TUGAS AKHIR – SF234801

APLIKASI METODE *DOUBLE DIFFERENCE* DALAM RELOKASI HIPOSENTER GEMPA BUMI DI KEBUMEN JAWA TENGAH 25-30 JANUARI 2014

CLAUDIA FARIKA LINA SALSABILA

NRP 5001211112

Dosen Pembimbing

Saifuddin, S.Si., M.Sc., Ph.D.

NIP 1985202011028

Program Studi Sarjana

Departemen Fisika

Fakultas Sains dan Analitika Data

Institut Teknologi Sepuluh Nopember

Surabaya

2025

TUGAS AKHIR – SF234801

APLIKASI METODE *DOUBLE DIFFERENCE* DALAM RELOKASI HIPOSENTER GEMPA BUMI DI KEBUMEN JAWA TENGAH 25-30 JANUARI 2014

CLAUDIA FARIKA LINA SALSABILA

NRP 5001211112

Dosen Pembimbing

Saifuddin, S.Si., M.Sc., Ph.D.

NIP 1985202011028

Program Studi Sarjana

Departemen Fisika

Fakultas Sains dan Analitika Data

Institut Teknologi Sepuluh Nopember

Surabaya

2025

FINAL PROJECT – SF234801

APPLICATION OF THE DOUBLE DIFFERENCE METHOD IN EARTHQUAKE HYPOCENTER RELOCATION IN KEBUMEN CENTRAL JAVA 25-30 JANUARY 2014

CLAUDIA FARIKA LINA SALSABILA

NRP 5001211112

Advisor

Saifuddin, S.Si., M.Sc., Ph.D.

NIP 1985202011028

Study Program Sarjana

Department of Physics

Faculty of Sains and Analitic Data

Institut Teknologi Sepuluh Nopember

Surabaya

2025

LEMBAR PENGESAHAN

APLIKASI METODE *DOUBLE DIFFERENCE* DALAM RELOKASI HIPOSENTER GEMPA BUMI DI KEBUMEN JAWA TENGAH 25-30 JANUARI 2014

TUGAS AKHIR

Diajukan untuk memenuhi salah satu syarat

memperoleh gelar Sarjana pada

Program Studi S-1 Fisika

Departemen Fisika

Fakultas Sains dan Analitika Data

Institut Teknologi Sepuluh Nopember

Oleh : **CLAUDIA FARIKA LINA SALSABILA**

NRP. 5001211112

Disetujui oleh Tim Penguji Tugas Akhir :

1. **Saifuddin, S.Si., M.Sc., Ph.D.** Pembimbing ( )
   NIP. 10985202011028
2. **Dr. Zaenal Arifin, M.Si.** Penguji
   NIP. 196511051991021002
3. **Dr. Rer nat Eko Minarto** Penguji ( )
   NIP. 19750205199931004

KEMENTERIAN PENDIDIKAN TINGGI, SAINS, DAN TEKNOLOGI INSTITUT TEKNOLOGI SEPULUH NOPEMBER FAKULTAS SAINS DAN ANALITIKA DATA DEPARTEMEN FISIKA

SURABAYA
Juli, 2025

Dipindai dengan CamScanner

APPROVAL SHEET

APPLICATION OF THE DOUBLE DIFFERENCE METHOD IN EARTHQUAKE HYPOCENTER RELOCATION IN KEBUMEN CENTRAL JAVA JANUARY 25-30 JANUARY 2014

FINAL PROJECT

Submitted to fulfill one of the requrements

For obtaining degree Bachelor of Science at

Undergraduate Study Program of Physics

Departement of Physics

Faculty of Science and Data Analytics

Institut Teknologi Sepuluh Nopember

By : **CLAUDIA FARIKA LINA SALSABILA**

NRP. 5001211112

Approved by Final Assignment Proposal Examiner Team :

1. **Saifuddin, S.Si., M.Sc., Ph.D.** — Advisor ( )
   NIP. 10985202011028
2. **Dr. Zaenal Arifin, M.Si.** — Examiner ( )
   NIP. 196511051991021002
3. **Dr. Rer nat Eko Minarto** — Examiner ( )
   NIP. 19750205199931004

KEMENTERIAN PENDIDIKAN TINGGI SAINS DAN TEKNOLOGI INSTITUT TEKNOLOGI SEPULUH NOPEMBER FAKULTAS SAINS DAN ANALITIKA DATA DEPARTEMEN

SURABAYA

July, 2025

Dipindai dengan CamScanner

PERNYATAAN ORISINALITAS

Yang bertanda tangan di bawah ini:

Nama mahasiswa / NRP	:	Claudia Farika Lina Salsabila/ 5001211112
Program studi	:	Fisika
Dosen Pembimbing / NIP	:	Saifuddin, S.Si., M.Sc., Ph,D. / 1985202011028

dengan ini menyatakan bahwa Tugas Akhir dengan judul "**APLIKASI METODE *DOUBLE DIFFERENCE* DALAM RELOKASI HIPOSENTER GEMPA BUMI DI KEBUMEN JAWA TENGAH 25-30 JANUARI 2014**" adalah hasil karya sendiri, bersifat orisinal, dan ditulis dengan mengikuti kaidah penulisan ilmiah.

Bilamana di kemudian hari ditemukan ketidaksesuaian dengan pernyataan ini, maka saya bersedia menerima sanksi sesuai dengan ketentuan yang berlaku di Institut Teknologi Sepuluh Nopember.

Surabaya, 19 July 2025

Mengetahui
Pembimbing

Saifuddin, S.Si., M.Sc., Ph.D.
NIP. 1985202011028

Mahasiswa

Claudia Farika Lina Salsabila
NRP. 5001211112

Dipindai dengan CamScanner

STATEMENT OF ORIGINALITY

The undersigned below:

Nama of Student / NRP	: Claudia Farika Lina Salsabila/ 5001211112
Departement	: Physics
Advisor / NIP	: Saifuddin, S.Si., M.Sc., Ph,D. / 1985202011028

Hereby declared that the Final Project with the title of "**APLIKASI METODE *DOUBLE DIFFERENCE* DALAM RELOKASI HIPOSENTER GEMPA BUMI DI KEBUMEN JAWA TENGAH 25-30 JANUARI 2014**" is the result of my own work, is original, and is written by following the rules of scientific writing.

If in future there is a discrepancy with this statement, then I am willing to accept sanctions in accordance with provisions that apply at Sepuluh Nopember Institute of Technology.

Surabaya, 19 July 2025

Ascertain
Advisor

Saifuddin, S.Si., M.Sc., Ph.D.
NIP. 1985202011028

Student

Claudia Farika Lina Salsabila
NRP. 5001211112

Dipindai dengan CamScanner

ABSTRAK

APLIKASI METODE *DOUBLE DIFFERENCE* DALAM RELOKASI HIPOSENTER GEMPA BUMI DI KEBUMEN JAWA TENGAH 25-30 JANUARI 2014

Nama Mahasiswa / NRP	**:**	**Claudia Farika Lina Salsabila / 5001211112**
Departemen	**:**	**Fisika FSAD - ITS**
Dosen Pembimbing	**:**	**Saifuddin, S.Si., M.Sc., Ph,D. / 1985202011028**

Abstrak

Penentuan lokasi hiposenter secara presisi memiliki peranan penting dalam memahami aktivitas seismik serta dalam upaya mitigasi bencana gempa bumi. Metode konvensional seperti Geiger Adaptive Damping (GAD) sering kali kurang akurat karena menggunakan model kecepatan homogen, yang tidak merepresentasikan kompleksitas struktur bawah permukaan bumi. Oleh karena itu, penelitian ini menerapkan metode *Double Difference* (hypoDD) yang membandingkan selisih waktu tiba antar pasangan gempa berdekatan guna meminimalkan pengaruh kesalahan model kecepatan dan meningkatkan resolusi spasial lokasi hiposenter. Penelitian dilakukan di wilayah Kabupaten Kebumen, Jawa Tengah, menggunakan data gempa bumi yang terjadi pada periode 25 hingga 30 Januari 2014. Proses relokasi dilakukan melalui dua tahapan utama, yaitu konversi fase menggunakan ph2dt dan pemodelan relokasi menggunakan perangkat lunak hypoDD. Hasil relokasi menunjukkan bahwa distribusi hiposenter lebih terkonsentrasi pada kedalaman menengah (60–80 km) yang mengindikasikan aktivitas intraslab. Penampang seismik menunjukkan sudut penunjaman slab sekitar 45°– 60° ke arah utara–timurlaut. Selain itu, analisis arah pergeseran menggunakan diagram rose menunjukkan dominasi arah pergeseran ke utara–selatan dengan rata-rata jarak perpindahan sejauh 10,2 km. Metode hypoDD terbukti efektif dalam meningkatkan ketelitian lokasi hiposenter serta mengidentifikasi klaster seismik tersembunyi yang sebelumnya tidak terdeteksi, sehingga mendukung kajian seismotektonik dan pemetaan risiko gempa secara lebih akurat di wilayah Kebumen dan sekitarnya.

Kata kunci: ***Hiposenter, Relokasi Gempa, Metode hypoDD.***

ABSTRACT

APPLICATION OF THE DOUBLE DIFFERENCE METHOD IN EARTHQUAKE HYPOCENTER RELOCATION IN KEBUMEN CENTRAL JAVA JANUARY 25-30 JANUARY 2014.

Student Name / NRP	**:**	**Claudia Farika Lina Salsabila / 5001211112**
Department	**:**	**Fisika FSAD - ITS**
Advisor	**:**	**Saifuddin, S.Si., M.Sc., Ph.D. / 1985202011028**

Abstract

Accurate hypocenter determination is essential for understanding seismic activity and supporting earthquake hazard mitigation. Traditional methods such as Geiger Adaptive Damping (GAD) are often limited due to their reliance on homogeneous velocity models, which do not reflect complex subsurface structures. This study applies the Double-Difference (hypoDD) method to improve spatial resolution by minimizing travel-time residuals between closely spaced earthquake pairs. The study focuses on the Kebumen region, Central Java, using earthquake data from January 25–30, 2014. The relocation process includes phase picking conversion (ph2dt) and hypocenter modeling (hypoDD). Results show that the relocated hypocenters concentrate at intermediate depths (60–80 km), indicating intraslab seismicity. Cross-sectional analysis reveals a subducting slab dipping 45°–60° toward the north-northeast. A rose diagram indicates that the dominant shift direction of hypocenter relocation is north–south, with an average displacement of 10.2 km. The hypoDD method significantly improves hypocenter accuracy and reveals clustered seismic patterns previously undetected. These findings enhance local seismic understanding and contribute to refined earthquake hazard assessment in the Kebumen area.

Keywords: ***Hypocenter, Earthquake Relocation, hypoDD Method.***

KATA PENGANTAR

Puji syukur ke hadirat Allah SWT yang telah melimpahkan rahmat, taufik, serta hidayah-Nya, sehingga penulis dapat menyelesaikan Tugas Akhir yang berjudul "**APLIKASI METODE DOUBLE DIFFERENCE DALAM RELOKASI HIPOSENTER GEMPA BUMI DI KEBUMEN JAWA TENGAH 25-30 JANUARI 2014**" Penelitian ini disusun sebagai bagian dari pemenuhan salah satu syarat akademik untuk memperoleh gelar Sarjana Sains pada Program Studi Fisika pada Fakultas Sains dan Analitika Data, Institut Teknologi Sepuluh Nopember.

Penulis menyadari bahwa laporan ini tidak terlepas dari bantuan dan dukungan berbagai pihak. Oleh karena itu, penulis menyampaikan ucapan terima kasih yang sebesar-besarnya kepada semua pihak yang telah berperan dalam proses penyusunan laporan ini, yaitu:

1. Kepada kedua orang tua, Mama Yaniar dan Papa Slamet Raharjo, serta adik tercinta Lintang Larasati, atas doa, dukungan, dan kasih sayang yang tak ternilai.
2. Kepada Bapak Saifuddin, S.Si., M.Sc., Ph.D., selaku dosen pembimbing, atas arahan, bimbingan, dan motivasi yang diberikan selama penyusunan tugas akhir ini.
3. Kepada Bapak Dr. Zaenal Arifin, M.Si. dan Bapak Dr. rer nat Eko Minarto selaku Dosen Penguji, atas masukan, saran, dan evaluasi yang sangat berarti dalam penyempurnaan tugas akhir ini.
4. Kepada teman-teman dekat dan sahabat seperjuangan, atas kebersamaan, semangat, serta dukungan moral yang senantiasa menguatkan selama proses studi dan penyusunan laporan ini.
5. Kepada BMKG, atas kesempatan, ilmu, serta data yang sangat bermanfaat dalam pelaksanaan penelitian ini.

Penulis menyadari bahwa tugas akhir ini masih jauh dari sempurna. Oleh karena itu, segala kritik dan saran yang membangun sangat diharapkan. Semoga karya ini dapat memberi manfaat dan menjadi pijakan awal untuk kontribusi keilmuan di bidang seismologi.

Surabaya, 10 Juni 2025

Penulis

DAFTAR ISI

LEMBAR PENGESAHAN i
APPROVAL SHEET ii
PERNYATAAN ORISINALITAS iii
STATEMENT OF ORIGINALITY iv
ABSTRAK v
ABSTRACT vi
KATA PENGANTAR vii
DAFTAR GAMBAR viii
DAFTAR TABEL ix
BAB 1 PENDAHULUAN 1
1.1 Latar Belakang 1
1.2 Rumusan Masalah 2
1.3 Batasan Masalah 2
1.4 Tujuan 2
1.5 Manfaat 3
BAB 2 TINJAUAN PUSTAKA 4
2.1 Hasil Penelitian Terdahulu 4
2.2 Gempa Bumi 4
2.2.1 Parameter Gempa Bumi 6
2.2.1.2 Hiposenter 7
2.2.1.3 Episenter 7
2.2.1.4 Sekuen Gempa Bumi 8
2.2.1.5 Magnitudo 8
2.2.2 Skala Kekuatan Gempa 10
2.3 Tekanan Tektonik di Jawa 11
2.4 Fisiografis di Jawa Tengah 11
2.5 Gelombang Seismik 13
2.5.1 Gelombang Badan 14
2.5.2 Gelombang Permukaan 16
2.5.2.1 Gelombang Love 16
2.5.2.2 Gelombang Rayleigh 16
2.6 Kerangka Tektonik 17
2.7 Teori Tektonik Lempeng 17
2.7.2 Batas Konvergen 18

2.7.3 Batas Transform 19
2.8 Zona Sumber Gempa Bumi di Indonesia 19
2.8.1 Zona Subduksi 19
2.9 Root Mean Square Error 21
2.10 Metode Double Difference 21
BAB 3 METODOLOGI 25
3.1 Penentuan Daerah Penelitian 25
3.2 Model Penelitian 25
3.3 Data dan Perangkat Lunak Penelitian 26
3.4 Tahap Persiapan 27
3.5 Pengolahan Data 28
3.5.1 Konversi Format Data Awal 28
3.5.2 Proses Seleksi Event dengan *ph2dt* 29
3.5.3 Relokasi Hiposenter dengan HypoDD 30
3.6 Proses Intepretasi Data 31
3.6.1 Peta Seismisitas dengan GMT 31
3.6.2 Pembuatan diagram Rose 32
3.6.3 Flowchart Penelitian 32
BAB 4 Hasil dan Pembahasan 34
4.1 Relokasi Hiposenter Gempa Bumi 34
4.1.1 Hiposenter Gempa Bumi Sebelum Relokasi 34
4.1.2 Hiposenter Gempa Bumi Sesudah Relokasi 40
4.2 Distribusi Hiposenter 45
4.2.1 Analisis Distribusi Hiposenter 54
4.3 Hasil Rms Residual 55
4.4 Diagram Rose 57
BAB 5 Kesimpulan dan Saran 59
5.1 Kesimpulan 59
5.2 Saran 59
DAFTAR PUSTAKA 60
BIODATA PENULIS 62

DAFTAR GAMBAR

Gambar 2. 1 Peta Fisiografis Jawa Tengah 22
Gambar 2. 2 Gelombang P 24
Gambar 2. 3 Gelombang S 25
Gambar 2. 4 Batas lempeng a. Divergent pada lempeng benua, b. Convergent antar lempeng benua, dan c. Transform pada lempeng benua 28
Gambar 2. 5 Sumber Lajur Gempa Bumi 29
Gambar 2. 6 Ilustrasi Algoritma Double – Difference 31
Gambar 3. 1 Konversi format pha. 37
Gambar 3. 2 Data awal dengan format Pha 38
Gambar 3. 3 Format data txt 39
Gambar 3. 4 Input Data ph2dt.inp 39
Gambar 3. 5 Input data HypoDD.inp 40
Gambar 3. 6 Flowchart 42
Gambar 4. 1 Peta Gempa Utama Sebelum dan Sesudah Relokasi 50
Gambar 4. 2 Peta Gempa Keseluruhan Sebelum Relokasi 52
Gambar 4. 3 Peta Gempa Keseluruhan Setelah Relokasi 52
Gambar 4. 4 Peta Gempa Keseluruhan Sebelum dan Setelah Relokasi 53
Gambar 4. 5 Irisan A-A’ pada gempa sebelum di relokasi 54
Gambar 4. 6 Irisan A-A’ pada gempa setelah di relokasi 55
Gambar 4. 7 Distribusi Hiposenter A-A’ Sebelum Relokasi 56
Gambar 4. 8 Distribusi Hiposenter A-A’ Setelah Relokasi 56
Gambar 4. 9 Irisan B-B’ pada gempa sebelum di relokasi 57
Gambar 4. 10 Irisan B-B’ pada gempa setelah di relokasi 58
Gambar 4. 11 Distribusi Hiposenter B-B’ sebelum relokasi 59
Gambar 4. 12 Distribusi Hiposenter B-B’ setelah relokasi 59
Gambar 4. 13 Irisan C-C’ pada gempa sebelum di relokasi 60
Gambar 4. 14 Irisan C-C’ pada gempa setelah di relokasi 61
Gambar 4. 15 Distribusi Hiposenter C-C’ sebelum relokasi 62
Gambar 4. 16 Distribusi Hiposenter C-C’ setelah relokasi 63
Gambar 4. 17 Histogram RMS sebelum relokasi 65
Gambar 4. 18 Histogram RMS setelah relokasi 66
Gambar 4. 19 Diagram Rose 67

DAFTAR TABEL

Tabel 2. 1 Skala MMI 19
Tabel 3. 1 Model Kecepatan 35
Tabel 4. 1 Parameter-Parameter Gempa Bumi Sebelum di Relokasi..... 43
Tabel 4. 2 Stasiun BMKG sebelum relokasi 44
Tabel 4. 3 Parameter-Parameter Gempa Bumi Sesudah di Relokasi 47
Tabel 4. 4 Stasiun BMKG setelah relokasi 48
Tabel 4. 5 Perbandingan Parameter Gempa Bumi Utama 49

BAB 1 PENDAHULUAN

1.1 Latar Belakang

Wilayah Kebumen, Jawa Tengah, merupakan salah satu daerah di Indonesia yang memiliki tingkat kerawanan tinggi terhadap aktivitas gempa bumi. Kondisi ini disebabkan oleh keberadaan struktur geologi yang kompleks, termasuk sesar-sesar aktif di sekitarnya, serta kedekatannya dengan zona subduksi di selatan Pulau Jawa. Zona subduksi ini terbentuk akibat pertemuan Lempeng Indo-Australia yang menunjam ke bawah Lempeng Eurasia, menghasilkan aktivitas tektonik yang signifikan. Pada periode 25–30 Januari 2014, wilayah Kebumen mengalami kejadian gempa bumi yang mengindikasikan peningkatan aktivitas seismik di wilayah tersebut. Oleh karena itu, diperlukan penelitian lebih lanjut untuk memahami mekanisme sumber gempa, pola distribusi hiposenter, serta potensi bahaya yang mungkin ditimbulkan (Kementerian ESDM., 2014).

Penentuan lokasi hiposenter gempa bumi secara konvensional biasanya dilakukan dengan menganalisis waktu tiba gelombang seismik pada beberapa stasiun pemantauan. Namun, metode ini sering kali memiliki keterbatasan akurasi akibat faktor seperti kesalahan dalam penentuan waktu tiba gelombang P dan S serta ketidakpastian dalam model kecepatan gelombang seismik yang digunakan. Ketidaktepatan dalam model kecepatan dapat menyebabkan estimasi lokasi dan kedalaman hiposenter yang kurang akurat, yang berdampak pada pemahaman mekanisme gempa dan potensi risikonya. Metode konvensional dalam menentukan hiposenter sering kali mengalami kendala dalam akurasi akibat ketidakpastian model kecepatan gelombang seismik. Ketidakakuratan ini dapat menghambat analisis mendalam mengenai sumber gempa dan pola aktivitas seismik. Oleh karena itu, diperlukan metode yang lebih presisi dalam merelokasi hiposenter gempa bumi agar hasilnya lebih representatif terhadap kondisi geologi sebenarnya (Waldhauser & Ellsworth, 2000).

Metode *Double-Difference* merupakan teknik relokasi hiposenter yang dirancang untuk meningkatkan akurasi penentuan posisi pusat gempa bumi. Teknik ini bekerja dengan membandingkan selisih waktu tiba gelombang seismik antara pasangan gempa yang berdekatan dan terekam pada stasiun seismik yang sama. Dengan memanfaatkan selisih waktu relatif antar gempa tersebut, metode DD mampu meminimalkan pengaruh kesalahan sistematis yang berasal dari ketidakpastian model kecepatan gelombang seismik, yang sering menjadi kendala dalam metode konvensional. Dalam pendekatan konvensional, penentuan lokasi gempa sangat bergantung pada model kecepatan gelombang yang digunakan. Padahal, model kecepatan ini sering kali tidak merepresentasikan kondisi geologi lokal secara akurat, sehingga menyebabkan estimasi posisi dan kedalaman hiposenter menjadi kurang tepat. Metode DD mengatasi permasalahan ini dengan fokus pada perbedaan waktu tiba antar gempa yang berdekatan, bukan pada waktu tiba absolut. Pendekatan ini memungkinkan resolusi spasial hiposenter yang lebih tinggi dan pemetaan distribusi gempa yang lebih presisi.

Penerapan metode *Double Difference* menjadi sangat relevan di wilayah Jawa Tengah, khususnya di daerah Kebumen, yang secara tektonik berada di zona rawan gempa karena kedekatannya dengan zona subduksi Lempeng Indo-Australia serta keberadaan sesar aktif di daratan. Aktivitas seismik di wilayah ini dapat mencerminkan dinamika interaksi antar lempeng dan struktur geologi lokal yang kompleks. Oleh karena itu, peningkatan ketelitian lokasi

hiposenter melalui metode *Double Difference* dapat memberikan kontribusi signifikan dalam pemahaman karakteristik seismisitas di daerah tersebut.

Penelitian ini bertujuan untuk menerapkan metode *Double-Difference* dalam proses relokasi hiposenter gempa bumi yang terjadi di wilayah Kebumen pada periode 25–30 Januari 2014. Dengan pendekatan ini, diharapkan diperoleh gambaran yang lebih akurat mengenai distribusi spasial gempa dan identifikasi pola sesar aktif yang berperan. Hasil penelitian ini tidak hanya penting dari segi akademik dan ilmiah, tetapi juga memiliki nilai praktis dalam upaya mitigasi bencana. Informasi seismik yang lebih presisi dapat digunakan sebagai dasar penyusunan peta mikrozonasi, peningkatan edukasi kebencanaan masyarakat, serta perencanaan tata ruang dan infrastruktur yang lebih tangguh terhadap gempa bumi.

1.2 Rumusan Masalah

Adapun rumusan masalah dalam penelitian ini dapat dijabarkan dalam bentuk pertanyaan-pertanyaan penelitian sebagai berikut:

1. Bagaimana perbandingan lokasi hiposenter gempa bumi di daerah Kebumen sebelum dan sesudah dilakukan relokasi menggunakan metode *Double Difference*?
2. Berapa nilai RMS (*Root Mean Square*) residual dari hiposenter gempa bumi setelah dilakukan relokasi dengan metode *Double Difference*?
3. Bagaimana hasil analisa relokasi hiposenter gempa bumi di Kebumen serta gambaran yang lebih jelas mengenai potensi ancaman gempa bumi di wilayah tersebut?

1.3 Batasan Masalah

Agar penelitian ini lebih terfokus dan terarah, maka diperlukan pembatasan masalah yang jelas. Berikut adalah batasan masalah dalam penelitian ini:

1. Penelitian ini hanya difokuskan pada wilayah Kebumen, Jawa Tengah, khususnya pada aktivitas gempa bumi yang terjadi pada periode 25 – 30 Januari 2014. Pemilihan wilayah dan periode ini didasarkan pada tingginya aktivitas seismik yang tercatat selama rentang waktu tersebut, sehingga memungkinkan analisis yang lebih mendalam.
2. Terdapat 48 event pada gempa 25 – 30 Januari 2014.
3. Batas wilayah pada penelitian ini terletak pada 7.48°S - 9.48°S dan 108.17°E – 101.17°E.
4. Data yang digunakan dalam penelitian ini terbatas pada data seismik yang direkam oleh stasiun-stasiun seismograf di sekitar wilayah Kebumen. Data dari stasiun di luar wilayah tersebut tidak diikutsertakan untuk menjaga konsistensi dan relevansi analisis.
5. Penelitian ini dibatasi pada penggunaan model kecepatan bumi 1-D sebagai input, proses relokasi hiposenter menggunakan metode *Double-Difference* (hypoDD), serta analisis distribusi spasial hiposenter gempa bumi.
6. Sistem komputer yang digunakan saat pengolahan data adalah sistem *Windows.*

1.4 Tujuan

Berdasarkan rumusan masalah dan batasan masalah yang telah diuraikan, penelitian ini memiliki beberapa tujuan yang ingin dicapai, yaitu:

1. Menentukan perbandingan lokasi hiposenter gempa bumi di daerah Kebumen sebelum dan sesudah dilakukan relokasi menggunakan metode *Double Difference*.

2. Menentukan nilai RMS *(Root Mean Square*) residual dari hiposenter gempa bumi setelah dilakukan relokasi dengan metode *Double Difference*.
3. Menganalisa hasil relokasi hiposenter gempa bumi di Kebumen dan memberikan gambaran yang lebih jelas mengenai potensi ancaman gempa bumi di Kebumen.

1.5 Manfaat

Penelitian ini diharapkan dapat memberikan beberapa manfaat, baik secara ilmiah maupun praktis, sebagai berikut:

1. Meningkatkan akurasi penentuan lokasi hiposenter gempa bumi di Kebumen dengan menggunakan metode Double Difference.
2. Mengidentifikasi pola sebaran gempa dan struktur seismik bawah permukaan untuk memahami mekanisme gempa dan potensi ancamannya.
3. Memberikan kontribusi ilmiah dan praktis dalam mendukung sistem peringatan dini, perencanaan tata ruang, serta mitigasi bencana oleh BMKG dan pemerintah daerah.

BAB 2 TINJAUAN PUSTAKA

2.1 Hasil Penelitian Terdahulu

Penelitian mengenai relokasi hiposenter gempa bumi telah banyak dilakukan dengan berbagai pendekatan, salah satunya adalah metode *Double-Difference* (DD). Metode ini dinilai efektif dalam meningkatkan akurasi lokasi hiposenter dengan meminimalkan residual waktu tempuh antara dua gempa yang berdekatan yang direkam oleh stasiun yang sama.

Penelitian yang dilakukan oleh Aritonang et al. (2021) berfokus pada wilayah segmen sesar Toru, Angkola, dan Barumun di Sumatera Utara. Dalam studi tersebut, digunakan data 86 kejadian gempa bumi yang terjadi selama tahun 2020, dan proses relokasi dilakukan menggunakan perangkat lunak hypoDD. Hasil relokasi menunjukkan distribusi hiposenter yang lebih rapi dan mendekati lokasi sesar aktif, terutama pada kedalaman 3–40 km yang mencerminkan aktivitas sesar, serta pada kedalaman 61–200 km yang berkaitan dengan zona subduksi. Penampang seismik yang ditampilkan memperlihatkan pola vertikal hiposenter, memperkuat indikasi adanya aktivitas subduksi di bawah permukaan wilayah studi.

Sementara itu, Dahlia et al. (2022) menerapkan metode yang sama pada wilayah Sumatera Barat dengan cakupan data yang lebih luas, yaitu 2904 kejadian gempa bumi sepanjang tahun 2009 hingga pertengahan 2019. Setelah proses relokasi, diperoleh 2610 event yang memenuhi kriteria. Hasil relokasi menunjukkan bahwa sebaran hiposenter lebih terorganisir dan membentuk klaster tertentu yang mengikuti struktur geologi seperti zona subduksi dan Sesar Sumatera. Penurunan signifikan nilai residual waktu tempuh juga menunjukkan bahwa posisi hiposenter hasil relokasi lebih akurat dibandingkan sebelum relokasi. Penampang seismik memperlihatkan hiposenter yang tersebar mengikuti arah zona subduksi dan mengelompok di kedalaman dangkal pada lokasi sesar aktif, terutama di sekitar segmen-segmen seperti Sianok, Sumani, dan Suliti.

Kedua studi tersebut menunjukkan bahwa metode *Double-Difference* sangat efektif dalam meningkatkan ketelitian lokasi hiposenter, serta memberikan gambaran seismotektonik yang lebih akurat di wilayah penelitian masing-masing. Temuan-temuan ini mendasari pentingnya penggunaan metode relokasi hiposenter dalam studi kegempaan di Indonesia, terutama di wilayah rawan gempa yang dipengaruhi oleh aktivitas sesar dan subduksi.

2.2 Gempa Bumi

Gempa bumi merupakan fenomena alam berupa getaran atau guncangan yang terjadi pada permukaan bumi akibat pergerakan lapisan batuan di bagian terluar bumi. Peristiwa ini umumnya terjadi secara tiba-tiba akibat aktivitas lempeng tektonik. Jika gempa bumi disebabkan oleh pergerakan lempeng tektonik, maka disebut gempa tektonik, sedangkan jika dipicu oleh aktivitas gunung berapi, maka disebut gempa vulkanik. Pergerakan mendadak dari lapisan batuan di dalam bumi ini menghasilkan energi dalam bentuk gelombang seismik yang menyebar ke segala arah. Menurut teori *Elastic Rebound* yang dikemukakan oleh seismolog Amerika, gempa bumi terjadi akibat pelepasan energi elastis yang tersimpan dalam batuan sebagai akibat dari deformasi yang terjadi di litosfer bumi (Muksin et al., 2013). Deformasi ini disebabkan oleh tekanan (*stress*) dan regangan (*strain*) yang berlangsung secara terus-menerus. Ketika tekanan dan regangan ini melampaui batas ketahanan batuan, batuan akan mengalami patahan secara tiba-tiba, sehingga memicu terjadinya gempa bumi.

Gempa bumi merupakan getaran yang terjadi di permukaan bumi akibat adanya sumber getaran dari dalam bumi. Sumber getaran ini bisa berasal dari berbagai aktivitas geologis seperti letusan gunung berapi, longsoran batuan, atau pergerakan lempeng tektonik. Fenomena gempa bumi memiliki keterkaitan erat dengan proses patahan, deformasi batuan, atau aktivitas tektonik (Noor, 2017). Titik di dalam bumi tempat gempa bumi berasal disebut hiposenter, sedangkan titik di permukaan bumi yang menjadi pusat penyebaran getaran disebut episenter (Tjasyono H. K., 2003). Berdasarkan kedalaman hiposenternya, gempa bumi diklasifikasikan menjadi tiga jenis. Pertama, gempa dalam, yaitu gempa dengan hiposenter lebih dari 300 km di bawah permukaan bumi. Meskipun getarannya dapat mencapai permukaan, amplitudonya kecil sehingga tidak menimbulkan dampak yang signifikan. Kedua, gempa sedang, yang terjadi pada kedalaman hiposenter antara 60 hingga 300 km. Ketiga, gempa dangkal, dengan hiposenter kurang dari 60 km dari permukaan bumi dan umumnya berpotensi menimbulkan dampak yang lebih besar dibandingkan jenis gempa lainnya. Gempa bumi merupakan salah satu bencana alam yang hingga kini masih sulit diprediksi. Bencana ini menjadi ancaman yang sangat ditakuti karena dampaknya yang dapat menimbulkan kerusakan besar, seperti runtuhnya bangunan serta jatuhnya korban jiwa. Gempa bumi terjadi akibat pelepasan energi dalam bentuk gelombang yang dihasilkan oleh gangguan pada kerak bumi, di mana gelombang tersebut kemudian merambat hingga ke permukaan bumi. Pada wilayah tertentu, frekuensi kejadian gempa bumi cenderung lebih tinggi dibandingkan dengan daerah lainnya, yang dapat dibuktikan melalui rekaman seismograf. Besaran energi yang dilepaskan oleh gempa bumi bervariasi, dengan sebagian besar memiliki skala energi kecil. Namun, dalam kurun waktu satu tahun, terdapat beberapa gempa besar yang mampu melepaskan energi setara dengan gabungan dari beberapa gempa kecil. Bahkan, dalam satu abad, terdapat gempa bumi yang melepaskan energi hingga jutaan kali lipat dibandingkan dengan ledakan bom atom. Sekitar 80% dari total energi yang dilepaskan akibat gempa bumi berasal dari aktivitas seismik yang terjadi di sekitar batas Samudera Pasifik. Sebanyak 15% dari total energi gempa bumi dilepaskan di zona yang membentang dari wilayah Burma hingga Pegunungan Himalaya, melintasi Baluchistan, Iran, serta daerah sekitar Pegunungan Eropa (Heller, 1962.). Menurut *Phivolcs*, gempa bumi dapat memicu berbagai bahaya sekunder, seperti pergerakan tanah yang mengakibatkan longsor, pergeseran lateral tanah (*lateral spreading*), serta likuifaksi, yaitu fenomena ketika tanah kehilangan kekuatan dan berperilaku seperti fluida akibat guncangan seismik. Selain itu, penelitian yang dilakukan oleh Kumamura pada tahun 2003 mengungkapkan bahwa gempa bumi juga dapat menyebabkan retakan atau pergeseran tanah (*ground rupture* atau *surface faults*) serta gelombang tsunami. Di Indonesia, peningkatan aktivitas gempa bumi terutama dipengaruhi oleh pergerakan lempeng tektonik yang terus berlangsung.

Gempa bumi memiliki berbagai pola kejadian yang dapat dikategorikan ke dalam tiga tipe utama. Tipe I adalah gempa utama (*main shock*) yang terjadi secara tiba-tiba tanpa didahului oleh gempa pendahulu (*fore shock*), tetapi diikuti oleh serangkaian gempa susulan (*after shock*). Jenis gempa ini umumnya terjadi di wilayah dengan struktur batuan yang homogen serta distribusi tegangan yang merata. Sebagian besar gempa bumi tektonik di dunia termasuk dalam kategori ini, dengan dampak yang bervariasi tergantung pada kekuatannya dan kondisi geologi di sekitarnya. Tipe II merupakan gempa yang diawali oleh serangkaian gempa pendahulu sebelum gempa utama terjadi, lalu disusul oleh sejumlah gempa susulan. Pola ini sering ditemukan di daerah dengan struktur batuan yang tidak homogen dan distribusi tegangan yang tidak merata. Gempa pendahulu dapat menjadi indikasi adanya pelepasan energi besar yang akan terjadi, meskipun tidak selalu mudah untuk memperkirakan kapan gempa utama akan

terjadi. Wilayah-wilayah dengan aktivitas tektonik kompleks atau zona subduksi yang aktif sering mengalami jenis gempa ini. Tipe III, yang dikenal sebagai gempa swarm, adalah serangkaian gempa dengan kekuatan relatif serupa yang terjadi dalam suatu periode tanpa adanya gempa utama yang dominan. Berbeda dengan dua tipe sebelumnya, gempa swarm tidak memiliki pola yang jelas dalam hal gempa utama dan gempa susulan. Jenis gempa ini umumnya terjadi di daerah dengan struktur geologi yang tidak seragam, seperti kawasan gunung berapi atau wilayah dengan konsentrasi tegangan tertentu. Aktivitas gempa *swarm* sering dikaitkan dengan pergerakan magma di bawah permukaan bumi atau perubahan tekanan dalam kerak bumi yang menyebabkan banyak gempa kecil dalam waktu singkat. Ketiga tipe gempa ini menunjukkan bahwa pola dan karakteristik gempa bumi sangat dipengaruhi oleh kondisi geologi serta distribusi tegangan di dalam bumi. (Tjasyono H. K., 2003).

Bukan hanya lingkungan yang dipengaruhi oleh aktivitas vulkanisme, tetapi juga oleh kondisi tektonik di wilayah tersebut (Tjasyono H. K., 2003). Konsep tektonik lempeng menjelaskan bahwa lapisan terluar bumi terdiri dari beberapa lempeng kaku yang terus bergerak satu terhadap lainnya (Alzwar et al., 1987). Gempa bumi tektonik terjadi akibat pergeseran mendadak di dalam bumi yang berkaitan erat dengan proses pembentukan pegunungan, yang sering kali disertai dengan terbentuknya sesar-sesar baru. Selain itu, tekanan yang terjadi di dalam bumi dapat mengaktifkan kembali sesar-sesar lama yang sebelumnya tidak aktif. Jika pergerakan ini cukup besar dan terekam oleh seismograf, maka dapat memicu terjadinya gempa bumi tektonik (Tjasyono H. K., 2003).

2.2.1 Parameter Gempa Bumi

Parameter gempa bumi merujuk pada karakteristik utama yang digunakan untuk mendeskripsikan gempa. Beberapa parameter utama meliputi magnitudo, yaitu ukuran kekuatan gempa yang menunjukkan energi yang dilepaskan di sumbernya dan biasanya diukur menggunakan Skala *Richter* atau Skala Momen Seismik (Mw). Kedalaman hiposenter merupakan jarak vertikal dari permukaan bumi ke titik awal terjadinya gempa, sedangkan episenter adalah lokasi di permukaan bumi yang berada tepat di atas hiposenter. Waktu kejadian juga menjadi parameter penting, ditentukan berdasarkan standar waktu tertentu seperti UTC atau waktu lokal. Selain itu, mekanisme sumber gempa mencakup tipe patahan yang menyebabkan gempa, seperti patahan geser (*strike slip*), normal, atau *thrust*. Intensitas gempa, yang menunjukkan tingkat guncangan yang dirasakan di suatu lokasi, biasanya diukur menggunakan Skala MMI (*Modified Mercalli Intensity*) atau Skala Shindo di Jepang.

2.2.1.1 Origin Time

Origin time atau waktu asal adalah momen pertama pelepasan energi dalam bentuk gelombang akibat gempa bumi. Waktu asal berperan dalam menentukan waktu tempuh gelombang, namun jika waktu asal tidak diketahui secara akurat, maka estimasi waktu tempuh gelombang dari sumber ke penerima juga bisa menjadi tidak tepat. Untuk mengetahui waktu asal gempa, digunakan diagram Wadati, yang merupakan metode grafis sederhana. Diagram ini dibuat dengan memplot selisih waktu kedatangan gelombang P dan gelombang S (*ts* - *tp*) terhadap waktu tiba gelombang *absolut*. Pada hiposenter, nilai *ts* - *tp* adalah nol, sehingga garis lurus dalam diagram Wadati akan berpotongan dengan sumbu waktu kedatangan gelombang P. Titik perpotongan tersebut menunjukkan waktu terjadinya gempa bumi (Ummah, 2019).

2.2.1.2 Hiposenter

Hiposenter atau fokus adalah titik di dalam bumi tempat pertama kali gelombang seismik muncul akibat pelepasan energi dari proses rekahan atau pergeseran pada suatu bidang patahan. Titik ini merupakan lokasi awal dari pergerakan rekahan yang menyebar sepanjang bidang patahan dan berperan sebagai pusat sumber gelombang seismik. Pada gempa bumi alami, hiposenter umumnya terletak di bawah permukaan tanah pada kedalaman tertentu yang berkaitan erat dengan aktivitas geologi, seperti pergerakan lempeng tektonik atau sesar aktif. Sementara itu, untuk gempa buatan seperti akibat ledakan tambang atau uji coba nuklir, hiposenter biasanya berada lebih dangkal dan dekat dengan permukaan bumi. Walaupun secara fisik gempa tidak berasal dari satu titik tunggal melainkan dari volume kecil pada bidang batuan atau sepanjang zona patahan, dalam praktik seismologi sumber gempa umumnya disederhanakan sebagai satu titik agar lebih mudah dianalisis, yaitu sebagai titik tempat gelombang pertama kali tercatat oleh instrumen seismograf (Lay & Wallace, 1995).

Penentuan kedalaman hiposenter atau *focus depth* seringkali memiliki tingkat ketidakpastian yang lebih tinggi dibandingkan dengan lokasi episenter, yaitu titik di permukaan yang tegak lurus terhadap hiposenter. Hal ini disebabkan oleh keterbatasan distribusi stasiun seismik dan kompleksitas struktur bawah permukaan bumi, sehingga guncangan tanah yang kuat dapat memengaruhi keakuratan pengukuran. Jika lokasi fokus gempa dapat ditentukan secara presisi, maka informasi ini sangat penting untuk memahami bentuk dan ukuran zona sumber di bawah permukaan, termasuk mekanisme patahan dan potensi bahaya yang mungkin ditimbulkannya. Menurut Housner, hiposenter bukan merupakan pusat utama pelepasan energi, melainkan hanya titik awal di mana pergerakan sesar dimulai. Untuk gempa dengan magnitudo kecil (misalnya kurang dari 6), jarak antara titik awal pergerakan patahan dan titik pelepasan energi utama umumnya sangat dekat. Namun, dalam gempa besar, kedua titik tersebut dapat berjarak hingga beberapa kilometer karena area patahan yang terlibat jauh lebih luas (Adolph, 2016),.

2.2.1.3 Episenter

Episenter adalah titik di permukaan bumi yang terletak tepat di atas hiposenter secara vertikal. Lokasi suatu gempa bumi ditentukan berdasarkan koordinat lintang, bujur, dan kedalaman di bawah permukaan. Saat gempa terjadi, episenter diidentifikasi menggunakan koordinat lintang dan bujur gempa tersebut (Cole, 2006). Dalam proses penentuan episenter, terdapat tiga parameter yang awalnya tidak diketahui, yaitu waktu awal kejadian gempa, lintang, dan bujur. Untuk memperoleh parameter ini, diperlukan data waktu tiba gelombang seismik yang terekam saat gempa terjadi. Jika hanya tersedia data dari satu stasiun pencatatan, maka yang dapat diidentifikasi hanyalah jarak antara stasiun tersebut dan sumber gempa. Agar lokasi gempa dapat ditentukan secara lengkap meliputi lintang, bujur, kedalaman, serta waktu kejadian diperlukan data waktu tiba gelombang dari setidaknya tiga stasiun pencatatan. Ketepatan dalam menentukan lokasi episenter sangat bergantung pada akurasi model kecepatan gelombang yang digunakan serta distribusi geometris dari stasiun pencatatan seismik (Adolph, 2016). Berdasarkan jarak antara sumber gempa dengan stasiun perekaman, gempa bumi dikategorikan ke dalam tiga tipe utama, yaitu gempa teleseismik, regional, dan lokal. Gempa teleseismik adalah gempa yang terekam oleh stasiun seismik dengan jarak lebih dari 1000 kilometer dari pusat gempa. Sesuai dengan standar internasional, gempa dalam kategori ini sering digunakan untuk mengamati struktur bagian dalam bumi karena gelombang seismiknya mampu menembus hingga ke dalam mantel bawah dan inti bumi. Amplitudo gelombang dari

gempa teleseismik sangat bervariasi, mulai dari sinyal yang hampir tidak terlihat hingga sinyal dengan amplitudo besar. Gempa lokal adalah gempa dengan jarak episenter yang relatif dekat, umumnya hanya beberapa ratus kilometer dari stasiun perekam. Gelombang dari gempa lokal biasanya digunakan untuk studi geologi rinci, termasuk pemodelan struktur kecepatan bawah permukaan dan identifikasi fitur geologi seperti sesar aktif dan zona patahan. Ciri khas dari sinyal gempa lokal adalah bentuk gelombangnya yang impulsif pada awalnya, kemudian diikuti oleh "ekor" gelombang yang meredup secara bertahap, serta frekuensi yang relatif tinggi dibandingkan gempa. Gempa regional adalah gempa yang terjadi pada jarak menengah, yaitu antara 500 hingga 1000 kilometer dari stasiun perekam. Meskipun memiliki karakteristik gelombang yang mirip dengan gempa teleseismik, gempa regional umumnya memiliki periode gelombang yang lebih pendek. Informasi dari gempa jenis ini sangat berguna untuk mempelajari sifat seismik kerak bumi dan bagian atas mantel, khususnya di wilayah-wilayah yang belum banyak memiliki data seismik lokal.

2.2.1.4 Sekuen Gempa Bumi

Dalam ilmu seismologi, peristiwa gempa bumi sering kali tidak berdiri sendiri, melainkan terjadi dalam bentuk sekuen atau rangkaian kejadian yang saling berkaitan secara temporal. Secara umum, sekuen gempa bumi dapat diklasifikasikan menjadi tiga jenis utama, yaitu gempa awal (*foreshock*), gempa utama (*mainshock*), dan gempa susulan (*aftershock*). Di samping itu, terdapat pula fenomena earthquake swarm, yaitu kumpulan gempa yang terjadi tanpa adanya satu gempa utama yang dominan. Gempa awal merupakan kejadian seismik yang berlangsung sebelum gempa utama. Meskipun tidak semua gempa besar diawali oleh aktivitas ini, studi oleh Jones dan Molnar (1979) menunjukkan bahwa sekitar 70% gempa dengan magnitudo di atas 7 diikuti oleh satu atau lebih gempa awal. Umumnya, gempa awal terjadi beberapa hari hingga satu minggu sebelum gempa utama. Keberadaan gempa awal menjadi salah satu indikator penting dalam kajian prekursor gempa, meskipun sejauh ini pemanfaatannya dalam sistem peringatan dini masih menghadapi tantangan karena tidak semua *foreshock* dapat dibedakan dari gempa biasa sebelum gempa utama terjadi.

Gempa susulan adalah aktivitas seismik yang terjadi setelah gempa utama dan biasanya memiliki magnitudo lebih kecil. Gempa-gempa ini dapat berlangsung dalam hitungan jam, hari, hingga berminggu-minggu setelah gempa utama tergantung pada energi yang dilepaskan dan kondisi tektonik di wilayah tersebut. Walaupun magnitudonya relatif lebih kecil, gempa susulan tetap dapat menimbulkan kerusakan, terutama pada bangunan atau struktur yang sudah melemah akibat gempa utama. Frekuensi dan kekuatan aftershock sangat dipengaruhi oleh besar magnitudo dan kedalaman dari gempa utama. Berbeda dari dua jenis sebelumnya, *earthquake swarm* adalah rangkaian gempa yang tidak memiliki satu kejadian dominan sebagai gempa utama. Aktivitas *swarm* ditandai oleh banyaknya gempa kecil yang terjadi dalam waktu berdekatan dan terkonsentrasi di area tertentu. Fenomena ini sering ditemukan di wilayah vulkanik aktif atau zona sesar kompleks, dan dapat berlangsung selama beberapa hari hingga beberapa bulan. Dalam beberapa kasus, *swarm* gempa tidak berkembang menjadi gempa besar, namun tetap menjadi perhatian karena dapat menunjukkan proses tektonik atau magmatik yang sedang berlangsung di bawah permukaan.

2.2.1.5 Magnitudo

Pada tahun 1930, K. Wadati dan C. Richter mengembangkan metode untuk mengukur besarnya gempa bumi berdasarkan amplitudo gelombang seismik yang tercatat. Pendekatan ini

kemudian dikenal sebagai skala magnitudo gempa. Konsep magnitudo gempa didasarkan pada dua asumsi utama. Pertama, jika terdapat dua gempa dengan geometri sumber dan penerima yang serupa, maka gempa yang lebih besar akan menghasilkan amplitudo gelombang yang lebih tinggi. Kedua, amplitudo gelombang yang diterima dapat diperkirakan, karena efek penyebaran geometri dan atenuasi dapat diprediksi secara statistik (Marko, 2006). Berdasarkan prinsip ini, magnitudo gempa bumi diklasifikasikan ke dalam empat jenis utama:

2.2.1.5.1 Magnitudo Lokal

Magnitudo lokal pertama kali diperkenalkan oleh C. F. Richter pada tahun 1935. Richter mengusulkan skala logaritmik untuk mengukur amplitudo maksimum gelombang-P pertama yang terdeteksi oleh seismometer Wood-Anderson (Cole, 2006). Dalam definisinya, gempa dengan amplitudo 0,001 mm pada jarak 100 km memiliki magnitudo 0 (Asiva Noor Rachmayani, 2015). Pada skala Richter, perbedaan satu magnitudo setara dengan perbedaan faktor 10 dalam amplitudo gelombang. Misalnya, gempa bermagnitudo 3 akan menghasilkan pergerakan 10 kali lebih besar dibandingkan dengan gempa bermagnitudo 2. Selain itu, energi yang dilepaskan meningkat dengan faktor 32 untuk setiap kenaikan satu magnitudo. Sebagai contoh, gempa berkekuatan 7 memiliki energi sekitar 1.000 kali lebih besar dibandingkan dengan gempa bermagnitudo 5 (Grotzinger John, 1972).

Magnitudo lokal umumnya digunakan untuk mengukur gelombang S dalam kategori gempa regional. Setiap nilai magnitudo dihitung menggunakan metode least-square berdasarkan data dari seismometer horizontal. Meskipun persamaan asli magnitudo lokal jarang diterapkan karena keterbatasan seismometer *Wood-Anderson* dan lokalisasi penelitian di California Selatan, skala ini tetap menjadi acuan penting dalam seismologi. Hal ini disebabkan karena skala magnitudo lokal merupakan sistem pertama yang digunakan secara luas, serta karena banyak struktur geologi memiliki periode alami yang mendekati periode instrumen *Wood-Anderson* (Cole, 2006).

2.2.1.5.2 Magnitudo Gelombang Permukaan

Magnitudo gelombang permukaan digunakan untuk mengukur kekuatan gempa dangkal dengan kedalaman kurang dari 50 km yang bersumber dari gempa teleseismik. Pengukuran ini dilakukan dalam rentang jarak antara 20° hingga 160° dari episenter (Cole, 2006). Metode ini menggunakan periode gelombang 20 detik yang terekam pada seismograf periode panjang dalam jarak teleseismik (Asiva Noor Rachmayani, 2015).

2.2.1.5.3 Magnitudo Gelombang Badan

Untuk gempa bumi dengan fokus dalam, gelombang permukaan sering kali tidak cukup efektif dalam merepresentasikan kekuatannya. Oleh karena itu, magnitudo gelombang badan yang berdasarkan gelombang-P dan gelombang-S dikembangkan sebagai alternatif yang lebih akurat. Nilai magnitudo dari mb dan Ms umumnya tidak selalu sama, karena keduanya dihitung berdasarkan sinyal dengan periode yang berbeda—gelombang badan memiliki periode 1-5 detik, sementara gelombang permukaan berkisar antara 18-22 detik (Cole, 2006). Magnitudo ini diukur dengan instrumen yang memiliki rentang frekuensi 1-10 Hz dan amplitudo maksimum dari gelombang yang terekam dalam jarak hingga 1000 km (Mussett & Khan, 2002).

2.2.1.5.4 Magnitudo Momen

Magnitudo momen diperoleh berdasarkan perhitungan momen seismik dan dianggap lebih akurat dibandingkan dengan magnitudo gelombang badan maupun permukaan. Magnitudo momen dikembangkan karena magnitudo mb dan Ms sering kali memberikan hasil yang lebih

kecil dari nilai sebenarnya pada gempa berskala besar. Hal ini terjadi karena kedua metode tersebut bergantung pada frekuensi gelombang seismik. Pada gempa yang sangat besar, gelombang dominan memiliki frekuensi lebih rendah, sementara seismometer konvensional cenderung kehilangan sensitivitas terhadap frekuensi rendah. Oleh karena itu, magnitudo momen menggunakan data gelombang frekuensi rendah untuk memberikan estimasi yang lebih akurat mengenai kekuatan gempa (Cole, 2006).

2.2.2 Skala Kekuatan Gempa

Dampak bencana yang disebabkan oleh gempa bumi mendorong para ahli untuk mengembangkan skala yang disebut intensitas. Skala ini digunakan untuk menggambarkan tingkat kerusakan yang terjadi di suatu wilayah akibat getaran gempa. Terdapat berbagai jenis skala intensitas, di antaranya skala *Rossi Forel, Modified Mercalli Intensity* (MMI), *Richter*, dan *Omori*. Di Indonesia, skala yang paling umum digunakan adalah skala MMI (N, 2017)

Skala Mercalli adalah satuan untuk mengukur kekuatan gempa bumi. Satuan ini diciptakan oleh seorang vulkanologisa dari Italia yang bernama Giuseppea Mercalli pada tahun 1902. Skala Mercalli terbagi menjadi 12 pecahan berdasarkan informasi dari orang-orang yang selamat dari gempa tersebut dan juga dengan melihat serta membandingkan tingkat kerusakan akibat gempa bumi tersebut. Oleh karna itu skala Mercalli sangat subjektif dan kurang tepat dibandingkan dengan perhitungan magnitude gempa yang lain. Maka saat ini penggunaan Skala Richter lebih luasa digunakan untuk mengukur 6 kekuatan gempa bumi. Tetapi skala Mercallia yang dimodifikasi, pada tahun 1931 oleh ahli seismologia Harry Wood dan Frank Neumann masih sering digunakan terutama apabila tidak terdapat peralatan seismometer yang dapat mengukur kekuatan gempa bumi di tempat kejadian (Kristina, 2010).

Tabel 2. 1 Skala MMI (Badan Materologi Klimatogi Gempa)

Skala SIG BMKG	Warna	Deskripsi Sederhana	Deskripsi Rinci	Skala MMI	PGA (gal)
I	Putih	Tidak Dirasakan	Tidak dirasakan atau dirasakan hanya oleh beberapa orang tetapi terekam oleh alat	I – II	< 2.9
II	Hijau	Dirasakan	Dirasakan oleh orang banyak tetapi tidak menimbulkan kerusakan. Benda-benda ringan yang digantung bergoyang dan jendela kaca bergetar.	III – IV	2.9 – 88
III	Kuning	Kerusakan Ringan	Bagian non-struktur bangunan mengalami kerusakan ringan, seperti retak rambat pada dinding, genteng bergeser ke bawah dan sebagaian berjatuhan.	VI	89 – 167
IV	Jingga	Kerusakan Sedang	Banyak retakan terjadi pada bangunan sederhana, sebagian roboh, dan sebagian besar dinding lepas. Hampir semua barang jatuh. Struktur bangunan mengalami kerusakan ringan sampai sedang.	VII – VIII	168 – 564

V	Merah	Kerusakan Berat	Sebagian besar dinding bangunan permanen roboh. Struktur bangunan mengalami kerusakan berat. Rel kereta api melengkung.	IX - XII	545

2.3 Tekanan Tektonik di Jawa

Pulau Jawa terletak di bagian tenggara Sundaland, kawasan daratan yang dipengaruhi oleh dua sistem pergerakan lempeng utama, yaitu Lempeng Laut Cina Selatan di utara dan Lempeng Samudera Hindia di selatan. Lempeng Laut Cina Selatan telah bergerak ke tenggara sejak periode Oligosen (Liu, 1997). Lempeng Samudera Hindia mengalami pergerakan ke arah utara sejak zaman Mesozoikum, kemudian menujam di bawah busur kepulauan Sumatra dan Jawa. Di antara kedua lempeng tersebut, Lempeng Samudera Hindia memiliki pengaruh paling signifikan terhadap dinamika tektonik Pulau Jawa. Oleh karena itu, pemahaman tentang evolusi tektonik Jawa sangat bergantung pada proses pemekaran lantai Samudera Hindia yang terus berlangsung. Sebelum ditemukannya fosil pusat pemekaran Wharton Ridge, informasi tentang perkembangan Samudera Hindia masih terbatas. Sebelumnya, hanya dikenal tiga tahap pemekaran utama sejak pecahnya Benua Gondwana bagian timur (Liu, 1997). Fase pertama terjadi sekitar 127 juta tahun lalu (Mya) pada periode Kapur Awal, ditandai dengan pemisahan India dari Antartika dan Australia dengan arah barat laut-tenggara. Fase kedua berlangsung antara 82–54 Mya, ketika India berpisah dari Antartika dan bergerak ke utara dengan kecepatan tinggi. Proses ini menghasilkan anomali magnetik yang memanjang dari barat ke timur. Pada 54 Mya, kecepatan pergerakan India berkurang drastis akibat interaksi pertama antara Benua India dengan zona subduksi Asia selatan. Fase ketiga, yang terjadi dari 45 Mya hingga sekarang, ditandai dengan pemisahan India dan Australia dari Antartika dalam arah barat laut-tenggara.

Penemuan Wharton Ridge kemudian merevisi pemahaman tentang sejarah pemekaran Samudera Hindia bagian timur (Liu, 1997). Wharton Ridge, yang terletak di barat laut Cekungan Wharton, diidentifikasi sebagai segmen pusat pemekaran yang belum mengalami subduksi di bawah Palung Sunda (Grotzinger John, 1972). Studi sedimentasi dan struktur bawah laut menunjukkan bahwa ridge ini berhenti beraktivitas pada 45,6 Mya. Evolusi Tektonik Pulau Jawa pada Zaman Tersier.

2.4 Fisiografis di Jawa Tengah

Secara fisiografis, wilayah Jawa Tengah diklasifikasikan oleh van Bemmelen pada tahun 1949 menjadi enam zona utama berdasarkan karakteristik geologi dan bentuk lahannya. Zona-zona tersebut terdiri atas Dataran Aluvial Jawa Utara, Gunung api Kuarter, Antiklinorium Bogor – Serayu Utara – Kendeng, Depresi Jawa Tengah, Pegunungan Serayu Selatan, dan Pegunungan Selatan Jawa. Setiap zona memiliki karakteristik yang unik dan berperan penting dalam membentuk morfologi wilayah Jawa Tengah. Zona Dataran Aluvial Jawa Utara merupakan daerah dataran rendah yang terbentuk akibat sedimentasi dari proses pengendapan material aluvial. Zona ini memiliki lebar maksimum sekitar 40 km ke arah selatan, tetapi semakin ke selatan, lebarnya berangsur menyempit hingga sekitar 2 km. Keberadaan dataran ini sangat dipengaruhi oleh proses sedimentasi yang berasal dari sungai-sungai besar yang bermuara di Pantai Utara Jawa. Selain itu, keberadaan daerah ini sangat penting secara ekonomi karena menjadi pusat aktivitas pertanian, perkotaan, serta industri yang berkembang pesat di sepanjang wilayah pesisir utara Jawa Tengah (Gilang, 2012).

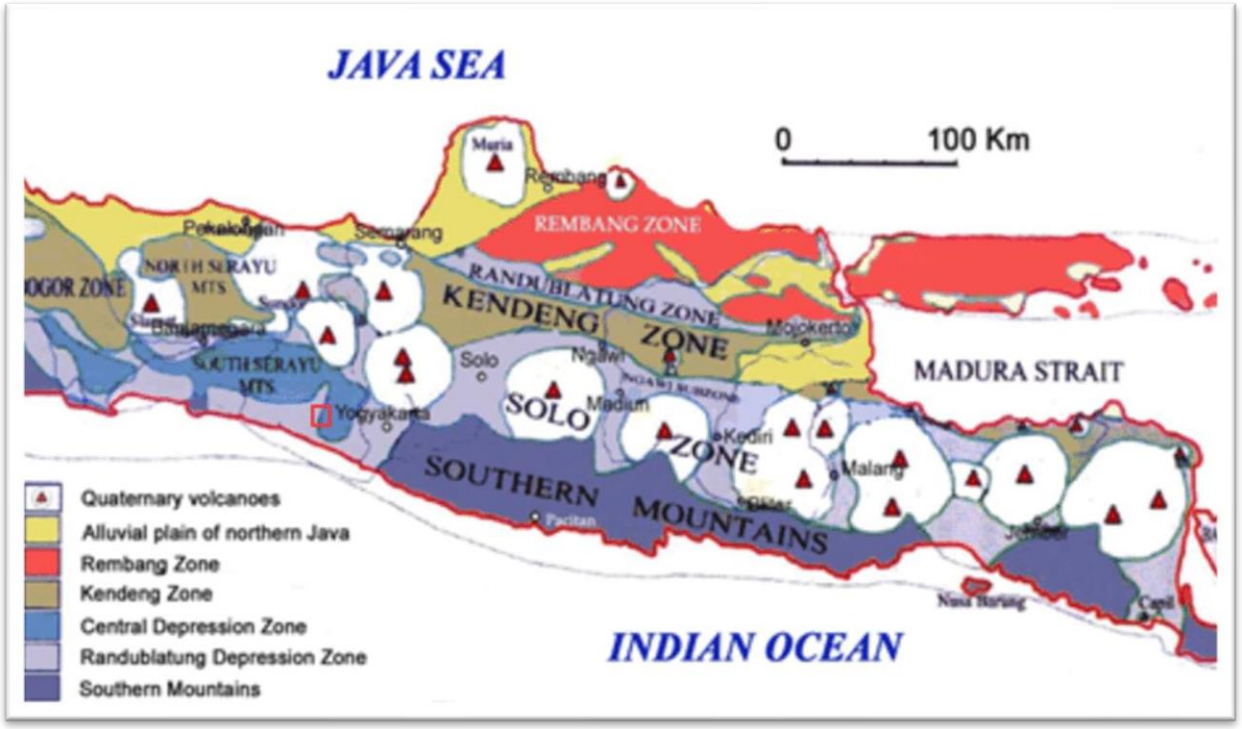
Zona Gunung api Kuarter terdiri dari beberapa gunung berapi yang masih aktif maupun tidak aktif. Beberapa gunung berapi utama yang termasuk dalam zona ini adalah Gunung Slamet, Gunung Dieng, Gunung Sumbing, Gunung Ungaran, Gunung Merapi, dan Gunung Merbabu. Gunung-gunung tersebut berperan dalam membentuk bentang alam pegunungan yang menjadi ciri khas Jawa Tengah serta memiliki kontribusi dalam menyediakan sumber daya geologi, seperti tanah vulkanik yang subur untuk pertanian. Selain itu, gunung api di zona ini juga menjadi sumber energi panas bumi, yang telah dimanfaatkan di beberapa wilayah, seperti di kawasan Dieng. Selanjutnya, Zona Setayu Utara memiliki lebar sekitar 30 hingga 50 km dan membentang dari bagian barat hingga timur Jawa Tengah. Bagian selatan zona ini didominasi oleh produk gunungapi Kuarter yang berasal dari Gunung Slamet, sedangkan bagian tengah dan timurnya tersusun atas material vulkanik dari beberapa gunung berapi lainnya, seperti Gunung Rogojembangan, Gunung Ungaran, dan Gunung Dieng. Zona ini juga berperan sebagai salah satu batas antara pegunungan di bagian selatan dan dataran rendah di bagian utara. Selain itu, zona ini memiliki hubungan fisiografis yang berkelanjutan dengan wilayah Jawa Barat, sehingga struktur geologinya cukup kompleks (Asikin, 1979).

Sementara itu, Zona Bogor berada di bagian barat dan berbatasan langsung dengan Sesar Cipamingkis, yang terletak di sekitar daerah Prupuk. Zona ini memiliki struktur geologi yang cukup rumit karena terdiri dari berbagai lipatan dan patahan yang terbentuk akibat aktivitas tektonik. Keberadaan sesar ini menunjukkan bahwa wilayah ini mengalami proses tektonik yang intens, yang berpengaruh terhadap kondisi geologi serta potensi bencana geologi seperti gempa bumi. Di bagian timur, terdapat Zona Kendeng, yang merupakan kelanjutan dari Dataran Aluvial Jakarta dan membentang hingga ke wilayah Jawa Tengah. Zona ini didominasi oleh lapisan Neogen, yang terdiri dari batuan lempung dan batupasir. Secara geologis, zona ini mengalami proses sedimentasi yang cukup intens dalam periode waktu yang panjang, sehingga menghasilkan struktur batuan yang berlapis-lapis. Wilayah ini juga memiliki potensi sumber daya alam, seperti batu gamping dan lempung, yang sering dimanfaatkan untuk industri bahan bangunan (Darman et al., 2000).

Zona lainnya adalah Antiklinorium Bogor, yang merupakan bagian dari rangkaian lipatan dan patahan yang membentang dari barat ke timur. Antiklinorium ini merupakan struktur geologi yang terbentuk akibat tekanan tektonik, yang menyebabkan pelipatan dan pergeseran lapisan batuan dalam skala besar. Keberadaan zona ini sangat berpengaruh terhadap pola aliran sungai serta proses erosi di sekitarnya, yang pada akhirnya membentuk karakteristik morfologi wilayah tersebut. Terakhir, Depresi Jawa Tengah merupakan zona yang terbentuk akibat aktivitas tektonik yang terjadi pada periode Oligosen hingga Miosen Awal. Zona ini memiliki lebar sekitar 10 hingga 25 km dan berfungsi sebagai batas antara dataran tinggi di selatan Jawa Barat dan Jawa Timur. Depresi ini merupakan cekungan yang terbentuk akibat proses tektonik yang menyebabkan penurunan permukaan tanah secara perlahan. Cekungan ini juga memiliki peran penting dalam mengatur sistem hidrologi di Jawa Tengah, karena menjadi jalur utama bagi aliran air dari pegunungan menuju dataran rendah (Soejono Martodjojo & Djuhaeni, 1996).

Pegunungan Selatan Jawa terbentang sepanjang pesisir selatan Pulau Jawa dan membentuk karakteristik pantai yang curam serta terjal. Namun, khusus di wilayah Jawa Tengah, keberadaan zona ini mengalami gangguan akibat adanya Depresi Jawa Tengah yang membelah kontinuitas pegunungan tersebut. Sementara itu, Pegunungan Serayu Selatan berada di antara Zona Depresi Jawa Tengah, yang membentuk struktur kubah dan punggungan. Pada bagian barat Pegunungan Serayu Selatan yang memanjang ke arah barat-timur, terdapat ciri khas

berupa antiklinorium. Struktur ini berakhir di bagian timur, tepatnya di kawasan singkapan batuan tertua yang terbesar di Pulau Jawa, yaitu di daerah Luk Ulo, Kebumen. Berdasarkan klasifikasi fisiografi, wilayah penelitian ini termasuk dalam Zona Serayu Utara. Di sebelah utara, wilayah ini berbatasan langsung dengan Dataran Aluvial Jawa Utara, sementara bagian selatannya dibatasi oleh Depresi Jawa Tengah. Di sisi barat dan timur, batas wilayah ini adalah Zona Gunungapi Kuarter. Secara keseluruhan, daerah penelitian merupakan bagian dari Cekungan Serayu Utara sebagaimana dijelaskan oleh (Mukti et al., 2008).



Gambar 2. 1 Peta Fisiografis Jawa Tengah (van Bemmelen, 1949)

2.5 Gelombang Seismik

Gelombang seismik merupakan gelombang elastis yang merambat melalui permukaan atau bagian dalam bumi akibat adanya pelepasan energi dari suatu sumber, seperti gempa bumi, letusan gunung berapi, ledakan, atau aktivitas geologi lainnya. Gelombang ini sangat penting dalam studi seismologi karena dapat memberikan informasi mengenai struktur internal bumi serta membantu mendeteksi dan memahami aktivitas tektonik yang terjadi di berbagai wilayah. Secara umum, gelombang seismik dapat diklasifikasikan menjadi dua kategori utama, yaitu gelombang badan dan gelombang permukaan. Gelombang badan merupakan gelombang yang merambat melalui bagian dalam bumi dan terdiri dari dua jenis utama, yaitu gelombang primer (P-*waves*) dan gelombang sekunder (S-*waves*). Gelombang primer adalah gelombang longitudinal yang memiliki kecepatan rambat lebih tinggi dibandingkan jenis gelombang lainnya dan dapat merambat melalui semua jenis medium, baik padat, cair, maupun gas. Dalam perambatannya, gelombang primer menyebabkan partikel medium bergetar searah dengan arah rambat gelombang. Sementara itu, gelombang sekunder merupakan gelombang *transversal* yang hanya dapat merambat melalui medium padat. Berbeda dengan gelombang primer, partikel pada gelombang sekunder bergetar tegak lurus terhadap arah rambat gelombang,

sehingga gelombang ini memiliki dampak yang lebih kuat dalam menyebabkan guncangan tanah.

Selain gelombang badan, terdapat pula gelombang permukaan yang merambat di sepanjang permukaan bumi dan umumnya menyebabkan kerusakan yang lebih besar selama gempa bumi terjadi. Gelombang permukaan ini terdiri dari gelombang Love dan gelombang Rayleigh. Gelombang Love merupakan gelombang transversal yang menyebabkan pergerakan horizontal tanah dan dapat mengakibatkan kerusakan struktural yang signifikan pada bangunan dan infrastruktur. Sementara itu, gelombang Rayleigh menyebabkan pergerakan partikel tanah dalam lintasan elips, menyerupai gelombang di permukaan air, sehingga sering kali dianggap sebagai gelombang yang paling merusak dalam suatu peristiwa gempa bumi. Beberapa parameter penting dalam karakterisasi gelombang seismik mencakup kecepatan gelombang, frekuensi dan panjang gelombang, serta amplitudo. Kecepatan gelombang sangat dipengaruhi oleh sifat elastis dan densitas medium yang dilaluinya. Frekuensi dan panjang gelombang berkaitan erat dengan energi serta kedalaman sumber gempa, di mana frekuensi yang lebih tinggi cenderung mengalami redaman lebih cepat dibandingkan frekuensi rendah. Sementara itu, amplitudo gelombang berperan dalam menentukan tingkat intensitas guncangan yang dirasakan di permukaan bumi, sehingga menjadi faktor kunci dalam mengukur dampak suatu gempa bumi terhadap lingkungan sekitarnya.

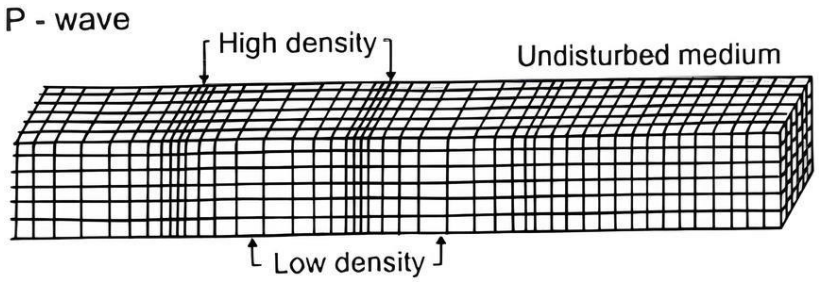
Gelombang seismik memiliki banyak manfaat dalam berbagai bidang, termasuk dalam seismologi, eksplorasi geofisika, serta mitigasi bencana. Dalam bidang seismologi, gelombang ini digunakan untuk mempelajari struktur internal bumi serta memahami mekanisme terjadinya gempa bumi. Sementara dalam eksplorasi geofisika, gelombang seismik sering dimanfaatkan dalam kegiatan pencarian sumber daya alam seperti minyak dan gas bumi melalui metode seismik refleksi dan refraksi. Selain itu, pemahaman mengenai gelombang seismik sangat penting dalam mitigasi bencana, terutama dalam mengidentifikasi risiko seismik suatu wilayah serta membantu perancangan bangunan yang lebih tahan terhadap guncangan gempa. Dengan penelitian yang terus berkembang, pemanfaatan gelombang seismik semakin berperan dalam upaya memahami dinamika bumi serta mengurangi dampak negatif dari bencana alam yang disebabkan oleh aktivitas tektonik.

2.5.1 Gelombang Badan

Gelombang badan adalah jenis gelombang seismik yang merambat melalui bagian dalam bumi. Gelombang ini memiliki frekuensi lebih tinggi dibandingkan dengan gelombang permukaan dan mencapai lokasi tertentu lebih dahulu sebelum gelombang permukaan yang dihasilkan oleh gempa bumi. Gelombang badan terbagi menjadi dua jenis utama, yaitu gelombang P (*primary wave*) dan gelombang S (*secondary wave*).

2.5.1.1 Gelombang P (*Primary Wave*)

Gelombang P adalah jenis gelombang badan yang merambat dengan pola bolak-balik sejajar dengan arah rambatnya, di mana arah rambat sesuai dengan gerak partikel. Gelombang ini memiliki kecepatan lebih tinggi dibandingkan dengan gelombang S dan menjadi gelombang pertama yang tercatat oleh seismograf. Gelombang P dapat merambat melalui berbagai jenis medium, termasuk padat, cair, dan gas, serta memiliki amplitudo yang kecil. Kecepatannya (Vp) berkisar antara ±5–7 km/s di kerak bumi, lebih dari 8 km/s di mantel dan inti bumi, sekitar ±1.5 km/s di dalam air, serta ±0.3 km/s di udara.



Gambar 2. 2 Gelombang P (Telford, 1990)

Gelombang tipe pertama disebut sebagai gelombang dilatasi, longitudinal, irrotasional, atau kompresional, yang juga dikenal sebagai gelombang-P (primer). Penamaan ini diberikan karena gelombang-P merupakan gelombang pertama yang tercatat saat terjadi gempa bumi (Telford, W.M., Geldart, L.P. dan Sheriff, R.E, 1990) . Saat melewati suatu medium, gelombang-P menyebabkan medium tersebut mengalami kompresi dan dilatasi secara sejajar dengan arah rambat gelombang muka (wavefront). Seismograf akan merekam gelombang-P pada komponen vertikal dan radial (Aki, K., dan P. G. Richards. 1980). Karena memiliki sifat yang serupa dengan gelombang suara, gesekan antara gelombang-P dan medium yang dilaluinya dapat menghasilkan suara yang terdengar di atmosfer. Suara ini berada dalam rentang frekuensi yang dapat didengar oleh manusia maupun hewan, yaitu lebih dari 1 siklus per detik (1 c/s) (Bolt, 1978). Di dalam kerak bumi, gelombang-P dapat merambat dengan kecepatan sekitar 6-7 km/detik, dan kecepatannya akan meningkat saat memasuki lapisan mantel (Bolt, 1993).

$$\alpha = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} \tag{2.1}$$

Dimana,

α = Keceparan Gelombang – P

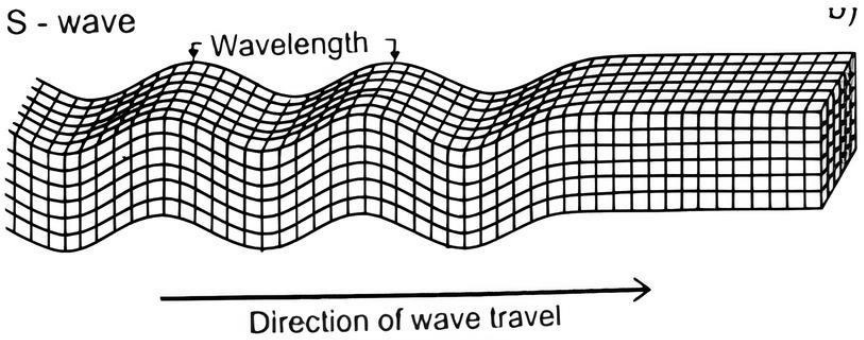
λ = Kecepatan Lame

μ = Densitas Medium

Gelombang ini dapat merambat melalui batuan padat, serta material cair seperti magma vulkanik atau air laut (Bolt, 1978). Dalam medium elastis isotropik, pergerakan partikel terjadi sejajar dengan arah rambat gelombang. Namun, pada medium VTI (anisotropik transversal dengan sumbu simetri vertikal), gelombang-P tidak mengalami polarisasi pada komponen radial dan tegak lurus ((Telford, W.M., Geldart, L.P. dan Sheriff, R.E. (1965).

2.5.1.2 Gelombang S (*Sekunder Wave*)

Gelombang S, yang juga dikenal sebagai gelombang transversal, memiliki arah gerak partikel yang tegak lurus terhadap arah rambatnya. Gelombang ini tiba setelah gelombang P karena merambat dengan kecepatan lebih lambat, sekitar 60% dari kecepatan gelombang P. Tidak seperti gelombang P, gelombang S hanya dapat merambat melalui medium padat dan tidak dapat menembus fluida, sehingga tidak bisa melewati inti luar bumi. Meskipun lebih lambat, gelombang S memiliki amplitudo lebih besar dibandingkan gelombang P dan dapat menyebabkan kerusakan yang lebih signifikan.



Gambar 2. 3 Gelombang S (Telford, 1990)

Kecepatannya (Vs) berkisar antara 3–4 km/s di kerak bumi, lebih dari 4.5 km/s di mantel bumi, serta sekitar 2.5–3 km/s di inti bumi. Kecepatan gelombang S ketika menjalar pada medium adalah:

$$\beta = \sqrt{\frac{\lambda}{\rho}} \tag{2.2}$$

Dimana,

β = Keceparan Gelombang – S

λ = Kecepatan Lame

ρ = Densitas Medium

2.5.2 Gelombang Permukaan

Gelombang badan adalah jenis gelombang seismik yang merambat melalui bagian dalam bumi. Gelombang ini memiliki frekuensi lebih tinggi dibandingkan gelombang permukaan dan tiba lebih dahulu di seismograf setelah terjadi gempa bumi. Gelombang badan terbagi menjadi dua jenis utama, yaitu gelombang P (*primary wave*) dan gelombang S *(secondary wave*). Gelombang P merambat dengan pola longitudinal, sejajar dengan arah rambatnya, dan dapat melalui semua jenis medium (padat, cair, dan gas). Sementara itu, gelombang S bersifat transversal, dengan arah gerak partikel tegak lurus terhadap arah rambatnya, serta hanya dapat merambat melalui medium padat (Flower et.al., 2000).

2.5.2.1 Gelombang Love

Gelombang Love memiliki arah gerak partikel yang bergetar secara horizontal, tegak lurus terhadap arah rambatnya. Getaran ini membuat gelombang Love hanya bergerak pada bidang horizontal tanpa adanya komponen vertikal, sehingga menyebabkan pergerakan tanah yang kuat dari sisi ke sisi. Gelombang ini dihasilkan oleh gangguan pada lapisan permukaan bumi dan umumnya lebih cepat dibandingkan dengan gelombang Rayleigh (Telford et.al.,1990) .

2.5.2.2 Gelombang Rayleigh

Gelombang Rayleigh memiliki pola perambatan berbentuk *elips*, menyerupai gelombang di permukaan air. Partikel dalam gelombang ini bergerak dalam lintasan elips dalam arah yang berlawanan dengan arah rambat gelombang. Gelombang Rayleigh memiliki komponen gerak vertikal dan horizontal, sehingga menyebabkan permukaan tanah berosilasi dalam gerakan bergulung yang dapat dirasakan oleh manusia selama gempa bumi. Karena kombinasi gerakan

vertikal dan horizontal ini, gelombang Rayleigh sering kali lebih merusak dibandingkan gelombang Love (Molnar et.al.,1997).

2.6 Kerangka Tektonik

Fisiografi dan konfigurasi tektonik Kepulauan Indonesia yang sangat kompleks pada masa kini merupakan hasil dari interaksi tiga lempeng tektonik utama, yaitu Lempeng Indo-Australia, Lempeng Eurasia, dan Lempeng Laut Filipina. Lempeng Indo-Australia bergerak relatif cepat ke arah utara-timur laut (sekitar 8 cm/tahun), Lempeng Laut Filipina bergerak ke arah barat laut (sekitar 10 cm/tahun), sedangkan Lempeng Eurasia cenderung lebih lambat dan dianggap relatif stasioner (bergerak sekitar 4 cm/tahun ke arah tenggara). Interaksi dari ketiga lempeng tersebut telah menghasilkan zona-zona tumbukan, subduksi, serta pembentukan busur kepulauan dan jalur pegunungan (orogenik) yang membentang di sebagian besar wilayah Indonesia (Simandjuntak & Barber, 1996).

Berdasarkan karakteristik geologi dan geofisika, wilayah Indonesia dapat dibagi menjadi lima zona utama, yaitu: wilayah daratan Sunda (Sundaland) yang termasuk bagian dari Lempeng Eurasia, wilayah Lempeng Laut Filipina di timur laut, wilayah craton Australia di bagian selatan-timur Indonesia, wilayah Lempeng Samudra Hindia, dan wilayah transisi yang mencakup zona-zona aktif tempat terjadinya interaksi antar lempeng, seperti Sumatra, Jawa, Nusa Tenggara, Banda, dan Sulawesi. Di wilayah transisi ini, aktivitas seismik dan vulkanisme sangat intens terjadi akibat subduksi aktif dan tumbukan lempeng.

Pulau Jawa, termasuk wilayah Kebumen sebagai fokus penelitian ini, terletak dalam zona orogenik Sunda (Sunda Orogeny) yang merupakan hasil dari subduksi tegak lurus antara Lempeng Samudra Hindia (bagian dari Lempeng Indo-Australia) dengan bagian selatan Lempeng Eurasia. Subduksi ini menghasilkan morfologi khas seperti palung Jawa (*Java Trench*), zona akresi, cekungan depan busur (*fore arc basin*), dan busur magmatik aktif tempat tumbuhnya deretan gunung api. Interaksi ini juga menghasilkan aktivitas kegempaan yang cukup tinggi di sepanjang zona subduksi, dan pergerakan lempeng tersebut berperan penting terhadap distribusi serta kedalaman gempa-gempa tektonik yang terjadi di wilayah ini. Pemahaman terhadap konfigurasi tektonik regional ini sangat penting sebagai landasan dalam menganalisis data hiposenter gempa yang direlokasi, karena lokasi dan distribusi gempa sangat berkaitan erat dengan geodinamika subduksi dan struktur bawah permukaan yang kompleks. Dengan memahami letak zona subduksi dan sifat lempeng yang terlibat, hasil relokasi hiposenter serta interpretasi penampang seismik (*cross section*) dapat dievaluasi secara lebih tepat dalam konteks tektonik aktif Indonesia.

2.7 Teori Tektonik Lempeng

Teori tektonik lempeng mulai berkembang pada akhir tahun 1960-an sebagai sintesis dari dua konsep sebelumnya, yaitu apungan benua (*continental drift*) dan penyebaran dasar samudra (*seafloor spreading*). Pada awal abad ke-20, seorang ahli meteorologi asal Jerman bernama Alfred Wegener menemukan bahwa batuan berumur Paleozoikum yang ditemukan di Amerika Selatan, India, Antartika, dan Australia memiliki kemiripan yang mencolok. Berdasarkan temuan tersebut, Wegener menyimpulkan bahwa seluruh daratan di Bumi dahulu merupakan satu kesatuan daratan besar yang disebut Pangea. Kemiripan batuan ini lebih mudah dijelaskan apabila benua-benua tersebut sebelumnya bersatu, dibandingkan dengan posisinya yang kini terpisah-pisah. Selama kurang lebih dua dekade, Wegener mempublikasikan teorinya, namun

pandangannya belum banyak diterima oleh komunitas ilmiah pada waktu itu karena belum adanya penjelasan yang meyakinkan tentang mekanisme yang memungkinkan benua yang masif dan padat dapat bergerak di atas permukaan Bumi (Susilohadi, 1995). Barulah kemudian pada tahun 1962, Harry Hess, seorang ahli geologi dari Universitas Princeton, mengajukan ide bahwa dasar laut juga turut mengalami pergerakan. Berbeda dari asumsi Wegener yang menganggap dasar laut bersifat statis, Hess mengusulkan bahwa dasar laut menyebar dari punggungan tengah samudra (*mid-oceanic ridge*) sebagai akibat dari arus konveksi di mantel Bumi. Teori ini dikenal dengan konsep *sea-floor spreading*.

Gerakan lempeng tektonik bersifat terus menerus dan berlangsung dalam skala waktu geologis yang sangat panjang. Mekanisme utama yang mendorong pergerakan ini adalah arus konveksi dalam mantel Bumi, meskipun terdapat gaya tambahan seperti *ridge push* (dorongan dari punggungan tengah samudra), *slab pull* (tarikan dari lempeng yang tersubduksi), *slab suction*, serta pengaruh *mantle plume* dan *hot spot*. Kecepatan pergerakan lempeng sangat lambat, yaitu sekitar 2 hingga 8 cm per tahun, sehingga sulit diamati secara langsung.

Interaksi antar lempeng dapat menghasilkan berbagai jenis pergerakan, seperti saling bertumbukan, bergeser, maupun saling menjauhi. Interaksi ini menimbulkan deformasi kerak bumi berupa patahan (fault), yang menjadi sumber utama dari aktivitas gempa bumi. Gempa biasanya terjadi di sekitar batas lempeng, tempat dua lempeng saling berinteraksi. Ketika terjadi pergerakan tiba-tiba di sepanjang patahan, maka akan dilepaskan energi yang menghasilkan gempa bumi. Patahan ini bisa sangat kecil hingga hanya beberapa inci, atau bisa juga memanjang hingga ribuan kilometer dan terjadi baik di dekat permukaan maupun di kedalaman tertentu (Tija, H.D., 1986).berdasarkan bukti geofisika pada tahun 1978, struktur dan posisi lempeng tidak bersifat tetap, melainkan terus mengalami perubahan secara bertahap. Saat ini, diketahui terdapat tujuh lempeng utama yang menyusun kulit bumi, yaitu Lempeng Pasifik, Lempeng Antartika, Lempeng Amerika Selatan, Lempeng Amerika Utara, Lempeng Eurasia, Lempeng Afrika, dan Lempeng Indo-Australia. Di antara lempeng besar tersebut juga terdapat beberapa lempeng kecil yang turut berperan dalam dinamika tektonik global (Bolt, 1978). Setiap lempeng mengalami pergerakan relatif terhadap lempeng-lempeng lain di sekitarnya, dan interaksi ini terjadi di sepanjang batas lempeng. Berdasarkan arah dan jenis pergerakan yang terjadi antara dua lempeng yang saling berdekatan, batas lempeng diklasifikasikan menjadi tiga tipe utama yaitu:

2.7.1 Batas Divergen

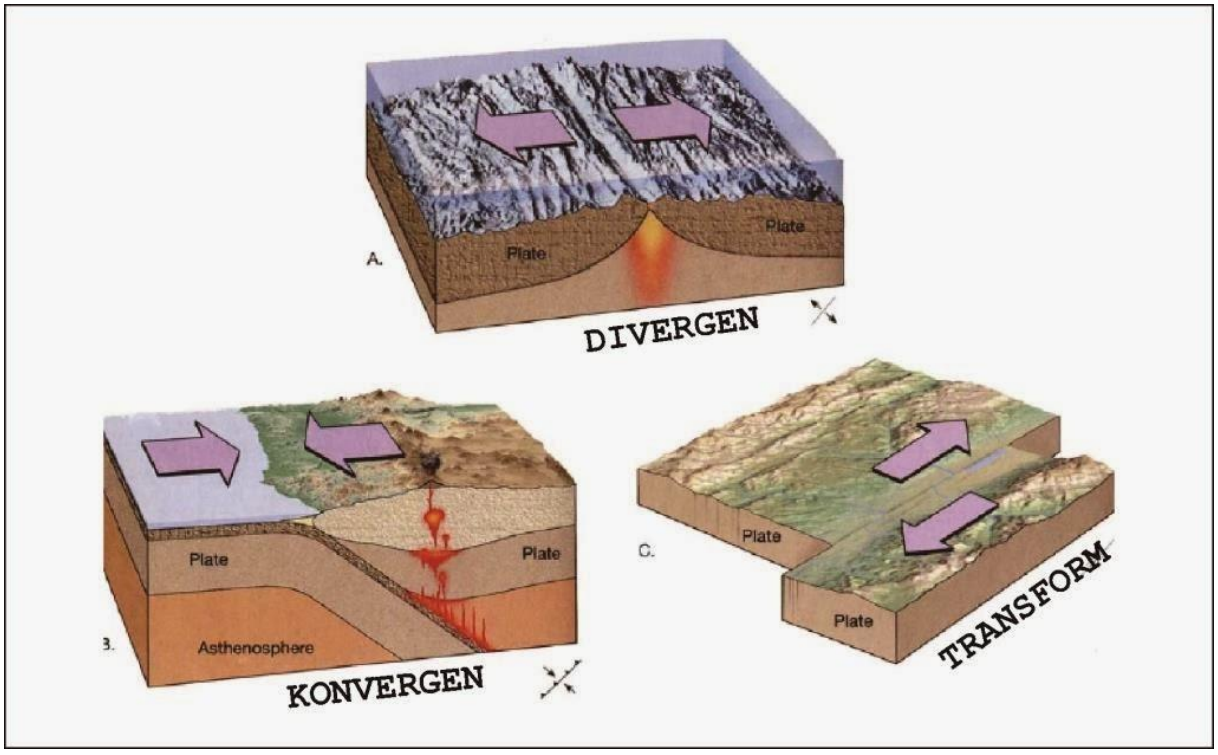
Batas divergen terjadi ketika dua lempeng bergerak saling menjauh satu sama lain. Akibat dari proses ini, terbentuklah kerak bumi baru yang muncul dari material magma yang naik ke permukaan. Pemisahan ini menyebabkan pelebaran area lempeng, khususnya di dasar laut, dan menciptakan retakan yang besar disertai dengan aktivitas vulkanik serta pembentukan lembah laut yang dalam (Lutgens, F. K., E. J. Tarbuck, dan D. Tasa. 2012).

2.7.2 Batas Konvergen

Tipe batas ini terbentuk saat dua lempeng bergerak saling mendekat. Bila yang bertemu adalah lempeng samudera dan lempeng benua, maka biasanya lempeng samudera yang lebih padat akan menunjam ke bawah lempeng benua, membentuk zona subduksi. Sementara itu, jika dua lempeng benua bertabrakan, interaksi ini akan menghasilkan zona tumbukan yang menciptakan rangkaian pegunungan sebagai akibat akumulasi tekanan dan gaya kompresi (Lutgens, F. K., E. J. Tarbuck, dan D. Tasa. 2012).

2.7.3 Batas Transform

Pada batas transform, dua lempeng bergerak saling bergesekan secara horizontal. Pergerakan lateral ini tidak menciptakan atau menghancurkan kerak bumi, namun dapat memicu gempa bumi yang kuat akibat akumulasi dan pelepasan energi di sepanjang jalur patahan. Besarnya gempa bergantung pada panjang sesar dan apakah pergerakan tersebut melintasi lempeng benua atau samudera (Bolt, 1978).



Gambar 2.4 Batas lempeng a. Divergent pada lempeng benua, b. Convergent antar lempeng benua, dan c. Transform pada lempeng benua. (Koesmono, 1989)

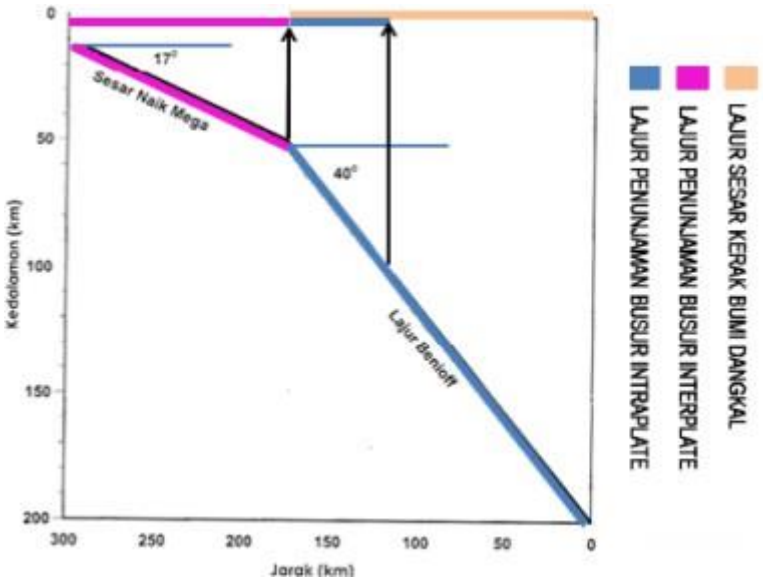
2.8 Zona Sumber Gempa Bumi di Indonesia

Zona sumber gempa bumi, yang juga dikenal sebagai struktur seismotektonik, merujuk pada wilayah-wilayah yang memiliki kondisi geologi dan tektonik khusus, seperti keberadaan patahan, rekahan, zona intrusi batuan, serta area yang secara aktif mengalami deformasi kerak bumi. Wilayah-wilayah ini memiliki potensi tinggi terhadap aktivitas kegempaan karena berada dalam sistem dinamika lempeng tektonik global yang aktif.

Menurut klasifikasi yang dikemukakan oleh (Firmansyah dan Irsyam, 1999) dalam Kertapati (2007), wilayah Indonesia memiliki tiga lajur utama sumber gempa bumi yang menjadi acuan dalam pemetaan risiko seismik nasional. Ketiga zona ini diidentifikasi berdasarkan lokasi dan mekanisme interaksi antar lempeng tektonik, yakni:

2.8.1 Zona Subduksi

Zona ini merupakan lajur utama tempat terjadinya gempa bumi akibat tumbukan antar lempeng tektonik, seperti antara lempeng samudra dengan lempeng benua maupun sesama lempeng samudra. Di Indonesia, zona subduksi terbentang dari barat Sumatera hingga ke wilayah timur Indonesia, mengikuti arah pertemuan antara Lempeng Indo-Australia dan Lempeng Eurasia serta Lempeng Pasifik. Berdasarkan kedalaman dan mekanisme deformasinya, zona subduksi dibagi menjadi dua bagian utama:



Gambar 2. 5 Sumber Lajur Gempa Bumi

2.8.1.1 Zona Megathrust (Interplate Earthquake)

Terjadi pada kedalaman dangkal, sekitar 0–50 km. Zona ini berada di bagian atas sistem subduksi, tepat di antara antarmuka dua lempeng. Megathrust merupakan zona dengan potensi gempa besar dan mampu menimbulkan tsunami karena pelepasan energi yang masif pada kedalaman dangkal (Fowler, 2005).

2.8.1.2 Zona Benioff (Intraplate Earthquake)

Berada lebih dalam, yakni pada kedalaman sekitar 70–250 km atau bahkan lebih. Zona ini berada di dalam lempeng samudra yang tersubduksi dan memiliki kemiringan relatif lebih curam dibandingkan megathrust, biasanya membentuk sudut hingga 30° atau lebih terhadap permukaan.

2.8.2 Zona Sesar Kerak Dangkal (*Shallow Crustal Fault Zone)*

Zona sesar kerak dangkal merupakan jalur kegempaan yang terjadi akibat aktivitas pergeseran kerak bumi tanpa adanya proses penunjaman (subduksi) atau pembentukan kerak baru. Zona ini umumnya berada di sepanjang sesar aktif yang menembus bagian atas kerak bumi, dengan kedalaman sumber gempa rata-rata kurang dari 30 km. Gempa yang terjadi pada zona ini dipicu oleh pergerakan horizontal antar blok batuan akibat gaya tektonik regional. Meskipun kedalamannya relatif dangkal, gempa yang berasal dari zona ini memiliki potensi kerusakan yang tinggi, terutama jika terjadi di wilayah padat penduduk. Beberapa contoh sesar aktif di Indonesia yang termasuk dalam kategori ini antara lain Sesar Lembang di Jawa Barat, Sesar Palu-Koro di Sulawesi Tengah, serta Sesar Sumatera yang memanjang dari Aceh hingga Lampung. Karakteristik zona ini sangat penting dalam kajian mitigasi bencana karena getaran dari gempa kerak dangkal dapat terasa sangat kuat di permukaan (Phivolcs, 1990).

2.8.3 Zona Menyebar (*Diffuse Seismic Zone*)

Zona menyebar merupakan wilayah dengan sumber gempa yang tersebar dan tidak terfokus pada satu sistem sesar atau zona subduksi tertentu. Zona ini sering kali diidentifikasi di wilayah-wilayah yang secara geologis kompleks, seperti di bagian timur Indonesia, yang mencakup

Maluku, Papua, dan sekitarnya. Pada zona ini, sumber gempa tidak hanya berasal dari satu jenis batas lempeng, melainkan merupakan hasil dari interaksi berbagai sistem tektonik, termasuk aktivitas pada busur belakang (*back-arc tectonics*), mikro-lempeng, dan zona deformasi intralempeng. Karena pola penyebaran sumbernya yang tidak seragam, zona menyebar sering kali menimbulkan tantangan dalam pemodelan risiko kegempaan. Namun, secara umum zona ini diasumsikan memiliki tingkat potensi kegempaan yang relatif homogen di seluruh wilayahnya, dan oleh karena itu perlu menjadi perhatian dalam perencanaan struktur tahan gempa di kawasan tersebut (Phivolcs, 1990).

2.9 Root Mean Square Error

Root Mean Square Error (RMSE) merupakan salah satu metode statistik yang digunakan untuk mengukur tingkat kesalahan antara nilai prediksi dan nilai aktual (sebenarnya). RMSE sering digunakan untuk menilai seberapa akurat suatu model dalam merepresentasikan data sebenarnya. Dalam konteks relokasi hiposenter gempa bumi, RMSE digunakan untuk mengevaluasi seberapa besar perbedaan antara posisi hiposenter hasil relokasi dengan data awal sebelum relokasi. Semakin kecil nilai RMSE, semakin baik kualitas hasil relokasi karena menunjukkan bahwa posisi hiposenter hasil estimasi mendekati posisi sebenarnya berdasarkan data observasi. Secara matematis, RMSE dirumuskan sebagai berikut:

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n}} \sum_{i=1}^{n} (x_i - \hat{x_i})^2 \quad (2.3)$$

Keterangan:

n = jumlah data

x_i= nilai aktual atau sebenarnya

$\hat{x}_i$= nilai prediksi atau hasil estimasi

Dalam penelitian ini, nilai RMSE digunakan sebagai indikator kuantitatif untuk menilai seberapa baik proses relokasi hiposenter yang dilakukan menggunakan metode tertentu, seperti metode double-difference dengan bantuan program hypoDD. Nilai RMSE yang rendah menunjukkan bahwa hasil relokasi hiposenter telah berhasil memperkecil selisih waktu tempuh antara observasi dan prediksi, sehingga lokasi gempa yang diperoleh menjadi lebih representatif terhadap kondisi geologi sebenarnya di bawah permukaan.

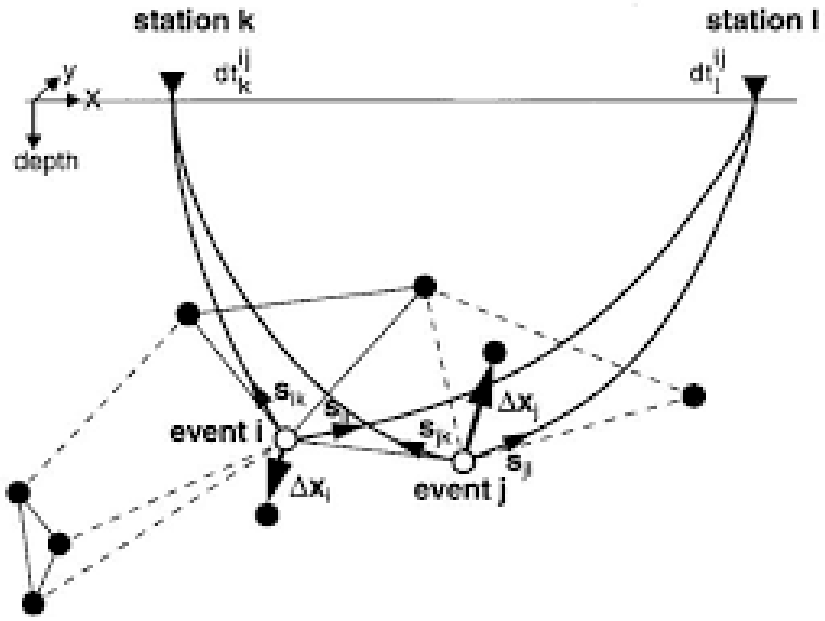
2.10 Metode Double Difference

Metode Double Difference merupakan teknik dalam seismologi yang digunakan untuk meningkatkan akurasi penentuan lokasi hiposenter gempa bumi dengan cara membandingkan waktu tiba gelombang seismik dari pasangan gempa yang berdekatan. Metode ini didasarkan pada prinsip bahwa gelombang seismik yang berasal dari sumber yang sangat berdekatan akan mengalami jalur propagasi yang hampir sama ketika merambat melalui medium bumi. Dengan demikian, perbedaan waktu tiba gelombang antara dua kejadian gempa dapat digunakan untuk mengoreksi posisi relatif hiposenter dengan lebih akurat (Dahlia et al., 2022).

Metode Double Difference pertama kali diperkenalkan oleh Waldhauser dan Ellsworth pada tahun 2000 untuk meningkatkan presisi pemetaan kluster gempa. Teknik ini bekerja dengan membandingkan perbedaan waktu tiba antara dua gempa yang diamati oleh satu atau lebih stasiun seismik. Data yang digunakan dapat berupa waktu tiba absolut dari katalog gempa memanfaatkan algoritma inversi untuk mengoptimalkan perbedaan waktu tiba yang teramati

sehingga menghasilkan lokasi hiposenter yang lebih presisi. Proses ini membantu mengurangi ketidakpastian dalam model kecepatan gelombang seismik yang digunakan, sehingga distribusi gempa dapat dianalisis dengan resolusi yang lebih tinggi (Susilanto et al., 2012).

Metode Double Difference memiliki berbagai aplikasi penting dalam studi seismologi, seperti analisis kluster gempa, pemetaan zona sesar aktif, serta penelitian struktur bawah permukaan bumi. Teknik ini sangat berguna dalam mengungkap dinamika proses tektonik yang terjadi di zona subduksi, sesar aktif, dan daerah vulkanik. Selain itu, metode ini juga berperan dalam eksplorasi geofisika untuk meningkatkan resolusi pemetaan reservoir hidrokarbon dan struktur geologi yang kompleks. Dengan kemampuan meningkatkan akurasi lokasi gempa, metode Double Difference memberikan kontribusi yang signifikan dalam penelitian kegempaan dan mitigasi risiko bencana alam (Syahda et al., 2019).



Gambar 2. 6 Ilustrasi Algoritma Double – Difference

2.10.1 Algoritma Double Difference

Teori penjalaran gelombang seismik, yang dinyatakan dalam bentuk integral lintasan, dapat digunakan untuk menentukan waktu tempuh gelombang badan (*travel time*) dari suatu gempa menuju stasiun kk. Persamaan ini dituliskan sebagai berikut:

$$T_k^i = \tau^i + \int_i^k u \, ds \tag{2.4}$$

dimana,

τ^i = waktu kejadian (origin time) gempa ke-ii
u = kebalikan dari kecepatan gelombang (slowness)
ds = elemen panjang lintasan

Karena hubungan antara waktu tempuh gelombang dan lokasi gempa bersifat non-linear, persamaan diatas disederhanakan dengan pendekatan deret Taylor. Penyederhanaan ini menghasilkan bentuk linier yang menghubungkan misfit antara waktu tiba observasi dan waktu

tiba yang dihitung secara teoritis, sebagaimana ditunjukkan dalam persamaan berikut:

$$\frac{\partial T_k^i}{\partial m} \Delta m^i = r_k^i \quad (2.5)$$

dengan,

$$r_k^i = (T^{obs} - T^{cal})_{\mathrm{k}}^{\mathrm{i}} \quad (2.6)$$

dimana:

T^{obs} = Waktu tiba gelombang yang terukur pada stasiun seismik
T^{cal} = Waktu tiba gelombang berdasarkan perhitungan teoritis
Δm^i = Perubahan parameter lokasi hiposenter, yang menjadi variabel dalam proses inversi.

Frechet (1985) menyusun sebuah persamaan yang memanfaatkan selisih dari persamaan (4) untuk menentukan parameter hiposenter relatif antara dua gempa, yaitu gempa I dan j.

$$\frac{\partial T_k^i}{\partial m} \Delta m^i = r_k^i \quad (2.7)$$

dengan,

$$\Delta m^i = (\Delta x^{ij} , \Delta y^{ij} , \Delta z^{ij} , \Delta T^{ij}) \quad (2.8)$$

merupakan perubahan relatif pada parameter hiposenter antara kedua gempa. Sedangkan, d_k^{ij} adalah turunan parsial dari T terhadap m akibat komponen vektor kecepatan gelombang (*slowness vector*) dalam lintasan gelombang yang menghubungkan sumber gempa dengan stasiun pengamat. Selanjutnya, dengan mengambil selisih antara waktu tempuh terukur dan waktu tempuh teoritis dari dua gempa, diperoleh persamaan baru yang dikenal sebagai *double-difference:*

$$d_k^{ij} = (T_k^i - T_k^j)^{obs} - (T_k^i - T_k^j)^{cal} \quad (2.9)$$

Persamaan ini mengurangi faktor kesalahan akibat variasi waktu tempuh absolut (*absolute travel-time differences*) dan lebih menitikberatkan pada perbedaan waktu tempuh relatif (*relative travel-time differences*). Dalam pendekatan umum, jika kedua gempa ii dan jj berada cukup berdekatan, maka lintasan gelombang dari keduanya dapat dianggap hampir sama. Oleh karena itu, persamaan ini dapat disederhanakan dengan mengasumsikan bahwa vektor kecepatan memiliki korelasi yang tinggi. Maka diperoleh:

$$\frac{\partial T_k^i}{\partial m^i} \Delta m^i - \frac{\partial T_k^j}{\partial m^j} \Delta m^j = d_k^{ij} \quad (2.10)$$

Atau jika dinyatakan dalam bentuk diferensial:

$$\frac{\partial T_k^i}{\partial x} \Delta x^i + \frac{\partial T_k^j}{\partial y} \Delta y^j + \frac{\partial T_k^i}{\partial z} \Delta z^i + \frac{\partial T_k^i}{\partial T} \Delta T^i - (\frac{\partial T_k^j}{\partial x} \Delta x^j + \frac{\partial T_k^j}{\partial y} \Delta y^j + \frac{\partial T_k^i}{\partial z} \Delta z^j + \frac{\partial T_k^i}{\partial T} \Delta T^j) = d_k^{ij} \quad (2.11)$$

Persamaan ini kemudian dapat dinyatakan dalam bentuk matriks agar lebih mudah dalam proses komputasi. Dengan menggunakan sejumlah besar data *observasi double-difference*, model ini memungkinkan penentuan lokasi hiposenter relatif yang lebih akurat melalui metode inversi linier.

BAB 3 METODOLOGI

3.1 Penentuan Daerah Penelitian

Daerah penelitian terletak di pesisir selatan Pulau Jawa, meliputi wilayah perairan Samudra Hindia dan bagian selatan Provinsi Jawa Tengah. Wilayah ini dipilih karena menunjukkan aktivitas tektonik yang aktif dan menjadi bagian dari zona subduksi antara Lempeng Indo-Australia dan Lempeng Eurasia. Batas koordinat wilayah penelitian berada pada 7.48°LS hingga 9.48°LS dan 108.17°BT hingga 110.17°BT (Heller, 1962).

3.2 Model Penelitian

Langkah awal dalam penelitian ini dimulai dengan melakukan studi literatur untuk memahami prinsip kerja metode Double-Difference dan perangkat lunak hypoDD yang digunakan dalam relokasi hiposenter gempa bumi. Studi literatur ini mencakup penelaahan berbagai jurnal ilmiah dan laporan penelitian terdahulu, guna memperoleh gambaran mengenai penerapan metode ini dalam konteks seismologi serta keunggulannya dibanding metode konvensional. Pemahaman terhadap struktur file input, parameter penting, serta alur kerja hypoDD menjadi dasar dalam tahap persiapan data.

Selanjutnya, dilakukan pengumpulan dan pengolahan data gempa bumi yang meliputi informasi waktu tiba gelombang P dan gelombang S dari katalog repogempa milik BMKG. Data ini kemudian diseleksi untuk memastikan hanya kejadian gempa yang berada dalam cakupan wilayah studi, yaitu daerah Kebumen dan sekitarnya, yang digunakan dalam analisis. Tahapan ini penting untuk menjaga konsistensi spasial dan menghindari noise dari gempa-gempa luar wilayah yang tidak relevan.

Data hasil seleksi kemudian dikonversi ke dalam format yang kompatibel dengan perangkat lunak hypoDD, yaitu format phase file dan station file. Proses konversi ini dilakukan dengan teliti agar seluruh parameter seperti waktu tiba, identifikasi stasiun, dan magnitudo tercatat dengan benar. Setelah itu, skrip ph2dt digunakan untuk membangun pasangan gempa berdasarkan kesamaan waktu tiba dan kedekatan spasial. Dalam proses ini, digunakan parameter seperti maksimum jarak antar gempa dan jumlah minimum stasiun pencatat, untuk memastikan pasangan gempa yang terbentuk memiliki kualitas korelasi yang cukup kuat.

Tahap inti dari penelitian ini adalah menjalankan perangkat lunak hypoDD, yang menggunakan metode iteratif untuk menghitung perbedaan waktu tiba relatif antar pasangan gempa. Tujuannya adalah untuk meminimalkan kesalahan lokasi akibat ketidakakuratan model kecepatan gelombang seismik. Relokasi hiposenter dilakukan secara bertahap dan berulang untuk mendapatkan posisi hiposenter yang paling stabil dan konsisten. Hasil relokasi kemudian dievaluasi berdasarkan nilai residual, yaitu selisih antara waktu tiba observasi dengan hasil prediksi model. Semakin kecil nilai residual, semakin tinggi tingkat akurasi hasil relokasi.

Tahap akhir adalah visualisasi hasil menggunakan perangkat lunak *Generic Mapping Tools* (GMT), baik dalam bentuk peta distribusi spasial maupun penampang seismik. Visualisasi ini berguna untuk menilai secara geometri pola seismisitas dan kemungkinan keterkaitannya dengan struktur geologi seperti zona subduksi atau sesar aktif di bawah permukaan. Dengan demikian, setiap langkah dalam penelitian ini berkontribusi secara sistematis terhadap pemahaman distribusi gempa dan dinamika tektonik di wilayah studi.

3.3 Data dan Perangkat Lunak Penelitian

Pada penelitian ini penulis menggunakan data dan perangkat lunak penelitian yang terdiri dari kumpulan data seismik serta *software* khusus untuk analisis dan pemrosesan data gempa. Kombinasi keduanya memungkinkan pengolahan informasi secara lebih akurat dan mendalam sesuai dengan tujuan penelitian. Data dan *software* yang digunakan sebagai berikut:

1. Data Penelitian ini menggunakan data katalog gempa bumi dari web BMKG. Data tersebut mencakup periode dari 25 – 30 Januari 2014 dan berisi informasi parameter meliputi *origin time*, *magnitude*, *latitude, longitude*, *depth*, *region*, dan nama stasiun yang digunakan. Terdapat 48 *events* gempa.
2. Batas wilayah penelitian yaitu pada daerah Jawa Tengan dengan koordinat 7.48°S - 9.48°S dan 108.17°E - 110.17°E.
3. Penelitian ini menggunakan model kecepatan 1-D sebagai batasan, tanpa melakukan inversi kecepatan lokal. Model ini disusun berdasarkan asumsi rasio Vp/Vs sebesar 1.73 dan dianggap mewakili kondisi geologi umum wilayah studi. Rincian model kecepatan ditampilkan pada Tabel berikut:

Tabel 3. 1 Model Kecepatan

Lapisan	Kedalaman Atas (km)	Vp (km/s)	Vs (km/s)
1	0–5	5	2.89
2	5–10	6	3.47
3	10–15	6.75	3.9
4	15–25	7.11	4.11
5	25–35	7.24	4.18
6	35–45	7.37	4.26
7	45–60	7.6	4.39
8	60–100	7.95	4.6
9	100–160	8.17	4.72
10	160–210	8.3	4.8
11	210–360	8.8	5.09
12	360–460	9.52	5.5

4. Perangkat Lunak yang digunakan untuk mengolah data katalog repogempa pada penelitian ini adalah:
   a. *Cygwin*
      Cygwin merupakan sekumpulan perangkat lunak GNU yang memungkinkan pengguna menjalankan perintah Linux di lingkungan *Windows*. Dalam penelitian ini, *Cygwin* dimanfaatkan untuk mengeksekusi perintah pada kode program hypoDD guna mendukung analisis seismik.
   b. Notepad++
      Notepad++ adalah editor *source code* sekaligus pengganti Notepad di *Windows* yang mendukung berbagai bahasa pemrograman. Dibandingkan dengan Notepad bawaan, Notepad++ memiliki fitur seperti penyorotan sintaks, pencarian lanjutan, dan dukungan multi-tab. Dalam penelitian ini, Notepad++ digunakan untuk

mengedit dan memeriksa format data serta mengubah kode program pada hypoDD dan GMT sebelum diproses lebih lanjut.

c. PH2DT
   PH2DT adalah program dalam paket hypoDD yang digunakan untuk menghitung perbedaan waktu tiba gelombang P dan S dari data katalog gempa. Program ini mengubah data fase gempa menjadi format yang dapat digunakan oleh hypoDD untuk meningkatkan akurasi lokasi hiposenter dengan metode *Double Difference* (DD). Dalam penelitian ini, PH2DT digunakan untuk mengolah data katalog BMKG sebelum dilakukan pemrosesan lebih lanjut dengan hypoDD.
d. HypoDD
   HypoDD adalah algoritma berbasis *Double Difference* (DD) yang meningkatkan akurasi lokasi hiposenter gempa dengan membandingkan perbedaan waktu tiba gelombang seismik. Dalam penelitian ini, hypoDD digunakan untuk memetakan distribusi gempa secara lebih presisi.
e. *Virtual Studio Code*
   Visual Studio Code (VS Code) adalah editor kode sumber yang ringan dan fleksibel dengan fitur penyorotan *sintaks*, *debugging*, dan dukungan ekstensi. Dalam penelitian ini, VS Code digunakan untuk menulis dan mengedit kode pemrograman dalam pengolahan data seismik**.**
f. *Generic Mapping Tools*
   Generic Mapping Tools (GMT) adalah perangkat lunak berbasis *command-line yang* digunakan untuk memproses dan memvisualisasikan data geospasial, seperti peta topografi, seismik, dan tektonik. Dalam penelitian ini, GMT digunakan untuk memvisualisasikan hasil pemrosesan data gempa, termasuk distribusi hiposenter dan struktur bawah permukaan**.**
g. Ms. Excel
   Microsoft Excel adalah perangkat lunak pengolah data berbasis spreadsheet yang digunakan untuk mengelola, menganalisis, dan memvisualisasikan data. Dalam penelitian ini, *Excel* digunakan untuk mengolah data katalog gempa, melakukan perhitungan, serta menampilkan data dalam bentuk tabel dan grafik untuk mendukung analisis seismik**.**
h. RockWork 20
   RockWork20 digunakan untuk memproses data gempa dan menghasilkan diagram *rose*. Diagram ini digunakan untuk memvisualisasikan arah dan distribusi spasial kejadian gempa di wilayah Kebumen, yang membantu dalam analisis pola seismik dan pemahaman dinamika aktivitas gempa.

3.4 Tahap Persiapan

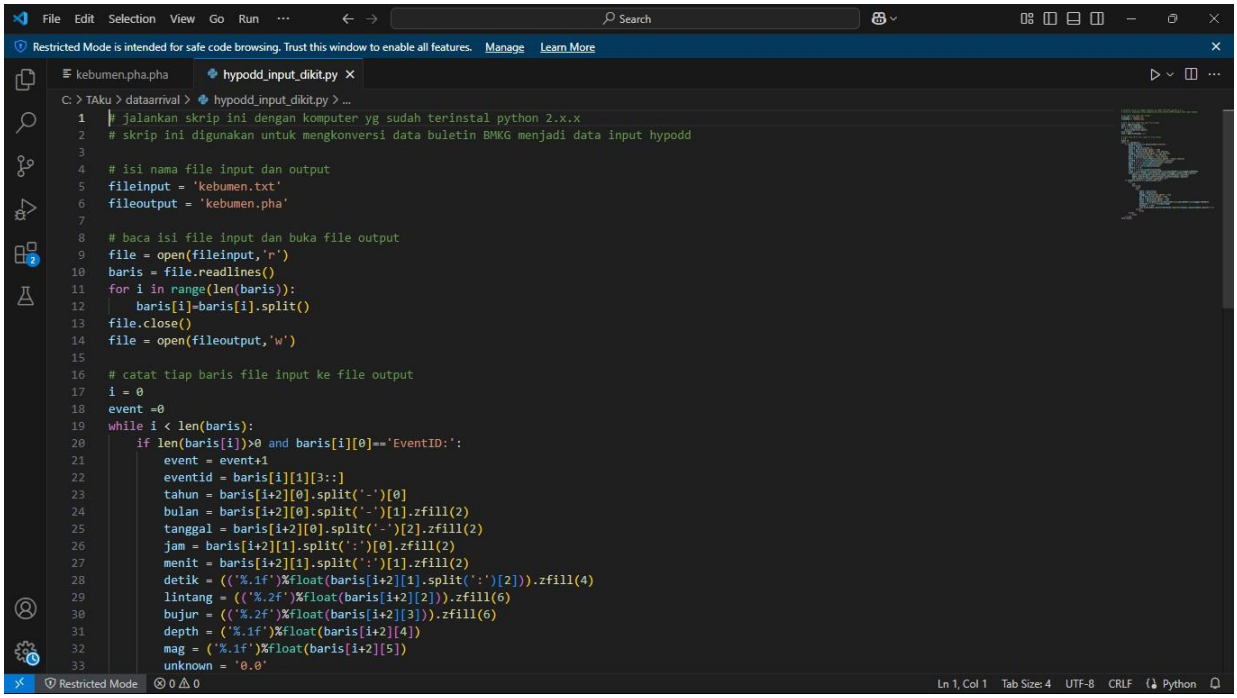
Tahap *pre-processing* merupakan langkah awal dalam persiapan pengolahan data gempa sebelum dilakukan proses relokasi. Pada penelitian ini, perangkat lunak hypoDD yang digunakan merupakan versi *precompiled* untuk sistem operasi Windows, sehingga tidak diperlukan proses kompilasi manual menggunakan *GFortran* maupun bantuan lingkungan sejenisnya. Seluruh proses dijalankan secara langsung melalui *Command Prompt* sebagai antarmuka terminal. Untuk pengeditan file input seperti file fase, file stasiun, dan file parameter kontrol (.inp), digunakan *Visual Studio Code* sebagai editor teks utama karena kemudahan dalam pengelolaan skrip dan struktur file. Dengan demikian, proses *pre-processing* berjalan

lebih praktis dan efisien tanpa harus melakukan pengaturan lingkungan pemrograman tambahan.

3.5 Pengolahan Data

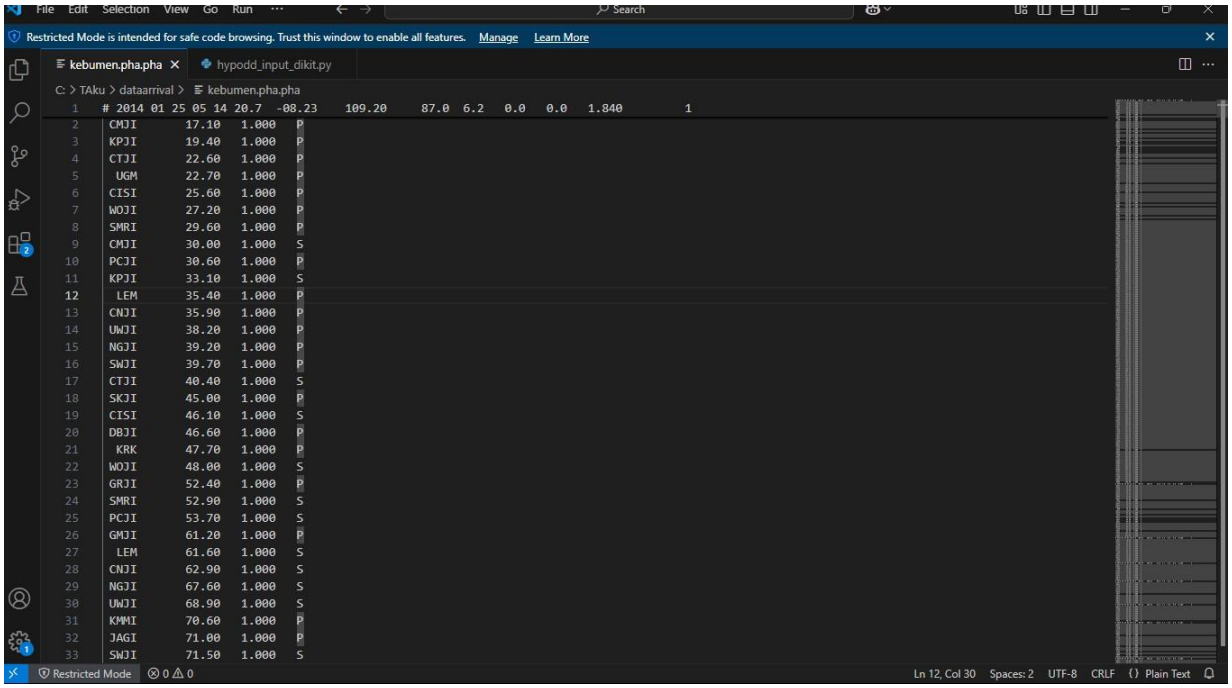
3.5.1 Konversi Format Data Awal

Proses ini bertujuan untuk mengonversi data katalog gempa BMKG dari format .txt ke .pha agar dapat digunakan dalam pemrosesan lebih lanjut dengan hypoDD. Konversi dilakukan menggunakan skrip yang dijalankan melalui *Virtual Studio Code*. Pada tahap ini, nama file input disesuaikan dengan data katalog yang tersedia, seperti kebumen.txt, sedangkan file output diubah ke format .pha.



Gambar 3. 1 Konversi format pha.

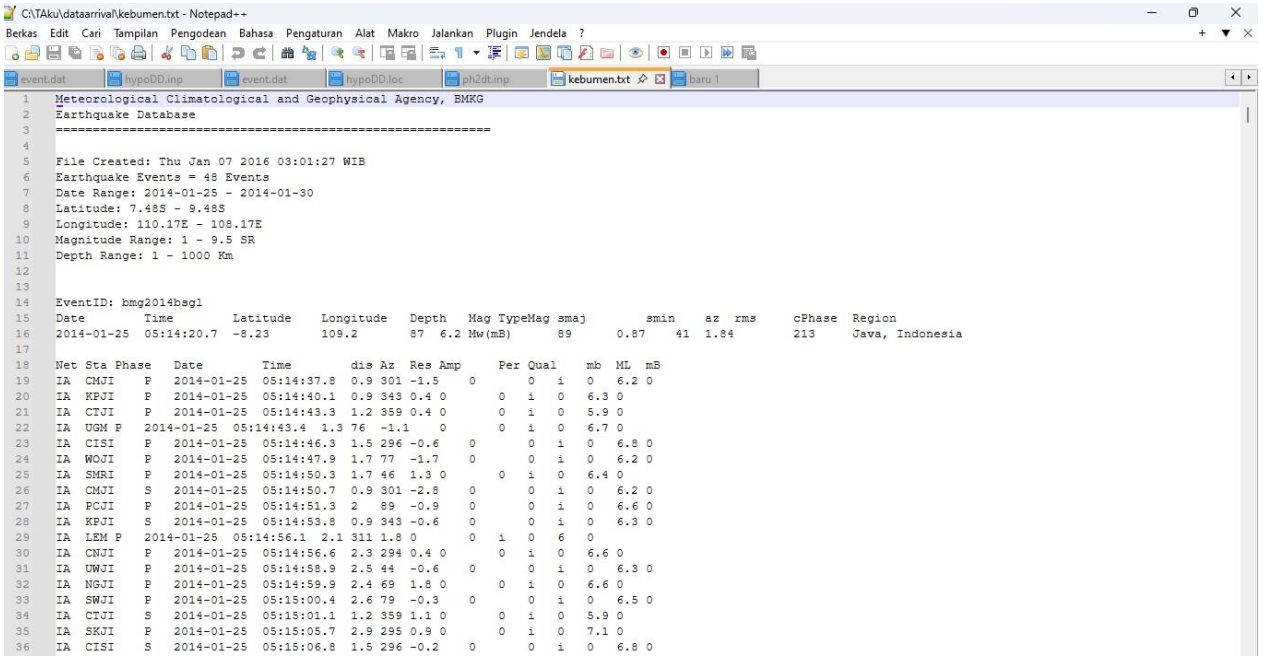
Setelah skrip dieksekusi dengan *Run Module* (F5), hasil konversi tersimpan dalam folder dataarrival. File yang telah dikonversi kemudian dipindahkan ke folder ph2dt, yang terletak dalam direktori src, untuk keperluan seleksi event.



Gambar 3. 2 Data awal dengan format Pha.

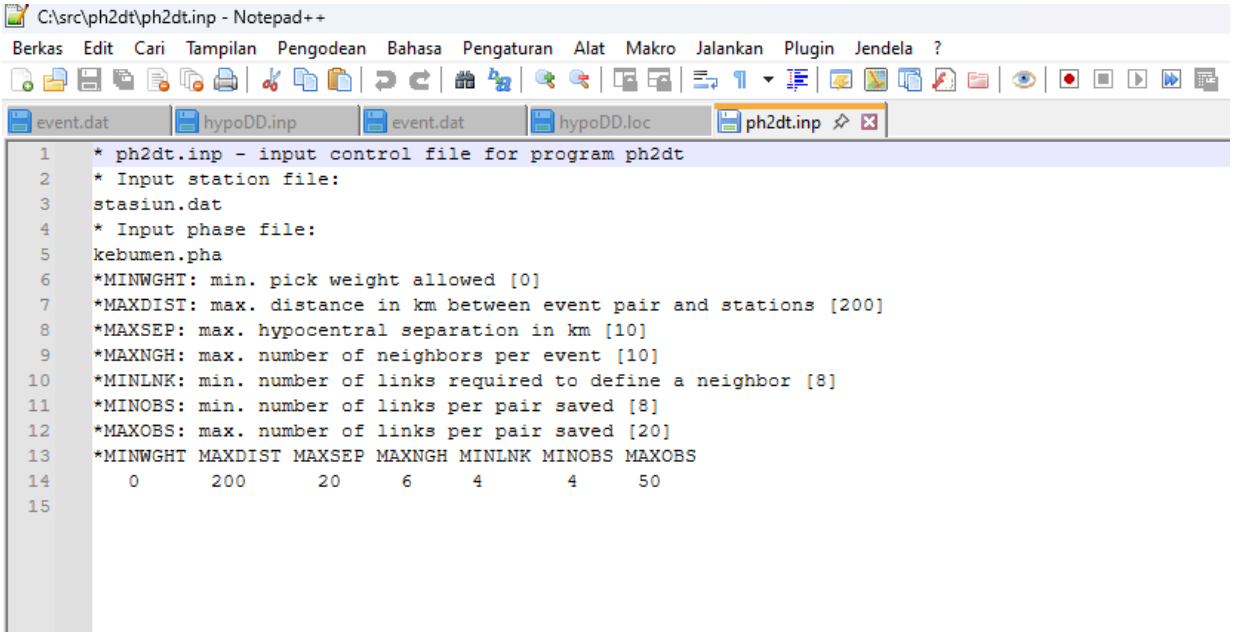
3.5.2 Proses Seleksi Event dengan *ph2dt*

Pada tahap ini, batasan pasangan *event* gempa bumi ditentukan sesuai dengan parameter hypoDD, seperti MAXDIST untuk jarak maksimum *event* ke stasiun, MAXSEPT sebagai jarak maksimum antar *event* berpasangan, MAXNGH yang menunjukkan jumlah maksimum *event* berpasangan, MINLNK untuk jumlah minimum *event* berpasangan, serta MINOBS dan MAXOBS yang menentukan jumlah minimum dan maksimum stasiun pencatat *event*. Dalam penelitian ini, digunakan nilai MAXDIST: 200, MAXSEPT: 20, MAXNGH: 6, MINLNK: 4, MINOBS: 4, dan MAXOBS: 50. Setelah batasan ditetapkan, file ph2dt.inp disimpan dengan menekan Ctrl+S atau menggunakan ikon *Save*. Selanjutnya, ph2dt dijalankan melalui *Cygwin* dengan berpindah ke direktori ph2dt menggunakan perintah cd c:/src/ph2dt, kemudian menjalankan program dengan mengetik ./ph2dt ph2dt.inp dan menekan Enter. Output yang dihasilkan mencakup informasi mengenai *outliers* dan *weakly linked events*, di mana semakin kecil persentase *outliers*, semakin sedikit data yang terbuang, dan semakin kecil persentase *weakly linked events*, semakin kuat hubungan antar *event*. Jika hasil yang diperoleh masih menunjukkan persentase tinggi, maka parameter MAXSEPT dan MAXDIST dapat dikurangi dalam ph2dt.inp, atau jika masih belum optimal, penyesuaian juga dapat dilakukan pada MAXNGH, MINLNK, MINOBS, dan MAXOBS. Setelah proses berjalan dengan baik dan hasil yang diinginkan diperoleh, *file output* event.dat, dt.ct, dan stasiun.dat dari ph2dt disalin dan dipindahkan ke folder hypoDD. Selanjutnya, file hypoDD.inp dibuka menggunakan Notepad++ untuk menyesuaikan beberapa parameter, seperti DIST yang harus sama dengan MAXDIST pada ph2dt.inp, OBSCT yang mengikuti nilai MINLNK, WDCT yang harus disamakan dengan MAXSEPT, serta NSET yang menentukan jumlah iterasi dalam proses relokasi. Selain itu, terdapat parameter DAMP yang berfungsi mengatur nilai CND, serta VEL yang digunakan sebagai model kecepatan dalam pemrosesan relokasi.



Gambar 3. 3 Format data txt

Setelah semua parameter dikonfigurasi dengan benar, file hypoDD.inp disimpan dan dijalankan melalui *Cygwin* dengan berpindah ke direktori hypoDD menggunakan perintah cd c:/src/hypoDD, lalu menjalankan ./hypoDD hypoDD.inp.

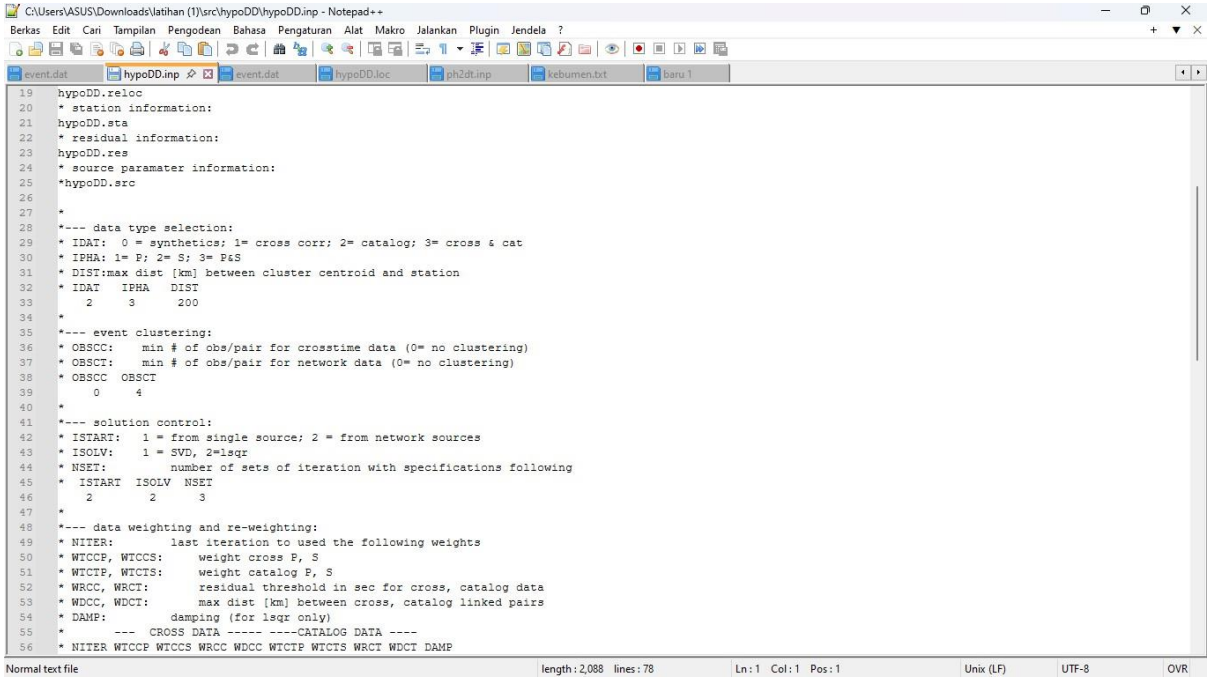


Gambar 3. 4 Input Data ph2dt.inp

3.5.3 Relokasi Hiposenter dengan HypoDD

Pada tahap ini, bertujuan untuk memastikan bahwa parameter dalam file hypoDD.inp telah dikonfigurasi dengan benar sebelum menjalankan proses relokasi. Beberapa parameter penting yang harus diperhatikan meliputi DIST, yang harus disamakan dengan MAXDIST pada ph2dt.inp untuk menentukan jarak maksimum pasangan gempa ke stasiun pencatat. Selain itu, OBSCT harus sesuai dengan MINLINK, sedangkan WDCT perlu disesuaikan dengan MAXSEPT. Jumlah iterasi dalam proses relokasi ditentukan oleh NSET, di mana jumlah baris

iterasi dalam file konfigurasi harus sesuai dengan nilai yang ditentukan. Parameter DAMP berfungsi sebagai faktor peredam dalam perhitungan, sedangkan VEL menentukan model kecepatan yang digunakan selama proses relokasi. Setelah parameter disesuaikan, file hypoDD.inp harus disimpan sebelum menjalankan proses relokasi menggunakan *Cygwin*. Perintah yang digunakan dalam terminal *Cygwin* memastikan bahwa direktori kerja sudah berada di folder hypoDD sebelum menjalankan hypoDD.inp. Salah satu indikator keberhasilan proses ini adalah nilai CND, yang menggambarkan rasio antara nilai eigen terbesar dan terkecil dalam sistem persamaan hypoDD. Rentang optimal untuk nilai CND adalah antara 40-80. Jika hasil yang diperoleh di luar rentang tersebut, maka perlu dilakukan penyesuaian pada nilai DAMP dalam hypoDD.inp. Jika nilai CND terlalu tinggi, DAMP harus ditingkatkan, sedangkan jika CND terlalu rendah, maka DAMP harus dikurangi. Agar nilai CND berada dalam rentang yang optimal, perubahan nilai DAMP harus dilakukan secara bertahap dengan membuka kembali file hypoDD.inp, menyesuaikan nilai DAMP, menyimpannya, lalu menjalankan ulang proses di *Cygwin*. Proses ini perlu diulang hingga nilai CND yang diperoleh berada dalam kisaran yang diinginkan, memastikan bahwa hasil relokasi yang dilakukan oleh hypoDD dapat dipercaya dan sesuai dengan standar yang telah ditetapkan.



Gambar 3. 5 Input data HypoDD.inp

3.6 Proses Intepretasi Data

3.6.1 Peta Seismisitas dengan GMT

Pemetaan seismisitas pada penelitian ini dilakukan menggunakan perangkat lunak *Generic Mapping Tools (*GMT versi 6) untuk menampilkan persebaran gempa bumi sebelum dan sesudah proses relokasi. Visualisasi dilakukan dalam tiga bentuk peta utama, yaitu peta seismisitas sebelum relokasi, setelah relokasi, dan peta gabungan yang memuat kedua data tersebut secara bersamaan dalam satu tampilan. Peta gabungan ini digunakan untuk mengamati secara visual adanya pergeseran episenter sebagai hasil dari proses relokasi menggunakan metode *double difference*. Untuk memperjelas arah dan pola distribusi hiposenter secara vertikal, dibuat pula delapan penampang seismik (*cross section*) berdasarkan garis potong yang

telah ditentukan sebelumnya. Dari penampang ini, arah penunjaman dan struktur bawah permukaan dapat diinterpretasikan lebih lanjut.

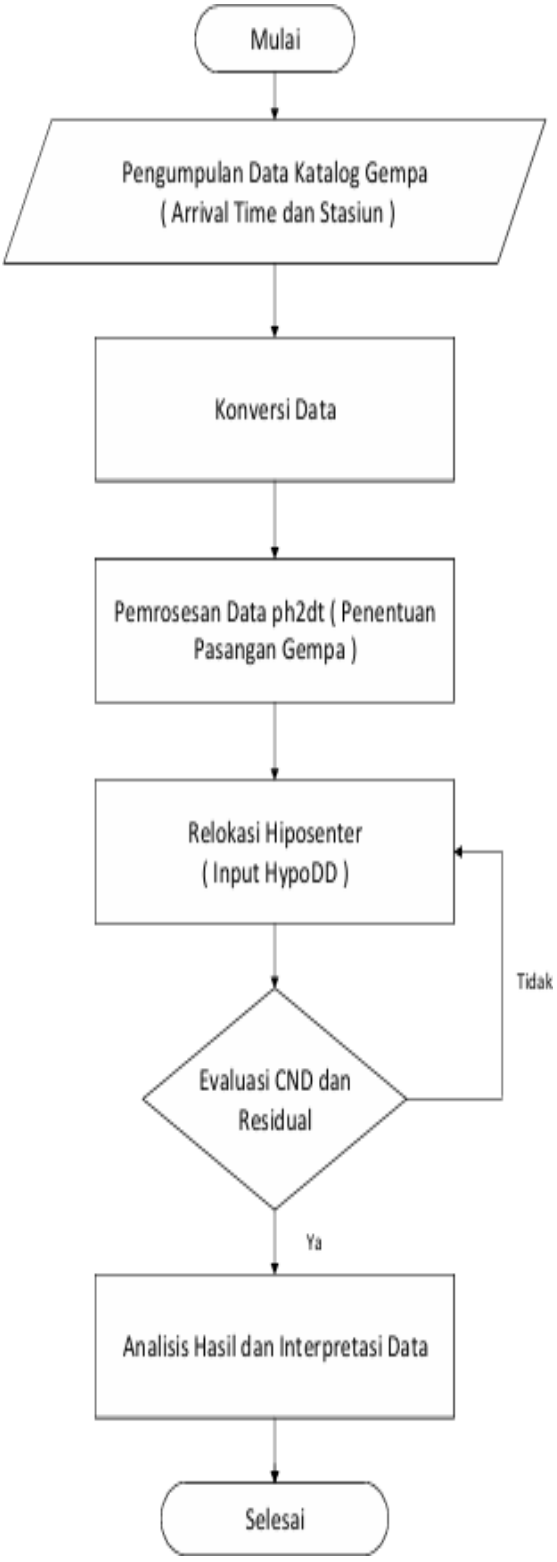
Data input yang digunakan meliputi informasi lintang, bujur, kedalaman, dan magnitudo gempa, serta file tambahan seperti data topografi wilayah Indonesia dalam format .nc, file skema warna (.cpt), batas lempeng tektonik, dan lokasi stasiun seismik. Penulisan skrip dilakukan dalam format .bat (*batch file*), yang kemudian dijalankan melalui *Command Prompt* (CMD). Untuk mendukung kemudahan dalam pengeditan dan pengecekan kesalahan sintaksis, penulisan skrip juga dibantu dengan *Visual Studio Code*, yang menyediakan fitur penyorotan sintaks serta navigasi struktur perintah GMT secara efisien. Setelah skrip dijalankan, hasil keluaran berupa file .ps (*PostScript*) yang selanjutnya dapat ditampilkan menggunakan perangkat lunak GSview atau dikonversi ke format .png untuk keperluan dokumentasi dalam laporan.

3.6.2 Pembuatan diagram Rose

Penelitian ini membuat diagram kompas untuk mengetahui arah dan jarak pergeseran gempa setelah relokasi, serta diagram rose untuk melihat distribusi sudut pergeseran gempa. Diagram ini dibuat dan dijalankan menggunakan MATLAB, dengan data masukan berupa sudut azimuth dan jarak dalam format .txt. Nilai azimuth dan jarak dihitung di *Microsoft Excel* berdasarkan informasi lintang dan bujur gempa sebelum dan sesudah relokasi.

3.6.3 Flowchart Penelitian

Berikut murapakan flowchart dari penelitian ini.



Gambar 3. 6 Flowchart

BAB 4 Hasil dan Pembahasan

4.1 Relokasi Hiposenter Gempa Bumi

4.1.1 Hiposenter Gempa Bumi Sebelum Relokasi

Penelitian ini menggunakan data katalog gempa yang diperoleh langsung dari web repogempa yang dikelola oleh BMKG. Koordinat data tersebut meliputi 7.48°S - 9.48°S dan 108.17°E - 110.17°E dengan periode kejadian gempa yang tercatat antara 25 hingga 30 Januari 2014. Total kejadian gempa yang dianalisis dalam penelitian ini adalah 48 peristiwa, yang terdiri dari 1 gempa utama (*mainshock*) dan 47 gempa susulan (*aftershock*). Kedalaman gempa yang tercatat bervariasi antara 10 hingga 87 km, dengan magnitudo antara 2.6 hingga 6.2 SR. Sebanyak 264 stasiun pencatat gempa yang tercatat pada data awal. Data gempa yang tercatat kemudian diseleksi untuk menentukan waktu kedatangan gelombang seismik dan koordinat lokasi gempa, guna memastikan kualitas dan ketepatan data. Pada **Tabel 4.1** merupakan tabel parameter gempa bumi sebelum direlokasi.

Tabel 4. 1 Parameter-Parameter Gempa Bumi Sebelum di Relokasi

No.	Tanggal Kejadian	*Original Time* (UTC)	Latitude	Longitude	M (SR)	Kedalaman (Km)
1	2014-01-25	05:14:20.7	109.199997	-8.23	6.2	87
2	2014-01-25	05:25:15.2	109.230003	-8.32	5	76
3	2014-01-25	05:48:57.9	109.279999	-8.33	4.3	73
4	2014-01-25	05:54:05.6	109.230003	-8.43	3.7	75
5	2014-01-25	06:03:20.3	109.220001	-8.41	4	64
6	2014-01-25	06:18:35.4	109.25	-8.38	3.4	28
7	2014-01-25	06:58:37.9	109.169998	-8.4	4.1	30
8	2014-01-25	07:29:01.3	109.25	-8.19	4.6	30
9	2014-01-25	07:59:22.5	109.110001	-8.45	4.1	76
10	2014-01-25	08:39:49.3	109.169998	-8.4	4.1	51
11	2014-01-25	11:06:14.8	109.220001	-8.43	3.4	64
12	2014-01-25	11:14:52.3	109.25	-8.46	4	30
13	2014-01-25	13:05:28.4	109.199997	-8.41	3.5	55
14	2014-01-25	13:09:10.2	109.209999	-8.45	3.6	41
15	2014-01-25	16:23:17.1	109.239998	-8.4	4.4	41
16	2014-01-25	16:58:02.3	109.230003	-8.34	4.9	73
17	2014-01-25	17:37:11.4	109.230003	-8.47	3.2	52
18	2014-01-25	18:51:36.1	109.190002	-8.41	3.4	57
19	2014-01-25	21:50:59.3	109.230003	-8.45	3.2	44
20	2014-01-25	23:11:50.6	109.19	-8.42	3.2	27
21	2014-01-25	23:16:54.4	109.230003	-8.43	4	45
22	2014-01-25	23:45:41.8	109.260002	-8.35	3.3	53
23	2014-01-26	01:50:09.8	109.199997	-8.18	3.5	49
24	2014-01-26	02:07:07.9	109.18	-8.41	3.1	62
25	2014-01-26	02:14:09.7	109.220001	-8.47	3.2	43
26	2014-01-26	02:23:52.5	109.199997	-8.4	3.2	69
27	2014-01-26	03:23:05.7	109.25	-8.39	3.9	63
28	2014-01-26	13:06:08.7	109.220001	-8.47	3.4	42
29	2014-01-26	16:46:46.2	109.230003	-8.41	3.6	46

30	2014-01-26	22:42:53.8	109.27	-8.43	3.7	38
31	2014-01-27	05:04:01.7	109.28	-8.43	3	29
32	2014-01-27	06:30:26.5	109.29	-8.34	3.6	10
33	2014-01-27	06:33:39.8	109.18	-8.37	3.3	49
34	2014-01-27	07:02:37.4	109.18	-8.47	4	29
35	2014-01-27	10:43:06.8	109.26	-8.36	3.3	47
36	2014-01-27	15:45:23.4	109.31	-8.12	2.9	70
37	2014-01-27	16:14:00.9	109.18	-8.22	5.1	80
38	2014-01-27	20:38:19.2	109.16	-8.47	2.6	35
39	2014-01-28	03:15:59.7	109.21	-8.35	3.7	49
40	2014-01-28	04:39:19.8	109.17	-8.42	4.2	24
41	2014-01-28	04:48:09.6	109.25	-8.37	4	10
42	2014-01-28	07:11:07.5	109.28	-8.44	3.2	10
43	2014-01-28	14:45:47.4	109.22	-8.46	3.1	11
44	2014-01-28	14:55:01.4	109.24	-8.37	2.8	44
45	2014-01-28	22:59:10.5	109.25	-8.28	3.2	46
46	2014-01-29	07:07:45.4	109.32	-8.33	2.8	10
47	2014-01-30	16:07:44.6	109.25	-8.43	3.4	61
48	2014-01-30	20:26:40.4	109.19	-8.43	3.5	27

Tabel 4. 2 Stasiun BMKG sebelum relokasi

No	Stasiun	Latitude	Longitude	No	Stasiun	Latituted	Longitude
1	AAI	-3.687	128.1945	133	LSA	29.7	91.15
2	AAK	42.6333	74.4944	134	LUWI	-1.0418	122.7717
3	AB31	49.2556	59.9431	135	LVC	-22.6128	-68.9113
4	ABKT	37.9304	58.1189	136	LZH	36.0867	103.844
5	AKAS	36.2339	29.6052	137	MAJO	36.5427	138.207
6	AKTO	50.4348	58.0164	138	MAT	36.5427	138.207
7	AML	42.1311	73.6941	139	MAW	-67.6039	62.8706
8	ANN	44.8	37.433	140	MBWA	-21.159	119.7312
9	ARMA	-30.4183	151.6293	141	MCK	63.7323	-148.935
10	ARPS	-36.7699	141.8383	142	MDJ	44.6164	129.592
11	ARU	56.4302	58.5625	143	MIB	29.8032	47.3388
12	AS31	-23.6651	133.9053	144	MIR	-66.5514	93.0167
13	ASAJ	44.1165	142.5968	145	MJAR	36.5417	138.209
14	ASAR	-23.6664	133.904	146	MJSI	-3.5503	118.9803
15	ATAH	-7.1351	-78.3944	147	MK31	46.7937	82.2904
16	BAKI	-1.1914	136.107	148	MKAR	46.7937	82.2904
17	BBKI	-3.4625	114.8411	149	MMRI	-8.6357	122.2376
18	BBOO	-32.8102	136.0588	150	MNI	1.4439	124.8399
19	BBSI	-5.4875	122.5704	151	MNSI	0.7955	99.5796
20	BILL	68.0389	166.2711	152	MNTX	31.6985	-105.382
21	BJI	-7.3329	109.7096	153	MOY	51.6667	100.9931
22	BJT	40.0183	116.168	154	MRSI	0.4771	121.9406
23	BKSI	-5.3219	120.1224	155	MSAI	-3.3461	128.9285
24	BLJI	-7.745	113.595	156	MSVF	-17.7333	178.05
25	BOD	57.8189	114.0039	157	MTN	-12.8436	131.1327
26	BRTR	39.725	33.639	158	MTNI	-8.636	116.1707
27	BRVK	53.0581	70.2828	159	NACB	24.1738	121.5947

28	BSI	5.4964	95.2961	160	NAY	29.2489	47.2421
29	BTM	3.2	113.0833	161	NBBI	-8.37	114.62
30	BVA0	53.0249	70.3885	162	NJ2	32.0517	118.854
31	BVAR	53.0249	70.3885	163	NLAI	-3.239	127.0998
32	BYJI	-8.214	114.3557	164	NNA	-11.9873	-76.8422
33	CAN	-35.3208	148.999	165	NOA	61.0397	11.2148
34	CBJI	-6.42	106.85	166	NVAR	38.4296	-118.304
35	CD2	30.91	103.758	167	NVS	54.8404	83.2346
36	CFAA	-31.6048	-68.2376	168	NWAO	-32.927	117.234
37	CGJI	-6.6135	105.6929	169	OBN	55.1138	36.5687
38	CHMS	42.9986	74.7513	170	ODAN	26.86	87.39
39	CHTO	18.8138	98.9438	171	OTAV	0.2376	-78.4508
40	CISI	-7.5557	107.8153	172	PAX	62.9708	-145.469
41	CIT	52.0211	113.5519	173	PBKI	-2.7047	111.6697
42	CLL	51.3077	13.0026	174	PCI	-0.9054	119.8366
43	CLNS	56.8369	124.8931	175	PCJI	-8.1947	111.1771
44	CM31	18.4575	98.9429	176	PDAR	42.7667	-109.558
45	CMAR	18.4575	98.9429	177	PET	53.0239	158.6531
46	CMSA	-31.5375	145.6916	178	PETK	53.1082	157.6989
47	CN2	43.8014	125.448	179	PKI	27.571	85.409
48	CNB	-35.315	149.363	180	PLCA	-40.7328	-70.5508
49	COEN	-13.9574	143.1749	181	PMG	-9.4062	147.159
50	COLA	64.8738	-147.851	182	PMR	61.5922	-149.131
51	COLD	67.2274	-150.201	183	PPBI	-2.1616	106.1364
52	CPUP	-26.3306	-57.3292	184	PPI	-0.4568	100.397
53	CTA	-20.0883	146.254	185	PSI	2.801	98.924
54	CTAO	-20.0883	146.254	186	PWJI	-8.022	111.8039
55	DANN	28.35	83.76	187	QIZ	19.0294	109.843
56	DAV	7.07	125.579	188	QLP	-26.5822	144.2345
57	DAWY	64.0655	-139.391	189	QSPA	-89.9279	145
58	DBIC	6.6701	-4.8563	190	RAMN	26.95	86.6
59	DDI	30.3225	78.0556	191	RC01	61.0894	-149.737
60	DIV	61.1295	-145.772	192	RDF	28.9259	47.5497
61	DL2	38.9061	121.628	193	RES	74.6867	-94.9
62	DMN	27.609	85.106	194	ROSC	4.8563	-74.3301
63	DRV	-66.665	140.009	195	RPZ	-43.7163	171.0538
64	EGAK	64.7774	-141.158	196	RSO	60.4622	-152.754
65	EIDS	-25.3691	151.0817	197	SAML	-8.9488	-63.1832
66	EKS2	42.6615	73.7772	198	SBA	-77.8503	166.756
67	ENH	30.2718	109.487	199	SBUM	2.45	112.22
68	ESDC	39.6743	-3.9631	200	SDKM	5.641	117.195
69	FAKI	-2.9193	132.2489	201	SDV	8.8861	-70.6333
70	FINE	44.265	-75.167	202	SEY	62.9328	152.3822
71	FITZ	-18.102	125.639	203	SGSI	3.686	125.5286
72	FORT	-30.779	128.059	204	SHL	25.5667	91.8833
73	GAMB	63.7767	-171.701	205	SJI	-7.7349	111.7669
74	GKN	28.003	84.637	206	SLKM	60.5078	-150.221
75	GMJI	-8.2732	113.4441	207	SMKI	-0.4461	117.2085

76	GTA	39.4106	99.8144	208	SML	61.8082	-148.333
77	GTOI	0.6358	123.0105	209	SMPI	-1.99	138.71
78	GUN	27.9106	85.8794	210	SMRI	-7.0492	110.4407
79	GYA	26.4586	106.664	211	SNY	41.8278	123.578
80	HABR	48.473	135.051	212	SOKR	59.5692	56.7919
81	HHC	40.8494	111.564	213	SONM	47.8347	106.395
82	HIA	49.2667	119.742	214	SPSI	-3.9646	119.7691
83	HNR	-9.4316	159.947	215	SSE	31.0956	121.1867
84	HYB	17.4169	78.5531	216	SSLB	23.7875	120.954
85	ILAR	64.7714	-146.887	217	STKA	-31.8769	141.5952
86	IMYA	36.3416	60.1017	218	STKI	0.0656	111.4772
87	INK	68.307	-133.52	219	SVE	56.827	60.637
88	IPM	4.4795	101.0255	220	SWI	-0.863	131.2598
89	IRK	52.2431	104.2711	221	SYO	-69.0088	39.5921
90	JAGI	-8.4702	114.1521	222	TAPN	27.35	87.71
91	JAY	-2.5148	140.7047	223	TAU	-42.9099	147.32
92	JCT	30.4794	-99.8022	224	TGY	14.1022	120.9367
93	JIRN	27.66	86.19	225	TKM2	42.9208	75.5966
94	JNU	33.1217	130.8783	226	TLE	-5.6373	132.7373
95	JOW	26.8322	128.2745	227	TLY	51.6807	103.6438
96	KAPI	-5.0142	119.7517	228	TNTI	0.7718	127.3667
97	KBK	42.6564	74.9478	229	TOO	-37.5714	145.491
98	KBKI	-3.2995	116.167	230	TORD	13.1477	1.6947
99	KBL	34.5408	69.0432	231	TRF	63.451	-150.287
100	KDAK	57.7828	-152.584	232	TSI	3.5008	98.5645
101	KDI	-3.9574	122.6192	233	TSM	4.2936	117.8725
102	KDM	6.916	116.833	234	TTA	62.9301	-156.012
103	KGM	2.0157	103.319	235	TTSI	-3.0451	119.819
104	KIP	21.4233	-158.014	236	TXAR	29.3338	-103.667
105	KIV	43.9553	42.6863	237	UGM	-7.9125	110.5231
106	KK31	43.1034	70.5115	238	ULM	50.2497	-95.875
107	KKAR	43.1034	70.5115	239	ULN	47.8652	107.0528
108	KKM	6.0443	116.2147	240	URZ	-38.2603	177.11
109	KKN	27.79	85.28	241	USP	43.2669	74.4997
110	KLBR	-31.5915	117.7546	242	USRK	44.2	132
111	KLI	-4.863	104.8567	243	UZH	48.631	22.293
112	KLR	49.23	131.75	244	VNA2	-70.9252	-7.3927
113	KMBL	-31.3669	121.8821	245	VNDA	-77.5172	161.8528
114	KMI	25.1233	102.74	246	VOSK	52.7233	70.9797
115	KMMI	-7.05	113.9667	247	WB2	-19.9428	134.3511
116	KMSI	0.5745	123.9807	248	WHN	30.5436	114.35
117	KOLN	27.77	83.6	249	WMQ	43.8211	87.695
118	KSAR	37.4421	127.8844	250	WRA	-19.9426	134.339
119	KSH	39.5167	75.9731	251	WRAB	-19.9333	134.35
120	KSI	-3.6517	102.5929	252	WSI	-9.6689	120.2976
121	KSM	1.4733	110.3083	253	XAN	34.0394	108.9214
122	KSRS	37.454	127.923	254	YAK	62.0311	129.6811
123	KULM	5.29	100.65	255	YHNB	24.6697	121.3757

124	KURK	50.7154	78.6202	256	YKA	62.4932	-114.605
125	KZA	42.0778	75.2496	257	YOGI	-7.8166	110.2949
126	LBMI	-0.6379	127.5008	258	YSS	46.9539	142.755
127	LCO	-29.0111	-70.701	259	YUK	44.0347	145.8614
128	LEM	-6.8266	107.6175	260	YULB	23.3924	121.2973
129	LPAZ	-16.2879	-68.1307	261	ZAA0	53.9481	84.8188
130	LPG	45.4977	6.7514	262	ZAK	50.3819	103.2806
131	LPL	45.5164	6.7324	263	ZALV	53.9481	84.8188
132	LRAL	33.0348	-86.9978	264	ZEI	42.77	43.8984

Dalam **Tabel 4.3** merupakan hasil parameter-parameter gempa bumi yang telah direlokasi menggunakan metode *double difference*. Setiap event gempa pada tabel ini telah melalui proses pemrosesan dan koreksi waktu tempuh berdasarkan model kecepatan lokal dan algoritma hypoDD, sehingga posisi hiposenternya lebih akurat dibandingkan dengan data awal. Parameter yang disajikan mencakup waktu kejadian (*origin time*), koordinat episenter (lintang dan bujur), kedalaman hiposenter, serta magnitudo.

Tahapan relokasi dilanjutkan menggunakan subprogram HypoDD, yang menerapkan algoritma *diferensial travel time* untuk memperbaiki posisi hiposenter gempa. Relokasi dilakukan secara iteratif, dengan mempertimbangkan perbedaan waktu tiba antar pasangan gempa dari berbagai stasiun. Tujuan utamanya adalah untuk mendapatkan model spasial kejadian gempa yang lebih akurat. Setelah melalui proses seleksi, hanya 44 kejadian gempa yang memenuhi kriteria untuk dilanjutkan ke tahap relokasi. Dalam subprogram ph2dt, relokasi mempertimbangkan sejumlah parameter seperti waktu tiba gelombang seismik, model kecepatan, posisi hiposenter awal, jarak antar pasangan gempa, lokasi stasiun, dan ambang batas (*threshold*) untuk kesalahan maksimum yang diperbolehkan. Gempa yang tidak memenuhi kriteria ini seperti jumlah stasiun pencatat yang terlalu sedikit atau kualitas data yang rendah maka tidak dapat direlokasi.

Tabel 4. 3 Parameter-Parameter Gempa Bumi Sesudah di Relokasi

No.	Relokasi	Longitude	Latitude	Kedalaman	Magnitudo
1	-8.30059	-8.30059	109.2031	75.45	6.2
2	-8.28501	-8.28501	109.2346	78.89	5
3	-8.27162	-8.27162	109.2583	71.795	4.3
4	-8.41815	-8.41815	109.2381	62.619	3.7
5	-8.37922	-8.37922	109.2255	73.058	4
6	-8.41628	-8.41628	109.2532	21.709	3.4
7	-8.42331	-8.42331	109.2065	38.966	4.1
8	-8.48794	-8.48794	109.1591	66.901	4.1
9	-8.39133	-8.39133	109.2135	48.878	4.1
10	-8.40496	-8.40496	109.2108	73.401	3.4
11	-8.47671	-8.47671	109.2504	27.912	4
12	-8.40797	-8.40797	109.2116	44.403	3.5
13	-8.45969	-8.45969	109.2052	34.122	3.6
14	-8.41877	-8.41877	109.2203	41.672	4.4
15	-8.35202	-8.35202	109.2137	70.393	4.9

16	-8.48456	-8.48456	109.2181	41.842	3.2
17	-8.421	-8.421	109.2024	46.738	3.4
18	-8.41921	-8.41921	109.2438	33.22	3.2
19	-8.41227	-8.41227	109.2197	45.405	4
20	-8.40346	-8.40346	109.2513	42.796	3.3
21	-8.21783	-8.21783	109.1965	49.523	6.2
22	-8.40424	-8.40424	109.1964	67.341	5
23	-8.44572	-8.44572	109.2282	31.421	4.3
24	-8.42007	-8.42007	109.202	78.339	3.7
25	-8.42164	-8.42164	109.2205	56.631	4
26	-8.43973	-8.43973	109.2101	42.733	3.4
27	-8.43458	-8.43458	109.2397	38.724	4.1
28	-8.39074	-8.39074	109.2604	51.946	4.1
29	-8.4129	-8.4129	109.2843	13.005	4.1
30	-8.35369	-8.35369	109.2913	9.894	3.4
31	-8.34343	-8.34343	109.1859	47.018	4
32	-8.4633	-8.4633	109.2061	43.443	3.5
33	-8.353	-8.353	109.2529	49.612	3.6
34	-8.2822	-8.2822	109.222	66.463	4.4
35	-8.45572	-8.45572	109.1562	42.279	4.9
36	-8.34875	-8.34875	109.2182	50.598	3.2
37	-8.42576	-8.42576	109.1992	17.842	3.4
38	-8.45245	-8.45245	109.218	16.409	3.2
39	-8.44674	-8.44674	109.2595	7.372	4
40	-8.44859	-8.44859	109.248	10.422	3.3
41	-8.35265	-8.35265	109.2343	52.275	6.2
42	-8.32483	-8.32483	109.2386	49.303	5
43	-8.33713	-8.33713	109.3024	6.748	4.3
44	-8.41812	-8.41812	109.2299	57.231	3.7

Tabel 4. 4 Stasiun BMKG setelah relokasi

No	Stasiun	Latitude	Longitude
1	CMJI	108.4485	-7.7837
2	CTJI	109.1836	-7.0075
3	KPJI	108.9312	-7.3332
4	WOJI	110.9236	-7.8372
5	CISI	107.8149	-7.5557
6	SMRI	110.4408	-7.0491
7	UGM	110.5219	-7.9125

Penurunan jumlah stasiun dari 264 menjadi hanya 7 setelah proses relokasi disebabkan oleh sifat dasar metode relokasi *diferensial* seperti yang digunakan dalam HypoDD. Metode ini tidak menggunakan semua data secara langsung, tetapi hanya memanfaatkan stasiun-stasiun yang berkontribusi signifikan terhadap perhitungan perbedaan waktu tiba (*differential travel time*) antar pasangan gempa yang berdekatan. Dalam praktiknya, HypoDD membutuhkan stasiun yang merekam dua atau lebih kejadian gempa dengan kualitas *arrival time* yang sangat baik.

Stasiun yang hanya mencatat sedikit kejadian, atau data waktu tibanya memiliki ketidakpastian tinggi, cenderung dieliminasi secara otomatis karena dapat menurunkan akurasi hasil relokasi. Secara fisis, hanya stasiun yang memiliki *azimuthal coverage* yang baik terhadap kluster gempa serta memiliki posisi relatif yang strategis terhadap sumber-sumber gempa yang berdekatan yang dapat memberikan kontribusi maksimal. Stasiun yang berada terlalu jauh, atau memiliki sudut datang gelombang yang terlalu miring *(oblique*), biasanya menghasilkan data *arrival time* yang kurang presisi akibat distorsi gelombang atau *noise* tinggi. Dalam proses inversi relokasi, informasi seperti ini justru bisa menghasilkan solusi yang tidak konvergen atau terlalu menyebar. Dengan demikian, meskipun secara jumlah data awal mencakup ratusan stasiun, proses seleksi berdasarkan sensitivitas dan kontribusi terhadap model relokasi menghasilkan pemusatan hanya pada beberapa stasiun yang benar-benar efektif. Hal ini mencerminkan prinsip fisika bahwa kualitas dan posisi relatif sumber terhadap stasiun lebih penting daripada kuantitas, agar hasil relokasi dapat menggambarkan posisi hiposenter secara lebih akurat dan tajam.

4.1.2 Hiposenter Gempa Bumi Sesudah Relokasi

Pada sub-bab ini, membahas mengenai perubahan posisi hiposenter gempa bumi setelah proses relokasi dilakukan. Proses ini bertujuan untuk memperbaiki ketepatan lokasi hiposenter yang sebelumnya mungkin kurang akurat karena keterbatasan data atau perbedaan metode analisis. Relokasi hiposenter gempa bumi menggunakan data seismik yang diperoleh dari stasiun-stasiun pengukuran yang tersebar di berbagai lokasi. Pada **Tabel 4.5** menunjukan perbandingan parameter gempa bumi utama yang terjadi sebelum dan sesudah relokasi hiposenter. Pada data sebelum relokasi, gempa yang terjadi pada koordinat lintang -8.23000 dan bujur 109.199997 memiliki kedalaman 87 km dan magnitudo 6.2 Sr. Setelah relokasi, dengan koordinat lintang -8.30059 dan bujur 109.2031, kedalaman hiposenter gempa berubah menjadi 75 km, meskipun magnitudo tetap pada angka 6.2 Sr.

Tabel 4. 5 Perbandingan Parameter Gempa Bumi Utama

Instansi	Longitude	Latitude	Kedalaman (km)	Magnitudo (Sr)
BMKG	-8.23000	109.199997	87	6.2
RELOKASI	-8.30059	109.2031	75	6.2

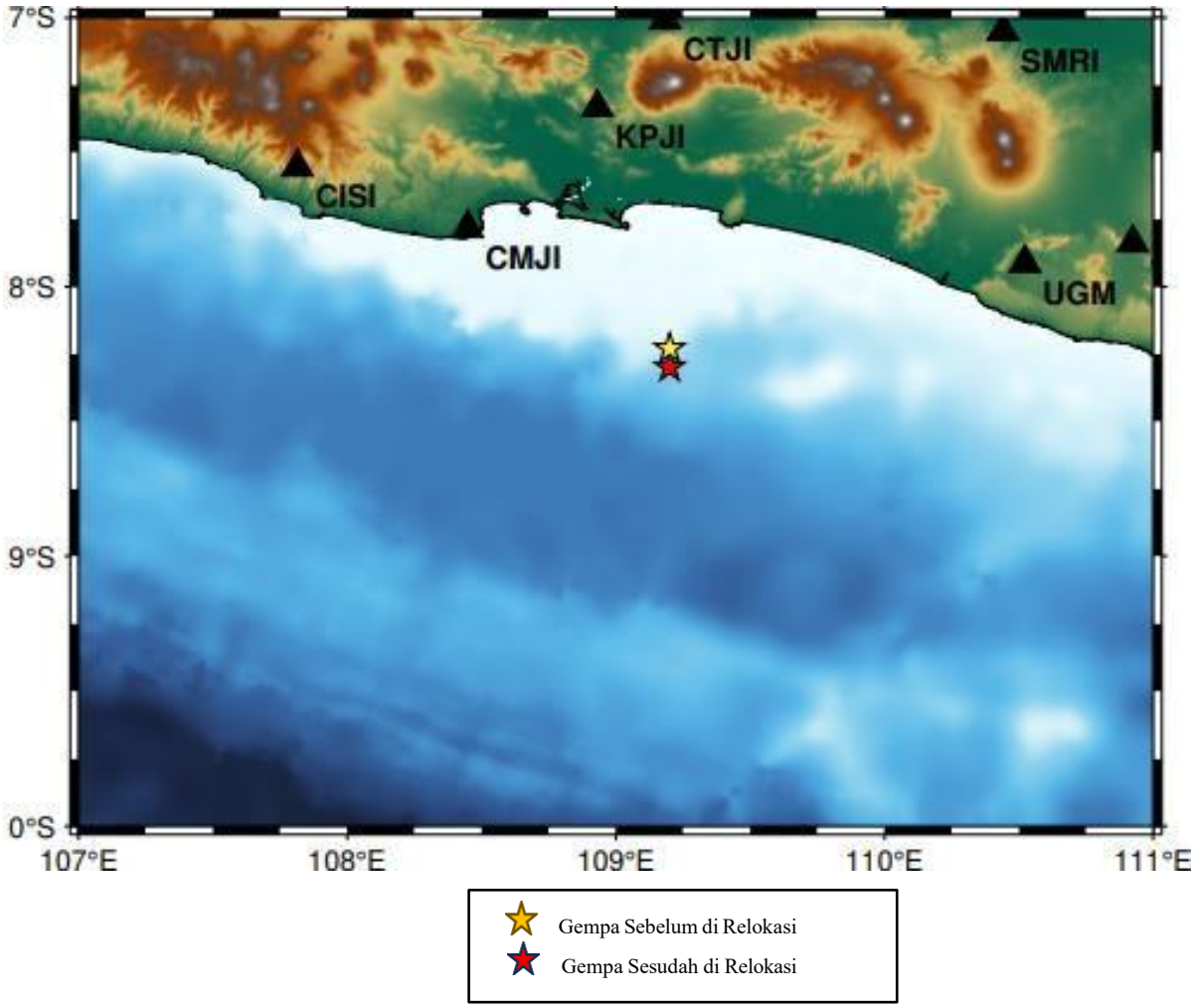
Pada **Gambar 4.1** merupakan visualisasi peta lokasi episenter gempa bumi yang terjadi di wilayah selatan Pulau Jawa, tepatnya di sekitar Kabupaten Kebumen, Jawa Tengah. Peta ini menampilkan dua gempa yang menggambarkan posisi episenter berdasarkan data sebelum dan sesudah proses relokasi hiposenter. Bintang berwarna kuning menunjukkan posisi gempa yang diperoleh dari BMKG, sedangkan bintang berwarna merah merupakan hasil relokasi menggunakan metode *double difference* dengan bantuan perangkat lunak hypoDD.

Berdasarkan data katalog BMKG, gempa bumi terjadi pada koordinat -8.23000° LS dan 109.199997° BT dengan kedalaman 87 km dan magnitudo 6.2 Sr. Setelah dilakukan relokasi, posisi hiposenter bergeser ke koordinat -8.30059° LS dan 109.2031° BT dengan kedalaman yang lebih dangkal yaitu 75 km, namun tetap dengan magnitudo yang sama, yaitu 6.2 Sr. Perubahan lokasi ini menunjukkan adanya penyesuaian posisi berdasarkan optimasi data waktu tempuh diferensial antar pasangan gempa yang direkam oleh beberapa stasiun seismik terdekat.

Pada peta tersebut juga ditampilkan kontur topografi daratan dan batimetri lautan, yang divisualisasikan dengan gradasi warna: warna hijau hingga cokelat mewakili elevasi daratan, sedangkan gradasi biru mewakili kedalaman laut. Selain itu, sejumlah stasiun seismik penting seperti CMJI, CISI, CTJI, KPJI, SMRI, dan UGM ditampilkan dalam simbol segitiga hitam. Keberadaan stasiun-stasiun ini sangat penting karena berfungsi sebagai sumber data waktu tempuh gelombang seismik yang digunakan dalam proses relokasi.

Proses relokasi hiposenter dilakukan untuk meningkatkan akurasi penentuan lokasi kejadian gempa. Data awal dari BMKG diperoleh berdasarkan metode konvensional yang memiliki keterbatasan, seperti model kecepatan 1-D dan distribusi stasiun yang tidak merata. Dengan metode *double difference*, setiap gempa direlokasi relatif terhadap gempa lain di sekitarnya menggunakan data perbedaan waktu tempuh antar pasangan, sehingga posisi hiposenter dapat dikoreksi dengan ketelitian yang lebih tinggi.

Perbedaan posisi gempa sebelum dan sesudah relokasi yang terlihat pada peta memberikan bukti bahwa proses relokasi dapat menggeser posisi hiposenter secara signifikan, baik dalam arah horizontal maupun vertikal (kedalaman). Dalam konteks penelitian ini, pergeseran tersebut mengindikasikan bahwa hiposenter hasil relokasi lebih mendekati kondisi geologis yang sebenarnya, dan dapat memberikan pemahaman yang lebih akurat mengenai seismisitas wilayah tersebut serta potensi bahaya gempabumi di zona subduksi selatan Jawa.

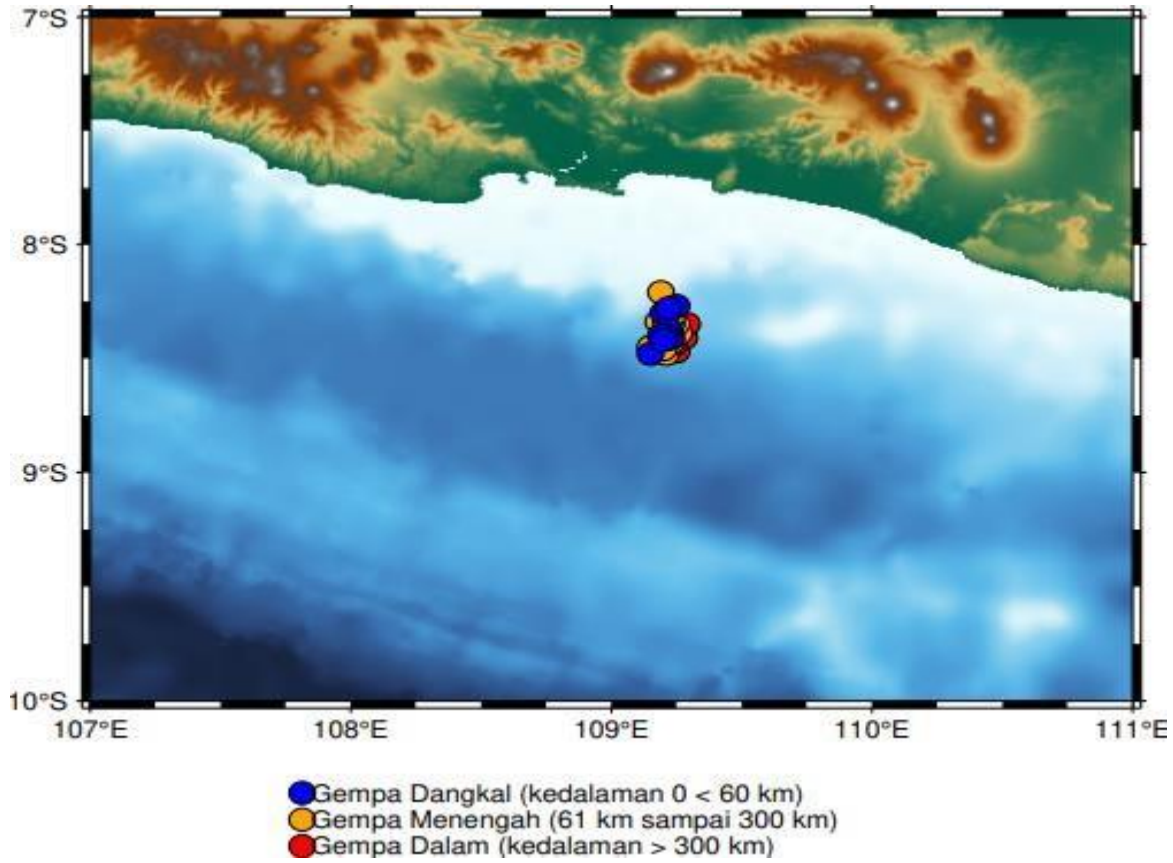


Gambar 4. 1 Peta Gempa Utama Sebelum dan Sesudah Relokasi

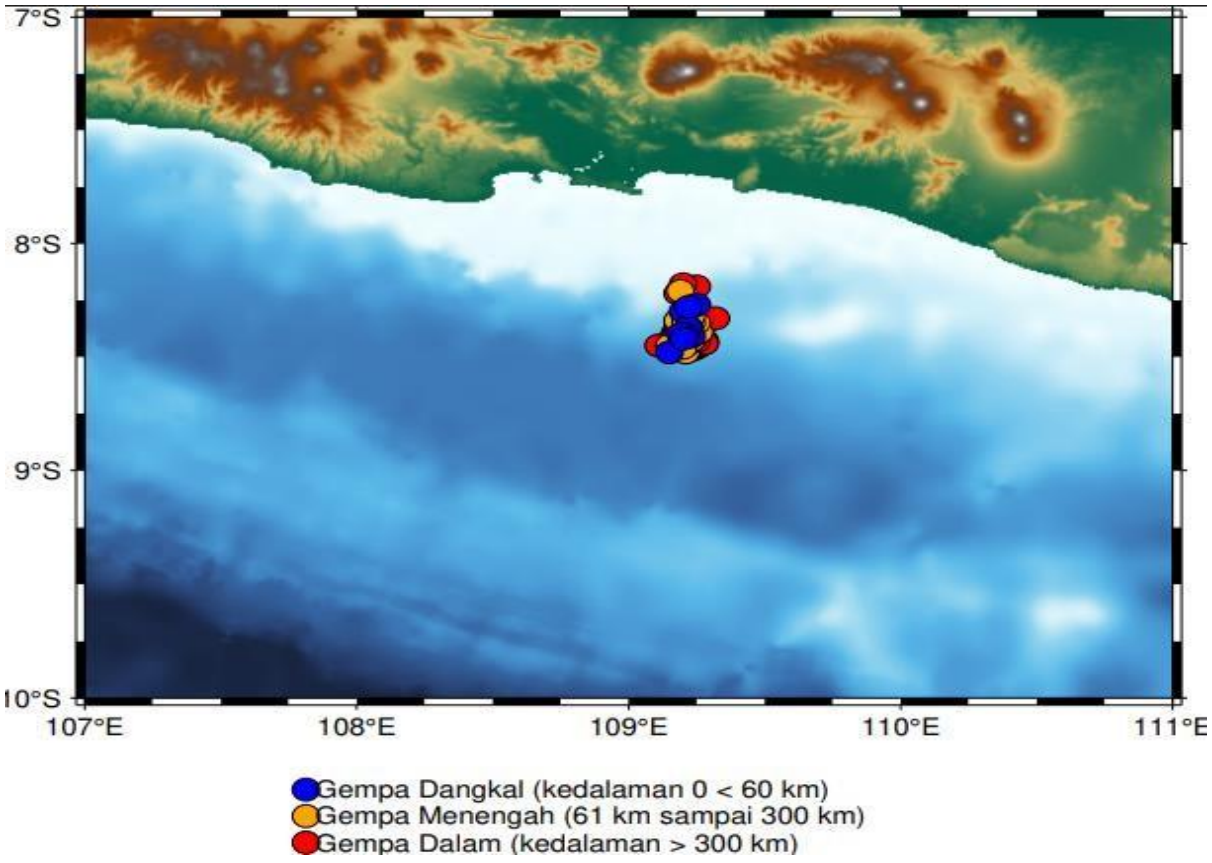
Peta pada **Gambar 4.2** menunjukkan sebaran kejadian gempa bumi sebelum dilakukan proses relokasi hiposenter. Data yang digunakan merupakan data katalog awal yang masih bersifat mentah, yaitu hasil pemrosesan standar dari instansi seismologi tanpa koreksi lanjutan terhadap ketelitian posisi hiposenternya. Simbol lingkaran berwarna mewakili klasifikasi berdasarkan kedalaman gempa, yakni biru untuk gempa dangkal (kedalaman < 60 km), kuning untuk gempa menengah (61–300 km), dan merah untuk gempa dalam (> 300 km). Secara umum, distribusi episenter gempa tampak menyebar tidak teratur dan belum menunjukkan pola yang mengikuti struktur geologi atau zona subduksi secara spesifik. Hal ini merupakan karakteristik umum dari data sebelum relokasi, di mana posisi hiposenter masih dipengaruhi oleh berbagai ketidakpastian, seperti keterbatasan jumlah dan distribusi stasiun seismik, serta ketidakhomogenan model kecepatan gelombang seismik bawah permukaan yang digunakan dalam proses inversi lokasi.

Sebagian besar gempa terkonsentrasi di kedalaman dangkal hingga menengah, yang konsisten dengan aktivitas tektonik di zona subduksi selatan Pulau Jawa, yaitu interaksi antara Lempeng Indo-Australia yang menyusup ke bawah Lempeng Eurasia. Posisi gempa-gempa ini berada di sekitar zona penunjaman, namun penyebarannya masih terlalu luas untuk menginterpretasikan batas atau geometri slab secara detail. Secara fisis, pola ini mengindikasikan bahwa sebagian besar aktivitas seismik terjadi pada zona *interface* antara lempeng Indo-Australia yang menunjam dan lempeng Eurasia yang menumpuk. Zona subduksi selatan Jawa merupakan jalur seismik aktif dengan frekuensi gempa tinggi, dan keberadaan gempa pada kedalaman menengah menunjukkan proses deformasi di dalam slab yang tersubduksi. Namun, distribusi spasial hiposenter pada peta ini tampak masih tersebar dan kurang terkonsentrasi. Hal ini bisa disebabkan oleh keterbatasan data awal, seperti distribusi stasiun seismik yang belum merata dan penggunaan model kecepatan 1-D yang bersifat homogen. Akibatnya, estimasi posisi hiposenter memiliki ketidakpastian yang cukup besar, baik secara horizontal maupun vertikal.

Sedangkan pada **Gambar 4.3** memperlihatkan distribusi episenter gempa bumi setelah dilakukan proses relokasi menggunakan metode *Double Difference*. Dibandingkan dengan kondisi sebelum relokasi, terlihat bahwa posisi gempa menjadi jauh lebih terkonsentrasi dan membentuk pola seismik yang lebih rapat dan sistematis. Simbol warna biru, kuning, dan merah tetap menunjukkan klasifikasi kedalaman gempa, yaitu dangkal (0–60 km), menengah (61–300 km), dan dalam (>300 km). Hasil relokasi ini secara signifikan meningkatkan ketelitian posisi episenter, yang tampak dari berkurangnya sebaran horizontal serta vertikal kejadian gempa. Perbaikan ini didapat dari pemanfaatan selisih waktu tiba gelombang antar pasangan gempa yang sangat dekat (*event pairs*) dalam metode *Double Difference*, yang mampu mengurangi efek ketidakpastian dari model kecepatan dan distribusi stasiun yang tidak merata. Secara fisis, konsentrasi gempa setelah relokasi mengindikasikan bahwa sumber gempa memang berada pada suatu bidang struktur geologis tertentu, kemungkinan besar berupa bidang kontak subduksi antara Lempeng Indo-Australia yang menunjam dan Lempeng Eurasia di atasnya. Pemetaan ulang ini memperjelas keberadaan zona seismik aktif di kedalaman dangkal hingga menengah, dan secara tidak langsung menunjukkan batas lempeng serta *geometri slab* yang sedang tersubduksi. Distribusi vertikal yang lebih terkonsolidasi ini juga menunjukkan bahwa proses *deformasi* yang menyebabkan gempa terjadi pada zona yang lebih spesifik secara *spasial*, bukan tersebar luas sebagaimana tampak sebelum relokasi. Hal ini sangat penting dalam studi tektonik dan mitigasi bencana, karena menghasilkan informasi yang lebih akurat untuk model bawah permukaan dan penilaian risiko gempa bumi di wilayah selatan Jawa.

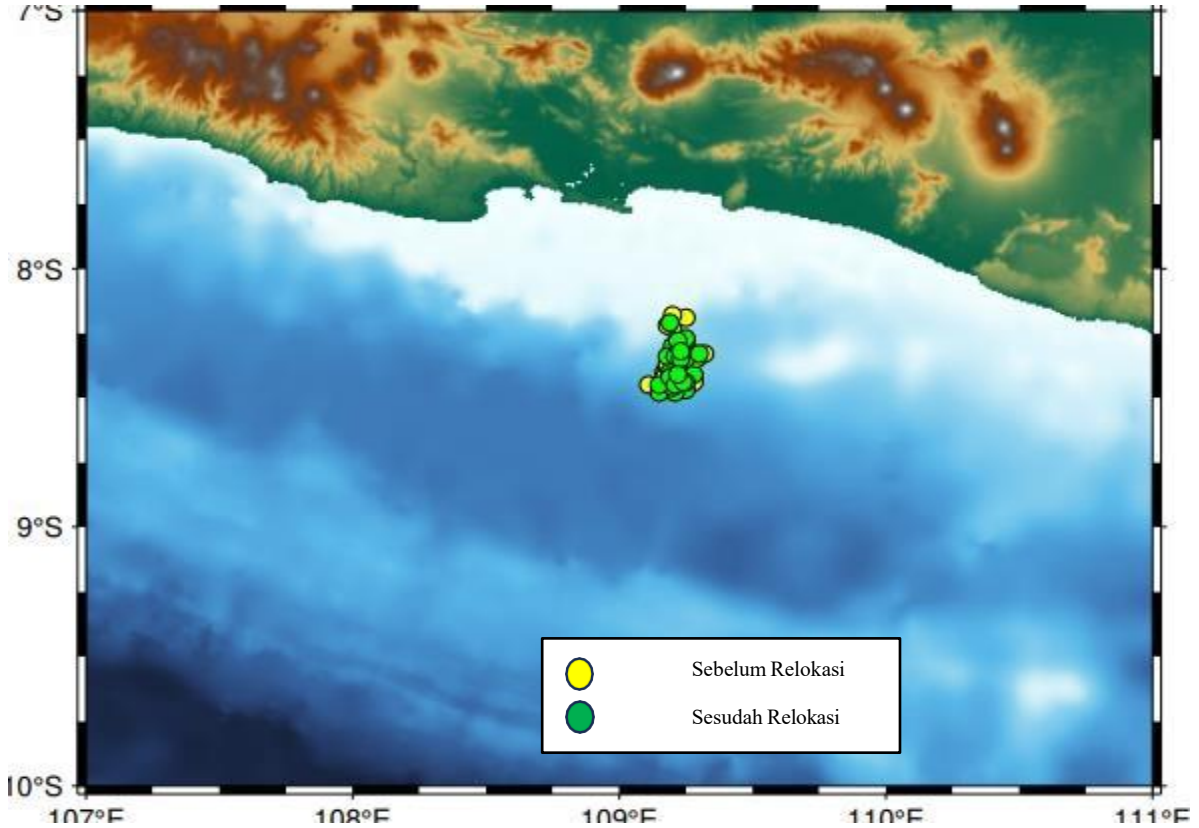


Gambar 4. 2 Peta Gempa Keseluruhan Sebelum Relokasi



Gambar 4. 3 Peta Gempa Keseluruhan Setelah Relokasi

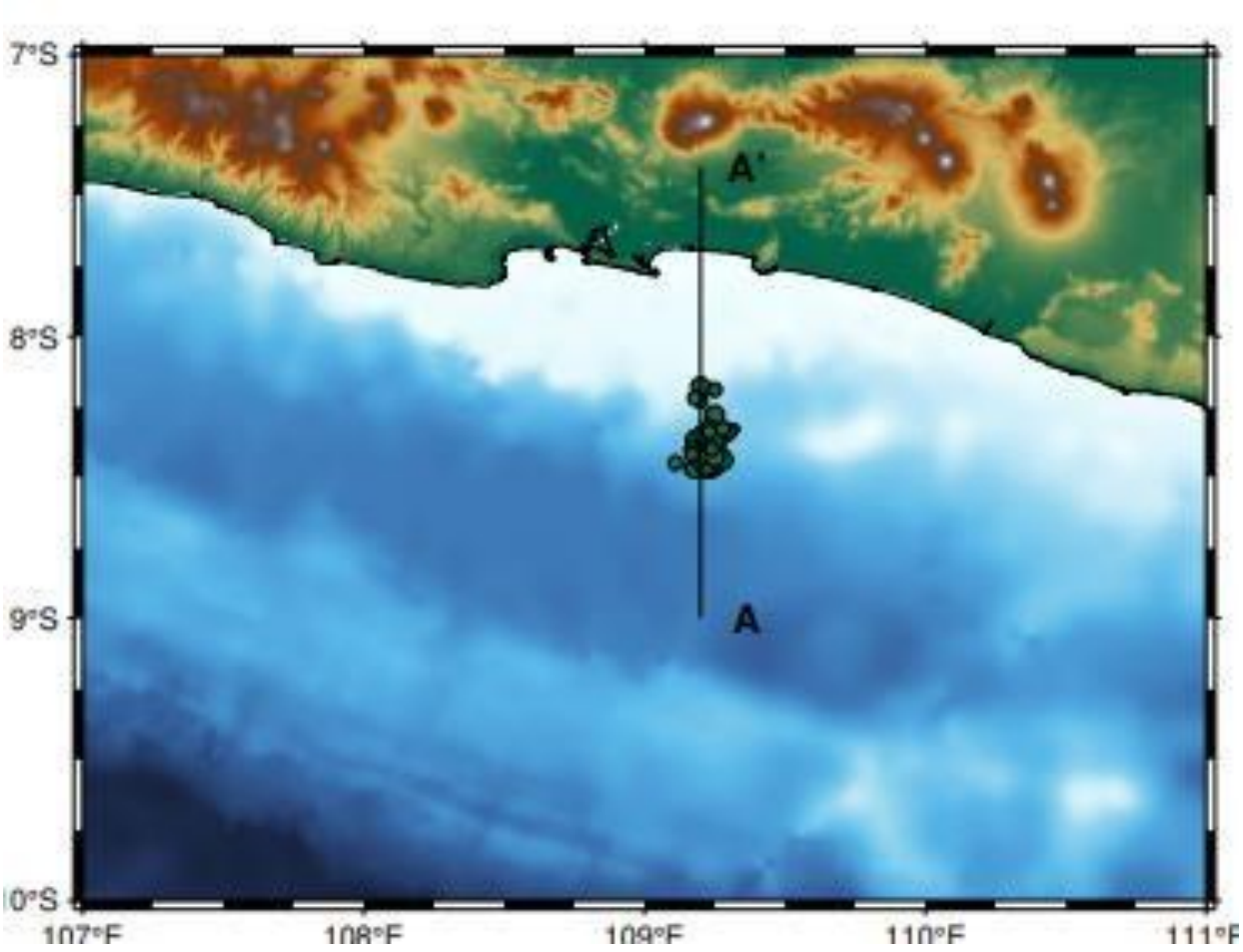
Pada **Gambar 4.4** ini menunjukkan perbandingan antara posisi hiposenter gempa bumi sebelum dan sesudah dilakukan proses relokasi dengan metode *Double Difference*. Simbol lingkaran berwarna hijau merepresentasikan lokasi hiposenter hasil relokasi, sedangkan simbol berwarna kuning menunjukkan posisi gempa sebelum relokasi. Secara umum, distribusi hiposenter sebelum relokasi terlihat lebih tersebar dan membentuk pola yang relatif acak. Sebaran ini mencerminkan tingkat ketidakpastian posisi hiposenter akibat keterbatasan akurasi dari model kecepatan seismik satu dimensi dan distribusi stasiun pengamat yang tidak merata. Dalam kondisi seperti ini, posisi gempa tidak merepresentasikan dengan baik struktur geologi sebenarnya yang menjadi jalur pergerakan sesar atau bidang subduksi. Setelah dilakukan relokasi hiposenter, hasilnya menunjukkan konsentrasi yang lebih baik dan pengelompokan gempa pada satu zona yang lebih sempit dan *linier*. Hal ini mengindikasikan bahwa peristiwa gempa yang terjadi saling berkaitan secara *spasial* dan kemungkinan besar berasal dari sumber tektonik yang sama, yaitu zona interaksi antar lempeng di wilayah subduksi selatan Jawa. Secara fisis, hasil relokasi ini memperlihatkan bahwa sebagian besar gempa terjadi dalam rentang kedalaman dangkal hingga menengah, yang sesuai dengan karakteristik zona subduksi aktif. Gempa-gempa tersebut kemungkinan terjadi pada bidang antarmuka antara lempeng samudra Indo-Australia yang menunjam ke bawah lempeng benua Eurasia. Konsistensi pola *spasial* setelah relokasi juga mempertegas *geometri slab* subduksi dan memungkinkan pemetaan struktur bawah permukaan secara lebih akurat. Relokasi juga memberikan keuntungan dalam mengurangi efek bias sistematis akibat heterogenitas kecepatan gelombang seismik dan kesalahan waktu tiba absolut. Dengan menggunakan perbedaan waktu antar pasangan gempa (*differential time*), metode *Double-Difference* secara signifikan meningkatkan resolusi spasial dari data hiposenter.



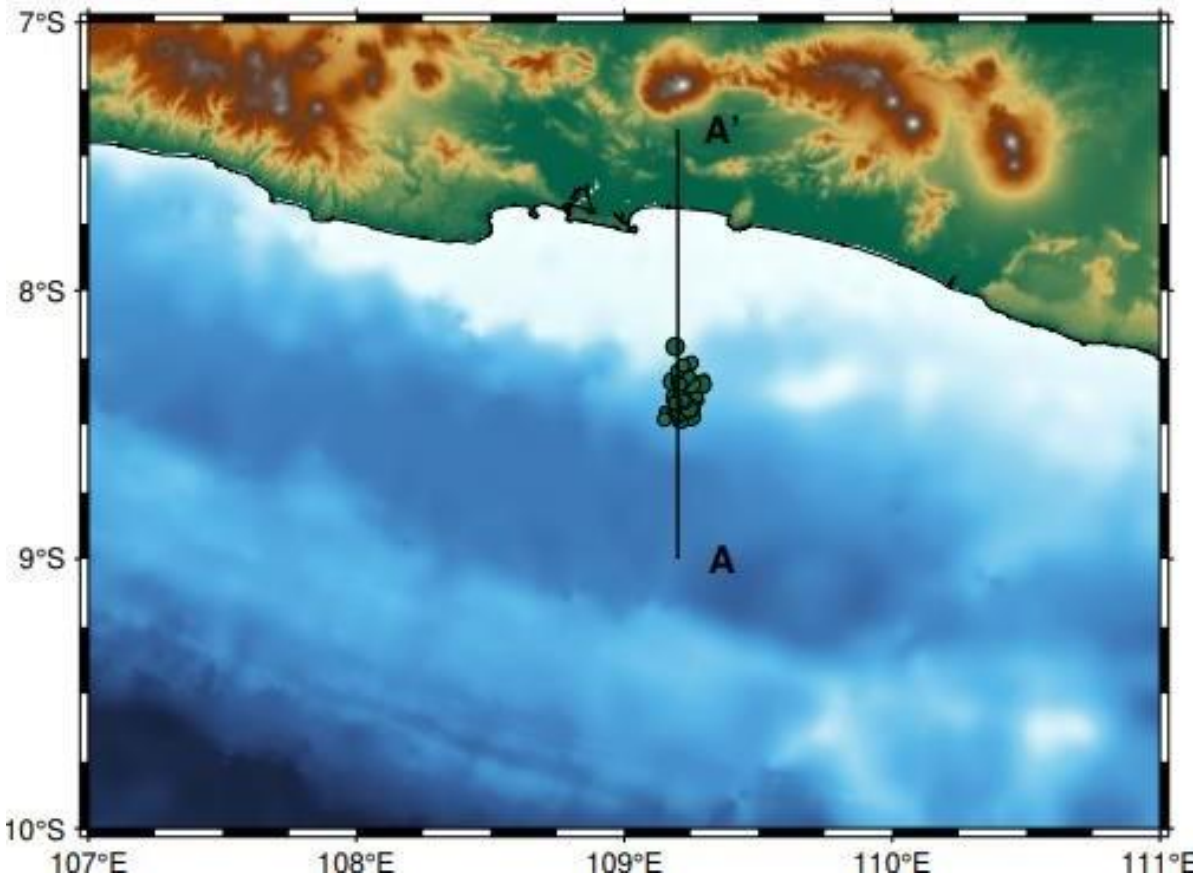
Gambar 4. 4 Peta Gempa Keseluruhan Sebelum dan Setelah Relokasi

4.2 Distribusi Hiposenter

Pada **Gambar 4.5** dan **Gambar 4.6** meruapakan irisan A–A′, lintasan bujur *konstan* 109,2° BT dari titik A (–9,0° LS) ke A′ (–7,4° LS) sepanjang 178 km dipilih untuk memproyeksikan ulang hiposenter gempa Kebumen sebelum relokasi dengan metode *Double Difference*. Pada penampang A–A′ sebelum dilakukan proses relokasi, distribusi hiposenter gempa bumi masih terlihat menyebar dan tidak membentuk pola spasial yang teratur. Sebaran titik-titik gempa dalam penampang tersebut tampak acak secara lateral (arah horizontal), meskipun sebagian besar kejadian gempa terkonsentrasi pada kedalaman sekitar 30 hingga 80 kilometer. Hal ini menunjukkan bahwa posisi hiposenter sebelum relokasi masih mengandung ketidakpastian, terutama akibat keterbatasan dalam akurasi model kecepatan gelombang seismik yang digunakan pada proses pemrosesan awal, serta keterbatasan konfigurasi stasiun seismik di sekitar zona kejadian. Tidak tampak dengan jelas adanya indikasi bidang sesar, slab subduksi, atau zona deformasi yang terorganisir. Dengan demikian, interpretasi struktur bawah permukaan pada hasil awal ini masih sangat kasar dan cenderung bias. Dalam konteks studi tektonik dan mitigasi kebencanaan, ketidakpastian posisi hiposenter semacam ini bisa mengakibatkan kesalahan dalam penilaian risiko maupun strategi penanggulangan bencana. Oleh sebab itu, dilakukanlah proses relokasi hiposenter sebagai metode korektif.



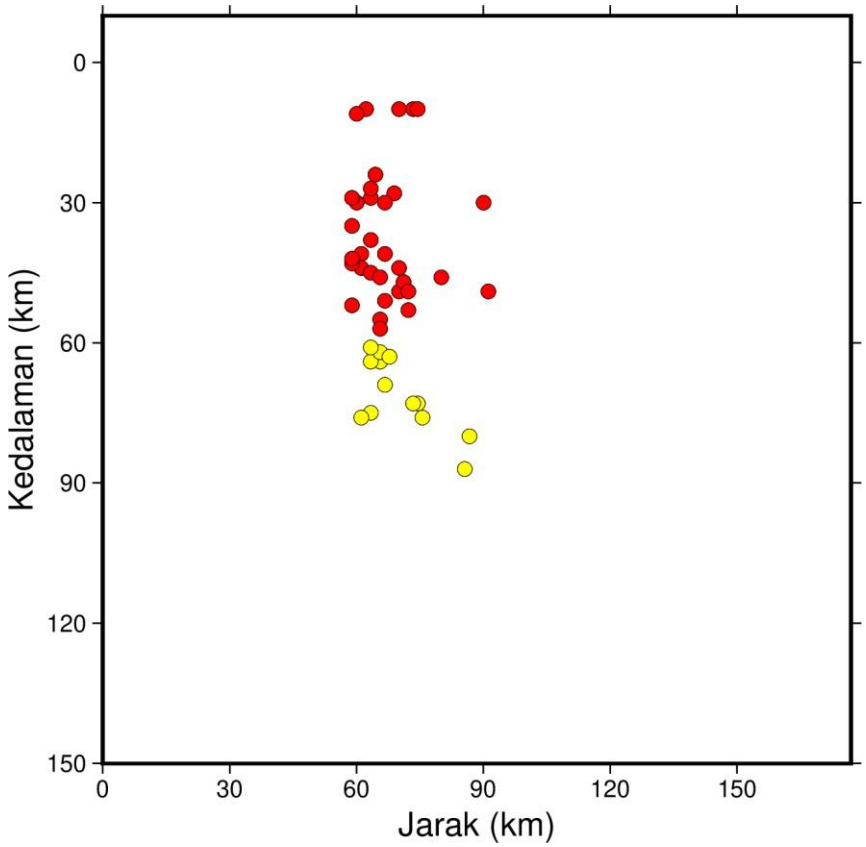
Gambar 4. 5 Irisan A-A’ pada gempa sebelum di relokasi



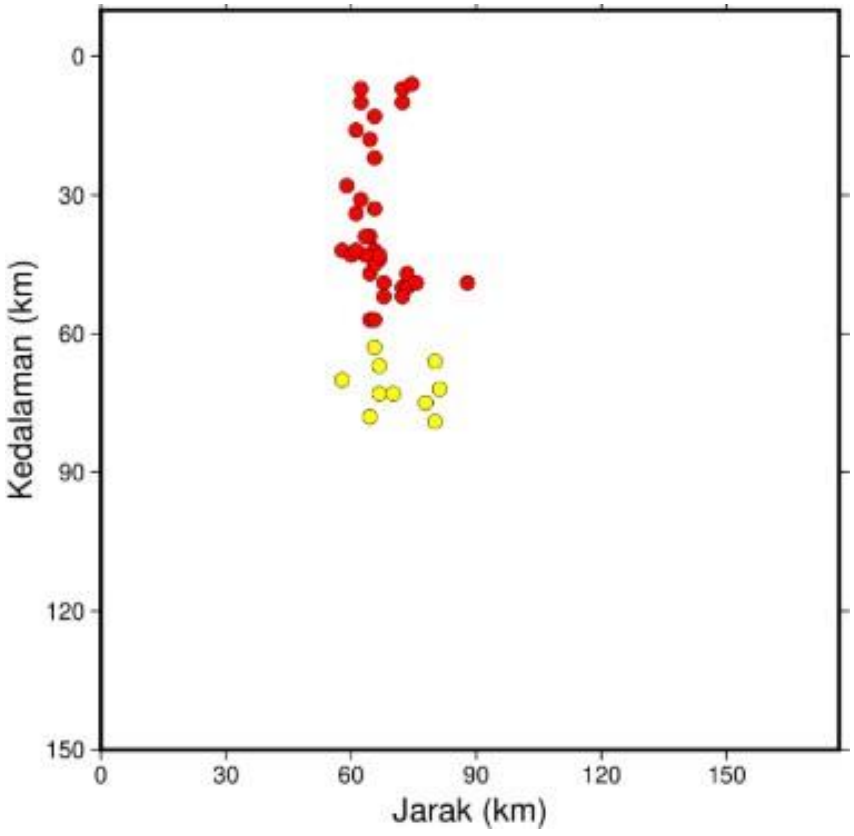
Gambar 4. 6 Irisan A-A' pada gempa setelah di relokasi.

Distribusi hiposenter sebelum relokasi pada **Gambar 4.7** menunjukkan penyebaran yang cukup acak, baik secara horizontal maupun vertikal. Gempa tersebar pada jarak sekitar 50 hingga 100 km dengan pola yang tidak membentuk bidang yang jelas, serta terdapat beberapa titik yang menyimpang dari kelompok utama (*outlier*), sehingga sulit untuk mengidentifikasi struktur geologi tertentu. Namun, setelah dilakukan proses relokasi dengan metode double-difference pada **Gambar 4.8** posisi hiposenter menjadi lebih terkonsentrasi dan membentuk susunan yang lebih teratur. Secara horizontal, titik-titik gempa menyempit pada rentang 60 hingga 90 km, dan secara vertikal, pola kedalamannya menunjukkan kemiringan yang mencerminkan bidang penunjaman lempeng. Berdasarkan hasil distribusi hiposenter setelah dilakukan relokasi, gempa-gempa yang tersebar pada kedalaman sekitar 30 hingga 90 km dengan arah penyebaran membentuk kemiringan ke bawah (inklinasi) ke arah utara (dari laut ke darat) mengindikasikan bahwa gempa tersebut berkaitan dengan aktivitas zona subduksi. Karakteristik seperti ini khas dari zona penunjaman busur antarlempeng (interplate), di mana lempeng samudera menunjam ke bawah lempeng benua. Kedalaman gempa yang berada di bawah 60 km dikategorikan sebagai gempa menengah (*intermediate-depth earthquake*), sedangkan yang berada di atas 60 km bisa termasuk gempa dangkal hingga menengah.

Distribusi hiposenter yang cenderung sejajar dan membentuk bidang condong juga menunjukkan keberadaan bidang Benioff, yaitu bidang kontak antara dua lempeng tektonik yang saling bertumbukan. Dengan demikian, gempa-gempa ini merupakan gempa subduksi yang terjadi akibat aktivitas pergeseran antara lempeng Indo-Australia yang menunjam ke bawah lempeng Eurasia di wilayah selatan Pulau Jawa, tepatnya di sekitar Kebumen.

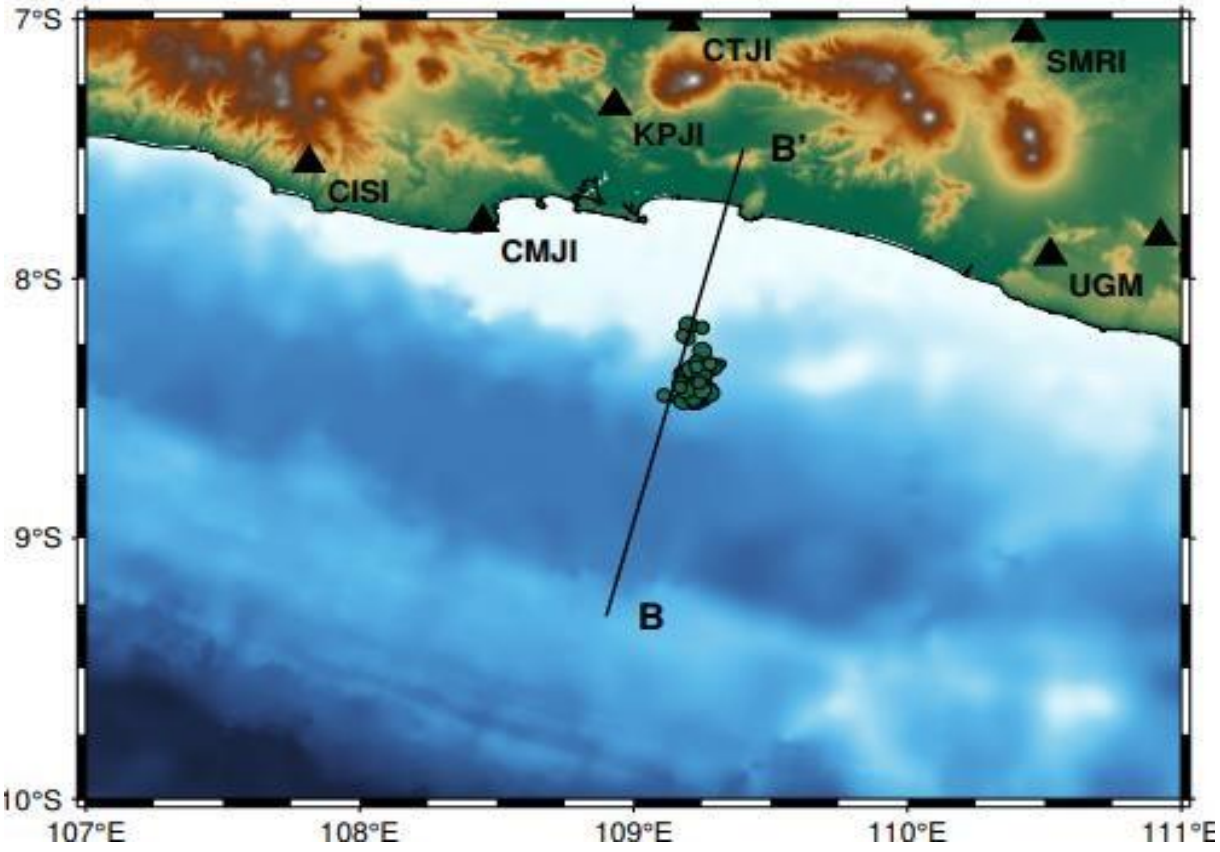


Gambar 4. 7 Distribusi Hiposenter A-A' Sebelum Relokasi



Gambar 4. 8 Distribusi Hiposenter A-A' Setelah Relokasi

Gambar 4.9 dan 4.10 yaitu cross-section B–B′, lintasan menyerong dari koordinat B (108,9° BT; –9,3° LS) di zona laut menuju B′ (109,4° BT; –7,5° LS) di daratan sepanjang 210 km dipilih untuk memproyeksikan ulang hiposenter gempa Kebumen setelah relokasi dengan metode *Double Difference*. Tidak seperti lintasan A–A′ yang tegak lurus mengikuti arah utara–selatan dengan bujur tetap, penampang B–B′ mengikuti arah barat daya–timur laut, memungkinkan pemotongan bidang subduksi secara lebih menyilang (*oblique*). Hal ini membuatnya lebih representatif untuk menangkap geometri penunjaman slab secara menyudut dari laut ke darat. Penampang B–B′ tidak hanya tegak lurus, tetapi juga memanjang diagonal, ia tidak hanya menangkap struktur vertikal slab (seperti pada penampang A–A′), namun juga sebagian geometri horizontal dari antarmuka subduksi dan zona intraslab. Dengan kata lain, B–B′ memotong antarmuka lempeng dan bidang sesar internal dalam slab, sehingga memungkinkan visualisasi dua sistem gempa utama yaitu gempa interplate di antarmuka lempeng (untuk gempa dangkal) dan gempa intraplate akibat deformasi internal slab (untuk gempa menengah–dalam).



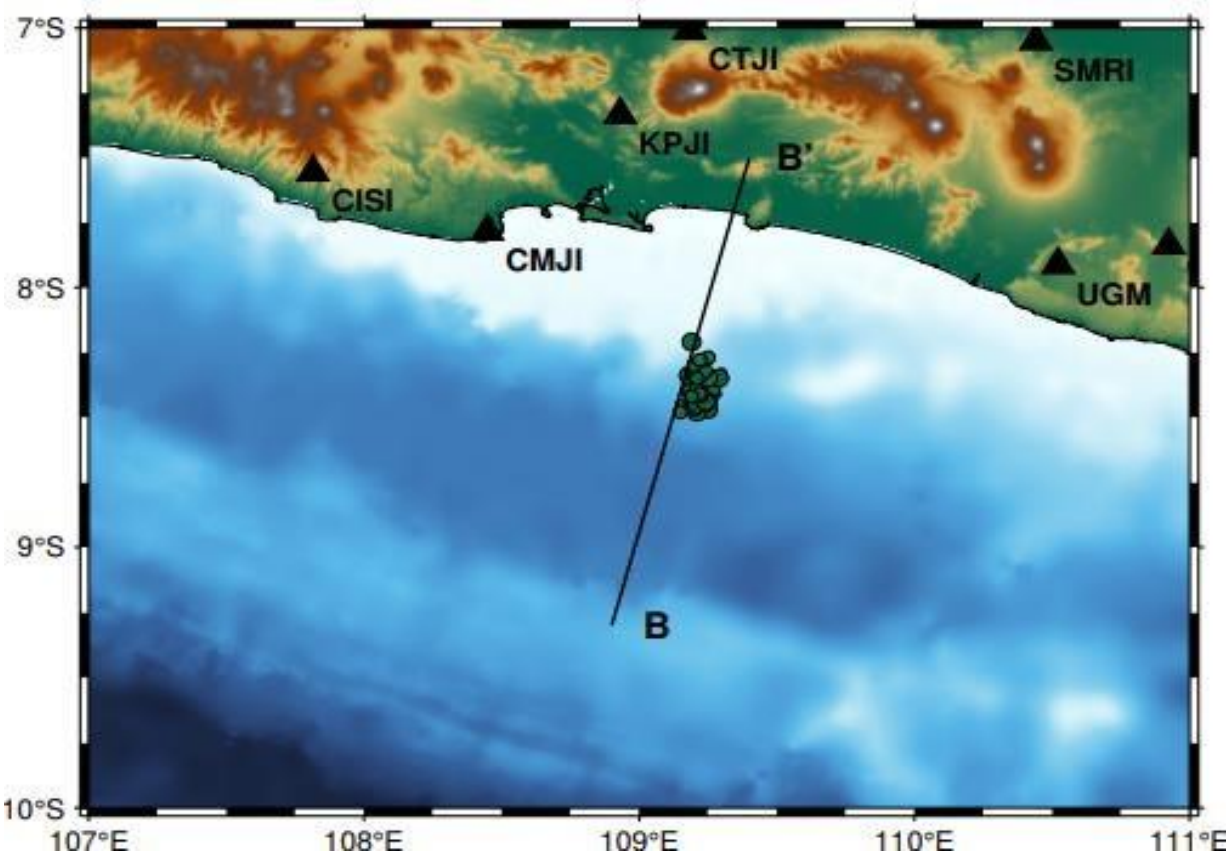
Gambar 4. 9 Irisan B-B' pada gempa sebelum di relokasi

Pada penampang B–B′, plot kedalaman terhadap jarak sebelum dan sesudah relokasi hiposenter menunjukkan perbedaan signifikan dalam kualitas dan konsistensi distribusi spasial gempa bumi.

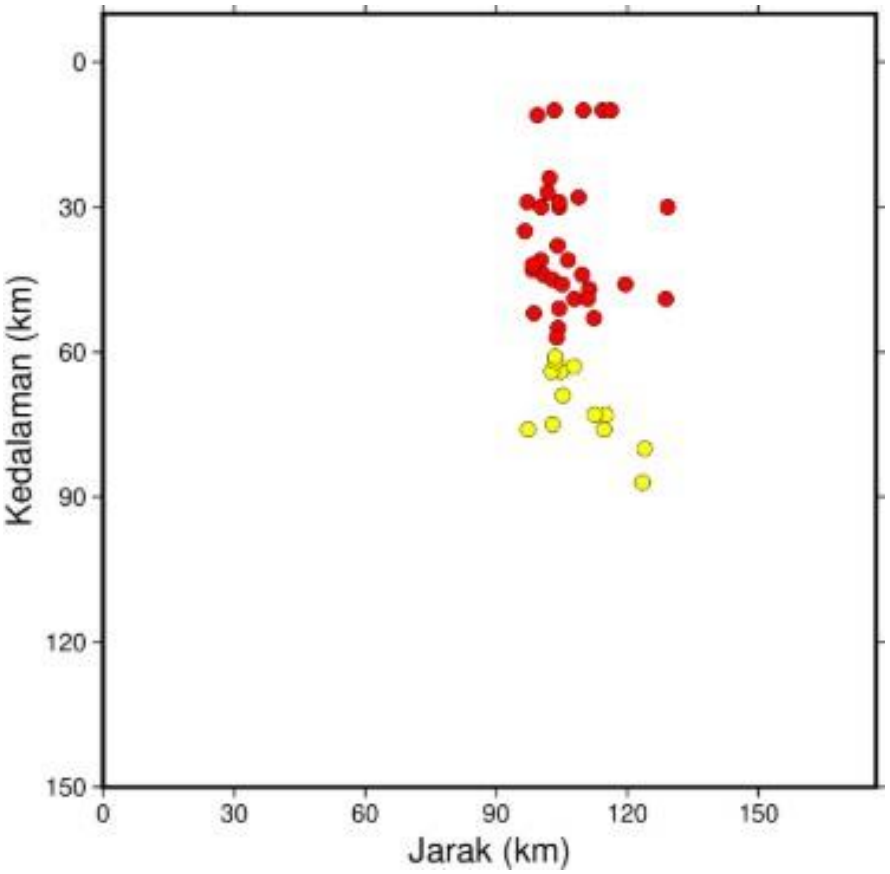
Pada **Gambar 4.11** (sebelum relokasi), hiposenter gempa tersebar secara tidak teratur, baik secara vertikal maupun lateral. Sebaran ini tampak kurang terstruktur, terutama di kedalaman < 60 km dan antara 60–90 km. Beberapa titik hiposenter terlihat menyimpang dari konsentrasi utama, menunjukkan kemungkinan ketidakpastian lokasi yang disebabkan oleh keterbatasan model kecepatan awal atau geometri sebaran stasiun. Akibatnya, interpretasi terhadap bidang

subduksi menjadi kurang jelas. Setelah proses relokasi **Gambar 4.12** menggunakan metode *double-difference*, distribusi hiposenter menjadi jauh lebih terfokus dan rapi. Meskipun tidak membentuk tren kemiringan yang jelas sejak kedalaman dangkal, titik-titik hiposenter mulai menunjukkan keteraturan mulai dari kedalaman sekitar 50–80 km. Sebaran ini memperjelas adanya konsentrasi aktivitas seismik pada zona kedalaman menengah, yang cenderung mengikuti pola vertikal hingga miring di bawah jalur B–B′.

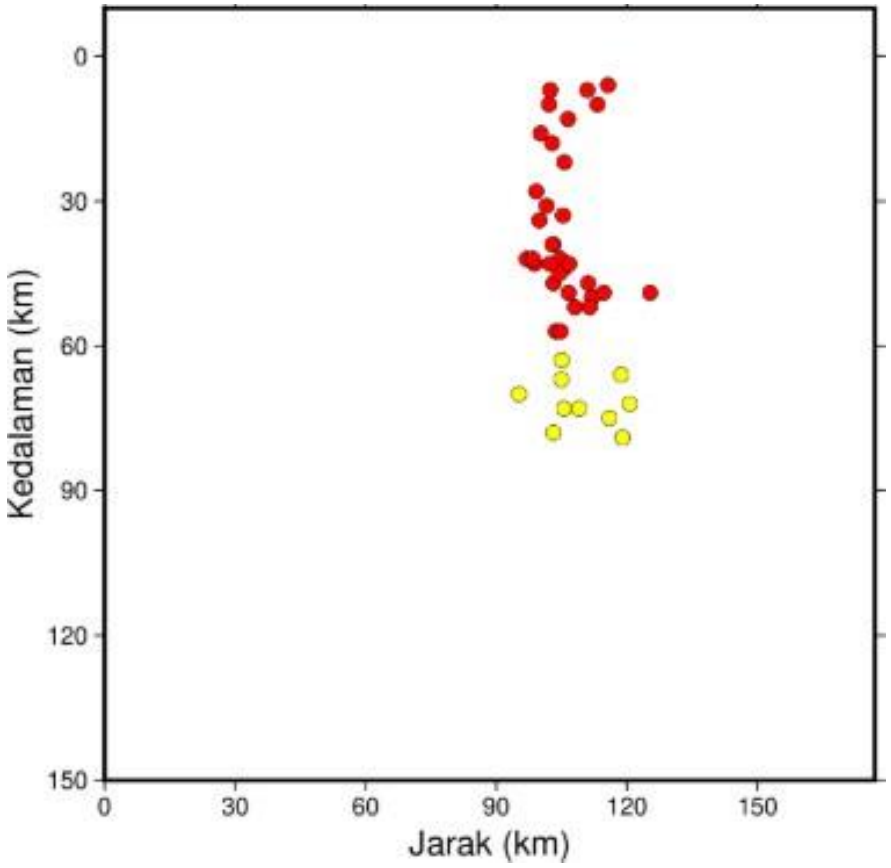
Secara tektonik, gempa-gempa pada kedalaman (60–80 km) berwarna kuning dapat dikategorikan sebagai gempa intraslab, yakni aktivitas gempa yang terjadi di dalam tubuh slab akibat deformasi internal, seperti regangan atau tarikan lempeng (*slab pull*). Gempa-gempa yang lebih dangkal (< 60 km) berwarna merah umumnya berkaitan dengan aktivitas di kerak atas atau sesar lokal, namun karena tidak terkonsentrasi pada bidang kontak antarlempeng, maka aktivitas ini kemungkinan besar juga masih termasuk dalam zona intraslab, bukan zona antarmuka (*interplate*).



Gambar 4. 10 Irisan B-B' pada gempa setelah di relokasi

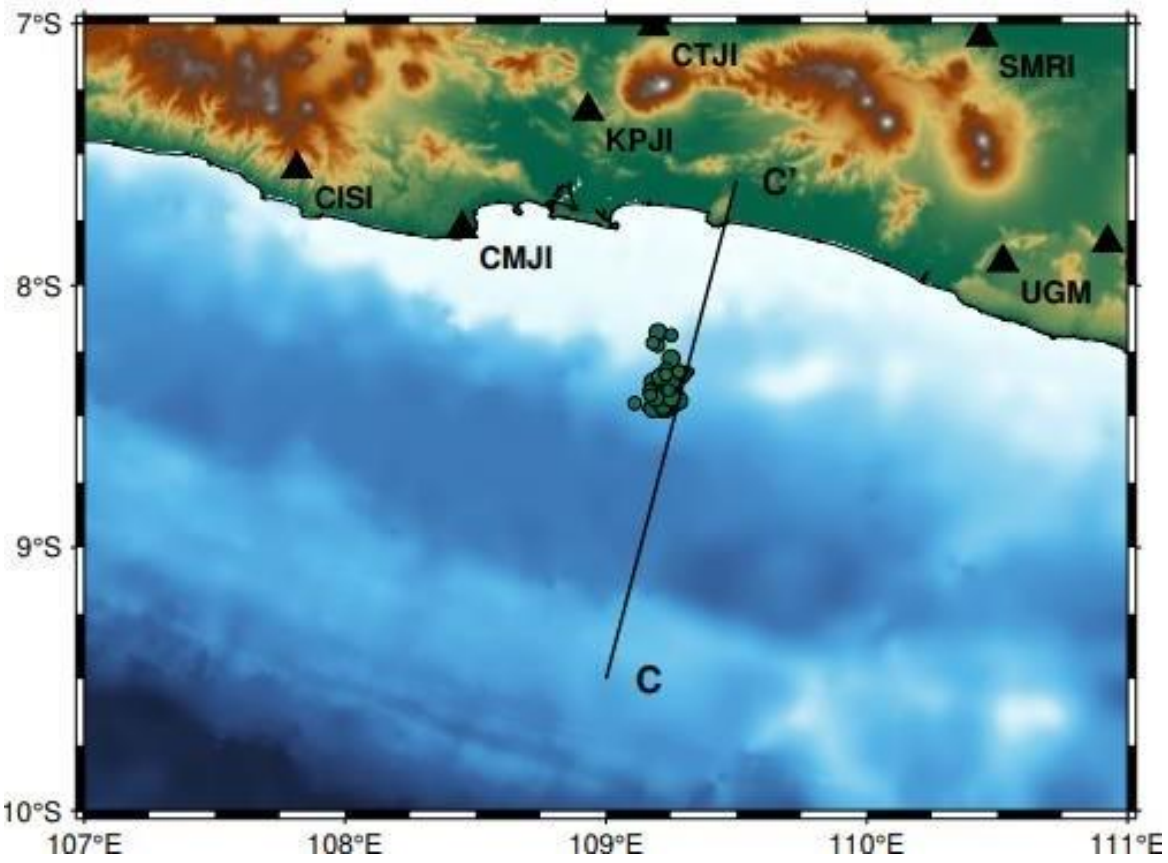


Gambar 4. 11 Distribusi Hiposenter B-B' sebelum relokasi



Gambar 4. 12 Distribusi Hiposenter B-B' setelah relokasi

Gambar 4.13 dan 4.14 merupakan cross-section C–C′, lintasan dengan orientasi barat daya–timur laut (sekitar 240°–60° azimut) ditarik dari titik C (sekitar 10°LS, 109,2°BT) ke C′ (sekitar 7,9°LS, 110,2°BT) dengan panjang penampang ±170 km. Lintasan ini memotong pola persebaran episenter gempa Kebumen secara miring, sehingga memungkinkan visualisasi sudut penunjaman slab Lempeng Indo-Australia ke bawah Lempeng Eurasia secara lebih nyata dibandingkan penampang A–A′ maupun B–B′.



Gambar 4. 13 Irisan C-C' pada gempa sebelum di relokasi

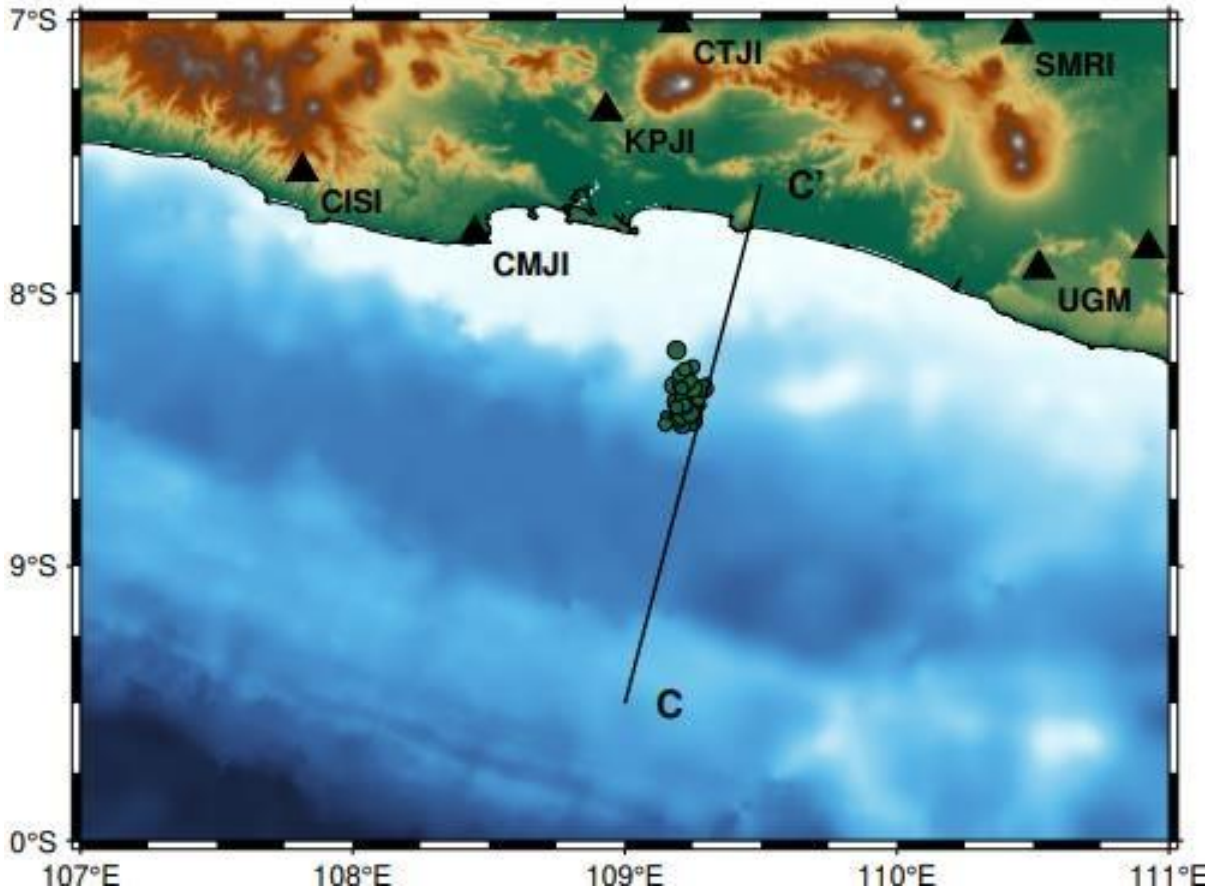
Hasil proyeksi hiposenter pada penampang ini, baik sebelum **Gambar 4.13** maupun setelah relokasi **Gambar 4.14**, menunjukkan pola sebaran yang jelas menyudut dari barat daya (bagian bawah penampang) ke arah timur laut (bagian atas), dengan distribusi kedalaman dari permukaan hingga sekitar 90 km. Setelah dilakukan relokasi dengan metode *Double-Difference*, sebaran hiposenter tampak lebih terfokus dan membentuk tren miring yang lebih tajam serta terorganisasi, mengindikasikan peningkatan akurasi posisi sumber gempa.

Secara fisis, pola miring ini menggambarkan bidang penunjaman slab (*subduction interfac*e) dari Lempeng Indo-Australia yang menyusup ke arah timur laut di bawah Lempeng Eurasia. Kemiringan penunjaman tersebut diperkirakan berada dalam rentang sudut 45°–60°, sesuai dengan sebaran hiposenter gempa berurutan dari bagian dangkal (sekitar 20–40 km) hingga kedalaman menengah (60–80 km).

Selain itu, beberapa hiposenter yang berada lebih dalam dan agak terpisah dari bidang utama penunjaman dapat mencerminkan aktivitas intraslab, yakni gempa yang terjadi akibat deformasi internal pada lempeng samudra yang menyusup. Titik-titik yang berada di bagian

atas (kedalaman < 60 km) kemungkinan berkaitan dengan proses rekahan kerak benua bagian atas atau interaksi antarmuka antar lempeng.

Dengan demikian, penampang C–C′ memperlihatkan gambaran struktur penunjaman yang lebih representatif dibanding penampang A–A′ dan B–B′, karena memotong bidang subduksi secara miring dan memvisualisasikan kemiringannya secara langsung. Hasil ini menguatkan interpretasi bahwa gempa-gempa yang terjadi di wilayah Kebumen adalah bagian dari sistem subduksi aktif di zona Jawa bagian selatan.

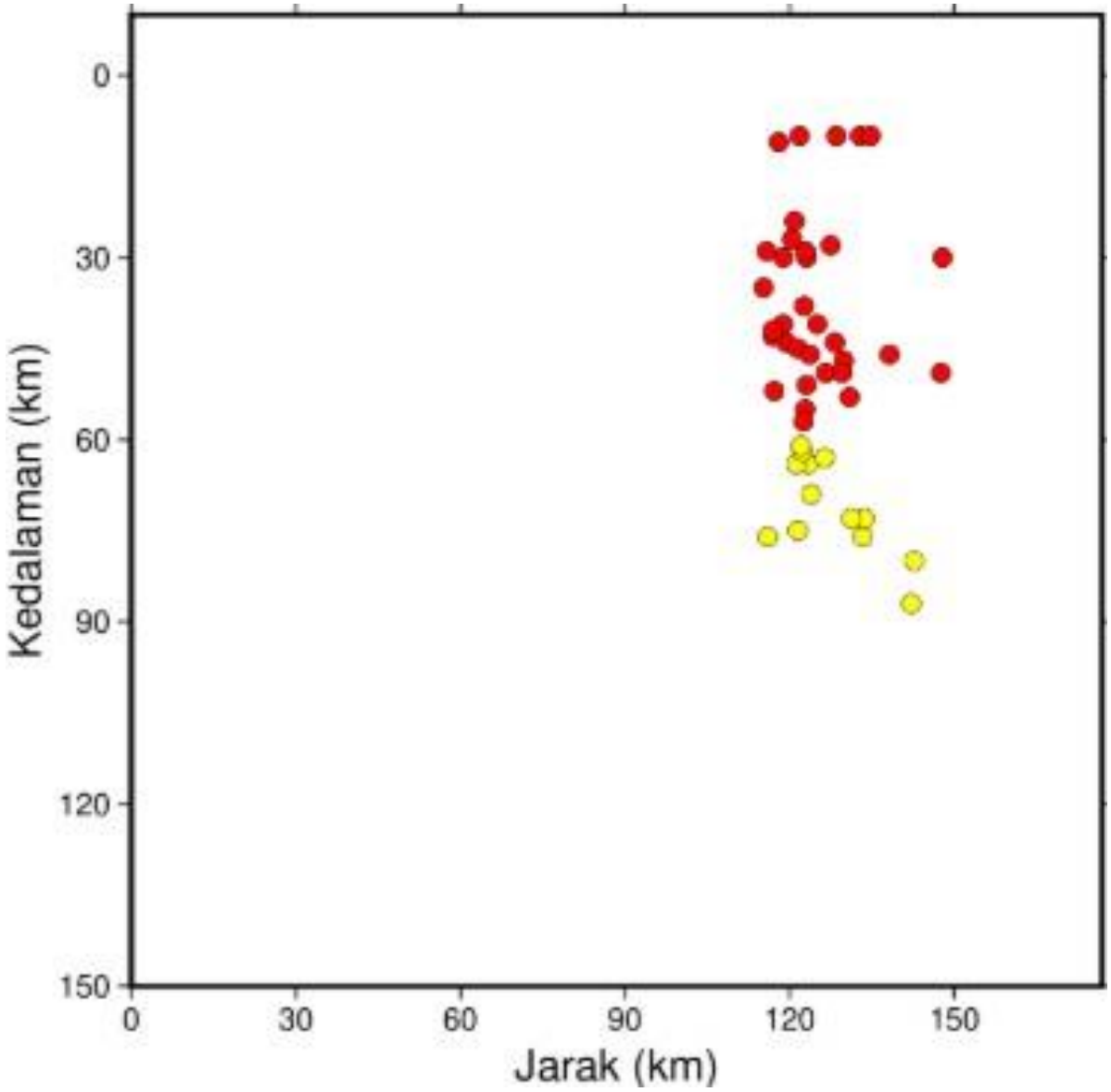


Gambar 4. 14 Irisan C-C' pada gempa setelah di relokasi

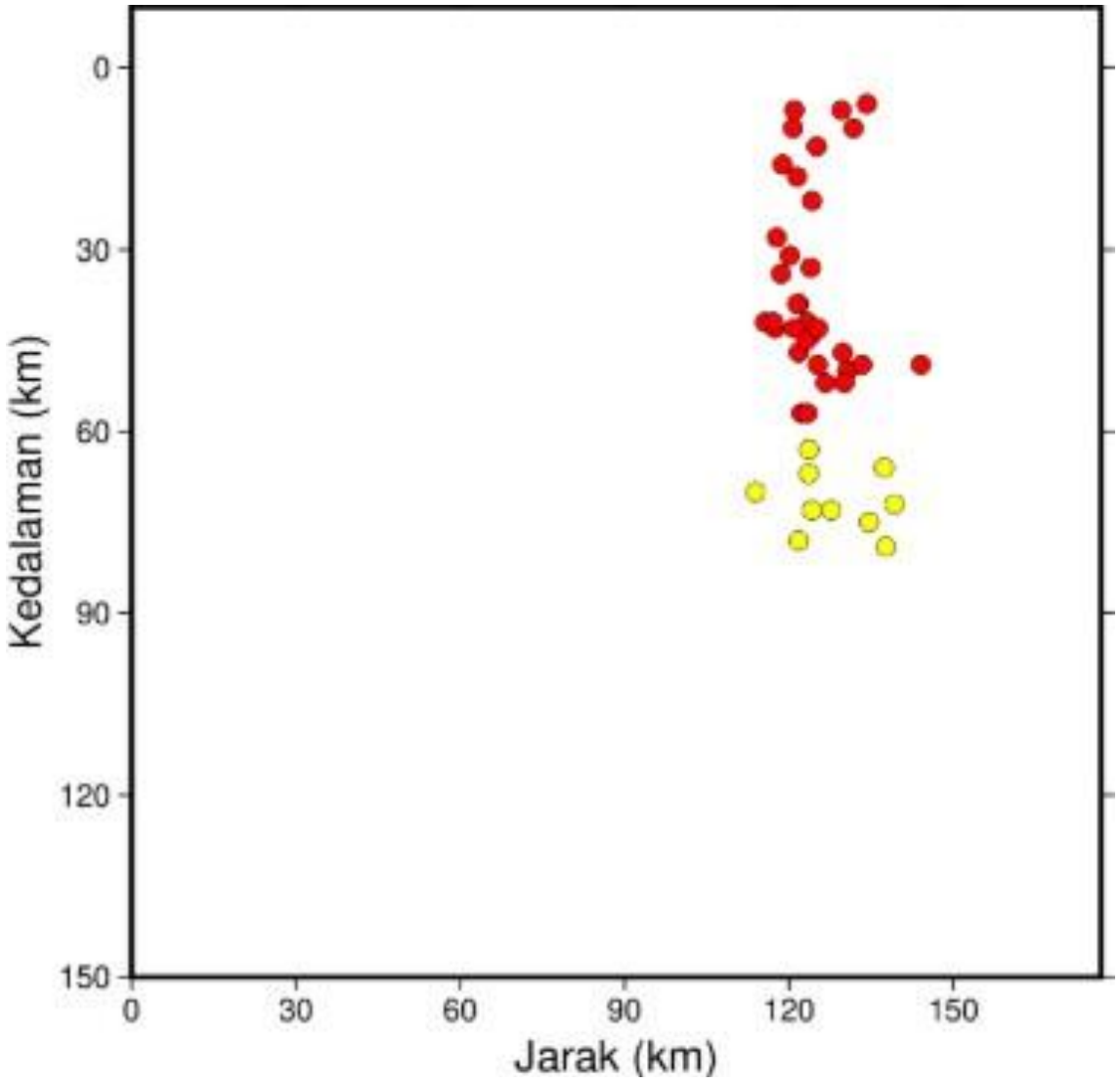
Penampang seismisitas sepanjang lintasan C–C′ menggambarkan distribusi vertikal hiposenter gempa bumi dari arah selatan (titik C) menuju ke utara (titik C′), melewati wilayah pesisir selatan Jawa hingga ke daratan. Sebelum dilakukan relokasi, hiposenter gempa pada penampang ini menunjukkan sebaran yang cukup tersebar secara vertikal dan tidak membentuk pola geometri yang jelas. Titik-titik gempa tersebar dari kedalaman sekitar 20 km hingga lebih dari 120 km dengan arah yang kurang teratur, sehingga menyulitkan dalam mengidentifikasi keberadaan bidang patahan atau struktur subduksi secara pasti. Hal ini dapat disebabkan oleh keterbatasan data awal seperti model kecepatan gelombang yang belum sesuai dengan kondisi geologi lokal, maupun ketidaktepatan penentuan waktu tempuh gelombang gempa.

Namun, setelah dilakukan proses relokasi hiposenter dengan metode double-difference **Gambar 4.16**, distribusi hiposenter pada penampang C–C′ mengalami perbaikan yang signifikan. Sebaran titik-titik gempa tampak lebih rapat dan terfokus pada kedalaman antara 30–90 km, dengan konsentrasi gempa yang lebih jelas pada jarak sekitar 110–130 km dari titik

C. Peningkatan ketelitian lokasi ini memungkinkan identifikasi struktur bawah permukaan yang lebih akurat, di mana pola distribusi gempa mengindikasikan adanya kemiringan zona subduksi yang menukik dari selatan ke utara, yang merupakan ciri khas interaksi antara Lempeng Indo-Australia yang menunjam ke bawah Lempeng Eurasia di selatan Pulau Jawa. Selain itu, persebaran hiposenter yang membentuk bidang miring ini juga mengindikasikan keberadaan slab subduksi sebagai sumber dominan aktivitas gempa di wilayah tersebut.



Gambar 4. 15 Distribusi Hiposenter C-C' sebelum relokasi



Gambar 4. 16 Distribusi Hiposenter C-C' setelah relokasi

4.2.1 Analisis Distribusi Hiposenter

Zona sesar pada segmen Jawa Tengah merupakan bagian dari sistem tektonik yang kompleks akibat interaksi antara Lempeng Indo-Australia dan Lempeng Eurasia. Interaksi ini membentuk zona subduksi aktif di selatan Pulau Jawa, yang menghasilkan deformasi tektonik berupa penunjaman (subduksi) dan terbentuknya sesar-sesar lokal di wilayah darat. Berdasarkan analisis seismisitas sebelum relokasi, distribusi hiposenter gempa di Kebumen tampak menyebar dan acak, tanpa memperlihatkan pola geometri yang konsisten. Hal ini mengindikasikan adanya ketidakpastian dalam penentuan lokasi akibat keterbatasan model kecepatan 1-D pada metode konvensional. Setelah dilakukan relokasi menggunakan metode Double-Difference (hypoDD), distribusi hiposenter menjadi jauh lebih terstruktur dan memperlihatkan pola seismisitas yang terkonsentrasi. Hasil proyeksi pada irisan penampang vertikal memperlihatkan pola miring dari laut ke darat, dari kedalaman dangkal hingga menengah (sekitar 30–90 km), yang sesuai dengan bidang penunjaman lempeng Indo-Australia. Hal ini menunjukkan keberadaan zona slab yang menunjam (*subduction slab*) ke arah utara-timur laut, dikenal sebagai zona Benioff, dimana gempa-gempa terjadi sebagai hasil dari deformasi internal di dalam slab yang sedang menunjam.

Dari sudut pandang fisis, sebaran hiposenter setelah relokasi memperlihatkan dominasi gempa pada kedalaman menengah (60–80 km), yang merupakan ciri khas gempa intraslab. Gempa-gempa ini terjadi bukan di batas antar lempeng (*interplate*), melainkan di dalam tubuh lempeng Indo-Australia yang telah masuk ke bawah Lempeng Eurasia. Kondisi ini sesuai dengan proses regangan internal di dalam slab akibat gaya lentur dan tarik (bending dan slab pull) selama proses subduksi. Beberapa gempa yang terjadi pada kedalaman lebih dangkal (< 60 km) diduga berkaitan dengan rekahan kerak atas dan aktivitas sesar lokal seperti Sesar Kebumen dan Sesar Opak.

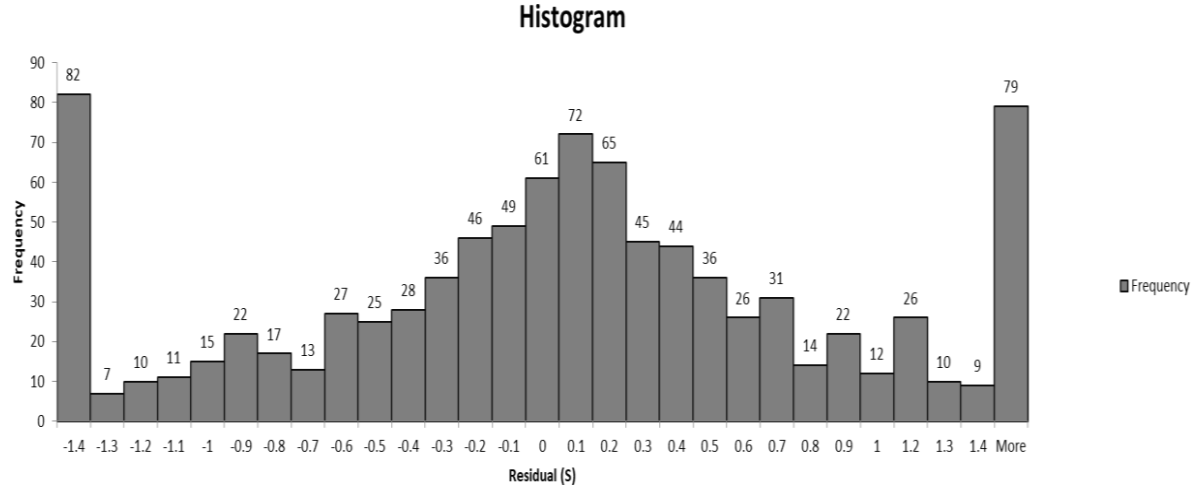
Penjelasan resmi dari BMKG memperkuat hal ini dengan menyatakan bahwa Gempa Kebumen memiliki sumber pada kedalaman 79 km dan bukan lagi berada di zona kontak subduksi dangkal (maksimal 60 km). Maka, penyebabnya bukan interaksi antar-lempeng (interplate), melainkan pematahan di dalam lempeng Indo-Australia itu sendiri. Pada data awal gempa ini dikategorikan sebagai gempa intraplate, namun dalam konteks geologi subduksi dan berdasarkan hasil analisis distribusi hiposenter, gempa ini secara lebih spesifik dapat diklasifikasikan sebagai gempa intraslab, karena terjadi di dalam slab subduksi yang menunjam dan sudah melewati zona antarmuka dangkal. Dengan demikian, hasil relokasi hiposenter pada penelitian ini memberikan gambaran yang lebih representatif mengenai struktur bawah permukaan dan asal usul gempa Kebumen. Gempa-gempa yang teridentifikasi terutama berasal dari zona intraslab, dan bukan dari zona interplate, dengan sebagian kecil aktivitas di darat yang mencerminkan sistem sesar aktif di wilayah Jawa Tengah bagian selatan.

4.3 Hasil Rms Residual

Residual waktu tempuh adalah parameter yang sangat penting dalam evaluasi keakuratan model kecepatan seismik yang digunakan untuk menentukan posisi hiposenter gempa bumi. Residual ini mengukur perbedaan antara waktu tempuh gelombang seismik yang dihitung secara kalkulatif dengan waktu tempuh yang tercatat pada pengamatan. Dalam hal ini, waktu tempuh mengacu pada lamanya waktu yang diperlukan oleh gelombang seismik untuk bergerak dari hiposenter menuju detektor di permukaan bumi. Proses perhitungan waktu tempuh biasanya menggunakan model kecepatan seismik tertentu yang menggambarkan kecepatan gelombang seismik melalui berbagai lapisan dalam bumi. Namun, perbedaan antara model teoritis ini dan kenyataan di lapangan sering kali menyebabkan adanya selisih, yang disebut sebagai residual waktu tempuh. Nilai residual waktu tempuh ini diukur dalam satuan mikro-sekon (ms), yang menggambarkan seberapa besar ketidakcocokan antara waktu tempuh kalkulasi dan waktu tempuh yang teramati selama observasi lapangan. Semakin kecil nilai residual waktu tempuh, semakin akurat model yang digunakan. Idealnya, nilai residual yang mendekati 0 menunjukkan bahwa perhitungan waktu kedatangan gelombang seismik sangat sesuai dengan kenyataan, yang berarti model kecepatan seismik yang digunakan sangat mencerminkan kondisi sebenarnya di bawah permukaan bumi. Sebaliknya, nilai residual yang besar menandakan bahwa ada perbedaan yang cukup signifikan antara model yang digunakan dan kondisi nyata, yang bisa mengarah pada kesalahan dalam penentuan posisi hiposenter. Histogram yang ditunjukkan dalam **Gambar 4.18** dan **Gambar 4.19** berikut menggambarkan distribusi nilai residual waktu tempuh dari berbagai kejadian gempa bumi yang tercatat. Dalam grafik ini, dapat dilihat perbandingan antara residual waktu tempuh sebelum dan sesudah proses relokasi. Sebelum relokasi, distribusi residual waktu tempuh cenderung lebih besar, mencerminkan bahwa estimasi waktu tempuh yang dihitung masih jauh dari waktu observasi yang sebenarnya. Namun, setelah dilakukan relokasi, nilai residual cenderung berkurang dan

sebagian besar berkumpul pada nilai yang lebih kecil, mendekati 0, menunjukkan perbaikan akurasi model seismik yang digunakan. Dalam penelitian ini, hasil RMS (*Root Mean Square*) residual setelah dilakukan proses relokasi menunjukkan nilai koreksi yang relatif kecil, yang menandakan perbaikan akurasi model yang digunakan RMS residual adalah ukuran statistik yang digunakan untuk mengevaluasi seberapa baik hasil relokasi hiposenter dengan membandingkan nilai residual dari hasil perhitungan model dengan nilai observasi yang ada. semakin kecil nilai RMS residual, semakin baik kesesuaian antara model perhitungan dengan data observasi, yang berarti bahwa metode relokasi yang digunakan dapat memberikan estimasi posisi hiposenter yang lebih akurat.

Dalam konteks penelitian ini, nilai RMS residual yang kecil menggambarkan bahwa koreksi terhadap posisi hiposenter yang dihasilkan oleh proses relokasi tidak terlalu besar, sehingga hasil akhir dari relokasi sudah mendekati posisi yang sebenarnya. Berdasarkan studi terdahulu oleh (Rahmasari et al., 2014), disebutkan bahwa nilai RMS residual yang lebih kecil, terutama jika kurang dari 1 ms, menunjukkan tingkat akurasi yang tinggi dalam hasil relokasi. Dalam hal ini, nilai RMS residual yang rendah mengindikasikan bahwa model seismik yang digunakan cukup sesuai dengan kondisi di lapangan, dan hasil relokasi hiposenter cukup akurat. Penelitian lain oleh (Sunardi et al., 2012) juga menegaskan bahwa teknik relokasi menggunakan metode clustering, seperti yang diterapkan pada metode hypoDD (*Hypocenter Determination by Double Difference),* menghasilkan nilai residual yang lebih baik. Metode hypoDD, yang menggunakan pendekatan perbedaan ganda antara kedatangan gelombang seismik dari berbagai stasiun pengamatan, terbukti lebih efektif dalam meningkatkan akurasi relokasi hiposenter gempa bumi. Dengan demikian, hasil relokasi dalam penelitian ini, yang menunjukkan nilai RMS residual yang rendah, membuktikan bahwa metode hypoDD yang diterapkan mampu menghasilkan estimasi posisi hiposenter yang lebih akurat. Nilai RMS residual yang diperoleh menunjukkan bahwa perhitungan hiposenter setelah relokasi hampir sama atau bahkan sangat mendekati dengan nilai observasi yang ada, sehingga mengonfirmasi keefektifan teknik yang digunakan dalam penelitian ini untuk menentukan lokasi hiposenter gempa bumi dengan tingkat ketelitian yang tinggi.

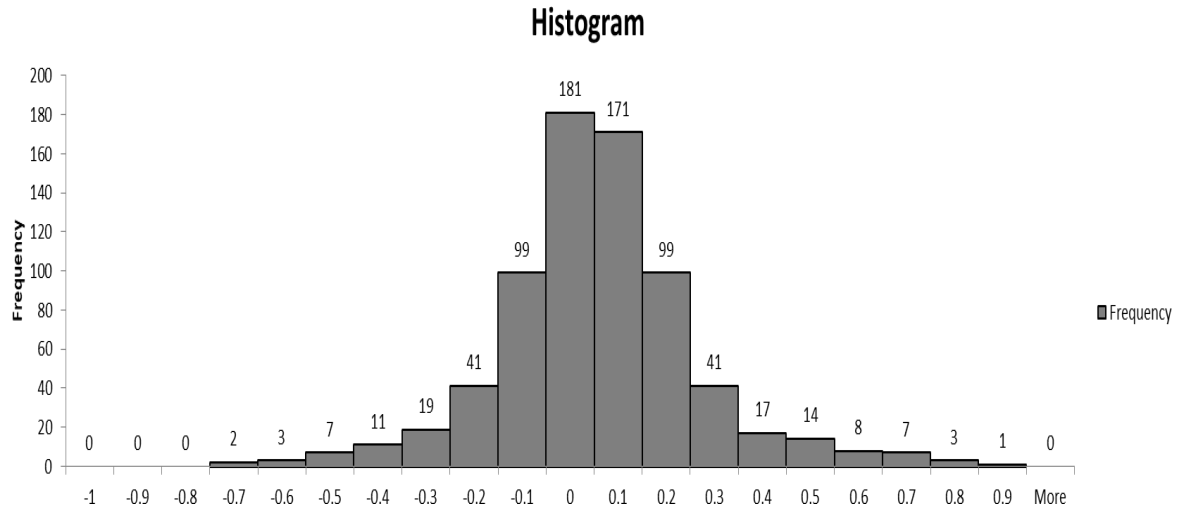


Gambar 4. 17 Histogram RMS sebelum relokasi

Sebagai pengantar, dalam analisis data gempa bumi, salah satu langkah penting adalah melakukan relokasi untuk memperbaiki estimasi posisi hiposenter berdasarkan waktu tempuh

gelombang seismik. Proses ini bertujuan untuk meminimalkan selisih antara nilai kalkulasi dan observasi, sehingga hasilnya lebih akurat. Pada **Gambar 4.18**, yang menunjukkan hasil sebelum dilakukan relokasi terhadap 264 data gempa bumi, distribusi residual waktu tempuh masih menunjukkan nilai yang lebih dari 1,0 ms. Frekuensi residual waktu tempuh tertinggi terdapat pada angka 0,6 ms. Nilai residual yang cukup tinggi ini mengindikasikan bahwa estimasi letak hiposenter masih belum akurat, disebabkan oleh selisih yang besar antara waktu tempuh kalkulasi dan waktu tempuh observasi. Hal ini mengarah pada kesimpulan bahwa estimasi posisi hiposenter belum mendekati lokasi yang sebenarnya.

Namun, setelah proses relokasi, seperti yang terlihat pada Gambar 8b, dari 1.780 data gempa bumi yang terelokasi, sebagian besar residual waktu tempuh berada di bawah 0,3 ms dengan frekuensi tertinggi pada 0,2 ms. Hasil ini menunjukkan adanya pengurangan signifikan pada nilai residual waktu tempuh, yang berarti bahwa perhitungan waktu tempuh kalkulasi sudah semakin mendekati waktu tempuh yang diamati secara langsung. Semakin kecil nilai residual, semakin tepat pula posisi hiposenter yang diperoleh dari data observasi, dan hal ini menunjukkan kecocokan yang semakin tinggi antara model kecepatan kalkulasi dengan data observasi yang ada.



Gambar 4. 18 Histogram RMS setelah relokasi

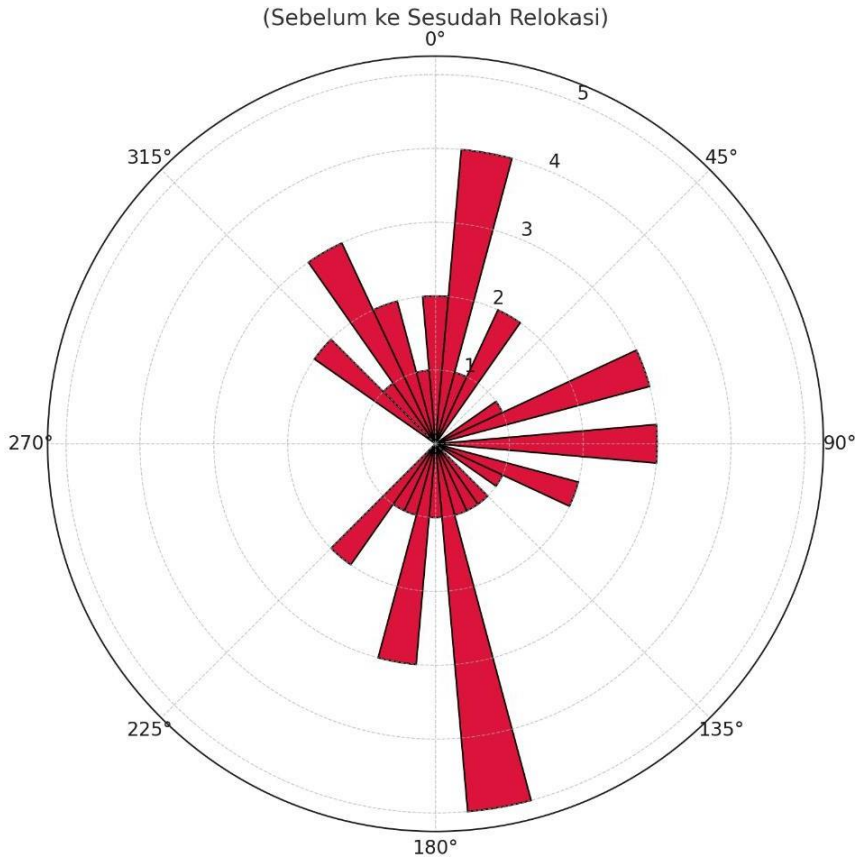
4.4 Diagram Rose

Untuk memahami karakteristik spasial dari hasil relokasi hiposenter gempa bumi di wilayah Kebumen, dilakukan analisis arah pergeseran episenter menggunakan diagram rose. Diagram ini merepresentasikan arah dominan perpindahan lokasi gempa dari posisi sebelum relokasi menuju posisi setelah relokasi, yang dihitung berdasarkan perubahan lintang dan bujur dari masing-masing titik episenter. Arah perpindahan dihitung dalam satuan derajat azimuth (0°–360°), di mana 0° mewakili arah utara, 90° timur, 180° selatan, dan 270° barat. Berdasarkan diagram kompas pergeseran episenter gempa bumi di wilayah Kebumen, dapat disimpulkan bahwa arah dominan pergeseran episenter setelah proses relokasi berada pada sektor utara–selatan (0°–180°) serta sebagian tersebar pada arah barat laut–tenggara (315°–135°). Arah ini mengindikasikan adanya pola deformasi yang konsisten dengan arah subduksi Lempeng Indo-Australia ke bawah Lempeng Eurasia di zona selatan Jawa. Hasil perhitungan juga

menunjukkan bahwa rata-rata jarak pergeseran episenter sebelum dan sesudah relokasi adalah sekitar 10,2 kilometer secara geodesic, yang merefleksikan adanya perbaikan akurasi lokasi hiposenter akibat penggunaan metode *double difference* (hypoDD).

Sebaran arah dan jarak ini memperkuat dugaan bahwa sebagian besar aktivitas seismik yang direlokasi berasosiasi dengan patahan internal dalam slab (intraslab), bukan pada antarmuka dangkal antar lempeng. Relokasi episenter berhasil memusatkan distribusi gempa sehingga mencerminkan struktur geologi sebenarnya dengan lebih baik. Dengan demikian, diagram rose ini berfungsi tidak hanya sebagai visualisasi arah pergeseran, tetapi juga sebagai bukti bahwa metode relokasi mampu mengoreksi lokasi gempa secara spasial dan memberikan gambaran geodinamika regional yang lebih representatif.

Informasi arah dominan pergeseran ini penting untuk mendukung interpretasi tektonik dan pemahaman terhadap struktur geologi bawah permukaan. Dalam konteks zona subduksi di selatan Jawa, arah pergeseran yang cenderung mengarah barat laut dan tenggara kemungkinan mencerminkan penyesuaian posisi gempa ke arah bidang subduksi yang menukik dari selatan ke utara. Pola ini sejalan dengan konfigurasi geotektonik regional, di mana Lempeng Indo-Australia menunjam ke bawah Lempeng Eurasia dengan sudut penunjaman miring ke utara. Artinya, relokasi tidak hanya memberikan hasil yang lebih akurat secara kuantitatif (misalnya RMS residual menurun), tetapi juga secara kualitatif memperkuat validitas model tektonik yang digunakan. Oleh karena itu, analisis arah pergeseran ini menjadi bagian penting dalam mendukung keandalan hasil relokasi dan interpretasi geologi yang menyertainya.



Gambar 4. 19 Diagram Rose

BAB 5 Kesimpulan dan Saran

5.1 Kesimpulan

Berdasarkan hasil pengolahan serta analisis data yang telah dilakukan dalam penelitian Tugas Akhir ini, diperoleh kesimpulan sebagai berikut:

1. Analisis sebaran hiposenter gempa sebelum dan sesudah proses relokasi mengindikasikan adanya perubahan. Dari total 48 data gempa yang terekam, sebanyak 44 event berhasil direlokasi dengan metode yang digunakan. Proses ini tidak hanya mengurangi jumlah data yang valid, tetapi juga mengubah posisi hiposenter secara spasial. Setelah relokasi, distribusi hiposenter menunjukkan kecenderungan terkonsentrasi dalam kelompok atau klaster tertentu, yang menggambarkan pola seismik yang lebih terorganisir dan memudahkan interpretasi fenomena tektonik di wilayah studi.
2. Hasil relokasi hiposenter menunjukkan peningkatan kualitas yang signifikan, ditunjukkan oleh sebagian besar nilai residual yang telah berada di bawah angka 1, serta penurunan rata-rata residual yang kini mendekati nol. Hal ini mengindikasikan bahwa posisi hiposenter hasil relokasi lebih akurat dan konsisten terhadap data observasi.
3. Hasil relokasi hiposenter gempa bumi di wilayah Kebumen menggunakan metode Double-Difference menunjukkan peningkatan presisi spasial yang signifikan dibandingkan sebelum relokasi. Sebaran hiposenter yang sebelumnya tampak acak dan menyebar kini lebih terkonsentrasi, membentuk pola klaster yang mengikuti arah penunjaman lempeng (slab) dan kemungkinan struktur sesar aktif. Sebagian besar gempa terlokasi pada kedalaman menengah (sekitar 60–80 km), yang mengindikasikan dominasi aktivitas gempa intraslab, yakni gempa yang terjadi di dalam tubuh Lempeng Indo-Australia yang sedang menunjam ke bawah Lempeng Eurasia. Selain itu, beberapa gempa dengan kedalaman kurang dari 60 km mengarah pada gempa kerak dangkal yang kemungkinan berkaitan dengan aktivitas sesar lokal di daratan selatan Jawa. Kombinasi antara gempa intraslab dan gempa kerak dangkal ini menggambarkan bahwa wilayah Kebumen merupakan daerah yang aktif secara tektonik, dengan potensi gempa bumi baik dari zona subduksi maupun dari struktur sesar lokal di daratan.

5.2 Saran

Berdasarkan hasil penelitian dan analisis data yang telah dilakukan, peneliti memberikan beberapa saran yang dapat dipertimbangkan untuk pengembangan lebih lanjut, sebagai berikut:

1. Penambahan dan Peningkatan Kualitas Data Disarankan agar penelitian selanjutnya menggunakan data gempa yang lebih banyak dan model kecepatan lokal yang spesifik untuk wilayah Jawa Timur.
2. Perluasan Wilayah dan Periode Data Sebaiknya cakupan wilayah studi diperluas dan periode data diperpanjang untuk mendapatkan gambaran seismisitas yang lebih lengkap dan mendukung interpretasi geodinamik yang lebih akurat.

DAFTAR PUSTAKA

Adolph, R. (2016). *Title No Title No Title*. 1–23.

Asiva Noor Rachmayani. (2015). No (Covariance Structure Analysis of Health-Related Indicators and Subjective Health Perception in Home-Dwelling Elderly).

Bibliography of Indonesian Geology (n.d.). Pages 0–181.

Bolt, B. A. 1978. Earthquakes a primer. USA: W. H. Freeman and Company.

Cole, G. H. A. (2006). The Solid Earth. *Wandering Stars*, *March*, 153–172. https://doi.org/10.1142/9781860949210_0011

Dahlia, B., Ngatijo, Dewi, I. K., Kurniawan, S. E., & Shandy Yogaswara. (2022). Relokasi Hiposenter Gempabumi Dengan Menggunakan Metode Double Difference Serta Implikasinya Terhadap Seismotektonik di Wlayah Sumatera Barat. *Jurnal Teknik Kebumian*, *7*(2), 18–25.

Elfitra, D., Jurnaliah, L., & Winantris. (2019). Paleotemperatur Miosen akhir Pliosen awal berdasarkan fosil Foraminifera plangtonik pada formasi halang pada lintasan anak Sungai Gintung. *Geoscience Journal*, *3*(5), 324–330.

Environment and Planning B: Planning and Design 1997, volume 24, pages 641-642. (1997). *24*, 641–642.

Grotzinger John, J. T. H. (1972). First image o f t h e w h o l e E a r t h s h o w i n g t h e A n t a r c t i c and A f r i c a n c o n t i n e n t s , t a k e n by t h e. *Earth*.

Hou, B., Keeling, J., Reid, A., & Petts, A. (n.d.). *Eucla Basin and peripheral paleovalleys*.

IJ ~. (n.d.).

Jaya, A., & Nishikawa, O. (2013). Paleostress reconstruction from calcite twin and fault-slip data using the multiple inverse method in the East Walanae fault zone: Implications for the Neogene contraction in South Sulawesi, Indonesia. *Journal of Structural Geology*, *55*, 34–49. https://doi.org/10.1016/j.jsg.2013.07.006

Kristina, T. (2010). *Diajukan untuk memenuhi salah satu syarat memperoleh derajat*. 317048.

Mcclay, K. R., & Wiley, J. (1987). *Geological Society of London Handbook zyxwvutsrqponml HANDBOOK SERIES EDITORKEITH COX The Mapping of Geological Structures Chichester • New York • Brisbane • Toronto • Singapore*.

Muksin, U., Bauer, K., & Haberland, C. (2013). Seismic Vp and Vp/Vs structure of the geothermal area around tarutung (north sumatra, indonesia) derived from local earthquake tomography. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, *260*, 27–42. https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2013.04.012

Mussett, A. E., & Khan, M. A. (2002). LOOKING INTO THE EARTH An introduction to geological geophysics. In *Cambridge University Press* (Vol. 83, Issue 33).

NOOR, D. (2017). *2006-TEXTBOOK-Geologi lingkungan BAB 7.pdf*.

Nur Jannah, I., Anggono, T., & Tony Yulianto, dan M. (2016). Aplikasi Metode Double Difference Dalam Relokasi Hiposenter Untuk Menggambarkan Zona Transisi Antara Busur Banda Dan Busur Sunda. *Youngster Physics Journal*, *5*(3), 113–122.

Phivolcs. 1990. The Killer Quakes. Philippine: Institute of Volcanology and Seismology. Soejono

Martodjojo, & Djuhaeni. (1996). Sandi Stratigrafi Indonesia Edisi 1996. *Sandi Sratigrafi Indonesia 1996*, 34 hal.

Susilanto, P., Hardy, T., & Setyonegoro, W. (2012). *Menggunakan Teknik Double Difference*. 179–188.

Syahda, F., Yudistira, T., & Suhendi, C. (2019). Relokasi Hiposenter Gempa Pada Zona Subduksi Di Sumatera Bagian Barat. *Journal of Science and Applicative Technology*, *x*(xx), 20. https://doi.org/10.35472/x0xx0000

Tjia, H. D. 1968. The Lembang Fault, West Java. Geologie En Mijnbouw 47(2), pp. 126-130.

Ummah, M. S. (2019). *Sustainability (Switzerland)* (Vol. 11, Issue 1). http://scioteca.caf.com/bitstream/handle/123456789/1091/RED2017-Eng-8ene.pdf?sequence=12&isAllowed=y%0Ahttp://dx.doi.org/10.1016/j.regsciurbeco.2008.06.005%0Ahttps://www.researchgate.net/publication/305320484_SISTEM_PEMBETUNGAN_TERPUSAT_STRATEGI_MELESTARI

Waldhauser, F., & Ellsworth, W. L. (2000). *A Double-Difference Earthquake Location Algorithm : Method and Application to the Northern Hayward Fault , California*. *December*, 1353–1368.

BIODATA PENULIS

Claudia Farika Lina Salsabila lahir di kota Salatiga, 10 April 2003, merupakan anak ke-1 dari 2 bersaudara. Penulis telah menempuh pendidikan formal yaitu di SD Negeri Gading 9 Surabaya, SMP Negeri 31 kota Surabaya, dan SMK Farmasi kota Surabaya. Setelah lulus SMA pada tahun 2001, penulis diterima di Departemen Fisika, FSAD-ITS melalui jalur Kemitraan, Mandiri, dan Prestasi (SKMP) pada tahun 2021 dan terdaftar dengan NRP 5001211112. Penulis aktif berorganisasi pada lingkup kampus yaitu sebagai Staff PSDM di BEMF FSAD ITS, penulis juga sangat aktif kepanitian seperti LO KRI, Sponsorship UKM EXPO, Gerigi dan lain sebagainya.