



TUGAS AKHIR - SF 141501

**ESTIMASI MODEL KECEPATAN 1-D HASIL
RELOKASI GEMPA BUMI WILAYAH MALUKU
UTARA DENGAN MENGGUNAKAN METODE
*DOUBLE DIFFERENCE***

**Dyah Nur Rahmawati
NRP 1112 100 105**

**Dosen Pembimbing
Prof. Dr .rer .nat Bagus Jaya Santosa, S.U**

**Jurusan Fisika
Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam
Institut Teknologi Sepuluh Nopember
Surabaya 2016**



TUGAS AKHIR - SF 141501

**ESTIMASI MODEL KECEPATAN 1-D HASIL
RELOKASI GEMPA BUMI WILAYAH MALUKU
UTARA DENGAN METODE *DOUBLE DIFFERENCE***

**Dyah Nur Rahmawati
NRP 1112 100 105**

**Dosen Pembimbing
Prof. Dr .rer .nat Bagus Jaya Santosa, S.U**

**Jurusan Fisika
Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam
Institut Teknologi Sepuluh Nopember
Surabaya 2016**



FINAL PROJECT - SF 141501

**ESTIMATED 1-D WAVE VELOCITY BASED ON THE
RELOCATION OF THE EARTHQUAKE AREAS NORTH MALUKU
WITH DOUBLE DIFFERENCE**

**Dyah Nur Rahmawati
NRP 1112 100 105**

**Advisor
Prof. Dr .rer .nat Bagus Jaya Santosa, S.U**

**Department of Physics
Faculty of Mathematics and Natural Sciences
Institute of Technology Sepuluh Nopember
Surabaya 2016**

Estimasi Model Kecepatan 1-D Hasil Relokasi Gempa Bumi Wilayah Maluku Utara dengan Metode *Double Difference*

TUGAS AKHIR

Diajukan Untuk Memenuhi Salah Satu Syarat
Memperoleh Gelar Sarjana Sains
pada
Bidang Fisika Bumi
Program Studi S-1 Jurusan Fisika
Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam
Institut Teknologi Sepuluh Nopember

Oleh:

DYAH NUR RAHMAWATI
NRP 1112100105

Disetujui oleh Pembimbing Tugas Akhir

Prof. Dr.rer.nat Bagus Jaya Santosa, S. U (.....)
NIP. 19620802 198701.1.001



ESTIMASI MODEL KECEPATAN 1-D HASIL RELOKASI GEMPA BUMI WILAYAH MALUKU UTARA DENGAN METODE *DOUBLE DIFFERENCE*

Nama : Dyah Nur Rahmawati
NRP : 1112100105
Jurusan : Fisika, FMIPA-ITS
Pembimbing : Prof. Dr .rer .nat Bagus Jaya Santosa, S.U

Abstrak

Maluku Utara merupakan daerah dengan tingkat seismisitas yang tinggi dikarenakan terletak pada Zona Benioff yang merupakan zona pertemuan dua busur yakni Busur Sangihe dan Busur Halmahera. Akibat susunan tektonik daerah Maluku Utara, sering terjadi gempa bumi dengan aktivitas yang sering dengan besar kekuatan diatas 5 mb. Akurasi dari lokasi gempa bumi sangat dibutuhkan untuk menentukan lokasi absolut dari hiposenter. Metode double difference mengidentifikasi pasangan gempa bumi yang berdekatan dengan membuat koreksi travel time pada stasiun-stasiun. Hasil relokasi dengan jumlah 123 event dari 114 event yang diolah dengan menggunakan metode double difference mampu memberikan koordinat episenter yang lebih akurat dengan kedalaman yang bervariasi. Hasil relokasi menunjukkan adanya 6 cluster dengan cluster terbesar pada Zona Benioff. Model kecepatan gelombang P yang didapatkan mempunyai nilai yang lebih besar dibandingkan model kecepatan gelombang P Madlazim-Santosa dengan kecepatan gelombang P pada 10 layer. Nilai RMS hasil relokasi menunjukkan nilai yang lebih baik dibandingkan dengan nilai RMS sebelum direlokasi

Kata kunci : gempa bumi, cluster, Double Difference, model kecepatan 1-D

ESTIMATED 1-D WAVE VELOCITY BASED ON THE RELOCATION OF THE EARTHQUAKE AREAS NORTH MALUKU WITH DOUBLE DIFFERENCE METHOD

Name : Dyah Nur Rahmawati
NRP : 1112100105
Major : Physics, FMIPA-ITS
Advisor : Prof. Dr .rer .nat Bagus Jaya Santosa, S.U

Abstract

North Maluku is a region with high seismicity frequency due to its position above Benioff Zone, a geographical zone where Halmahera and Sangihe plate collides. Because of this tectonic arrangement, earthquakes with magnitude of and above 5Mb occur frequently. Therefore, it is very important to be able to locate and pinpoint the exact location of the hipocenter based on the accuracy of the earthquake locations. To do that, we can use double difference method to identify a set of adjacent earthquakes by creating corrections of earthquake travel time on each stations. This study shows that we can get a better, more accurate coordinate of the hipocenter with a varied depth by using some of 114 out of 123 events data, processed using double difference method. The result shows that 6 clusters are present with the biggest one appears on Benioff Zone. It is also noted that the acquired value of wave velocity of P wave model is bigger than the value of the same wave acquired by Madlazim-Santosa with the P wave velocity found on 10 layers below ground. Suffice to say, the RMS value after relocations are found to be better than the previous value.

Keyword : *earthquakes , cluster , Double Difference , 1-D wave velocity*

KATA PENGANTAR

Puji dan syukur penulis panjatkan ke hadirat Allah SWT, atas berkat dan ridhlo-Nya sehingga penulis dapat menyelesaikan Tugas Akhir sebagai syarat kelulusan untuk mendapatkan gelar Sarjana Sains (S.Si) pada program studi Strata 1 (S-1) Jurusan Fisika, Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam, Institut Teknologi Sepuluh Nopember, Surabaya.

Tugas akhir ini membahas tentang estimasi model kecepatan 1-D hasil relokasi Gempa Bumi Wilayah Maluku Utara dengan metode relokasi *double difference*. Penelitian ini diharapkan berguna untuk keperluan mitigasi dan penelitian-penelitian selanjutnya sebagai referensi bagi para penulis lainnya.

Atas pesan semangat, dukungan moril, bimbingan serta doa yang diberikan oleh banyak pihak dalam mengiringi penulis menyelesaikan Tugas Akhir. Terima kasih! Adapun pihak-pihak yang bersangkutan antara lain:

1. Bpk. Prof. Dr.rer.nat Bagus Jaya Santosa S.U selaku Dosen pembimbing atas waktu dan ilmunya, sehingga penulis mampu menyelesaikan Tugas Akhir ini.
2. Bpk. Drs. Hasto Sunarno, M.Sc selaku Dosen Wali atas dukungan selama menjalani perkuliahan.
3. Bpk. Drs. Dr. Yono Hadi Pramono, M.Eng beserta jajarannya selaku ketua Jurusan Fisika FMIPA ITS atas dukungan selama proses perkuliahan.
4. Keluarga tercinta: Ayah, Nurhadi dan Ibu, Ma'rifah yang telah melahirkan dan membesarkan saya. Doa, dukungan serta restu dari mereka yang selalu dipanjatkan.
5. Kakak-kakak dan adik, Mbak Maya, Mas Toni, Mbak Dewi dan Taufiq yang selalu mendukung serta mendoakan saya hingga sampai saat ini.

6. Tim tugas akhir *hypoDD*, Dewi, Chi Chi dan Ryandi yang selalu memberikan semangat sampai terselesainya tugas akhir ini.
7. Keluarga besar G-404, Mas Sungkono, Mas Jordan, Mas Kevin, Mas Miftah, yang memberikan motivasi dan arahan selama pengerjaan Tugas Akhir ini.
8. Teman dan Keluarga Fisika ITS 2012 yang selalu mendukung hingga dalam tahap ini dan sampai nanti.
9. Sahabat-sahabat yang setia menemani perjalanan penulis hingga sampai saat ini, Bogi, Adit, Shelly, Nurin, Kinan, Kikik, Atak, Erlyn, Vidya.
10. Dan pihak-pihak lainnya yang tidak bisa saya sebutkan satu persatu telah ikut andil dalam kelancaran pengerjaan Tugas Akhir ini secara langsung maupun tidak.

Penulis berharap semoga Tugas Akhir ini bisa menjadi referensi dalam penelitian-penelitian selanjutnya oleh berbagai pihak.

Surabaya, 13 Juli 2016

Penulis

DAFTAR ISI

HALAMAN JUDUL	i
COVER PAGE	ii
LEMBAR PENGESAHAN	iii
ABSTRAK	iv
ABSTRACT	v
KATA PENGANTAR	vi
DAFTAR ISI	viii
DAFTAR GAMBAR	x
DAFTAR TABEL	xii
DAFTAR LAMPIRAN	xiii
BAB I PENDAHULUAN	
1.1 Latar Belakang.....	1
1.2 Rumusan Masalah.....	3
1.3 Tujuan Penelitian.....	3
1.4 Ruang Lingkup Masalah.....	4
1.5 Manfaat Penelitian.....	4
1.6 Sistematika Penulisan.....	4
BAB II TINJAUAN PUSTAKA	
2.1 Teori Pergerakan Benua dan Lempeng Tektonik...	7
2.2 Gelombang Seismik.....	8
2.3 Gempa Bumi.....	11
2.4 Magnitudo.....	12
2.5 Parameter Gempa Bumi.....	13
2.6 Metode <i>Double Difference</i>	14
2.7 <i>Ray Tracing</i>	17
2.8 Metode Penentuan Hiposenter.....	19
2.8.1 Metode Inversi Linier.....	19
2.8.2 Metode Inversi Non Linier.....	20
2.9 Parameter Gelombang Primer dan Sekunder.....	22
2.10 Tektonik Maluku Utara.....	24
2.10.1 Struktur Zona Tumbukan.....	24
2.10.2 Perkembangan Zona Tumbukan.....	25
2.11 Metode <i>Coupled Velocity Hypocenter</i>	26

BAB III METODOLOGI PENELITIAN

3.1	Diagram Alir Penelitian.....	29
3.2	Data.....	29
3.3	Perangkat Lunak.....	30
3.4	Proses Pengolahan Data.....	31
	3.4.1 <i>Reformatting</i>	31
	3.4.2 <i>Pre Processing</i>	31
	3.4.3 Relokasi hiposenter dengan metode <i>double difference</i>	32
3.5	Estimasi Model Kecepatan 1-D.....	34
3.6	<i>Plot Result</i>	34

BAB IV HASIL DAN PEMBAHASAN

4.1	Seismisitas Gempa Bumi Wilayah Maluku Utara.....	35
	4.1.1 Gempa Bumi Wilayah Maluku Utara.....	35
	4.1.2 Relokasi Gempa Bumi Wilayah Maluku Utara dengan Metode <i>Double Difference</i> ...	36
4.2	Hasil Relokasi Gempa Bumi Wilayah Maluku Utara.....	37
	4.2.1 <i>Clustering</i> pada Hasil Pengolahan Data Gempa Bumi Maluku Utara.....	38
4.3	Diagram Kompas dan Rose.....	42
4.4	Nilai RMS.....	44
4.5	Model Kecepatan.....	45

BAB V KESIMPULAN DAN SARAN

5.1	Kesimpulan.....	51
5.2	Saran.....	51

DAFTAR PUSTAKA.....	53
LAMPIRAN.....	57
BIOGRAFI PENULIS.....	65

DAFTAR GAMBAR

Gambar 2.1	Lempeng Tektonik Utama.	8
Gambar 2.2	Gelombang Primer.....	10
Gambar 2.3	Gelombang Sekunder.....	10
Gambar 2.4	Gelombang <i>Love</i>	11
Gambar 2.5	Gelombang <i>Rayleigh</i>	11
Gambar 2.6	Ilustrasi algoritma <i>double difference</i>	15
Gambar 2.7	Ilustrasi kinematik <i>Ray Tracing</i>	18
Gambar 2.8	Ilustrasi Penjalaran Gelombang dengan Meminimumkan <i>Ray Tracing</i>	18
Gambar 2.9	Elemen Tektonik Maluku Utara dan Sekitarnya	25
Gambar 3.1	Diagram Alir Percobaan	29
Gambar 3.2	Gempabumi Wilayah Maluku Utara dan Stasiun Pencatat Gempabumi yang digunakan Pada Peneliiian.....	30
Gambar 3.3	Contoh <i>pickung</i> gelombang P.....	31
Gambar 4.1	Peta Distribusi Hasil Relokasi Episenter Gempa Bumi dan Stasiun Pengamat Wilayah Maluku Utara	35
Gambar 4.2	Peta Seismisitas Episenter Gempa Bumi Maluku Utara	37
Gambar 4.3	Peta Seismisitas Episenter Sebelum dan Setelah di Relokasi	38
Gambar 4.4	Peta Seismisitas Episenter Setelah di Relokasi <i>Cluster</i> satu Wilayah Maluku Utara.....	39
Gambar 4.5	Peta Seismisitas Hasil Relokasi Episenter Gempa Bumi, (a) <i>Cluster</i> dua, (b) <i>Cluster</i> tiga.....	41
Gambar 4.6	Peta Seismisitas Hasil Relokasi Episenter Gempa Bumi, (a) <i>Cluster</i> empat, (b) <i>Cluster</i> lima dan enam.	41
Gambar 4.7	Grafik Hubungan Jarak Hiposenter	

	Gempa Bumi Berdasarkan Kedalaman <i>event</i>	42
Gambar 4.8	Diagram Kompas Jarak Pergeseran Episenter.....	43
Gambar 4.9	Diagram Rose Jarak Pergeseran Episenter.....	44
Gambar 4.10	(a) Histogram Nilai RMS residu sebelum Relokasi (b) Histogram Nilai RMS residu setelah Relokasi.....	44
Gambar 4.11	Grafik Model Kecepatan Gelombang P.....	48
Gambar 4.12	Histogram Nilai RMS residu relokasi dengan model kecepatan hasil pengolahan data dengan Velest 3.1.....	48

DAFTAR TABEL

Tabel 4.1 Model Kecepatan Gelombang P Madlazim-Santosa. .47
Tabel 4.2 Model Kecepatan Gelombang P Hasil Relokasi.....48

DAFTAR LAMPIRAN

Lampiran 1. Script Perhitungan Sudut.	57
Lampiran 2. Data stasiun yang digunakan.....	59
Lampiran 3. Data Gempabumi	60
Lampiran 4. <i>Cross Section</i> Sebelum Relokasi.....	64

BAB I

PENDAHULUAN

1.1 Latar Belakang

Teori tektonik lempeng mengemukakan bahwa permukaan bumi bergerak sejumlah blok yang sangat besar yang disebut lempeng, lempeng-lempeng ini bergerak saling bersentuhan satu sama lainnya. Indonesia merupakan salah satu negara yang merasakan akibat langsung dari pergerakan lempeng tersebut, dikarenakan kepulauan Indonesia berada diantara tiga pergerakan lempeng yakni lempeng Philipina, Pasifik dan Indo-Australia. Gerakan-gerakan dari lempeng tersebut menyebabkan terbentuknya bukit barisan di Pulau Sumatera dan deretan gunung api di sepanjang Pulau Jawa, Bali, dan Lombok serta parit samudra. Gerakan lempeng tektonik mengalami gesekan atau benturan menyebabkan gempa dan tsunami. Daerah Maluku Utara merupakan daerah dengan tingkat seismisitas yang tinggi, Pada tahun 2011-2016 lebih dari 100 gempa bumi terjadi di daerah Maluku Utara. Gempa bumi yang terjadi di daerah tersebut terjadi dengan kekuatan yang besar yakni diatas 5 Mb dan kedalaman lebih dari 100 kilometer.

Gempa bumi merupakan satu fenomena proses dinamika bumi yang dikenal manusia sejak lama, sifat kedatangannya adalah tiba-tiba dan mempunyai daya rusak yang sangat besar. Hal tersebut menyebabkan perlu dilakukan upaya mitigasi bencana sedari awal untuk meminimalisir korban dan kerugian. Salah satu yang perlu diketahui adalah persebaran hiposenter (pusat gempa) dan pemodelan model kecepatan bumi 1-D. Pemahaman struktur dan dinamika dalam bumi serta mekanisme gempa bumi melalui estimasi parameter sumber gempa.

Pada tugas akhir ini relokasi gempa bumi dilakukan dengan menggunakan program *hypoDD*. Prinsip dasar dari relokasi *hypoDD* adalah bagaimana mengidentifikasi stasiun-stasiun setiap pasangan gempa bumi yang berdekatan dan dapat dihubungkan untuk membuat koreksi waktu tiba pada stasiun-stasiun

(Waldhauser, 2001). *HypoDD* merupakan paket program yang digunakan untuk merelokasi gempa bumi dengan algoritma *double difference*. Algoritma *double difference* dapat menghilangkan efek dari hasil relokasi karena struktur kecepatan yang tidak termodelkan sehingga nantinya posisi hiposenter dari hasil relokasi yang dihasilkan akan lebih akurat. Teknik dengan menggunakan algoritma *double difference* termasuk ke dalam teknik penentuan lokasi hiposenter relatif dengan meminimalkan waktu residu dari waktu tempuh perhitungan dan hasil pengamatan pada dua *event* gempa bumi yang berdekatan.

Penentuan relokasi gempa bumi salah satunya adalah menentukan lokasi absolut dari hiposenter. Akurasi dari lokasi absolut hiposenter ditentukan oleh beberapa faktor, termasuk diantaranya adalah tipe dan banyaknya gelombang seismik yang terekam pada stasiun, geometri stasiun pengamat, akurasi pembacaan waktu tiba serta pengetahuan tentang struktur kecepatan gelombang seismik (Sunardi, et al, 2012). Penentuan lokasi hiposenter dengan ketelitian yang sangat tinggi kedepannya akan sangat diperlukan untuk analisis struktur kecepatan, identifikasi zona patahan, dan sebaran gempa bumi maupun analisis kegempaan baik gempa bumi global maupun lokal.

Model struktur kecepatan gelombang gempa yang digunakan di Indonesia adalah model Madlazim-Santosa. Model struktur kecepatan tersebut dibuat sesuai dengan kondisi wilayah kepulauan Indonesia yang mempunyai konfigurasi tektonik dan struktur interior yang sangat kompleks. Model kecepatan bawah permukaan umumnya tidak bisa ditentukan dengan pasti dikarenakan keterbatasan data yang ada. Pendekatan model sederhana bawah permukaan yang tepat diperlukan untuk dapat menentukan posisi hiposenter dengan baik. Dalam tugas akhir ini, perbaikan model struktur kecepatan 1-D gelombang P berdasarkan koreksi stasiun dan relokasi hiposenter untuk meningkatkan akurasi gempa bumi. Pada penelitian yang pernah dilakukan oleh Shohaya dan Madlazim (2014) di wilayah

bengkulu dengan menggunakan program Velest 3.1 menggunakan *Coupled Velocity-Hypocenter* menghasilkan model 1-D struktur kecepatan gelombang P yang lebih terfokus dengan intensitas gempa bumi yang cukup tinggi. Metode *Coupled Velocity-Hypocenter* merupakan salah satu metode yang digunakan untuk memecahkan model kecepatan 1-D gelombang, relokasi gempa dan koreksi stasiun secara bersamaan dengan prinsip metode Geiger dengan menggunakan algoritma pemodelan inversi non-linier dengan pendekatan linier. Metode ini digunakan untuk gempa lokal (Rachman, 2012). Berdasarkan dari permasalahan tersebut diperlukan struktur model kecepatan pada setiap wilayah di Indonesia, salah satunya adalah di wilayah Maluku Utara. Pada penelitian ini menerapkan metode *Coupled Velocity-Hypocenter* untuk menentukan model kecepatan 1-D gelombang P dengan asumsi-asumsi bahwa bumi terdiri dari lapisan-lapisan tipis yang setiap lapisan mempunyai sifat homogen.

1.2 Rumusan Masalah

Rumusan masalah dari tugas akhir ini adalah sebagai berikut:

1. Bagaimana menentukan relokasi gempa bumi tektonik wilayah Maluku Utara dengan metode *double difference*
2. Bagaimana menentukan model kecepatan 1-D gelombang P berdasarkan struktur model kecepatan Madlazim-Santosa

1.3 Tujuan Penelitian

Tujuan penelitian dari tugas akhir ini adalah sebagai berikut:

1. Menentukan relokasi gempa bumi tektonik wilayah Maluku Utara dengan metode *double difference*
3. Menentukan model kecepatan 1-D gelombang P berdasarkan model kecepatan Madlazim-Santosa

1.4 Ruang Lingkup Masalah

Ruang Lingkup permasalahan yang dibahas pada penelitian tugas akhir ini sebagai berikut:

1. Penentuan relokasi hiposenter gempa bumi tektonik dan analisis kegunaan dengan menerapkan algoritma *double difference*
2. Penentuan model struktur kecepatan 1-D gelombang P menggunakan program Velest 3.1 dengan metode *Coupled Velocity-Hypocenter* berdasarkan struktur model kecepatan Madlazim-Santosa
3. *Software* yang digunakan pada penelitian tugas akhir ini adalah *HypoDD*, Velest 3.1, Matlab R2009a, GMT.

1.5 Manfaat Penelitian

Manfaat dari penelitian ini adalah memberikan informasi mengenai fokus gempa bumi tektonik berdasarkan hasil relokasi hiposenter yang lebih akurat dengan metode *double difference* dan mendapatkan model struktur kecepatan 1-D gelombang P wilayah Maluku Utara.

1.6 Sistematika Laporan

Sistematika laporan pada tugas akhir ini adalah sebagai berikut:

- Bab I Pendahuluan, berisi tentang latar belakang, perumusan masalah, batasan masalah, tujuan, manfaat, dan sistematika laporan dari penelitian tugas akhir
- Bab II Dasar Teori, berisi tentang teori-teori dan yang menjadi landasan penyusunan tugas akhir
- Bab III Metodologi Percobaan, berisi tentang metodologi penelitian yang ditempuh untuk menyelesaikan tugas akhir

- Bab IV Analisa Data dan Pembahasan, berisi tentang analisa data dan pembahasan hasil pengolahan data
- Bab V Kesimpulan, berisi tentang menjawab tujuan penelitian

“Halaman ini sengaja dikosongkan”

BAB II

TINJAUAN PUSTAKA

2.1. Teori Pergerakan Benua dan Lempeng Tektonik

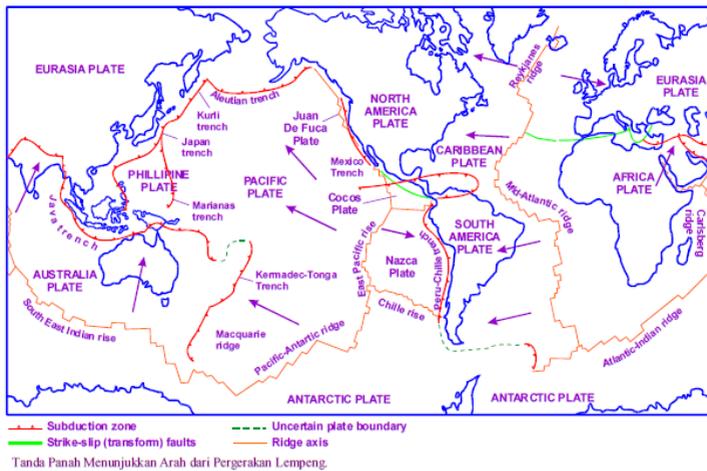
Menurut hipotesa Wegener (1912), bumi dua ratus juta tahun yang lalu hanya terdiri dari satu benua dinamakan Pangea. Pangea pecah menjadi kepingan-kepingan dan bergerak dengan sangat lambat membentuk format benua dan pulau seperti saat ini. Teori ini disebut dengan *continental drift* (apungan benua). Namun teori tersebut tidak dapat dibuktikan secara ilmiah (Mahardika, 2014).

Teori tektonik lempeng membagi bagian luar bumi menjadi dua lapisan. Lapisan paling luar, dinamakan litosfer bersifat dingin dan kaku. Litosfer merupakan lapisan bumi yang terdiri dari seluruh bagian kerak bumi dan bagian luar mantel dengan ketebalan 50-100 km. Pada bagian mantel bumi di bawah litosfer dan astenosfer disebut daerah plastis, daerah ini yang menyebabkan seolah-olah litosfer “mengapung” di atas astenosfer. Daerah plastis terdapat pada kedalaman 60 km-250 km di bawah permukaan bumi. Kemudian teori lempeng tektonik menjelaskan bahwa permukaan bumi bergerak dari sejumlah blok yang utuh yang sangat besar disebut lempeng dan lempeng-lempeng ini bergerak saling bersentuhan satu dengan yang lainnya. Akibat yang disebabkan oleh beban yang menekannya sepanjang zaman oleh blok-blok benua atau gaya mendatar oleh gerakan benua, lapisan astenosfer mengalami pergerakan seakan-akan “hanyut” perlahan lahan. Peristiwa ini menyebabkan terjadinya lipatan, penurunan, dan pengangkatan permukaan bumi (Gambar 2.1).

Lempeng tektonik dapat memberikan suatu kerangka yang digunakan untuk menjelaskan pergerakan dari permukaan bumi dan utamanya juga dapat melokalisir gempa bumi. Lempeng tektonik juga dapat menggambarkan pembentukan dari material kerak bumi yang baru serta pengurangan material kerak bumi yang lama sesuai dengan ketiga jenis pergerakan lempeng. Deformasi antara lempeng-lempeng terjadi pada batas-batas antar

lempeng secara lambat dan terus-menerus atau dapat terjadi secara tidak teratur dalam bentuk gempa bumi. Dalam penelitian ini meneliti faktor geologi gempa bumi yang berada pada batas-batas antara lempeng yang dijelaskan pada teori lempeng tektonik.

Menurut teori tektonik lempeng yang telah dijelaskan, litosfer terpecah-pecah menjadi beberapa bagian lempeng. Terdapat tujuh lempeng utama diantaranya Lempeng Eurasia, Lempeng Australia, Lempeng Pasifik, Lempeng Afrika, Lempeng Amerika Utara, Lempeng Amerika Selatan dan Lempeng Antartika. Lempeng tektonik berada dalam keadaan bergerak kontinu, baik relatif terhadap yang lain ataupun relatif terhadap sumbu rotasi bumi (Tyasyono, 2003).



Gambar 2.1 Lempeng Tektonik Utama

2.2 Gelombang Seismik

Gelombang adalah perambatan energi yang mampu memindahkan partikel ke tempat lain sesuai dengan arah perambatannya. Gelombang seismik merupakan gelombang mekanik yang merambat di dalam bumi. Sehingga pada penjarannya gelombang seismik memerlukan medium untuk

merambat (Young, 2003). Gelombang seismik biasanya disebabkan karena adanya deformasi struktur di bawah bumi akibat adanya tekanan ataupun tarikan karena sifat keelastisan kerak bumi. Proses tersebut biasanya berupa aktivitas vulkanik, ledakan buatan maupun gempa bumi. Gelombang seismik disebut juga gelombang elastik yang membawa energi kemudian menjalar ke segala arah di seluruh bagian bumi. Disebut gelombang elastik karena osilasi partikel-partikel medium terjadi akibat dari interaksi antara gradien stress melawan gaya-gaya elastik.

Gelombang ini membawa energi kemudian menjalar ke segala arah di seluruh bagian bumi dan mampu dicatat oleh seismograf. Gelombang seismik dibedakan menjadi 2 jenis, yaitu gelombang pusat (*body wave*) dan gelombang permukaan (*surface wave*). Gelombang pusat menjalar di dalam bumi sedangkan gelombang permukaan menjalar di permukaan bumi (Putri, 2012).

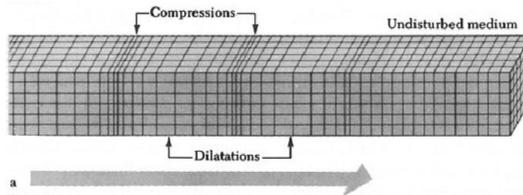
a. Gelombang Badan (*body wave*)

Gelombang badan adalah gelombang pusat menjalar di dalam bumi. Gelombang badan meliputi :

1. Gelombang Primer (P)

Gelombang primer atau gelombang kompresi merupakan gelombang badan (*body wave*). Gelombang P sangat bermanfaat dalam penentuan secara cepat dan akurat pada peringatan dini gempa bumi maupun tsunami. Karena gelombang P memiliki kecepatan paling tinggi dari pada gelombang S yang mengakibatkan gelombang ini tercatat pertama kali pada alat seismograf. Kecepatan gelombang P (VP) adalah $\pm 5 - 7$ km/s di kerak bumi, > 8 km/s di dalam mantel dan inti bumi, $\pm 1,5$ km/s di dalam air, dan $\pm 0,3$ km/s di udara.

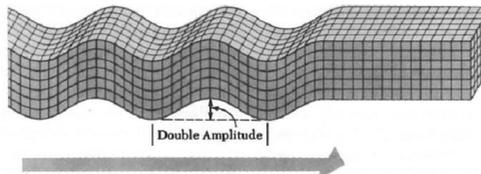
Gelombang ini merupakan gelombang longitudinal partikel yang arah gelombang sejajar dengan arah penjarannya. Gelombang P dapat melewati semua medium dengan arah getarnya ke depan dan ke belakang sehingga materi yang dilaluinya mengalami tekanan dan peregangan seperti spiral.



Gambar 2.2 Gelombang Primer (Elnashai dan Sarno, 2008)

2. Gelombang Sekunder (S)

Gelombang S atau gelombang transversal (*shear wave*) adalah salah satu gelombang badan (*body wave*) yang memiliki gerak partikel tegak lurus terhadap arah rambatnya. Gelombang ini waktu tibanya setelah gelombang P sehingga anak tercatat setelah gelombang P pada seismograf. Gelombang ini tidak dapat merambat pada fluida sehingga pada inti bumi bagian luar tidak dapat terdeteksi sedangkan pada inti bumi bagian dalam mampu dilewati. Kecepatan gelombang S (V_S) adalah $\pm 3 - 4$ km/s di kerak bumi, $> 4,5$ km/s di dalam mantel bumi, dan $2,5 - 3,0$ km/s di dalam inti bumi.



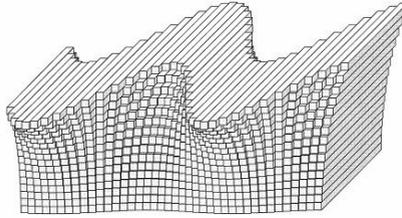
Gambar 2.3 Gelombang Sekunder (Elnashai dan Sarno, 2008)

b. Gelombang Permukaan (*surface wave*)

Gelombang permukaan merambat di permukaan bumi, amplitudo gelombang ini akan semakin melemah jika semakin menjalar masuk ke dalam bumi

1. Gelombang *Love*

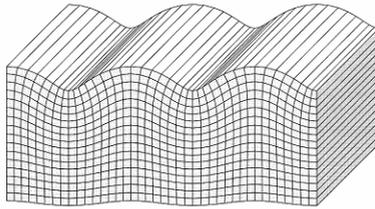
Gelombang ini merupakan gelombang yang arah rambat partikelnya bergetar melintang terhadap arah penjarannya. Gelombang *love* merupakan gelombang transversal, kecepatan gelombang ini di permukaan bumi (V_L) adalah $\pm 2,0 - 4,4$ km/s.



Gambar 2.4 Gelombang *Love* (Elnashai dan Sarno, 2008)

2. Gelombang *Rayleigh*

Gelombang *Rayleigh* merupakan jenis gelombang permukaan yang memiliki kecepatan (VR) adalah $\pm 2,0 - 4,2$ km/s di dalam bumi. Arah rambatnya bergerak tegak lurus terhadap arah rambat dan searah bidang datar.



Gambar 2.5 Gelombang *Rayleigh* (Elnashai dan Sarno, 2008)

2.3 Gempa bumi

Gempa bumi adalah salah satu peristiwa dinamika bumi yang telah dikenal manusia sejak zaman dahulu. Peristiwa gempa bumi sangat berkaitan erat dengan proses internal bumi, khususnya proses dinamika dan pergerakan lempeng (Hutagalung, 2010). Gempa bumi memancarkan energi melalui bumi dalam bentuk gelombang seismik. Gempa adalah getaran yang dirasakan di permukaan bumi akibat adanya sumber getar yang berada di dalam bumi. Pusat gempa merupakan titik dimana gempa itu terjadi, pusat gempa yang berada di bawah permukaan bumi disebut hiposenter dan pusat gempa yang berada di permukaan tepat di atas hiposenter disebut episenter (Noor, 2011).

Gempa bumi yang terjadi dapat diselidiki melalui seismograf. Prinsip kerja seismograf adalah merekam gelombang seismik yang dipancarkan dari sumber gempa bumi. Pembacaan intensitas dan amplitudo gelombang seismik dilakukan pada seismogram. Pada fenomena gempa bumi, penyebaran pusat-pusat gempa dalam waktu dan ruang telah banyak dipetakan oleh seismolog. Dalam domain waktu yang tak terhingga penyebaran itu memenuhi distribusi Poisson. Tetapi, teori ini tidak dapat mengkualifikasi pola kegempaan dalam waktu tertentu, sehingga gempa yang akan terjadi waktunya tidak dapat diprediksikan. Fenomena gempa bumi tidak dapat dihindari, yang dapat dilakukan yakni mempelajarinya untuk meminimalisir korban dan kerugian yang ditimbulkan. Energi yang dimiliki gempa umumnya hanya diestimasi secara subjektif melalui parameter magnitudo gempa, sedangkan selain parameter magnitudo gempa juga dikenal parameter yang diturunkan dari konsep magnitudo yaitu intensitas. Intensitas umumnya dihubungkan dengan tingkat kerusakan yang ditimbulkan akibat gempa bumi (Hutagalung, 2010).

Pada dasarnya gempa bumi dapat dibedakan menjadi gempa bumi gunungapi, gempa bumi tektonik dan gempa bumi robohan. Pada penelitian ini, pengamatan dipusatkan pada gempa bumi tektonik. Gempa bumi tektonik sendiri adalah gempa yang disebabkan adanya pergeseran-pergeseran di dalam bumi secara tiba-tiba. Peristiwa gempa bumi tektonik sangat erat hubungannya dengan teori tektonik lempeng mengenai pembentukan pegunungan yang biasanya diikuti dengan pembentukan sesar-sesar baru. Jikalau tegangan-tegangan mengakibatkan sesar-sesar lama yang sudah tidak aktif, aktif kembali dengan melakukan pergerakan yang cukup besar maka dapat menyebabkan terjadi gempa bumi tektonik (Noor, 2006).

2.4 Magnitudo

Pada tahun 1930, C. Richter mengembangkan skala besaran pertama seismik pada gempa bumi California yang ditentukan

dengan menggunakan amplitudo-amplitudo periode yang lebih pendek. Pernyataan tersebut menjadi konsep awal magnitudo gempa bumi ketika skala hasil relatif energi dari tahap pengukuran amplitudo (Richter, 1935). Energi dari gempa bumi tersebut dinyatakan dalam unit magnitudo pada skala logaritma basis 10. Skala logaritma tersebut merupakan variasi dari amplitudo-amplitudo gelombang seismik. Nilai besaran diperoleh dari hasil analisa amplitudo-amplitudo *peak-to-peak* pada seismogram dengan menggunakan koreksi jarak dari pusat gempa pada stasiun yang digunakan. Umumnya magnitudo memiliki beberapa jenis, namun bentuk dasar semua jenis magnitudo dinyatakan dengan persamaan empiris

$$M = \log(A/T) + f(\Delta, h) + C_s + C_r \dots \dots \dots (1)$$

Dimana A merupakan *amplitudo displacement* tanah dari fase, T merupakan periode gelombang, f adalah suatu koreksi ketika fungsi jarak pusat gempa atau episenter (Δ) dan kedalaman focal gempa (h), C_s adalah koreksi lokasi stasiun oleh struktur lokal (sama dengan 0 untuk kondisi tertentu) dan C_r adalah koreksi sumber region yang berbeda untuk setiap daerah gempa. Magnitudo dibagi menjadi beberapa jenis antara lain (Suardi, 2007) :

1. Magnitudo Lokal (ML)
2. Magnitudo *Body-Wave* (MB)
3. Magnitudo *Surface-Wave* (MS)
4. Magnitudo Momen (Mw)

2.5 Parameter Gempa Bumi

Gempa bumi merupakan peristiwa geologi, namun dampak yang diakibatkan dari gempa bumi bersifat menyeluruh. Deskripsi gempa bumi secara teoritis melalui pemodelan maupun pemanfaatan informasi yang diindikasikan oleh gempa bumi hingga penentuan parameter-parameter dari penjalaran gelombang-gelombang gempa bumi dapat dijelaskan dengan empat parameter, sebagai berikut

1. Waktu terjadinya gempa bumi (*origin time*)

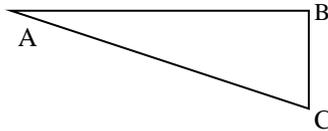
Origin time adalah waktu terlepasnya akumulasi tegangan (*stress*) yang berbentuk penjalaran gelombang dan dinyatakan dalam hari, tanggal, bulan, tahun, jam, menit dan detik (Putri, 2012).

2. Hiposentrum dan Episenter

Hiposentrum dan episentrum merupakan parameter penting dalam menentukan intensitas gempa bumi. Hiposentrum adalah pusat atau sumber gempa bumi yang terletak di dalam bumi sedangkan episentrum pusat gempa bumi yang terletak di permukaan bumi. Jarak antara titik episentrum dan stasiun disebut dengan episentral. Sedangkan fokus gempa adalah jarak antara episentrum dan hiposentrum yang dijelaskan pada gambar. Jarak episentral umumnya dihitung dalam satuan kilometer atau derajat dengan 1° adalah sama dengan 111,1 km. Fokus gempa pun juga dihitung dengan satuan kilometer (Noor, 2006).

Dengan

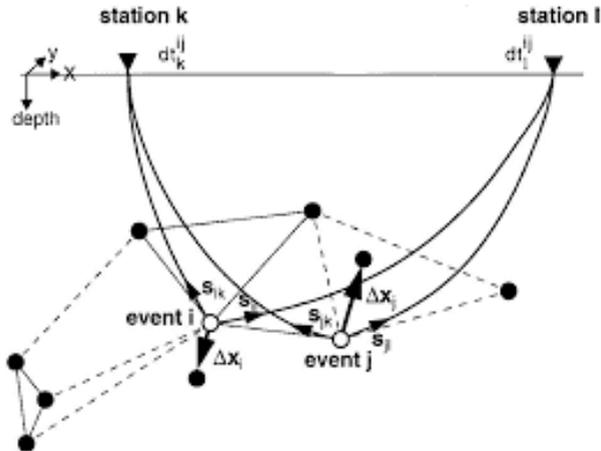
- B = stasiun pencatat gempa
- A = episentrum
- C = hiposentrum
- AC = fokus
- AB = episentral



2.6 Metode *Double Difference*

Double difference adalah meminimalkan waktu residu dari waktu tempuh perhitungan dan hasil pengamatan pada dua *event* gempa bumi yang berdekatan dengan sejumlah stasiun pencatat gempa bumi yang sama. Jarak antara dua *event* gempa bumi tersebut harus jauh lebih kecil dibandingkan jarak dari stasiun ke episenter. Asumsi tersebut menunjukkan kedua *event* tersebut memiliki *ray path* yang sama. Solusi yang dihasilkan tentunya sangat bebas dari kesalahan waktu tempuh sistematis karena heterogenitas kecepatan, namun masih tetap akan mempertahankan setiap kesalahan acak yang terjadi pada penentuan lokasi awal, misalnya kesalahan karena

ketidakakuratan pembacaan waktu tiba akan tetap ada dalam *hypoDD*.



Gambar 2.6 Ilustrasi algoritma *double difference*

Gambar di atas merupakan ilustrasi algoritma *double difference*. Lingkaran hitam dan putih menunjukkan hiposenter yang dihubungkan dengan pusat gempa bumi disekitarnya dengan data korelasi silang (garis utuh) atau katalog (garis putus-putus). Gempa bumi *i* dan *j* ditunjukkan dengan lingkaran putih terekam pada stasiun yang sama *k* dan *l* dengan selisih waktu tembus dt_k^{ij} dan dt_l^{ij} serta vektor *slowness* nya *s*. Posisi dua *event* tersebut jaraknya jauh lebih kecil dibandingkan jarak dua *event* ke dua stasiun pencatat gempa bumi, hal tersebut menyebabkan *ray path* cenderung sama. Vektor relokasi ditunjukkan oleh Δx_i dan Δx_j .

Waktu residu antara pengamatan dan perhitungan (Δd) merupakan perbedaan waktu tempuh observasi dan kalkulasi antara dua *event* gempa bumi dan dapat dinyatakan dengan persamaan

$$d_k^{ij} = (t_k^i - t_k^j)^{obs} - (t_k^i - t_k^j)^{cal} \dots\dots\dots(2.2)$$

Persamaan (2) adalah persamaan *double difference*. t_k^i merupakan waktu tempuh gelombang seismik ke stasiun *k* akibat

gempa bumi i dan t_k^i merupakan waktu tempuh gelombang seismik ke stasiun k akibat gempa bumi j . Selanjutnya persamaan (1) dapat ditulis dalam bentuk

$$\Delta d = \frac{\partial t_k^i}{\partial m} \Delta m^i - \frac{\partial t_k^j}{\partial m} \Delta m^j \dots \dots \dots (2.3)$$

Apabila dilakukan penguraian parameter perubahan model hiposenter (Δm), persamaan (2) selanjutnya dapat dinyatakan menjadi :

$$\begin{aligned} \Delta d = & \frac{\partial t_k^i}{\partial x} \Delta x^i + \frac{\partial t_k^i}{\partial y} \Delta y^i + \frac{\partial t_k^i}{\partial z} \Delta z^i + \Delta t_0^i \\ & - \frac{\partial t_k^j}{\partial x} \Delta x^j - \frac{\partial t_k^j}{\partial y} \Delta y^j - \frac{\partial t_k^j}{\partial z} \Delta z^j - \Delta t_0^j \dots \dots \dots (2.4) \end{aligned}$$

atau dapat dituliskan dengan matriks

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

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

$$[d]^T = [dr_k^{12} \quad dr_k^{13} \quad \dots \quad dr_k^{ij}]^T \dots \dots \dots (2.5)$$

Persamaan (3) tersebut berlaku dalam satu klaster gempa bumi. Apabila dinyatakan dalam bentuk matriks menjadi

$$W \Delta d = W G \Delta m \dots \dots \dots (2.6)$$

dimana Δd adalah matriks waktu residu berdimensi $M \times 1$. M dan G berturut merupakan jumlah data observasi *double difference* dan matriks Jacobi yang berdimensi $M \times N$. N dan Δm berturut-turut adalah jumlah gempa bumi dan matriks perubahan model yang berdimensi $4N \times 1$, sedangkan W merupakan matriks diagonal yang menjadi pembobotan dalam persamaan perhitungan waktu tempuh gelombang.

Proses iterasi terus dilakukan dengan memperbaiki parameter model hiposenter sehingga selisih waktu pengamatan dan waktu perhitungan akan mendekati nol. Persamaan (2.7) dan (2.8)

merupakan proses memperbaiki parameter model dua hiposenter (Sunardi, et al, 2012).

$$\begin{aligned} x_1^i &= x_0^i + \Delta x^i, y_1^i = y_0^i + \Delta y^i, z_1^i = z_0^i + \Delta z^i, \\ t_{01}^i &= t_{00}^i + \Delta t_0^i \dots \dots \dots (2.7) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} x_1^j &= x_0^j + \Delta x^j, y_1^j = y_0^j + \Delta y^j, z_1^j = z_0^j + \Delta z^j, \\ t_{01}^j &= t_{00}^j + \Delta t_0^j \dots \dots \dots (2.8) \end{aligned}$$

2.7 Ray Tracing

Persamaan kinematik *ray tracing* diketahui dengan mengetahui karakteristik pada lintasan orthogonal (media isotropik) sampai pada muka gelombang. Jika *R* adalah vektor posisi dari titik pada muka gelombang dan *l* adalah panjang lintasan yang ditelusuri oleh titik ini disebut evolusi muka gelombang (Gambar 2.7), dengan

$$\frac{dr}{dl} = \frac{\nabla T}{s} \dots \dots \dots (2.9)$$

dimana *dr/dl* dan $\nabla T/s$ adalah unit vektor yang bersifat paralel terhadap lintasan. Laju perubahan travel time sepanjang lintasan direpresentasikan sebagai slowness, maka

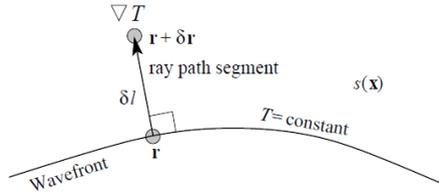
$$\frac{dT}{dl} = s \dots \dots \dots (2.10)$$

dan dengan mendefinisikan gradien untuk setiap persamaan maka didapatkan

$$\frac{d\nabla T}{dl} = \nabla s \dots \dots \dots (2.10)$$

Kemudian dengan mensubstitusikan persamaan (2.9) dan (2.11) maka dengan menghilangkan ∇T maka didapatkan persamaan kinematis penjalaran gelombang

$$\frac{d}{dl} \left[s \frac{dr}{dl} \right] = \nabla s \dots \dots \dots (2.12)$$



Gambar 2.7 Ilustrasi kinematik Ray Tracing

Prinsip Fermat menjelaskan bahwa gelombang gempa menjalar dari suatu titik sumber ke titik penerimanya dengan waktu tercepat dengan cara meminimumkan *travel time* secara intensif. *Travel time* sepanjang lintasan penjalaran gelombang dihubungkan dengan integral garis dua titik ujung

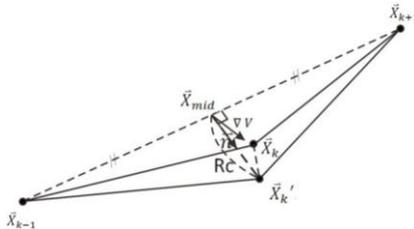
$$T = \int_v s \, dl \dots\dots\dots(2.13)$$

dimana dl adalah perubahan panjang lintasan penjalaran gelombang (Rawlinson, 2007).

Perhitungan besar *travel time* dilakukan dengan menggunakan somasi numerik sepanjang segmen lintasan gelombang dan persamaan *travel time* dapat dituliskan dengan

$$T = \sum |X_k - X_{k-1}| \frac{1/V_k + 1/V_{k-1}}{2} \dots\dots\dots(2.14)$$

Dengan n adalah jumlah titik pada lintasan X_k adalah vektor posisi pada titik ke- k . V_k adalah kecepatan titik ke- k . Jika *travel time* dimimumkan secara bersamaan pada setiap segmen dari lintasan, maka akan menghasilkan solusi dari persamaan non-linier.



Gambar 2.8. Ilustrasi Penjalaran Gelombang dengan Meminimumkan Ray Tracing

Selanjutnya diasumsikan dua titik akhr X_{k-1} dan X_{k+1} merupakan titik-titik lintasan sebelum pertubasi, titik baru X_k yang merupakan pengganti dari titik sebelumnya ditentukan dengan cara meminimumkan *travel time* sepanjang segmen lintasan dari X_{k-1} ke X_{k+1} (Thurber, 1993). Dua variabel yang dihitung untuk menentukan titik baru X_k adalah menentukan vektor gradien kecepatan normal (n) dan panjangnya (R) dari titik tengah (X_{mid}).

2.8 Metode Penentuan Hiposenter

2.8.1 Metode Inversi Linier

Pemodelan inversi menggunakan parameter yang diperoleh langsung dari data. Solusi inversi linier dari pemodelan dapat diperoleh dengan metode *least square*. Metode ini adalah metode mencari nilai minimum suatu fungsi objektif yang menyatakan selisih kuadrat antara data observasi dan data perhitungan yang saling berhimpit. Prinsip dari metode *least square* (Grandis, 2009) adalah mencari model yang terbaik dengan kuadrat nilai eror minimum.

Respon model dengan data pengamatan dikatakan sesuai apabila fungsi objektif sudah minimum sehingga didapatkan model terbaik dengan kesalahan minimum untuk semua data. Fungsi error dapat dinyatakan dengan persamaan

$$E = \sum_{i=1}^N (obs - cal)^2 = \sum_{i=1}^N [r_i(x)]^2 \dots \dots \dots (2.15)$$

dimana r_i adalah nilai residual di titik data ke=i. Apabila nilai tersebut dinyatakan dalam bentuk matriks maka dapat ditulis

$$r_i = [r_1(x), r_2(x), r_3(x) \dots]^T \dots \dots \dots (2.16)$$

Sehingga persamaan (14) dapat disederhanakan

$$E = r^T r \dots \dots \dots (2.17)$$

kemudian untuk suatu fungsi yang menghubungkan antara data dengan parameter model merupakan fungsi linier, maka persamaan dapat disederhanakan dalam bentuk matriks berikut

$$d = Gm \dots \dots \dots (2.18)$$

dimana G merupakan matriks biasa disebut matriks kernel. Matriks kernel merupakan fungsi *forward modeling*. m

merupakan elemen yang akan dicari yang tidak mengandung elemen parameter model, sedangkan d adalah elemen data yang merepresentasikan data yang bervariasi terhadap variabel bebas m . Jika jumlah data pengamatan lebih banyak dibandingkan jumlah parameter model yang tidak diketahui maka persamaan (2.17) akan menjadi persamaan inversi *over determined* (Puspito, 1996). Apabila terjadi kondisi ini maka untuk mencari solusi persamaan tersebut dapat digunakan metode klasik kuadrat kecil (*Least Squares Method*).

Metode *least square* meminimalkan persamaan (2.16) dengan cara menggunakan notasi d sebagai data hasil pengamatan dan data perhitungan yang diperoleh dengan menyelesaikan fungsi atau persamaan *forward modeling* menggunakan persamaan (2.17) sehingga persamaan (2.16) dapat ditulis menjadi

$$E = r^T r = (d - Gm)^T (d - Gm) \dots \dots \dots (2.18)$$

$$= d^T d - d^T Gm - [Gm]^T d + [Gm]^T Gm \dots \dots \dots (2.19)$$

Apabila suatu fungsi mencapai nilai minimumkan turunannya terhadap variabel yang tidak diketahui di titik minimum tersebut adalah nol, sehingga fungsi tersebut dapat digunakan untuk pencarian parameter model. Turunan fungsi objektif terhadap parameter model m dapat dinyatakan sebagai berikut

$$\frac{\partial E}{\partial m} = -d^T G - [G]^T d + G^T Gm + [Gm]^T \dots \dots \dots (2.20)$$

$$0 = 2(-[G]^T d + G^T Gm) \dots \dots \dots (2.21)$$

$$[G]^T d = G^T Gm \dots \dots \dots (2.22)$$

$$[G^T G]^{-1} G^T d = m \dots \dots \dots (2.23)$$

Persamaan (2.23) merupakan solusi inversi linier dengan optimasi *least square* untuk suatu sistem atau permasalahan yang hubungan data dan parameter modelnya dinyatakan oleh persamaan linier $d = Gm$ (Grandis, 2009).

2.8.2 Metode Inversi non Linier

Persamaan $d = Gm$ tidak hanya digunakan untuk menyatakan hubungan antara data dengan parameter model yang direpresentasikan oleh suatu fungsi linier saja akan tetapi persamaan tersebut dapat juga digunakan untuk suatu fungsi non

linier. Dengan G adalah fungsi *forward modeling* yang berupa fungsi non linier dari parameter model.

Solusi inversi suatu fungsi non linier diperoleh dengan cara melinierkan fungsi tersebut dengan menggunakan ekspansi Taylor orde pertama (Grandis, 2009). Langkah pertama adalah dengan menebak solusi awal m_0 yang akan terus berubah dengan perubahan seperti dibawah ini (Yudiar, 2013)

$$m_j^1 = m_j^0 + \delta m_j^0 \dots\dots\dots(2.24)$$

Dimana δm_j^0 merupakan variasi perubahan dari parameter model ke- j yang akan bergerak sampai mencapai hasil yang terbaik. Persamaan (2.24) menyatakan bahwa model m_0 merupakan hasil dari model awal yang dipertubasikan dengan δm_j^0 . Sehingga persamaan $d = Gm$ dapat dituliskan dalam bentuk

$$d = G(m_j^0 + \delta m_j^0) \dots\dots\dots(2.25)$$

Nilai derivatif didapatkan dari tebakan awal

$$\delta d_i = \frac{\partial d_i}{\partial m_j} \delta m_j \dots\dots\dots(2.26)$$

Atau dinyatakan sebagai komponen dari matriks

$$J_{ij} = \frac{\partial d_i}{\partial m_j} \dots\dots\dots(2.27)$$

Sehingga bentuk tersebut dapat disederhanakan menjadi

$$\Delta d = J \Delta m \dots\dots\dots(2.28)$$

Dimana J merupakan matriks Jacobi yang dievaluasi pada parameter model tertentu. Maka persamaan (2.28) hampir sama dengan persamaan yang berlaku pada hubungan linier antara data dengan parameter model yaitu $d = Gm$. Dapat dikatakan bahwa d tergantung oleh pertubarsi data δd_i dan model digantikan oleh pertubarsi model m_i , sehingga matriks kernel (G) digantikan dengan matriks Jacobi (J). Maka solusi inversinya dapat dinyatakan dalam bentuk (Yudiar,2013)

$$\Delta m = [J^T J]^{-1} J^T \Delta d \dots\dots\dots(2.29)$$

Persamaan (28) diatas menyatakan pertubasi yang akan diperlukan terhadap suatu model awal agar diperoleh model yang lebih baik yaitu $m = m_0 + \Delta m$. Suatu pendekatan fungsi non linier tidak dapat langsung menghasilkan model optimum

sehingga proses pertubasi model terhadap model awal dilakukan secara iteratif pada iterasi ke-($n + 1$) menggunakan persamaan berikut (Grandis, 2009)

$$m_{n+1} = m_n + [J_n^T J_n]^{-1} J_n^T \Delta d_n \dots \dots \dots (2.30)$$

Optimasi *least square* ini pada relokasi gempabumi digunakan sebagai vektor perubahan parameter hiposenter dari matriks turunan *travel time* terhadap parameter hiposenter.

2.9 Parameter Gelombang Primer dan Sekunder

Salah satu solusi untuk penjalaran gelombang adalah dengan menggunakan persamaan gerak. Berdasarkan hal tersebut dapat diamati bahwa terdapat jenis gelombang yang merambat secara berbeda-beda, dengan kecepatan bergantung beda lintasan pada elastisitas bahan. Misalnya pada lapisan bawah tanah homogen, yang memiliki sifat yang sama pada elastisitas bahan. Sehingga dapat diasumsikan bahwa wilayah tersebut tidak mengandung sumber gelombang seismik. Setelah gelombang merambat jauh dari sumber, hubungan antara tekanan dan perpindahan diberikan oleh persamaan gerak, sehingga $F = ma$ menjadi, (Seth, 2002)

$$\sigma_{ij,j}(x, t) = \rho \frac{\partial^2 u_i(x,t)}{\partial t^2} \dots \dots \dots (2.31)$$

Persamaan (30) dapat dituliskan dalam bentuk koordinat Kartesian (x, y, z), diawali dengan komponen x .

$$\frac{\partial \sigma_{xx}(x,t)}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{xy}(x,t)}{\partial y} + \frac{\partial \sigma_{xz}(x,t)}{\partial z} = \rho \frac{\partial^2 u_x(x,t)}{\partial t^2} \dots \dots \dots (2.32)$$

Untuk menjelaskan perpindahan tersebut, digunakan persamaan pada media elastis isotropi.

$$\sigma_{ij} = \lambda \theta \delta_{ij} + 2\mu e_{ij} \dots \dots \dots (2.33)$$

Sehingga dapat dituliskan *strains* pada perpindahannya,

$$\sigma_{xx} = \lambda \theta + 2\mu e_{xx} = \lambda \theta + 2\mu \frac{\partial u_x}{\partial x} \dots \dots \dots (2.34)$$

$$\sigma_{xy} = 2\mu e_{xy} = \mu \left(\frac{\partial u_x}{\partial y} + \frac{\partial u_y}{\partial x} \right) \dots \dots \dots (2.35)$$

$$\sigma_{xz} = 2\mu e_{xz} = \mu \left(\frac{\partial u_x}{\partial z} + \frac{\partial u_z}{\partial x} \right) \dots \dots \dots (2.36)$$

Berdasarkan persamaan (2.36) dapat diturunkan komponen tekanan sehingga diperoleh,

$$\frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x} = \lambda \frac{\partial \theta}{\partial x} + 2\mu \frac{\partial^2 u_x}{\partial x^2} \dots\dots\dots(2.37)$$

$$\frac{\partial \sigma_{xy}}{\partial y} = \mu \left(\frac{\partial^2 u_x}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 u_y}{\partial y \partial x} \right) \dots\dots\dots(2.38)$$

$$\frac{\partial \sigma_{xz}}{\partial z} = \mu \left(\frac{\partial^2 u_x}{\partial z^2} + \frac{\partial^2 u_z}{\partial z \partial x} \right) \dots\dots\dots(2.39)$$

Menggunakan fakta bahwa pada bahan homogeny elastisitas konstanta tidak berbeda dengan posisi, maka persamaan turunannya dapat digantikan ke dalam bentuk persamaan gerak.

$$\theta = \nabla \cdot u = \frac{\partial u_x}{\partial x} + \frac{\partial u_y}{\partial y} + \frac{\partial u_z}{\partial z} \dots\dots\dots(2.40)$$

dan persamaan Laplacian,

$$\nabla^2(u_x) = \frac{\partial^2 u_x}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u_y}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 u_z}{\partial z^2} \dots\dots\dots(2.41)$$

Untuk komponen x pada persamaan (2.31) menjadi,

$$(\lambda + \mu) \frac{\partial \theta}{\partial x} + \mu \nabla^2(u_x) = \rho \left(\frac{\partial^2 u_x}{\partial t^2} \right) \dots\dots\dots(2.42)$$

Persamaan serupa dapat diperoleh untuk perpindahan komponen y dan z. Ketiga persaaan tersebut dapat dikombinasikan menggunakan vektor Laplacian dari bidang perpindahan.

$$\nabla^2 u = (\nabla^2 u_x, \nabla^2 u_y, \nabla^2 u_z) \dots\dots\dots(2.43)$$

Menjadi persamaan vektor tunggal:

$$(\lambda + \mu) \nabla(\nabla \cdot u(x, t)) + \mu \nabla^2 u(x, t) = \rho \frac{\partial^2 u(x, t)}{\partial t^2} \dots\dots\dots(2.44)$$

$$\nabla^2 u = \nabla(\nabla \cdot u) - \nabla \times (\nabla \times u) \dots\dots\dots(2.45)$$

Untuk memperoleh,

$$(\lambda + 2\mu) \nabla(\nabla \cdot u(x, t)) - \mu \nabla \times (\nabla \times u(x, t)) = \rho \frac{\partial^2 u(x, t)}{\partial t^2} \dots\dots\dots(2.46)$$

$$u(x, t) = \nabla \phi(x, t) + \nabla \times \Psi(x, t) \dots\dots\dots(2.47)$$

Persamaan (2.47) menyatakan bahwa perpindahan dapat dipisahkan menjadi potensi skalar sesuai dengan gelombang P yang memenuhi persamaan gelombang skalar.

$$\nabla^2 \phi(x, t) = \frac{1}{\alpha^2} \frac{\partial^2 \phi(x, t)}{\partial t^2} \dots\dots\dots(2.48)$$

Untuk memahami perpindahan yang disebabkan oleh dua jenis gelombang pada arah z, scalar potensial pada bidang gelombang P harmonik,

$$\phi(z, t) = A \exp(i(\omega t - kz)) \dots\dots\dots(2.49)$$

Sehingga diperoleh gradien perpindahan

$$u(z, t) = \nabla\phi(z, t) = (0, 0, -ik)Aexp(i(\omega t - kz)) \dots\dots(2.50)$$

$$\nabla \cdot u(z, t) = -k^2 Aexp(i(\omega t - kz)) \dots\dots\dots(2.51)$$

Sehingga terjadi perubahan volume. Sebagai gelombang yang merambat, perpindahan arah rambatan karena adanya material yang dikompres dan diperluas secara bergantian. Maka gelombang P yang dihasilkan pada potensi scalar disebut gelombang kompresional (Seth, 2002).

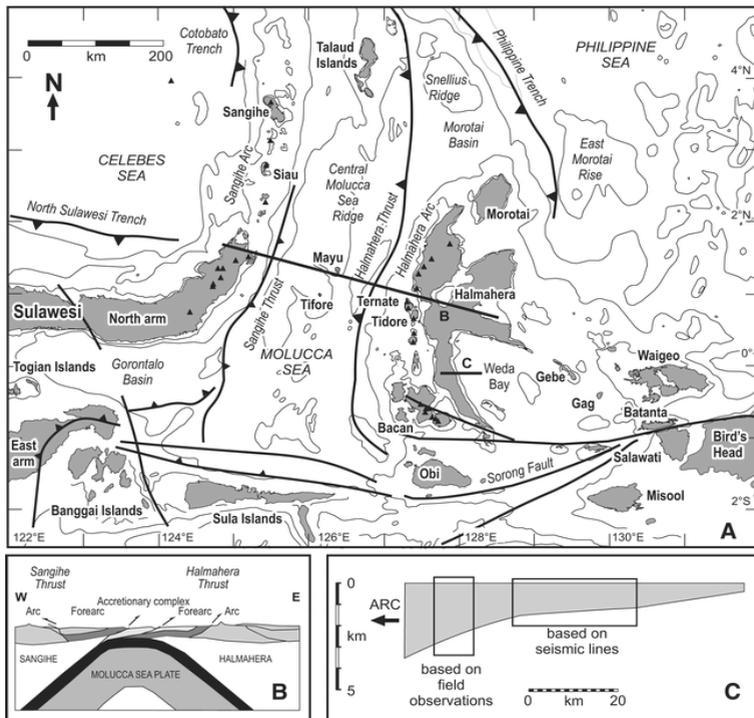
2.10. Tektonik Maluku Utara

Laut Maluku merupakan wilayah tepat berada di zona tumbukan busur dengan busur, yang terletak di daerah pertemuan antara lempeng-lempeng Eurasia, Pasifik dan Philipina (Gambar 2.11). Di sebelah timur terdapat busur gunung api aktif Halmahera, dan di sebelah barat terdapat busur gunung api aktif Sangihe. Data gempa menunjukkan adanya zona Benioff yang menunjam ke arah timur dan barat, atau ke arah menjauh dari Laut Maluku. Kedua busur magmatik di daerah ini dipisahkan oleh jarak terdekat 250 km, dimana masing-masing sisi busur terdapat palung dengan kedalaman hingga 3 km. Diantara palung-palung tersebut dijumpai morfologi tinggi yaitu punggung gunung Mayu-Talaud yang pada beberapa tempat muncul ke permukaan sebagai pulau, yaitu Pulau Mayu, Pulau Talaud dan Pulau Tifore. Gempa-gempa dangkal yang terkonsentrasikan di bawah puncak punggung gunung tersebut, dan berdasarkan analisis mekanisme fokal menunjukkan tipe sesar naik (Hermanto, 2014).

2.10.1. Struktur Zona Tumbukan

Zona tumbukan Laut Maluku memiliki struktur yang menonjol. Punggung gunung Mayu-Talaud adalah bagian punggung gunung besar yang terdeformasi dan terdiri atas batuan sedimen klastik. Pada bagian sisi timur dan barat punggung gunung ini dibatasi oleh palung yang juga ditandai oleh adanya kontak sesar naik terhadap bagian depan kedua busur. Singkapan punggung gunung tersebut dijumpai di Pulau Mayu, Pulau Talaud dan pulau Tifore, berupa batuan sedimen Tersier yang terdeformasi, serta bancuh yang

mengandung bongkah-bongkah aneka ragam batuan. (Hermanto, 2014).



Gambar 2.9. Elemen Tektonik Maluku Utara dan Sekitarnya

2.10.2 Perkembangan Zona Tumbukan

Perkembangan struktur zona tumbukan Laut Maluku telah dijelaskan oleh Silver & Moore (1981) bahwa sistem busur sebelum terjadi tumbukan terdiri atas busur gunungapi aktif, kompleks tunjaman, serta cekungan busur muka. Diduga tunjaman ke barat di bawah Kepulauan Sangihe aktif lebih lama dibanding tunjaman ke arah timur di bawah Halmahera. Hal ini didasarkan bahwa zona Benioff di Sangihe lebih dalam dibanding yang berada di bawah Halmahera, meskipun ini juga dapat

menggambarkan bahwa laju penunjaman di bawah Sangihe lebih cepat. Proses akresi kedua kompleks tunjaman ditafsirkan berhenti ketiga keduanya mulai bertumbukan. Selanjutnya, proses konvergensi tersebut mengakibatkan zona tumbukan terangkat dan terjadi penebalan di zona ini, disertai pelipatan dan pensesar-naikan (Hermanto, 2014).

2.11 Metode Coupled Velocity Hypocenter

Metode ini merupakan metode relokasi gempa bumi dengan koreksi stasiun menggunakan prinsip metode geiger, dengan menggunakan program Velest 3.1 yang terdiri dari 4 file input. Hasil dari pengolahan akan memperbari model kecepatan.

Pengamatan waktu tiba gelombang P dapat dinyatakan dengan persamaan $t^{obs} = f(s, h, m)$, dengan s merupakan koordinat stasiun, h merupakan parameter *hypocentral*, dan m merupakan struktur model kecepatan, masing-masing. Fungsi f tersebut merupakan fungsi non-linier dari parameter h dan m yang belum diketahui sebelumnya. Penerapan teori penjalaran primer dan sekunder dan model kecepatan awal, maka waktu kedatangan teoritis t^{cal} dapat dihitung untuk setiap pasangan stasiun. Hubungan linier antara sisa waktu t^{res} dan penyesuaian parameter yang tidak diketahui, Δh_k dan Δm_i , dapat diperoleh dengan persamaan *Coupled Velocity-Hypocenter* (2.53)

$$t^{res} = t^{obs} - t^{cal} \dots\dots\dots(2.52)$$

$$= \sum_{k=1}^4 \frac{\partial f}{\partial h_k} \Delta h_k + \sum_{i=1}^n \frac{\partial f}{\partial m_i} \Delta m_i + e \dots\dots\dots(2.53)$$

dengan n merupakan jumlah parameter model kecepatan dan mewakili kesalahan perhitungan, pengamatan dan kesalahan dalam model kecepatan (Rachman, 2012).

Parameter h dijabarkan dengan menggunakan persamaan inversi dengan

$$\Delta d = \frac{\partial t_i}{\partial h_i} \Delta h^i - \frac{\partial t_j}{\partial h_j} \Delta h^j \dots\dots\dots(2.54)$$

Apabila dilakukan penguraian parameter perubahan model hiposenter (Δh), persamaan (2.3) selanjutnya dapat dinyatakan menjadi:

$$\Delta d = \frac{\partial t_k^i}{\partial x} \Delta x^i + \frac{\partial t_k^i}{\partial y} \Delta y^i + \frac{\partial t_k^i}{\partial z} \Delta z^i + \Delta t_0^i - \frac{\partial t_k^j}{\partial x} \Delta x^j - \frac{\partial t_k^j}{\partial y} \Delta y^j - \frac{\partial t_k^j}{\partial z} \Delta z^j - \Delta t_0^j \dots \dots \dots (2.55)$$

atau dapat dituliskan dengan matriks

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

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

$$[d]^T = [dr_k^{12} \quad dr_k^{13} \quad \dots \quad dr_k^{ij}]^T \dots \dots \dots (2.56)$$

Kemudian parameter m sebagai model kecepatan dijabarkan dengan menggunakan persamaan inversi dengan

$$\Delta d = \frac{\partial t_i}{\partial m_i} \Delta m^i - \frac{\partial t_j}{\partial m_j} \Delta m^j \dots \dots \dots (2.57)$$

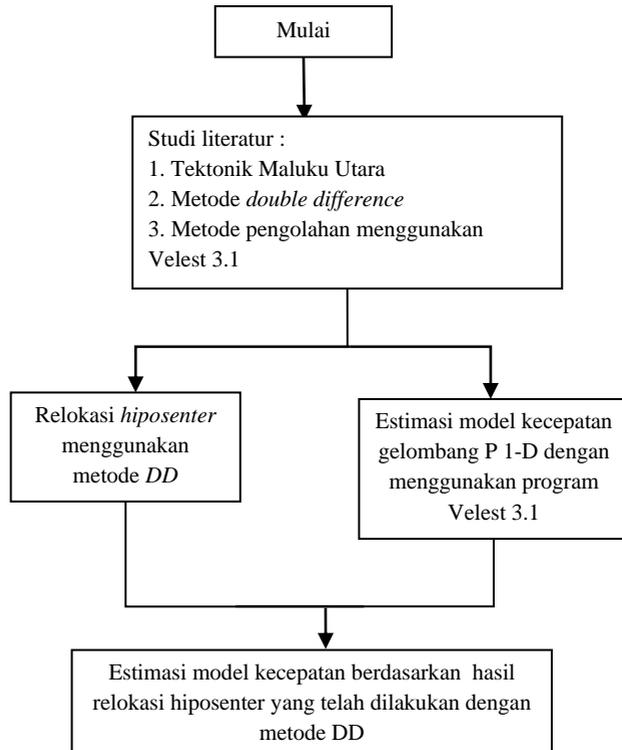
Apabila dilakukan penguraian parameter perubahan model hiposenter (Δh), persamaan (2.57) selanjutnya dapat dinyatakan dengan persamaan (2.55) dan penyelesaian matriks (2.56).

“Halaman ini sengaja dikosongkan”

BAB III METODOLOGI

3.1. Diagram Alir Penelitian

Pada penelitian ini, alur penelitian secara umum dapat digambarkan melalui diagram alir berikut:



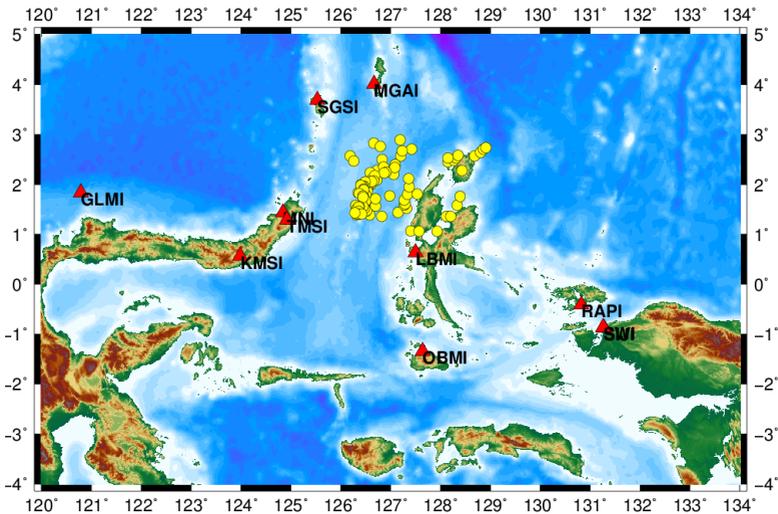
Gambar 3.1. Diagram Alir Percobaan

3.2. Data

Data yang digunakan dalam penelitian tugas akhir ini adalah data gempa Maluku Utara yang terjadi pada tanggal 31

Desember 2011 sampai 1 Januari 2016 ditunjukkan pada Gambar 3.2. Proses pengambilan data dilakukan melalui situs resmi pencatatan gempa di seluruh permukaan bumi yaitu webdc.eu. Adapun data yang digunakan adalah sebagai berikut:

1. Data parameter sumber gempa yang meliputi *origin time*, *latitude*, *longitude*
2. Data stasiun yang digunakan meliputi *latitude* dan *longitude* tiap-tiap stasiun
3. Model kecepatan bumi 1-D Madlazim Santosa



Gambar 3.2. Gempabumi Wilayah Maluku Utara dan Stasiun Pencatat gempabumi yang digunakan pada Penelitian

3.3. Perangkat Lunak

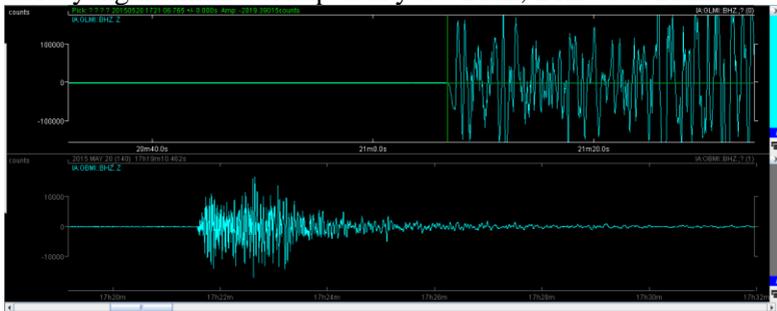
Pada penelitian tugas akhir ini, pengolahan data dilakukan dengan menggunakan *software* diantaranya, redhat-cygwin, g++, gcc, notepad++, *software* Jrdseed, *software* openssl, *software* SeisGram2K v7.0.0X3, *software* hypoDD, *software* Velest 3.1 dan *software* MATLAB.

3.4. Proses Pengolahan Data

Proses pengolahan data pada penelitian ini adalah sebagai berikut

3.4.1 *Reformatting*

Reformatting adalah proses merubah format data dari .SEED menjadi .SAC. Proses ini bertujuan agar data dapat diolah dengan menggunakan *software hypoDD* dan dilakukan pengolahan selanjutnya. Proses *reformatting* menggunakan *software Jrdseed* dengan menggunakan *command prompt*. Hasil keluaran dari proses *reformatting* adalah data dengan format .SAC yang memiliki 3 komponen yaitu BHE, BHN dan BHZ.



Gambar 3.3. Contoh *picking* gelombang P

3.4.2 *Pre-Processing*

Tahap *pre-processing* adalah tahap persiapan sebelum dilakukan pengolahan data. Tahapan ini terdiri dari *picking* gelombang P pada masing-masing komponen BHE, BHN, BHZ per stasiun. *Picking* gelombang dilakukan dengan *software SeisGram2K v7.0.0X3* ditunjukkan pada Gambar 3.3, *Picking* dilakukan dengan mencatat waktu tiba gelombang yang pertama tercarat pada sinyal gempa. Gelombang yang pertama ini merupakan gelombang P pada *event* gempa. Selanjutnya dicatat *travel time* per komponen event pada notepad++. Informasi mengenai latitude dan longitude masing-masing stasiun didapatkan dengan menggunakan *software Winquake*.

3.4.3 Relokasi hiposenter dengan metode *double difference*

Pengolahan data untuk merelokasi gempabumi menggunakan program *hypoDD*. Pada tahap ini, data episenter berupa data *travel time* yang akan menjadi parameter input. Terdapat tiga tahap penting dalam pengolahan *hypoDD*, pertama adalah pembentukan pasangan gempabumi dan menghubungkan dengan gempabumi di sekitarnya. Kedua adalah pembentukan kelompok-kelompok episenter yang disebut *cluster*. Ketiga adalah merelokasi gempabumi menggunakan hasil *cluster* dengan algoritma *double difference*.

a. *Ph2dt*

Pada pengolahan data dengan *hypoDD*, program *ph2dt* digunakan sebagai input untuk membentuk hubungan setiap pasangan gempabumi dengan pasangan gempabumi lain yang berada di sekitarnya. Pasangan gempabumi merupakan dua hiposenter yang terekam pada stasiun yang sama. Pasangan gempabumi akan membentuk kelompok-kelompok yang disebut *cluster*.

Program *ph2dt* menggunakan parameter dalam membentuk pasangan-pasangan gempabumi. MAXSEP merupakan radius pengelompokkan gempabumi dengan pasangan gempabumi di sekitarnya. Pada penelitian tugas akhir ini, dilakukan skenario dengan parameter MAXSEP 55 km. MAXDIST merupakan jarak maksimum yang dapat diijinkan antara pasangan gempabumi dengan stasiun. MINLNK merupakan jumlah minimum fase dari pasangan fase yang terekam pada stasiun yang sama dan akan dipertimbangkan kembali sebagai gempabumi yang ada di sekitarnya. Jumlah minimum fase yang berhubungan paling sedikit adalah 8 untuk memperoleh sedikit satu observasi untuk 8 derajat kebebasan. Dari pasangan gempabumi yang saling berhubungan, jika besar jumlah minimum tidak tercapai maka gempabumi yang ada di sekitarnya yang terhubung secara lemah akan diidentifikasi dan dapat digunakan dalam proses relokasi. Dari pasangan-pasangan gempabumi yang dijadikan pasangan-pasangan yang

ada di sekitarnya akan diurutkan dari yang terdekat sampai terjauh untuk dicapai. MAXOBS adalah jumlah maksimum dari pasangan yang berhubungan. Parameter lain adalah MAXNGH yaitu jarak maksimum gempabumi di sekitarnya yang akan diizinkan oleh pasangan-pasangan gempabumi untuk direlokasi. Parameter input untuk program *ph2dt*, *travel time* tiap *event*, data stasiun. Selanjutnya, dari hasil menjalankan program *ph2dt* akan didapatkan *dt.cc*, *dt cc* sebagai input untuk pengolahan *hypoDD*.

b. HypoDD

Dari pengolahan data dengan *ph2dt*, pasangan gempabumi yang berhubungan dengan kuat akan diidentifikasi. Pada tahap ini pasangan gempabumi akan membentuk kelompok-kelompok yang disebut *cluster*. *Cluster* terdiri dari satu, dua atau lebih *event* gempabumi yang saling berhubungan kuat tergantung dari parameter yang ditentukan. Pada *hypoDD*, terdapat beberapa parameter masukan yang dapat digunakan untuk membatasi dan memperkuat solusi relokasi. Parameter yang dapat menentukan *cluster* yang terbentuk berhubungan kuat adalah DIST dan WDCT. DIST adalah jarak maksimum antara pusat *cluster* dengan stasiun yang digunakan. Semakin besar nilai DIST maka semakin banyak koreksi antara pasangan gempabumi dengan stasiun perekamnya. *Clustering* sebenarnya ditentukan oleh nilai-nilai OBSCC dan OBSCT, yang menunjukkan jumlah minimum korelasi silang atau katalog link pada masing-masing.

HypoDD memberikan dua pilihan untuk jenis inversi yang akan digunakan, *singular value Decomposition* (SVD) dan *conjugate gradient least squares* (LSQR). Pada penelitian ini menggunakan inversi *conjugate gradient least squares* (LSQR). Pada input dengan menggunakan inversi LSQR di, terdapat input redaman. Besar redaman tergantung pada jumlah *cluster* yang direlokasi. Pada kelompok *cluster* besar, besar redaman ditetapkan secara bebas, tetapi jika redaman terlalu tinggi akan mengakibatkan hiposenter gempabumi yang direlokasi tidak bisa bergerak (Dunn, 2004).

Pengolahan dengan *hypoDD* menggunakan algoritma *double difference* (persamaan 2.1) untuk meningkatkan akurasi lokasi relatif dengan cara menghilangkan efek yang berhubungan dengan struktur kecepatan yang tidak termodelkan (Sunardi, 2011). Gelombang P dan S dapat digunakan dalam pengolahan data dengan *hypoDD*, secara bersama-sama atau tidak. Jika data secara komputasional cukup besar untuk ditampilkan maka dapat dipilih antara gelombang P dan S. Pada penelitian tugas akhir ini menggunakan data *travel time* gelombang P saja.

3.5. Estimasi Model Kecepatan 1-D

Estimasi model kecepatan 1-D dilakukan dengan menggunakan program *Velest 3.1*. Program tersebut menggunakan metode inversi yakni metode *Coupled Velocity-Hypocenter* yang akan menghasilkan inversi *travel time*. Estimasi model kecepatan 1-D pada wilayah Maluku Utara menggunakan parameter model kecepatan Madlazim-Santosa. Input pengolahan data dengan menggunakan *Velest 3.1* adalah data stasiun berupa *latitude* dan *longitude* serta data gempabumi berupa *origin time*, *latitude*, *longitude* dan *travel time*, inisial struktur model kecepatan 1-D Madlazim-Santosa.

3.6. Plot Result

Pada tahap ini hasil dari pengolahan data berupa *hypoDD.loc*, *hypoDD.reloc*, *hypoDD.sta*, digambarkan dalam bentuk peta seismisitas dengan *software* GMT. Struktur model kecepatan yang didapatkan di plot menggunakan *software* MATLAB.

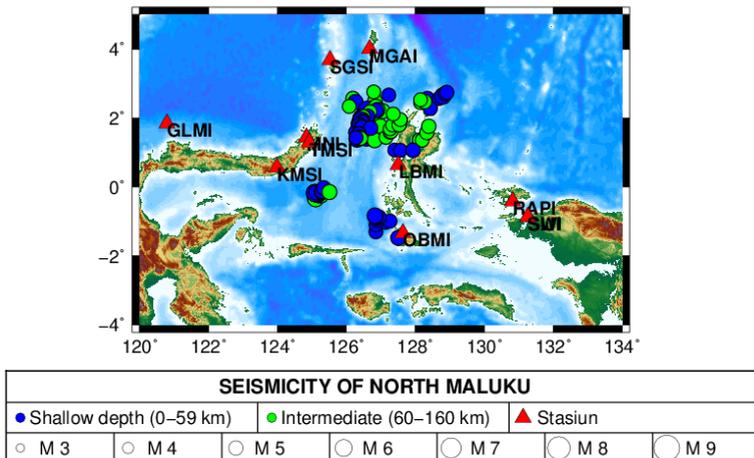
BAB IV HASIL DAN PEMBAHASAN

4.1 Seismistas Gempa Bumi Wilayah Maluku Utara

4.1.1 Gempa Bumi Wilayah Maluku Utara

Gempa bumi yang digunakan pada penelitian ini adalah gempa bumi tektonik wilayah Maluku Utara. Daerah Maluku utara yang digunakan dalam penelitian ini terletak pada 5.31°LU - 1.8°LS dan 131.53°BT - 122.48°BB . Data gempa yang digunakan pada penelitian merupakan data gempa pada rentan waktu mulai dari 1 Desember 2011 sampai 1 Januari 2016 dengan rentan magnitudo 4.8SR-7.0SR dengan kedalaman 10-150 km. Dengan ketentuan tersebut, data gempa yang digunakan dalam penelitian ini sebanyak 123 *events* dengan stasiun pencatat yang berada dekat dengan wilayah relokasi sebanyak 11 stasiun.

PETA EPICENTER GEMPA MALUKU UTARA



Gambar 4.1. Peta Distribusi Gempa Bumi Hasil Relokasi Episenter dan Stasiun Pengamat Wilayah Maluku Utara

4.1.2. Relokasi Gempa Bumi Wilayah Maluku Utara dengan Metode *Double Difference*

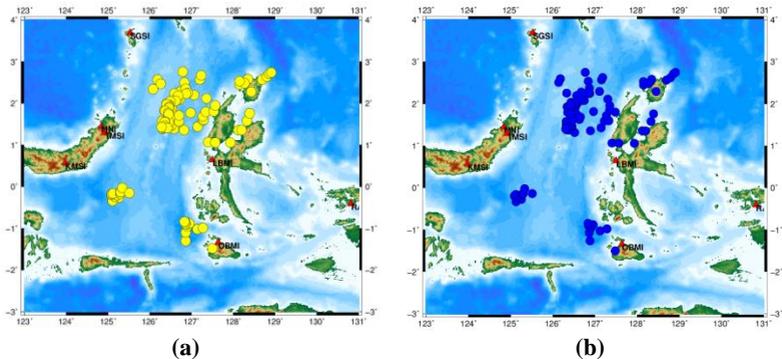
Sebelum dilakukan pengolahan data menggunakan *hypoDD* pada parameter *ph2dt* untuk jarak terjauh antara *event* dengan stasiun pencatat pada MAXDIST sebesar 1500 km. Kemudian input besar MAXSEP yang merupakan jarak terjauh antara pasangan hiposenter satu dengan pasangan hiposenter yang lainnya, penentuan besar nilai MAXSEP sangat berpengaruh pada banyaknya *event* gempa yang akan ter-*cluster* dalam pengolahan data dengan menggunakan algoritma *double difference*. Jarak antara *event* satu dengan *event* gempa lainnya yang direlokasi dengan menggunakan algoritma *double difference* harus mempunyai jarak yang lebih kecil dibandingkan jarak *event* terhadap stasiun. Berdasarkan prinsip tersebut, *event* gempa yang ter-*cluster* setelah direlokasi sebanyak 114 *event* dengan jumlah *cluster* sebanyak enam. Dari hasil penelitian dengan menggunakan algoritma *double difference* akan mengakibatkan *raypath* gempabumi saling menyerupai, sehingga selisih antara waktu tempuh kedua gempabumi dianggap sebagai fungsi jarak untuk masing-masing hiposenter gempabumi ke stasiun pengamat. Gempabumi yang tidak ter-*cluster* merupakan gempabumi yang memiliki *waveform* dengan tingkat koherensi rendah. Gempabumi yang tidak memiliki pasangan gempabumi dengan syarat dan kondisi yang diberikan ini akan tereduksi atau dihilangkan sehingga pengelompokan atau *cluster* akan lebih dominan terjadi pada pengolahan data dengan menggunakan algoritma *double difference*.

Pada input *hypoDD*, ditentukan parameter WDCT sebagai penentu jarak antara *event* yang berdekatan dalam satu *cluster*. Besarnya nilai WDCT ini bergantung dari keadaan *event* pada tiap *cluster*-nya. Jumlah gempa yang tidak ter-*cluster* dikarenakan *event* tersebut tidak memenuhi nilai residual *threshold* WRCT. Sehingga untuk mengurangi efek residual, dilakukan iterasi untuk setiap *cluster*-nya. Besar iterasi yang diberikan untuk semua *cluster* yakni sebanyak 2 kali. Nilai iterasi

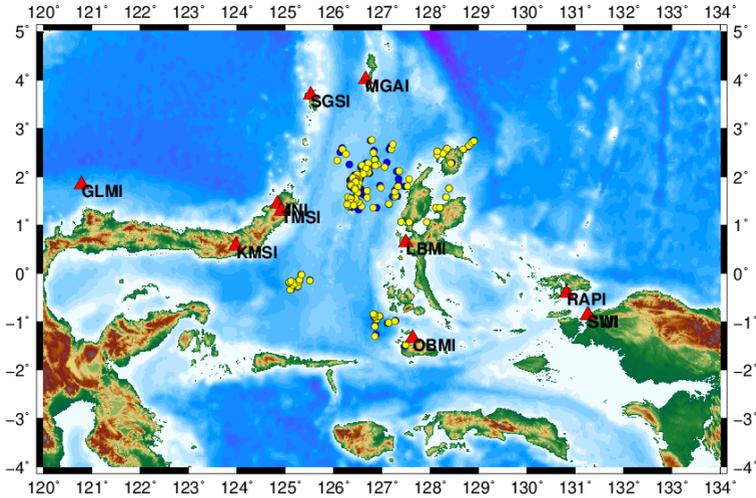
ditentukan karena berpengaruh terhadap banyaknya jumlah gempabumi yang terelokasi pada hasil pengolahan data. Parameter lainnya yang dapat mempengaruhi jumlah *event* terelokasi yakni parameter WTCTP. Parameter ini merupakan hasil pembobotan yang berasal dari gelombang P. Proses inversi yang menggunakan data *travel time* gelombang P menjadikan besar nilai pembobotan yang ditentukan pada parameter pengolahan data mengakibatkan jumlah *event* yang terelokasi menjadi optimum atau lebih banyak.

4.2. Hasil Relokasi Gempa Bumi Wilayah Maluku Utara

Setelah dilakukan pengolahan data dengan inversi dengan menggunakan algoritma *double difference* maka didapatkan hasil relokasi yang ditampilkan dalam peta seismisitas episenter gempabumi wilayah Maluku Utara seperti yang ditunjukkan pada Gambar 4.2. Warna kuning menunjukkan episenter gempabumi wilayah Maluku Utara sebelum direlokasi, warna biru menunjukkan episenter gempabumi wilayah Maluku Utara hasil relokasi dengan menggunakan *hypoDD*.



Gambar 4.2. Peta Seismisitas Episenter Gempa Bumi Maluku Utara, (a) Sebelum Relokasi, (b) Sesudah Relokasi



(c)

Gambar 4.3. Peta Seismisitas Episenter Gempa Bumi Maluku Utara Sebelum dan Sesudah di relokasi

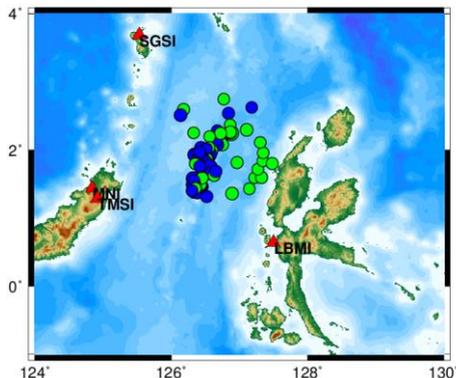
Dari hasil relokasi yang ditunjukkan pada Gambar (4.3) menunjukkan adanya perbandingan distribusi episenter gempabumi sebelum dan setelah direlokasi. Tidak ada perubahan latitude dan longitude yang signifikan pada hasil relokasi, tetapi pada hasil relokasi gempabumi membentuk suatu pola kecenderungan berkumpul dan penunjaman yang jelas.

4.2.1. *Clustering* pada Hasil Pengolahan Data Gempabumi Wilayah Maluku Utara

Gambar 4.3 menunjukkan gempabumi hasil relokasi yang membentuk *cluster*. Pengolahan data dilakukan pada 120 *event* dengan katalog *travel time* untuk gelombang P sebanyak 7915. Setelah dilakukan pengolahan dengan menggunakan metode *hypoDD*, sebanyak 114 *events* terelokasi pada 6 *cluster* yang terbentuk. Dari keenam *cluster*, terdapat 4 *cluster* besar dan 2 *cluster* kecil. *Cluster* satu terdiri dari 79 *events* yang tersebar di daerah Laut Maluku. Gempa bumi awal terjadi dengan besar

magnitudo 6.2 sedangkan gempa susulan terjadi setelahnya dengan besar magnitudo 5.7. Gempabumi pada *cluster* ini cenderung tidak memiliki keseragaman khusus mengenai kedalaman dan magnitudo. Namun, *events* yang terelokasi pada kelompok *cluster* ini, berkumpul di suatu wilayah tertentu. Secara tektonik, wilayah tersebut merupakan daerah tumbukan Busur Halmahera dan Busur Sangihe. Morfologi pada daerah ini juga menunjukkan adanya palung dan punggung yang muncul ke permukaan. Data gempa pada penelitian yang sudah pernah dilakukan, menunjukkan adanya zona Benioff yang menjam ke arah timur dan barat atau arah menjauh dari Laut Maluku (Hermanto, 2014). Pada penelitian ini, gempabumi yang terelokasi terletak pada zona Benioff. Gambar (4.4) menunjukkan adanya gempabumi yang terletak pada zona kegempaan yang berpotongan di bawah Laut Maluku, hal tersebut mengindikasikan terjadinya penutupan basin lempeng Laut Maluku yang diakibatkan oleh subduksi lempeng yang saling mendesak pada dua arah. Adanya sebaran gunung di sepanjang Busur Sangihe dan Busur Halmahera semakin memperkuat fenomena subduksi ganda yang menjadi faktor terjadinya gempabumi dengan intensitas yang tinggi.

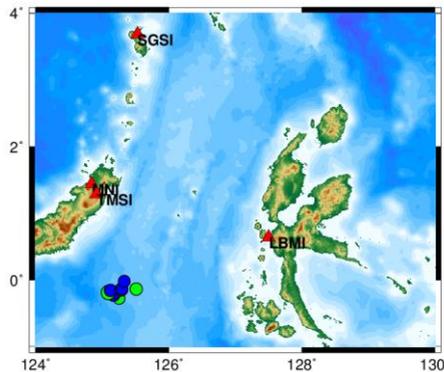
PETA EPISENTER GEMPA CLUSTER 1 MALUKU UTARA



Gambar 4.4. Peta Seismisitas Hasil Relokasi Episentris Gempa Bumi Cluster 1 Wilayah Maluku Utara

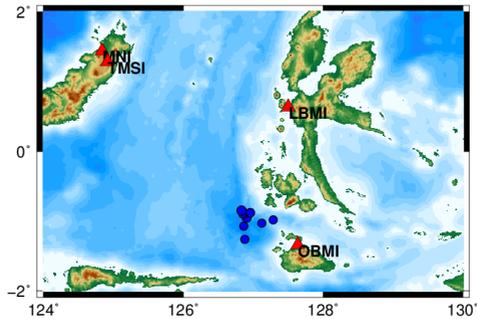
Pada Gambar 4.5 (b) dan (c) menunjukkan *cluster 2* dan *3* dimana pada *cluster 2* terdiri dari 12 *events* dan pada *cluster 3* terdiri dari 12 *events*. Gempa utama terjadi dengan besar magnitudo 5.5 dan gempa susulan dengan besar magnitudo 5.0. Sesuai dengan keadaan tektonik, daerah ini merupakan daerah busur yakni Busur Sangihe dan Busur Halmahera. Sistem busur mengidentifikasi sebelum terjadi tumbukan terdiri dari cekungan, tunjaman dan gunung api aktif. Pada daerah *cluster 2* menunjukkan adanya gempabumi yang terletak di Busur Sangihe dan *cluster 3* terletak pada Busur Halmahera. Karakteristik dari Busur Sangihe memiliki zona Benioff yang lebih dalam dibandingkan dengan Busur Halmahera. Hal tersebut yang mendasari kedalaman gempabumi pada *cluster 2* lebih dalam dibandingkan gempabumi pada *cluster 3*, dimana gempabumi pada *cluster 2* sebagian besar merupakan gempa dengan kedalaman lebih dari 60 km sedangkan gempabumi pada *cluster 3* memiliki kedalaman kurang dari 50 km.

PETA EPISENTER GEMPA CLUSTER 2 MALUKU UTARA



(a)

PETA EPISENTER GEMPA CLUSTER 3 MALUKU UTARA

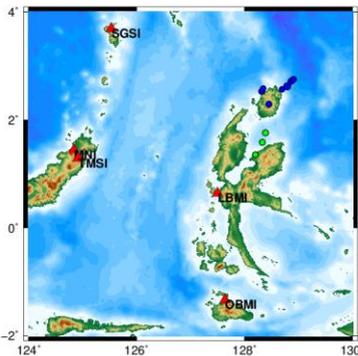


(a)

Gambar 4.5. Peta Seismisitas Hasil Relokasi Episentor Gempa Bumi, (a) Cluster dua, (b) Cluster tiga.

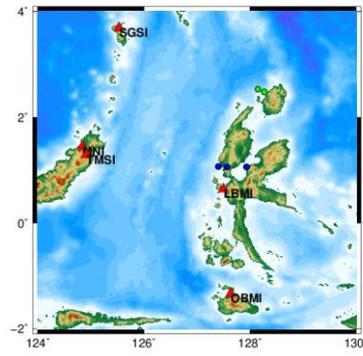
Tiga cluster lainnya merupakan cluster yang berada di wilayah pulau Morotai dan Pulau Halmahera . Cluster 4 terdiri dari 11 *events*, cluster 5 dan 6 terdiri dari 3 *events*. Cluster kecil terbentuk, karena pasangan gempabumi terletak saling berdekatan yang ada di wilayah tersebut.

PETA EPISENTER GEMPA CLUSTER 4 MALUKU UTARA



(a)

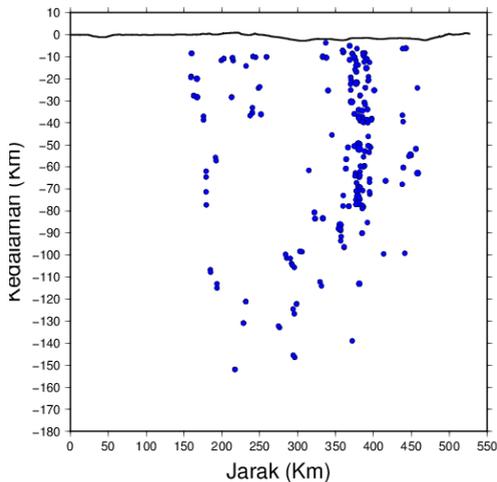
PETA EPISENTER GEMPA CLUSTER 5&6 MALUKU UTARA



(b)

Gambar 4.6. Peta Seismisitas Hasil Relokasi Episentor Gempa Bumi, (a) Cluster empat, (b) Cluster lima dan enam.

Distribusi hiposenter gempa bumi terhadap kedalaman pada bujur 128° - 125° ditunjukkan dengan Gambar (4.6). Tidak ada perubahan yang terjadi pada posisi hiposenter sebelum dan setelah direlokasi. Pada distribusi hiposenter gempa bumi sebelum direlokasi sudah menunjukkan pola kedalaman hiposenter yang bervariasi, sama halnya pada distribusi hiposenter gempa bumi setelah direlokasi. Tidak ada hiposenter yang membentuk garis lurus pada *fixed depth* kedalaman 10 km untuk distribusi kedalaman hiposenter setelah direlokasi. Pada hasil pengolahan data gempa bumi wilayah Maluku Utara dengan *hypoDD* tidak ada kecenderungan perubahan kedalaman hiposenter lebih dangkal atau lebih dalam.

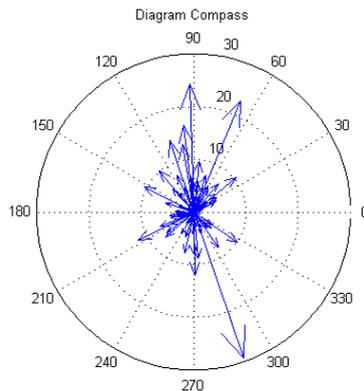


Gambar 4.7. Grafik Hubungan Jarak Hiposenter Gempa Bumi Setelah direlokasi Berdasarkan Kedalaman *event*

4.3. Diagram Kompas dan Rose

Pada penelitian, relokasi gempa bumi yang dihasilkan berdasarkan metode *hypoDD* mempunyai pergeseran episenter dengan arah tertentu. Gambar 4.7 merupakan diagram kompas

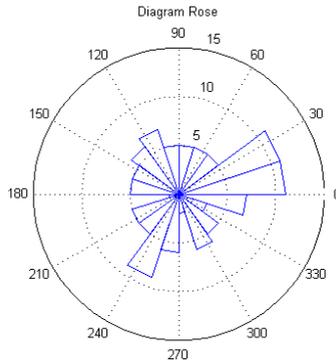
untuk mengetahui besar pergeseran posisi awal menuju posisi relokasi serta besar perubahan sudut yang dialami oleh episenter setelah dilakukan pengolahan data. Pada Gambar (4.7) menunjukkan interval sudut arah relokasi yang ditunjukkan dengan skala 0° - 330° dan jumlah gempa bumi ditunjukkan dengan skala 0 sampai 200. Dari diagram tersebut nampak pergeseran episenter setelah direlokasi menyebar ke segala arah dan tidak memiliki kecenderungan ke arah tertentu. Jarak terjauh dari pergeseran episenter hasil relokasi sejauh 29.3953 km dengan pergeseran sudut terjauh sebesar 288.8582° . Tetapi perubahan hiposenter terbanyak pada arah timur laut. Hal tersebut disebabkan adanya distribusi stasiun lebih banyak di wilayah tersebut dan jumlah *event* gempa bumi yang terelokasi.



Gambar 4.8. Diagram Kompas Jarak Pergeseran Episenter

Kemudian jumlah gempa bumi dan interval sudut perubahan arah dapat ditunjukkan dengan menggunakan diagram rose. Pada diagram ini skala 0-330 menunjukkan interval sudut pergeseran setelah dilakukan relokasi sedangkan skala 5-15 menunjukkan jumlah gempa bumi. Dari diagram tersebut terlihat bahwa persebaran gempa bumi setelah direlokasi menyebar ke segala

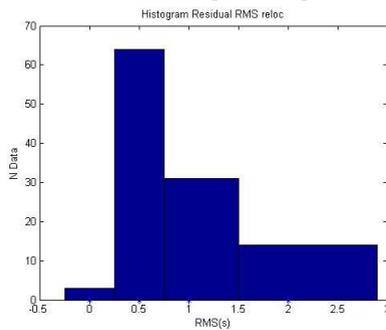
arah, tidak memiliki kecenderungan pada arah tertentu. Namun persebaran hiposenter terbanyak ke arah timur.



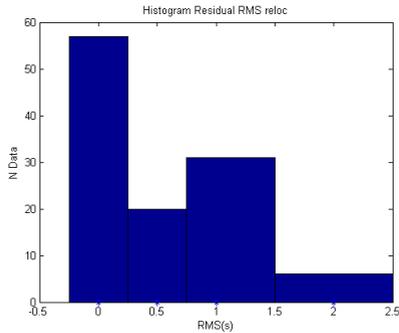
Gambar 4.9. Diagram Rose Arah Pergeseran Episenter

4.4 Nilai RMS

Nilai RMS residu merupakan nilai yang digunakan sebagai parameter keakuratan suatu metode. Semakin kecil nilai RMS atau semakin mendekati nol maka inversi hasil perhitungan dan hasil observasi semakin mendekati sama. Hal tersebut menunjukkan parameter model yang telah disusun melalui proses perhitungan semakin mendekati model yang sebenarnya. Histogram nilai RMS residu ditunjukkan pada Gambar 4.8.



(a)



(b)
Gambar 4.10. (a) Histogram Nilai RMS residu sebelum Relokasi (b) Histogram Nilai RMS residu setelah Relokasi

Dari hasil histogram nilai RMS residu pada data sebelum direlokasi menunjukkan nilai yang paling banyak adalah nilai mendekati satu dan lebih dari satu. Sedangkan, pada hasil histogram setelah direlokasi menunjukkan nilai yang jauh lebih baik yakni mendekati nol. Tetapi, terdapat beberapa data yang nilai RMS residu menunjukkan nilai diatas 1, event tersebut berada pada cluster 5 dan 6. Hal ini menunjukkan bahwa pengolahan data relokasi gempabumi wilayah Maluku Utara dengan menggunakan metode *hypoDD* menghasilkan nilai yang lebih baik dibandingkan nilai rms sebelum direlokasi.

4.5. Model Kecepatan

Model kecepatan yang digunakan pada penelitian ini adalah model kecepatan Madlazim-Santosa. Model kecepatan yang digunakan meliputi kecepatan gelombang P berdasarkan lapisan bawah permukaan bumi. Model kecepatan Madlazim-Santosa adalah salah satu model kecepatan yang sesuai dengan kondisi bawah permukaan bumi di wilayah Indonesia. Pada model kecepatan gelombang P Madlazim-Santosa, terdapat 11 layer pada kedalaman 0-425 km.

Tabel 4.1 Model Kecepatan Gelombang P Madlazim-Santosa

No	Kedalaman (km)	Kecepatan Gelombang P (km/s)
1	0	2.37
2	1	4.27
3	2	5.52
4	5	6.23
5	16	6.41
6	33	6.7
7	40	7.8
8	100	8
9	225	8.4
10	325	8.6
11	425	9.3

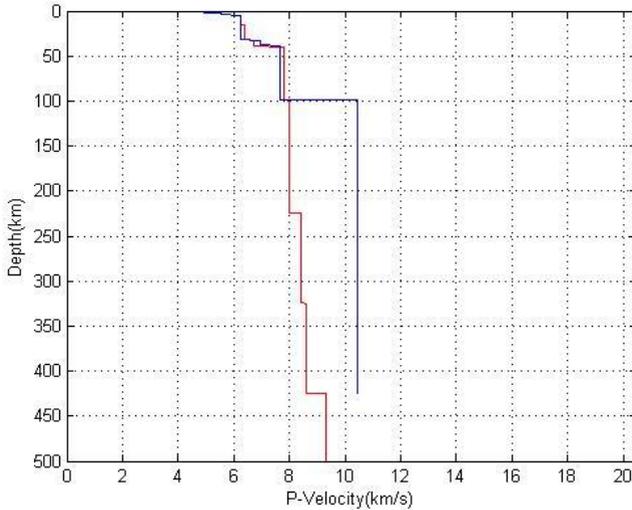
Setelah dilakukan pengolahan data maka didapatkan model kecepatan gelombang P berdasarkan hasil relokasi gempa bumi wilayah Maluku Utara seperti pada Tabel 4.2. Kemudian dari hasil model kecepatan tersebut didapatkan kecepatan gelombang P dengan 7 layer pada kedalaman diantara 0-325 km.

Tabel 4.2 Model Kecepatan Hasil Relokasi

No	Kedalaman (km)	Kecepatan Gelombang P (km/s)
1	0	2.14
2	1	4.22
3	2	5.54
4	5	6.26
5	16	6.26
6	33	6.97
7	40	7.67

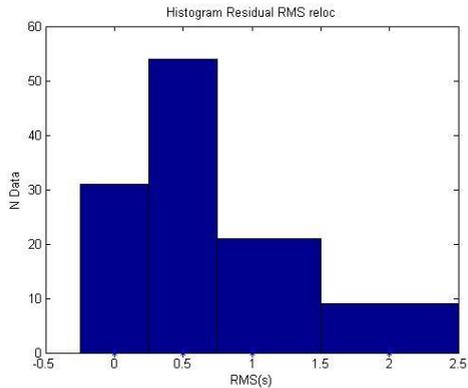
8	100	10.46
9	225	10.46
10	325	10.46

Kemudian di *plotting* untuk model kecepatan Madlazim-Santosa dan model kecepatan berdasarkan hasil relokasi gempabumi wilayah Maluku Utara seperti pada Gambar 4.7. Garis merah menunjukkan kecepatan gelombang P Madlazim-Santosa dan garis biru merupakan kecepatan gelombang P perbaikan sesuai hasil relokasi. Model kecepatan gelombang P yang didapatkan menunjukkan jumlah layer yang sama pada kedalaman 0-100 km namun pada kedalaman diatas 100 km didapatkan besar kecepatan yang hanya satu layer. Hal ini disebabkan karena *event* gempa bumi yang digunakan pada pengolahan data merupakan gempa bumi dengan kedalaman hanya pada 0-150 km. Model kecepatan gelombang P yang didapatkan menunjukkan nilai kecepatan per layer mengalami peningkatan dibandingkan dengan model kecepatan gelombang P menurut Madlazim-Santosa. Dapat diidentifikasi pula bahwa kecepatan gelombang P pada setiap lapisan berbeda. Semakin ke dalam kecepatan gelombang P juga semakin besar. Hal tersebut disebabkan pada lapisan bawah permukaan bumi, semakin ke bawah, lapisan tanah akan memiliki kerapatan yang semakin besar akibat tekanan dari lapisan yang berada di atasnya. Karena sifat lapisan tanah tersebut menyebabkan kecepatan gelombang P semakin besar. Interpretasi selanjutnya juga dapat dilihat bahwa setiap lapisan tanah mempunyai jenis material yang berbeda-beda.



Gambar 4.11. Grafik Model Kecepatan Gelombang P

Dari hasil nilai model kecepatan, hasil tersebut diinput kembali pada pengolahan data dengan metode *hypoDD*. Kemudian didapatkan hasil nilai rms yang lebih baik dengan gempabumi yang terelokasi sebanyak 114 *event*.



Gambar 4.12. Histogram Nilai RMS residu relokasi dengan model kecepatan hasil pengolahan data dengan Veltest 3.1

Nilai rms yang dihasilkan setelah menggunakan model kecepatan yang didapatkan menunjukkan nilai rms yang kurang dari satu lebih banyak dibandingkan pengolahan data dengan menggunakan model kecepatan Madlazim-Santosa. Hal ini disebabkan model kecepatan sesuai dengan tatanan tektonik Maluku Utara karena didasarkan oleh hasil relokasi dengan menggunakan metode *hypoDD*.

“Halaman ini sengaja dikosongkan”

BAB V

KESIMPULAN

5.1 Kesimpulan

Berdasarkan hasil analisis dan pengolahan data yang telah dilakukan pada penelitian Tugas Akhir, maka didapatkan kesimpulan :

1. Dari hasil pengolahan data, gempabumi yang terelokasi sebanyak 114 *events* dari 123 *events*. Hasil relokasi menggunakan *double difference* memiliki kecenderungan pola berkumpul membentuk *cluster*. Gempabumi yang terelokasi terjadi pada Zona Benioff pada daerah Busur Halmahera dan Busur Sangihe. Nilai RMS sesudah direlokasi menunjukkan adanya perbaikan dari sebelum dilakukan relokasi.
2. Model kecepatan gelombang P yang didapatkan terdiri dari 10 layer km dan mengalami peningkatan pada beberapa lapisan. Model kecepatan gelombang P ini hampir sesuai dengan model kecepatan gelombang P Madlazim-Santosa pada kedalaman 0-100 km.

5.2 Saran

Adapun saran dari penulis yaitu perlunya penambahan *event* gempa dengan renan waktu yang lebih lama untuk mendapatkan model kecepatan dengan hasil yang tepat. Kemudian perlu dilakukan variasi parameter pada proses relokasi agar gempa bumi yang terelokasi lebih banyak.

“Halaman ini sengaja dikosongkan”

DAFTAR PUSTAKA

- Davis, G.H., Reynolds, S.J., 1996. *Structural Geology of Rocks and Regions*, John Wiley and SON, INC.
- Dunn, M.M. 2004. *Relocation of Eastern Tennessee Earthquakes Using hypoDD*. Virginia Polytechnic Institute And State University In Partial. Virginia
- Elnashai, S.A. dan Sarno, D.L. 2008. *Fundamental of Earthquake Engineering*. Wiley. Hongkong.
- Grandis, H. 2009. *Pengantar Pemodelan Inversi Geofisika*, Himpunan Ahli Geofisika Indonesia HAGI.
- Hamilton, W. 1977. *Subduction In the Indonesian Region*. American Geophysical Union, Maurice Ewing Series, 1, 15-31
- Hermanto, B. 2014. *Perkembangan Kerangka Tektonik Laut Maluku, Kepulauan Banggai-Sula dan Lajur Ofiolit Sulawesi Timur*. Pusat Survei Geologi, J.G.S.M Vol.15 No.2 Mei 2014. Bandung.
- Hutagalung, R. 2010. *Pemetaan Gempa Tsunami di Wilayah Tektonik Maluku dan Upaya Mengurangi Dampak Resiko*. Universitas Pattimura, Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam.
- Madlazim. 2011. *Estimasi CMT, Bidang Sesar dan Durasi Rupture Gempa Bumi Di Sumatera Serta Kemungkinan Peringatan Dini Tsunami*.
- Mahardika, Depta. 2014. *Estimasi Moment tensor, Pola Bidang Sesar dan Mekanisme Fokus Gempa Tohoku-Oki Jepang Pada Tahun 2011 Dengan Memanfaatkan Inversi Waveform Tiga Komponen Menggunakan Program ISOLA*. ITS, Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam
- Noor, Djauhari. 2006. *Geologi Lingkungan Edisi Pertama*. Graha Ilmu, Yogyakarta.
- Putri, Y.T., 2012. *Relokasi Gempa Bumi dan Gempa Bumi Susulan Menggunakan Metode MJHD (Studi Kasus*

- Gempa Bumi Mentawai 25 Oktober 2010). Universitas Indonesia, Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam.
- 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*, Vol. XIX No.1, 2012.
- Rahmania, Merdiani, Thaqibul Fikri Niyartama dan Ari Sungkono. 2010. Penentuan Jenis Sesar Pada Gempa Bumi Sukabumi 2 September 2009 Berdasarkan Gerak Awal Gelombang-P. Seminar Nasional VI SDM Teknologi Nuklir ISSN 1978-0176, Yogyakarta.
- Rawlinson, N, Hauser, J, Sambridge, M. 2007. *Seismic Ray Tracing and Wavefront Tracking in Laterally Heterogeneous Media*. *Research School of Earth Sciences, Australian National University*. Australia
- Suardi, Imam. 2007. Penentuan Parameter Dan Sumber Gempabumi Dengan Cepat Yang Terjadi Di Daerah Indonesia. Universitas Indonesia
- Shohaya, J.N, Madlazim, dkk. 2014. Model Kecepatan 1-D Gelombang P dan Relokasi Hiposenter Gempa Bumi di Bengkulu Menggunakan Metode *Coupled Velocity Hipocenter*. *Jurnal Fisika* Vol.03 No.02 Tahun 2014 Hal 69-73
- Sunardi, Bambang, Rohadi, Supriyanto, Masturyono, et al. 2012. Relokasi Hiposenter Gempa Bumi Wilayah Jawa Menggunakan Teknik *Double Difference*. Jakarta.
- Seth Stein, Michael Wyssession. 2002. *An Introduction to Seismology, Earthquakes and Earth Structure*. UK: Wiley-Blackwell Publishing.
- Tyasyono HK, Bayong, 2003. *Geosains*. Penerbit ITB.
- Thurber, C, H. 1993. *Local earthquake tomography velocities and V_p/V_s theory, in Seismic Tomography: Theory and*

- Practice*, pp. 563583, edited by H. M. Iyer and K. Hirahara, CRC Press, Boca Raton, Fla.
- Waldhauser, F. & Ellsworth, W.L. 2000. A Double Difference Earthquake Location Algorithm: Method and Application to The Northern Hayward Fault, California. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 90(6), 1353–1368.
- Young, Hough D., Freedman, Roger A., 2002. *Fisika Untuk Universitas Edisi Kesepuluh jilid 1*, Erlangga. Jakarta.

“Halaman ini sengaja dikosongkan”

LAMPIRAN

Lampiran 1: Script Perhitungan Sudut

```
close all;
clear all;
clc
%Menghitung besar perubahan jarak (km) antara
hiposenter sebelum direlokasi
%dengan sesudah direlokasi. Menghitung besar
perubahan sudut azimuth.
%Membentuk diagram rose dan diagram
compass%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%

lawal = importdata('lawal.txt');
lrelok1 = importdata('lrelok.txt');
%lrelok2 = importdata('lintangrelok2.txt');
bawal = importdata('bawal.txt');
brelok1 = importdata('brelok.txt');
%brelok2 = importdata('bujurrelok2.txt');
b1 = (bawal-brelok1)*111;
l1 = (lawal-lrelok1)*111;
%b2 = (bawal-brelok2)*111;
%l2 = (lawal-lrelok2)*111;

%%skenario_____1%%
%%kuadran
1%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
a11= b1>0 & l1>0;
b11= b1(a11);
l11= l1(a11);
r11= ((b11.^2)+(l11.^2)).^0.5;
y11 = asind(sqrt(b11.^2)./r11);
theta11 = y11;
```



```

figure (11)
g= rose (a1);
title('Diagram Rose')

%%SKENARIO
1%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
figure(12)
rdir = a1 * pi/180;
[x1,y1]= pol2cart (rdir,r1);
jk= compass (x1,y1);
title ('Diagram Compass')

```

Lampiran 2: Data stasiun yang digunakan

Nama Stasiun	Longitude	Latitude
GLMI	1.84	127.79
KMSI	0.57	123.98
LBMI	-0.64	127.5
MGAI	4.01	126.67
MNI	1.44	124.84
OBMI	-1.34	127.64
RAPI	-0.41	130.82
SGSI	3.69	125.53
SIJI	-0.87	131.27
SWI	-0.86	131.26
TMSI	1.29	124.92

Lampiran 3: Data Gempabumi

Event ke	Sebelum		Setelah	
	lat	long	lat	long
1	2.573682	127.1551	127.2	2.57
3	2.539341	126.8408	126.83	2.5
5	2.595296	126.1795	126.19	2.57
6	2.511794	126.1378	126.26	2.47
7	2.295658	127.1085	127.06	2.2
8	2.247034	126.875	126.85	2.25
9	2.247754	126.8681	126.84	2.25
10	2.280439	126.6756	126.72	2.28
11	2.164346	126.6417	126.59	2.24
12	2.166769	126.7284	126.72	2.14
13	2.079002	126.7472	126.72	2.09
14	2.075879	126.6788	126.66	2.09
15	2.147436	126.6629	126.62	2.1
17	1.92932	126.3404	126.53	2.01
18	2.00102	126.5426	126.52	2.02
20	1.990841	126.567	126.53	1.97
21	1.937089	126.5406	126.48	1.98
22	2.036429	126.4353	126.4	1.99
23	1.98455	126.4707	126.4	1.97
24	1.953705	126.4432	126.4	1.94
25	1.895454	126.5241	126.53	1.91
26	1.868606	126.5204	126.5	1.9
27	1.821539	126.5104	126.53	1.86
28	1.907288	126.4552	126.43	1.85
29	1.807764	126.3787	126.35	1.83
30	1.751084	126.4756	126.5	1.79

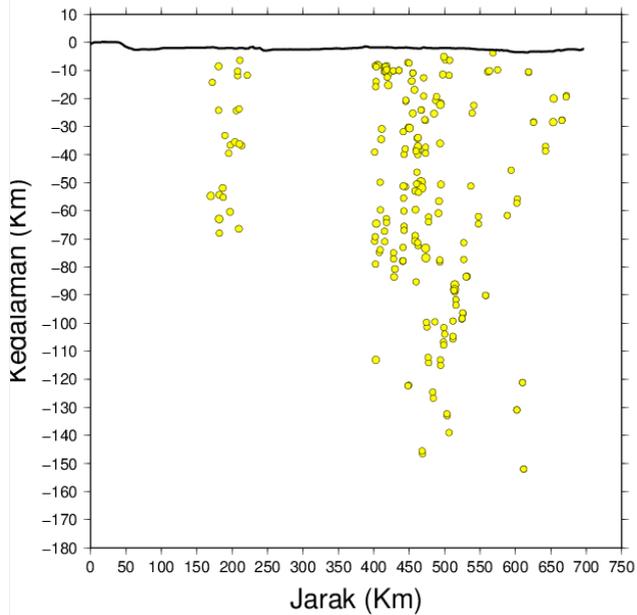
Event ke-	Sebelum		Sesudah	
	Lat	Long	Lat	Long
31	1.747186	126.5679	126.46	1.75
32	1.660912	126.5793	126.5	1.67
33	1.582068	126.3201	126.3	1.58
34	1.491749	126.3189	126.32	1.46
35	1.391049	126.3475	126.31	1.39
36	1.381159	126.3353	126.35	1.4
37	1.373717	126.3852	126.4	1.41
38	1.317159	126.5204	126.58	1.39
39	1.46318	126.4554	126.51	1.46
40	1.469749	126.4336	126.52	1.48
41	1.480994	126.4142	126.44	1.49
42	1.496121	126.4324	126.47	1.52
43	1.587399	126.4559	126.45	1.56
44	1.628671	126.6297	126.7	1.57
45	1.359726	126.8911	126.82	1.36
46	1.817548	126.9646	126.98	1.77
47	2.254405	126.3306	126.08	2.34
48	2.370439	126.8662	126.86	2.35
49	2.266252	126.868	126.91	2.25
50	2.246572	126.7223	126.87	2.23
51	2.19863	126.5654	126.68	2.18
53	2.039157	126.557	126.62	2.06
54	2.01914	126.5176	126.49	2.05
55	1.964961	126.4096	126.47	1.96
56	1.951059	126.4296	126.44	1.96
57	1.957268	126.383	126.4	1.98
58	1.946008	126.4212	126.46	1.91

Event ke-	Sebelum		Sesudah	
	Lat	Long	Lat	Long
59	1.975152	126.417	126.46	1.89
60	1.796709	126.3541	126.37	1.82
61	1.754833	126.4172	126.44	1.77
62	1.763055	126.418	126.45	1.74
63	1.684878	126.6552	126.7	1.71
64	1.522603	126.3395	126.37	1.56
65	1.554279	126.3328	126.36	1.55
66	1.447666	126.3586	126.36	1.46
67	1.395124	126.308	126.35	1.41
68	1.43732	126.3569	126.42	1.41
69	1.403749	126.3064	126.28	1.43
70	1.430479	127.1451	127.15	1.44
72	1.590855	127.2229	127.27	1.59
73	1.597153	127.3268	127.29	1.61
74	1.719021	127.2717	127.27	1.69
75	1.841715	127.3465	127.34	1.8
76	1.802216	127.4823	127.53	1.81
77	1.956958	127.3506	127.57	1.95
78	2.112956	127.305	127.36	2.12
82	2.627518	127.1823	127.23	2.67
84	2.749839	126.7692	126.79	2.76
112	-0.33265	125.1294	125.11	-0.34
113	-0.2758	125.2551	125.26	-0.26
114	-0.22874	125.1713	125.17	-0.24
115	-0.19155	125.2022	125.21	-0.2
116	-0.19862	125.0915	125.08	-0.19
117	-0.19149	125.093	125.09	-0.18

Event ke	Sebelum		Sesudah	
	Lat	Long	Lat	Long
118	-0.15882	125.1244	125.12	-0.16
119	-0.15639	125.2843	125.29	-0.17
120	-0.14119	125.2883	125.29	-0.13
121	-0.1402	125.2989	125.3	-0.13
122	-0.02244	125.3341	125.34	-0.03
123	-0.13688	125.5115	125.51	-0.15
100	-1.50037	127.4818	127.5	-1.48
101	-1.26241	126.8815	126.86	-1.3
103	-1.07172	126.8633	126.86	-1.1
104	-1.02856	127.1204	127.14	-1.02
105	-0.98063	127.2853	127.27	-0.99
106	-0.94911	126.9069	126.9	-0.95
107	-0.89714	126.8824	126.89	-0.9
108	-0.88068	126.9574	126.95	-0.88
109	-0.90069	126.8474	126.86	-0.89
110	-0.85716	126.8452	126.85	-0.85
111	-0.84605	126.8323	126.83	-0.84
86	1.358761	128.1194	128.12	1.36
87	1.356897	128.2003	128.2	1.36
88	1.582218	128.3278	128.33	1.58
89	1.760884	128.3897	128.39	1.76
92	2.527617	128.3179	128.31	2.53
93	2.583564	128.3437	128.35	2.58
95	2.565667	128.6916	128.69	2.57
96	2.622135	128.7905	128.8	2.64
97	2.713686	128.8626	128.86	2.71
98	2.750006	128.9082	128.91	2.74

Event ke	Sebelum		Sesudah	
	Lat	Long	Lat	Long
99	2.291292	128.4492	128.43	2.28
90	2.449597	128.1505	128.15	2.45
91	2.480238	128.2701	128.27	2.48
94	2.530309	128.1493	128.15	2.53
79	1.067458	127.4021	127.4	1.07
80	1.060985	127.5671	127.57	1.06
85	1.060832	127.9337	127.93	1.06

Lampiran 4: *Cross Section* Sebelum Relokasi





BIODATA PENULIS

Penulis dilahirkan di kota Surabaya tanggal 12 September 1994. Penulis merupakan anak pertama dari pasangan Bpk. Nurhadi dan Ibu Ma'rifah. Penulis menempuh pendidikan formal sekolah dasar di SD Raden Fatah, kemudian melanjutkan pendidikan menengah pertama di SMPN 26 Surabaya dan menengah akhir di SMAN 6 Surabaya. Pendidikan S1 penulis ditempuh di Jurusan Fisika FMIPA ITS dengan bidang minat fisika bumi (*geosains*). Selain aktif pada pendidikan formal, penulis juga aktif dalam bidang organisasi kemasyarakatan. Riwayat organisasi yang pernah dijalani oleh penulis selama kuliah antara lain HIMASIKA ITS dan BEM FMIPA bidang Sosial Kemasyarakatan. Penulis juga diamanahkan sebagai Sekretaris AAPG (*American Association of Petroleum Geogist*) SC ITS.

Contact person:

dyahrahma35@gmail.com

+628563000928