



ITS
Institut
Teknologi
Sepuluh Nopember

TUGAS AKHIR - RF141501

**PEMODELAN 3D KECEPATAN GELOMBANG P
DENGAN METODE *DOUBLE DIFFERENCE* DAN
TOMOGRAFI *TRAVEL TIME* UNTUK IDENTIFIKASI
ZONA PATAHAN (STUDI KASUS: PATAHAN PALU-
KORO)**

HANNA GUSTINI SHELAWISATA
NRP 3714100040

Dosen Pembimbing
Dr. Dwa Desa Warnana
NIP. 19760123 200003 1001
Juan Pandu GNR, S.Si., M.T.
NIP. 19890612 201504 1003

**DEPARTEMEN TEKNIK GEOFISIKA
FAKULTAS TEKNIK SIPIL, LINGKUNGAN DAN KEBUMIHAN
INSTITUT TEKNOLOGI SEPULUH NOPEMBER
SURABAYA
2018**



ITS
Institut
Teknologi
Sepuluh Nopember

TUGAS AKHIR - RF141501

**PEMODELAN 3D KECEPATAN GELOMBANG P
DENGAN METODE *DOUBLE DIFFERENCE* DAN
TOMOGRAFI *TRAVEL TIME* UNTUK IDENTIFIKASI
ZONA PATAHAN (STUDI KASUS: PATAHAN PALU-
KORO)**

HANNA GUSTINI SHELAWISATA
NRP 3714100040

Dosen Pembimbing
Dr. Dwa Desa Warnana
NIP. 19760123 200003 1001
Juan Pandu GNR, S.Si., M.T.
NIP. 19890612 201504 1003

**DEPARTEMEN TEKNIK GEOFISIKA
FAKULTAS TEKNIK SIPIL, LINGKUNGAN DAN KEBUMIHAN
INSTITUT TEKNOLOGI SEPULUH NOPEMBER
SURABAYA 2018**



ITS
Institut
Teknologi
Sepuluh Nopember

UNDERGRADUATE THESES - RF141501

**3D MODELING P WAVE VELOCITY USING DOUBLE
DIFFERENCE METHOD AND TRAVEL TIME
TOMOGRAPHY FOR IDENTIFICATION FAULT
ZONE (CASE STUDY: PALU-KORO FAULT)**

HANNA GUSTINI SHELAWISATA
NRP 3714100040

Adviser

Dr. Dwa Desa Warnana

NIP. 19760123 200003 1001

Juan Pandu GNR, S.Si., M.T.

NIP. 19890612 201504 1003

**DEPARTMENT OF GEOPHYSICS ENGINEERING
FACULTY OF CIVIL, ENVIRONMENTAL, AND GEO ENGINEERING
INSTITUT TEKNOLOGI SEPULUH NOPEMBER
SURABAYA 2018**

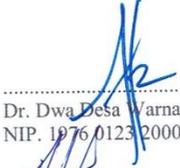
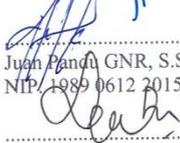
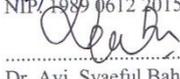
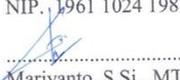
**PEMODELAN 3D KECEPATAN GELOMBANG P
DENGAN METODE *DOUBLE DIFFERENCE* DAN
TOMOGRAFI *TRAVEL TIME* UNTUK IDENTIFIKASI
PATAHAN (STUDI KASUS: PATAHAN PALU-KORO)**

TUGAS AKHIR

Diajukan Untuk Memenuhi Salah Satu Syarat
Untuk Memperoleh Gelar Sarjana Teknik
Pada
Departemen Teknik Geofisika
Fakultas Teknik Sipil Lingkungan dan Kebumihan
Institut Teknologi Sepuluh Nopember Surabaya

Surabaya, 30 Juli 2018

Menyetujui,

1. 
.....
Dr. Dwa Desa Warnana (Pembimbing I)
NIP. 1976 0123 200003 1 001
2. 
.....
Juah Pandi GNR, S.Si., MT (Pembimbing II)
NIP. 1989 0612 201504 1 003
3. 
.....
Dr. Ayi Syaeful Bahri, S.Si., MT (Penguji I)
NIP. 1961 1024 198803 1 001
4. 
.....
Mariyanto, S.Si., MT (Penguji II)
NPP. 1991201711044

Mengetahui,

Kepala Laboratorium Geofisika Teknik dan Lingkungan
Departemen Teknik Geofisika
Fakultas Teknik Sipil Lingkungan dan Kebumihan
Institut Teknologi Sepuluh Nopember Surabaya


.....
Dr. Ir. Amien Widodo, MS
NIP. 19591010 198803 1 002

Halaman ini sengaja dikosongkan

PERNYATAAN KEASLIAN TUGAS AKHIR

Dengan ini saya menyatakan bahwa isi sebagian maupun keseluruhan Tugas Akhir saya dengan judul "**Pemodelan 3D Kecepatan Gelombang P dengan Metode *Double Difference* dan Tomografi *Travel Time* untuk Identifikasi Zona Patahan (Studi Kasus: Patahan Palu-Koro)**" adalah benar-benar hasil karya intelektual mandiri, diselesaikan tanpa menggunakan bahan-bahan yang tidak diijinkan dan bukan merupakan karya pihak lain yang saya akui sebagai karya saya sendiri.

Semua referensi yang dikutip maupun dirujuk telah ditulis secara lengkap pada daftar pustaka.

Apabila ternyata pernyataan ini tidak benar, saya bersedia menerima sanksi sesuai peraturan yang berlaku.

Surabaya, 30 Juli 2018



Hanna Gustini Shelawisata
NRP. 03411440000040

Halaman ini sengaja dikosongkan

PEMODELAN 3D KECEPATAN GELOMBANG P DENGAN METODE *DOUBLE DIFFERENCE* DAN TOMOGRAFI *TRAVEL TIME* UNTUK IDENTIFIKASI ZONA PATAHAN (STUDI KASUS: PATAHAN PALU-KORO)

Nama Mahasiswa : Hanna Gustini Shelawisata
NRP : 3714100040
Departemen : Teknik Geofisika FTSLK – ITS
Dosen Pembimbing : Dr. Dwa Desa Warnana
NIP. 19760123 200003 1001
Juan Pandu GNR, S.Si., M.T.
NIP. 19890612 201504 1003

ABSTRAK

Sulawesi Tengah merupakan salah satu wilayah rawan bencana gempa bumi di Indonesia. Sumber gempa bumi berasal dari patahan aktif di daratan Sulawesi Tengah, salah satunya adalah Patahan Palu-Koro. Penelitian ini dilakukan untuk menentukan model 3D kecepatan gelombang P dan untuk mengidentifikasi zona patahan di daerah penelitian menggunakan metode *double difference* dan tomografi *travel time* dengan memanfaatkan data gempa bumi lokal. Hasil relokasi hiposenter dengan metode *double difference* menggunakan program *hypoDD* adalah irisan penampang vertikal yang melewati patahan Palu-Koro menunjukkan kedalaman patahan tersebut berkisar 3–27 km. Metode *Coupled Velocity Hypocenter* menggunakan program *Velest 3.3* dilakukan dalam penelitian ini bertujuan untuk mendapatkan model 1D kecepatan gelombang P. Model 1D kecepatan gelombang P yang dihasilkan dalam penelitian ini adalah nilai kecepatan antara 3.28 km/s hingga 9.07 km/s pada rentang kedalaman 0 – 36 km. Model 3D kecepatan gelombang P menunjukkan nilai kecepatan antara 5 km/s hingga 9 km/s pada area yang dilewati *ray tracing*. Relokasi hiposenter dengan metode *double difference* memiliki kecenderungan berkumpul membentuk *cluster* yang dapat diindikasikan patahan berada di sekitar *cluster*. Model 1D kecepatan gelombang P diperoleh mengalami peningkatan nilai pada beberapa lapisan. Model 3D kecepatan gelombang P menunjukkan *ray tracing* melewati jalur tercepat dan memiliki *high velocity* yang berasosiasi dengan batuan magmatik di sekitar patahan Palu-Koro.

Kata kunci: *Double Difference*, Gempabumi, Patahan Palu-Koro, Tomografi *Travel Time*

Halaman ini sengaja dikosongkan

MODELING 3D P WAVE VELOCITY USING DOUBLE DIFFERENCE METHOD AND TRAVEL TIME TOMOGRAPHY FOR IDENTIFICATION FAULT ZONE (CASE STUDY: PALU-KORO FAULT)

Name : Hanna Gustini Shelawisata
NRP : 3714100040
Major : Teknik Geofisika FTSLK – ITS
Advisor : Dr. Dwa Desa Warnana
NIP. 19760123 200003 1001
Juan Pandu GNR, S.Si., M.T.
NIP. 19890612 201504 1003

ABSTRACT

Central Sulawesi is one of earthquake-prone areas in Indonesia. The source of the earthquake comes from an active fault in Central Sulawesi, one of which is the Palu-Koro Fault. This research was conducted to determine 3D model of P wave velocity and to know the fault zone in research area by using double difference method and travel time tomography by utilizing local earthquake data. The result of hypocenter relocation by double difference method using hypoDD program is vertical cross section which pass Palu-Koro fault indicates the depth of the fault is about 3-27 km. Coupled Velocity Hypocenter method using Velest 3.3 program was done in this research to obtain 1D model of P wave velocity. The 1D model of P wave velocity generated in this study is the value of velocity between 3.28 km/s up to 9,07 km/s at depth range 0-36 km. The 3D model of the P wave velocity shows a speed value between 5 km/s up to 9 km/s in the area through which ray tracing is passed. Hypocenter relocation by double difference method has a tendency gather forming clusters that can be indicated as fracture around the cluster. The 1D model of P wave velocity increased value on several layers. The 3D model of P wave velocity shows ray tracing passing the fastest path and has a high velocity associated with magmatic rocks around the Palu-Koro fault.

Keywords: Double Difference, Earthquake, Palu-Koro Fault, Travel Time Tomography

Halaman ini sengaja dikosongkan

KATA PENGANTAR

Puji syukur atas kehadiran Tuhan Yang Maha Esa yang telah melimpahkan rahmat-Nya sehingga penulis dapat menyelesaikan Tugas Akhir dengan judul **“Pemodelan 3D Kecepatan Gelombang P dengan Metode Double Difference dan Tomografi Travel Time untuk Identifikasi Zona Patahan (Studi Kasus: Patahan Palu-Koro)”** dengan baik dan tepat waktu sesuai jadwalnya. Tugas Akhir ini sebagai syarat kelulusan untuk mendapatkan gelar Sarjana Teknik (S.T) pada program Strata 1 (S1) Departemen Teknik Geofisika, Fakultas Teknik Sipil, Lingkungan, dan Kebumihan, Institut Teknologi Sepuluh Nopember, Surabaya.

Tugas Akhir ini tidak akan berhasil tanpa adanya dukungan dan bantuan dari berbagai pihak. Oleh karena itu penulis ingin mengucapkan terimakasih yang sebesar-besarnya untuk semua pihak yang telah membantu dalam penelitian hingga penyusunan Tugas Akhir ini, antara lain:

1. Ayah, Ibu, dan keluarga tercinta yang selalu memanjatkan doa dan memberi dukungan untuk penulis.
2. Bapak Dr. Dwa Desa Warnana dan Bapak Juan Pandu GNR, S.Si, M.T., selaku Dosen Pembimbing atas waktu dan ilmunya, sehingga penulis mampu menyelesaikan Tugas Akhir ini.
3. Bapak Dr. Widya Utama, DEA, selaku ketua Departemen Teknik Geofisika ITS beserta jajarannya atas dukungan selama proses perkuliahan.
4. Bapak Suwanto, S.Si. dari Stasiun Geofisika Tretes, yang telah membantu dalam proses permohonan data penelitian.
5. Husnia, Augustika, Novien, Viona dan Yona, yang selalu menemani dan memberikan motivasi hingga saat ini.
6. Cattleya Randi, Farhan, Haidar, Irsyad, dan Mbak Sherly, yang telah memberikan dukungan dan bantuan dalam penyelesaian Tugas Akhir ini.
7. Teman-teman Teknik Geofisika ITS 2014, selaku teman seperjuangan dan keluarga di kampus yang selalu mendukung satu sama lain sehingga kami semua dapat mencapai tahap ini.
8. Dan pihak-pihak lainnya yang tidak dapat disebutkan satu persatu yang telah ikut andil dalam kelancaran pengerjaan Tugas Akhir ini secara langsung maupun tidak.

Besar harapan penulis agar penelitian ini dapat bermanfaat bagi siapa saja yang membacanya serta dapat mendorong untuk mengembangkan penelitian ini lebih lanjut. Adapun kritik dan saran sangat penulis harapkan untuk evaluasi bagi peneliti dan penulis selanjutnya.

Akhir kata penulis ucapkan terima kasih.

Surabaya, 30 Juli 2018

Penulis

DAFTAR ISI

PERNYATAAN KEASLIAN	Error! Bookmark not defined.
KATA PENGANTAR	ix
DAFTAR ISI	xi
DAFTAR GAMBAR.....	xiii
DAFTAR TABEL	xv
BAB I	1
PENDAHULUAN	1
1.1 Latar Belakang	1
1.2 Rumusan Masalah	2
1.3 Batasan Masalah	2
1.4 Tujuan Penelitian	2
1.5 Manfaat Penelitian	3
BAB II	5
TINJAUAN PUSTAKA	5
2.1 Penelitian Terdahulu	5
2.2 Geologi Regional	6
2.2.1 Geologi Sulawesi.....	6
2.2.2 Tektonik Regional	8
2.3 Teori Tektonik Lempeng.....	9
2.4 Gempabumi	12
2.5 Gelombang Seismik	13
2.6 Parameter Kecepatan Gelombang P dan S	15
2.7 Tomografi.....	16
2.7.1 Definisi Tomografi	16
2.7.2 Tomografi Seismik	17

2.7.3	Tomografi Waktu Tempuh (<i>Travel Time Tomography</i>) dan Prinsip Fermat.....	17
2.8	Metode <i>Double Difference</i>	18
2.9	Metode <i>Coupled Velocity Hypocenter</i>	19
BAB III	21
METODOLOGI PENELITIAN	21
3.1	Data dan Daerah Penelitian	21
3.2	Parameter Model Awal Kecepatan.....	21
3.3	Perangkat Lunak yang digunakan	22
3.4	Alur Penelitian	22
BAB IV	27
HASIL DAN PEMBAHASAN	27
4.1	Analisa Hasil Relokasi Gempabumi dengan <i>hypoDD</i>	27
4.2	Model 1D Kecepatan.....	31
4.3	Pemodelan 3D Kecepatan Gelombang	33
BAB V	41
PENUTUP	41
5.1	Kesimpulan	41
5.2	Saran.....	41
DAFTAR PUSTAKA	43
LAMPIRAN	47
PROFIL PENULIS	55

DAFTAR GAMBAR

Gambar 2.1 Peta Geologi Pulau Sulawesi (R. Hall dan Wilson, 2000)	6
Gambar 2.2 Peta Geologi Wilayah Palu-Koro, Sulawesi Tengah (Soputan, 2012)	7
Gambar 2.3 Patahan Palu-Koro (Tjia, 1978)	9
Gambar 2.4 Konsep pemekaran dasar samudera (sea-floor spreading) (Hess, 1962).....	10
Gambar 2.5 Pergerakan lempeng saling mendekat atau konvergen (Reynolds dkk., 2006).....	10
Gambar 2.6 Pergerakan lempeng saling menjauh dan dikenal sebagai pemekaran lantai samudera (sea-floor spreading) (Reynolds dkk., 2006)	11
Gambar 2.7 Pergerakan lempeng saling bergesekan yang dikenal sebagai patahan transform (Reynolds dkk., 2006)	11
Gambar 2.8 Teori Elastic Rebound (Reid, 1910)	12
Gambar 2.9 Gelombang Primer (Elnashai, Almr S., Sarno, 1996)	13
Gambar 2.10 Gelombang Sekunder (Elnashai, Almr S., Sarno, 1996).....	13
Gambar 2.11 Ilustrasi Algoritma Relokasi Hiposenter Gempabumi dengan Double Difference (Waldhauser dan Ellsworth, 2000).....	19
Gambar 3.1 Peta Daerah Penelitian di Sulawesi Tengah.....	21
Gambar 3.2 Diagram Alir Pengolahan Data	23
Gambar 3.3 Parameter dalam program ph2dt	24
Gambar 4.1 Histogram Nilai Residual Relokasi Hiposenter menggunakan hypoDD	28
Gambar 4.2 Peta Seismisitas Episenter Gempabumi daerah Patahan Palu-Koro, (a) sebelum relokasi, (b) setelah relokasi.....	28
Gambar 4.3 Peta Seismisitas Episenter Gempabumi daerah Patahan Palu-Koro	29
Gambar 4.4 Peta irisan penampang A-A' dan B-B'	30
Gambar 4.5 Irisan penampang vertikal A-A'	30
Gambar 4.6 Irisan penampang vertikal B-B'	31
Gambar 4.7 Grafik Model 1D Kecepatan daerah Sulawesi Tengah	32
Gambar 4.8 Penampang 3D plot relokasi hiposenter gempabumi di bawah permukaan Provinsi Sulawesi Tengah	33
Gambar 4.9 Penampang 1 (a) Model 3D Kecepatan Gelombang P, (b) Model 2D Kecepatan Gelombang P.....	34
Gambar 4.10 Penampang 2 (a) Model 3D Kecepatan Gelombang P, (b) Model 2D Kecepatan Gelombang P.....	35
Gambar 4.11 Penampang 3 (a) Model 3D Kecepatan Gelombang P, (b) Model 2D Kecepatan Gelombang P.....	36

Gambar 4.12 Penampang 4 (a) Model 3D Kecepatan Gelombang P, (b) Model 2D Kecepatan Gelombang P..... 37

Gambar 4.13 Penampang 5 (a) Model 3D Kecepatan Gelombang P, (b) Model 2D Kecepatan Gelombang P..... 38

Gambar 4.14 (a) Penampang 6 Model 3D Kecepatan Gelombang P dan Model 2D Kecepatan Gelombang P, (b) Penampang 7 Model 3D Kecepatan Gelombang P dan Model 2D Kecepatan Gelombang P, (c) Penampang 8 Model 3D Kecepatan Gelombang P dan Model 2D Kecepatan Gelombang P, (d) Penampang 9 Model 3D Kecepatan Gelombang P dan Model 2D Kecepatan Gelombang P. 39

DAFTAR TABEL

Tabel 2.1 Nilai Kecepatan Gelombang Primer dan Sekunder pada beberapa medium.....	14
Tabel 3.2 Model Awal 1-D Kecepatan Gelombang P Daerah Minahasa, Sulawesi Utara (Pandu dkk., 2012).....	22
Tabel 4.1 Model kecepatan awal gelombang P dan hasil penelitian.....	32

Halaman ini sengaja dikosongkan

BAB I PENDAHULUAN

1.1 Latar Belakang

Indonesia merupakan negara kepulauan yang dilalui empat lempeng tektonik utama di dunia, yaitu Lempeng Eurasia, Lempeng Indo-Australia, Lempeng Pasifik dan Lempeng Filipina (Robert Hall, 2002). Tatanan tektonik di wilayah Indonesia bagian timur lebih kompleks dibandingkan Indonesia bagian barat. Hal ini dikarenakan wilayah Indonesia bagian timur melibatkan interaksi tiga lempeng, yaitu Lempeng Indo-Australia, Lempeng Pasifik, dan Lempeng Filipina. Pulau Sulawesi terletak di wilayah Indonesia bagian timur terbentuk dari proses tektonik yang rumit karena berada pada zona pertemuan tiga pergerakan lempeng tektonik, yaitu Lempeng Indo-Australia, Lempeng Pasifik, dan Lempeng Eurasia.

Pertemuan pergerakan lempeng dapat mengakibatkan terjadinya patahan yang dapat menyebabkan gempa bumi. Gempa bumi yang bersumber dari patahan aktif di kontinen darat dicirikan dengan kedalaman dangkal (pada umumnya kurang dari 40 km) dan terletak cukup jauh dari zona penunjaman (Supartoyo dkk., 2009). Pada umumnya gempa bumi dengan sumber patahan aktif merupakan gempa bumi bersifat merusak meskipun magnitudonya tidak besar, namun kedalaman dangkal. Daerah Sulawesi Tengah adalah salah satu daerah rawan bencana gempa bumi di Indonesia (Supartoyo dkk., 2014). Sumber gempa bumi di darat terdiri dari patahan aktif di daratan Sulawesi Tengah, salah satunya adalah Patahan Palu-Koro.

Pada peta geologi, secara visual hanya memberikan gambaran jalur patahan bersifat kualitatif tanpa diketahui parameter kedalaman dan litologi bawah permukaan. Suatu singkapan struktur patahan dapat diketahui sebaran dan perkembangan arahnya. Zona patahan dapat diidentifikasi dengan metode yang dapat mencitrakan struktur bawah permukaan bumi. Salah satu metode tersebut adalah tomografi. Tomografi merupakan suatu teknik khusus yang dapat digunakan untuk mendapatkan gambaran bagian dalam dari suatu objek tanpa memotong atau mengirisnya (Munadi, 1992). Tomografi yang digunakan untuk mencitrakan struktur bawah permukaan bumi adalah tomografi seismik, yaitu metode untuk merekonstruksi struktur bawah permukaan bumi menggunakan data bentuk gelombang (*waveform*) atau data waktu tempuh (*travel time*) dari gelombang seismik (Munadi, 1992). Umumnya *first arrival travel time* tomografi mampu memberikan gambaran dekat permukaan secara akurat (Mardani dkk., 2016). Prinsip utama dalam tomografi seismik adalah menyajikan gambaran bawah permukaan bumi dalam domain kecepatan. Sehingga gambaran struktur bawah permukaan bumi ini dapat diketahui bentuk patahan atau patahan yang terdapat di bawah permukaan bumi.

Berdasarkan uraian di atas, Sulawesi Tengah memiliki struktur geologi salah satunya adalah zona patahan yang dapat menyebabkan terjadinya gempa bumi bersifat merusak dan belum diketahui parameter kedalaman dan litologinya. Oleh karena itu, perlu dilakukan penelitian yang dapat memberikan gambaran struktur, kedalaman dan sebaran patahan. Penelitian mengenai pemodelan 3D kecepatan gelombang P dilakukan untuk mengidentifikasi zona patahan di daerah penelitian menggunakan metode *double difference* dan tomografi *travel time* dengan memanfaatkan data gempa bumi lokal. Pemodelan 3D kecepatan gelombang P yang dihasilkan dalam penelitian ini diharapkan dapat menjadi acuan mengenai pencitraan struktur patahan, serta dapat menjadi acuan mengenai kondisi tektonik bawah permukaan bumi sebagai studi kempaan di daerah penelitian.

1.2 Rumusan Masalah

Penelitian ini mengacu pada beberapa masalah yang timbul dari latar belakang, adapun rumusan masalah dalam penelitian ini adalah:

1. Bagaimana identifikasi zona patahan yang diketahui dari hasil relokasi hiposenter menggunakan metode *double difference*?
2. Bagaimana cara menentukan pemodelan 3D kecepatan gelombang P dengan metode *double difference* dan tomografi *travel time*?

1.3 Batasan Masalah

Penelitian ini membahas pemodelan 3D kecepatan gelombang P dengan metode *double difference* dan tomografi *travel time* yang dilakukan dengan beberapa batasan masalah sebagai berikut:

1. Penelitian ini difokuskan untuk analisa zona patahan daerah Sulawesi Tengah dengan posisi $0.6^{\circ}\text{LS} - 2.3^{\circ}\text{LS}$ dan $119.2^{\circ}\text{BT} - 120.9^{\circ}\text{BT}$.
2. Penelitian ini menggunakan data gempa bumi lokal.
3. Parameter kecepatan gelombang seismik yang digunakan dalam penelitian ini adalah kecepatan gelombang P.

1.4 Tujuan Penelitian

Berdasarkan permasalahan yang telah diungkapkan di atas, maka tujuan dari penelitian ini adalah sebagai berikut:

1. Mengidentifikasi zona patahan berdasarkan hasil relokasi hiposenter menggunakan metode *double difference*.
2. Menentukan pemodelan 3D kecepatan gelombang P dengan metode *double difference* dan tomografi *travel time*.

1.5 Manfaat Penelitian

Manfaat dari penelitian ini adalah sebagai berikut:

1. Memperoleh informasi mengenai zona patahan di daerah penelitian berdasarkan hasil relokasi hiposenter dan model 3D kecepatan gelombang P yang dapat digunakan sebagai studi lanjutan mengenai geoteknik.
2. Memahami aplikasi tomografi seismik untuk pemodelan 3D kecepatan gelombang P.

Halaman ini sengaja dikosongkan

BAB II TINJAUAN PUSTAKA

2.1 Penelitian Terdahulu

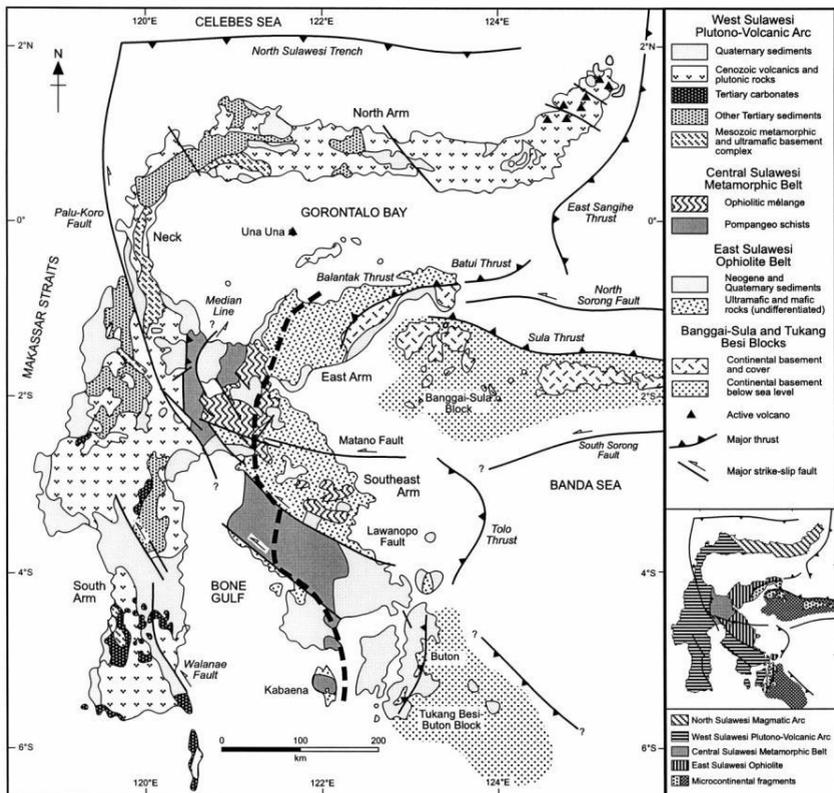
Beberapa penelitian telah dilakukan mengenai pemodelan kecepatan gelombang P dengan menggunakan metode *double difference* dan tomografi *travel time* beserta parameter-parameter yang dibutuhkan. Penelitian tersebut digunakan sebagai dasar pemikiran dan tinjauan pustaka mengenai pemodelan kecepatan gelombang P yang dilakukan oleh peneliti, baik dari kalangan mahasiswa dalam kepentingan tesis dan disertasi, maupun oleh ahli geologi dan geofisika. Adapun penelitian-penelitian yang telah dilakukan sebelumnya sebagai berikut:

1. Edi Kissling, Tahun 1994, tentang geotomografi dengan data gempabumi lokal, menjelaskan bahwa tugas utama metode inversi gempabumi lokal adalah untuk menjelaskan struktur 3D kecepatan litosfer atas.
2. Felix Waldhauser dan William L. Ellsworth, Tahun 2000, mengenai algoritma *double difference* lokasi gempabumi, menjelaskan bahwa algoritma *double difference* meminimalkan kesalahan karena struktur kecepatan yang tidak dimodifikasi tanpa penggunaan koreksi stasiun.
3. C. Thurber dan J. Ritsema, Tahun 2007, tentang tomografi seismik dan metode inversi, menerangkan bahwa tomografi dapat memberikan gambar terdistorsi dari bumi yang sebenarnya dan lokasi gempabumi dengan struktur tetap dapat menjadi solusi untuk mendapatkan struktur 3D bawah permukaan bumi.
4. Juan Pandu G.N.R, Bagus Jaya Sentosa, dan Febry Rokhman Firdaus, Tahun 2012, mengenai model struktur 1D kecepatan gelombang P di daerah Minahasa, dalam penelitian tersebut didapatkan model struktur 1D kecepatan gelombang P di daerah Minahasa berkisar antara 2.95 – 9.07 km/s pada kedalaman 36 km dengan RMS residual 3.7.
5. Suliyanti Pakpahan, Drajat Ngadmanto, Masturyono, Supriyanto Rohadi, Rasmid, Handi Sulistyono Widodo, dan Pupung Susilanto, Tahun 2015, mengenai analisis kegunaan di zona sesar Palu Koro, Sulawesi Tengah, menjelaskan bahwa sesar Palu Koro masih sangat aktif. Seismisitas di wilayah tersebut terbagi dalam beberapa *cluster* yang diduga disebabkan oleh aktivitas segmen-segmen sesar Palu Koro dan sesar-sesar minor di sekitarnya. Penelitian tersebut menjelaskan bahwa ada tiga segmen sesar Palu Koro, yaitu segmen Lindu, Toro dan Balaroa (Pakpahan dkk., 2015).

2.2 Geologi Regional

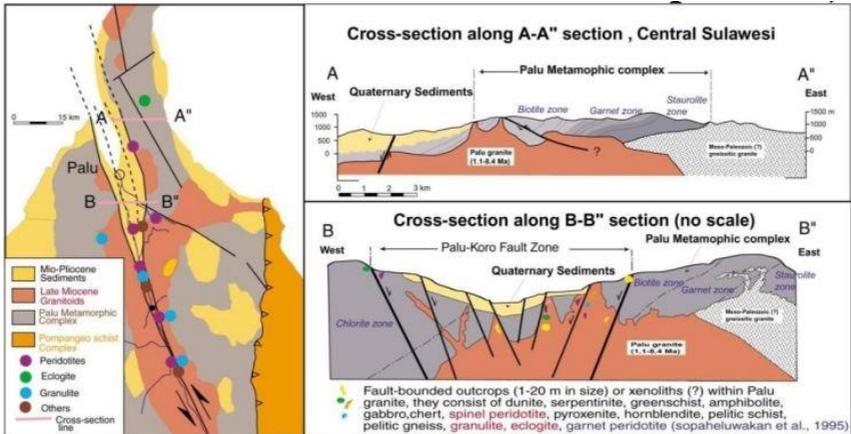
2.2.1 Geologi Sulawesi

Pulau Sulawesi terletak di wilayah Indonesia bagian timur dengan posisi koordinat $2^{\circ}10'17''$ LU - $7^{\circ}25'43''$ LS dan $121^{\circ}29'13''$ BT - $123^{\circ}9'25''$ BT, serta memiliki luas wilayah 174.600 km². Pulau Sulawesi terbentuk dari proses tektonik yang rumit karena berada pada zona pertemuan tiga pergerakan lempeng tektonik, yaitu Lempeng Indo-Australia, Lempeng Pasifik, dan Lempeng Eurasia. Pulau Sulawesi memiliki bentuk yang unik yaitu menyerupai huruf “K” dan mempunyai 4 lengan, yaitu Lengan Utara, Lengan Timur, Lengan Tenggara, dan Lengan Selatan.



Gambar 2.1 Peta Geologi Pulau Sulawesi (R. Hall dan Wilson, 2000)

Gambar 2.1 menunjukkan bahwa Pulau Sulawesi memiliki struktur geologi yang dibagi menjadi *Plutono-Volcanic Arc*, *Metamorphic Belt*, *Ophiolite Belt*, dan Blok Bangga-Sula dan Tukang Besi. Geologi Sulawesi dimulai dari proses pengendapan sedimen bertipe *flysch* pada Zaman Kapur. Batuan ini diperkirakan terendapkan pada cekungan *forearc*, di sebelah barat dari zona subduksi yang menunjam ke barat. Akibat dari subduksi ini kemungkinan menyebabkan batuan sedimen *flysch* ini termetamorfkan dan membentuk Satuan Batuan Metamorf di daerah Sulawesi Tengah.



Gambar 2.2 Peta Geologi Wilayah Palu-Koro, Sulawesi Tengah (Soputan, 2012)

Gambar 2.2 menunjukkan bahwa Sulawesi Tengah terdiri atas batuan magmatic *potassic calc-alkaline* berusia akhir Miosen yang terdapat di bagian barat bentangan zona patahan Palu-Koro, dimana batuan tersebut memiliki korelasi dengan subduksi mikro-kontinen Banggai-Sula dengan Pulau Sulawesi pada pertengahan Miosen. Di bagian utara dan selatan wilayah Palu-Koro terdapat distribusi KF-megacrystal bantalan granit yang kasar (Granitoid-C) berumur 8.9-3.71 Ma. Batuan granit medium *mylonitic-gneissic* (Granitoid-B) relatif terdapat di daerah pusat (sekitar Palu-Kulawi) berupa *medium grained granitoids* terkadang mengandung *xenoliths*. Batuan *Fine and biotite-poor granitoid* (Granitoid-A) merupakan kelompok batuan termuda yang tersebar di daerah Palu-Koro sekitar 3.07-1.76 Ma. Batuan ini terlihat sebagai *dyke* kecil hasil potongan dari granit yang lain (Soputan, 2012).

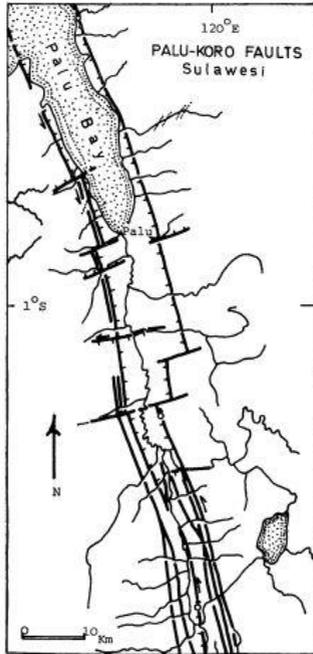
2.2.2 Tektonik Regional

Pulau Sulawesi terletak pada zona pertemuan pergerakan lempeng Indo-Australia, lempeng Eurasia, dan lempeng Pasifik. Menurut Surono (2012), Sulawesi terbentuk dari pergerakan lempeng, antara lain lempeng Indo-Australia bergerak ke arah Utara, lempeng Eurasia bergerak ke arah tenggara, dan lempeng Pasifik bergerak ke arah barat (Martosuwito, 2012). Proses pertemuan pergerakan lempeng tersebut mengakibatkan Pulau Sulawesi memiliki empat buah lengan dengan proses tektonik yang berbeda-beda sehingga membentuk satu kesatuan mosaik geologi. Pulau Sulawesi memiliki empat buah patahan *strike-slip*, yaitu Palu-Koro bersifat *sinistral strike-slip*, Sorong-Matano bersifat *sinistral strike-slip*, Gorontalo bersifat *dextral strike-slip*, dan Walanae bersifat *sinistral strike-slip*. Empat patahan tersebut diakibatkan oleh tekanan dari luar sehingga terjadi deformasi secara terus menerus, seperti tekanan dari Laut Flores di bagian selatan mengaktifkan patahan Palu-Koro dan Walanae, Banggai-Sula dan Laut Banda dari timur mengaktifkan patahan Sorong-Matano, dan Laut Sulawesi dari Utara mengaktifkan subduksi Laut Sulawesi dan patahan Gorontalo.

Menurut Hall dan Wilson (2000), Sulawesi merupakan wilayah tumbukan *Cenozoic* antara fragmen benua, ofiolit, dan kepingan pulau. *Suture* Sulawesi diperkirakan terbentuk pada Kala Oligosen dan berlanjut hingga Miosen Awal (Supartoyo dkk., 2014). Pada saat Miosen Awal, pergerakan sinistral Sesar Palu-Koro dan Walanae menyebabkan terjadinya gaya utama dengan arah baratlaut. Gaya ini membentuk orogenesis di daerah Sulawesi berupa lipatan, sesar naik dan struktur-struktur pembentuk sistem sesar anjakan-lipatan.

Sulawesi dan pulau-pulau di sekitarnya dibagi menjadi empat berdasarkan struktur litotektonik, yaitu Mandala Barat (*West and North Sulawesi Volcano-Plutonic Arc*) yang merupakan bagian ujung timur Paparan Sunda dan sebagai jalur magmatik, Mandala Tengah (*Central Sulawesi Metamorphic Belt*) berupa batuan malihan yang ditumpangi batuan banchu dalam bagian dari blok Australia, Mandala timur (*East Sulawesi Phiolite Belt*) berupa ofiolit yang termasuk dalam segmen kerak samudera berimbrikasi dan batuan sedimen berumur Trias-Miosen, dan Fragmen Benua Banggai-Sula-Tukang Besi sebagai kepulauan paling timur dan tenggara Sulawesi yang merupakan kepingan benua yang bergerak ke arah barat karena *strike-slip faults* dari New Guinea (R. Hall dan Wilson, 2000).

Daratan Sulawesi Tengah memiliki beberapa patahan aktif, salah satunya adalah Patahan Palu-Koro (gambar 2.3). Patahan Palu-Koro merupakan patahan utama di Pulau Sulawesi dan tergolong sebagai patahan aktif (Bellier dkk., 2001). Patahan ini bergerak ke arah tenggara dan meregang dari Teluk Palu terhadap arah tenggara 300 km dari daratan (Tjia dan Zakaria, 1974).



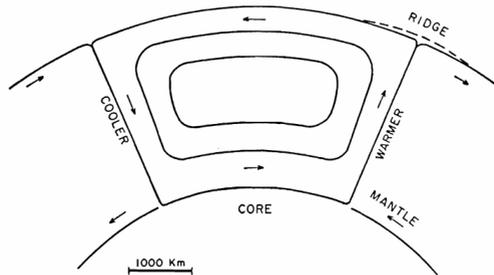
Gambar 2.3 Patahan Palu-Koro (Tjia, 1978)

2.3 Teori Tektonik Lempeng

Ahli geofisika Inggris, mengeluarkan pandangan bahwa benua dan samudera bergerak, teori ini dikenal sebagai Tektonik Lempeng (*Plate Tectonic*) sebagai paradigma baru dalam ilmu kebumihan (D.P. dan Parker, 1967). Adapun teori apungan dan pergeseran benua yang dikemukakan oleh Taylor (1910) dan dikembangkan oleh Alfred Wegener (1912) dalam bukunya “The Origin of Continents and Oceans” berbunyi: “benua-benua itu pernah dijahit, sebagai bagian dari massa tanah super yang dia sebut Pangea. Kemudian kata Wegener beberapa ratus juta tahun yang lalu Pangea pecah dan benua-benua mengapung ke posisi saat ini, mengarungi seperti rakit dangkal melalui lautan batu yang membentuk lantai samudra” (Wegener, 1912).

Teori lain yang diajukan oleh Harry Hess (1962), yaitu konsep pemekaran dasar samudera (*sea-floor spreading*), merupakan pengembangan teori arus konveksi. Konsep ini merupakan dasar sebagai munculnya teori tektonik lempeng. Punggung-punggung tengah samudera, tempat di mana arus konveksi berasal, terbentuk kerak baru menumpang di atas arus konveksi yang berasal dari dalam mantel. Kerak ini diangkut hingga mencapai jarak yang cukup jauh. Jika

kerak ini mencapai palung, maka kerak akan tenggelam dan masuk ke dalam mantel. Pada konsep ini (gambar 2.4), benua bergerak bersamaan dengan lantai samudera. Keduanya menumpang secara pasif di atas arus konveksi yang ada di dalam mantel (Hess, 1962).

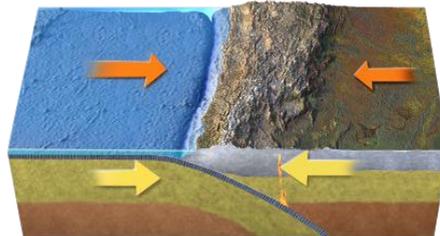


Gambar 2.4 Konsep pemekaran dasar samudera (sea-floor spreading) (Hess, 1962)

Teori tektonik lempeng memberikan pengetahuan bahwa gerakan lempeng dapat disebabkan oleh arus konveksi maupun pengaruh gravitasi yang mendorong dan menarik pergerakan tersebut. Lempeng di dunia terdapat enam buah lempeng utama, yaitu Lempeng Amerika, Lempeng Antartika, Lempeng Afrika, Lempeng Eurasia, Lempeng Pasifik, dan Lempeng Indo-Australia. Lempeng-lempeng tersebut memiliki interaksi antar lempeng. Adapun jenis interaksi lempeng sebagai berikut:

a. Konvergen

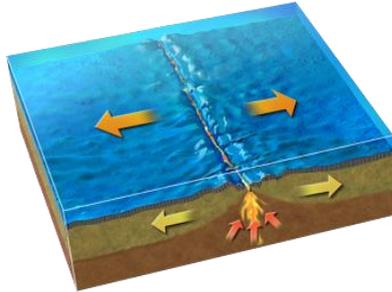
Konvergen adalah gerakan saling mendekat antar kerak samudera yang menyebabkan kerak samudera menumpang ke dalam mantel sehingga terbentuk palung atau zona subduksi, dan terbentuk pegunungan vulkanik dasar laut dengan magma cair pembentuk batuan basaltis. Gambar 2.5 menunjukkan proses konvergen dan menghasilkan zona subduksi.



Gambar 2.5 Pergerakan lempeng saling mendekat atau konvergen (Reynolds dkk., 2006)

b. Divergen

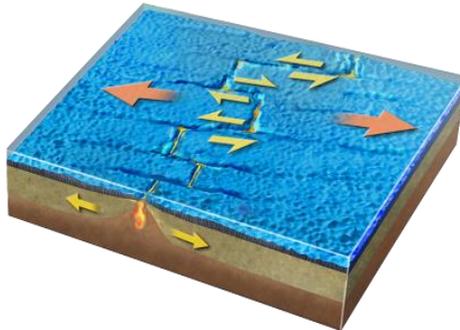
Divergen adalah gerakan lempeng saling menjauh yang menyebabkan terbentuknya dasar samudera dan punggung tengah samudera (*mid-ocean ridge*), serta aktivitas vulkanisme laut dalam yang menghasilkan lava basa berstruktur basalt. Proses ini diilustrasikan pada gambar 2.6 dan dikenal sebagai pemekaran lantai samudera (*sea-floor spreading*).



Gambar 2.6 Pergerakan lempeng saling menjauh dan dikenal sebagai pemekaran lantai samudera (*sea-floor spreading*) (Reynolds dkk., 2006)

c. Transform

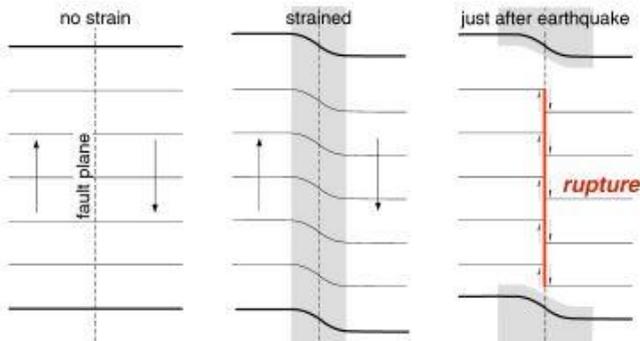
Transform adalah pertemuan lempeng-lempeng yang saling bergesekan dengan arah berlawanan tanpa disertai pembentukan atau penghancuran kerak baru. Transform disebut juga patahan transform yang memiliki ciri utama menghubungkan batas konvergen dan divergen sesuai dengan pergerakan relatif lempeng tersebut. Pergerakan ini ditunjukkan pada gambar 2.7 dan mengakibatkan adanya aktivitas vulkanisme yang lemah disertai gempa tidak kuat.



Gambar 2.7 Pergerakan lempeng saling bergesekan yang dikenal sebagai patahan transform (Reynolds dkk., 2006)

2.4 Gempabumi

Gempabumi merupakan suatu peristiwa bergetarnya lapisan batuan akibat adanya patahan atau mengalami deformasi. Deformasi lapisan batuan terjadi karena energi yang terkumpul dilepaskan secara tiba-tiba, sehingga menyebabkan patahan atau ledakan pada lapisan batuan. Menurut Gutenberg dan Richter (1945), gempabumi merupakan gejala alam yang disebabkan oleh pelepasan energi regangan elastis batuan yang disebabkan oleh adanya deformasi batuan. Deformasi batuan terjadi pada lapisan litosfir yang disebabkan oleh adanya tekanan (*stress*) dan tarikan (*strain*) pada lapisan bumi. Tekanan dan tarikan tersebut secara terus-menerus menarik, membengkokkan, dan mematahkan batuan pada lapisan litosfir (Gutenberg dan Richter, 1945).



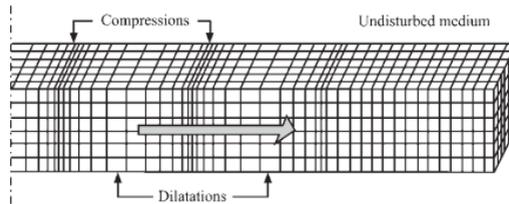
Gambar 2.8 Teori Elastic Rebound (Reid, 1910)

Gambar 2.8 merupakan sketsa dari teori *Elastic Rebound* yang dikemukakan oleh Reid (1908). Keadaan pertama menunjukkan lapisan belum mengalami perubahan bentuk geologi. Aktivitas di dalam bumi berupa gerakan terus-menerus akan menimbulkan tekanan yang akan terakumulasi dan mengubah bentuk lapisan. Keadaan kedua menunjukkan bahwa suatu lapisan telah mendapat dan mengalami tekanan dimana telah terjadi perubahan bentuk geologi. Proses ini berjalan terus hingga tekanan yang dialami daerah ini semakin besar sehingga dapat menyebabkan gesekan antara lapisan satu dengan lainnya. Dalam jangka panjang, lapisan batuan tidak mampu menahan tekanan sehingga akan terjadi suatu pergerakan secara tiba-tiba dan terjadilah patahan. Pergerakan secara tiba-tiba ini disebut gempabumi. Keadaan ketiga menunjukkan lapisan batuan telah mengalami patahan karena adanya gempabumi tersebut. Gerakan patahan ini secara perlahan-lahan akan berjalan terus, sehingga seluruh proses di atas terulang dan gempabumi terjadi lagi setelah beberapa waktu lamanya dan demikian seterusnya.

2.5 Gelombang Seismik

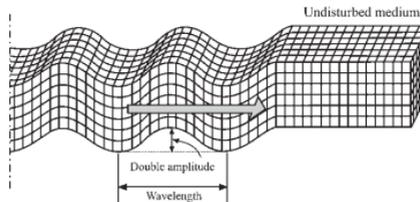
Gelombang secara umum adalah fenomena perambatan gangguan dalam medium yang mengalami perbedaan distribusi *stress* dalam domain waktu. Gelombang seismik disebut juga gelombang elastik karena osilasi partikel-partikel medium terjadi akibat interaksi antara gaya gangguan (*gradient stress*) melawan gaya-gaya elastik. Sumber gelombang seismik pada mulanya berasal dari gempa bumi alam yang dapat berupa gempa vulkanik maupun gempa tektonik. Ada dua tipe utama gelombang seismik, yaitu:

1. Gelombang Badan (*Body Waves*), yaitu gelombang yang menjalar melalui bagian dalam bumi. Gelombang ini terdiri atas:
 - a. Gelombang Primer (*Pressure Wave*), disebut juga gelombang P, merupakan gelombang longitudinal atau gelombang kompresi yang memiliki gerakan partikel searah dengan arah penjalaran gelombang. Gelombang ini datang lebih awal serta dapat menjalar pada semua fasa medium (padat, cair, dan gas). Penjalaran gelombang primer ditunjukkan pada gambar 2.9.



Gambar 2.9 Gelombang Primer (Elnashai, Almr S., Sarno, 1996)

- b. Gelombang Sekunder (*Shear Wave*), disebut juga gelombang S, merupakan gelombang transversal yang memiliki gerakan partikel tegak lurus dengan arah penjalaran gelombangnya. Gelombang sekunder hanya dapat melewati fasa medium padat. Gelombang ini datang setelah gelombang primer. Gambar 2.10 adalah bentuk penjalaran gelombang sekunder.



Gambar 2.10 Gelombang Sekunder (Elnashai, Almr S., Sarno, 1996)

Gelombang primer diteruskan melalui bumi oleh gerakan mendorong dan menarik, sedangkan gelombang sekunder melalui bumi oleh gerakan menjepit dan memutar. Gerakan dorong-tarik memungkinkan gelombang melaju melewati massa batuan yang lebih cepat dari gerakan menjepit dan memutar, karena putaran itu adalah gerakan yang lebih rumit dan memerlukan waktu yang lama untuk menyelesaikannya. Gelombang yang memiliki gerakan dorong-tarik melaju 1.7 kali lebih cepat daripada gerakan memutar. Hal inilah yang menyebabkan gelombang primer lebih cepat dibandingkan gelombang sekunder (L. dan Florence, 2006).

Adapun data nilai kecepatan gelombang primer pada beberapa medium (Mavko, 2005):

Tabel 2.1 Nilai Kecepatan Gelombang Primer dan Sekunder pada beberapa medium

Type of formation	P wave velocity (m/s)	S wave velocity (m/s)
Scree, vegetal soil	300-700	100-300
Dry sands	400-1200	100-500
Wet sands	1500-2000	400-600
Saturated shales and clays	1100-2500	200-800
Marls	2000-3000	750-1500
Saturated shale and sand sections	1500-2200	500-750
Porous and saturated sandstones	2000-3500	800-1800
Limestones	3500-6000	2000-3300
Chalk	2300-2600	1100-1300
Salt	4500-5500	2500-3100
Anhydrite	4000-5500	2200-3100
Dolomite	3500-6500	1900-3600
Granite	4500-6000	2500-3300
Basalt	5000-6000	2800-3400
Gneiss	4400-5200	2700-3200
Coal	2200-2700	1000-1400
Water	1450-1500	-
Ice	3400-3800	1700-1900
Oil	1200-1250	-

2. Gelombang Permukaan (*Surface Waves*), yaitu gelombang yang menjalar sepanjang permukaan bumi. Gelombang ini terdiri atas:
 - a. Gelombang *Rayleigh* (R), yaitu gelombang yang memiliki arah gerakan partikel *eliptic retrograde*.

- b. Gelombang *Love* (L), yaitu gelombang terpadu pada permukaan bebas medium berlapis. Gelombang ini memiliki gerakan partikel seperti gelombang sekunder horizontal.
- c. Gelombang *Stanley*, yaitu gelombang terpadu pada bidang batas antara dua medium. Gelombang ini memiliki gerakan partikel sama dengan gelombang sekunder vertikal.

2.6 Parameter Kecepatan Gelombang P dan S

Menurut Subarjo (2003), konsep yang digunakan dalam pengamatan gempa bumi adalah persamaan gelombang elastis sebagai media isotropis homogen yang dapat ditulis sebagai berikut:

$$\rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} = (\lambda + \mu) \frac{\partial \theta}{\partial x_i} + \mu \nabla^2 u_i \quad (2.1)$$

dimana ρ adalah densitas (kg/m^3), θ adalah perubahan volume atau dilatansi, u_i adalah vektor tegangan kompone ke- i , x_i adalah komponen sumbu koordinat ke- i , t adalah waktu (detik), λ adalah konstanta Lamé, μ adalah modulus Rigiditas (Newton/m^2) dan ∇^2 adalah Laplacian (Subarjo, 2003).

Untuk bangun tiga dimensi, persamaan (2.1) dapat ditulis sebagai berikut:

$$\rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} = (\lambda + \mu) \frac{\partial \theta}{\partial x_i} + \mu \nabla^2 u_i \quad (2.2a)$$

$$\rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} = (\lambda + \mu) \frac{\partial \theta}{\partial y_i} + \mu \nabla^2 u_i \quad (2.2b)$$

$$\rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} = (\lambda + \mu) \frac{\partial \theta}{\partial z_i} + \mu \nabla^2 u_i \quad (2.2c)$$

Jika persamaan di atas dideferensialkan terhadap x , y , dan z kemudian hasilnya dijumlahkan, didapatkan persamaan:

$$\frac{\partial^2 \theta}{\partial t^2} = \frac{(\lambda + \mu)}{\rho} \nabla^2 \theta \quad (2.3)$$

Persamaan (2.3) merupakan gerak gelombang yang merambat dengan kecepatan:

$$v_p = \sqrt{\frac{(\lambda + 2\mu)}{\rho}} \quad (2.4)$$

Gelombang tersebut dikenal sebagai gelombang primer (P). Jika persamaan (2.2b) dan (2.2c) masing-masing dideferensialkan terhadap y dan z kemudian hasilnya dikurangkan, maka didapatkan persamaan:

$$\rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} \left[\frac{\partial w}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial z} \right] = \mu \nabla^2 \left[\frac{\partial w}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial z} \right] \quad (2.5)$$

$$\text{dengan } n = \frac{\partial w}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial z} \quad (2.6)$$

persamaan (2.6) dan (2.5) disubstitusikan, maka diperoleh:

$$\frac{\partial^2 n}{\partial t^2} = \frac{\mu}{\rho} \nabla^2 n \quad (2.7)$$

Persamaan (2.7) menyatakan persamaan gerak gelombang sekunder (S) yang merambat dengan kecepatan:

$$v_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (2.8)$$

$$v_p = \sqrt{\frac{(\lambda+2\mu)}{\rho}} \text{ dan } v_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$$

$$\frac{v_p}{v_s} = \sqrt{\frac{\lambda}{\mu} + 2} \text{ ketika } \lambda = \mu, \text{ maka:}$$

$$\frac{v_p}{v_s} = \sqrt{3} \quad (2.9)$$

2.7 Tomografi

2.7.1 Definisi Tomografi

Tomografi merupakan teknik khusus yang dapat digunakan untuk mendapatkan gambaran bagian dalam dari suatu objek berupa benda padat tanpa memotong atau mengirisnya (Thurber dan Ritsema, 2007). Tomografi dilakukan dengan cara melakukan pengukuran-pengukuran di luar obyek tersebut dari berbagai arah (yang disebut proyeksi-proyeksi), kemudian merekonstruksinya (Munadi, 1992). Tomografi dibagi menjadi dua jenis pemodelan, yaitu pemodelan ke depan (*forward modelling*) dan pemodelan ke belakang (*inversion modelling*). Pemodelan ke depan dilakukan dengan cara menentukan parameter terlebih dahulu, kemudian model tersebut menghasilkan data yang sesuai dengan data observasi. Sedangkan pemodelan ke belakang atau dapat dikatakan “kebalikan” dari pemodelan ke depan karena pemodelan ke belakang memperoleh parameter secara langsung dari data. Pemodelan ke depan dalam tomografi dapat dilakukan dengan beberapa metode, antara lain Metode Elemen Hingga, Metode Beda Hingga (*Finite Difference*), dan Metode Penelusuran Sinar (*Ray Tracing*). Pemodelan ke belakang dapat dilakukan dengan beberapa metode, yaitu Filter Proyeksi Balik (*Filter Back Projection*). ART (*Algebraic*

Reconstruction Technique), SIRT (*Simultaneous Iterative Reconstruction Technique*), dan SART (*Simultaneous Algebraic Reconstruction Technique*).

2.7.2 Tomografi Seismik

Tomografi seismik adalah metode untuk merekonstruksi struktur bawah permukaan bumi dengan menggunakan data bentuk gelombang (*waveform*) atau data waktu tempuh (*travel time*) dari gelombang seismik. Prinsip utama dalam tomografi seismik adalah mencitrakan gambaran bawah permukaan bumi dalam domain kecepatan. Pencitraan ini ditampilkan dalam sel-sel, satu sel dianggap merupakan satu kecepatan gelombang lokal. Kecepatan gelombang lokal digantikan dengan kelambanan lokal pada tahap inversi (invers dari kecepatan gelombang lokal) untuk memudahkan perhitungan. Hal ini dikarenakan persamaan inversi menjadi linier ketika berada dalam domain kelambanan (*slowness*). Dalam pemodelan dua dimensi, *slowness* dimodelkan dalam bentuk persegi. Nilai *slowness* dimodelkan dengan matriks untuk memudahkan perhitungan (Munadi, 1992).

Tomografi dalam seismik dibagi menjadi tiga macam, yaitu tomografi yang berdasarkan gelombang transmisi (*transmission tomography*), tomografi yang berdasarkan gelombang refleksi (*reflection tomography*), dan tomografi yang berdasarkan gelombang difraksi (*diffraction tomography*) (Munadi, 1992). Tomografi refleksi memanfaatkan gelombang refleksi dari gelombang seismik. Proses rekonstruksi dilakukan pula dalam analisis tomografi seismik refleksi, yaitu proses membangun obyek berdasarkan hasil proyeksinya dari berbagai arah. Tomografi refleksi sangat memperhitungkan atau memanfaatkan pengaruh sudut datang gelombang sebagai arah proyeksi.

2.7.3 Tomografi Waktu Tempuh (*Travel Time Tomography*) dan Prinsip Fermat

Dalam tomografi waktu penjaralan gelombang seismik merupakan integral *slowness* yang dilalui oleh sinar yang menghubungkan antara sumber dan *receiver*. Sebagai ilustrasi, i adalah sebuah berkas sinar yang menghubungkan antara sumber dengan *receiver* dalam sebuah model sintetik dengan s adalah *slowness* (Monalia, 2011). Definisikan bahwa t_i adalah waktu yang diperlukan sinar i untuk merambat dari sumber ke *receiver* dengan s fungsi kontinyu, maka diperoleh persamaan sebagai berikut.

$$t_i > \int s(x) dl^i \quad (2.10)$$

Prinsip Fermat menyebutkan bahwa “jalan sinar yang sebenarnya antara dua titik diambil oleh sebuah balok sinar adalah jalan sinar yang dilalui paling sedikit”. Penerapan dalam tomografi berdasarkan Prinsip Fermat, bila sebuah

sinar yang sesuai dengan Prinsip Fermat dimisalkan dengan P , sehingga mempunyai t_i paling minimum maka persamaan (2.10) diubah menjadi:

$$t_i > \int_{P_i} s(x) dl^i \quad (2.11)$$

2.8 Metode *Double Difference*

Metode *double difference* merupakan metode untuk menentukan posisi relatif hiposenter gempa bumi. Data yang digunakan dalam metode ini adalah data waktu tempuh gelombang antara pasangan *event* gempa dengan stasiun pengamat. Prinsip dari metode ini adalah jarak antara dua gempa bumi yang dipasangkan relatif kecil dibandingkan dengan jarak antara masing-masing gempa bumi dengan stasiun pengamat yang dipasangkan, maka *raypath* dan *waveform* kedua tersebut dianggap hampir sama (Randi dkk., 2017). Hal tersebut dapat diasumsikan bahwa selisih waktu tempuh antara kedua gempa bumi yang terekam pada satu stasiun yang sama dapat dianggap sebagai fungsi jarak antara kedua hiposenter, sehingga *error* model kecepatan dapat diminimalkan (Setiyawan dan Jaya, 2013). Menurut Waldhauser dan Ellsworth (2000), algoritma *double difference* dapat meminimalkan kesalahan karena struktur kecepatan yang tidak dimodifikasi tanpa pengunggaan koreksi stasiun.

Waktu tiba gelombang, T , untuk sebuah gempa bumi, i , menuju ke sebuah stasiun seismik, k , dinyatakan dalam teori sinar (*ray*) sebagai sebuah integral sepanjang sinar,

$$T_k^i = \tau^i + \int_i^k u ds \quad (2.12)$$

dimana τ adalah *origin time* dari sebuah *event* i , u adalah medan *slowness* dan ds adalah elemen panjang *path*. Berdasarkan hubungan antara non-linier dengan *travel time* dan lokasi *event* umumnya digunakan untuk persamaan linearisasi (persamaan 2.12). Masalah yang muncul kemudian adalah di mana residu *travel time*, r , untuk suatu *event*, i , berhubungan secara linier dengan perturbasi, Dm , empat parameter hiposenter untuk setiap pengamatan k :

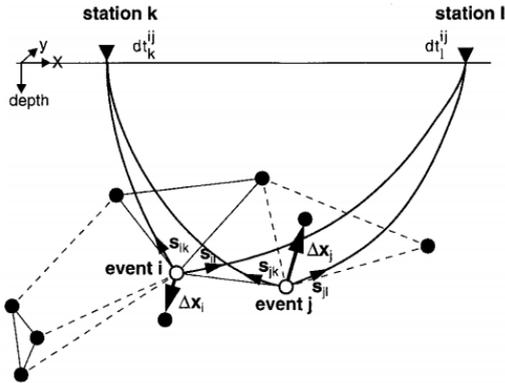
$$\frac{\partial t_k^i}{\partial m} \Delta m^i = r_k^i \quad (2.13)$$

dimana $r_k^i = (t_k^{obs} - t_k^{cal})^i$, t_k^{obs} , t_k^{cal} adalah teori waktu tempuh masing-masing, dan $\Delta m^i = (\Delta x^i, \Delta y^i, \Delta z^i, \Delta \tau^i)$ (Waldhauser dan Ellsworth, 2000).

Waktu residu antara pengamatan dan perhitungan merupakan perbedaan *travel time* observasi dan perhitungan antara dua *event* gempa bumi dan dapat dinyatakan dengan persamaan

$$d_k^{ij} = (t_k^i - t_k^j)^{obs} - (t_k^i - t_k^j)^{cal} \quad (2.14)$$

Persamaan (2.14) adalah persamaan *double difference*. t_k^i adalah *travel time* gelombang seismik ke stasiun k akibat gempa bumi i dan t_k^j adalah *travel time* gelombang seismik ke stasiun k akibat gempa bumi j (Waldhauser dan Ellsworth, 2000).



Gambar 2.11 Ilustrasi Algoritma Relokasi Hiposenter Gempabumi dengan Double Difference (Waldhauser dan Ellsworth, 2000)

Gambar 2.11 merupakan ilustrasi algoritma *double difference*. Lingkaran hitam dan putih (gambar 2.11) menunjukkan persebaran titik hiposenter yang dihubungkan oleh gempa bumi dengan menggunakan data koreksi silang (garis tegas) atau data katalog (garis putus-putus). Gempabumi i dan j ditunjukkan dengan lingkaran putih terekam pada stasiun yang sama (k dan l) dengan selisih *travel time* dt_k^{ij} dan dt_l^{ij} . Posisi dua *event* tersebut jaraknya jauh lebih kecil dibandingkan jarak dua *event* ke dua stasiun pencatat gempa bumi. Hal ini menyebabkan *ray path* memiliki kecenderungan yang sama. Vektor relokasi gempa bumi ditunjukkan oleh arah panah Δx^i dan Δy^i (Waldhauser dan Ellsworth, 2000).

2.9 Metode *Coupled Velocity Hypocenter*

Metode *Coupled Velocity Hypocenter* adalah metode inversi yang digunakan untuk relokasi gempa bumi, penentuan model kecepatan bawah permukaan 1-D, dan koreksi stasiun secara simultan menggunakan algoritma pemodelan inversi non-linier dengan pendekatan linier. Dalam model 1-D, kecepatan suatu lapisan tertentu dianggap sebagai rata-rata terbaik dari kecepatan lateral yang termasuk dalam lapisan (Kissling dkk., 1994).

Pengamatan waktu tiba penjalaran gelombang P dapat dinyatakan dengan persamaan $t^{obs} = f(s, h, m)$. Dengan s merupakan koordinat stasiun pencatat gempa bumi, h merupakan parameter hiposenter, dan m merupakan struktur model kecepatan. Fungsi f merupakan fungsi non-linier dari parameter h dan m yang tidak diketahui sebelumnya. Teori penjalaran gelombang dengan sebuah model awal kecepatan diterapkan untuk mendapatkan perhitungan waktu tiba teoritis t^{cal} dalam setiap pasangan stasiun pencatat gempa bumi. Hubungan linier antara waktu residual t^{res} dan penyesuaian parameter yang tidak diketahui, Δh_k dan Δm_i , dapat diperoleh dengan persamaan

$$t^{res} = t^{obs} - t^{cal} \quad (2.15)$$

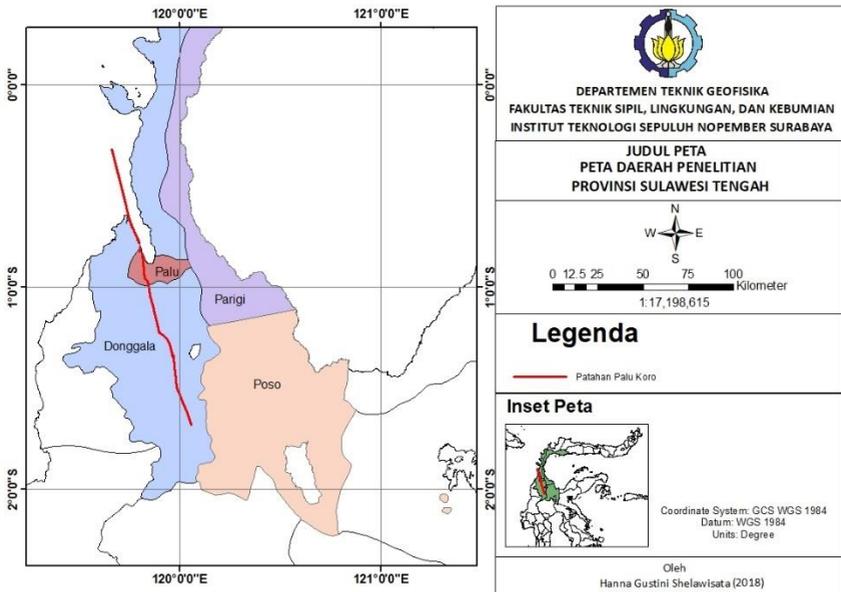
$$t^{res} = \sum_{k=1}^4 \frac{\partial f}{\partial h_k} \Delta h_k + \sum_{i=1}^n \frac{\partial f}{\partial m_i} \Delta m_i + e \quad (2.16)$$

dengan n merupakan jumlah parameter model kecepatan dan mewakili semua kesalahan, termasuk kesalahan pengamatan, kesalahan perhitungan, dan kesalahan dalam model kecepatan. Persamaan (2.16) di atas merupakan persamaan *Coupled Velocity Hypocenter* (Rachman dan Nugraha, 2012)

BAB III METODOLOGI PENELITIAN

3.1 Data dan Daerah Penelitian

Data yang digunakan dalam penelitian ini adalah data gempabumi yang didapatkan dari repositori BMKG. Data gempabumi yang diperoleh adalah gempabumi yang terjadi pada rentan posisi $0.6^{\circ}\text{LS} - 2.3^{\circ}\text{LS}$ dan $119.2^{\circ}\text{BT} - 120.9^{\circ}\text{BT}$. Waktu terjadinya gempabumi 12 Februari 2012 hingga 30 Desember 2017. Data gempabumi yang digunakan dalam penelitian ini memiliki magnitudo sebesar 1 SR – 10 SR dan tersebar pada kedalaman 1 km – 60 km (gempabumi dangkal). Daerah penelitian ditunjukkan pada gambar 3.1, meliputi zona patahan Palu-Koro yang berada di Provinsi Sulawesi Tengah.



Gambar 3.1 Peta Daerah Penelitian di Sulawesi Tengah

3.2 Parameter Model Awal Kecepatan

Parameter model awal kecepatan gelombang P yang digunakan untuk relokasi menggunakan metode *Couple Velocity Hypocenter* adalah model awal kecepatan dari penelitian Pandu dkk (2012) berupa model kecepatan 1-D gelombang P daerah Minahasa, Sulawesi Utara. Model awal kecepatan ini dibuat dengan asumsi model bumi berlapis.

Tabel 3.2 Model Awal 1-D Kecepatan Gelombang P Daerah Minahasa, Sulawesi Utara (Pandu dkk., 2012)

Kedalaman (Km)	Kecepatan Gel. P (Km/s)
0,00 - 1,00	3,28
1,00 - 3,00	3,46
3,00 - 6,00	3,18
6,00 - 10,00	2,95
10,00 - 15,00	5,59
15,00 - 20,00	5,10
20,00 - 25,00	6,68
25,00 - 30,00	6,98
30,00 - 36,00	9,07

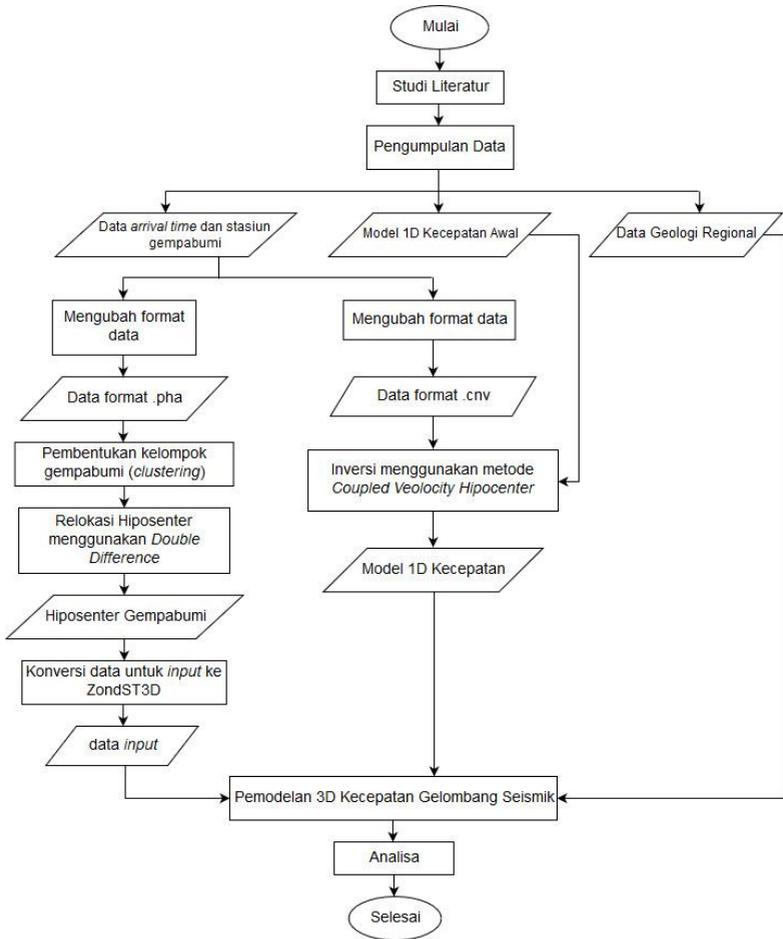
3.3 Perangkat Lunak yang digunakan

Perangkat lunak yang digunakan dalam penelitian ini adalah *hypoDD*, *python*, *ph2dt*, *Velest 3.3*, *Generic Mapping Tools* (GMT), *ZondST3D* dan *Google Earth*. *HypoDD*, *python*, dan *ph2dt* digunakan untuk pengolahan data dalam metode *Double Difference*. *Generic Mapping Tools* (GMT) digunakan untuk pembuatan peta episenter gempa bumi dan irisan penampang. *ZondST3D* digunakan untuk membuat pemodelan 3D kecepatan gelombang P berdasarkan hasil tomografi yang didapatkan dari metode *Double Difference*. *Google Earth* digunakan untuk melakukan *plotting* koordinat lokasi data penelitian.

3.4 Alur Penelitian

Penelitian ini dimulai dari studi literatur, pengumpulan data berupa data gempa bumi dan data geologi regional. Pada data gempa bumi dilakukan perubahan format data dari format txt menjadi format pha, data tersebut akan menjadi masukan pada tahap berikutnya. Selanjutnya dilakukan pembentukan kelompok gempa bumi atau *clustering* untuk membentuk hubungan setiap pasangan gempa bumi dengan pasangan gempa bumi dengan pasangan gempa bumi lain yang berada di sekitarnya. Relokasi hiposenter dilakukan untuk mendapatkan posisi hiposenter dengan nilai *error* rendah. *Coupled Velocity Hypocenter* dilakukan untuk menghasilkan inversi waktu tempuh gelombang sebagai estimasi model kecepatan 1D. Kemudian dilakukan pemodelan 3D kecepatan untuk mendapatkan gambaran struktur geologi bawah permukaan bumi. Dan setelah itu dapat dilakukan interpretasi dan analisa untuk

mengidentifikasi struktur patahan yang berada di daerah penelitian. Berikut adalah diagram alir pengolahan data pada penelitian ini.



Gambar 3.2 Diagram Alir Pengolahan Data

a. Konversi Format Data

Konversi format data dilakukan dengan program *Python*, menjalankan *script* untuk mengubah format data dari txt menjadi pha. Pada penelitian ini data yang diubah formatnya adalah data *arrival time* gempabumi. Data yang telah diubah formatnya tersebut menjadi sebuah data *input* ke tahapan selanjutnya,

yaitu proses pengelompokkan gempabumi (*clustering*). Berikut merupakan *script Python* untuk mengubah format data txt menjadi pha.

b. Pembentukan Kelompok Gempabumi (*Clustering*)

Pembentukan kelompok gempabumi atau *clustering* dilakukan dengan mengelompokkan pasangan-pasangan gempabumi, yaitu dua hiposenter yang terekam pada stasiun yang sama. Langkah ini dilakukan untuk membentuk hubungan setiap pasangan gempabumi dengan pasangan gempabumi dengan pasangan gempabumi lain yang berada di sekitarnya. *Clustering* menggunakan program *ph2dt* yang menggunakan parameter-parameter tertentu dalam pembentukan kelompok gempabumi. Parameter MAXSEP adalah jarak pengelompokkan gempabumi dengan pasangan gempabumi di sekitarnya. Parameter MAXDIST adalah jarak maksimum yang dapat diperoleh antara pasangan gempabumi dengan stasiun. Parameter MINLINK adalah jumlah minimum fase gelombang dari pasangan fase gelombang yang terekam pada stasiun yang sama.

```
1 * ph2dt.inp - input control file for program ph2dt
2 * Input station file:
3 stasiun.dat
4 * Input phase file:
5 sulteng.pha
6 *MINWGHT: min. pick weight allowed [0]
7 *MAXDIST: max. distance in km between event pair and stations [200]
8 *MAXSEP: max. hypocentral separation in km [10]
9 *MAXNGH: max. number of neighbors per event [10]
10 *MINLNK: min. number of links required to define a neighbor [8]
11 *MINOBS: min. number of links per pair saved [8]
12 *MAXOBS: max. number of links per pair saved [20]
13 *MINWGHT MAXDIST MAXSEP MAXNGH MINLNK MINOBS MAXOBS
14 0 1000 500 10 8 8 200
15
```

Gambar 3.3 Parameter dalam program *ph2dt*

c. Relokasi Hiposenter menggunakan *Double Difference*

Relokasi hiposenter menggunakan program *hypoDD* yang memiliki parameter-parameter masukan yang dapat digunakan untuk membatasi dan memperkuat solusi relokasi hiposenter. Parameter-parameter tersebut adalah DIST dan WDCT. Parameter DIST merupakan jarak maksimum antara pusat *cluster* hiposenter dengan stasiun pencatat. Program *hypoDD* mempunyai dua pilihan jenis inversi yang dapat digunakan, yaitu *Singular Value Decomposition* (SVD) dan *Conjugate Gradient Least Squares* (LSQR). Penelitian ini menggunakan inversi *Conjugate Gradient Least Squares* (LSQR). Data yang dimasukkan dengan inversi LSQR memiliki masukan redaman. Jumlah *cluster* hiposenter mempengaruhi besar redaman. Namun, jika redaman terlalu tinggi

dapat menyebabkan hiposenter gempabumi yang direlokasi tidak dapat bergerak (Dunn, 2004). Hasil dari relokasi hiposenter menggunakan *hypoDD* adalah *latitude*, *longitude*, dan kedalaman, *hypoDD.reloc* (relokasi hiposenter), *hypoDD.sta* (data stasiun pencatat), *hypoDD.loc* (data gempabumi sebelum direlokasi) (Rahmawati, 2016).

d. Couple Velocity Hypocenter

Couple Velocity Hypocenter dilakukan untuk menghasilkan inversi waktu tempuh gelombang sebagai estimasi model kecepatan 1D. Langkah ini dilakukan menggunakan program *Velest 3.3* yang menghasilkan inversi kecepatan gelombang yang didapatkan dari parameter model kecepatan. Masukan hasil pengolahan data relokasi gempabumi adalah data stasiun berupa *latitude* dan *longitude* serta data gempabumi berupa *origin time*, *latitude*, *longitude*, dan *travel time*. Hasil inversi kecepatan gelombang dibandingkan dengan inisial model kecepatan gelombang P di Minahasa dalam penelitian sebelumnya.

e. Plot Hasil Relokasi

Hasil relokasi hiposenter dapat digambarkan dengan *software* GMT dalam bentuk peta seismisitas. Data yang dibutuhkan untuk menjalankan GMT adalah data dengan format *.bat* yang didapatkan dari hasil konversi data relokasi hiposenter.

f. Pemodelan 3D Kecepatan Gelombang

Pemodelan 3D dilakukan menggunakan *software* *ZondST3D* dengan data *input* hasil relokasi hiposenter yang telah dikonversi menggunakan MATLAB. Model 1D kecepatan gelombang digunakan sebagai parameter dalam proses inversi.

Halaman ini sengaja dikosongkan

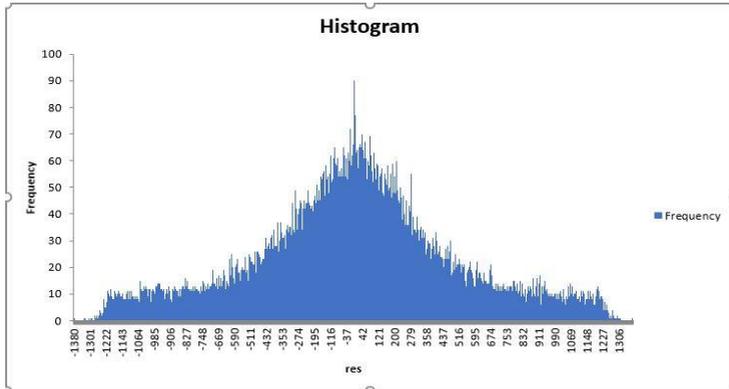
BAB IV HASIL DAN PEMBAHASAN

4.1 Analisa Hasil Relokasi Gempabumi dengan *hypoDD*

Data *input* sebelum direlokasi terdiri atas 1227 *events* gempa. Pembentukan kelompok gempabumi atau *clustering* menggunakan program *ph2dt* menghasilkan hanya 1 kelompok gempabumi dengan jumlah 1104 *events*. Pada hasil *clustering* tersebut menunjukkan nilai *outliers* sebesar 10% dan nilai *weakly linked events* sebesar 1%. Semakin kecil nilai *outliers*, maka semakin baik data yang dimiliki. Begitu juga dengan nilai *weakly linked events*, semakin kecil nilainya maka semakin kecil pula presentase *error*-nya.

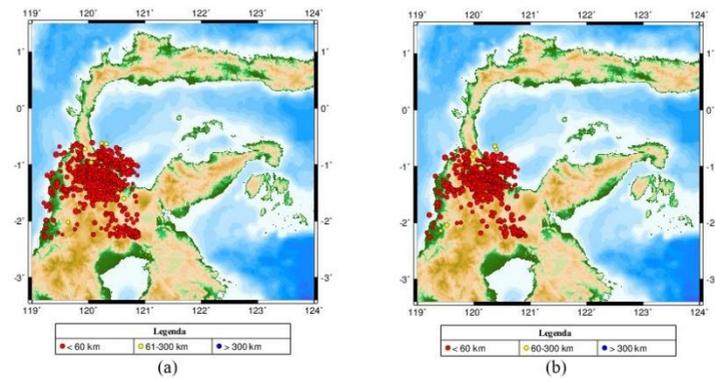
Pada pengolahan data menggunakan *hypoDD* menunjukkan bahwa hasil relokasi hiposenter adalah terdapat 1 *cluster* yang terdiri atas 1102 *events* dan dilakukan iterasi sebanyak 15 kali dengan nilai CND 60-80 yang menunjukkan indikasi hasil yang baik. *Output* dari pengolahan relokasi hiposenter menggunakan *hypoDD*, yaitu *hypoDD.reloc* yang merupakan hasil relokasi hiposenter. *Output* *hypoDD.res* yang merupakan nilai residual dari hasil relokasi yang didapatkan. *Output* *hypoDD.sta* merupakan stasiun pencatat gempabumi.

Sebelum dilakukan analisa hasil relokasi gempabumi, dilakukan uji hasil relokasi dalam penelitian ini, yaitu pengujian distribusi frekuensi residual waktu tempuh untuk data setelah relokasi menggunakan grafik histogram pada perangkat lunak Ms. Excel. Indikator hasil yang baik adalah nilai-nilai residual setelah dilakukan relokasi hiposenter menggunakan program *hypoDD* relatif mendekati nol. Semakin kecil nilai residual atau semakin mendekati nol maka inversi hasil perhitungan dan hasil observasi semakin mendekati sama. Hal ini menunjukkan bahwa relokasi hiposenter yang dilakukan menghasilkan perubahan posisi hiposenter yang lebih baik dan lebih akurat. Pada gambar 4.1 menunjukkan bahwa nilai residual mendekati nol sehingga dapat dikatakan bahwa pengolahan data relokasi hiposenter menggunakan *hypoDD* dalam penelitian ini sudah cukup baik. Gambar 4.1 menunjukkan hasil histogram nilai residual relokasi hiposenter.

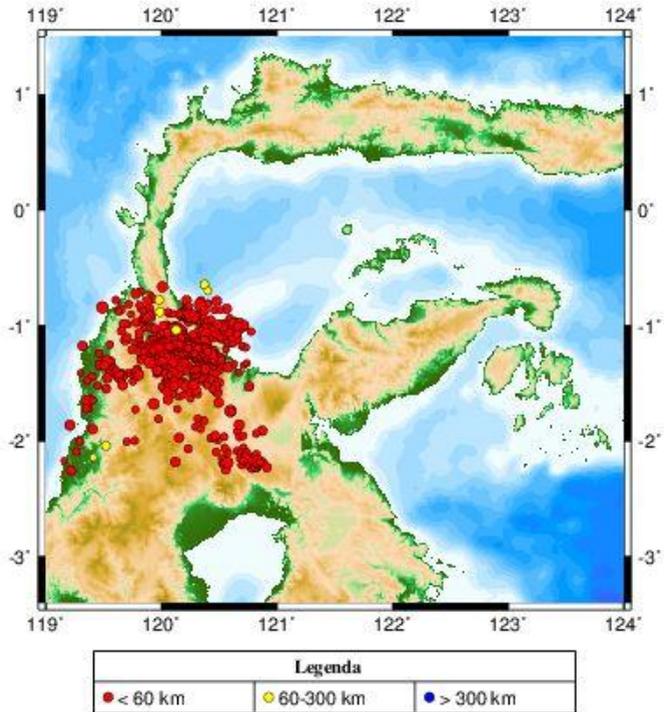


Gambar 4.1 Histogram Nilai Residual Relokasi Hiposenter menggunakan hypoDD

Hasil relokasi ditampilkan dalam peta seismisitas episenter gempa bumi daerah patahan Palu-Koro seperti pada gambar 4.2 dan gambar 4.3. Dari hasil tersebut menunjukkan adanya perubahan distribusi episenter gempa bumi sebelum dan setelah relokasi. Jika diamati pada hasil relokasi gempa bumi, titik-titik episenter membentuk sebuah pola kecenderungan berkumpul di sekitar patahan.

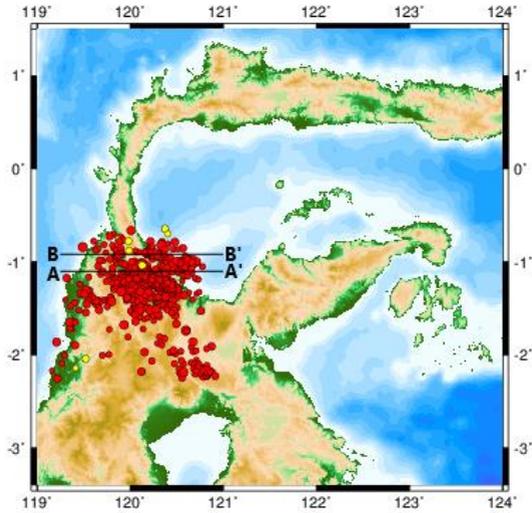


Gambar 4.2 Peta Seismisitas Episenter Gempabumi daerah Patahan Palu-Koro, (a) sebelum relokasi, (b) setelah relokasi

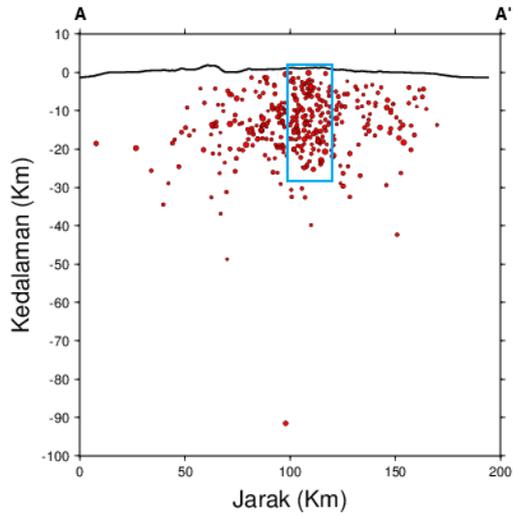


Gambar 4.3 Peta Seismisitas Episenter Gempabumi daerah Patahan Palu-Koro

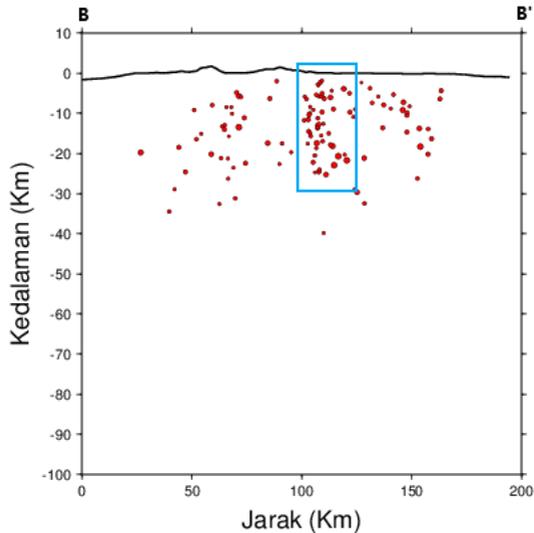
Gambar 4.4 merupakan irisan penampang vertikal pada gempabumi hasil relokasi hiposenter di sekitar patahan. Hal ini dilakukan untuk mengetahui informasi seismotektonik pada patahan Palu-Koro. Irisan penampang vertikal untuk sebaran posisi gempabumi terdiri atas 2 irisan, yaitu A-A' dan B-B' yang ditunjukkan oleh gambar 4.5 dan gambar 4.6.



Gambar 4.4 Peta irisan penampang A-A' dan B-B'



Gambar 4.5 Irisan penampang vertikal A-A'



Gambar 4.6 Irisan penampang vertikal B-B'

Pada hasil irisan penampang vertikal di atas (gambar 4.5 dan gambar 4.6), tidak ada hiposenter yang membentuk garis lurus di *fix depth* pada kedalaman 10 km. Pada irisan penampang vertikal A-A' dan B-B' menunjukkan bahwa hiposenter membentuk *cluster* di bawah permukaan yang memanjang ke bawah. *Cluster* gempa bumi (ditunjukkan oleh kotak warna biru) diakibatkan adanya patahan Palu-Koro. Hasil kedua irisan penampang vertikal yang melewati patahan Palu-Koro menunjukkan kedalaman patahan tersebut berkisar 3–27 km.

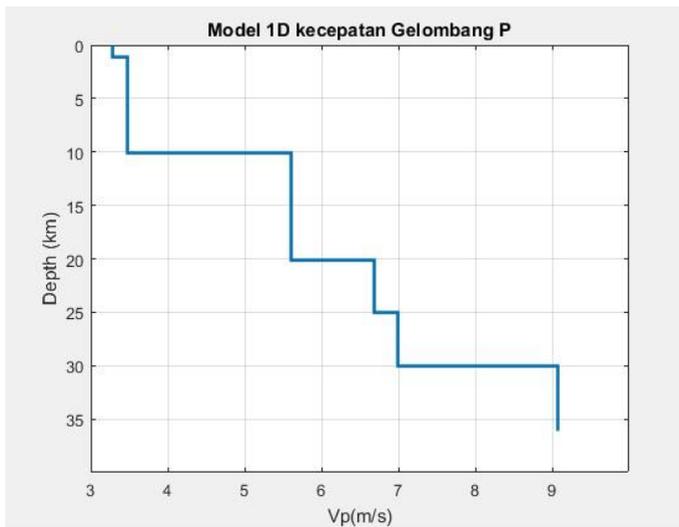
4.2 Model 1D Kecepatan

Inversi waktu tempuh gelombang P menggunakan *software* VELEST 3.3 dilakukan untuk mendapatkan model 1D kecepatan gelombang P. Langkah pertama dalam perhitungan model 1D kecepatan gelombang P adalah memasukkan inisial model kecepatan awal. Model kecepatan awal yang digunakan dalam penelitian ini adalah model kecepatan Minahasa dalam penelitian Rochman dkk pada tahun 2012. Pada model kecepatan Minahasa meliputi kecepatan gelombang P dan terdapat 9 layer pada kedalaman 0 – 36 km. Perhitungan model 1D kecepatan gelombang P dalam penelitian ini dilakukan dengan iterasi 9 kali. Iterasi dilakukan dengan tujuan untuk mendapatkan model dengan nilai RMS residual yang relatif kecil. Setelah dilakukan perhitungan

maka didapatkan model kecepatan gelombang P daerah Sulawesi Tengah seperti pada Tabel 4.1 dan Gambar 4.7 di bawah ini.

Tabel 4.2 Model kecepatan awal gelombang P dan hasil penelitian

Model Kecepatan Minahasa		Model Kecepatan Hasil Penelitian	
Kedalaman (km)	V _p (km/s)	Kedalaman (km)	V _p (km/s)
0.0 - 1.00	3.28	0.0 - 1.00	3.28
1.0 - 3.0	3.46	1.0 - 3.0	3.46
3.0 - 6.0	3.18	3.0 - 6.0	3.46
6.0 - 10.0	2.95	6.0 - 10.0	3.46
10.0 - 15.0	5.59	10.0 - 15.0	5.59
15.0 - 20.0	5.10	15.0 - 20.0	5.59
20.0 - 25.0	6.68	20.0 - 25.0	6.68
25.0 - 30.0	6.98	25.0 - 30.0	6.98
30.0 - 36.0	9.07	30.0 - 36.0	9.07



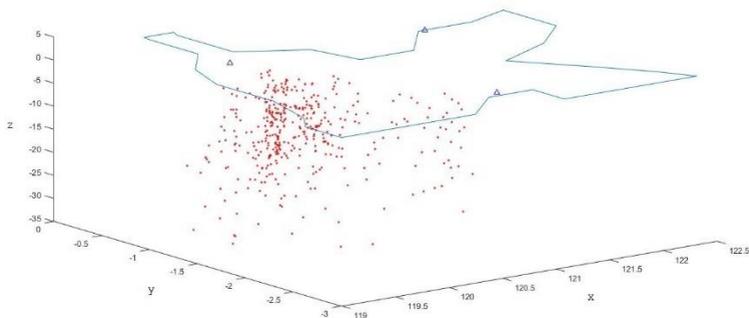
Gambar 4.7 Grafik Model 1D Kecepatan daerah Sulawesi Tengah

Model 1D kecepatan gelombang P yang dihasilkan dalam penelitian ini adalah nilai kecepatan antara 3.28 km/s hingga 9.07 km/s pada rentang kedalaman 0 – 36 km. Hasil inversi model kecepatan pada penelitian ini menunjukkan bahwa semakin dalam, maka semakin besar nilai kecepatan

gelombang P. Hal ini dapat membuktikan sifat gelombang P, yaitu gelombang P merambat ke bawah permukaan bumi akan semakin cepat karena semakin dalam lapisan bumi, semakin rapat lapisan penyusunnya.

4.3 Pemodelan 3D Kecepatan Gelombang

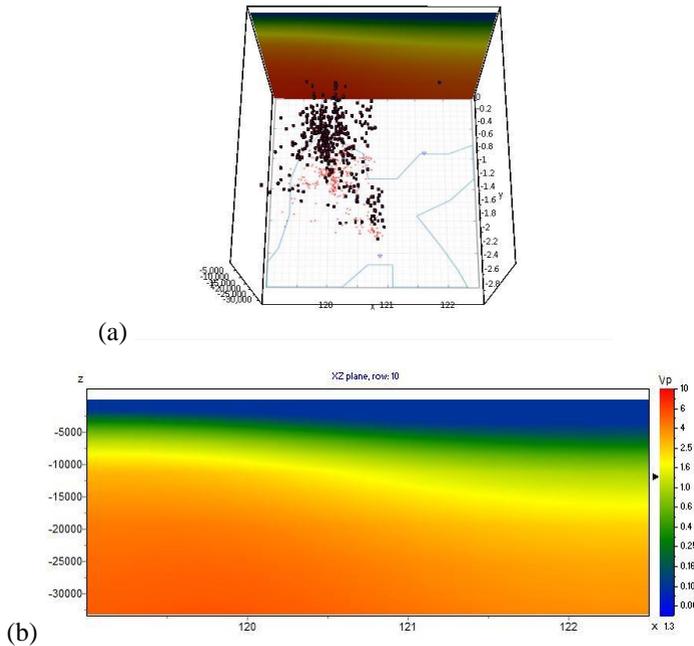
Pemodelan 3D kecepatan gelombang dilakukan dengan inversi menggunakan ZondST3D. Data *input* menggunakan data hasil relokasi hiposenter yang telah dikonversi menggunakan MATLAB. Data tersebut terdiri atas koordinat hiposenter yang telah direlokasi sebagai *source* dan koordinat stasiun pencatat gempa bumi sebagai *receiver*. Gambar 4.8 merupakan gambar penampang 3D dari hiposenter gempa bumi yang berada di bawah permukaan Provinsi Sulawesi Tengah. Sumbu x merupakan *longitude*, sumbu y merupakan *latitude*, dan sumbu z adalah kedalaman. Penampang ini dibuat menggunakan MATLAB yang digunakan sebagai acuan posisi hiposenter dan *ray tracing* yang akan dihasilkan dalam pemodelan.



Gambar 4.8 Penampang 3D plot relokasi hiposenter gempa bumi di bawah permukaan Provinsi Sulawesi Tengah

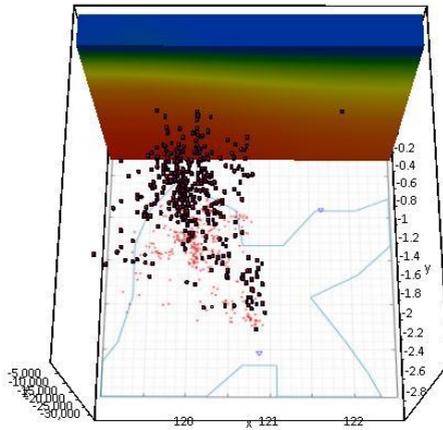
Pada prinsipnya proses inversi menggunakan ZondST3D dalam penelitian ini adalah tomografi *ray tracing* dengan memanfaatkan *shortest path* sehingga *travel time* yang digunakan merupakan waktu tiba tercepat. Prinsip Fermat diterapkan dalam tomografi ini, apabila sebuah sinar yang sesuai dengan Prinsip Fermat, sehingga mempunyai t_i paling minimum. Oleh sebab itu perlu dilakukan eliminasi data untuk menghasilkan *travel time* paling minimum sesuai dengan Prinsip Fermat.

Sebelum memulai inversi, dilakukan eliminasi data *travel time* yang nilainya terlampaui jauh. Hal ini dikarenakan jarak stasiun pengamat gempa bumi relatif jauh dengan titik hiposenter gempa bumi. Nilai *travel time* yang terlalu tinggi tidak akan maksimal dalam proses inversi dan *ray tracing* yang terbentuk menjadi tidak terjangkau dalam hasil pemodelan. Setelah dilakukan inversi, didapatkan hasil penampang 3D dan 2D kecepatan gelombang P. Pada hasil inversi ZondST3D ini terlihat bahwa *ray tracing* memiliki arah horizontal, bukan vertikal yang sesuai dengan keadaan sebenarnya. Dan *receiver* pada hasil inversi berada pada kedalaman 0.2 km, di mana seharusnya *receiver* berada di kedalaman 0 km atau di permukaan. Kedua hal ini disebabkan oleh pengaruh dari metode *ray tracing* itu sendiri karena data yang dimasukkan bukan merupakan data rekaman getaran 3 komponen (x, y, z) dari gelombang, sehingga tidak diketahui pula arah datangnya gelombang tersebut. Berdasarkan hasil inversi, kecepatan pada *near surface* merupakan *low velocity*, yaitu bernilai 0.3 km/s. *Low velocity* ini disebabkan oleh tomografi berdasarkan data gempa bumi yang tidak dilewati oleh *ray tracing* memiliki resolusi relatif rendah.

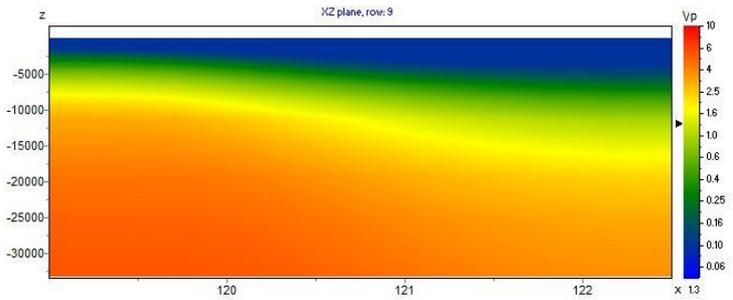


Gambar 4.9 Penampang 1 (a) Model 3D Kecepatan Gelombang P, (b) Model 2D Kecepatan Gelombang P

Sumbu x merupakan *longitude*, sumbu y merupakan *latitude*, dan sumbu z merupakan kedalaman. Penampang hasil inversi ditampilkan dalam sumbu x, karena bagian tersebut merupakan bagian yang merepresentasikan pencitraan *ray tracing*. Penampang 1 (gambar 4.9) dilihat dari sumbu x menunjukkan bahwa penampang tidak dilewati oleh *ray tracing* memiliki kecepatan antara 0.3 km/s hingga 6 km/s dan tidak menunjukkan adanya *high velocity*.

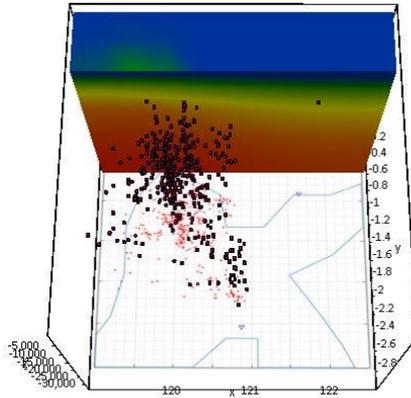


(a)

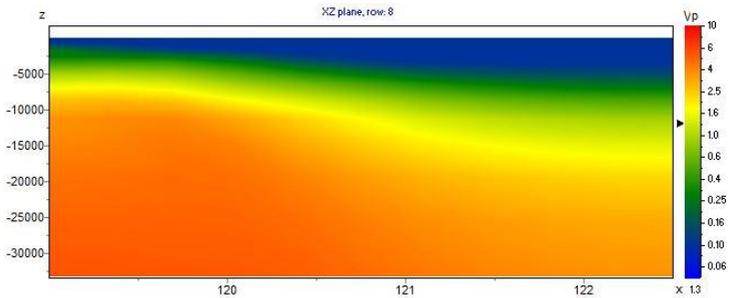


(b)

Gambar 4.10 Penampang 2 (a) Model 3D Kecepatan Gelombang P, (b) Model 2D Kecepatan Gelombang P



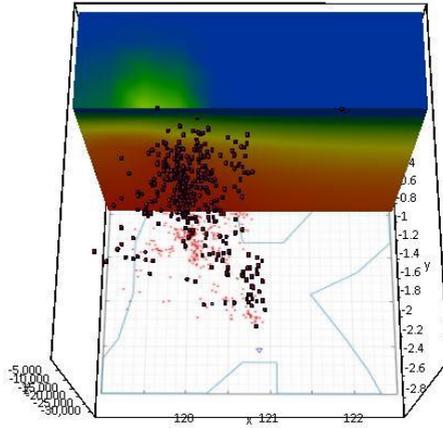
(a)



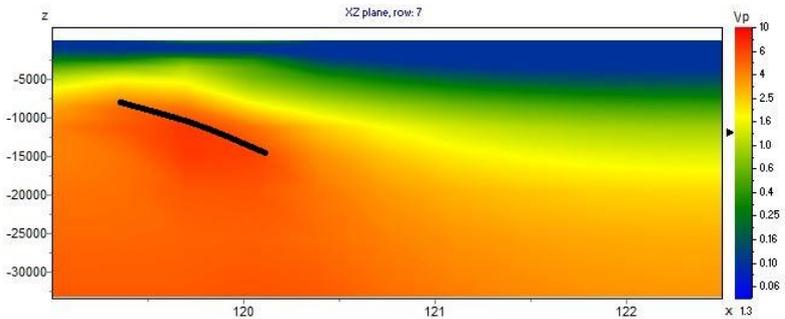
(b)

Gambar 4.11 Penampang 3 (a) Model 3D Kecepatan Gelombang P, (b) Model 2D Kecepatan Gelombang P

Penampang 2 (gambar 4.10) dan penampang 3 (4.11 dilihat dari sumbu x menunjukkan area ini merupakan posisi dari *receiver* dan memiliki nilai kecepatan antara 0.3 km/s hingga 6 km/s. Perbedaan kecepatan pada area ini tidak menunjukkan perubahan yang signifikan. Nilai kecepatan pada penampang ini tidak dijelaskan secara detail karena resolusi tomografi pada daerah ini relatif rendah dan tidak terjangkau oleh *ray tracing*.



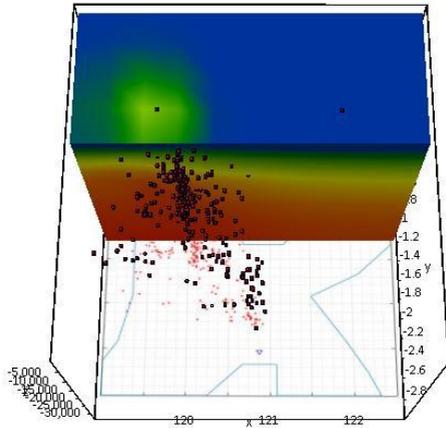
(a)



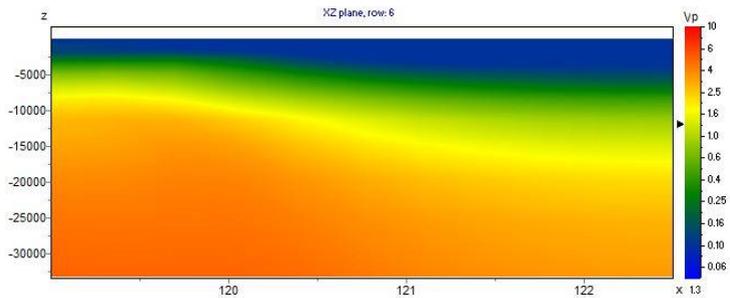
(b)

Gambar 4.12 Penampang 4 (a) Model 3D Kecepatan Gelombang P, (b) Model 2D Kecepatan Gelombang P

Penampang 4 (gambar 4.12) dilihat dari sumbu x menunjukkan bahwa *ray tracing* telah menjangkau area ini, sehingga terdapat *high velocity* yang nampak di area tersebut. Pada gambar di atas, nilai *high velocity* diperkirakan bernilai 5-6 km/s. Hal ini dapat diinterpretasikan bahwa *high velocity* berasosiasi dengan batuan magmatik sesuai dengan nilai kecepatan gelombang pada tabel 2.1 yang didapatkan dari penelitian Mavko (2005), sehingga lapisan batuan magmatik terletak pada kedalaman sekitar 7 km hingga 17 km.



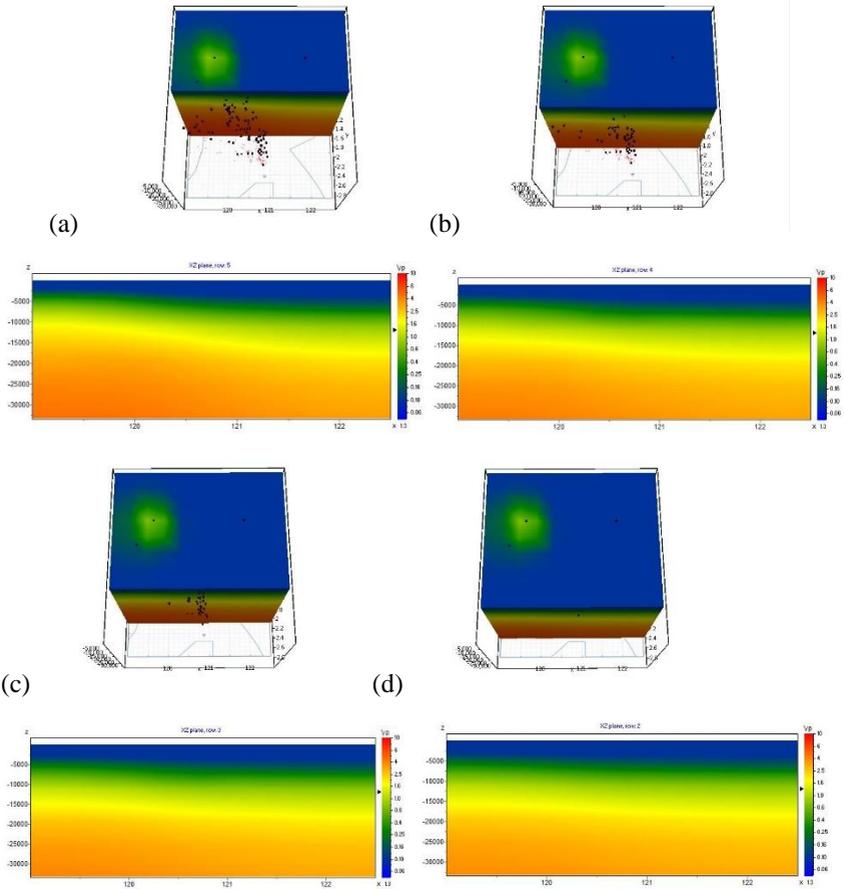
(a)



(b)

Gambar 4.13 Penampang 5 (a) Model 3D Kecepatan Gelombang P, (b) Model 2D Kecepatan Gelombang P

Penampang 5 (gambar 4.13) dilihat dari sumbu x menunjukkan bahwa *ray tracing* menjangkau area ini lebih sedikit daripada sebelumnya, sehingga nilai kecepatan pada daerah yang diduga patahan memiliki nilai 3-5 km/s.



Gambar 4.14 (a) Penampang 6 Model 3D Kecepatan Gelombang P dan Model 2D Kecepatan Gelombang P, (b) Penampang 7 Model 3D Kecepatan Gelombang P dan Model 2D Kecepatan Gelombang P, (c) Penampang 8 Model 3D Kecepatan Gelombang P dan Model 2D Kecepatan Gelombang P, (d) Penampang 9 Model 3D Kecepatan Gelombang P dan Model 2D Kecepatan Gelombang P.

Gambar 4.14 merupakan penampang 6, 7, 8, dan 9 menunjukkan bahwa tidak adanya perbedaan kecepatan yang signifikan, sehingga penampang-penampang tersebut tidak memiliki penjelasan yang detail. Nilai kecepatan pada area tersebut bernilai 0.3 km/s hingga 3 km/s.

Berdasarkan hasil di atas, posisi *ray tracing* menghadap dari arah barat daya ke tenggara. Arah menjalarnya *ray tracing* ini dapat diinterpretasikan bahwa *ray tracing* mengambil jalur tercepat, yaitu pada lapisan batuan magmatik. Dan berdasarkan struktur geologi Sulawesi Tengah, patahan berada pada batuan magmatik. Nilai kecepatan gelombang P terhadap patahan yang seharusnya memiliki nilai relatif rendah, namun pada kondisi ini berbeda dikarenakan adanya batuan magmatik yang berada di sekitar patahan Palu-Koro. Sehingga arah *ray tracing* tetap mengikuti arah patahan Palu-Koro karena berasosiasi dengan batuan magmatik tersebut. Umumnya *first arrival travel time* tomografi mampu memberikan gambaran dekat permukaan secara akurat, namun tidak mampu memberikan gambaran bawah permukaan secara akurat pada kasus geologi kompleks (Mardani dkk., 2016).

Hasil relokasi hiposenter dan tomografi jika dibandingkan memiliki persamaan pada posisi patahan dan bentuk patahan yang memiliki arah barat daya ke tenggara, sesuai dengan kondisi geologi patahan Palu-Koro. Selanjutnya, patahan Palu-Koro berdasarkan hasil relokasi hiposenter terletak pada kedalaman 3-27 km, sedangkan pada hasil tomografi *ray tracing* menggunakan ZondST3D patahan terletak pada kedalaman 7-17 km. Ketidaksesuaian dapat disebabkan oleh tomografi *ray tracing* menggunakan ZondST3D tidak menggunakan data tiga komponen (x, y, z) yang dapat mengetahui arah penjarangan gelombang berdasarkan kondisi yang sesungguhnya.

BAB V

PENUTUP

5.1 Kesimpulan

Berdasarkan penelitian yang telah dilakukan, maka dapat disimpulkan bahwa:

1. Relokasi hiposenter dengan metode *double difference* memiliki kecenderungan berkumpul membentuk *cluster* yang dapat diindikasikan patahan berada di sekitar *cluster*.
2. Model 1D kecepatan gelombang P mengalami peningkatan nilai pada beberapa lapisan. Model 3D kecepatan gelombang P menunjukkan *ray tracing* melewati jalur tercepat dan memiliki *high velocity* yang berasosiasi dengan batuan magmatik di sekitar patahan Palu-Koro.

5.2 Saran

Adapun saran yang diberikan berdasarkan penelitian ini adalah sebagai berikut:

1. Perlu dilakukan perhitungan nilai rasio V_p/V_s dan distribusi V_s untuk mendapatkan interpretasi yang lebih detail.
2. Perlu dilakukan pemodelan sintesis untuk membandingkan hasil inversi antara data observasi dan data sintesis.

Halaman ini sengaja dikosongkan

DAFTAR PUSTAKA

- Bellier, O., Sébrier, M., Beaudouin, T., Villeneuve, M., Braucher, R., Bourlès, D., Siame, L., Putranto, E. dan Pratomo, I. (2001), "High slip rate for a low seismicity along the Palu-Koro active fault in Central Sulawesi (Indonesia)", *Terra Nova*, Vol.13, No.6, hal. 463–470. <http://doi.org/10.1046/j.1365-3121.2001.00382.x>.
- D.P., M.K. dan Parker, R.L. (1967), "The North Pacific: An Example of Tectonics on a Sphere", *Nature* 216, hal. 1276–1280.
- Dunn, M.M. (2004), *Relocation of Eastern Tennessee Earthquakes Using hypoDD*,.
- Elnashai, Almr S., Sarno, L. Di (1996), *Fundamentals of earthquake prediction*. [http://doi.org/10.1016/0013-7952\(95\)00070-4](http://doi.org/10.1016/0013-7952(95)00070-4).
- Gutenberg, B. dan Richter, C.F. (1945), "Frequency of earthquakes in California", *Nature*, Vol.156, No.3960, hal. 371. <http://doi.org/10.1038/156371a0>.
- Hall, R. (2002), "Cenozoic Geological and Plate Tectonic Evolution of SE Asia and The SW Pacific: Computer-Based Reconstructions, Model and Animations", *Journal of Asian Earth Sciences*, Vol.20, hal. 353–431.
- Hall, R. dan Wilson, M.E.J. (2000), "Neogene sutures in eastern Indonesia", *Journal of Asian Earth Sciences*, Vol.18, No.6, hal. 781–808. [http://doi.org/10.1016/S1367-9120\(00\)00040-7](http://doi.org/10.1016/S1367-9120(00)00040-7).
- Hess, H.H. (1962), *History of Ocean Basins*, CO: Geological Society of America, America.
- Kissling, E., Ellsworth, W.L., Eberhart-Philips, D. dan Kradolfer, U. (1994), "Initial Reference Models in Local Earthquake Tomography", *Journal Geophysics Res*, Vol.99, hal. 19635–19646. <http://doi.org/https://doi.org/10.1029/93JB03138>.
- L., D. dan Florence, F. (2006), *Discovery in Seismology* Dell Publishing, Co, inc.,.
- Mardani, T., Surya, A., Utama, W., Syaifuddin, F. dan Novitasari, L. (2016), "Aplikasi Metode Join Inversi Seismic Gravity", *Jurnal Geosaintek*, Vol.02, No.03, hal. 145–150.
- Martosuwito, S. (2012), "Tektonografi Bagian Timur Sulawesi, Indonesia, Hubungannya dengan Asal Mintakat", *Jurnal Sumber Daya Geologi*, Vol.22, No.4, hal. 199–207.

- Mavko, G. (2005), "Conceptual Overview of Rock and Fluid Factors that Impact Seismic Velocity and Impedance", *Stanford Rock Physics Laboratory*, hal. 112.
Diambil dari <https://pangea.stanford.edu/courses/gp262/Notes/8.SeismicVelocity.pdf>.
- Monalia, P. (2011), *Analisis model kecepatan berdasarkan tomografi refleksi waktu tempuh*.
- Munadi, S. (1992), "Mengenal Tomografi Seismik LPL", *Lemigas Indonesia*, Vol.3, hal. 239–248.
- Pakpahan, S., Ngadmanto, D., Masturyono, Rohadi, S., Rasmid, Widodo, H.S. dan Susilant, P. (2015), "Analisis Kegempaan di Zona Sesar Palu Koro, Sulawesi Tengah", *Jurnal Lingkungan dan Bencana Geologi*, Vol.6, No.3, hal. 253–264.
- Pandu, J., Nur, G., Santosa, B.J. dan Firdaus, R. (2012), *Model Struktur 1-D Kecepatan Gelombang P di daerah Minahasa*, hal. 7–10.
- Rachman, T.D. dan 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", *Jtm*, Vol.XIX, No.1, hal. 27–33.
- Rahmawati, D.N. (2016), *Estimasi Model Kecepatan 1-D Hasil Relokasi Gempa Bumi Wilayah Maluku Utara Dengan Menggunakan Metode Double Difference*, Institut Teknologi Sepuluh Nopember.
- Randi, C., Hakim, A.R., Azhar, T. dan Setiadi, P. (2017), *Estimasi Kedalaman Sesar di Wilayah Papua Menggunakan Metode Double Difference Estimation of Fault Depth in Papua Region by Double Difference Method.*
- Reid, H.. (1910), "The Mechanics of the Earthquake, The California Earthquake of April 18, 1906, Report of the State Investigation Commission", *Carnegie Institution of Washington*, Vol.2, hal. 16–28.
- Reynolds, S., Johnson, J., Kelly, M., Morin, P. dan Carter, C. (2006), *Exploring Geology*, Ch. 3., The McGraw-Hill Companies, New York.
- Setiyawan, J.E. dan Jaya, B. (2013), *Estimasi Zona Sesar Segmen Aceh Dengan Metode Relokasi Double Difference dan Metode Local*, hal. 1–5.
- Soputan, A.F. (2012), *Struktur Geologi Sulawesi*, hal. 55.
- Subarjo (2003), "Studi Anomali Kecepatan Gelombang P dan Gelombang S di Sulawesi Utara", *Jurnal Meteorologi dan Geofisika*, Vol.6.
- Supartoyo, Sadisun, I.A. dan Abdullah, C.I. (2009), *Bencana Gempabumi Di*

Indonesia Tahun 2008, Vol.4, hal. 13–22.

- Supartoyo, Sulaiman, C. dan Junaedi, D. (2014), *Kelas tektonik sesar Palu Koro , Sulawesi Tengah Tectonic class of Palu Koro Fault , Central Sulawesi*, Vol.5, No.2, hal. 111–128.
- Thurber, C. dan Ritsema, J. (2007), *Theory and Observations – Seismic Tomography and Inverse Methods*, No.1978.
- Tjia, H.. (1978), "Active Faults in Indonesia", *Geology Soc. Bulletin*, Vol.10, hal. 73–92.
- Tjia, H.D. dan Zakaria (1974), "Palu-Koro Strike-Slip Fault Zone, Central Sulawesi", *Sains Malaysiana*, Vol.3, hal. 67–88.
- Waldhauser, F. dan Ellsworth, W.L. (2000), "A Double-difference Earthquake location algorithm: Method and application to the Northern Hayward Fault, California", *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol.90, No.6, hal. 1353–1368. <http://doi.org/10.1785/0120000006>.
- Wegener, A. (1912), *The Origin of Continents and Oceans*, Dover Publications Inc., New York.

Halaman ini sengaja dikosongkan

LAMPIRAN

Script untuk mengkonversi data txt menjadi pha

```
# jalankan skrip ini dengan komputer yg sudah terinstal python 2.x.x
# skrip ini digunakan untuk mengkonversi data buletin BMKG menjadi data
input hypodd

# isi nama file input dan output
fileinput = 'sulteng.txt'
fileoutput = 'sulteng.pha'

# baca isi file input dan buka file output
file = open(fileinput, 'r')
baris = file.readlines()
for i in range(len(baris)):
    baris[i]=baris[i].split()
file.close()
file = open(fileoutput, 'w')

# catat tiap baris file input ke file output
i = 0
event =0
while i < len(baris):
    if len(baris[i])>0 and baris[i][0]=='EventID:':
        event = event+1
        eventid = baris[i][1][3:]
        tahun = baris[i+2][0].split('-')[0]
        bulan = baris[i+2][0].split('-')[1].zfill(2)
        tanggal = baris[i+2][0].split('-')[2].zfill(2)
        jam = baris[i+2][1].split(':')[0].zfill(2)
        menit = baris[i+2][1].split(':')[1].zfill(2)
        detik = (('%.1f'%float(baris[i+2][1].split(':')[2]))).zfill(4)
        lintang = (('%.2f'%float(baris[i+2][2]))).zfill(6)
        bujur = (('%.2f'%float(baris[i+2][3]))).zfill(6)
        depth = ('%.1f'%float(baris[i+2][4]))
        mag = ('%.1f'%float(baris[i+2][5]))
        unknown = '0.0'
        rms = ('%.3f'%float(baris[i+2][10]))
        time0 =
float(detik)+float(menit)*60+float(jam)*60*60+float(tanggal)*60*60*24
file.write('#'+tahun.rjust(5)+bulan.rjust(3)+tanggal.rjust(3)+jam.rjust(3)
+menit.rjust(3)+detik.rjust(5)+lintang.rjust(8)+bujur.rjust(10)+depth.rjust(9)+mag.rjust(5)+unknown.rjust(6)+unknown.rjust(6)+rms.rjust(8)+str(event)
).rjust(10)+'\n')
        if len(baris[i])>0 and baris[i][0]=='Net':
            try:
                j=0
                while j<1:
                    i=i+1
```

```

        try:
            idSta = baris[i][1]
            phase = baris[i][2]
            tanggal = baris[i][3].split('-')[2]
            jam = baris[i][4].split(':')[0]
            menit = baris[i][4].split(':')[1]
            detik = baris[i][4].split(':')[2]
            time1 = float(detik)+ float(menit)*60+
float(jam)*60*60+float(tanggal)*60*60*24
            deltatime = ('%.2f')%(time1-time0)
            unknown = '1.000'
            file.write(idSta.rjust(5)+deltatime.rjust(12)+unknow
n.rjust(8)+phase.rjust(4)+'\n')
        except:
            break
    except:
        break
    i = i+1
file.close()

```

Parameter dalam pengolahan data menggunakan *ph2dt*

* *ph2dt.inp* - input control file for program *ph2dt*

* Input station file:

stasiun.dat

* Input phase file:

sulteng.pha

*MINWGHT: min. pick weight allowed [0]

*MAXDIST: max. distance in km between event pair and stations [200]

*MAXSEP: max. hypocentral separation in km [10]

*MAXNGH: max. number of neighbors per event [10]

*MINLNK: min. number of links required to define a neighbor [8]

*MINOBS: min. number of links per pair saved [8]

*MAXOBS: max. number of links per pair saved [20]

*MINWGHT MAXDIST MAXSEP MAXNGH MINLNK MINOBS MAXOBS

0 1000 500 10 8 8 200

Parameter dalam pengolahan data menggunakan *hypoDD*

```
* RELOC.INP:
*--- input file selection
* cross correlation diff times:

*
*catalog P diff times:
dt.ct
*
* event file:
event.dat
*
* station file:
stasiun.dat
*
*--- output file selection
* original locations:
hypoDD.loc
* relocations:
hypoDD.reloc
* station information:
hypoDD.sta
* residual information:
hypoDD.res
* source parameter information:
```

```
*hypoDD.src
```

```
*
```

```
*--- data type selection:
```

```
* IDAT: 0 = synthetics; 1= cross corr; 2= catalog; 3= cross & cat
```

```
* IPHA: 1= P; 2= S; 3= P&S
```

```
* DIST: max dist [km] between cluster centroid and station
```

```
* IDAT IPHA DIST
```

```
2 3 1000
```

```
*
```

```
*--- event clustering:
```

```
* OBSCC: min # of obs/pair for crosstime data (0= no clustering)
```

```
* OBSCT: min # of obs/pair for network data (0= no clustering)
```

```
* OBSCC OBSCT
```

```
0 8
```

```
*
```

```
*--- solution control:
```

```
* ISTART: 1 = from single source; 2 = from network sources
```

```
* ISOLV: 1 = SVD, 2=lsqr
```

```
* NSET: number of sets of iteration with specifications following
```

```
* ISTART ISOLV NSET
```

```
2 2 3
```

```
*
```

```
*--- data weighting and re-weighting:
```

```
* NITER: last iteration to used the following weights
```

```

* WTCCP, WTCCS:      weight cross P, S
* WTCTP, WTCTS:      weight catalog P, S
* WRCC, WRCT:        residual threshold in sec for cross, catalog data
* WDCC, WDCT:        max dist [km] between cross, catalog linked pairs
* DAMP:              damping (for lsqr only)
*   --- CROSS DATA ----- CATALOG DATA ----
* NITER WTCCP WTCCS WRCC WDCC WTCTP WTCTS WRCT WDCT
DAMP
5  -9  -9  -9  -9  1  1  3  500  65
5  -9  -9  -9  -9  1  1  3  500  60
5  -9  -9  -9  -9  1  1  3  500  50
* 7  -9  -9  -9  -9  1  1  6  500  40
*
*--- 1D model:
* NLAY:              number of model layers
* RATIO:            vp/vs ratio
* TOP:              depths of top of layer (km)
* VEL:              layer velocities (km/s)
* NLAY RATIO
12  1.73
* VEL
0.0 20.0 71.0 120.0 171.0 210.0 271.0 371.0 410.0 471.0 571.0 660.0
* TOP
5.80 6.50 8.0442 8.05 8.1917 8.3 8.5227 8.8877 9.36 9.56 9.9010 10.79
*

```

*--- event selection:

* CID: cluster to be relocated (0 = all)

* ID: cusps of event to be relocated (8 per line)

* CID

1

* ID

Contoh hasil pengolahan data menggunakan *ph2dt*

```
~/src/ph2dt
Output files: dt.ct; event.dat; event.sel; ph2dt.log
ph2dt parameters were:
(minwght,maxdist,maxsep,maxngh,minlnk,minobs,maxobs)
  0.0000000    1000.00000    500.000000    10    8
3    200

Windows 10@ASUS ~/src/ph2dt
$ ./ph2dt ph2dt.inp
starting ph2dt (v1.3 - 08/2010)...

reading data ...
> stations = 266
> events total = 1227
> events selected = 1104
> phases = 16180
forming dtimes...
> P-phase pairs total = 386209
> S-phase pairs total = 42348
> outliers = 45526 ( 10 %)
> phases at stations not in station list = 376
> phases at distances larger than MAXDIST = 192
> P-phase pairs selected = 61930 ( 16 %)
> S-phase pairs selected = 12187 ( 28 %)
> weakly linked events = 21 ( 1 %)
> linked event pairs = 8140
> average links per pair = 9
> average offset (km) betw. linked events = 15.3792200
> average offset (km) betw. strongly linked events = 15.3792200
> maximum offset (km) betw. strongly linked events = 214.300339

Done.

Output files: dt.ct; event.dat; event.sel; ph2dt.log
ph2dt parameters were:
(minwght,maxdist,maxsep,maxngh,minlnk,minobs,maxobs)
  0.0000000    1000.00000    500.000000    10    8
8    200

Windows 10@ASUS ~/src/ph2dt
$
```

Contoh hasil pengolahan data menggunakan *hypoDD*

```

~/src/hypoDD
Windows 10@ASUS ~/src/hypoDD
$ ./hypoDD hypoDD.inp
starting hypoDD (v1.3 - 11/2010)... Thu Apr 19 18:30:41 2018
INPUT FILES:
cross dtime data:
catalog dtime data: dt.ct
events: event.dat
stations: stasiun.dat
OUTPUT FILES:
initial locations: hypoDD.loc
relocated events: hypoDD.reloc
event pair residuals: hypoDD.res
station residuals: hypoDD.sta
source parameters:
Relocate cluster number          1
Relocate all events
Reading data ... Thu Apr 19 18:30:41 2018
# events = 1227
# stations < maxdist = 68
# catalog P dtimes = 61910
# catalog S dtimes = 12187
# dtimes total = 74097
# events after dtime match = 1102
# stations = 53
clustering ...
Clustered events: 1102
Isolated events: 0
# clusters: 1
Cluster 1: 1102 events

RELOCATION OF CLUSTER: 1 Thu Apr 19 18:30:42 2018
-----
Initial trial sources = 1102

IT  EV  CT  RMSCT  RMSST  DX  DY  DZ  DT  OS  AQ  CND
   %  %   ms   %   ms   m   m   m   ms  m
1  100 98 650 -12.4 0 1367 1222 1948 174 0 2 83
2  100 97 642 -1.3 2022 1334 1193 1781 171 133 0 82
3  100 96 559 -12.9 2022 695 614 1114 105 133 6 79
4  2 99 95 553 -1.0 2076 683 603 1016 102 226 0 78
5  99 94 512 -7.4 2076 465 410 1313 74 226 9 76
6  3 98 92 507 -1.0 1385 462 407 886 72 173 0 76
7  98 91 480 -5.4 1385 383 311 661 56 173 14 74
8  4 97 89 474 -1.1 1366 377 305 628 54 135 0 72
9  97 88 453 -4.6 1366 293 241 780 44 135 13 72
10 5 96 86 448 -1.0 999 288 240 524 43 141 0 72
11 96 85 430 -4.0 999 259 210 910 41 141 12 76
12 95 84 427 -0.9 999 257 206 461 40 141 2 76
13 6 95 84 426 -0.2 987 254 206 460 40 143 0 76

```

```

~/src/hypoDD
clustering ...
Clustered events: 1102
Isolated events: 0
# clusters: 1
Cluster 1: 1102 events

RELOCATION OF CLUSTER: 1 Thu Apr 19 18:30:42 2018
-----
Initial trial sources = 1102

IT EV CT RMSCT RMSST DX DY DZ DT OS AQ CND
% % ms % ms m m m ms m
1 100 98 650 -12.4 0 1367 1222 1948 174 0 2 83
2 1 100 97 642 -1.3 2022 1334 1193 1781 171 133 0 82
3 100 96 559 -12.9 2022 695 614 1114 105 133 6 79
4 2 99 95 553 -1.0 2076 683 603 1016 102 226 0 78
5 99 94 512 -7.4 2076 465 410 1313 74 226 9 76
6 3 98 92 507 -1.0 1385 462 407 886 72 173 0 76
7 98 91 480 -5.4 1385 383 311 661 56 173 14 74
8 4 97 89 474 -1.1 1366 377 305 628 54 135 0 72
9 97 88 453 -4.6 1366 293 241 780 44 135 13 72
10 5 96 86 448 -1.0 999 288 240 524 43 141 0 72
11 96 85 430 -4.0 999 259 210 910 41 141 12 76
12 95 84 427 -0.9 999 257 206 461 40 141 2 76
13 6 95 84 426 -0.2 987 254 206 460 40 143 0 76
14 95 83 413 -3.0 987 217 170***** 34 143 14 73
15 7 93 81 409 -0.8 1043 220 169 404 33 137 0 73
16 93 80 397 -3.1 1043 193 139***** 30 137 8 73
17 8 93 79 393 -0.9 1103 193 141***** 29***** 0 71
18 93 78 383 -2.5 1103 167 121 357 26***** 3 71
19 9 92 77 380 -0.9 1125 171 120 354 26 175 0 70
20 92 77 370 -2.6 1125 152 104 475 24 175 9 70
21 10 92 75 367 -0.8 1117 154 105 314 24 195 0 68
22 92 75 358 -2.4 1117 165 110 358 28 195 6 86
23 11 91 74 355 -0.9 1100 164 113 353 28 212 0 86
24 91 73 346 -2.5 1100 145 98 320 25 212 9 84
25 12 90 71 343 -1.0 1078 151 100 316 24 254 0 83
26 90 71 334 -2.5 1078 131 90 869 23 254 7 83
27 90 70 332 -0.8 1078 135 92 294 23 254 1 81
28 13 89 70 331 -0.3 1066 135 92 295 23 249 0 81
29 89 69 323 -2.4 1066 119 83 816 21 249 6 81
30 14 89 68 320 -0.8 1088 121 85 269 21 256 0 81
31 89 68 312 -2.5 1088 112 78 1057 20 256 6 80
32 15 88 66 309 -1.0 1114 114 78 778 20 744 0 80

writing out results ...

Windows 10@ASUS ~/src/hypoDD
$ |

```

PROFIL PENULIS



Hanna Gustini Shelawisata lahir di Surabaya, 21 Agustus 1996 merupakan anak pertama dari empat (4) bersaudara pasangan Bapak Hari Gustopo dan Ibu Utaminingtyasarum. Penulis menempuh pendidikan di SDN Sawunggaling II Surabaya (2002-2008), SMP Negeri 12 Surabaya (2008-2011), SMA Negeri 4 Surabaya (2011-2014), dan pada tahun 2014 penulis resmi menjadi mahasiswa Teknik Geofisika di Institut Teknologi Sepuluh Nopember (ITS) Surabaya.

Selama menjadi mahasiswa Teknik Geofisika ITS penulis mempunyai beberapa pengalaman yang telah didapatkan, baik *softskill* maupun *hardskill*. Penulis aktif di organisasi Himpunan Mahasiswa Teknik Geofisika ITS (HMTG ITS) sebagai Ketua Divisi Kajian Strategis Departemen Hubungan Luar periode 2015–2016 dan Sekretaris Departemen Hubungan Luar periode 2016–2017, serta Forum Kajian Hasil Mubes IV ITS sebagai anggota forum. Penulis juga mengambil peran dalam kepanitiaan di kegiatan Olimpiade FTSP sebagai staff Sie Kesekretariatan (2015), GERIGI ITS sebagai staff Sie Acara (2015) dan *Instructure Committee* (IC) (2016), Geophysics Atmosphere sebagai Sekretaris (2016), Kelas Inspirasi Kebumihan sebagai staff Sie Acara (2016 dan 2017), dan Geoscience Atmosphere sebagai Ketua Sie Kesehatan (2017).

Pengalaman pelatihan yang penulis dapatkan yaitu LKMM Pra-Dasar yang diselenggarakan oleh BEM FTSP ITS pada tahun 2014, LKMM Tingkat Dasar (TD) yang diselenggarakan oleh HMTG ITS pada tahun 2015, dan Petrophysics Training 2.0 yang diselenggarakan oleh HMTG ITS pada tahun 2016. Selain itu, penulis mendapatkan pengalaman Kerja Praktik di Badan Meteorologi Klimatologi dan Geofisika (BMKG) Pusat pada bulan Agustus 2017 dengan judul “Analisa Anomali Perubahan Rasio Vp/Vs sebagai Prekursor Gempabumi di daerah Poso Sulawesi Tengah”.

Apabila ingin berdiskusi lebih lanjut terkait Tugas Akhir dapat menghubungi penulis melalui alamat E-mail hannagustini@gmail.com. Sekian dan terimakasih.