

**STUDI RELOKASI HIPOSENTER GEMPA DI SEKITAR
PATAHAN PALU KORO DAN MATANO MENGGUNAKAN
METODE GEIGER**

SKRIPSI

oleh :

**KUNI AZIZAH
105090300111038**



**JURUSAN FISIKA
FAKULTAS MATEMATIKA DAN ILMU PENGETAHUAN ALAM
UNIVERSITAS BRAWIJAYA
MALANG
2014**

**STUDI RELOKASI HIPOSENTER GEMPA DI SEKITAR
PATAHAN PALU KORO DAN MATANO MENGGUNAKAN
METODE GEIGER**

SKRIPSI

Sebagai salah satu syarat untuk memperoleh gelar
Sarjana Sains dalam bidang fisika

oleh :

**KUNI AZIZAH
105090300111038**



**JURUSAN FISIKA
FAKULTAS MATEMATIKA DAN ILMU PENGETAHUAN ALAM
UNIVERSITAS BRAWIJAYA
MALANG
2014**

LEMBAR PENGESAHAN TUGAS AKHIR

**STUDI RELOKASI HIPOSENTER GEMPA DI SEKITAR
PATAHAN PALU KORO DAN MATANO MENGGUNAKAN
METODE GEIGER**

Oleh:

KUNI AZIZAH

105090300111038

Setelah dipertahankan di depan Majelis Penguji

pada tanggal

Dan dinyatakan memenuhi syarat untuk memperoleh gelar

Sarjana Sains dalam bidang Fisika

Pembimbing I

Pembimbing II

Drs. Adi Susilo, Ph.D

NIP. 19631227 1991103 1 002

Tri Deni Rachman, S.Si

NIP. 19831226 200604 1 001

Mengetahui,

Ketua Jurusan Fisika

Fakultas MIPA Universitas Brawijaya

Adi Susilo, Ph.D

NIP. 19631227 1991103 1 002

UNIVERSITAS BRAWIJAYA

Halaman ini sengaja dikosongkan.



LEMBAR PERNYATAAN

Saya yang bertanda tangan di bawah ini:

Nama : KUNI AZIZAH

NIM : 105090300111038

Jurusan : FISIKA

Penulisan Tugas Akhir berjudul :

**STUDI RELOKASI HIPOSENTER GEMPA DI SEKITAR
PATAHAN PALU KORO DAN MATANO MENGGUNAKAN
METODE GEIGER**

Dengan ini menyatakan bahwa:

1. Isi dari tugas akhir yang saya buat adalah benar-benar karya sendiri dan tidak menjiplak karya orang lain, selain nama-nama yang termaktub di isi dan tertulis di daftar pustaka dalam tugas akhir ini.
2. Apabila di kemudian hari ternyata tugas akhir yang saya tulis terbukti hasil jiplakan, maka saya bersedia menanggung segala resiko yang akan saya terima.

Demikian pernyataan ini dibuat dengan segala kesadaran.

Malang, Juni 2014

Yang menyatakan,

(Kuni Azizah)

NIM. 105090300111038

UNIVERSITAS BRAWIJAYA

Halaman ini sengaja dikosongkan.



STUDI RELOKASI HIPOSENTER GEMPA DI SEKITAR PATAHAN PALU KORO DAN MATANO MENGGUNAKAN METODE GEIGER

ABSTRAK

Telah dilakukan penelitian mengenai aktifitas kegempaan di daerah patahan Palu Koro dan patahan Matano. Penelitian ini dilakukan untuk merelokasi hiposenter gempa yang terjadi di sekitar kedua patahan tersebut supaya dapat diketahui lokasi hiposenter yang lebih akurat. Data yang digunakan sebanyak 141 gempabumi dengan 683 waktu tiba gelombang P yang terjadi sepanjang tahun 2013. Metode yang digunakan adalah metode Geiger dengan model *Coupled Velocity-Hypocenter*. Metode ini merupakan metode relokasi gempa, penentuan model kecepatan gelombang seismik bawah permukaan 1D, dan koreksi stasiun secara bersamaan menggunakan prinsip Geiger. Proses pengolahan data dilakukan dengan menggunakan *software Velest33*. Hasil relokasi menunjukkan posisi hiposenter lebih baik daripada sebelumnya, hal ini ditandai dengan menurunnya nilai residual waktu tempuh, yakni dari 0.954 detik menjadi 0.69 detik. Posisi hiposenter setelah dilakukan relokasi mejadi lebih dekat dengan daerah patahan. Posisi hiposenter baru memiliki ketelitian hingga 0,01 km. Model baru kecepatan gelombang P 1D memiliki kecepatan yang lebih lambat daripada model awal yang digunakan. Sebanyak 8 stasiun yang berada di daerah penelitian memiliki nilai koreksi stasiun berkisar antara -0.96 detik sampai 0.4 detik. Koreksi stasiun didominasi dengan nilai koreksi negatif dengan stasiun PCI sebagai stasiun referensinya.

Kata kunci : Palu Koro, Matano, relokasi, Geiger, Velest33

UNIVERSITAS BRAWIJAYA

Halaman ini sengaja dikosongkan.



STUDY RELOCATION EARTHQUAKE HYPOCENTERS IN PALU KORO AND MATANO FAULT ZONE USING GEIGER METHOD

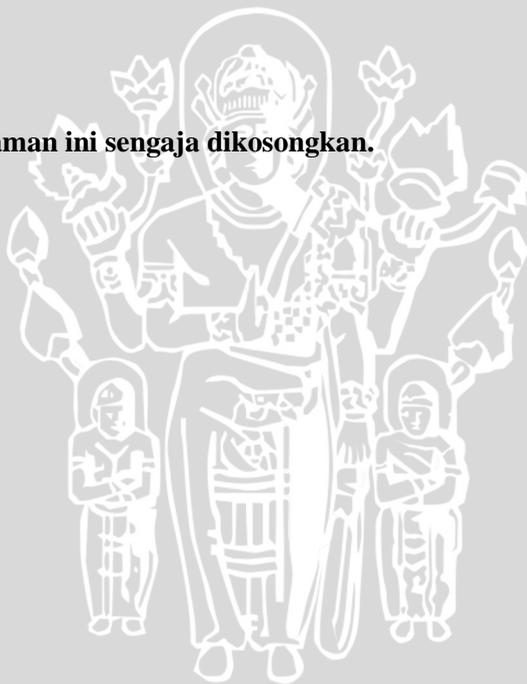
ABSTRACT

We have conducted research about seismic activity on Palu Koro and Matano Fault Zone. This research conducted to relocate earthquake hypocenters that occurred in both fault zone, in order to obtain position of hypocenters more accurately. The data of research are 141 earthquakes with 683 P wave arrival times which is occurred for a year in 2013. The method of research is Geiger method with *Coupled Velocity-Hypocenter* model. This is a method for earthquake relocation, determination velocity model of seismic wave in the 1D subsurface, and correction of stations simultaneously using Geiger principle. The data processing uses *Velest33* software. The results show new position of hypocenters better than before. It is shown by the decreased travel time residuals, i.e from 0.954 second to 0.69 second. The position of hypocenters which have been relocated is closer to the fault zone. The new position of hypocenters have accuracy up to 0.01 km. The new model of P-wave velocity in 1D has velocity slower than the initial model. There are 8 stations in research area that have station correction values range between -0.96 second to 0.4 second. Correction station is dominated by a negative correction value with the PCI station as a reference station.

Keyword : Palu Koro, Matano, relocation, Geiger, *Velest33*

UNIVERSITAS BRAWIJAYA

Halaman ini sengaja dikosongkan.



KATA PENGANTAR

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ

Puji Syukur ke hadirat Allah SWT, atas berkat rahmat dan hidayahNya penulis dapat menyelesaikan Tugas Akhir di Stasiun Badan Meteorologi, Klimatologi, dan Geofisika Kelas II Tretes dengan lancar dan tepat pada waktu yang telah ditentukan.

Penulis mengucapkan banyak terima kasih kepada berbagai pihak yang telah memberikan dukungan, bantuan dan saran sehingga penulis dapat menyelesaikan laporan Tugas Akhir ini, khususnya kepada :

1. Bapak Adi Susilo selaku Ketua Jurusan Fisika FMIPA Universitas Brawijaya Malang dan selaku dosen pembimbing I Tugas Akhir.
2. Bapak Dadang Permana selaku Kepala Stasiun BMKG Kelas II Tretes dan bapak Nugraha Priyalaksana yang telah memberikan izin melaksanakan penelitian Tugas Akhir di kantor BMKG Tretes.
3. Mas Tri Deni Rachman selaku pembimbing II Tugas Akhir di lapangan, Mas Muhajir Anshori dan Seluruh staff BMKG Tretes lainnya yang telah memberikan banyak masukan dan bantuan serta ketelatenan dalam membimbing selama pelaksanaan Tugas Akhir.
4. Bapak (Alm), Ibu, dan saudara-saudara yang memberi dukungan moral, material dan spiritual serta do'a selama penulis melaksanakan Tugas Akhir ini.
5. Dosen-dosen dan staff Jurusan Fisika atas ilmu dan pelayanan akademis yang diberikan selama ini kepada penulis.
6. Teman-teman Fisika 2010 yang telah memberikan semangat, bantuan dan dukungan.
7. Semua pihak yang tidak dapat disebutkan oleh penulis satu persatu yang telah membantu penulis dalam pelaksanaan serta pembuatan Laporan Tugas Akhir ini.

Penulis menyadari bahwa dalam laporan ini tidak luput dari berbagai kesalahan dan kekurangan, untuk itu saran dan kritik yang membangun sangat diharapkan untuk perbaikan dalam penelitian –

penelitian yang akan datang. Akhir kata penulis berharap semoga hasil karya tulis ini dapat bermanfaat bagi semua pihak, amin.

Malang, Juni 2014

Penulis

UNIVERSITAS BRAWIJAYA



DAFTAR ISI

	Halaman
JUDUL	i
LEMBAR PENGESAHAN	iii
LEMBAR PERNYATAAN	v
ABSTRAK	vii
ABSTRACT	ix
KATA PENGANTAR	xi
DAFTAR ISI	xiii
DAFTAR GAMBAR	xv
DAFTAR LAMPIRAN	xvii
BAB I PENDAHULUAN	1
1.1. Latar Belakang	1
1.2. Rumusan Masalah	2
1.3. Batasan Masalah	2
1.4. Tujuan Penelitian	2
1.5. Manfaat Penelitian	3
BAB II TINJAUAN PUSTAKA	5
2.1. Gempabumi	5
2.1.1. Klasifikasi Gempabumi	5
2.2. Gelombang Seismik	6
2.2.1. Gelombang Badan (<i>Body Wave</i>).....	6
2.2.2. Gelombang Permukaan.....	7
2.3. Fasa-fasa Gelombang Seismik	8
2.4. Parameter Gempabumi.....	9
2.5. Penentuan Lokasi Hiposenter Gempabumi	10
2.5.1. Metode Lingkaran Dengan Tiga Stasiun.	11
2.5.3. Metode Titik Berat	12
2.5.4. Metode Gerak Partikel.....	13
2.5.5. Metode Geiger (Inversi)	13
2.6. Iterasi Jacobi	19
2.7. Relokasi Hiposenter Gempabumi	21
2.8. Sesar.....	22
BAB III METODE PENELITIAN	25
3.1. Waktu dan Tempat Penelitian	25
3.2. Metode Penelitian	25
3.3. Langkah-Langkah Pelaksanaan Penelitian.....	25

3.3.1. Pengumpulan Data.....	27
3.3.2. Pengubahan Format Data Gempabumi	27
3.3.3. Inversi dengan Metode Geiger di <i>Velest33</i>	28
3.3.4. Pemetaan dengan <i>GMT</i> dan <i>Plotting</i> dengan <i>Ms. Excel</i>	31
BAB IV HASIL DAN PEMBAHASAN	33
4.1. Kondisi Fisiografi Patahan Palu Koro dan Matano	33
4.2. Hasil Relokasi Hiposenter Gempa	37
4.3. Koreksi Stasiun	44
4.4. Model Kecepatan Lokal Gelombang P 1D.....	46
BAB V PENUTUP	49
5.1. Kesimpulan	49
5.2. Saran	49
DAFTAR PUSTAKA	51
LAMPIRAN	53



DAFTAR GAMBAR

	Halaman
Gambar 2.1 Gelombang Seismik (Lilie, 1999).....	6
Gambar 2.2 Geometri <i>ray</i> dan penamaan fasa-fasa gelombang P (Shearer, 2009).....	8
Gambar 2.3 Hiposenter (Putri, 2012).....	9
Gambar 2.4 Penentuan Episenter dengan Metode Lingkaran Tiga Stasiun (Ibrahim dan Subardjo, 2004)	11
Gambar 2.5 Penentuan Episenter Metode Titik Berat (Ibrahim dan Subardjo, 2004)	12
Gambar 2.6 Metode gerak partikel (Ibrahim dan Subardjo, 2004)	13
Gambar 2.7 Algoritma metode Geiger (Grandis, 2003)	18
Gambar 2.8 Gerakan dasar dari sesar: sesar mendatar, sesar turun, dan sesar naik (Ibrahim dan Subardjo, 2004).	23
Gambar 3.1 Diagram Alir Penelitian	26
Gambar 3.2 Data Gempabumi Lokal	28
Gambar 3.3 <i>Parameter Control</i>	29
Gambar 3.4 Flow chart <i>Velest33</i>	31
Gambar 3.5 Peta Daerah Penelitian	32
Gambar 4.1 Peta Geologi Sulawesi Tengah (Sompotan, 2012). 34	34
Gambar 4.2 Peta Seismisitas Sulawesi	36
Gambar 4.3 Kurva Jumlah Iterasi Terhadap RMS Residual.....	37
Gambar 4.4 Histogram Perbandingan RMS Sebelum dan Sesudah Relokasi	38
Gambar 4.5 Peta Sebaran Hiposenter Gempabumi Sebelum Direlokasi	39
Gambar 4.6 Peta Sebaran Gempabumi Setelah Direlokasi.....	40
Gambar 4.7 Peta Geologi Patahan Palu Koro	41
Gambar 4.8 Peta Overlay Sebaran Hiposenter	42
Gambar 4.9 Peta <i>sample</i> beberapa hiposenter di Sekitar Patahan Palu Koro dan Matano	43
Gambar 4.10 Peta Koreksi Stasiun	44
Gambar 4.11 Model Kecepatan Gelombang P 1D.....	46

UNIVERSITAS BRAWIJAYA

Halaman ini sengaja dikosongkan.



DAFTAR LAMPIRAN

Lampiran	Halaman
Lampiran 1. Data Gempabumi Format BMKG.....	53
Lampiran 2. Data Stasiun Indonesia dan International.....	55
Lampiran 3. Model Kecepatan Awal AK135.....	59
Lampiran 4. Hasil Relokasi Hiposenter Gempa	60
Lampiran 5. Koreksi Stasiun	61
Lampiran 6. Model Kecepatan Baru Gelombang P 1D.....	61



UNIVERSITAS BRAWIJAYA

Halaman ini sengaja dikosongkan.



BAB I

PENDAHULUAN

1.1. Latar Belakang

Penentuan parameter gempa bumi dengan menggunakan metode *Single Event Determination* (SED) dalam Sistem Peringatan Dini Gempa bumi (*Earthquake Early Warning System/EEWS*) di dunia dianggap menghasilkan lokasi hiposenter dengan tingkat akurasi yang kurang baik. Hal ini dikarenakan dalam penentuan hiposenter model struktur kecepatan gelombang P masih menggunakan model kecepatan global. Di Indonesia model yang digunakan untuk menghitung parameter hiposenter gempa adalah model Jeffrey-Bullen. Ketelitian perhitungan parameter gempa sangat bergantung pada model struktur kecepatan gelombang gempa yang digunakan.

Untuk memperbaiki posisi hiposenter maka perlu dilakukan relokasi hiposenter gempa bumi. Relokasi hiposenter tersebut dapat dilakukan dengan menggunakan program *Velost33*. Metode yang digunakan dalam program ini adalah metode Geiger untuk model *Coupled Velocity-Hypocenter* yang merupakan metode relokasi gempa, penentuan model kecepatan bawah permukaan 1-D, dan koreksi stasiun secara simultan menggunakan algoritma pemodelan inversi non-linier dengan pendekatan linier (Rachman & Nugraha, 2012).

Pulau Sulawesi merupakan salah satu pulau di Indonesia yang memiliki tatanan tektonik yang rumit dan kompleks karena berada di daerah *triple junction*. Tiga lempeng yang bertumbukan tersebut yaitu lempeng Eurasia, lempeng Indo-Australia, dan lempeng Pasifik, serta lempeng mikro Filipina. Menurut Rohadi (2009) kecepatan pergerakan lempeng-lempeng tersebut adalah 8cm/tahun hingga 11cm/tahun. Selain itu, aktivitas tektonik tersebut menyebabkan adanya beberapa patahan di Sulawesi di antaranya patahan Palu Koro, patahan Matano, patahan Saddang, patahan Gorontalo. Daerah patahan Palu Koro dan patahan Matano memiliki aktifitas kegempaan yang cukup tinggi dengan kedalaman dangkal antara 0 hingga 60 kilometer yang merupakan cerminan pelepasan

tegangan kerak bumi yang dipicu oleh aktivitas patahan aktif (Daryono, 2011).

Patahan Palu Koro dan Matano merupakan patahan yang aktif di daerah Sulawesi yang layak untuk diteliti aktivitas tektoniknya, khususnya mengenai distribusi hiposenter gempa yang terjadi di sekitar daerah tersebut. Supaya diperoleh data hiposenter dengan kualitas yang baik dibutuhkan relokasi hiposenter gempa. Hal ini akan meningkatkan tingkat akurasi hiposenter sehingga dapat dijadikan acuan dalam pengkajian geodinamika daerah tersebut.

1.2. Rumusan Masalah

Merujuk dari latar belakang maka penulis merumuskan beberapa masalah antara lain:

1. Bagaimana perbandingan posisi hiposenter sebelum dan sesudah direlokasi ?
2. Bagaimana posisi hiposenter baru terhadap patahan Palu Koro dan Matano ?
3. Bagaimana model kecepatan lokal 1-D gelombang P dan koreksi stasiun yang didapatkan setelah direlokasi ?

1.3. Batasan Masalah

Pada studi ini dilakukan relokasi hiposenter gempabumi di patahan Palu Koro dan patahan Matano sepanjang tahun 2013. Batasan area penelitian ini adalah $0,5^{\circ}\text{LU}-4,1^{\circ}\text{LS}$ dan $118^{\circ}\text{BT}-122,5^{\circ}\text{BT}$. Metode yang digunakan untuk proses relokasi adalah metode Geiger yang merupakan algoritma pada program *Velost33*.

1.4. Tujuan Penelitian

Tujuan dari penelitian ini adalah sebagai berikut :

1. Menganalisis perbedaan posisi hiposenter gempabumi sebelum dan sesudah relokasi di sekitar patahan Palu Koro dan Matano
2. Menganalisis posisi hiposenter baru terhadap patahan Palu Koro dan Matano yang didapatkan setelah dilakukan proses relokasi
3. Menentukan model kecepatan lokal 1-D gelombang P dan koreksi stasiun di daerah penelitian setelah direlokasi.

1.5. Manfaat Penelitian

Penelitian ini bermanfaat untuk memberikan informasi tentang posisi hiposenter dari gempa bumi berdasarkan program *Velest33*. Hasil yang diperoleh diharapkan mampu menjadi acuan untuk penelitian – penelitian selanjutnya.

UNIVERSITAS BRAWIJAYA



UNIVERSITAS BRAWIJAYA

Halaman ini sengaja dikosongkan.



BAB II TINJAUAN PUSTAKA

2.1. Gempabumi

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

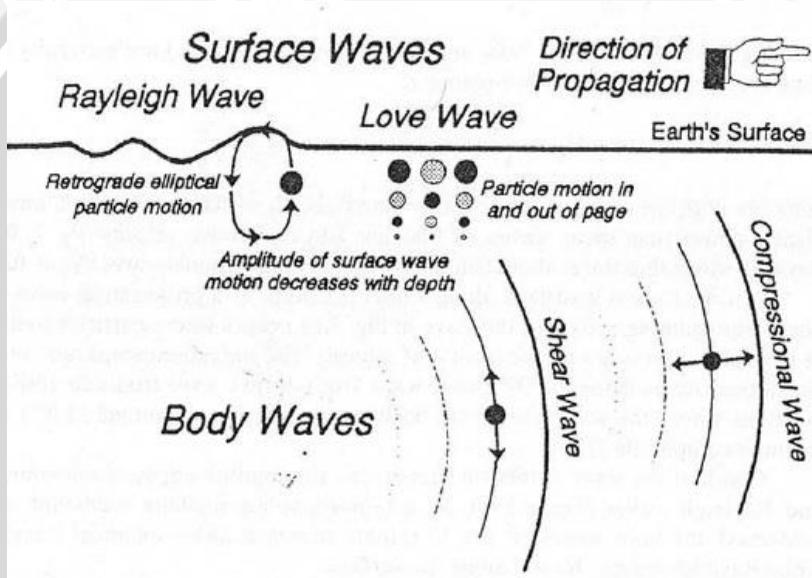
2.1.1. Klasifikasi Gempabumi

Gempabumi yang terjadi sangat beragam, untuk mempermudah mengidentifikasi gempabumi yang terjadi maka gempabumi diklasifikasikan sebagai berikut :

- i. Klasifikasi gempa berdasarkan penyebabnya yaitu :
 - a. Gempa Tektonik
 - b. Gempa Vulkanik
 - c. Gempa Runtuhan
- ii. Klasifikasi gempa berdasarkan kedalaman fokus yaitu:
 - a. Gempa dangkal yaitu kedalamannya kurang dari 70 km
 - b. Gempa menengah yaitu kedalamannya kurang dari 300 km
 - c. Gempa dalam yaitu kedalamannya lebih dari 300
- iii. Klasifikasi berdasarkan jarak episentrum
 - a. Gempa lokal yaitu gempa dengan jarak episenter terhadap stasiun seismik tidak melebihi beberapa ratus kilometer.
 - b. Gempa jauh yaitu gempa dengan jarak episenter terhadap stasiun seismik lebih dari 1000 km.

2.2. Gelombang Seismik

Menurut Afnimar (2009) gelombang seismik adalah bentuk gelombang elastis yang menjalar dalam medium bumi. Gelombang seismik merupakan rambatan energi yang disebabkan karena adanya gangguan di dalam kerak bumi. Gelombang seismik ini akan tercatat oleh seismometer sebagai seismogram yang merepresentasikan osilasi partikel di titik stasiun seismik. Gelombang seismik merambatkan energi dari sumber ke seluruh bagian bumi dan membawa informasi baik tentang sumber seismik maupun medium yang dilewatinya.



Gambar 2.1 Gelombang Seismik (Lilie, 1999)

Dalam penjarangannya gelombang seismik dapat digambarkan dengan **Gambar 2.1** dan dibagi menjadi dua jenis yaitu:

2.2.1. Gelombang Badan (*Body Wave*)

Gelombang badan merupakan gelombang seismik yang merambat di dalam medium. Arah perambatan gelombang badan ke seluruh bagian di dalam bumi. Berdasarkan gerak partikel pada media dan arah penjarangannya, gelombang badan dibagi menjadi 2, yaitu :

• Gelombang Primer

Gelombang Primer disebut juga gelombang kompresi, gelombang longitudinal atau gelombang dilatasi. Gelombang ini menginduksi gerakan partikel media dalam arah paralel terhadap arah penjalaran gelombang. Sifat gelombang P antara lain datang paling awal dan cara Bergeraknya dengan berdasarkan pada efek tekanan. Bentuk persamaan umum kecepatan gelombang P adalah

$$V_p = \alpha = \left(\frac{\lambda + 2\mu}{\rho} \right)^{1/2} \quad (2.1)$$

Dimana λ adalah konstanta *lame*, μ adalah modulus geser, dan ρ adalah densitas batuan.

Dalam peringatan dini gempa bumi maupun tsunami, gelombang P sangat bermanfaat karena gelombang ini adalah gelombang yang pertama kali sampai di stasiun pencatat sehingga analisa yang cepat dan akurat terhadap gelombang ini akan sangat bermanfaat dalam menentukan parameter gempa bumi dengan cepat pula (Putri, 2012).

• Gelombang Sekunder

Gelombang S (Gelombang Sekunder) disebut juga gelombang *shear*, gelombang transversal atau gelombang rotasi. Gelombang ini menyebabkan gerakan partikel – partikel media dalam arah tangensial terhadap arah penjalaran gelombang. Sifat gelombang S antara lain datang kedua setelah gelombang P dan cara Bergeraknya berdasarkan pada geseran. Persamaan umum gelombang S sebagai berikut:

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

Gelombang S dapat dibedakan menjadi dua, yaitu gelombang S horizontal (gelombang SH) dan gelombang S vertikal (gelombang SV) (Bolt, 1978).

2.2.2. Gelombang Permukaan

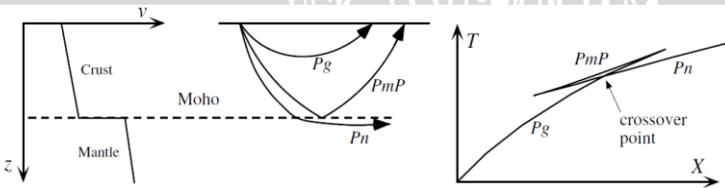
Gelombang permukaan merupakan gelombang yang merambat melalui permukaan dari sebuah materi dimana amplitudo dari gelombang ini akan semakin melemah bila semakin masuk ke dalam medium. Gelombang permukaan dibagi menjadi dua yaitu gelombang Rayleigh dan gelombang Love. Gelombang Rayleigh

terjadi akibat adanya interferensi antara gelombang tekan dengan gelombang geser secara konstruktif. Gelombang Love adalah gelombang transversal yang menggetarkan lapisan tanah dengan arah horizontal yang tegak lurus dengan arah penalaran gelombang.

2.3. Fasa-fasa Gelombang Seismik

Fasa-fasa gelombang seismik yang menjalar dalam bumi secara global terjadi karena sinyal seismik melewati medium bumi yang bervariasi sifat elastisitasnya dan keberadaan permukaan yang diasumsikan berbatasan dengan ruang hampa. Variasi ini terjadi secara vertikal dan horizontal dan sangat rumit di sekitar batas lempeng seperti zona subduksi. Dengan demikian, dibuatlah model referensi gelombang satu dimensi (1D) seperti model PREM dan AK135 yang dihitung dari data-data seismik yang dipropagasikan oleh banyak gempa. Model 1D berarti sifat elastisitasnya hanya bervariasi secara radial dari pusat bumi (Afnimar, 2009).

Fasa-fasa gelombang bodi ditentukan dari teori *ray*. Teori *ray* merupakan suatu solusi dengan berdasarkan pada prinsip Fermat yang menyatakan bahwa lintasan *ray* antara dua titik adalah lintasan yang mempunyai waktu tempuh minimum. Salah satu dari implikasinya adalah hukum Snellius. Fasa-fasa gelombang bodi ini merambat dalam kerak bumi yang tebalnya sekitar 6 km di bawah laut dan 30 sampai 50 km di kontinen. Keadaan yang spesifik di zona ini adalah perubahan kecepatan yang tajam pada diskontinuitas Moho antara kerak dan mantel atas. Pada **Gambar 2.2**, gelombang P yang berbalik arah dalam kerak bumi dinamai *P_g*, sedangkan *ray* yang terefleksi pada Moho dinamai *P_{mP}*. Kenaikan kecepatan pada Moho menyebabkan triplikasi dalam kurva waktu tempuhnya. *P_n* adalah *ray* yang melewati mantel atas di bawah Moho.



Gambar 2.2 Geometri *ray* dan penamaan fasa-fasa gelombang P (Shearer, 2009)

2.4. Parameter Gempabumi

Parameter gempabumi adalah acuan nilai besaran dan letak kejadian suatu gempabumi. Parameter gempabumi tersebut meliputi :

a. Waktu terjadinya gempabumi (*Origin Time*)

Waktu terjadinya gempabumi menunjukkan waktu terlepasnya akumulasi energi dari sumber gempabumi. *Origin Time* dinyatakan dalam satuan waktu internasional GMT.

$$OT = RP - (P - H) \quad (2.3)$$

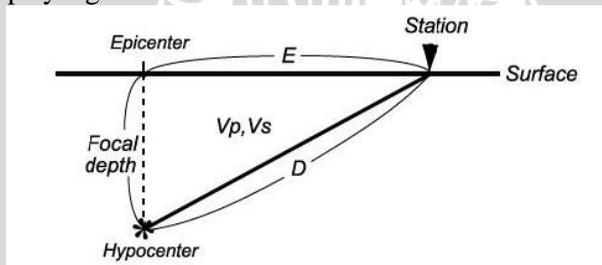
dengan *OT* adalah waktu terjadinya gempa, *RP* adalah pembacaan waktu gelombang *P* pada stasiun dan *P - H* adalah nilai Jeffreys-Bullent. Dalam menentukan waktu gempa atau *origin time* (*OT*), dengan menggunakan data *tp* dan *ts-tp* dari sejumlah *n* stasiun.

b. Episenter

Episenter (*epicenter*) adalah proyeksi hiposenter di permukaan bumi. Letak episenter tegak lurus terhadap hiposentrum, dan sekitar daerah ini pada umumnya merupakan wilayah yang paling besar merasakan getaran gempabumi.

c. Kedalaman gempa (Hiposenter)

Hiposenter merupakan pusat gempabumi yang berada di dalam bumi. Hiposenter biasanya diasumsikan sebagai sebuah titik namun pada kenyataannya hiposenter merupakan sebuah bidang yang luasnya tergantung pada besarnya energi yang dilepaskan. Parameter hiposenter dan struktur kecepatan gelombang gempa dapat diketahui dari sekumpulan data waktu tiba gelombang gempa dari data gempa yang diketahui.



Gambar 2.3 Hiposenter (Putri, 2012)

Berdasarkan **Gambar 2.3**, D merupakan jarak hiposenter dengan stasiun pencatat, dan dapat dinyatakan dengan persamaan

$$D = T_{po} * V_p \quad (2.4)$$

$$D = T_{so} * V_s = (T_s - T_o) * V_s \quad (2.5)$$

$$= \{(T_s - T_p) + (T_p - T_o)\} * V_s \quad (2.6)$$

$$= (T_{sp} + T_{po}) * V_s \quad (2.7)$$

d. Magnitudo

Magnitudo adalah ukuran yang menyatakan kekuatan gempabumi berdasarkan energi yang dipancarkan pada saat terjadinya gempabumi. Pada umumnya magnitudo diukur berdasarkan amplitudo dan periode fase gelombang tertentu. Magnitudo gempa dapat dibedakan atas magnitudo lokal, magnitudo bodi, magnitudo permukaan, magnitudo momen dan magnitudo durasi.

e. Intensitas

Intensitas gempabumi adalah tingkat kerusakan yang terasa pada lokasi terjadinya gempabumi. Besarnya intensitas sangat tergantung dari besarnya magnitudo, jarak dari sumber gempa, kondisi geologi, dan struktur bangunannya (Ismail,1989).

2.5. Penentuan Lokasi Hiposenter Gempabumi

Penentuan lokasi hiposenter gempa dibutuhkan beberapa data meliputi lintang, bujur dan waktu tiba gelombang gempa, serta kecepatan gelombang yang menjalar di dalam bumi. Hiposenter akan ditentukan jika episenter telah diperoleh. Dalam penentuan episenter gempabumi, pembacaan waktu tiba sangat berperan karena kesalahan interpretasi pembacaan fase gelombang akan menghasilkan residu yang besar. Keakuratan penentuan lokasi episenter gempabumi sangat vital pada banyak aplikasi, termasuk perkiraan dan taksiran bahaya gempa, tomografi seismik, studi mekanisme sumber, pengujian medan tegangan, dan lain-lain.

Menurut Ibrahim dan Subardjo (2004) bahwa untuk menentukan lokasi sumber gempabumi dapat digunakan beberapa metode. Episenter gempa dapat ditentukan secara manual dengan metode lingkaran ataupun metode hiperbola, sedangkan program

komputer untuk menentukan parameter gempa digunakan metode inversi seperti metode Geiger. Metode-metode tersebut dijelaskan sebagai berikut :

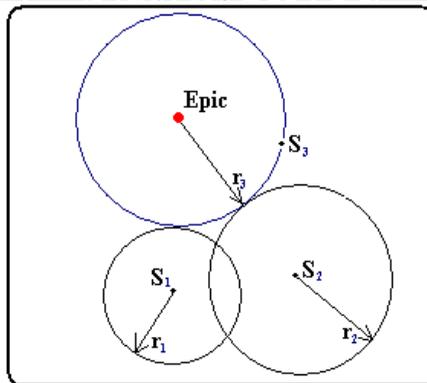
2.5.1. Metode Lingkaran Dengan Tiga Stasiun.

Metode ini dapat digambarkan seperti **Gambar 2.4**, diasumsikan ada tiga stasiun pencatat, masing-masing S_1 , S_2 , dan S_3 . Dengan menggunakan dua data stasiun pencatat, S_1 dan S_2 sebagai pusatnya, dibuat lingkaran-lingkaran dengan jari-jari :

$$r_2 = v(t_2 - t_3) \quad (2.8)$$

$$r_1 = v(t_1 - t_3) \quad (2.9)$$

dengan r adalah jari-jari lingkaran, v adalah kecepatan gelombang, dan t adalah waktu tiba gelombang. Episenter yang dicari adalah pusat sebuah lingkaran yang melalui S_3 dan menyinggung kedua lingkaran yang berpusat di S_1 dan S_2 tersebut. Metode ini kurang dapat diandalkan, karena kualitas penentuannya tergantung pada ketelitian penggambaran ketiga lingkaran tersebut.



Gambar 2.4 Penentuan Episenter dengan Metode Lingkaran Tiga Stasiun (Ibrahim dan Subardjo, 2004)

2.5.2. Metode Hiperbola

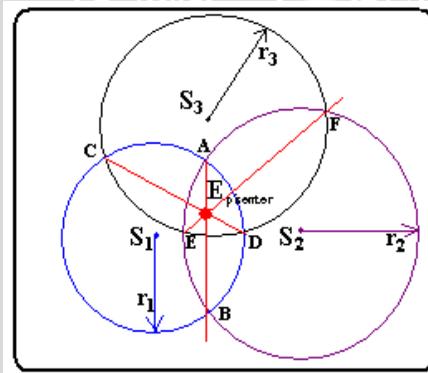
Metode Hiperbola menggunakan tiga stasiun seperti metode lingkaran tiga stasiun. Metode ini mengasumsikan kecepatan gelombang seismik v konstan dengan tiga stasiun S_1 , S_2 dan S_3 . Kemudian diukur waktu tiba gelombang seismik pada ketiga stasiun itu adalah jam t_1 , t_2 dan t_3 dimana $t_1 < t_2 < t_3$, maka dengan menggunakan pasangan stasiun S_1 dan S_2 , episenternya harus terletak

pada sebuah kurva dengan harga $t_2 - t_1$ konstan. Kurva semacam ini berupa hiperbola dengan S_1 dan S_2 sebagai titik fokusnya. Karena telah diketahui $t_1 < t_2$ maka kurva hiperbolanya cekung ke arah titik S_1 . Dengan cara yang sama dilakukan lagi untuk pasangan stasiun S_2, S_3 dan S_3, S_1 . Ketiga hiperbola ini berpotongan pada suatu titik dan titik potong ini adalah episenternya.

2.5.3. Metode Titik Berat

Metode ini selain dapat menentukan koordinat episenter, kedalaman fokusnya juga dapat ditentukan. Metode ini digambarkan seperti **Gambar 2.5**. Dengan menggunakan tiga stasiun pencatat S_1, S_2 dan S_3 dapat dibuat masing-masing lingkaran dengan pusat stasiun dan jari-jari r_1, r_2 dan r_3 . Jari-jari lingkaran adalah jarak hiposenter $d = (s - p)k$, dimana k adalah konstanta Omori yang besarnya tergantung pada kondisi geologi setempat dan besarnya sekitar 7,8.

Sedangkan $(s - p)$ adalah beda waktu tiba gelombang S dan P. Pada **Gambar 2.5**, koordinat episenter E merupakan perpotongan garis berat ketiga lingkaran tersebut.

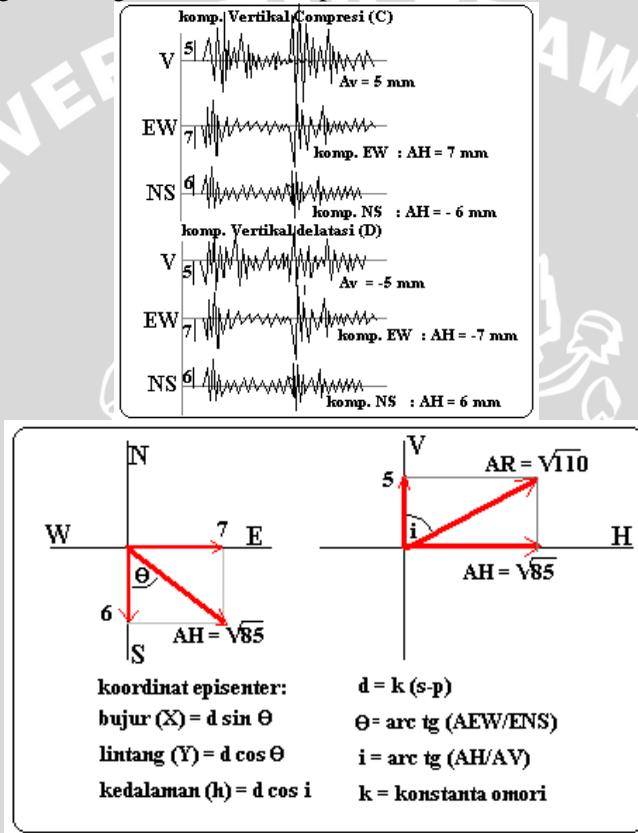


Gambar 2.5 Penentuan Episenter Metode Titik Berat (Ibrahim dan Subardjo, 2004)

Kedalaman hiposenter (h) dapat diperoleh dengan rumus Pythagoras. Dengan metode ini dapat pula ditentukan waktu kejadian gempa (*origin time*). Untuk menentukan *origin time* dengan pendekatan $(s - p)$ digunakan grafik Wadati.

2.5.4. Metode Gerak Partikel

Metode Gerak Partikel (*particle motion*) dipakai untuk menentukan hiposenter (episenter dan kedalamannya) dengan menggunakan satu stasiun yang memiliki 3 komponen. Dalam penentuan ini arah awal impuls ketiga komponen (kompresi atau dilatasi) harus jelas. Variabel yang dipakai adalah setengah amplitude awal impuls gelombang P ketiga komponen dan beda waktu gelombang S dan P atau (s-p).



Gambar 2.6 Metode gerak partikel (Ibrahim dan Subardjo, 2004)

2.5.5. Metode Geiger (Inversi)

Teori inversi didefinisikan sebagai suatu kesatuan teknik matematika dan statistika untuk memperoleh informasi yang berguna mengenai suatu sistem fisika berdasarkan observasi terhadap sistem

tersebut (Grandis, 2003). Pada dasarnya proses inversi mencari model optimum yang berasosiasi dengan nilai minimum suatu fungsi obyektif. Pemodelan inversi sering disebut sebagai kebalikan dari pemodelan ke depan, karena dalam pemodelan inversi, parameter model diperoleh secara langsung dari data. Terdapat 2 macam *inverse modeling*, yaitu inversi linear dan inversi non linear. Pada kasus penentuan hiposenter ini adalah inversi non linear. Permasalahan non linier dapat diselesaikan dengan pendekatan linier, yaitu melalui pencarian lokal dan pencarian global. Penyelesaian inversi adalah memperkirakan parameter model yang memiliki respon (data terhitung) cocok dengan data lapangan. Solusinya diperoleh dengan menerapkan jumlah kuadrat kesalahan minimum (*least square*).

Pada metode Geiger bumi diasumsikan terdiri dari lapisan datar yang homogen isotropik, sehingga waktu tiba gelombang gempa yang karena pemantulan dan pembiasan untuk setiap lapisan dapat dihitung. Untuk melakukannya, struktur kecepatan di mana waktu tempuhnya dihitung, harus diketahui dan merupakan masalah yang krusial. Dalam metode inversi, harus ditentukan dahulu data observasi yang akan dipakai dan parameter yang akan digunakan.

Untuk kasus penentuan lokasi gempa, data yang digunakan adalah data waktu tiba gelombang P. Data ini dirilis sebagai suatu kumpulan data observasi $d = (t_1^{obs}, t_2^{obs}, \dots, t_n^{obs})$ dari n stasiun gempa. Parameter yang akan ditentukan adalah lokasi gempa $m = (x, y, z, t_0)$. Untuk menentukan parameter tersebut dari data observasi dilakukan perhitungan secara *modeling* $(t_1^{cal}, t_2^{cal}, \dots, t_n^{cal})$ sebagai fungsi parameter dari m , mendekati data observasi d . Secara matematis dapat ditulis sebagai berikut:

$$t_i^{cal}(x, y, z, t_0) \approx t_i^{obs} \quad (2.10)$$

Dari perhitungan ini didapatkan residu, yaitu perbedaan antara waktu tempuh gelombang yang diamati dengan waktu tempuh gelombang yang dihitung untuk setiap stasiun. Metode Geiger mengimplementasikan algoritma *iterative least square* untuk memperoleh *misfit* minimum. Teknik optimalisasi lokal seperti ini dapat menghasilkan solusi dengan meminimalkan fungsi *misfit*, namun proses tersebut sangat bergantung pada model awal. Perhitungan waktu tiba *modeling* ini membutuhkan struktur kecepatan, dalam hal ini kecepatan gelombang P.

Untuk kasus medium homogen dengan kecepatan konstan α , t^{cal} dapat dirumuskan sebagai

$$t_i^{cal} = g_i(m) = t_0 + \frac{\sqrt{(x_i-x)^2 + (y_i-y)^2 + (z_i-z)^2}}{\alpha} \quad (2.11)$$

Dengan (x_i, y_i, z_i) adalah koordinat stasiun ke- i . Perhitungan ini disebut dengan pemodelan ke depan (*forward modeling*). Persamaan (2.11) bukanlah persamaan linear. Prosedur standar dalam pemecahan masalah non linear ini adalah dengan cara linearisasi persamaan (2.10) dan perhitungan m secara iterasi.

Hubungan antara data dengan parameter model secara umum dapat dinyatakan oleh persamaan berikut :

$$d = g(m) \quad (2.12)$$

Persamaan tersebut dapat pula digunakan untuk menyatakan hubungan antara data dengan parameter model yang direpresentasikan oleh suatu fungsi non-linear. Dalam hal ini g adalah suatu fungsi pemodelan kedepan yang merupakan fungsi non-linear dari parameter model. Fungsi g dinyatakan dalam notasi vektor untuk menyatakan adanya komponen yang berasosiasi dengan komponen data.

Dalam melakukan perhitungan m terlebih dahulu menentukan nilai awal $m_0 = (x^0, y^0, z^0, t_0^0)$ yang bisa diperkirakan dari kondisi geologi dan sebagainya. Model m merupakan suatu model awal m^0 yang diperturbasi dengan Δm agar diperoleh kecocokan yang lebih baik antara respons model tersebut dengan data :

$$m = m_0 + \Delta m \quad (2.13)$$

$$d = g(m_0 + \Delta m) \quad (2.14)$$

Jika persamaan (2.14) dituliskan kembali dalam bentuk komponennya maka diperoleh:

$$d_i = g_i(m_0^{(j)} + \delta m_j) \quad (2.15)$$

Dimana $i = 1, 2, \dots, N$ dan $j = 1, 2, \dots, M$ dengan N dan M masing-masing adalah jumlah data dan jumlah parameter model.

Kemudian proses linearisasi dilakukan dengan cara ekspansi Taylor orde pertama fungsi $g(m)$ di sekitar nilai awal m_0 dengan menggunakan notasi komponen seperti persamaan (2.14) menghasilkan :

$$g_i(m_0^{(j)} + \delta m_j) \approx g_i(m_0^{(j)}) + \left. \frac{\partial g_i}{\partial m_j} \right|_{m_0} \delta m_j + O(\delta m_j) \quad (2.16)$$

Di mana $O(\delta m_j)$ adalah suku sisa yang melibatkan turunan orde kedua dan orde-orde lebih tinggi. Hasil substitusi persamaan (2.16) ke dalam persamaan (2.15) dengan mengabaikan suku sisa tersebut adalah sebagai berikut :

$$d_i = g_i \left(m_0^{(j)} \right) + \left. \frac{\partial g_i}{\partial m_j} \right|_{m_0} \delta m_j \quad (2.17)$$

Suku kedua pada ruas kanan persamaan (2.17) adalah komponen turunan parsial fungsi $g(m)$ terhadap suatu elemen parameter model m yang membentuk matriks Jacobi berikut :

$$J_{ij} = \frac{\partial g_i}{\partial m_j} \quad (2.18)$$

Selanjutnya, substitusi dan pengaturan kembali persamaan (2.17) menghasilkan

$$d_i - g_i \left(m_0^{(j)} \right) = J_{ij} \delta m_j \quad (2.19)$$

Bentuk lengkap dari notasi matriks persamaan (2.19) adalah

$$d - g(m_0) = \underline{J}_0 \Delta m_0 \quad \text{atau} \quad \Delta d_0 = \underline{J}_0 \Delta m_0 \quad (2.20)$$

Di mana \underline{J}_0 matriks Jacobi yang dievaluasi pada $m = m_0$. Jika dinyatakan dalam bentuk matriks yakni sebagai berikut :

$$\begin{bmatrix} \frac{\partial g_1}{\partial x} & \frac{\partial g_1}{\partial y} & \frac{\partial g_1}{\partial z} & 1 \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ \frac{\partial g_n}{\partial x} & \frac{\partial g_n}{\partial y} & \frac{\partial g_n}{\partial z} & 1 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \Delta x^0 \\ \Delta y^0 \\ \Delta z^0 \\ \Delta t_0^0 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \Delta d_1 \\ \cdot \\ \cdot \\ \Delta d_n \end{bmatrix} \quad (2.21)$$

Dengan menganggap $\Delta d_0 = d - g(m_0)$ maka persamaan (2.20) mirip dengan persamaan yang berlaku pada hubungan linear antara data dengan parameter model, yaitu $d = \underline{G}m$. Dalam hal ini dapat dikatakan bahwa data digantikan oleh perturbasi data dan model menjadi perturbasi model. Sementara itu matriks kernel \underline{G} digantikan dengan matriks Jacobi yang menyatakan sejauh mana daa prediksi berubah sebagai akibat dari perubahan atau perturbasi model. Oleh karena itu matriks Jacobi sering pula disebut sebagai matriks sensitivitas.

Kemiripan persamaan (2.20) dengan persamaan yang menyatakan hubungan linear antara data dengan parameter model $d = \underline{G}m$ mengindikasikan hubungan linear antara $\Delta d_0 = d - g(m_0)$ dengan Δm_0 . Biasanya jumlah data n lebih besar dari jumlah parameter, sehingga matriks kernel tidak berbentuk bujur sangkar.

Supaya dapat diselesaikan maka dikalikan dengan transposnya, sehingga

$$\underline{J}_0^T \underline{J}_0 \Delta m_0 = \underline{J}_0^T (d - g(m_0)) \quad (2.22)$$

$$\left[\underline{J}_0^T \underline{J}_0 \right]^{-1} \underline{J}_0^T \underline{J}_0 \Delta m_0 = \left[\underline{J}_0^T \underline{J}_0 \right]^{-1} \underline{J}_0^T (d - g(m_0)) \quad (2.23)$$

$$\Delta m_0 = \left[\underline{J}_0^T \underline{J}_0 \right]^{-1} \underline{J}_0^T (d - g(m_0)) \quad (2.24)$$

Persamaan (2.23) pada dasarnya menyatakan perubahan yang diperlukan terhadap suatu model awal m_0 agar diperoleh model yang lebih baik, yaitu $m = m_0 + \Delta m_0$. Respons model m diharapkan lebih fit dengan data.

Mengingat sifat non linear dari fungsi yang menghubungkan data dengan parameter model (pemodelan ke depan) maka pendekatan orde pertama tersebut tidak dapat langsung menghasilkan model optimum. Oleh karena itu proses perturbasi model dilakukan terhadap model awal m_0 secara iteratif menggunakan persamaan (2.23) sampai diperoleh konvergensi menuju solusi optimum.

Untuk memperoleh solusi inversi atau model optimum diperlukan perturbasi secara iteratif suatu model awal m_0 . Dengan demikian pada iterasi ke- $(n + 1)$ perturbasi dilakukan terhadap model hasil iterasi sebelumnya dengan menggunakan persamaan berikut :

$$m_{n+1} = m_n + \left[\underline{J}_n^T \underline{J}_n \right]^{-1} \underline{J}_n^T (d - g(m_n)) \quad (2.25)$$

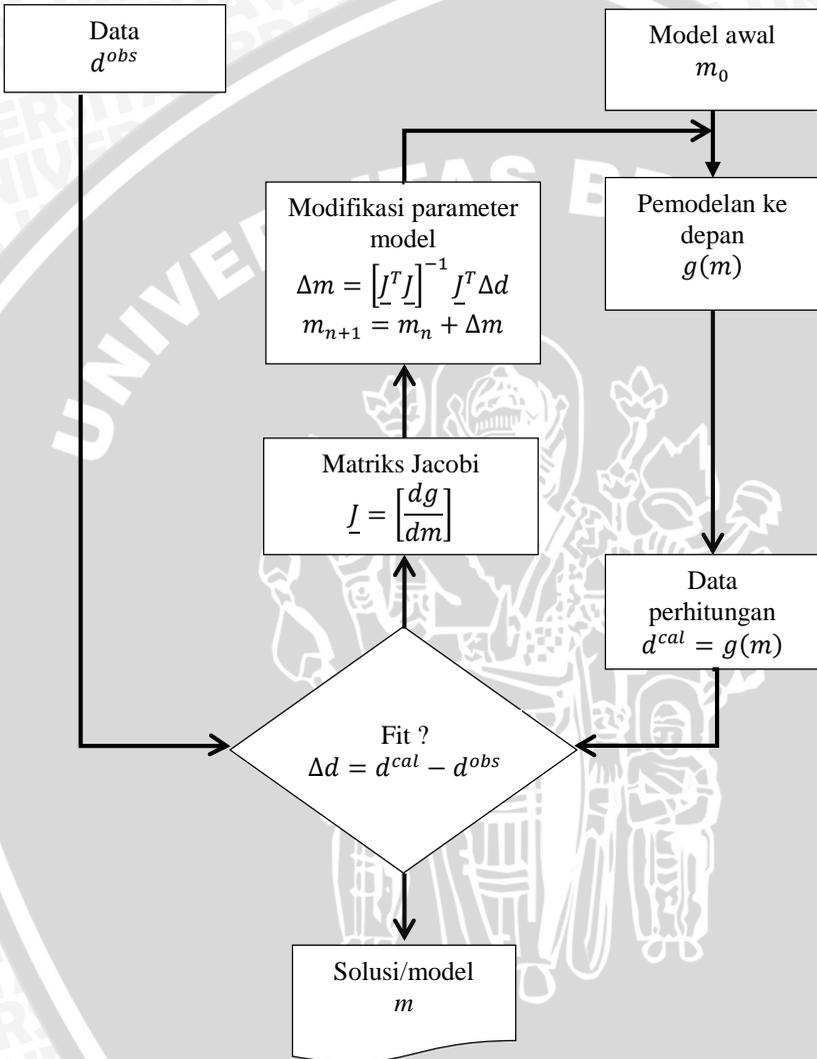
Hasil iterasi terakhir merupakan lokasi gempa yang ‘sebenarnya’.

Solusi inversi diperoleh dengan memodifikasi model awal secara iteratif sampai dicapai konvergensi menuju model optimum. Salah satu kriteria konvergensi adalah bilamana parameter model memiliki kesalahan terkecil atau kesalahan dengan kriteria yang diinginkan, di mana dapat dirumuskan dengan *RMS error* yakni :

$$E_{RMS} = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (t_i^{cal} - t_i^{obs})^2} \quad (2.26)$$

Di mana N adalah jumlah data. Selain *RMS*, kedekatan atau kesamaan model inversi pada dua iterasi yang saling berurutan dapat pula digunakan sebagai kriteria konvergensi dan penghentian iterasi. Hal tersebut dapat menghindarkan iterasi yang berjalan terus menerus karena *RMS error* tidak mencapai harga minimum yang diinginkan.

Berikut ini pemodelan algoritma inversi non linear dengan pendekatan linear.



Gambar 2.7 Algoritma metode Geiger (Grandis, 2003)

Meskipun demikian, metode Geiger ini masih mempunyai masalah perhitungan, terutama apabila data yang digunakan berasal

$$a_{ii} > \sum_{j=1, j \neq i}^n |a_{ij}| \quad (2.34)$$

Di mana $i = 1, 2, \dots, n$.

2.7. Relokasi Hiposenter Gempabumi

Saat gempabumi terjadi *release* parameter gempabumi termasuk posisi episenter dan hiposenter yang dikeluarkan oleh beberapa badan seismologi dunia kadang berbeda-beda. Hal ini dikarenakan dua hal, yaitu episenter bukan merupakan suatu titik, melainkan bidang, sehingga posisi episenter *mainshock* tidak hanya berada pada satu titik tetap dan posisi episenter yang sebenarnya terletak pada suatu *ellips error*, sehingga diperlukan suatu relokasi agar paling tidak posisinya mencerminkan posisi episenter yang sebenarnya. Menurut Lay dan Wallace (1995) untuk menentukan lokasi sumber gempabumi memerlukan identifikasi fase seismik dan mengukur *arrival time*-nya, serta mengetahui struktur kecepatan antara hiposenter dan stasiun seismik. Lokasi sumber gempa dapat diperoleh dengan menghitung *travel time* untuk setiap fase tertentu pada stasiun seismik yang tersebar dalam bentuk model kecepatan.

Untuk melakukan relokasi hiposenter gempa biasanya harus diketahui model kecepatan gelombang P 1 dimensi. Model kecepatan gelombang P merupakan suatu fungsi dari kedalaman terhadap kecepatan gelombang P (V_p) dan relokasi hiposenter merupakan koreksi dari lintang, bujur, dan kedalaman dari gempa bumi. Koreksi dari parameter hiposenter digunakan untuk memperbaharui informasi yang dikeluarkan secara cepat saat terjadi gempa bumi (Iswati *et al*, 2013).

Penentuan model 1D kecepatan dan relokasi hiposenter secara simultan dapat menggunakan program *Velost33*. Metode inversi yang digunakan dalam program ini adalah metode Geiger model *Coupled Velocity-Hypocenter*. Metode ini akan menghasilkan relokasi gempa, model kecepatan gelombang seismik bawah permukaan 1-D, dan koreksi stasiun secara bersamaan menggunakan prinsip metode Geiger. Pada program *Velost33* digunakan 6 parameter model yaitu posisi hiposenter gempa (*origin time* dan koordinat spasial), waktu tiba gelombang P, model kecepatan awal gelombang P, dan data stasiun seismik.

Pengamatan waktu tiba gelombang dapat dinyatakan dalam suatu formula $t_{obs} = f(s, h, m)$ dimana $s, h,$ dan m adalah koordinat stasiun, parameter hiposenter (termasuk *origin time* dan koordinat lintang bujur), dan struktur model kecepatan. Fungsi f adalah fungsi non linear dari parameter h dan m yang tidak diketahui sebelumnya. Waktu tempuh residu tersebut dapat digambarkan sebagai fungsi beda (Δ) antara hiposenter estimasi dan hiposenter sebenarnya dan parameter kecepatan. Untuk menghitung koreksi terhadap hiposenter dan parameter model, maka harus diketahui ketergantungan waktu tempuh pengamatan pada semua parameter. Karena menggunakan prinsip metode Geiger maka cara yang digunakan sama, sehingga dapat diperoleh hubungan linear waktu tempuh residu (t_{res}) dengan perubahan untuk parameter hiposenter (Δh_k) dan kecepatan (Δm_i) yaitu :

$$t_{res} = t_{obs} - t_{cal} = \sum_{k=1}^4 \frac{\partial f}{\partial h_k} \Delta h_k + \sum_{i=1}^n \frac{\partial f}{\partial m_i} \Delta m_i + e \quad (2.35)$$

Keterangan :

t_{res} = residual waktu tempuh observasi dan waktu tempuh kalkulasi

t_{obs} = waktu tempuh observasi;

t_{cal} = waktu tempuh kalkulasi

f = fungsi terhadap (s, h, m);

s = lokasi stasiun

h = lokasi hiposenter dan waktu tiba (*arrival time*);

m = model kecepatan

e = koreksi stasiun;

k = jumlah hiposenter;

i = jumlah stasiun

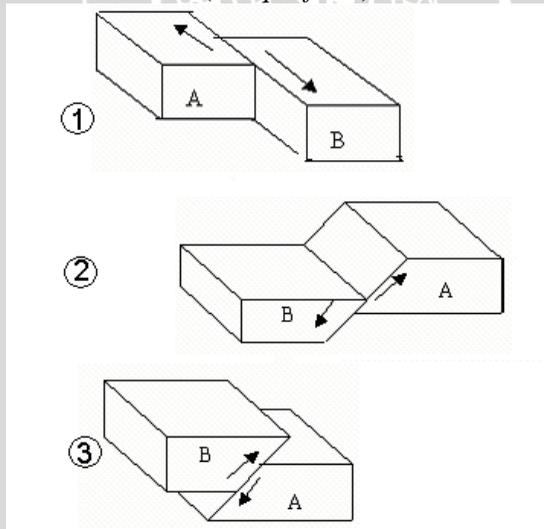
Kemudian persamaan (2.35) diiterasi dengan iterasi Jacobi sehingga menghasilkan t_{res} mendekati nol. Semakin mendekati nol mengartikan bahwa waktu tempuh kalkulasi mendekati waktu tempuh observasi.

2.8. Sesar

Sesar atau patahan adalah rekahan pada batuan yang telah relatif mengalami pergeseran pada bidang rekahnya. Suatu sesar dapat berupa bidang sesar (*Fault Plain*) atau rekahan tunggal. Tetapi sesar lebih sering dijumpai sebagai jalur (*Fault Zone*), yang terdiri dari satu sesar. Jalur sesar atau jalur penggerusan (*Shear Zone*),

mempunyai dimensi panjang dan lebar yang beragam, dari skala minor sampai puluhan kilometer. Ada beberapa hal penting dalam penentuan parameter bidang sesar yaitu :

1. Sesar mendatar yakni arah gerak blok sesar horizontal yang ditunjukkan oleh **Gambar 2.8 (1)**. Sesar ini terbagi dua yaitu :
 - a. *Right lateral* yaitu gerak sesar mendatar yang searah dengan jarum jam.
 - b. *Left lateral* yaitu gerak sesar mendatar yang berlawanan dengan arah jarum jam
2. Sesar tidak mendatar yakni arah gerak sesar vertikal atau miring yang ditunjukkan oleh **Gambar 2.8 (2 dan 3)**, sesar ini ada tiga yaitu:
 - a. Sesar turun yaitu sesar yang turun lebih rendah dari pada blok dasar.
 - b. Sesar naik yaitu bloknya naik relatif terhadap blok dasar
 - c. Sesar miring yaitu blok vertikal yang diiringi dengan gerakan horizontal (*oblique fault*).



Gambar 2.8 Gerakan dasar dari sesar: sesar mendatar, sesar turun, dan sesar naik (Ibrahim dan Subardjo, 2004).

UNIVERSITAS BRAWIJAYA

Halaman ini sengaja dikosongkan.



BAB III

METODE PENELITIAN

3.1. Waktu dan Tempat Penelitian

Penelitian ini dilaksanakan pada tanggal 17 Februari sampai 17 April 2014 di Badan Meteorologi, Klimatologi dan Geofisika (BMKG) Kelas II di Jalan Sedap Malam, Mlaten, Kecamatan Pandaan, Kabupaten Pasuruan, Jawa Timur.

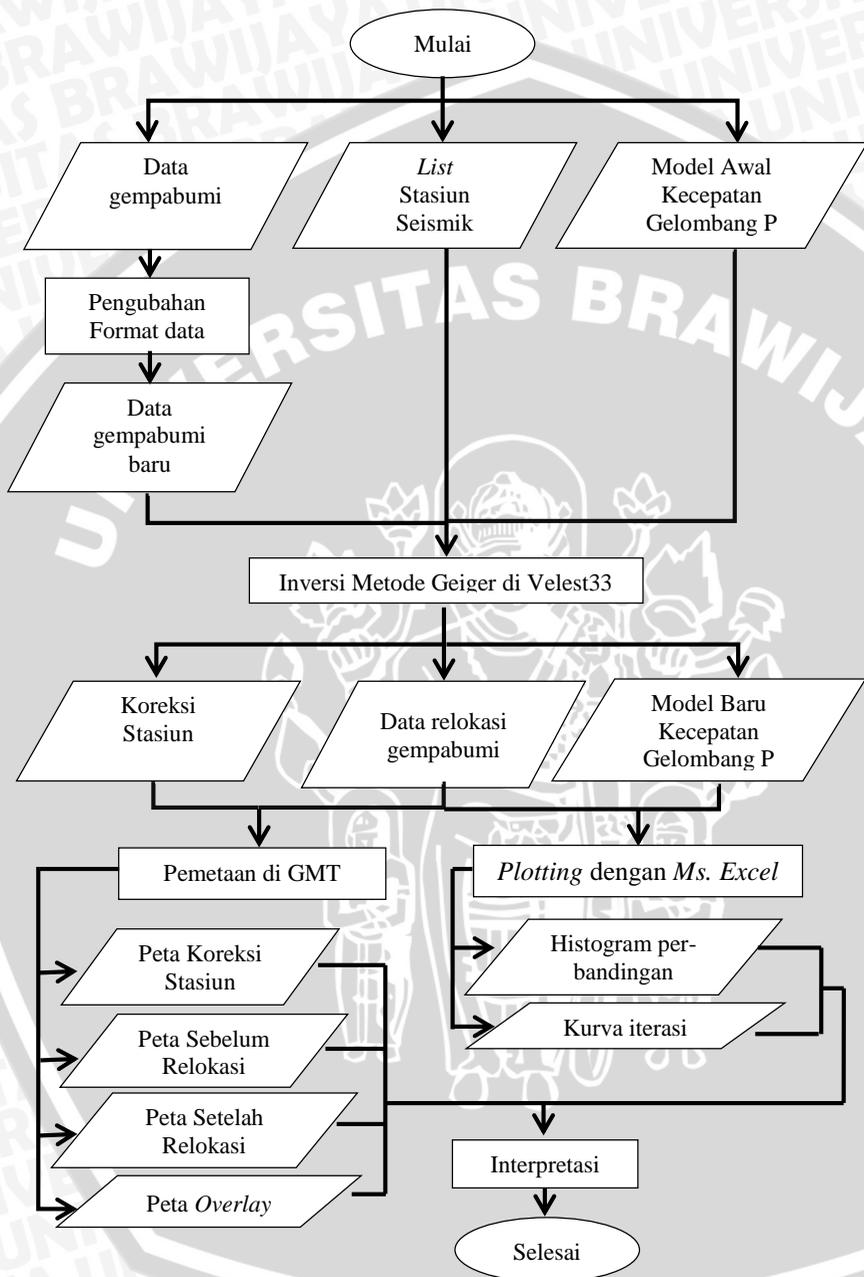
3.2. Metode Penelitian

Data yang digunakan dalam penelitian ini berupa data rekaman gempa bumi yang diperoleh dari katalog Badan Meteorologi, Klimatologi, dan Geofisika. Data-data tersebut meliputi tanggal, *origin time*, *arrival time*, lintang, bujur, kedalaman, magnitudo, dan stasiun yang mencatat gempa yang terjadi. Selain itu, digunakan juga data model kecepatan awal gelombang P AK135 dan data koordinat stasiun yang mencatat gempa.

Alat yang digunakan dalam penelitian berupa software. Software yang digunakan untuk melakukan pengolahan data antara lain *Microsoft Excel*, *Notepad++*, *Convert Data BMKG to Velest*, *Velest33*, dan *Generic Mapping Tool (GMT)*.

3.3. Langkah-Langkah Pelaksanaan Penelitian

Langkah-langkah yang dilakukan dalam penelitian dapat digambarkan melalui diagram alir sebagai berikut :



Gambar 3.1 Diagram Alir Penelitian

Secara garis besar, proses penelitian ini dimulai dari pengumpulan data-data, yaitu data gempabumi dari katalog BMKG, *list* stasiun seismik, dan model awal kecepatan Gelombang P. Kemudian dilanjutkan dengan proses pengubahan format data supaya dapat dibaca oleh program yang digunakan untuk inversi hingga diperoleh data gempabumi baru. Selanjutnya, dilakukan proses inversi dengan Metode Geiger di *Velest33* yang akan menghasilkan data relokasi gempabumi, koreksi stasiun, dan model baru kecepatan gelombang P. *Flow Chart* proses inversi ini akan dijelaskan pada subbab selanjutnya. *Output Velest33* dipetakan menggunakan GMT dan di-*plotting* menggunakan *Ms. Excel*. Hasil dari pemetaan GMT antara lain peta koreksi stasiun, peta sebelum relokasi, peta setelah relokasi dan peta *overlay*. Hasil *plotting Ms. Excel* yaitu histogram perbandingan RMS sebelum relokasi dan setelah relokasi dan kurva iterasi. Kemudian hasil-hasil tersebut diinterpretasi sesuai dengan keadaan fisiografi daerah penelitian.

Diagram alir tersebut akan dijelaskan secara rinci sebagai berikut:

3.3.1. Pengumpulan Data

Data yang digunakan adalah data sekunder yang didapatkan dari katalog gempabumi BMKG. Data tersebut berupa data waktu tiba gelombang P dari gempa-gempa lokal sekitar patahan Palu Koro dan patahan Matano di Sulawesi. Batasan koordinat lokasi penelitian yaitu $0,5^{\circ}\text{LU}-4,1^{\circ}\text{LS}$ dan $118^{\circ}\text{BT}-122,5^{\circ}\text{BT}$. Data-data tersebut meliputi tanggal, *origin time*, *arrival time*, lintang, bujur, kedalaman, magnitudo, dan stasiun yang mencatat gempa yang terjadi. Selain itu, data *input Velest33* yang lain adalah *list* stasiun seismik dan model awal kecepatan gelombang P.

3.3.2. Pengubahan Format Data Gempabumi

Data awal gempabumi yang akan direlokasi masih berupa data dengan data asli BMKG dalam format **.txt* (Lampiran 1). Untuk melakukan relokasi dengan metode Geiger menggunakan program *Velest33*, maka data tersebut harus diubah terlebih dahulu ke dalam format data *input Velest33*. Proses pengubahan format data ini menggunakan software *Convert Data BMKG to Velest*. Hasil konversi berupa data format **.cnv* seperti **Gambar 3.2**.

13	1	1	2236	18.00	1.1900S	120.2900E	10.00	3.80	0		
MPSIP1	27.00	MMSIP1	32.30	TTSIP1	32.40	MRSIP1	37.90	LUWIP1	38.90	TOLIP1	39.90
SPSIP1	46.20	MMSIP1	48.40	BNSIP1	51.60						
13	1	3	1417	30.00	2.4900S	121.4900E	10.00	3.90	0		
TTSIP1	29.10	KDIP1	32.40	SPSIP1	38.70	PCIP1	39.00	BNSIP1	40.00	MMSIP1	42.30
BKSIP1	49.90	TOLIP1	58.20	SANIP1	66.70	OBMIP1	93.30				
13	1	3	2141	48.00	2.8500S	119.7400E	10.00	3.40	0		
TTSIP1	4.30	MMSIP1	16.50	SPSIP1	20.40	BNSIP1	29.20	PCIP1	33.90	KAPIP1	36.80
BKSIP1	43.90										

Gambar 3.2 Data Gempabumi Lokal

Data tersebut meliputi tahun, bulan, tanggal, *origin time*, lintang, bujur, kedalaman, magnitudo, nama stasiun yang mencatat dan *arrival time*. Data *.cnv ini lebih sederhana daripada data BMKG sebelumnya. Data ini digunakan sebagai salah satu *input* pada program *Velest33*.

3.3.3. Inversi dengan Metode Geiger di *Velest33*

Pengolahan data pada penelitian ini menggunakan perangkat lunak *Velest33* yang dikembangkan oleh Freddy Aldersons. *Velest33* dapat digunakan untuk menyelesaikan beberapa permasalahan, salah satunya yaitu masalah *Coupled Velocity-Hypocenter* untuk gempa lokal. Pada dasarnya program *Velest33* merupakan program *trial and error* untuk memperoleh kesesuaian antara data teoritis dengan data observasi. Untuk model simultan seperti masalah *Coupled Velocity-Hypocenter*, tipe file *input* yang diperlukan untuk *Velest33* antara lain :

- 1) File format *.cnv yang berisi data gempabumi seperti **Gambar 3.2**. Data yang digunakan adalah data yang memiliki waktu tiba gelombang P yang tercatat minimal di 6 stasiun.
- 2) File format *.sta yang berisi nama dan posisi stasiun geofisika BMKG dan jaringan internasional (**Lampiran 2**).
- 3) File format *.mod yang berisi model kecepatan awal global AK135 (**Lampiran 3**).
- 4) File format *.cmn yang berisi *parameter control* untuk menjalankan program *Velest33* seperti yang ditampilkan pada **Gambar 3.3**.

```

***  olat      olon      icoordsystem      zshift      itrial  ztrial      ised
-0.9054      -119.8366      0      0.000      0      0.00      0
***
***  neqs      nshot      rotate
| 141      0      0.0
***
***  isingle      iresolcalc
| 0      0
***
***  dmax      itopo      zmin      veladi      zadi      lowveloclay
100000.0      1      0      0.1      0.06      1
***
***  nsp      swtfac      vpvv      nmod
| 1      0.5      1.730      1
***
***  othet      xythet      zthet      vthet      stathet
| 0.1      0.1      0.1      1      0.01
***
***  nainv      nahcor      nahfix      iuselev      iusestacorr
| 1      0      0      1      1
**
***  iturbo      icnvout      istaout      ismpout
| 1      1      2      0
***
***  iravout      idrvout      ialeout      idspout      irflout      irfrout      iredout
| 0      0      0      0      0      0      0
***
***  delmin      ittmax      invertratio
0.010      30      1

```

Gambar 3.3 Parameter Control

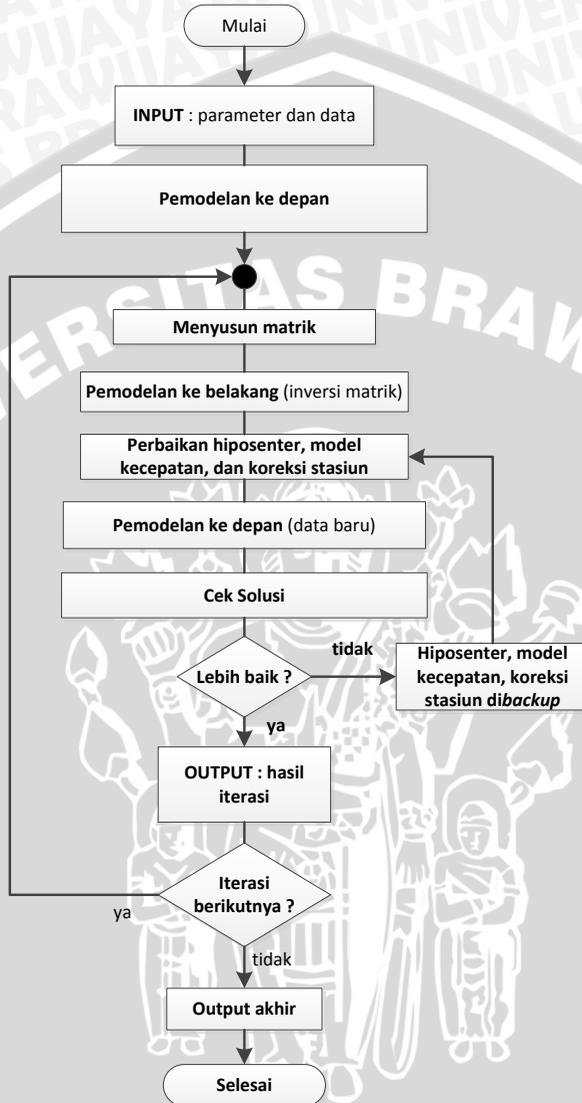
Parameter Control pada **Gambar 3.3** dapat dijelaskan sebagai berikut :

- olat dan olon : koordinat lintang dan bujur stasiun referensi, dalam penelitian ini stasiun seismik yang digunakan sebagai stasiun referensi adalah PCI
- neqs : jumlah gempa yang akan direlokasi
- dmax : jarak maksimal tiap episenter terhadap stasiun pencatat
- itopo : bernilai 1, berarti menggunakan nilai topografi stasiun
- nsp : bernilai 1, berarti data menggunakan gelombang P
- vpvv : rasio V_p dan V_s yang bernilai 1,73
- othet : redaman *origin time*
- xythet : redaman koordinat horizontal hiposenter
- zthet : redaman kedalaman gempa
- stathet : redaman koreksi stasiun

- v_{thet} : redaman model kecepatan
- $ittmax$: jumlah iterasi yang dilakukan

Proses relokasi hiposenter dan penentuan model kecepatan program *Velest33* menggunakan metode iterasi Jacobi. Prosedur utama untuk model simultan dapat digambarkan dengan diagram alir pada **Gambar 3.4**. Pada diagram tersebut dilakukan pemodelan ke depan dan akan diperoleh data awal. Kemudian data tersebut akan disusun dalam bentuk matrik dan dilakukan pemodelan ke belakang untuk mendapatkan model baru. Model baru ini merupakan perbaikan hiposenter, model kecepatan, dan koreksi stasiun. Selanjutnya dilakukan pemodelan ke depan untuk mendapatkan data baru dan dicek solusinya. Jika data yang dihasilkan memiliki kualitas yang baik yakni *fit* dengan data observasi maka akan dijadikan *output*, sedangkan jika data yang dihasilkan memiliki kualitas kurang baik maka akan dilakukan iterasi Jacobi sampai diperoleh data yang baik. Jika data *output* tersebut masih memerlukan iterasi yang lain maka akan dilakukan lagi, jika tidak maka akan dijadikan sebagai data *output* akhir. Jumlah iterasi Jacobi bergantung pada jumlah iterasi yang di-input-kan di *parameter control*, proses ini merupakan proses *trial and error*.

Output utama program *Velest33* berformat ***.out** menggambarkan prosedur termasuk ringkasan file-file *input* dan memberikan informasi detail tentang beberapa langkah perhitungan lanjutan bahkan dalam satu langkah iterasi. Dalam setiap iterasinya, tercantum nilai *Root Mean Square (RMS) travel time residual*, sehingga jumlah iterasi dapat diatur hingga memenuhi kriteria RMS yang diharapkan. Selain itu, file output lainnya yaitu hasil relokasi hiposenter gempa, koreksi stasiun, dan model kecepatan gelombang P 1D baru dimana masing-masing formatnya adalah ***.cnv** (**Lampiran 4**), **correctionstation.out** (**Lampiran 5**), dan ***.mod** (**Lampiran 6**).



Gambar 3.4 Flow chart *Velest33* (Kissling, 1995)

3.3.4. Pemetaan dengan *GMT* dan *Plotting* dengan *Ms. Excel*

Data hasil relokasi gempa bumi, koreksi stasiun dan model baru kecepatan gelombang P yang diperoleh dengan menggunakan *Velest33* dipetakan menggunakan *Generic Mapping Tool (GMT)* dan

di-plotting menggunakan Ms. Excel. Pembuatan peta menggunakan software GMT dilakukan dengan pembuatan script yang disimpan dalam format *.bat yang kemudian dirunning menggunakan GMT. Output peta dari software GMT ini adalah file berformat *.ps. Peta tersebut akan menunjukkan sebaran hiposenter dan selanjutnya diinterpretasikan berdasarkan struktur geologinya. Sedangkan hasil plotting di Ms.Excel berupa kurva iterasi dan histogram perbandingan RMS. Peta daerah penelitian ditampilkan seperti Gambar 3.5 dengan 8 stasiun seismik.



Gambar 3.5 Peta Daerah Penelitian

BAB IV HASIL DAN PEMBAHASAN

4.1. Kondisi Fisiografi Patahan Palu Koro dan Matano

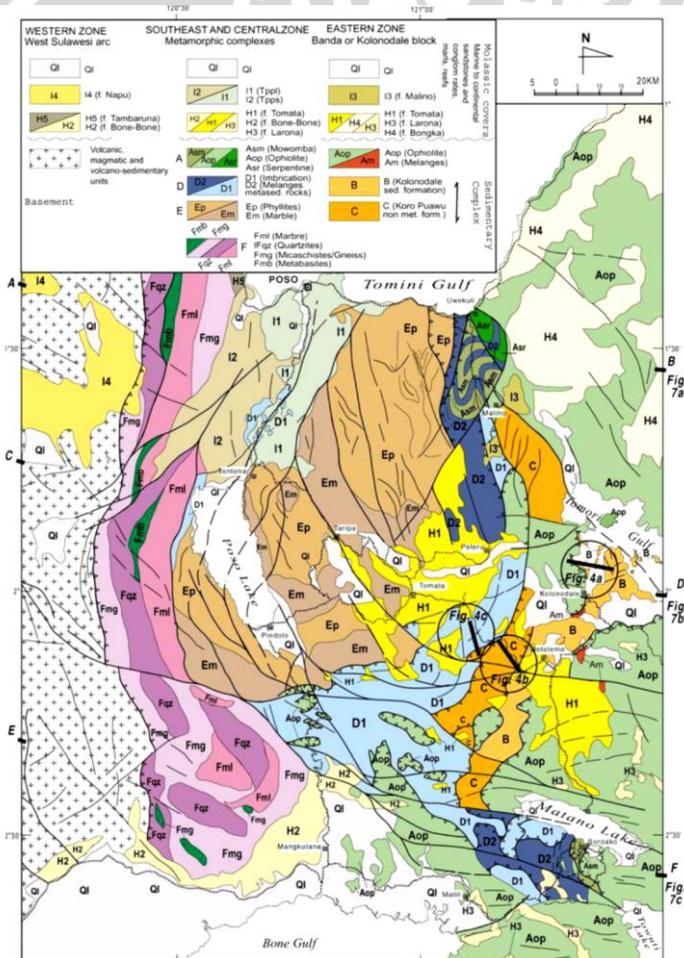
Menurut Armstrong Sompotan (2012) pemicu terbentuknya patahan-patahan di Sulawesi adalah aktivitas tektonik dari pertemuan lempeng-lempeng tektonik. Secara regional, pulau Sulawesi berada di daerah pertemuan tiga lempeng besar yaitu lempeng Indo-Australia, lempeng Eurasia dan lempeng Pasifik serta lempeng yang lebih kecil yaitu lempeng Filipina. Keempat lempeng tersebut saling bertumbukan dan mengakibatkan pulau Sulawesi mengalami deformasi secara terus menerus, seperti tumbukan dari Laut Flores di bagian selatan yang mengaktifkan patahan Palu-Koro dan Walanae, Banggai-Sula dan Laut Banda dari timur yang mengaktifkan patahan Matano, Batui, Lawanoppo dan Kolaka, Laut Sulawesi dari utara yang mengaktifkan subduksi laut Sulawesi dan patahan Gorontalo dan aktivitas gunungapi di utara serta tekanan dari lempeng Laut Maluku dari timur yang menimbulkan gempa dan gunungapi di Sulawesi Utara.

Penelitian-penelitian sebelumnya mendapatkan tektonik aktif utama sepanjang sistem patahan Sulawesi Tengah (*Central Sulawesi Fault System*, CSFS) khususnya sepanjang patahan Palu Koro. Menurut katalog kegempaan (USGS, ISC, CMT, dll), kegempaan Sulawesi Tengah tersebar dan ditandai dengan beberapa gempa dangkal yang terletak di sekitar kedua zona PKF (*Palu Koro Fault*) dan MF (*Matano Fault*). Data dan hasil analisis struktur geologi mengindikasikan bahwa deformasi di daerah Sulawesi dipengaruhi oleh aktivitas patahan mendatar Palu Koro dan terusan patahan mendatar Walanae. Kumpulan batuan dari busur kepulauan, batuan bancuh, ofiolit, dan bongkah dari mikrokontinen terbawa bersama proses penunjaman, tubrukan, serta proses tektonik lainnya (Bellier *et al*, 2001).

Patahan Palu Koro memanjang dari utara ke selatan hingga teluk bone sepanjang ± 240 km. Patahan ini bersifat sinistral dan aktif dengan kecepatan sekitar 25-30 mm/tahun. Patahan Palu Koro di bagian selatan berhubungan dengan patahan Matano-Sorong dan Lawanoppo-Kendari, sedangkan di ujung utara melalui selat

Makassar berpotongan dengan zona subduksi lempeng Laut Sulawesi. Patahan Matano dan Lawanoppo berpotongan atau menyatu di ujung utara dengan patahan Palu Koro yang mendapat energi dari perpanjangan patahan Sorong dan Tukang Besi di Laut Banda. Kedua patahan ini bersifat sinistral dan aktif, berhubungan dengan pembentukan danau Matano, Towuti dan beberapa depresi kecil lainnya (Kaharuddin *et al*, 2011).

Peta geologi daerah penelitian dapat ditampilkan sebagai berikut:

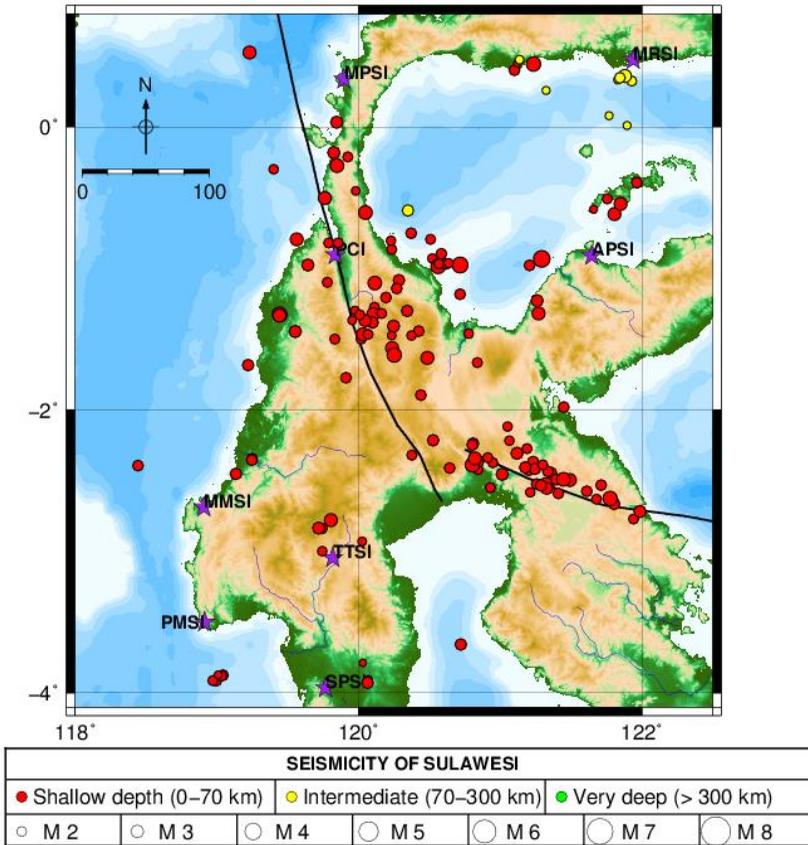


Gambar 4.1Peta Geologi Sulawesi Tengah (Somptotan, 2012)

Patahan Palu Koro memisahkan 2 zona yang berbeda corak strukturnya, yaitu zona barat yang retak-retak dan zona timur yang cenderung melipat. Para ahli berpendapat, pola retakan yang terdapat di zona barat, sangat mungkin terjadi akibat tekanan berpasangan yang ditimbulkan pergerakan sinistral patahan Palu Koro di utara dan patahan Pasternoster di selatan. Daerah tersebut memiliki aktifitas kegempaan yang cukup tinggi dengan kedalaman dangkal antara 0 hingga 60 kilometer yang merupakan cerminan pelepasan tegangan kerak bumi yang dipicu oleh aktivitas patahan aktif (Daryono, 2011).

Patahan Matano adalah sesar mendatar sinistral berarah baratlaut–timur memotong Sulawesi Tengah dan melalui danau Matano. Patahan Matano juga merupakan kelanjutan dari patahan Palu Koro ke arah timur yang kemudian berlanjut dengan prisma akresi Tolo di Laut Banda Utara. Pada **Gambar 4.1** terdapat beberapa patahan lokal di sekitar patahan Matano, di mana polanya sejajar dengan patahan utama. Sepanjang patahan ini terdapat beberapa danau besar diantaranya danau Matano, danau Mahalona dan danau Towuti serta dua danau kecil yaitu danau Wawantoa/Lantoa dan danau Masapi. Danau-danau tersebut terbentuk dari aktifitas pergerakan lempeng kerak bumi pada akhir masa Pliosin sekitar 1-4 juta tahun yang lalu. Tingginya keaktifan patahan Matano dikarenakan berada di Sulawesi yang memiliki karakter geologi yang kompleks dan didukung morfologi patahan Matano yang membentuk lipatan dan pergeseran bersifat mendatar sinistral. Patahan Matano termasuk dalam kategori yang dapat memicu gempa disertai tsunami.

Peta seismisitas daerah penelitian sepanjang tahun 2013 dapat ditampilkan sebagai berikut :

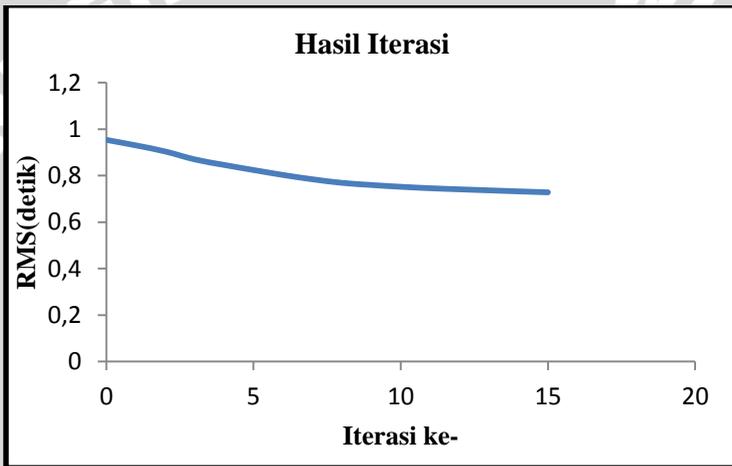


Gambar 4.2 Peta Seismisitas Sulawesi

Berdasarkan **Gambar 4.2**, daerah penelitian didominasi gempa dangkal dengan kedalaman antara 0-70 km, namun terdapat beberapa gempa dengan kedalaman lebih dari 70 km yang terjadi di laut. Magnitudo gempa-gempa tersebut berkisar antara 2-5 SR. Pada patahan Palu Koro terdapat daerah seismik aktif di bagian tengah yang ditandai dengan sebaran episenter yang cukup rapat. Sedangkan pada patahan Matano sebaran episenter hampir sepanjang patahan tersebut.

4.2. Hasil Relokasi Hiposenter Gempa

Travel time residual merupakan residual antara *travel time* observasi dengan *travel time* kalkulasi. *Root Mean Square travel time residual* menunjukkan kualitas dari *travel time* kalkulasi. Semakin kecil nilai RMS *travel time residual* yang didapatkan maka semakin mendekati dengan hasil observasi sehingga semakin baik kualitas datanya. Proses relokasi hiposenter gempa melalui beberapa langkah iterasi untuk memperkecil nilai RMS *travel time residual*. Kurva penurunan nilai RMS tersebut dapat ditampilkan pada **Gambar 4.3**.

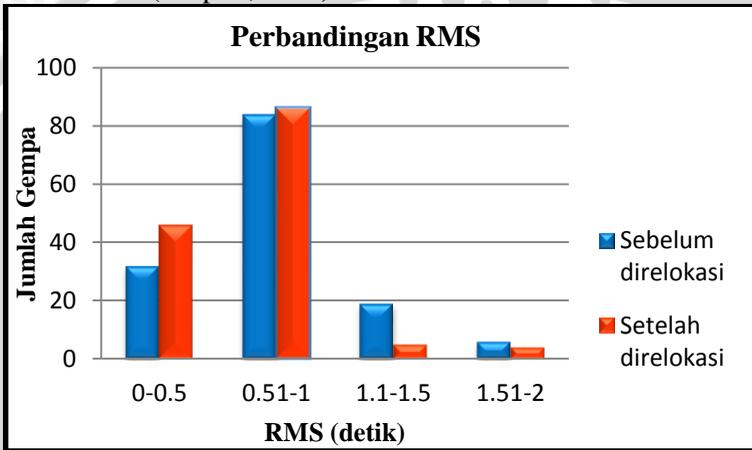


Gambar 4.3 Kurva Jumlah Iterasi Terhadap RMS Residual

Berdasarkan hasil iterasi data menggunakan program *Veltest33* didapatkan nilai RMS *travel time residual* yang konvergen pada iterasi ke-12. Iterasi yang konvergen merupakan iterasi yang optimum di mana tidak terjadi perubahan yang signifikan pada iterasi selanjutnya. Nilai RMS *travel time residual* sebelum dilakukan iterasi adalah 0.954 detik. Setelah dilakukan iterasi nilai RMS *travel time residual* menurun menjadi 0.69 detik. Metode iterasi yang digunakan yaitu iterasi Jacobi.

Berdasarkan pendekatan yang dipelopori oleh Crosson, waktu tempuh yang dibutuhkan oleh suatu gelombang gempa yang merambat dari suatu pusat gempa ke suatu stasiun seismologi bergantung pada parameter hiposenter dan struktur kecepatan gelombang gempa pada medium di bumi yang dilalui oleh

gelombang tersebut. Waktu tempuh gelombang gempa dipandang sebagai suatu fungsi tidak linier dari parameter hiposenter dan struktur kecepatan gelombang gempa. Data waktu tiba gelombang P dari gempa lokal dengan kualitas baik akan memberikan nilai *RMS travel time residual* yang kecil. Hal ini dikarenakan penentuan waktu tiba gelombang P akan mempengaruhi besarnya nilai *travel time residual* gelombang P observasi dan menghasilkan *travel time residual* yang mendekati nol (Puspito, 1996).

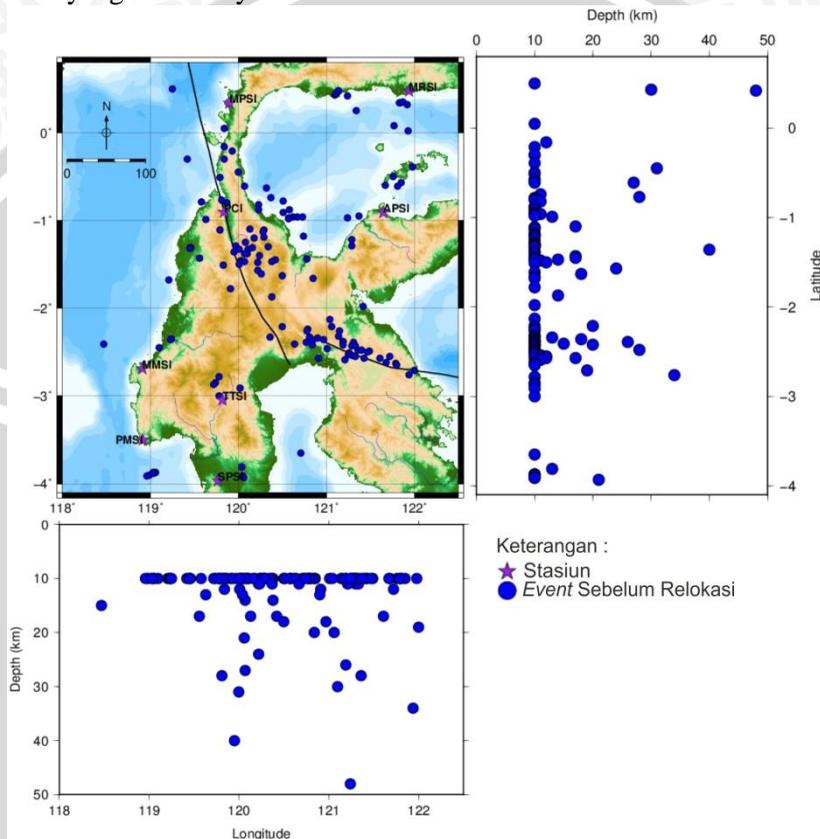


Gambar 4.4 Histogram Perbandingan RMS Sebelum dan Sesudah Relokasi

Pada penelitian ini digunakan 141 gempa dengan 683 waktu tiba gelombang P. Proses relokasi menghasilkan nilai *RMS travel time residual* yang beragam untuk tiap gempa. Proses relokasi hiposenter gempabumi akan memperkecil *RMS travel time residual*. Hal ini dibuktikan oleh histogram perbandingan *RMS travel time residual* sebelum dan sesudah relokasi pada **Gambar 4.4**, jumlah gempa setelah relokasi relatif lebih banyak pada skala RMS <1 detik. Jumlah gempa setelah relokasi menurun secara signifikan pada skala RMS >1 detik dibandingkan jumlah gempa sebelum relokasi. Pada *RMS travel time residual* setelah relokasi diperoleh *lower confidence limit* 0,6082 detik dan *upper confidence limit* 0,7055 detik dengan tingkat kepercayaan 95%.

Hal ini juga dibuktikan oleh Budiati *et al* (2013) dengan menggunakan metode *Modified Joint Hypocenter Determination*

(MJHD). Nilai RMS ini akan menunjukkan tingkat akurasi nilai parameter model yang diperoleh. Saat nilai RMS yang diperoleh kecil, maka nilai parameter model yang dihasilkan akan mendekati nilai yang sebenarnya.



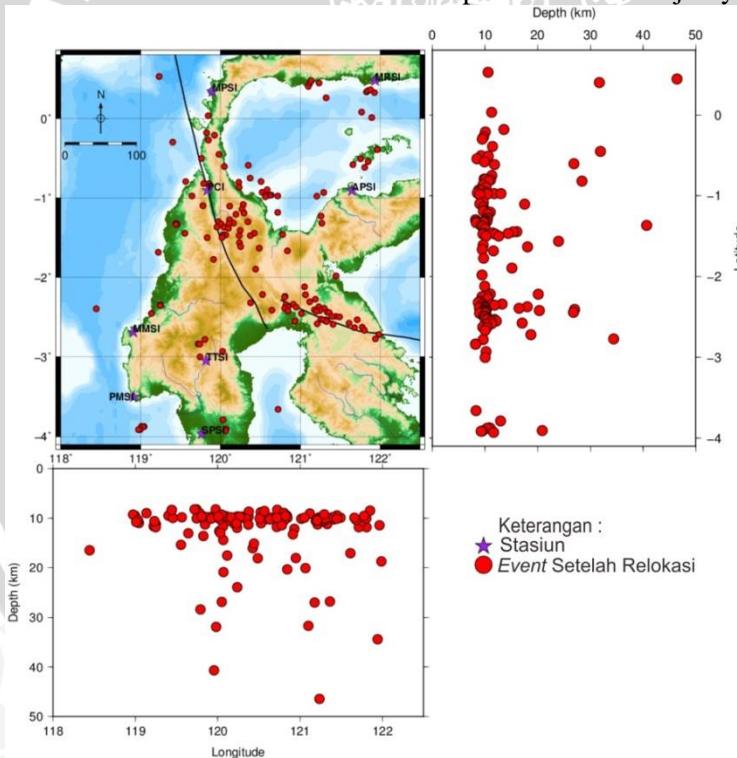
Gambar 4.5 Peta Sebaran Hiposenter Gempabumi Sebelum Direlokasi

Data gempabumi yang diperoleh melalui metode SED dalam Sistem Peringatan Dini menghasilkan peta sebaran hiposenter gempabumi seperti **Gambar 4.5**. Episenter gempa tersebut sebagian besar berada di sekitar patahan Palu Koro dan patahan Matano. Gempabumi ini dipengaruhi aktivitas pergerakan patahan-patahan tersebut sehingga sebagian besar bertipe dangkal. Pada penampang

bujur-kedalaman dan lintang-kedalaman terlihat gempa-gempa yang bertipe dangkal tersebut memiliki kedalaman rata-rata 10,00 km.

Hasil penelitian sama dengan penelitian sebelumnya yang dilakukan oleh Bellier dkk. Menurut Bellier *et al* (2001) mengemukakan bahwa kegempaan Sulawesi Tengah tersebar dan ditandai dengan beberapa gempa dangkal yang terletak di sekitar kedua zona PKF (*Palu Koro Fault*) dan MF (*Matano Fault*). Pada peta penampang kedalaman di atas, gempabumi dangkal tersebar hingga kedalaman 50 km.

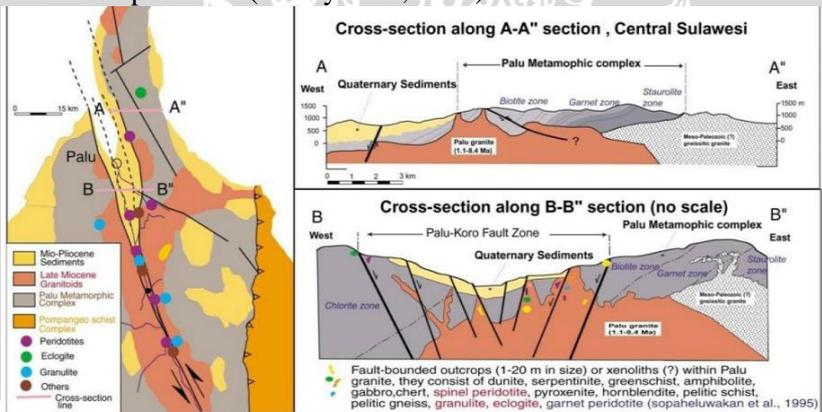
Stasiun seismik yang digunakan dalam penelitian ini sebanyak 8 buah. Tiap stasiun akan mencatat waktu tiba dari suatu gempa yang terdeteksi. Suatu gempa yang terdeteksi oleh suatu stasiun tergantung pada magnitudo gempa, jarak antar keduanya, dan kedalaman hiposenter serta sensitivitas sensor di stasiun tersebut. Pada penelitian akan dibahas koreksi stasiun di pembahasan selanjutnya.



Gambar 4.6 Peta Sebaran Gempabumi Setelah Direlokasi

Pada **Gambar 4.6** terlihat peta sebaran hiposenter setelah direlokasi di daerah penelitian, terjadi perubahan posisi hiposenter ketika dilihat dari penampang bujur terhadap kedalaman dan lintang terhadap kedalaman. Sebelum dilakukan relokasi hiposenter lebih banyak terkonsentrasi di kedalaman 10 km, namun setelah dilakukan relokasi terjadi pergeseran posisi hiposenter hingga 2 km. Posisi hiposenter yang dihasilkan memiliki ketelitian hingga 0,01 km.

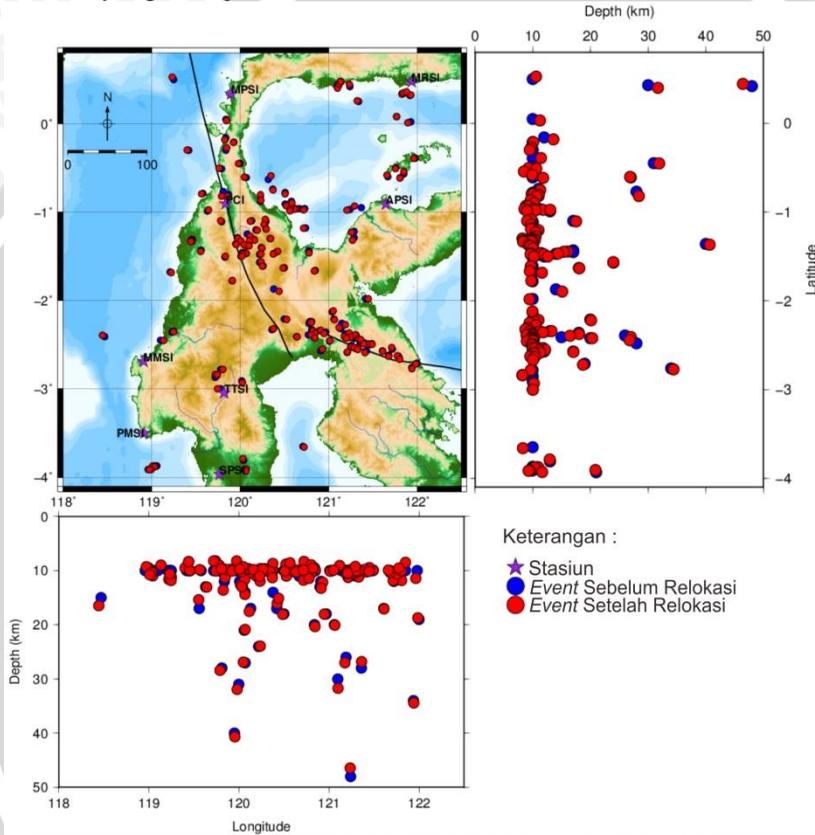
Pada **Gambar 4.6** terdapat zona seismisitas tinggi yang mengumpul di dekat patahan Palu Koro. Pada zona tersebut diindikasikan terdapat patahan lokal teraktifkan yang dipicu oleh gempa-gempa di patahan utama Palu Koro. Menurut Mallisa *et al* (2009) bahwa patahan tersebut merupakan struktur yang sangat aktif pada masa kini. Berdasarkan penelitian sebelumnya yang dilakukan oleh Budiati *et al* (2013) mengindikasikan zona seismisitas tinggi yang terletak di patahan yang berorientasi relatif pada arah timur laut – barat daya Palu Koro. Zona tersebut berada di sekitar Taman Nasional Lore Lindu yang dahulunya terbentuk melalui proses tektonik. Taman Nasional Lore Lindu dan sekitarnya merupakan zona tektonik Palu. Menurut laporan ANZDEC tahun 1997, daerah ini mengandung banyak garis patahan yang bergerak beberapa sentimeter per tahun (Anonymous, 2012).



Gambar 4.7 Peta Geologi Patahan Palu Koro (Sompotan, 2010)

Patahan-patahan lokal di sekitar patahan utama Palu Koro terlihat seperti **Gambar 4.7**. Distribusi posisi hiposenter yang cukup akurat dapat menentukan zona seismisitas yang cukup aktif di sekitar patahan tersebut walaupun gempa yang terjadi memiliki magnitudo

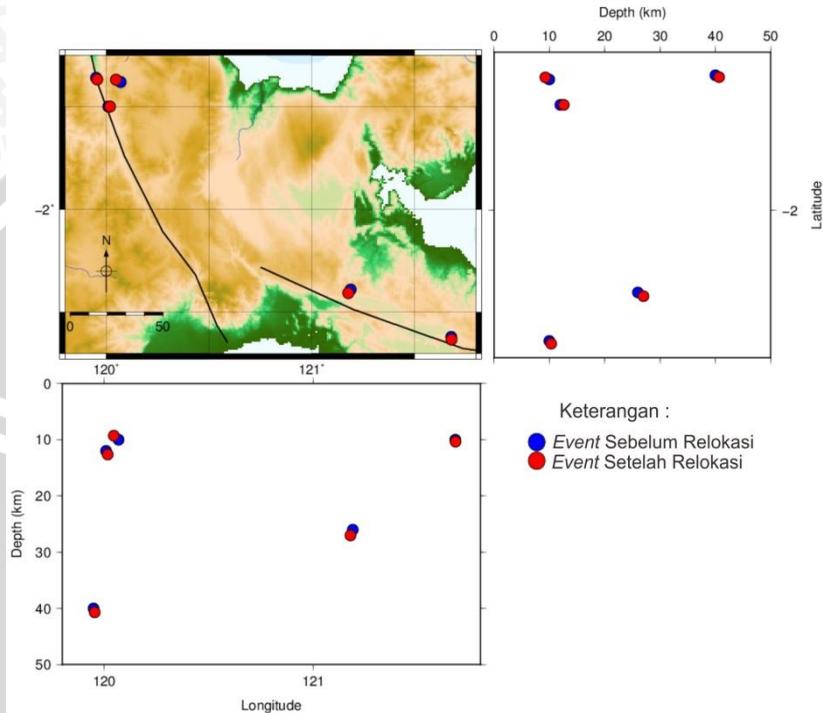
yang kecil dan tidak dirasakan. Sementara pada patahan Matano menunjukkan pola gempa yang mengikuti struktur patahan utama (*major fault*) yang berada di wilayah tersebut. Hal ini sesuai dengan pola patahan-patahan lokal yang ada di sekitar patahan utama Matano yang ditunjukkan oleh **Gambar 4.1**.



Gambar 4.8 Peta Overlay Sebaran Hiposenter

Setelah didapatkan parameter model yang belum diketahui (*unknown parameter*) sebelumnya dan kemudian dioverlay dengan peta sebelum relokasi, maka akan diperoleh peta seperti pada **Gambar 4.8**. Perubahan posisi hiposenter terjadi secara vertikal dan horizontal. Perubahan secara horizontal terlihat dari perubahan posisi episenter, sedangkan perubahan secara vertikal terlihat dari peta penampang kedalaman. Sebaran hiposenter yang terlalu rapat pada daerah tersebut mengakibatkan pergeseran hiposenter tidak terlihat

secara jelas. Dengan demikian, diambil *sample* hiposenter di sekitar daerah yang memiliki seismistas tinggi di sekitar patahan Palu Koro dan Matano.



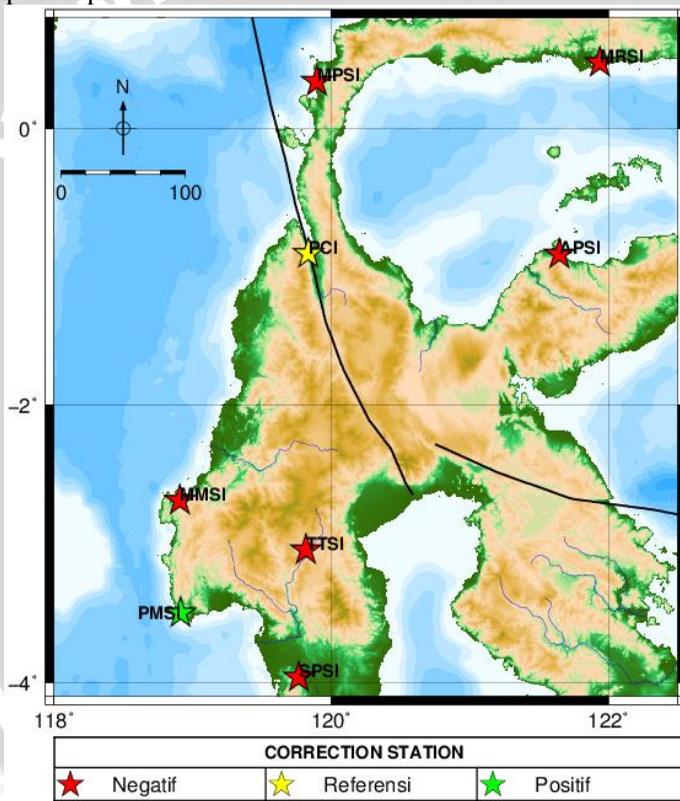
Gambar 4.9 Peta *sample* beberapa hiposenter di Sekitar Patahan Palu Koro dan Matano

Peta *sample* sebaran hiposenter ditampilkan seperti **Gambar 4.9**. Gempabumi yang dijadikan sebagai *sample* sebanyak 5 gempa yang berada di sekitar patahan Palu Koro dan Matano. Pada peta tersebut terlihat pergeseran posisi hiposenter dari posisi sebelumnya. Episenter setelah direlokasi cenderung lebih dekat dengan patahan daripada sebelum direlokasi. Hal ini menandakan bahwa aktivitas seismik dipengaruhi oleh pergerakan patahan tersebut. Relokasi ini memperbaiki *fix depth* yang digunakan oleh BMKG dalam penentuan posisi hiposenter. Jika dilihat dari penampang bujur-kedalaman dan lintang-kedalaman hiposenter baru memiliki kedalaman yang lebih presisi daripada hiposenter awal. Hal ini

dikarenakan kalkulasi metode Geiger memperhitungkan model kecepatan lokal dan koreksi stasiun.

4.3. Koreksi Stasiun

Berdasarkan prinsip metode Geiger dalam persamaan (2.20), maka pada penelitian ini, *travel time* dianggap tidak hanya bergantung pada parameter hiposenter, namun juga bergantung pada struktur kecepatan gelombang dan karakteristik stasiun pencatat sehingga diperlukan adanya koreksi pada setiap stasiun pencatat yang digunakan. Peta koreksi stasiun pada daerah penelitian dapat ditampilkan pada **Gambar 4.10**.



Gambar 4.10 Peta Koreksi Stasiun

Koreksi stasiun merupakan perbaikan waktu penjarangan gelombang seismik gempabumi untuk sampai pada stasiun seismik.

Untuk melakukan koreksi stasiun harus ditentukan satu stasiun sebagai stasiun referensi. Pada penelitian ini digunakan stasiun PCI sebagai stasiun referensi. Pada **Gambar 4.10**, stasiun referensi memiliki nilai nol, sedangkan stasiun-stasiun yang lainnya bernilai negatif atau positif. Nilai koreksi stasiun ini bergantung pada kondisi geologi di sekitar stasiun pencatat. Adanya penambahan koreksi stasiun ternyata mampu mengurangi efek akibat variasi kecepatan lateral yang tidak diperhitungkan dalam metode SED. Berikut ini nilai koreksi pada masing-masing stasiun di daerah penelitian.

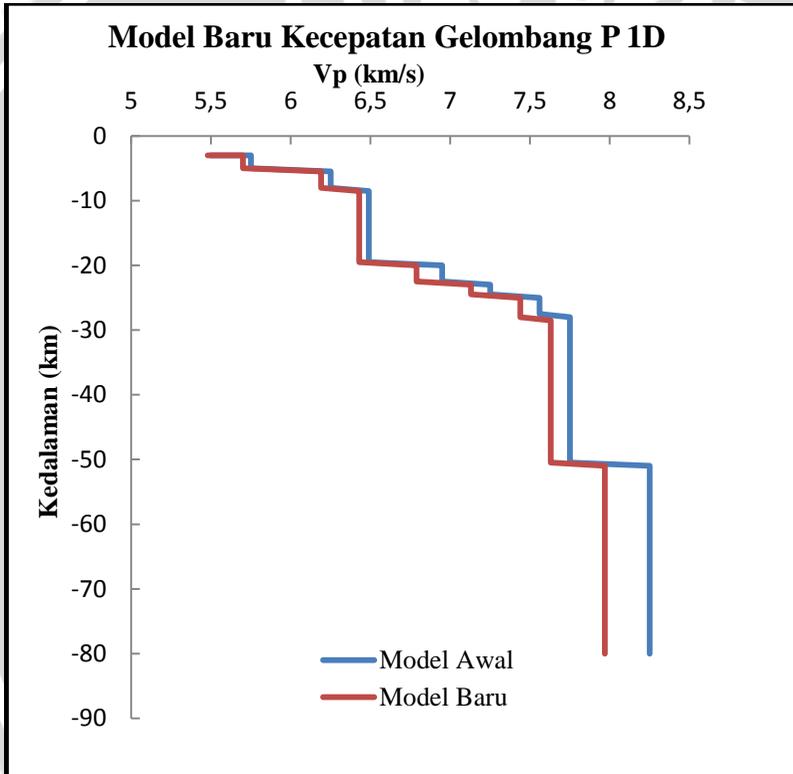
Tabel 1 Koreksi Stasiun

Nama Stasiun	Lintang (°)	Bujur (°)	Koreksi Stasiun (detik)
APSI (Ampana)	-0.9109	121.6487	-0.56
MMSI (Mamuju)	-2.6892	118.909	-0.46
MPSI (Mapaga)	0.3373	119.898	-0.6
MRSI (Marissa)	0.477	121.9405	-0.96
PCI (Palu)	-0.9054	119.8366	0
PMSI (Majene)	-3.5008	118.9149	0.4
SPSI (Sidrap Palu)	-3.9646	119.7691	-0.45
TTSI (Tana Toraja)	-3.0451	119.8189	-0.84

Sebagian besar stasiun yang ada di daerah penelitian menunjukkan nilai koreksi negatif. Stasiun-stasiun yang bernilai negatif tersebut antara lain APSI, MMSI, MPSI, MRSI, SPSI, dan TTSI. Pada stasiun-stasiun tersebut harga pembacaan waktu tiba gelombang P yang terekam dikurangi dengan nilai koreksi stasiun. Hal ini mengindikasikan bahwa batuan di bawah permukaan lebih skompak daripada batuan di sekitar stasiun referensi, sehingga cepat rambat gelombang P lebih cepat. Sedangkan nilai koreksi positif hanya diperoleh stasiun PMSI. Pada stasiun PMSI tersebut harga pembacaan waktu tiba ditambah dengan nilai koreksi stasiun. Hal ini mengindikasikan batuan penyusun di sekitar stasiun lebih renggang sehingga dibutuhkan waktu yang lebih lama untuk gelombang P untuk mencapai ke stasiun.

4.4. Model Kecepatan Lokal Gelombang P 1D

Model *Coupled Velocity-Hypocenter* merupakan model relokasi gempa, penentuan model kecepatan gelombang seismik bawah permukaan 1-D, dan koreksi stasiun secara bersamaan menggunakan prinsip metode Geiger (Akbar *et al*, 2012). Sehingga hasil yang didapatkan tidak hanya parameter hiposenter yang baru, namun juga koreksi stasiun dan model kecepatan gelombang P. Model baru kecepatan gelombang P 1D ditampilkan pada **Gambar 4.11**.



Gambar 4.11 Model Kecepatan Gelombang P 1D

Pada penelitian ini model awal kecepatan yang digunakan adalah model kecepatan gelombang P AK135. Model kecepatan AK135 merupakan pembaharuan dari model kecepatan IASP91. *Travel time* gelombang P AK135 sangat mirip dengan model IASP91, namun terdapat perubahan yang signifikan pada gelombang

S dan khususnya pada fase inti. Lokasi gempabumi yang paling akurat adalah lokasi gempabumi yang ditentukan dengan menggunakan kecepatan regional dengan waktu tiba dari jaringan stasiun seismik lokal yang padat (Kennet, 2005).

Model awal kecepatan digunakan dalam inversi data waktu tempuh gelombang P untuk menentukan model struktur kecepatan gelombang P lokal dan koreksi stasiun. Model awal kecepatan 1D diasumsikan memiliki kecepatan homogen lateral dan berlapis-lapis hingga kedalaman 80 km. Pada tahapan inversi non linear dengan pendekatan linear pemilihan *parameter damping* harus diperhatikan. Pemilihan *parameter damping* didasarkan pada kriteria bahwa solusi model struktur kecepatan yang akan ditentukan diharapkan tidak terlalu jauh berbeda dengan model awal yang dipilih. Pada penelitian ini harga *parameter damping* kecepatan gelombang P adalah 1 km/detik.

Model baru kecepatan gelombang P 1D yang dihasilkan dapat ditampilkan seperti **Gambar 4.11**. Model kecepatan gelombang P ini merupakan fungsi kedalaman terhadap kecepatan gelombang P. Model baru kecepatan gelombang P memiliki perbedaan kecepatan dengan model awal kecepatan gelombang P. Model baru memiliki kecepatan yang lebih lambat daripada model awal. Semakin ke dalam selisih kecepatan model baru kecepatan semakin besar dengan model kecepatan awal. Pada kedalaman 50 km terlihat perbedaan kecepatan yang cukup besar. Hal ini diindikasikan adanya lapisan diskontinuitas moho yaitu lapisan antara kerak dan mantel bumi. Menurut Ibrahim dan Subardjo (2004) pada lapisan ini kecepatan gelombang P berkisar antara 6,5 km/detik sampai 8 km/detik. Pada penelitian ini didapatkan kecepatan gelombang P 7,97 km/detik.

Perbedaan kecepatan dikarenakan oleh beberapa faktor diantaranya kondisi geologi bawah permukaan daerah penelitian, cakupan luas daerah penelitian dan pemilihan model awal. Kondisi geologi daerah penelitian memiliki densitas batuan yang lebih renggang daripada kondisi geologi yang dijadikan sebagai acuan pada model awal sehingga kecepatan gelombang P yang dihasilkan lebih lambat. Model awal kecepatan gelombang P mengasumsikan kecepatan gelombang P di semua daerah sama, namun pada kenyataannya tiap daerah memiliki struktur geologi yang berbeda.

Cakupan luas daerah penelitian akan mempengaruhi model baru kecepatan gelombang P, semakin sempit cakupan luas daerah maka semakin akurat model kecepatan yang dihasilkan karena pada dasarnya tiap daerah memiliki model kecepatan yang berbeda. Faktor lain yang memengaruhi perbedaan model kecepatan yaitu pemilihan model awal. Jika menggunakan model awal yang berbeda maka akan menghasilkan model baru yang berbeda pula. Pemilihan model awal ini sebaiknya model kecepatan gelombang P yang terbaru.

UNIVERSITAS BRAWIJAYA



BAB V PENUTUP

5.1. Kesimpulan

Berdasarkan hasil analisis pada bab sebelumnya, maka dapat ditarik beberapa kesimpulan sebagai berikut :

1. Iterasi data menggunakan program *Velest33* diperoleh nilai RMS *travel time residual* konvergen pada iterasi ke-12. Nilai RMS sebelum dilakukan iterasi adalah 0.954 detik kemudian menurun hingga 0.69 detik, sehingga posisi hiposenter mengalami pergeseran baik secara vertikal maupun horizontal.
2. Posisi hiposenter setelah dilakukan relokasi cenderung lebih dekat dengan patahan Palu Koro dan Matano daripada sebelum direlokasi. Posisi hiposenter yang dihasilkan memiliki ketelitian hingga 0,01 km.
3. Model baru kecepatan gelombang P 1D memiliki kecepatan yang lebih lambat daripada model awal yang digunakan. Sebanyak 8 stasiun yang berada di daerah penelitian memiliki nilai koreksi stasiun berkisar antara -0.96 detik sampai 0.4 detik. Koreksi stasiun didominasi dengan nilai koreksi negatif dengan stasiun PCI sebagai stasiun.

5.2. Saran

Saran untuk penelitian selanjutnya adalah menggunakan jenis gelombang seismik yang lain dan menggunakan model kecepatan lokal supaya hasil relokasi lebih akurat.

UNIVERSITAS BRAWIJAYA

Halaman ini sengaja dikosongkan.



DAFTAR PUSTAKA

- Afnimar. (2009). *Seismologi*. Bandung: ITB Press.
- Akbar, A. F., Nugraha, A. D., Sule, M. R., & Juanda, A. A. (2012). . Penentuan Hiposenter Menggunakan Simulated Annealing dan Guided Error Search Serta Penentuan Model Kecepatan Gelombang Seismik 1-D Pada Lapangan “Geothermal”. *Jurnal Geofisika*, 13(1), 16-22.
- Anonymous. (2012, 10). *Geologi Lore Lindu*. Retrieved April 30, 2014, from Sulteng Exploride: <http://sultengexploride.blogspot.com/2012/10/geologi-lore-lindu.html>
- Bellier, O., Sebrier, M., Beaudouin, T., Villeneuve, M., Braucher, R., Bourles, D., et al. (2001). High Slip Rate For A Low Seismicity Along The Palu Koro Active Fault In Central Sulawesi (Indonesia). *Terra Nova*, 13(6), 463-470.
- Bolt, B. A. (1978). *Earthquake*. San Fransisco: W.H.Freeman & Company.
- Budiati, M. R., Ahmad, D., & Aswad, S. (2013). Relokasi Gempa di Sepanjang Sesar Palu Koro Menggunakan Metode Modified Joint Hypocenter Determination dan Double Difference.
- Daryono. (2011). Tatanan Tektonik dan Sejarah Kegempaan Palu Sulawesi Tengah. *Artikel Kebumihan*.
- Grandis, H. (2003). *Buku Ajar Inversi Geofisika*. Bandung: Insitut Teknologi Bandung.
- Ibrahim, G., & Subardjo. (2004). *Pengetahuan Seismologi*. Jakarta: Badan Meterologi dan Geofisika.
- Ismail, S. (1989). *Pendahuluan Seismologi Jilid IA*. Jakarta: Badan Meteorologi dan Geofisika.
- Iswati, N., Supardiyono, & Madlazim. (2013). Estimasi Model Kecepatan Lokal Gelombang Seismik 1D dan Relokasi Hiposenter di Daerah Sumatera Barat Menggunakan Hypo-GA dan Velest33.
- Kaharuddin, Hutagalung, R., & Nurhamdan. (2011). Perkembangan Tektonik dan Implikasinya Terhadap Potensi Gempa dan Tsunami di Kawasan Pulau Sulawesi. *The 36th HAGI and 40th IAGI Annual Convention and Exhibition*, (pp. 1-10). Makassar.

- Kennet, B. N. (2005). *Seismological Tables : ak135*. Canberra: Research School of Earth Sciences The Australian National University.
- Kissling, E. (1995). *VELEST User's Guide-Short Introduction*. Zurich: Institute of Geophysics and Swiss Seismological Service.
- Lay, T., & Wallace, T. C. (1995). *Modelrn Global Seismology*. California: Academic Press.
- Lilie, R. J. (1999). *Whole Earth Geophysics*. New Jersey: Prentice Hall.
- Mallisa, H., Turu'allo, G., & Mallisa, Z. (2009). Mikrozonasi Seismik dan Analisis Respon Site Specific Kota Palu. *Jurnal SMARTek*, 7(2), 134-142.
- Puspito, N. T. (1996). Struktur Kecepatan Gelombang Gempa Dan Koreksi Stasiun Seismologi Di Indonesia. *JMS*, 1(2), 20-39.
- Putri, Y. T. (2012). *Relokasi Gempabumi Utama dan Gempabumi Susulan Menggunakan Metode MJHD (Studi Kasus Gempabumi Mentawai 25 Oktober 2010)*. Skripsi, Universitas Indonesia, Fisika, Depok.
- Rachman, T. D., & Nugraha, A. D. (2012). Penentuan Model 1-D kecepatan Gelombang P dan Relokasi Hiposenter Secara Simultan Untuk Data Gempabumi yang Berasosiasi dengan Sesar Sumatra di Wilayah Aceh dan Sekitarnya. *JTM*, 19(1), 27-33.
- Rohadi, S. (2009). Studi Seismotektonik Sebagai Indikator Potensi Gempabumi Di Wilayah Indonesia. *10*(2).
- Sompotan, A. F. (2012). *Struktur Geologi Sulawesi*. Bandung: Institut Teknologi Bandung.

LAMPIRAN

Lampiran 1. Data Gempabumi Format BMKG

Date	Time	Latitude	Longitude	Depth	Mag	Type	Mag	smaj	smin	az	rms	cPhase	Region	
2013-01-01	22:36:18.2	-1.19	120.29 10	3.8 M	3.2		1.56	123	1.196		9	Sulawesi,	Indonesia	
Net Sta	Phase	Date	Time	dis	Az	Res	Amp	Per	Qual	mb	ML	mB		
IA MPSI	P	2013-01-01	22:36:45.0	1.6	346	-0.5	0	0	i	0	2.8	0		
IA MMSI	P	2013-01-01	22:36:50.3	2	223	-1.9	0	0	i	0	4	0		
IA TTSI	P	2013-01-01	22:36:50.4	1.9	194	-0.1	0	0	i	0	4	0		
IA MRSI	P	2013-01-01	22:36:55.9	2.3	45	-0.6	0	0	i	0	3.6	0		
IA LUWI	P	2013-01-01	22:36:56.9	2.5	87	-1.6	0	0	i	0	4.2	0		
IA TOLI	P	2013-01-01	22:36:57.9	2.3	12	1.4	0	0	i	0	3.6	0		
IA SPSI	P	2013-01-01	22:37:04.2	2.8	191	1.2	0	0	i	0	3.4	0		
IA SMSI	P	2013-01-01	22:37:06.4	3	44	0.8	0	0	i	0	3.9	0		
IA BNSI	P	2013-01-01	22:37:09.6	3.2	183	1.2	0	0	i	0	3.8	0		
Date	Time	Latitude	Longitude	Depth	Mag	Type	Mag	smaj	smin	az	rms	cPhase	Region	
2013-01-04	11:04:00.3	-1.48	119.57 10	3.5 M	3.23			0.63	89	0.31	12	Sulawesi,	Indonesia	
Net Sta	Phase	Date	Time	dis	Az	Res	Amp	Per	Qual	mb	ML	mB		
IA PCI	P	2013-01-04	11:04:12.6	0.6	25	-0.4	0	0	i	0	3.6	0		
IA PCI	S	2013-01-04	11:04:22.5	0.6	25	0.3	0	0	i	0	3.6	0		
IA MMSI	P	2013-01-04	11:04:24.7	1.4	209	-0.4	0	0	i	0	3.6	0		
IA TTSI	P	2013-01-04	11:04:27.8	1.6	171	-0.3	0	0	i	0	3.6	0		
IA SKGI	P	2013-01-04	11:04:36.4	2.2	296	-0.3	0	0	i	0	3.3	0		
IA SPSI	P	2013-01-04	11:04:40.4	2.5	175	-0.3	0	0	i	0	3.1	0		
IA SMKI	P	2013-01-04	11:04:42.5	2.6	293	0.4	0	0	i	0	3.7	0		
IA BRB	P	2013-01-04	11:04:43.6	2.7	278	-0.1	0	0	i	0	3.7	0		
IA MMSI	S	2013-01-04	11:04:44.1	1.4	209	0.5	0	0	i	0	3.6	0		
IA TOLI	P	2013-01-04	11:04:46.0	2.8	25	0.2	0	0	i	0	3.2	0		
IA TTSI	S	2013-01-04	11:04:49.2	1.6	171	0.2	0	0	i	0	3.6	0		
IA LUWI	P	2013-01-04	11:04:51.3	3.2	82	0.2	0	0	i	0	0	0		

Date	Time	Latitude	Longitude	Depth	Mag	Type	Mag	smaj	smin	az	rms	cPhase	Region
2013-01-03	14:17:30.7	-2.49	121.49	10	3.9	MLv	6.25	1.76	91	0.972	15		Sulawesi, Indonesia

Net Sta	Phase	Date	Time	dis	Az	Res	Amp	Per	Qual	mb	ML	mB	
IA	TTSI	P	2013-01-03	14:17:59.1	1.8	252	-2	0	0	i	0	3.9	0
IA	KDI	P	2013-01-03	14:18:02.4	1.8	142	0.1	0	0	i	0	3.6	0
IA	SPSI	P	2013-01-03	14:18:08.7	2.3	230	0.5	0	0	i	0	3.8	0
IA	PCI	P	2013-01-03	14:18:09.0	2.3	314	0.5	0	0	i	0	4.2	0
IA	BNSI	P	2013-01-03	14:18:10.0	2.3	216	0.6	0	0	i	0	3.9	0
IA	MMSI	P	2013-01-03	14:18:12.3	2.6	266	-0.4	0	0	i	0	4	0
IA	BKSI	P	2013-01-03	14:18:19.9	3.1	206	-0.1	0	0	i	0	3.6	0
IA	TTSI	S	2013-01-03	14:18:24.1	1.8	252	-0.1	0	0	i	0	3.9	0
IA	KDI	S	2013-01-03	14:18:27.6	1.8	142	1.3	0	0	i	0	3.6	0
IA	TOLI	P	2013-01-03	14:18:28.2	3.6	349	1	0	0	i	0	4.3	0
IA	SPSI	S	2013-01-03	14:18:36.6	2.3	230	-0.3	0	0	i	0	3.8	0
IA	SANI	P	2013-01-03	14:18:36.7	4.5	85	-2.4	0	0	i	0	3.7	0
IA	PCI	S	2013-01-03	14:18:38.3	2.3	314	0.7	0	0	i	0	4.2	0
IA	BNSI	S	2013-01-03	14:18:39.3	2.3	216	0.2	0	0	i	0	3.9	0
IA	OBMI	P	2013-01-03	14:19:03.3	6.3	80	0.2	30.6	0.9	i	4.4	4.8	5.4

Lampiran 2. Data Stasiun Indonesia dan International

(a4,f7.4,a1,1x,f8.4,a1,1x,i5,1x,i1,1x,i3,1x,f5.2,2x,f5.2)

BLSI	5.3676S	105.2451E	152	1	1	0.00	0.00	1
EGSI	5.3526S	102.2767E	36	1	199	0.00	0.00	1
KCSI	3.5520N	97.7715E	205	1	198	0.00	0.00	1
LASI	4.4572N	97.9704E	4	1	197	0.00	0.00	1
MLSI	4.2668N	96.4040E	97	1	196	0.00	0.00	1
PBSI	0.0547S	98.2800E	22	1	195	0.00	0.00	1
RGRI	0.3491S	102.3338E	37	1	194	0.00	0.00	1
RPSI	2.6951N	98.9329E	1062	1	193	0.00	0.00	1
SBSI	1.3988N	99.4309E	288	1	192	0.00	0.00	1
SGSI	3.6860N	125.5826E	106	1	191	0.00	0.00	1
SISI	1.3264S	99.0895E	30	1	190	0.00	0.00	1
SMKI	0.4462S	117.2086E	102	1	189	0.00	0.00	1
SNSI	2.4089N	96.3267E	15	1	188	0.00	0.00	1
TPRI	0.9184N	104.5263E	38	1	187	0.00	0.00	1
TRSI	2.0255N	98.9594E	985	1	186	0.00	0.00	1
TSI	3.5012N	98.5645E	72	1	185	0.00	0.00	1
MNSI	0.7955N	99.5796E	296	1	184	0.00	0.00	1
BSI	5.4964N	95.2961E	192	1	183	0.00	0.00	1
PPI	0.4568S	100.3970E	754	1	182	0.00	0.00	1
BKNI	0.3262S	109.9902E	65	1	181	0.00	0.00	1
GSI	1.3039N	97.5755E	107	1	180	0.00	0.00	1
LHMI	5.2288N	96.9472E	3	1	179	0.00	0.00	1
PSI	2.8018N	98.9240E	1051	1	178	0.00	0.00	1
TPTI	3.2617N	97.1773E	9	1	177	0.00	0.00	1
KUM	5.2902N	100.6492E	74	1	176	0.00	0.00	1
IPM	4.4795N	101.0255E	247	1	175	0.00	0.00	1
YOGI	7.8170S	110.2950E	167	1	174	0.00	0.00	1
WSI	9.6689S	120.2977E	48	1	173	0.00	0.00	1
WOJI	7.8372S	110.9240E	180	1	172	0.00	0.00	1
WBSI	4.0959S	138.9500E	457	1	171	0.00	0.00	1
BATI	10.2064S	123.6630E	339	1	170	0.00	0.00	1
SOEI	9.7550S	124.2670E	10	1	169	0.00	0.00	1
IGBI	8.8180S	115.1460E	248	1	168	0.00	0.00	1
TWSI	8.7381S	116.8820E	86	1	167	0.00	0.00	1
DNP	8.6674S	115.2097E	58	1	166	0.00	0.00	1
MTNI	8.6360S	116.1707E	106	1	165	0.00	0.00	1
MMRI	8.6357S	122.2376E	137	1	164	0.00	0.00	1
RUSI	8.5978S	120.4780E	470	1	163	0.00	0.00	1
BMNI	8.5400S	118.6926E	52	1	162	0.00	0.00	1
MMPI	8.5182S	140.4141E	94	1	161	0.00	0.00	1
LBFI	8.4835S	119.8920E	123	1	160	0.00	0.00	1
JAGI	8.4703S	114.1520E	171	1	159	0.00	0.00	1
KHK	8.3640S	115.6096E	220	1	158	0.00	0.00	1
NBBI	8.3409S	114.6175E	76	1	157	0.00	0.00	1

GMJI	8.2733S	113.4441E	79	1	156	0.00	0.00	1
BYJI	8.2140S	114.3557E	100	1	155	0.00	0.00	1
PCJI	8.1947S	111.1771E	693	1	154	0.00	0.00	1
KRK	8.1522S	112.4506E	331	1	153	0.00	0.00	1
SRBI	8.0848S	115.2126E	98	1	152	0.00	0.00	1
PWJI	8.0219S	111.8042E	213	1	151	0.00	0.00	1
SAUI	7.9826S	131.2990E	110	1	150	0.00	0.00	1
UGM	7.9125S	110.5231E	350	1	149	0.00	0.00	1
ABJI	7.7957S	114.2342E	141	1	148	0.00	0.00	1
CMJI	7.7838S	108.4485E	81	1	147	0.00	0.00	1
BLJI	7.7455S	113.5946E	251	1	146	0.00	0.00	1
SWJI	7.7349S	111.7669E	723	1	145	0.00	0.00	1
CLJI	7.7187S	109.0150E	50	1	144	0.00	0.00	1
CISI	7.5557S	107.8153E	544	1	143	0.00	0.00	1
NGJI	7.3675S	111.4612E	137	1	142	0.00	0.00	1
KPJI	7.3332S	108.9312E	456	1	141	0.00	0.00	1
BJI	7.3329S	109.7096E	629	1	140	0.00	0.00	1
CNJI	7.3090S	107.1297E	586	1	139	0.00	0.00	1
SMRI	7.0492S	110.4407E	203	1	138	0.00	0.00	1
KMMI	7.0412S	113.9157E	43	1	137	0.00	0.00	1
SKJI	7.0053S	106.5630E	99	1	136	0.00	0.00	1
GRJI	6.9145S	112.4793E	85	1	135	0.00	0.00	1
TGJI	6.8680S	109.1211E	41	1	134	0.00	0.00	1
LEM	6.8266S	107.6176E	1293	1	133	0.00	0.00	1
TBJI	6.8179S	111.8481E	44	1	132	0.00	0.00	1
JCJI	6.7344S	108.2630E	74	1	131	0.00	0.00	1
CBJI	6.6981S	106.9350E	1014	1	130	0.00	0.00	1
CGJI	6.6135S	105.6929E	182	1	129	0.00	0.00	1
DBJI	6.5538S	106.7497E	212	1	128	0.00	0.00	1
UWJI	6.4191S	110.9474E	44	1	127	0.00	0.00	1
TNG	6.1720S	106.6469E	42	1	126	0.00	0.00	1
TNGI	6.1720S	106.6470E	54	1	125	0.00	0.00	1
SBJI	6.1117S	106.1318E	64	1	124	0.00	0.00	1
KM01	6.1013S	105.4268E	160	1	123	0.00	0.00	1
BWJI	5.8512S	112.6578E	56	1	122	0.00	0.00	1
RBSI	5.8444S	105.7421E	219	1	121	0.00	0.00	1
TLE	5.6373S	132.7373E	113	1	120	0.00	0.00	1
KASI	5.5236S	104.4960E	43	1	119	0.00	0.00	1
BBSI	5.4885S	122.5695E	97	1	118	0.00	0.00	1
BLSI	5.3676S	105.2451E	152	1	117	0.00	0.00	1
EGSI	5.3526S	102.2770E	36	1	116	0.00	0.00	1
BKSI	5.3219S	120.1224E	400	1	115	0.00	0.00	1
LWLI	5.0175S	104.0589E	935	1	114	0.00	0.00	1
KAPI	5.0142S	119.7517E	300	1	113	0.00	0.00	1
KLI	4.8363S	104.8705E	32	1	112	0.00	0.00	1
KLSI	4.6871S	104.7320E	81	1	111	0.00	0.00	1
BNDI	4.5224S	129.9050E	16	1	110	0.00	0.00	1
MDSI	4.4860S	104.1783E	132	1	109	0.00	0.00	1

BNSI	4.4006S	120.1065E	244	1	108	0.00	0.00	1
MNAI	4.3605S	102.9557E	154	1	107	0.00	0.00	1
KKSI	4.1710S	121.6510E	89	1	106	0.00	0.00	1
WAMI	4.0959S	138.9500E	1673	1	105	0.00	0.00	1
SPSI	3.9646S	119.7691E	142	1	104	0.00	0.00	1
KDI	3.9574S	122.6193E	55	1	103	0.00	0.00	1
LHSI	3.8267S	103.5233E	189	1	102	0.00	0.00	1
MBSI	3.7611S	102.2714E	27	1	101	0.00	0.00	1
AAI	3.6872S	128.1943E	171	1	100	0.00	0.00	1
AAII	3.6870S	128.1950E	160	1	99	0.00	0.00	1
KMPI	3.6616S	133.7040E	90	1	98	0.00	0.00	1
KSI	3.6517S	102.5929E	539	1	97	0.00	0.00	1
MJSI	3.5503S	118.9802E	94	1	96	0.00	0.00	1
BBKI	3.4625S	114.8411E	112	1	95	0.00	0.00	1
MSAI	3.3462S	128.9285E	76	1	94	0.00	0.00	1
KBKI	3.2995S	116.1667E	58	1	93	0.00	0.00	1
NLAI	3.2390S	127.0998E	97	1	92	0.00	0.00	1
MASI	3.1415S	102.2400E	384	1	91	0.00	0.00	1
TTSI	3.0451S	119.8189E	941	1	90	0.00	0.00	1
PMBI	2.9270S	104.7720E	30	1	89	0.00	0.00	1
FAKI	2.9192S	132.2650E	10	1	88	0.00	0.00	1
PPSI	2.7664S	100.0097E	11	1	87	0.00	0.00	1
TPI	2.7563S	107.6534E	25	1	86	0.00	0.00	1
PBKI	2.7047S	111.6697E	78	1	85	0.00	0.00	1
MMSI	2.6892S	118.9090E	221	1	84	0.00	0.00	1
GENI	2.5927S	140.1680E	58	1	83	0.00	0.00	1
MSSI	2.5547S	120.3241E	116	1	82	0.00	0.00	1
SKSI	2.5280S	121.3330E	602	1	81	0.00	0.00	1
JAY	2.5145S	140.7043E	460	1	80	0.00	0.00	1
MKBI	2.4474S	101.2400E	48	1	79	0.00	0.00	1
SLSI	2.3924S	102.5930E	77	1	78	0.00	0.00	1
PLKI	2.2261S	113.9453E	69	1	77	0.00	0.00	1
PPBI	2.1615S	106.1364E	66	1	76	0.00	0.00	1
KRJI	2.0912S	101.4619E	803	1	75	0.00	0.00	1
SMPI	1.9811S	138.7105E	106	1	74	0.00	0.00	1
SRPI	1.8700S	136.2400E	88	1	73	0.00	0.00	1
JMBI	1.6330S	103.6420E	50	1	72	0.00	0.00	1
RKPI	1.5107S	134.1770E	106	1	71	0.00	0.00	1
BAKI	1.1915S	136.1070E	89	1	70	0.00	0.00	1
LUWI	1.0418S	122.7717E	6	1	69	0.00	0.00	1
MTKI	0.9418S	114.8960E	100	1	68	0.00	0.00	1
SDSI	0.9325S	101.4280E	200	1	67	0.00	0.00	1
MWPI	0.9300S	134.0430E	70	1	66	0.00	0.00	1
PDSI	0.9118S	100.4618E	270	1	65	0.00	0.00	1
APSI	0.9109S	121.6487E	139	1	64	0.00	0.00	1
PCI	0.9054S	119.8366E	150	1	200	0.00	0.00	1
SWI	0.8630S	131.2598E	129	1	63	0.00	0.00	1
LBMI	0.6379S	127.5008E	118	1	62	0.00	0.00	1

BASI	0.5500S	132.9800E	80	1	61	0.00	0.00	1
BKB	0.5500S	132.9800E	80	1	60	0.00	0.00	1
SGKI	0.5302S	117.6040E	179	1	59	0.00	0.00	1
DSRI	0.4793S	104.5778E	64	1	58	0.00	0.00	1
STKI	0.0656N	111.4771E	82	1	57	0.00	0.00	1
MPSI	0.3373N	119.8980E	164	1	56	0.00	0.00	1
MRSI	0.4770N	121.9405E	5	1	55	0.00	0.00	1
KMSI	0.5745N	123.9806E	227	1	54	0.00	0.00	1
GTOI	0.6360N	123.0100E	140	1	53	0.00	0.00	1
TNTI	0.7718N	127.3667E	43	1	52	0.00	0.00	1
TOLI	1.1214N	120.7944E	86	1	51	0.00	0.00	1
MNI	1.4498N	124.8400E	191	1	50	0.00	0.00	1
GLMI	1.8381N	127.7880E	130	1	49	0.00	0.00	1
CHTO18	.8121N	98.9443E	420	1	48	0.00	0.00	1
COCO12	.1901S	96.8399E	1	1	47	0.00	0.00	1
DAV	7.0697N	125.5791E	150	1	46	0.00	0.00	1
FITZ18	.1020S	125.6390E	110	1	45	0.00	0.00	1
KKM	6.0443N	116.2147E	830	1	44	0.00	0.00	1
KOM	1.7922N	103.8467E	49	1	43	0.00	0.00	1
KSM	1.4733N	110.3083E	66	1	42	0.00	0.00	1
LDM	5.1777N	118.4980E	177	1	41	0.00	0.00	1
MBWA21	.1590S	119.7312E	199	1	40	0.00	0.00	1
NAOW32	.9266S	117.2330E	265	1	39	0.00	0.00	1
CHBT12	.7526N	102.3300E	0	1	38	0.00	0.00	1
UBPT15	.2773N	105.4690E	0	1	37	0.00	0.00	1
CMMT18	.8128N	98.9476E	0	1	36	0.00	0.00	1
CHTO18	.8138N	98.9438E	0	1	35	0.00	0.00	1
BTDF	1.3608N	103.7729E	0	1	34	0.00	0.00	1
PHET12	.9133N	99.6267E	0	1	33	0.00	0.00	1
SBM33	.9752N	107.1807W	0	1	32	0.00	0.00	1
BSSI	5.4885S	122.5695E	96	1	33	0.00	0.00	1
MEEK26	.6378S	118.6145E	0	1	32	0.00	0.00	1
MORW29	.0683S	116.0388E	0	1	31	0.00	0.00	1
MTN12	.8436S	131.1327E	0	1	30	0.00	0.00	1
BLDU30	.6147S	116.7091E	0	1	29	0.00	0.00	1
NWAO32	.9269S	117.2338E	0	1	28	0.00	0.00	1
KBL34	.5408N	69.0423E	0	1	27	0.00	0.00	1
KMBL31	.2669S	121.8821E	0	1	26	0.00	0.00	1
WRAB19	.9333S	134.3502E	0	1	25	0.00	0.00	1
AAK42	.6390N	75.4940E	0	1	24	0.00	0.00	1
FORT	8.8967N	38.6783E	0	1	23	0.00	0.00	1
ULN47	.8652N	107.0528E	0	1	22	0.00	0.00	1
COEN13	.9574S	143.1749E	0	1	21	0.00	0.00	1
BBOO32	.8096S	136.0583E	0	1	20	0.00	0.00	1
PMG	9.4062S	147.1589E	0	1	19	0.00	0.00	1
EIDS25	.3691S	151.0817E	0	1	18	0.00	0.00	1
KMBO	1.1267S	37.2523E	0	1	17	0.00	0.00	1
EIL29	.6699N	34.9512E	0	1	16	0.00	0.00	1

PBKT16.5733N	100.9690E	0	1	15	0.00	0.00	1
PKDT 7.8920N	98.3350E	0	1	14	0.00	0.00	1
SIJI 0.8691S	131.2661E	0	1	13	0.00	0.00	1
SMSI 0.9885N	122.3654E	0	1	12	0.00	0.00	1
PMSI 3.5008S	118.9149E	0	1	11	0.00	0.00	1
SANI 2.0497S	125.9881E	0	1	10	0.00	0.00	1
OBMI 1.3414S	127.6444E	0	1	9	0.00	0.00	1
EDFI 8.7497S	121.6903E	0	1	8	0.00	0.00	1
TMSI 1.2948N	124.9200E	0	1	7	0.00	0.00	1
PLAI 8.7006S	117.7219E	0	1	6	0.00	0.00	1
LRTI 8.2752S	123.0000E	0	1	5	0.00	0.00	1

Lampiran 3. Model Kecepatan Awal AK135

CALAVERAS1D-modell (mod1.1 EK280993) Ref. station PCI
58 vel, depth, vdamp, phase

(f5.2, 5x, f7.2, 2x, f7.3, 3x, a1)

			P-VELOCITY MODEL
5.50	-3.0	001.00	
5.75	3.0	001.00	
5.75	5.0	001.00	
6.25	5.5	001.00	
6.25	8.0	001.00	
6.49	8.5	001.00	
6.49	11.0	001.00	
6.49	11.5	001.00	
6.49	12.0	001.00	
6.49	12.5	001.00	
6.49	15.5	001.00	
6.49	16.0	001.00	
6.49	16.5	001.00	
6.49	17.0	001.00	
6.49	19.5	001.00	
6.49	20.0	001.00	
6.95	21.5	001.00	
6.95	22.0	001.00	
6.95	22.5	001.00	
7.25	23.0	001.00	
7.25	23.5	001.00	
7.25	24.0	001.00	
7.25	24.5	001.00	
7.56	25.0	001.00	
7.56	25.5	001.00	
7.56	26.0	001.00	
7.56	26.5	001.00	
7.56	27.0	001.00	
7.56	27.5	001.00	
7.75	28.0	001.00	
7.75	28.5	001.00	
7.75	29.0	001.00	

7.75	29.5	001.00
7.75	30.0	001.00
7.75	30.5	001.00
7.75	31.0	001.00
7.75	31.5	001.00
7.75	32.0	001.00
7.75	32.5	001.00
7.75	33.0	001.00
7.75	33.5	001.00
7.75	34.0	001.00
7.75	37.5	001.00
7.75	38.0	001.00
7.75	38.5	001.00
7.75	39.0	001.00
7.75	39.5	001.00
7.75	40.0	001.00
7.75	40.5	001.00
7.75	41.0	001.00
7.75	41.5	001.00
7.75	42.0	001.00
7.75	50.5	001.00
8.25	51.0	001.00
8.25	51.5	001.00
8.25	52.0	001.00
8.25	52.5	001.00
8.25	80.0	001.00

Lampiran 4. Hasil Relokasi Hiposenter Gempa

13 1 1 2236 18.04	1.1913S	120.2974E	9.68	3.80
122	1.10			
MPSIP1 26.96	MMSIP1 32.26	TTSIP1 32.36	MRSIP1 37.86	LUWIP1 38.86
TOLIP1 39.86				
SPSIP1 46.16	SMSIP1 48.36	BNSIP1 51.56		
13 1 3 1417 30.49	2.4970S	121.4925E	9.92	3.90
89	0.63			
TTSIP1 28.61	KDIP1 31.91	SPSIP1 38.21	PCIP1 38.51	BNSIP1 39.51
MMSIP1 41.81				
BKSIP1 49.41	TOLIP1 57.71	SANIP1 66.21	OBMIP1 92.81	
13 1 3 2141 49.06	2.8400S	119.7430E	8.20	3.40
157	0.83			
TTSIP1 3.24	MMSIP1 15.44	SPSIP1 19.34	BNSIP1 28.14	PCIP1 32.84
KAPIP1 35.74				
BKSIP1 42.84				

Lampiran 5. Koreksi Stasiun

(a4, f7.4, a1, 1x, f8.4, a1, 1x, i5, 1x, i1, 1x, i3, 1x, f5.2, 2x, f5.2)

lon, z, model, icc, ptcor, stcor

PCI	0.9054S	119.8366E	150	1	0	0.00	0.00
SMSI	0.9885N	122.3654E	0	1	12	-0.48	0.00
PMSI	3.5008S	118.9149E	0	1	11	0.40	0.00
MPSI	0.3373N	119.8980E	164	1	56	-0.60	0.00
MRSI	0.4770N	121.9405E	5	1	55	-0.96	0.00
APSI	0.9109S	121.6487E	139	1	64	-0.56	0.00
MMSI	2.6892S	118.9090E	221	1	84	-0.46	0.00
SPSI	3.9646S	119.7691E	142	1	104	-0.45	0.00
TTSI	3.0451S	119.8189E	941	1	90	-0.84	0.00

Lampiran 6. Model Kecepatan Baru Gelombang P 1D

Output model:

58		
5.48	-3.00	1.000
5.70	3.00	1.000
5.70	5.00	1.000
6.19	5.50	1.000
6.19	8.00	1.000
6.43	8.50	1.000
6.43	11.00	1.000
6.43	11.50	1.000
6.43	12.00	1.000
6.43	12.50	1.000
6.43	15.50	1.000
6.43	16.00	1.000
6.43	16.50	1.000
6.43	17.00	1.000
6.43	19.50	1.000
6.79	20.00	1.000
6.79	21.50	1.000
6.79	22.00	1.000
6.79	22.50	1.000
7.13	23.00	1.000
7.13	23.50	1.000
7.13	24.00	1.000
7.13	24.50	1.000
7.44	25.00	1.000
7.44	25.50	1.000
7.44	26.00	1.000
7.44	26.50	1.000
7.44	27.00	1.000
7.44	27.50	1.000
7.44	28.00	1.000
7.63	28.50	1.000



7.63	29.00	1.000
7.63	29.50	1.000
7.63	30.00	1.000
7.63	30.50	1.000
7.63	31.00	1.000
7.63	31.50	1.000
7.63	32.00	1.000
7.63	32.50	1.000
7.63	33.00	1.000
7.63	33.50	1.000
7.63	34.00	1.000
7.63	37.50	1.000
7.63	38.00	1.000
7.63	38.50	1.000
7.63	39.00	1.000
7.63	39.50	1.000
7.63	40.00	1.000
7.63	40.50	1.000
7.63	41.00	1.000
7.63	41.50	1.000
7.63	42.00	1.000
7.63	50.50	1.000
7.97	51.00	1.000
7.97	51.50	1.000
7.97	52.00	1.000
7.97	52.50	1.000
7.97	80.00	1.000

