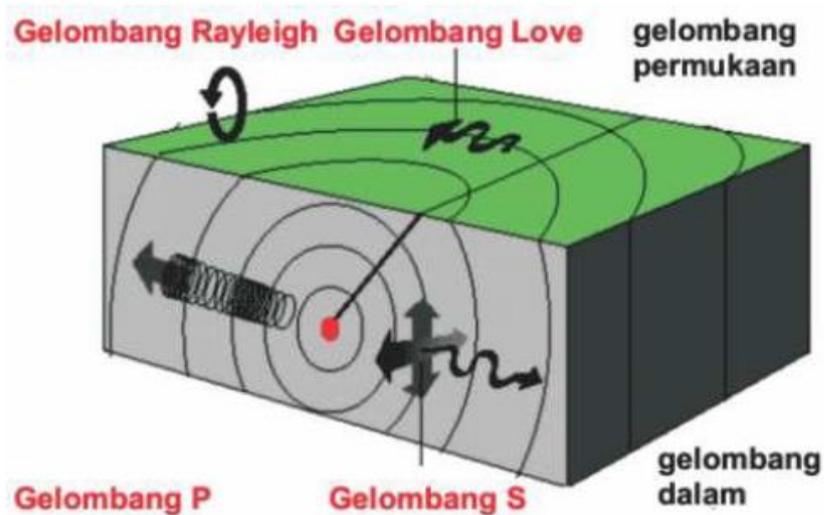
TINJAUAN PUSTAKA

II.1. Gelombang Seismik

Gelombang seismik adalah gelombang yang merambat melalui bumi dan permukaan bumi. Gelombang seismik berasal dari pusat gempa seperti gempabumi, ledakan (proses kimia atau nuklir), letusan gunung berapi, dan longsor. Getaran gempa menimbulkan gelombang seismik yang menyebar ke seluruh lapisan bumi. Dapat dijelaskan bahwa gelombang seismik terdiri dari dua jenis gelombang, yakni gelombang yang merambat di permukaan (*surface wave*) dan gelombang yang merambat di dalam bumi atau gelombang badan (*body wave*). Pada gambar 2.1 diterangkan arah gerak gelombang permukaan dan gelombang badan, gelombang permukaan sendiri terdiri dari gelombang *Rayleigh* dan gelombang *Love*. Sedangkan, gelombang badan terdiri dari gelombang P dan gelombang S (Haerudin dkk., 2019).

Gelombang badan merupakan gelombang yang menjalar melalui bagian dalam bumi atau sering disebut *free wave* dikarenakan dapat menjalar ke segala arah. Ada dua jenis gelombang badan atau *body wave*, yaitu gelombang P (*primer/vertikal*) dan S (*sekunder/horizontal*). Gelombang P merupakan gelombang longitudinal, dan gelombang S merupakan gelombang transversal atau *shear* yang berada pada suatu bidang tegak lurus dengan arah penjarannya. Untuk gelombang S terdiri atas dua komponen, yakni gelombang SH dan gelombang SV. Gelombang SH merupakan gelombang dengan gerakan partikel yang horisontal, dan gelombang SV dengan

gerakan partikel vertikal. Gelombang P adalah gelombang pertama yang bergerak lebih cepat, datang lebih dulu, dan lebih tajam (frekuensinya lebih tinggi). Cepat rambat gelombang P dalam zat padat sekitar 1,8 – 7 km/s dan periodenya 5 – 10 ms, kemudian gelombang kedua datang yaitu gelombang S. Gelombang ini muncul setelah gelombang P dan dicirikan oleh amplitudo yang lebih besar dan frekuensi yang lebih rendah daripada gelombang P, dengan periode berkisar antara 11 hingga 13 ms (Afnimar, 2009).



Gambar 2.1 Jenis pergerakan arah gelombang seismik di lapisan dan permukaan bumi (Haerudin dkk., 2019)

Kecepatan gelombang P dan gelombang S dapat dirumuskan sebagai berikut (Haerudin dkk., 2019):

$$V_p = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} = \sqrt{\frac{K + \frac{3}{4}\mu}{\rho}} \quad (2.1)$$

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

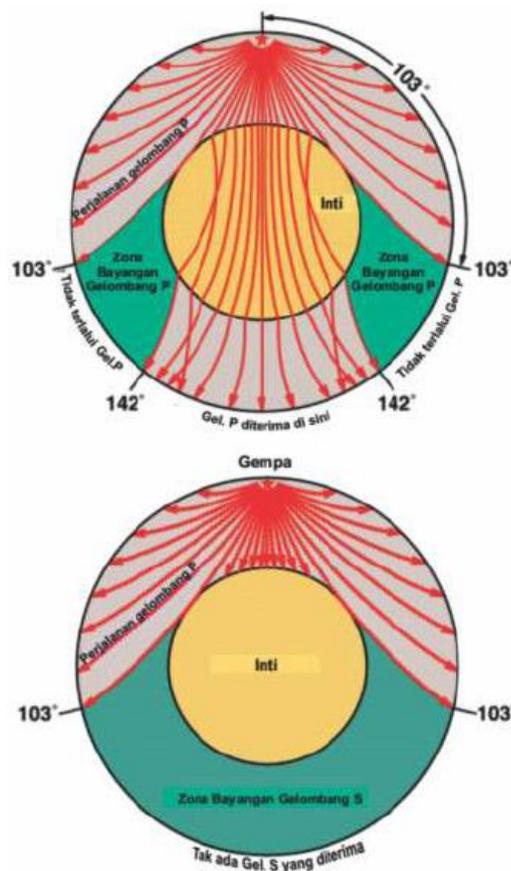
dengan V_p adalah kecepatan gelombang P. Kecepatan gelombang P (V_p) tergantung dari konstanta Lamé (λ), rigiditas atau kekakuan batuan (μ), densitas atau kerapatan batuan (ρ) serta Modulus Bulk (K). Satuan dari V_p dan V_s adalah km/s.

Tabel 2. 1 Kecepatan rambat gelombang P dan gelombang S melalui medium rambat (Febriana, 2007)

| No. | Material | Kecepatan V_p (m/s) | Kecepatan V_s (m/s) |
|-----|---------------------|-----------------------|-----------------------|
| 1 | Udara | 332 | - |
| 2 | Air | 1400 – 1500 | - |
| 3 | Minyak Bumi | 1300 – 1400 | - |
| 4 | Besi | 6100 | 3500 |
| 5 | Semen | 3600 | 2000 |
| 6 | Granit | 5500 | 2800 – 3000 |
| 7 | Basalt | 6300 | 3200 |
| 8 | Batu Pasir | 1400 – 4300 | 700 – 2800 |
| 9 | Batu Gamping | 5900 – 6100 | 2800 – 3000 |
| 10 | Pasir (tidak jenuh) | 200 – 1000 | 80 – 400 |
| 11 | Pasir (jenuh) | 800 – 2200 | 320 – 880 |
| 12 | Tanah Liat | 1000 – 2500 | 400 – 1000 |

Pada tabel 2.1 yang merupakan perbandingan kecepatan rambat gelombang P dan kecepatan rambat gelombang S melalui beberapa medium-medium tertentu. Gelombang P merupakan gelombang yang dapat menembus lapisan inti bumi, berbeda dengan gelombang S yang tidak dapat merambat lapisan inti karena bersifat cair. Pada gambar 2.2 gelombang P memiliki sifat penjalaran gelombang secara

langsung, kemudian akan hilang pada jarak lebih besar dari 103° , dan tidak terlihat sampai pada jarak 142° karena adanya inti bumi. Pada jarak 103° gelombang P akan menyinggung inti bumi, dan pada jarak 142° gelombang P akan mengenai inti bumi. Kemudian gelombang P akan muncul kembali dengan menembus inti bumi setelah mengalami dua kali refraksi. Daerah pada zona $103^\circ - 142^\circ$ disebut sebagai *Shadow Zone* (Febriana, 2007).



Gambar 2.2 Rambatan gelombang P (atas) dan gelombang S (bawah) melalui bagian inti bumi tanpa melewati *Shadow Zone* (BMKG, 2012).

II.2. Gempabumi

II.2.1. Penyebab Gempabumi

Gempabumi merupakan gejala fisik yang ditandai dengan bergetar dan Bergeraknya lempengan bumi, bersumber dari dalam bumi dan kemudian merambat ke permukaan bumi diakibatkan oleh rekahan bumi yang pecah dan bergeser keras. Penyebab gempabumi terjadi akibat beberapa hal, seperti aktivitas tektonik, aktivitas vulkanik, jatuhnya benda langit, dan aktivitas yang dilakukan oleh manusia. Gempa terjadi karena terlepasnya energi dalam bumi secara tiba-tiba (Suwuh dkk., 2020).

Energi yang dimaksud berupa pelepasan tegangan (*stress*) secara tiba-tiba dari dalam permukaan bumi. Energi tersebut bergerak secara tidak tetap (*transient*), kemudian akan menyebar ke segala arah hingga merambat ke permukaan bumi, yang diikuti oleh bencana-bencana pengikut gempabumi lainnya, contohnya tsunami. Penyebab gempabumi seperti ini termasuk ke dalam gempabumi tektonik, mengakibatkan terjadinya pergerakan lempeng bumi yang saling bertabrakan (*konvergen*), saling berjauhan (*divergen*), dan bersinggungan (*transform*). Gempabumi tektonik terjadi bila adanya penekanan pada batas-batas pertemuan lempeng, sehingga lempeng saling bertumbukan. Pertemuan lempeng dapat terjadi antara lempeng benua – lempeng benua, lempeng samudera – lempeng samudera, dan lempeng benua – lempeng samudera atau hal tersebut sering disebut sebagai zona subduksi (Simanjuntak dan Olymphina, 2017).

Pergerakan zona subduksi tersebut menyebabkan terbentuknya sesar-sesar tektonik aktif di wilayah Jawa Barat. Menurut informasi yang dilansir oleh BMKG terdapat

beberapa catatan sejarah gempabumi di Jawa Barat, seperti gempa Sukabumi tahun 1963 dengan magnitudo 5,4 M_L , tahun 1982 dengan magnitudo 5,5 M_L , tahun 2000 dengan magnitudo 5,1 M_L . Gempa Pangandaran tahun 2006 dengan magnitudo 5,6 M_L , Gempa Tasikmalaya tahun 2009 dengan magnitudo 7 M_L dan gempa di daerah Cekungan Bandung tahun 2011 dengan magnitudo kurang dari 2 M_L (Salsabella dkk., 2014).

II.2. Jenis-jenis Gempabumi

Gempabumi dikategorikan atas beberapa jenis, yaitu berdasarkan penyebab dan kedalaman hiposenter. Antara lain:

a) Berdasarkan Penyebabnya

Menurut penyebab terjadinya, gempabumi diklasifikasikan menjadi beberapa macam. Sebagai berikut:

- Gempabumi Vulkanik

Gempabumi vulkanik atau *volcanic earthquake* terjadi karena adanya aktivitas gunung berapi. Jauh di bawah permukaan gunung berapi terdapat kantong magma yang mendapatkan tekanan dan melepaskan energi secara tiba-tiba, sehingga memunculkan getaran gempabumi. Gempabumi vulkanik dibagi pula beberapa bagian berdasarkan sumber gempanya, yaitu gempa vulkanik dalam (VA) dan vulkanik dangkal (VB) (Hamdiyessi, 2022).

- Gempabumi Tektonik

Gempabumi tektonik terjadi akibat dari pergerakan lempeng bumi atau lempeng tektonik, yang berupa tumbukan, lipatan, dan pergeseran. Hal

tersebut terjadi karena adanya dinamika pada lapisan mantel bumi. Lempeng tektonik berupa batuan yang bersifat elastis, sehingga energi yang diterima pada lapisan mantel tersimpan pula dalam bentuk energi elastis. Bila energi yang diterima sudah melebihi batas, maka energi tersebut akan terlepas dalam bentuk deformasi plastis dan gelombang elastis sehingga terjadinya gempa. Gempabumi terjadi ketika adanya penumpukan di batas pertemuan lempeng. Setelah melewati batas elastisitas batuan, akan terjadinya pelepasan energi secara tiba-tiba, hal tersebut disebut gempabumi tektonik (Simanjuntak dan Olymphina, 2017).

- Gempabumi Runtuhan atau Terban

Gempa runtuhan atau terban terjadi karena runtuhannya suatu objek. Gempa ini biasa terjadi akibat dari tanah longsor, cakupan wilayahnya pun cukup kecil.

b) Berdasarkan Kedalaman Hiposenter

Gempa berdasarkan kedalaman hiposenter terbagi atas tiga jenis gempa, yaitu (Saptorini dan Ema, 2020):

- Gempa Dangkal

Gempa dangkal memiliki kedalaman fokus kurang dari 60 kilometer di bawah permukaan bumi.

- Gempa Menengah

Gempa menengah memiliki kedalaman fokus antara 60 kilometer hingga 300 kilometer di bawah permukaan bumi.

- Gempa Dalam

Gempa dalam memiliki kedalaman fokus lebih dari 300 kilometer di bawah permukaan bumi.

II.2.3. Parameter Gempabumi

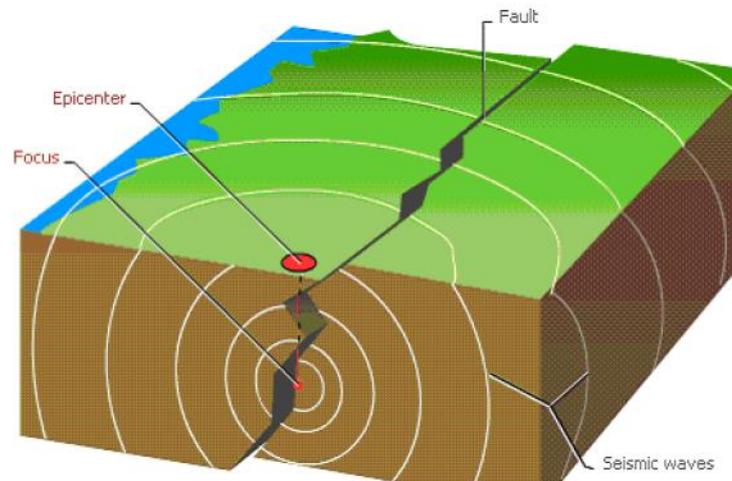
Parameter merupakan nilai-nilai atau faktor penentu yang dapat diteliti. Adapun parameter-parameter gempabumi, meliputi waktu tiba gempabumi (*arrival time*), epicenter, lokasi pusat gempabumi (*hypocenter*), dan kekuatan gempabumi/Magnitudo.

1) *Arrival Time*

Waktu tiba gelombang (*arrival time*) merupakan waktu yang tercatat pada stasiun perekam dari gelombang P dan gelombang S yang menjalar. Adapun untuk waktu asal dari gempabumi disebut dengan *origin time*, dan untuk waktu tempuh dari suatu penjalaran gelombang disebut *travel time*.

2) *Epicenter*

Epicenter merupakan titik pada permukaan bumi yang didapat dengan menarik garis melalui titik fokus, tegak lurus pada permukaan bumi gambar 2.3. *Epicenter* dapat ditentukan melalui pencatatan pada alat kegempaan atau secara makroseismik. Bila tidak terbaca hasil pencatatan getaran gempa, *epicenter* dapat ditentukan dengan melakukan pengamatan terhadap kerusakan di daerah tersebut (Salim dan Siswanto, 2018).



Gambar 2.3 Letak *focus*, *epicenter*, *fault*, dan *seismic waves* (Salim dan Siswanto, 2018)

3) *Hypocenter*

Hypocenter merupakan pusat atau fokus dari gempa bumi yang keberadaannya terletak di dalam permukaan bumi. Dalam artian lainnya *hypocenter* merupakan pusat sumber gempa bumi yang berada di bawah permukaan bumi (Dari dkk., 2016).

4) *Magnitudo*

Magnitudo merupakan perkiraan ukuran relatif atau pelepasan energi dari suatu gempa bumi. Bentuk energi yang dilepaskan berupa energi deformasi dan energi gelombang. Energi deformasi dapat dilihat dari perubahan bentuk volume sesudah terjadinya gempa bumi, seperti tanah naik, tanah turun, pergeseran batuan, dan lain-lain. Sedangkan, energi gelombang menggetarkan energi elastis di sekitarnya kemudian akan menjalar ke segala arah (Simanjuntak dan Olymphina, 2017).

Magnitudo yang sering digunakan pada pembacaan magnitudo gempa merupakan magnitudo badan atau *body magnitude* (M_B). Magnitudo badan dihitung berdasarkan penjaran dari gelombang P, dan memiliki fokus gempa yang relatif

dalam. Pada kondisi gelombang permukaan menjadi relatif mengecil atau melemah, maka sebaliknya gelombang P akan menjadi dominan. Adapun rumus dasar dari magnitudo badan (M_B) adalah,

$$M_B = \text{Log } A - \text{Log } T + Q(D,h) \quad (2.3)$$

A merupakan amplitudo getaran dalam mikron.sekon, T merupakan periode dalam detik dan $Q(D,h)$ merupakan koreksi jarak dan kedalaman dalam pendekatan empiris.

Selain rumus dasar dari M_B , dapat menggunakan rumus empiris seperti pada persamaan (2.4). Simbol Δ merupakan jarak episenter diukur dalam derajat lingkaran bumi (360°). Gempa-gempa dengan kedalaman fokus yang dalam, terkadang memiliki energi gelombang yang tidak begitu signifikan walaupun magnitudo gempa biasanya cukup besar. Penggunaan deteksi gelombang P memperkenalkan magnitudo gempa berdasarkan gelombang badan atau M_B , yang didasari atas amplitudo respon gelombang badan. Data gempa yang diambil pada penelitian ini terdapat dua magnitudo yang digunakan, yaitu M_B dan M_L . Maka, dari kedua megnitudo tersebut dapat dihubungkan melalui persamaan (2.5) (Pawirodikromo, 2012).

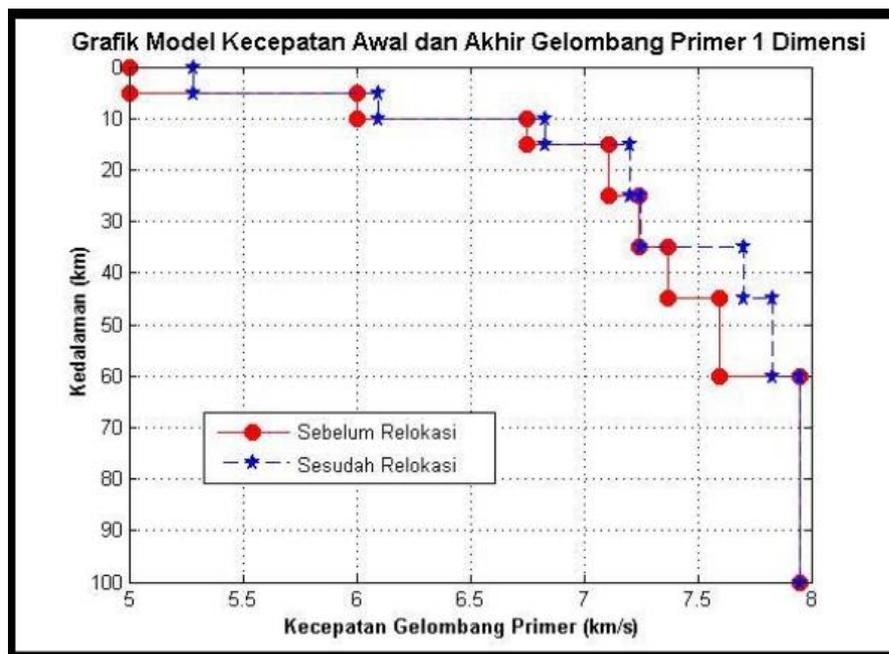
$$M_B = \text{Log } A - \text{Log } T + 0.01\Delta + 2 \quad (2.4)$$

$$M_L = 1.335 M_B - 1.708 \quad (2.5)$$

II.3. Model Kecepatan Gelombang

Model kecepatan gelombang merupakan salah satu parameter yang berperan penting dalam penentuan hiposenter gempabumi. Semakin tepat model kecepatan

gelombang yang digunakan, maka hiposenter yang didapatkan akan semakin akurat pula. Model kecepatan gelombang digunakan untuk mengintegrasikan kecepatan gelombang seismik yang terukur, dengan mencitrakan data seismik secara mendalam. Kecepatan gelombang dipengaruhi oleh struktur lapisan pada bawah permukaan yang dilewati oleh gelombang seismik, hal ini yang menyebabkan terjadinya perbedaan struktur lapisan bawah permukaan yang berbeda. Model kecepatan global yang sering digunakan untuk perhitungan hiposenter saat ini yaitu IASP91, Aki35, dan lainnya (Priadi dkk., 2018).



Gambar 2.4 Grafik Model Kecepatan Awal dan Akhir Gelombang P 1D di Jawa Barat (Salsabella dkk., 2014)

IASP91 merupakan model kecepatan gelombang seismik bumi 1D yang dikeluarkan oleh *Internasional Association of Seismology and Physics of the Earth's Interior* (IASPEI), yang berasal dari pemodelan gelombang menggunakan ribuan data gelombang P dan gelombang S yang direkam ribuan seismometer di dunia (Suwuh dkk., 2020).

Berdasarkan gambar 2.4 menjelaskan mengenai grafik model kecepatan gelombang 1D awal dan akhir di wilayah Jawa Barat. Dari grafik yang ditampilkan jelas terlihat bahwa kecepatan gelombang P semakin bertambah seiring bertambahnya pula kedalaman suatu lapisan. Hal ini dikarenakan material lebih rapat pada struktur lapisan yang dalam, sehingga gelombang seismik lebih cepat merambat. Sedangkan, pada lapisan dangkal materialnya cenderung berongga sehingga kecepatan rambatan dari gelombang seismik cenderung lebih lambat (Salsabella dkk., 2014).

II.4. Relokasi Hiposenter

Relokasi hiposenter merupakan suatu perubahan letak atau posisi sumber gempa bumi dari yang semula menjadi lebih akurat. Parameter dari relokasi hiposenter terdiri dari koreksi lintang, bujur, kedalaman dan *arrival time* dari suatu gempa bumi. Penentuan hiposenter yang akurat berguna untuk analisis struktur tektonik suatu wilayah secara mendetail, misalnya untuk identifikasi zona patahan atau zona subduksi. Saat terjadi gempa bumi, hasil pembacaan hiposenter yang dihasilkan masih kurang optimal karena hal itu bertujuan untuk memberikan informasi sesegera mungkin kepada masyarakat mengenai bahaya gempa bumi. Sehingga, diperlukanlah relokasi parameter hiposenter gempa bumi yang telah dihasilkan sebelumnya. Ketidakpastian dari letak hiposenter tersebut dapat disebabkan oleh beberapa faktor, seperti pengaruh jarak sumber ke stasiun, jumlah stasiun geometri, rasio *signal-to-noise*, dan ketepatan dari model kecepatan yang digunakan (Sabonbali dkk., 2020).

Keakuratan dari suatu lokasi hiposenter dapat ditentukan dari tipe dan banyaknya gelombang seismik yang terekam pada stasiun, geometri stasiun, akurasi pembacaan *arrival time*, dan pengetahuan mengenai struktur kecepatan gelombang seismik. Terdapat beberapa metode dalam penentuan hiposenter, yaitu metode manual atau metode lingkaran. Namun, metode ini kurang optimal sebab dalam proses perhitungannya tergantung dari ketelitian penggambaran lingkaran. Metode lainnya yang digunakan yaitu metode relatif. Metode relatif berupa *single event determination*, *joint hypocenter determination*, dan *double difference* (Kayal, 2008).

II.5. Metode Geiger

Metode Geiger merupakan metode yang pertama kali dikembangkan oleh Geiger (1910) dengan menggunakan penentuan parameter model awal. Metode Geiger adalah sebuah proses iterasi dengan optimasi *least square* untuk memperoleh *misfit minimum* yang digunakan untuk menentukan sebaran hiposenter, dengan menggunakan data waktu tiba gelombang P ataupun gelombang S pada penjalaran pertama. Hal tersebut dilakukan secara iterasi hingga memperoleh model hiposenter yang menghasilkan nilai residu pada setiap stasiun hingga mendapat nilai minimum (Arimuko, 2019).

Metode *Single Event Determination (SED)* merupakan metode relokasi hiposenter yang menggunakan prinsip Geiger, dengan penentuan hiposenter secara tunggal. Metode ini termasuk ke dalam metode inversi dalam merelokasi hiposenter dari metode bola (x_0, y_0, z_0). Sedangkan, untuk mencari *origin time*, data yang diperlukan berupa data waktu tiba dari stasiun terdekat dan memiliki waktu tiba

tercepat sebagai (t_0) batasan bahwa hiposenter tersebut berada dekat atau di dalam suatu jaringan tersebut. Metode ini mengasumsikan bumi yang terdiri atas lapisan datar homogen isotropik. Metode Geiger menghitung selisih antara waktu pengamatan (*observed*) dan waktu perhitungan (*calculation*), yang bertujuan untuk meminimalisasi nilai residual antara *arrival time* yang terekam pada stasiun. Adapun persamaannya dapat ditulis sebagai berikut:

$$r_e = (t_{obs} - t_{cal}) \quad (2.6)$$

r_e merupakan selisih antara waktu tempuh hasil pengamatan dan hasil perhitungan. t^{obs} merupakan selisih waktu tiba gelombang (*arrival time*) dan waktu asal (*origin time*) pada stasiun, dan t^{cal} merupakan waktu tempuh kalkulasi berdasarkan model kecepatan yang digunakan (Kayal, 2008).

Dari persamaan (2.6) dapat diketahui apabila waktu tiba gelombang pada stasiun pengamat sama dengan jumlah dari waktu tempuh dan waktu asal, maka hasil dari nilai residual bernilai nol. Hal tersebut diperkirakan bahwa posisi dan waktu asal gempa sudah benar. Adapun fungsi matematis dari residual atau *error function*, sebagai berikut (Grandis, 2009):

$$E = \sum_{i=1}^N (t_{obs} - t_{cal})^2 = \sum_{i=1}^N (r_e)^2 \quad (2.7)$$

pengkuadratan pada persamaan (2.7) dimasukkan agar hasil dari selisih t_{cal} dan t_{obs} tidak bernilai negatif. E merupakan fungsi *error* dengan melibatkan parameter hiposenter (x_0, y_0, z_0, t_0), dan N merupakan jumlah stasiun. Persamaan (2.7) dapat disederhanakan seperti pada persamaan (2.8), dengan model kecepatan sudah mendekati keadaan yang sebenarnya dan pembacaan waktu tiba sudah tepat.

Sehingga, selisih waktu tempuh adalah fungsi linear sederhana dari selisih parameter hiposenter dugaan.

$$r_e = \frac{\partial r^e}{\partial x_0} dx + \frac{\partial r^e}{\partial y_0} dy + \frac{\partial r^e}{\partial z_0} dz + dt \quad (2.8)$$

(x_0, y_0, z_0) merupakan lokasi hiposenter dugaan dan e adalah indeks stasiun pengamat. Jika persamaan (2.8) disusun untuk semua sistem pengamat yang merekam gempa, maka akan membentuk sebuah matriks, sebagai berikut (Havskov dan Ottemoller, 2010):

$$J\Delta m = \Delta d \quad (2.9)$$

J merupakan matriks Jacobian, yang berisi *partial derivative* residual waktu tempuh tiap stasiun terhadap parameter hiposenter (x_0, y_0, z_0, t_0) dengan ukuran matriks $N \times 4$. Matriks Δm merupakan model yang ingin diketahui berisi posisi hiposenter (x, y, z) dan waktu terjadinya gempa (t_0) . Kemudian, untuk Δd adalah parameter yang diperoleh dari pengamatan, berupa residual waktu tiba gelombang gempa di stasiun pengamatan dengan ukuran matriks $N \times 1$.

Matriks Jacobian diinversikan untuk mengetahui model yang diperoleh, sehingga penyelesaian inversi matriks sebagai berikut:

$$[J]^T [J] \Delta m = [J]^T \Delta d \quad (2.10)$$

$$[J^T J]^{-1} J^T \Delta m = [J^T J]^{-1} J^T \Delta d \quad (2.11)$$

$$\Delta m = [J^T J]^{-1} J^T \Delta d \quad (2.12)$$

Adapun elemen penyusun matriks yakni:

$$J = \begin{bmatrix} \frac{\partial T_I}{\partial x} & \frac{\partial T_I}{\partial y} & \frac{\partial T_I}{\partial z} & \frac{\partial T_I}{\partial t} \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ \frac{\partial T_N}{\partial x} & \frac{\partial T_N}{\partial y} & \frac{\partial T_N}{\partial z} & \frac{\partial T_N}{\partial t} \end{bmatrix} \quad (2.13)$$

$$\Delta m = \begin{bmatrix} dx \\ dy \\ dz \\ dt \end{bmatrix} \quad (2.14)$$

$$\Delta d = \begin{bmatrix} r_1 \\ r_2 \\ \vdots \\ r_N \end{bmatrix} \quad (2.15)$$

$$x_0 + dx = x \quad (2.16)$$

$$y_0 + dy = y \quad (2.17)$$

$$z_0 + dz = z \quad (2.18)$$

$$t_0 + dt = t \quad (2.19)$$

Persamaan di atas mengkalkulasikan waktu tempuh gelombang dan waktu asal gelombang dengan menghitung jarak antara lokasi stasiun dengan perkiraan lokasi hiposenter. Kemudian, dihitung selisih waktu tempuh hasil kalkulasi (t_{cal}) dengan waktu tempuh hasil observasi (t_{obs}), sehingga akan mendapatkan nilai residual yang perbedaan jarak dan waktu (dx, dy, dz, dt) (Havskov dan Ottemoller, 2010).

II.6. Metode *Modified Joint Hypocenter Determination*

Metode *Modified Joint Hypocenter Determination (MJHD)* merupakan metode yang dikembangkan oleh Hurokawa dan Imoto (1992). Metode ini dikembangkan dari metode *Joint Hypocenter Determination (JHD)*. Metode JHD sendiri merupakan pengembangan dari metode Geiger, yaitu menginversi waktu tempuh sekelompok hiposenter untuk mendapatkan lokasi sumber gempa dengan koreksi stasiun sebagai koreksi terhadap kesalahan akibat model kecepatan 1-D yang

digunakan. Koreksi tersebut dilakukan pada setiap stasiun yang merekam *event* gempa untuk mengurangi kesalahan akibat variasi kecepatan lateral dari model kecepatan 1-D. Koreksi stasiun menghasilkan persamaan residu waktu tempuh yang diperoleh pada setiap stasiun, sebagai berikut:

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

Persamaan (2.20) jika dimasukkan ke dalam deret Taylor, akan menghasilkan persamaan (2.21).

$$dr_{ij} = \frac{\partial T}{\partial x_j} dx_j + \frac{\partial T}{\partial y_j} dy_j + \frac{\partial T}{\partial z_j} dz_j + dTO_j + dS_i \quad (2.21)$$

i merupakan jumlah stasiun pengamat ke- i dan j merupakan jumlah kejadian gempa j . Sedangkan (dx_j, dy_j, dz_j) adalah koreksi perkiraan awal dari suatu hiposenter, dan dTO_j adalah waktu asal untuk gempa ke- j . Kemudian, untuk dS_i merupakan koreksi stasiun ke- i (Swastika dkk., 2021).

Metode JHD kemudian dimodifikasi dan dikembangkan menjadi metode MJHD (*Modified Joint Hypocenter Determination*). Metode JHD masih kurang stabil dalam pembacaan sebuah medium yang dilewati oleh gelombang gempabumi yang bersifat sangat heterogen dan memiliki sebaran stasiun yang tidak merata. Oleh sebab itu, metode tersebut dimodifikasi ke metode yang lebih stabil, yaitu metode MJHD. Metode MJHD dapat merelokasi posisi gempabumi relatif lebih baik dengan struktur dalam bumi bersifat heterogen dan distribusi stasiun cenderung tidak merata. Metode MJHD memiliki kelebihan, yaitu tidak bergantung pada jarak

dan azimuth antara wilayah penelitian terhadap stasiun yang digunakan (Suwuh dkk., 2020).

Metode MJHD merupakan metode yang menggunakan variasi waktu tempuh sekelompok gempa secara bersamaan untuk mendapatkan hasil yang lebih baik. Secara garis besar, metode MJHD hampir sama dengan metode JHD, namun berbeda dengan adanya penambahan harga koreksi stasiun. Adapun residual waktu tempuhnya, sebagai berikut (Guci dkk., 2020):

$$r_{ij} = T_{ij}^{obs} - (T_{cal}^{ij} + S_i) \quad (2.22)$$

Penentuan hiposenter dengan metode MJHD dapat dilinearakan menggunakan ekspansi Taylor orde pertama, sebagai berikut (Pane dan Elsera, 2020):

$$\begin{aligned} r_{ij} &= (t_{ij} - t_{oi}) - T_{ij} \\ &= \frac{\partial t_{ij}}{\partial x_i} \partial x_j + \frac{\partial t_{ij}}{\partial y_i} \partial y_j + \frac{\partial t_{ij}}{\partial z_i} \partial z_j + dT_{o_j} + dS_i \end{aligned} \quad (2.23)$$

r_{ij} adalah residu waktu tempuh gempabumi ke- i di stasiun ke- j , t_{ij} dan T_{ij} merupakan waktu tiba dan waktu tempuh yang dihitung dari gempabumi sejumlah j pada stasiun ke- i . dS_i koreksi stasiun ke- i , T_{o_j} waktu terjadinya gempabumi. Sedangkan untuk dx, dy, dz dan dT_{o_j} merupakan koreksi hiposenter percobaan event ke- j .

Metode MJHD memberikan hasil seperti pada metode *Master Event*, yaitu metode yang menentukan lokasi hiposenter dengan menggunakan residual waktu tempuh antara sebuah gempa utama dan gempa lainnya. Namun, kelebihan untuk metode

MJHD tidak memerlukan sebuah gempa utama atau *main event* (Hurukawa dan Imoto, 1992).

Pada metode MJHD, terdapat penambahan *prior* atau penambahan suatu kejadian yang bertujuan untuk memperbaiki kestabilan dari JHD. Persamaan terhadap kedalaman seperti pada persamaan (2.24), dan terhadap *epicenter* pada persamaan (2.25). Penambahan tersebut dapat membuat koreksi stasiun tidak bergantung lagi pada jarak dan nilai azimuth antara sumber dan stasiun perekam. Penjumlahan dari seluruh koreksi stasiun yang digunakan harus sama dengan nol seperti pada persamaan (2.26) (Pane dan Elsera, 2020).

$$\sum_{i=1}^n S_i D_i = 0 \quad (2.24)$$

$$\sum_{i=1}^n S_i \cos \theta_i = 0; \sum_{i=1}^n S_i \sin \theta_i = 0 \quad (2.25)$$

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

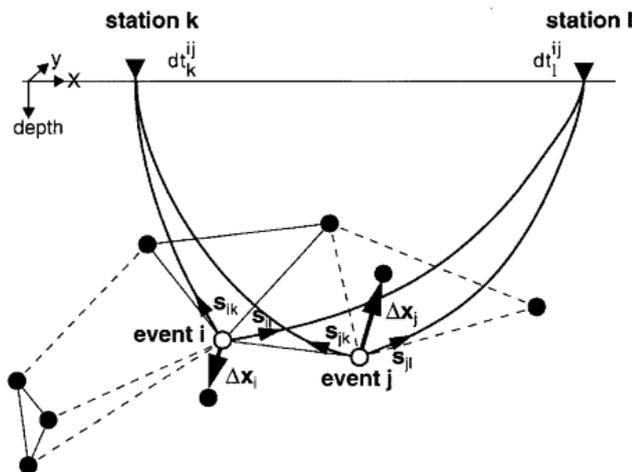
S_i koreksi stasiun ke- i , D_i jarak antara stasiun i dan sumber, θ_i sudut azimuth stasiun i dari sumber, dan n adalah jumlah stasiun pengamat.

II.7. Metode *Double Difference*

Metode *Double Difference* (*HypoDD*) merupakan suatu metode penentuan lokasi hiposenter yang cukup baik. Prinsip dari metode ini adalah jika jarak persebaran hiposenter antara dua gempa sangat kecil dibandingkan jarak antara stasiun ke sumber, maka *ray path* kedua gempa tersebut dianggap hampir sama. Dapat diasumsikan selisih waktu tempuh antara kedua gempa yang terekam pada satu

stasiun yang sama dapat dianggap hanya sebagai fungsi jarak antara kedua hiposenter.

Metode ini tidak memerlukan *main event* (gempa utama), sehingga dapat digunakan untuk merelokasi gempa secara bersamaan dengan jarak hiposenter yang besar. Pada gambar 2.5 menunjukkan ilustrasi *Double Difference* oleh Waldhauser dan Ellsworth (2000) dari perpindahan hiposenter. Gempa pada *event i* dan *event j* ditunjukkan pada lingkaran hitam putih yang tercatat di stasiun *k* dan stasiun *l*, sama dengan waktu penjalaran gelombang. Letak kedua peristiwa *event* tersebut jauh lebih kecil daripada letak dari sumber ke stasiun, yang berarti memiliki *ray path* cenderung sama. Panah pada vektor Δx_i dan Δx_j merupakan vektor perpindahan gempa, dt selisih waktu tempuh antara *event i* dan *j* pada masing-masing stasiunnya, dan notasi *s* adalah perlambatan (Aritonang, Parera & Nasution, 2021).



Gambar 2.5 Ilustrasi relokasi hiposenter dengan algoritma *Double Difference*, gempa *i* dan *j* dipindahkan ke stasiun *k* (Waldhauser dan Ellsworth, 2000)

Dalam penentuan relokasi gempa menggunakan metode *Double Difference*, hal pertama yang dilakukan yaitu menentukan waktu tiba dari titik hiposenter ke stasiun pengamat (Waldhauser dan Ellsworth, 2000).

$$T_k^i = \tau^i + \int_k^i u ds \quad (2.27)$$

T_k^i merupakan waktu tiba gempabumi i di stasiun k yang diekspresikan dengan integral. τ merupakan waktu awal gempabumi, u dan ds merupakan elemen panjang lintasan. Karena hubungan non-linear antara *travel time* dan sumber, ekspansi dari deret Taylor dapat melinearisasi persamaan (2.27), sebagai berikut:

$$r_k^i = \frac{\partial t_k^i}{\partial m} \Delta m^j \quad (2.28)$$

dengan $r_k^i = (t_{obs} - t_{cal})_k^i$, t_{obs} dan t_{cal} merupakan pengamatan dan perhitungan dari waktu tempuh dengan $\Delta m^i = (\Delta x^i, \Delta y^i, \Delta z^i, \Delta \tau^i)$. Persamaan (2.28) digunakan untuk mengukur *arrival time*. Akan tetapi, persamaan (2.28) menunjukkan rumus untuk *event* tunggal, sebagai konsekuensinya persamaan (2.28) tidak dapat digunakan. Maka dari itu, dibuatlah persamaan (2.29) sebagai berikut:

$$dr_k^{ij} = \frac{\partial t_k^{ij}}{\partial m} \Delta m^{ij} \quad (2.29)$$

$\Delta m^{ij} = (\Delta dx^{ij}, \Delta dy^{ij}, \Delta dz^{ij}, \Delta d\tau^{ij})$ adalah perubahan relatif hiposenter diantara dua *event* gempa, dan turunan parsial dari t terhadap m merupakan komponen vektor *slowness* yang menghubungkan sumber dan stasiun pengamat.

Selisih dari waktu tempuh observasi dan kalkulasi dua gempabumi pada stasiun perekam memiliki nilai residual yang mendekati nol. Residual waktu antara pengamatan dan perhitungan merupakan perbedaan waktu tempuh observasi dan

kalkulasi dua gempabumi yang saling berdekatan, dapat menggunakan persamaan berikut:

$$dr_k^{ij} = (t_k^i - t_k^j)^{obs} - (t_k^i - t_k^j)^{cal} \quad (2.30)$$

t_k^i merupakan waktu tempuh gelombang gempabumi i ke stasiun k dan t_k^j merupakan waktu tempuh gelombang gempabumi j ke stasiun k . Asumsi bahwa vektor *slowness*. Pada persamaan (2.29) dapat dijabarkan ke dalam bentuk persamaan (2.31), sebagai berikut:

$$dr_k^{ij} = \frac{\partial t_k^i}{\partial m} \Delta m^i - \frac{\partial t_k^j}{\partial m} \Delta m^j \quad (2.31)$$

Persamaan (2.31) jika dijabarkan dan diturunkan terhadap m , maka:

$$dr_k^{ij} = \frac{\partial t_k^i}{\partial x} \Delta x^i + \frac{\partial t_k^i}{\partial y} \Delta y^i + \frac{\partial t_k^i}{\partial z} \Delta z^i + \Delta \tau^i - \frac{\partial t_k^j}{\partial x} \Delta x^j + \frac{\partial t_k^j}{\partial y} \Delta y^j + \frac{\partial t_k^j}{\partial z} \Delta z^j + \Delta \tau^j \quad (2.32)$$

Persamaan (2.32) merupakan gabungan dari pasangan hiposenter dari sebuah stasiun, dan untuk semua stasiun membentuk sebuah sistem persamaan matriks sebagai berikut:

$$WGm = Wd \quad (2.33)$$

G menunjukkan matriks dengan ukuran $M \times 4N$, M merupakan jumlah dari observasi *Double Difference*, N merupakan jumlah dari *event* gempabumi. matriks G mengandung turunan parsial. d merupakan residual waktu tempuh dari pasangan gempabumi, m berisi perubahan parameter yang akan ditentukan. W merupakan matriks diagonal untuk setiap persamaan.

Untuk mencari solusi pada persamaan (2.33) dapat menggunakan metode inversi yaitu *least square*, menjadi persamaan (2.34).

$$m = [G^T W G]^{-1} G^T W d \quad (2.34)$$

m merupakan vektor dengan posisi relatif antar pasangan hiposenter terhadap posisi hiposenter sebelum relokasi pada satu kelompok (Waldhauser dan Ellsworth, 2000).

II.8. Kondisi Tektonik Jawa Barat

Jawa Barat merupakan daerah tektonik aktif yang memiliki banyak sesar di sekitarnya. Struktur sesar yang terbentuk dipengaruhi oleh aktivitas tumbukan Lempeng Indo-Australia yang menunjam ke bawah Lempeng Eurasia. Aktivitas tektonik tersebut menghasilkan elemen-elemen tektonik berupa palung, busur non-vulkanik, cekungan depan busur, jalur magmatisma, cekungan belakang busur dan paparan sunda. Dari beberapa struktur sesar terdapat tiga sesar utama yang berperan aktif di wilayah Jawa Barat, seperti pada gambar 2.6 yang memperlihatkan Sesar Cimandiri, Sesar Baribis dan Sesar Lembang. Ketiga sesar tersebut dapat dikenali melalui pengamatan secara langsung atau melalui citra landsat.

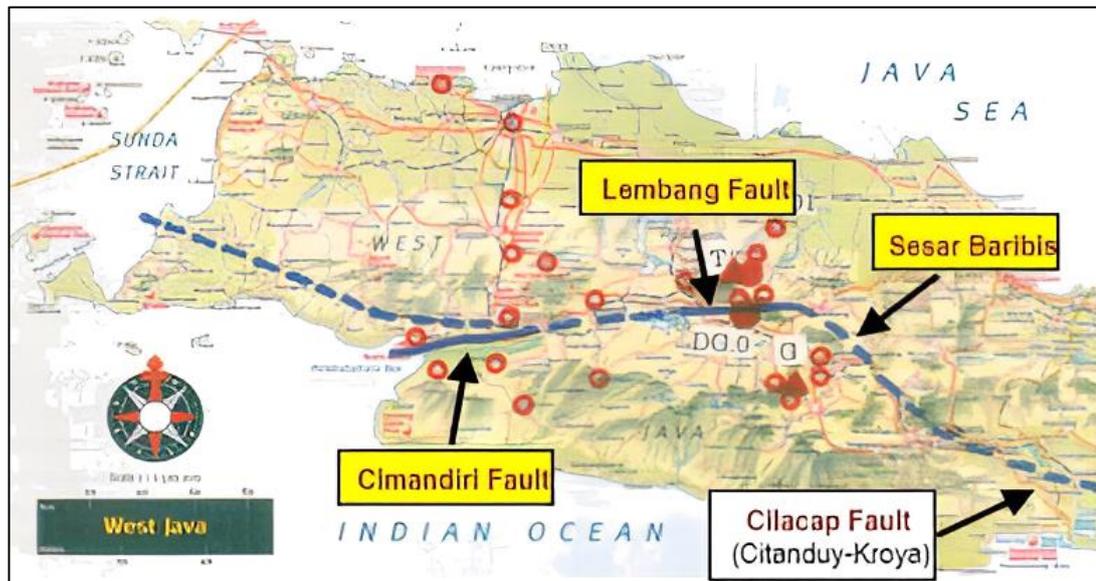
Sesar Cimandiri merupakan sesar tertua berumur Kapur, membentang dari arah Teluk Pelabuhanratu menerus ke timur melalui Lembah Cmandiri, Cipatat-Rajamandala, Gunung Tangkubanprahu – Burangrang dan menerus hingga ke timur laut menuju Subang. Jalur Sesar Cimandiri di segmen Rajamandala, berarah timurlaut – baratdaya, yang relatif sejajar dengan arah umum jurus perlapisan

batuan. Maka, Sesar Cimandiri pada segmen Rajamandala dipengaruhi oleh komponen gerak naik atau termasuk ke dalam sesar naik.

Sesar Baribis merupakan sesar utama di bagian utara Jawa Barat, diketahui dibagian utara sesar dijumpai adanya kelurusan regional yang arahnya baratlaut – tenggara yang kemudian menerus ke arah tenggara. Tepat di Desa Baribis terdapat sesar minor yang memotong tubuh batu-gamping dan memiliki ukuran bidang sesar relatif besar, seluruh bidang sesar tersebut menunjukkan pergerakan naik atau dapat disebut sesar naik. Arah sudut jurus dan sudut kemiringan bidangnya berkisar antara N 280°E – N 300°E/ 30° – 45°, dengan pitch berkisar antara 60° – 89°. Berdasarkan nilai pitch dan kemiringannya bidang sesarnya merupakan *Thrust right slip fault*. Indikasi Sesar Baribis jejaknya dapat diamati dengan ditemukannya singkapan batuan dari Formasi Kaliwangu (Pliosen) dan Formasi Citalang (Pliosen – Plistosen) dengan kemiringan batuan sekitar 50°. Selain itu dapat dijumpai pula sesar minor di sekitar Sungai Cibayawak, Sungai Cepelang, Sungai Cipanas dan Sungai Cikandung. Ditemukannya sesar minor tersebut diyakini sebagai akibat adanya tektonik kompresi yang kuat sehingga menyebabkan terbentuknya Sesar Baribis di sepanjang jalur tersebut.

Sesar besar lainnya, yaitu Sesar Lembang. Sesar Lembang membentang sepanjang 30 km dengan arah barat-timur, dengan jenis sesar turun yang blok bagian utara relatif turun membentuk dataran Lembang, sedangkan *foot wall* pada bagian selatan membentuk jalur perbukitan berarah barat-timur. Gawir dari Sesar Lembang dapat diamati di daerah Cibodas sekitar 3 km ke arah timur dari Maribaya. Pada lokasi ini tampak dengan jelas bahwa gawir Sesar Lembang terdiri atas beberapa bidang yang

menangga (*steep fault*). Salah satu bukti adanya sesar ini yaitu berkembangnya struktur kekar pada batuan beku andesitik dengan intensitas sangat tinggi (Haryanto, 2006).



Gambar 2.6 Peta Sesar Cimandiri, Sesar Baribis dan Sesar Lembang (Setyonegoro dkk., 2016)