

**STUDI TOMOGRAFI SEISMİK UNTUK MENENTUKAN
MODEL KECEPATAN GELOMBANG P DAERAH BALI**

SKRIPSI

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

oleh:

SITI HIDAYATUNNISAK

105090313111008



**JURUSAN FISIKA
FAKULTAS MATEMATIKA DAN ILMU
PENGETAHUANALAM
UNIVERSITAS BRAWIJAYA
MALANG
2014**

UNIVERSITAS BRAWIJAYA



LEMBAR PENGESAHAN TUGAS AKHIR

**STUDI TOMOGRAFI SEISMİK UNTUK MENENTUKAN
MODEL KECEPATAN GELOMBANGP DAERAH BALI**

Oleh:

SITI HIDAYATUNNISAK

115090313111008

Telah dipertahankan di depan Majelis Penguji

pada tanggal

Dan dinyatakan memenuhi syarat untuk memperoleh gelar

Sarjana Sains dalam bidang Fisika

Pembimbing I

Pembimbing II

Drs. Adi Susilo, M.Si.,Ph.D
NIP.19631227 1991103 1 002

Muhajir Anshori, S.Si
NIP. 19870629 200911 1 001

Mengetahui
Ketua Jurusan Fisika
Fakultas MIPA Universitas Brawijaya

Drs. Adi Susilo, M.Si.,Ph.D
NIP. 19631227 1991103 1 002

UNIVERSITAS BRAWIJAYA



LEMBAR PERNYATAAN

Saya yang bertanda tangan di bawah ini:

Nama : SITI HIDAYATUNNISAK

NIM : 105090313111008

Jurusan : FISIKA

Penulisan Tugas Akhir berjudul :

STUDI TOMOGRAFISEISMIK UNTUK MENENTUKAN MODEL KECEPATAN GELOMBANGP DAERAH BALI

Dengan ini menyatakan bahwa:

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

Demikian pernyataan ini dibuat dengan segala kesadaran.

Malang, Juni 2014

Yang menyatakan,

(Siti Hidayatunnisak)

NIM. 105090313111008

UNIVERSITAS BRAWIJAYA



STUDI TOMOGRAFI SEISMIK UNTUK MENENTUKAN MODEL KECEPATAN GELOMBANG P DAERAH BALI

ABSTRAK

Pulau Bali merupakan salah satu kawasan dengan tingkat seismisitas yang tinggi karena dipengaruhi oleh 2 sumber utama gempa bumi yaitu zona subduksi di bagian Selatan dan aktifitas *Back Arc Thrust* di bagian Utara. Pada studi penelitian ini diterapkan tomografi *travel time* gelombang P untuk mencitrakan struktur bawah permukaan daerah Bali menggunakan 130 event gempa bumi dangkal yang tercatat pada 6 stasiun Jaringan Ina Tews BMKG periode 2009 – 2014. Pemodelan *forward* dan *invers* dilakukan secara iteratif sehingga diperoleh sebuah model kecepatan dengan nilai *travel time* hasil perhitungan yang paling sesuai dengan nilai *travel time* observasi. Berdasarkan uji resolusi *checkerboard* didapatkan nilai resolusi tomogram sebesar $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$. Citra tomogram kecepatan gelombang P menunjukkan nilai yang relatif besar berada di wilayah Selatan karena daerah tersebut mengalami kompresi akibat tumbukan Lempeng Indo-Australia terhadap Eurasia. Kecepatan rendah berada pada bagian Utara membujur arah Barat laut – tenggara berasosiasi dengan struktur *back arc thrust*.

Kata kunci: *Tomografi, Gelombang P, Subduksi, Back Arc Thrust.*

UNIVERSITAS BRAWIJAYA



STUDY TO DETERMINE SEISMIC TOMOGRAPHY P WAVE VELOCITY MODEL OF THE BALI

ABSTRACT

Bali Island is one of the regions with high seismicity level as influenced by 2 main earthquake generator that is subduction zone in the southern and Back Arc Thrust activity in the northern. In this research, P wave travel time tomography was applied for imaging the subsurface structure of Bali region using 130 shallow earthquakes that recorded at 6 station of BMKG Ina Tews seismograph array on 2009-2014. Forward and inverse modeling is done iteratively in order to obtain the P wave velocity model that has the best fitting between calculation and observation travel time. The resolution of tomogram is $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ that obtained based on the checkerboard resolution test. Modelling result show that the P wave velocity has a larger value in the southern region as the area was compressed by the impact of the subduction of Indo-Australian and Eurasian tectonic plate. Lower velocity in the northern part associated well with back arc thrust structure.

Keyword: *Tomography, P wave, Subduction, Back Arc Thrust.*

UNIVERSITAS BRAWIJAYA



KATA PENGANTAR

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ

Alhamdulillah puja dan puji syukur penulis panjatkan kehadirat Allah SWT. yang senantiasa memberikan hidayah dan inayahnya kepada penulis sehingga penulis dapat menyelesaikan tugas akhir dengan Judul *Studi Tomografi Seismik Untuk Menentukan Model Kecepatan Gelombang P Daerah Balidengan lancar dan tepat pada waktunya*. Tugas Akhir ini dibuat sebagai syarat untuk memperoleh gelar Sarjana Sains di Program Studi Fisika, Jurusan Fisika, Fakultas MIPA, Universitas Brawijaya, Malang. Disadari betul terlaksana dan selesainya studi penelitian ini atas dukungan dari berbagai pihak. Sehingga perkenankan penulis menyampaikan rasa terima kasih yang setulus-tulusnya kepada:

1. Kedua orang tua Bapak Mustaqim (alm), Ibunda (Siti Munawaroh), Adik (Muslich Affandi), Kakak (Muhajir Anshori, S.Si) atas setiap untaian do'a, kasih sayang, dan motivasi yang tak terhingga yang telah diberikan kepada penulis.
2. Bpk. Drs. Adi Susilo, M.Si.,Ph.D selaku Ketua Jurusan Fisika FMIPA Universitas Brawijaya Malang dan sekaligus sebagai Dosen Pembimbing I, terima kasih atas waktu dan juga nasihat yang diberikan.
3. Bpk. Muhajir Anshori, S.Si selaku Pembimbing II di lapangan terima kasih yang sebesar-besarnya untuk setiap waktu, tenaga, ilmu, pikiran, nasehat yang diberikan dan segala sesuatunya yang tidak dapat penulis tururkan satu persatu.
4. Bpk. Dadang Permana, S.Si, M.Si selaku Kepala Stasiun Badan Meteorologi Klimatologi dan Geofisika kelas II Tretes.
5. Bpk. Nugraha Priyalaksana yang telah memberikan izin melaksanakan penelitian Tugas Akhir di kantor BMKG Tretes.
6. Seluruh Staff di StasiunBMKG Kelas II Tretes terutama Mbak Ana, Mbak Ani yang memberikan pelayanan yang baik.
7. Seluruh dosen-dosen jurusan Fisika, Fakultas MIPA yang telah memberikan ilmunya selama penulis menempuh studi di Brawijaya.
8. Seluruh staff dan karyawan Jurusan Fisika khususnya Fakultas MIPA yang memberikan pelayanan akademis kepada penulis.

9. Mas Deniterima kasih telah meluangkan rumah dinasnya untuk penulis sebagai tempat menginap selama pelaksanaan Tugas Akhir.
10. Teman-teman seperjuangan Yu Kun, Intan, Rizka yang telah bersama penulis selama hampir 4 tahun belajar di Brawijaya dan melaksanakan Tugas Akhir bersama.
11. Teman-teman Fisika seangkatan 2010 yang sudah bersama selama 4 tahun belajar di Fisika tercinta dan telah menorehkan banyak pengalaman. Tetap jaga persahabatan ini ya reekk..
12. Seluruh pihak yang sudah membantu dalam pelaksanaan dan pembuatan laporan ini sampai selesai baik secara langsung maupun tidak langsung yang tidak dapat penulis sebutkansatu persatu.

Penulis menyadari dalam pembuatan laporan ini masih jauh dari sempurna, untuk itu kritik dan saran yang membangun sangat penulis harapkan demi perbaikan laporan ini dimasa mendatang sehingga dapat bermanfaat untuk banyak orang.

Malang, Agustus 2014
Penulis,

Siti Hidayatunnisak

DAFTAR ISI

JUDUL	i
LEMBAR PENGESAHAN TUGAS AKHIR	iii
LEMBAR PERNYATAAN	v
ABSTRAK	vii
ABSTRACT	ix
KATA PENGANTAR	xi
DAFTAR ISI	xiii
DAFTAR GAMBAR	xv
DAFTAR LAMPIRAN	xvii
BAB I PENDAHULUAN	1
1.1. Latar Belakang Penelitian.....	1
1.2. Rumusan Masalah	2
1.3. Batasan Masalah.....	3
1.4. Tujuan Penelitian.....	3
1.5. Manfaat Penelitian.....	3
BAB II TINJAUAN PUSTAKA	5
2.1. Kecepatan Gelombang Seismik	5
2.2. Gelombang Badan	6
2.3. Tomografi.....	7
2.3.1. Definisi Tomografi Seismik.....	7
2.3.2. Parameterisasi Model.....	9
2.3.3. Tomografi Waktu Tempuh.....	9
2.3.4. Pemodelan ke Depan dan Pemodelan ke Belakang	10

2.3.5. Uji Resolusi	15
BAB III METODE PENELITIAN.....	19
3.1. Waktu dan Tempat Penelitian.....	19
3.2. Data.....	19
3.3. Pegolaha Data	20
3.3.1. Alur Penelitian.....	20
3.3.2. Alat Penelitian.....	20
3.3.3. Program Tomografi 2 Dimensi.....	21
3.3.4. Uji Resolusi Tomografi	25
3.3.5. Pemodelan Kecepatan Gelombang Primer (P)	27
3.4. Interpretasi data	28
BAB IV HASIL DAN PEMBAHASAN	29
4.1. Kondisi Tektonik Daerah Bali	29
4.2. Hasil Uji Resolusi	30
4.3. Hasil Pemodelan 2D Gelombang P	34
BAB V PENUTUP	39
5.1. Kesimpulan	39
5.2. Saran	39
DAFTAR PUSTAKA.....	41
LAMPIRAN	43

DAFTAR GAMBAR

Gambar 1.1. Sketsa Subduksi dan Sesar Naik Belakang Busur Daerah Bali (<i>Back arc Thrust</i>)	1
Gambar 2.1. Gelombang Primer	7
Gambar 2.2. Pemodelan Data Geofisika.....	10
Gambar 2.3. Fungsi Model dalam Bentuk Sel-sel Diskrit	12
Gambar 2.4. Contoh Penjalaran Sinar Gelombang Pada Model Sel	13
Gambar 2.5. Resolusi Model Tomografi	16
Gambar 3.1. Diagram Alir Penelitian	20
Gambar 3.2. Diagram Alir Program Tomografi 2 Dimensi <i>fnst v1.1</i>	21
Gambar 3.3. Tampilan Compile 8 Script Fortran 90	22
Gambar 3.4. Tampilan Program <i>File ttomos</i>	25
Gambar 4.1. Seismisitas Pulu Bali Periode Tahun 2009-2014	30
Gambar 4.2. Penjejakan Sinar Dari Sumber Menuju Penerima.....	32
Gambar 4.3. Hasil Uji Resolusi Checkerboard.....	33
Gambar 4.4. Histogram Residu Travel Time a) Model Awal b) Model Akhir.....	35
Gambar 4.5. Histogram Standar Deviasi Proses Iterasi.....	35
Gambar 4.6. Kontur Kecepatan Gelombngan P.....	36

UNIVERSITAS BRAWIJAYA



DAFTAR LAMPIRAN

Lampiran	Halaman
Lampiran 1.Stasiun Pencatat Gempabumi.....	38
Lampiran 2.Sumber Gempabumi	38
Lampiran 3.Script GMT Grid 4x4.....	48



UNIVERSITAS BRAWIJAYA

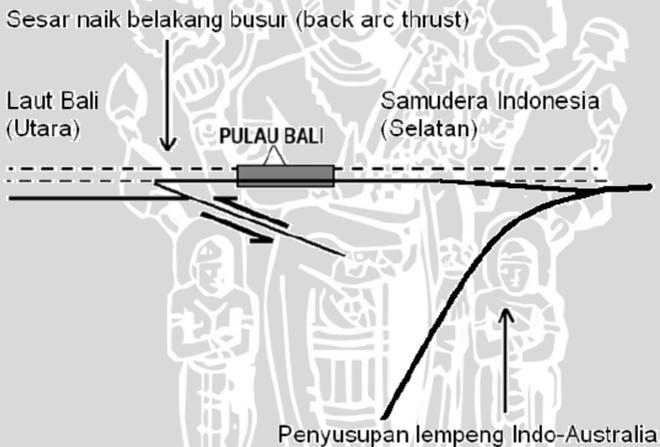


BAB I

PENDAHULUAN

1.1. Latar Belakang Penelitian

Wilayah Pulau Bali merupakan bagian dari kerangka sistem tektonik Indonesia yaitu zona pertemuan lempeng tektonik, dimana lempeng Indo-Australia menyusup di bawah lempeng Eurasia secara konvergen. Proses subduksi tersebut menghasilkan efek berupa struktur geologi sesar aktif di wilayah Pulau Bali dan sekitarnya, sehingga Pulau Bali termasuk kategori kawasan dengan tingkat aktifitas kegempaan yang tinggi. Berdasarkan keadaan tektonik tersebut berarti aktifitas kegempaan di wilayah Pulau Bali sangat dipengaruhi oleh dua generator gempabumi yaitu aktifitas subduksi lempeng dan aktifitas sesar naik di belakang busur atau biasa disebut (*Back Arc Thrust*) (Daryono, 2011). Berikut ini sketsa dari aktivitas subduksi dan sesar naik belakang busur yang terjadi di Pulau Bali:



Gambar 1.1. Sketsa Subduksi dan Sesar Naik Belakang Busur Daerah Bali (*Back Arc Thrust*) (Daryono, 2011).

Berdasarkan rekam data hasil pemantauan gempabumi Bali dan sekitarnya rata-rata dalam sehari terjadi gempabumi sebanyak 5 hingga 10 kali dengan berbagai variasi magnitudo dan kedalaman. Sedangkan setahun dapat terjadi gempabumi rata-rata 1000 hingga

2000 kali. Catatan sejarah gempa bumi merusak hingga 60 kali dan sebagian besar terjadi di kawasan tidak padat penduduk. Tetapi tetap saja korban yang jatuh dalam jumlah besar. Bencana gempa bumi dahsyat yang populer oleh masyarakat adalah Gejser Bali tahun 1815. Bencana tersebut menelan korban jiwa yang cukup besar, 10.253 orang tewas (Daryono, 2011). Berdasarkan fakta tersebut penelitian mengenai kondisi struktur bawah permukaan di wilayah Bali menjadi penting untuk dilakukan.

Terdapat beberapa macam metode geofisika yang dapat digunakan untuk mencitrakan struktur bawah permukaan bumi seperti metode seismik tomografi, *surface wave group velocity*, *array seismology*, dan *receiver function*. Diantara sekian metode, metode seismik yang paling sering digunakan. Tomografi *travel time* merupakan salah satu metode seismik untuk merekonstruksi struktur bawah permukaan bumi dengan data-data seismik yang terekam pada *receiver* dengan memanfaatkan data waktu tempuh gelombang. Konsep dasar metode tomografi *travel time* adalah menggambarkan kondisi struktur bumi bawah permukaan dengan melakukan pemodelan *forward* dan *invers*. Pemodelan dilakukan secara berulang hingga diperoleh data *travel time* hasil perhitungan berdasarkan model terbaru yang paling sesuai dengan data *travel time* observasi.

Pada studi penelitian ini digunakan metode tomografi *travel time* dengan memanfaatkan *travel time* gelombang P untuk mencitrakan struktur bawah permukaan bumi di wilayah Pulau Bali, karena kemampuannya yang dapat mencitrakan struktur bawah permukaan bumi secara lebih presisi. Gelombang P dipilih karena gelombang ini memiliki karakter *onset* yang jelas terlihat sehingga mudah dibaca waktu tiba gelombangnya dibandingkan dengan jenis gelombang seismik yang lain. Model kecepatan gelombang P yang dihasilkan diharapkan mampu menjadi acuan untuk penelitian berikutnya mengenai kondisi struktur bawah permukaan bumi wilayah Bali sekaligus dapat memahami mekanisme tektonik pada daerah penelitian.

1.2. Rumusan Masalah

Rumusan masalah dalam studi penelitian Tugas Akhir ini adalah sebagai berikut:

1. Bagaimana penerapan metode tomografi *travel time* untuk memodelkan gelombang P di wilayah Pulau Bali ?
2. Bagaimana model kecepatan 2-D gelombang P di daerah Pulau Bali?

1.3. Batasan Masalah

Pada studi penelitian ini akan diberikan batasan-batasan masalah sebagai berikut:

1. Daerah penelitian dibatasi pada koordinat 114° - 116° LS dan 7.5° - 9.5° BT dengan menggunakan data repository gempabumi BMKG periode 2009-2014
2. Jumlah stasiun yang digunakan sebanyak 6 stasiun jaringan Ina Tews BMKG
3. Data gempabumi yang digunakan adalah gempabumi dangkal dengan kedalaman ≤ 15 km serta telah dilakukan proses *quality control* oleh BMKG
4. Relokasi hiposenter tidak dilakukan terhadap parameter yang digunakan

1.4. Tujuan Penelitian

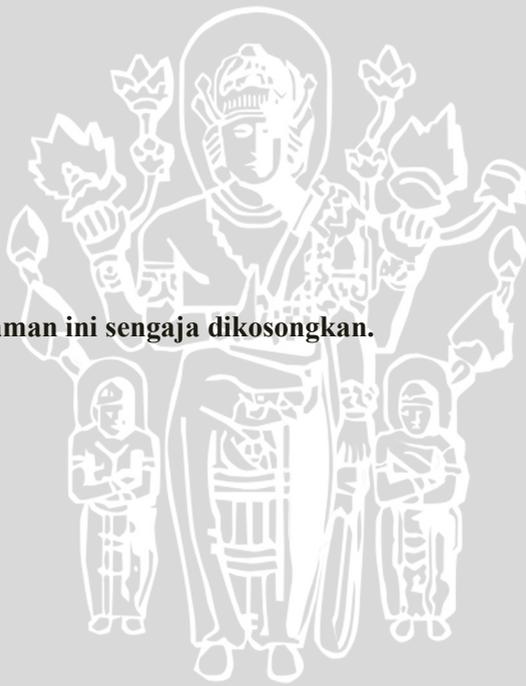
Tujuan dari studi penelitian ini adalah:

1. Untuk mengetahui seberapa bagus hasil model resolusi yang ditentukan oleh metode tomografi *travel time* dalam memodelkan kecepatan gelombang P di wilayah Pulau Bali berdasarkan data yang digunakan
2. Menentukan model kecepatan gelombang P di daerah Pulau Bali

1.5. Manfaat Penelitian

Manfaat yang diharapkan dari studi penelitian Tugas Akhir ini adalah agar hasil penelitian bisa dijadikan salah satu rujukan tambahan untuk mengetahui karakteristik struktur bawah permukaan di daerah Pulau Bali

UNIVERSITAS BRAWIJAYA



Halaman ini sengaja dikosongkan.

BAB II

DASAR TEORI

2.1. Kecepatan Gelombang Seismik

Gelombang seismik adalah gelombang elastik yang menjalar ke seluruh bagian dalam bumi dan permukaan bumi, akibat adanya gempa bumi, aktivitas vulkanik atau ledakan buatan manusia. Disebut gelombang elastik karena osilasi partikel-partikel medium yang berinteraksi antara gaya gangguan atau gradien stress melawan gaya-gaya elastik. Gelombang gempa yang dipancarkan oleh sumbernya akan menjalar ke segala arah dengan tipe, kecepatan dan arah penjaralan bervariasi tergantung pada sifat fisis dan dimensi medium. Dalam perambatannya gelombang ini membutuhkan waktu untuk berpindah dari titik medium satu ke titik medium yang lainnya. Waktu yang dibutuhkan gelombang seismik tersebut dinamakan *travel time* atau biasa disebut waktu tempuh gelombang. *Travel time* ini diperoleh dari selisih antara *arrival time* yaitu waktu tiba pertama gelombang pada *receiver* dengan *origin time* yaitu waktu pertama kali terjadi gempa pada pusat gempa (*hypocenter*).

Medium yang memiliki sifat fisik atau sifat kimia yang berbeda (*heterogenous*), maka waktu yang dibutuhkan akan berbeda pula. Akumulasi dari penjumlahan waktu yang terekam pada *receiver* memberikan informasi kecepatan rambat gelombang pada suatu medium. Kecepatan gelombang seismik merupakan salah satu fungsi untuk menganalisis struktur dalam permukaan bumi. Penurunan kecepatan disebabkan karena peningkatan temperatur, tekanan dan pori batuan (Verdhora, 2013).

Berdasarkan arah perambatannya kecepatan gelombang seismik terdiri dari gelombang seismik longitudinal dan gelombang seismik transversal. Masing-masing tipe gelombang ini memiliki kecepatan yang berbeda, dimana kecepatan gelombang longitudinal (V_p) memiliki kecepatan yang lebih besar dibandingkan kecepatan gelombang transversal (V_s).

Analisis kecepatan merupakan tahap yang penting dalam seismologi, khususnya pada penyiapan data untuk interpretasi geofisika dan geologi dari daerah penyelidikan. Melalui teknik inversi tomografi seismik dapat dibuat penampang distribusi kecepatan yang menjadi panduan untuk korelasi stratigrafi dan

menggambarkan penyebaran litologi. Oleh karena itu dibutuhkan analisa yang akurat untuk mendapatkan korelasi stratigrafi dan pemetaan penyebaran litologi dengan tepat (Monalia, 2011).

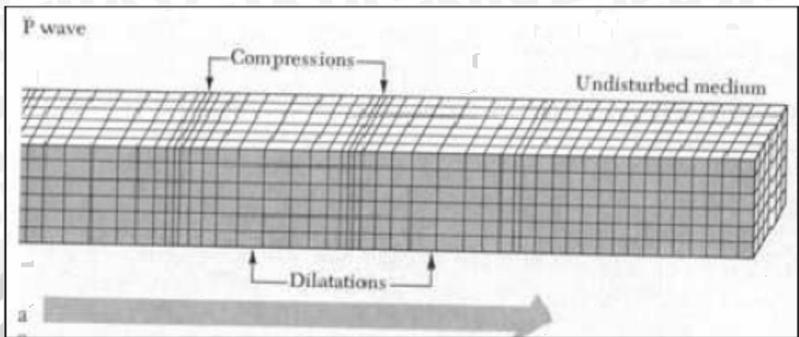
2.2. Gelombang Badan

Gelombang badan adalah gelombang yang menjalar dalam media elastik dan arah perambatannya keseluruhan bagian di dalam bumi. Salah satunya adalah gelombang P (Gelombang Primer). Gelombang P disebut juga gelombang kompresi, gelombang longitudinal, gelombang dilatasi, atau gelombang irrotasional. Gelombang kompresi merupakan pulsa-pulsa bergantian antara kompresi dan ekspansi yang bergerak searah dengan jalur gelombang. Kompresi dan ekspansi ini akan menyebabkan perubahan volum dan densitas medium.

Gelombang ini dapat merambat pada semua medium serta memiliki kecepatan tertinggi dibandingkan dengan gelombang seismik lainnya. Sehingga ketika terjadi gempa, gelombang inilah yang pertama kali tercatat pada stasiun pencatat (Lowrie, 2007). Kecepatan gelombang P mulai dari 3 sampai 8 mil per sekon. Amplitudonya kecil dan periodenya pendek sekitar 0,5 sampai 5 sekon. Kecepatan gelombang ini bergantung pada densitas batuan, kekakuan dan kepadatannya. Kecepatan gelombang P akan meningkat seiring dengan peningkatan modulus *bulk* dari fluida pengisi pori. Bentuk persamaan kecepatan gelombang P yaitu:

$$V_p = \alpha = \left(\frac{\lambda + 2\mu}{\rho} \right)^{0.5} \quad (2.1)$$

dimana V_p adalah kecepatan gelombang P, λ adalah parameter *Lame*, μ adalah modulus geser dan ρ adalah densitas batuan.



Gambar 2.1. Gelombang Primer

2.3. Tomografi

Teknik pencitraan tomografi telah mulai dikembangkan sejak pertengahan tahun 1970-an. Tomografi sendiri sebenarnya juga telah lama dipakai dalam bidang-bidang lain, seperti dalam radio astronomi yang telah menggunakan tomografi sejak 1956. Dalam dunia kedokteran pun, tomografi bukanlah sesuatu yang baru, karena sejak tahun 1961 *x-ray computerized tomography* telah digunakan untuk memproyeksikan obyek di dalam tubuh manusia.

Prinsip inilah yang mengilhami perkembangan tomografi seismik pada tahun 1980-an, hanya saja pada tomografi seismik yang dijadikan obyek adalah struktur batuan di bawah permukaan bumi. Publikasi pertama tentang tomografi seismik ditulis oleh Aki dan Lee (1976). Sejak itu berbagai tulisan mengenai tomografi seismik mulai bermunculan yang disebabkan oleh kehandalan dari metode ini dalam pemetaan mulai struktur 1D sampai 3D interior bumi (Widiyantoro, 2008).

2.3.1. Definisi Tomografi Seismik

Tomografi didefinisikan sebagai teknik khusus yang dapat digunakan untuk mendapatkan gambaran bagian dalam dari suatu objek berupa benda padat tanpa memotong atau mengirisnya. Dengan melakukan pengukuran-pengukuran di luar objek tersebut dari berbagai arah (yang disebut proyeksi-proyeksi), lalu merekonstruksinya (Munadi, 1992). Para ilmuwan seismologis dengan menggunakan tomografi seismik mampu merekonstruksi struktur dalam permukaan bumi berdasarkan data-data seismik. Prinsip utama

tomografi seismik, adalah menyajikan gambaran bawah permukaan dalam domain kecepatan. Gambar atau pencitraan ditampilkan dalam sel-sel yang pada satu sel dianggap merupakan satu kecepatan gelombang lokal.

Penerapan tomografi seismik sama dengan *CT scan* pada bidang kedokteran dimana dokter menggunakan *CT scan* untuk melihat organ dan tulang dalam tubuh manusia tanpa operasi. Sinar X ditembakkan pada tubuh manusia dari segala arah. Hasilnya akan berupa tampilan visualisasi tubuh manusia, untuk kemudian komputer menerapkannya pada gambar 3D. Sedangkan dalam bidang seismologis objek yang diamati adalah struktur dalam bumi. Misalnya ada suatu medium terdiri dari beberapa blok segi empat dengan sifat bahan yang berbeda, dengan memanfaatkan data sinyal seismik maka akan didapatkan pencitraan terhadap karakteristik medium tersebut. Caranya dengan mencatat waktu tiba gelombang pertama kali yang tercatat pada seismogram yaitu gelombang P. Waktu dimana gelombang mulai terekam pada seismogram (*origin time*) serta jarak penjalaran gelombang dari pusat gempa (*hyocenter*) ke *receiver* merupakan data yang dapat menghitung rata-rata kecepatan penjalaran gelombang seismik. Kemudian dilakukan pemetaan terhadap daerah manakah yang memiliki kecepatan rendah atau kecepatan tinggi. Hal ini bergantung pada sifat medium yang dilalui gelombang seismik.

Data yang digunakan dalam pencitraan tomografi sebaiknya data global yang memiliki akurasi tinggi hasil proses ulang (*re-processing*). Proses ulang yang dimaksud meliputi reidentifikasi fasa gelombang seismik dan relokasi hiposenter karena dapat menghasilkan citra tomografi yang handal (Widiyantoro, 2000).

Ada beberapa faktor yang mempengaruhi keakurasian dari hasil pemetaan metode tomografi : a). Sebaran *source* dan *receiver* sinyal seismik yang tidak seragam bahkan jarang. b). Posisi *source* yang tidak diketahui secara pasti. c). Jejak sinar atau jejak gelombang tidak berupa garis lurus melainkan fungsi dari kecepatan gelombang karena melewati medium yang heterogenitas. d). Error pada saat proses picking gelombang P yang sulit dihindari (Shearer, 2009).

2.3.2. Parameterisasi Model

Parametrisasi yang digunakan dalam inversi tomografi umumnya adalah blok atau kotak. Penentuan blok berdasarkan banyaknya data yang tersedia dan kebutuhan resolusi dalam investigasi bawah permukaan. Parameterisasi model ini berfungsi untuk menampilkan gambar atau pencitraan dalam bentuk blok sel-sel dimana setiap selnya dianggap sebagai satu kecepatan gelombang lokal dengan nilai tertentu. Parameterisasi model dengan skala seismik tomografi dalam bidang kebumihan memiliki ukuran blok 20 km untuk skala lokal. Besar blok dapat seragam maupun tidak.

Secara matematis analisis tomografi seismik melibatkan optimalisasi penyesuaian persamaan linier simultan yang dikerjakan secara iteratif. Satu persamaan mewakili satu sinar seismik yang merambat dari sumber ke penerima melintasi medium yang sudah dibagi-bagi dalam bentuk sel tersebut. Optimalisasi penyesuaian persamaan linier simultan ini akan menyebabkan proses iterasinya mengkonvergen secara cepat dan memberikan nilai-nilai kecepatan yang diharapkan di setiap sel tadi (Monalia, 2011).

2.3.3. Tomografi Waktu Tempuh

Konsep dasar dari tomografi seismik adalah memperhitungkan data waktu tempuh gelombang (*travel time*). Waktu tempuh ditunjukkan oleh persamaan:

$$t_j = \tau_i + T_{ij} \quad (2.2)$$

dimana:

t_j = waktu tiba (*arrival time*) di stasiun pengamat j

τ_i = waktu terjadinya gempa (*origin time*) dari sumber i

T_{ij} = waktu tempuh antara sumber i dan stasiun pengamat j

Waktu tempuh gelombang seismik dalam tomografi adalah integral *slowness* yang dilalui oleh sinar yang menghubungkan antara sumber dengan *receiver*. Dalam suatu rangkaian penjalaran sinar sumber dan *receiver* sebenarnya fungsi data travel time yang diamati (P^{obs}) secara kontinyu dituliskan dengan rumusan:

$$P = \int_{ray} M(r) dr \quad (2.3)$$

dimana:

P = fungsi data waktu tempuh

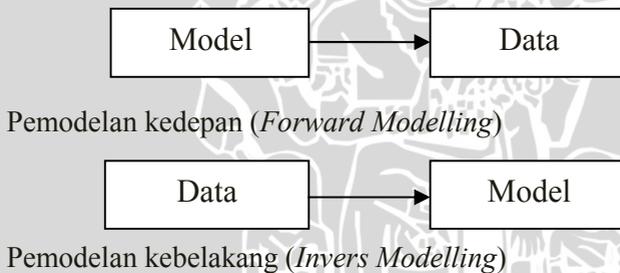
$M = \frac{1}{V} =$ fungsi perlambatan (*slowness*)

V = kecepatan gelombang seismik

r = panjang lintasan sinar

2.3.4. Pemodelan ke Depan dan Pemodelan ke Belakang

Pemodelan ke depan (*Forward Modelling*) menyatakan proses perhitungan data yang secara teortis akan teramati di permukaan bumi jika diketahui harga parameter model bawah permukaan tertentu (Grandis, 2009). Pemodelan ke belakang (*Invers Modelling*) merupakan proses mendapatkan parameter model bawah permukaan dengan menggunakan data pengukuran langsung. Permasalahan geofisika pada dasarnya merupakan permasalahan inversi karena parameter model harus diperkirakan berdasarkan hasil pengamatan data (Grandis, 2009).



Gambar 2.2. Pemodelan Data Geofisika

Proses yang paling memakan waktu dalam tomografi waktu tempuh adalah pemodelan kedepan, di dalamnya terdapat suatu proses yang memodelkan pergerakan gelombang (*ray tracing*) yang sampai sekarang masih mejadi fokus bagi para peneliti (Monalia, 2011). Metode tersebut untuk menghitung jalan gelombang atau partikel melalui sistem dengan berbagai kecepatan propagasi, karakteristik penyerapan, dan permukaan. Metode ini memanfaatkan prinsip Fermat, meminimalisasi waktu dengan membengkokkan sinar dengan *trial and error*. Karena biasanya muka gelombang

menekuk, mengubah arah atau mencerminkan permukaan sehingga menyulitkan analisis (Monalia, 2011).

Pada proses *ray tracing*, waktu tempuh didapat dengan menghitung waktu perjalanan terkait yang didapatkan dari model kecepatan data sintesis. Proses selanjutnya adalah melakukan perbaikan terhadap model kecepatan berdasarkan *traveltime* yang diperoleh dari proses *ray tracing*, dengan menggunakan inversi tomografi. Pada tahap inversi kecepatan gelombang lokal digantikan dengan kelambanan (*slowness*) lokal (invers dari kecepatan gelombang lokal) untuk memudahkan perhitungan. Hal ini karena persamaan inversi menjadi linier ketika berada dalam domain kelambanan. Dalam 2-D *slowness* nilai *slowness* dimodelkan dengan matriks. Inversi dilakukan secara iteratif sehingga linierisasi terjadi setiap iterasi. Iterasi proses inversi terus dilakukan hingga mendapat solusi model kecepatan dengan selisih waktu tempuh kalkulasi dan observasi minimum seperti pada persamaan 2.3 sebelumnya.

Metode Ekspansi Deret adalah salah satu metode yang dikembangkan untuk menyelesaikan persoalan pemodelan ke belakang (*invers tomography*) baik linier maupun nonlinier secara iteratif. Metode ini diasumsikan bahwa medium bersifat diskrit dan terdapat keterbatasan memproyeksikan objek (arah proyeksi yang terbatas). Sinar yang dipancarkan sumber merambat melalui sebagian sel-sel. Sinar merambat dari sumber ke penerima dan memberikan proyeksi dari parameter yang ada pada masing-masing sel. Sehingga dapat diketahui struktur dari objek tersebut berdasarkan data-data yang diterima. Seperti Invers Matriks yang meliputi *Singular Value Decomposition* (SVD). Metode ini hanya dapat digunakan untuk tomografi inversi jika dimensi parameter model tidak terlalu besar, metode ini juga sangat sensitif terhadap noise (Monalia, 2011).

Fungsi model hasil perhitungan (M^{est}) akan diperbaiki secara iteratif dengan metode ekspansi deret ini hingga konvergen mendekati fungsi model sebenarnya (M^{true}). Selanjutnya dilakukan perbandingan dari perbaikan fungsi data yang diamati (P^{obs}) dengan fungsi data perkiraan (P^{pre}). Untuk mendapatkan fungsi data perkiraan (P^{pre}) digunakan model ke depan (*forward modelling*). Persamaan 2.3 sebelumnya merupakan persamaan awal yang selanjutnya digunakan untuk pemodelan kedepan

$$P = \int_{ray} M(r) dr \quad (2.4)$$

P merupakan fungsi data dan M(r) fungsi model hasil perhitungan. Pada kasus pemodelan kedepan adalah mencari perkiraan fungsi data berdasarkan integrasi jejak sinar gelombang yang melalui suatu fungsi model yang telah dihitung sebelumnya. Dalam hal ini fungsi model menjadi diskrit agar memungkinkan pengolahan komputasi oleh komputer.

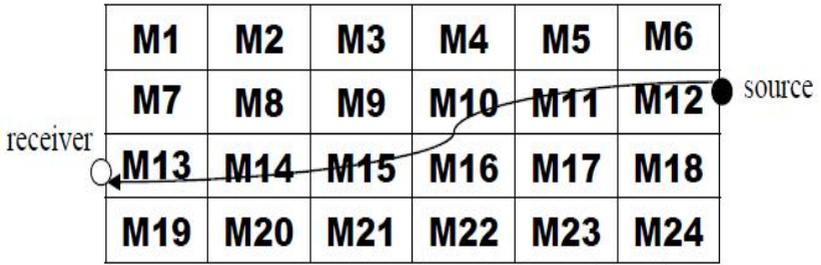
M1	M2	M3	M4	M5	M6
M7	M8	M9	M10	M11	M12
M13	M14	M15	M16	M17	M18
M19	M20	M21	M22	M23	M24

Gambar 2.3. Fungsi Model dalam Bentuk Sel-sel Diskrit

Penjalaran satu buah sinar gelombang yang melalui fungsi model diskrit dapat dituliskan dengan persamaan diatas dalam bentuk diskrit

$$P = \sum_{j=i}^j M_j S_j \quad (2.5)$$

Dimana M_j merupakan fungsi model hasil perhitungan untuk sel ke- j , S_j adalah panjang sinar gelombang yang melalui sel ke- j , dan J adalah total sel pada fungsi model.



Gambar 2.4 Contoh penjalaran sinar gelombang pada model sel

Penjalaran suatu sinar gelombang seperti terlihat pada gambar diatas melalui 7 buah sel. Sel-sel pada model yang tidak dilalui oleh sinar gelombang akan memiliki nilai $S_j = 0$ sehingga persamaan (2.6) tetap konsisten dengan persamaan (2.5). Untuk memndapatkan informasi mengenai sel-sel yang belum diketahui maka dirambatkan sinar gelombang lainnya dengan menambahkan pasangan sumber-penerima lebih banyak lagi. Persamaan yang melibatkan seluruh sinar gelombang yang melalui fungsi model adalah

$$P_i = \sum_{j=1}^I M_j S_{ij}, i = 1, \dots, I \quad (2.6)$$

Dimana I adalah total sinar gelombang, S_{ij} adalah panjang sinar ke- i yang melalui sel ke- j , M_{ij} adalah fungsi model untuk sel ke- j , dan I adalah total sel.

Persamaan (2.7) merupakan formulasi untuk pemodelan ke depan yang digunakan dalam ekspansi deret tomografi sinar seismik. Persamaan (2.7) dapat digunakan untuk memodelkan secara efektif jika P_i , $i=1, \dots, I$, merupakan data real (waktu tempuh) dan fungsi model sebelumnya namun belum diketahui. Dapat dituliskan dengan

$$P_i^{obs} = \sum_{j=1}^I M_j^{true} S_{ij}, i = 1, \dots, I \quad (2.7)$$

Persamaan sebanyak n buah diatas dapat ditulis dalam bentuk matriks sebagai berikut:

$$P = MS \quad (2.8)$$

Persamaan diatas menghubungkan perlambatan dari objek yang diteliti fengan waktu tempuh dari objek yang terukur. Apabila kita telah mengukur waktu tempuh dan mengetahui geometri dari sinar, maka perlambatan dari persamaan diatas dapat dihitung sebagai berikut:

$$S = M^{-1}P \quad (2.9)$$

$$S = (M^T M)^{-1} M^T P \quad (2.10)$$

Akan tetapi persamaan di atas dalam prakteknya sulit untuk dipecahkan karena matriksnya besar dan jarang, sehingga determinan akan cenderung nol. Sehingga dibutuhkan metode SVD untuk menyelesaikan permasalahan tersebut.

Apabila diberikan matriks A memiliki ukuran (m x n) dan matriks X memiliki ukuran (n x 1) maka matriks b memiliki ukuran (m x 1) lalu dilakukan operasi perkalian matriks sebagai berikut.

$$AX = b \quad (2.11)$$

Perkalian matriks ini sering kita jumpai dalam beberapa permasalahan matematika, salah satunya inversi. Untuk mencari nilai X dapat diselesaikan dengan :

$$X = A^{-1}b \quad (2.12)$$

Persamaan diatas bisa digunakan jika matriks A merupakan matriks ortogonal (m x m). tetapi dalam kenyataannya kita sering menjumpai permasalahan dimana matriks A tidak ortogonal (m x n) sehingga harus diselesaikan dengan persamaan berikut :

$$X = (A^T A)^{-1} A^T b \quad (2.13)$$

Dalam permasalahan tomografi, formulasi diatas hampir tidak pernah bisa digunakan mengingat $A^T A$ selalu bersifat singular. Beberapa jejak gelombang bisa identik antara satu dengan yang lain sedangkan blok yang dilaluinya tidak dapat di sample untuk tiap jejak gelombang. Untuk mengatasi hal tersebut dapat digunakan metode

invers matriks *Single Value decomposition(SVD)*. Metode ini akan mendecomposisi komponen matriks A menjadi 3 bagian.

$$A = u w v^T \quad (2.14)$$

$$w = \begin{pmatrix} w_1 & 0 & \dots & 0 & 0 \\ 0 & w_2 & \dots & 0 & 0 \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots & \vdots \\ 0 & 0 & \dots & w_{n-1} & 0 \\ 0 & 0 & \dots & 0 & w_n \end{pmatrix}$$

dimana A adalah matriks berukuran (m x n), u adalah singular vektor kiri dari A berukuran (m x m), w merupakan nilai singular dari A berukuran (m x n) dan v merupakan singular vektor kanan dari A berukuran (n x n). u merupakan *eigenvector* dari AA^T dan v merupakan *eigenvector* dari $A^T A$.

Maka dengan menggunakan metode SVD persamaan 2.2 dapat diselesaikan sebagai berikut.

$$X = v w^+ u^T b \quad (2.15)$$

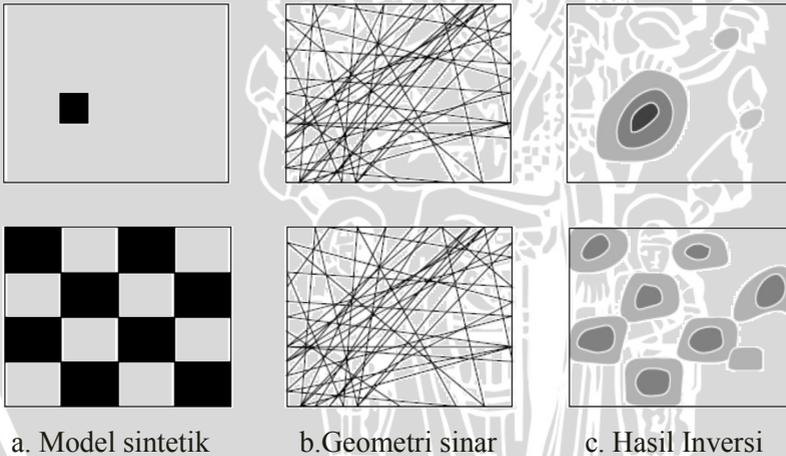
dimana

$$w^+ = \begin{pmatrix} \frac{1}{w_1} & 0 & \dots & 0 & 0 \\ 0 & \frac{1}{w_2} & \dots & 0 & 0 \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots & \vdots \\ 0 & 0 & \dots & \frac{1}{w_{n-1}} & 0 \\ 0 & 0 & \dots & 0 & \frac{1}{w_n} \end{pmatrix}$$

2.3.5. Uji Resolusi

Uji Resolusi dikenal dengan *Checkerboard Resolution Test (CRT)* merupakan metode *forward modelling* yang bertujuan untuk menguji kehandalan teknik inversi tomografi dan resolusi di seluruh

ruang model. Model papan *checkerboard* merupakan model papan catur yang terdiri dari anomali positif dan negatif relatif terhadap model kecepatan 1D (Rohadi *et al.*, 2012). Resolusi merupakan perbandingan ukuran pixel dengan ukuran fisik atau ukuran objek sebenarnya. Uji resolusi dilakukan dengan cara mengalikan anomali positif dan negatif secara selang-seling dari model kecepatan awal yang diberikan (Rexha, 2013). Besarnya anomali tergantung terhadap prediksi model pertubasi yang akan dihasilkan saat inversi tomografi. Ukuran anomali sebaiknya sama dengan ukuran dari parametrisasi model dan invers tomografi. Hasil *forward modelling* dari perkalian antara model CRT dengan model kecepatan awal tersebut kemudian menjadi data input observasi untuk inversi tomografi. Daerah yang memiliki inversi baik (memiliki anomali positif dan negatif) merupakan daerah yang teresolusi baik. Distribusi pola anomali tersebut akan sesuai dengan daerah yang dilewati banyak sinar gelombang (Verdhora, 2013).



Gambar 2.5 Resolusi model tomografi sering diuji menggunakan uji respon impuls (atas) atau uji *checkerboard* (bawah) penggunaan tes respon impulse (atas) atau uji *checkerboard* (bawah). Dalam setiap set waktu tempuh dibuat untuk model kecepatan sederhana dengan jalur yang dilewati sinar pada data real; kemudian waktu sintetik diinversikan untuk melihat seberapa bagus pemulihan yang dihasilkan model (Shearer P. M, 2009).

Hasil uji resolusi bergantung pada rekonstruksi inversi data sintesis terhadap model awalnya. Berdasarkan hasil inversi data biasanya tidak seluruh bagian dari model yang dihasilkan mempunyai resolusi yang baik. Hal ini disebabkan terutama oleh distribusi gempa dan seismograf yang acak atau terkonsentrasi pada area tertentu saja (Widiyantoro, 2000).

UNIVERSITAS BRAWIJAYA



UNIVERSITAS BRAWIJAYA

Halaman ini sengaja dikosongkan.



BAB III METODE PENELITIAN

3.1. Waktu dan Tempat Penelitian

Studi penelitian Tugas Akhir ini dilaksanakan di Stasiun Geofisika Kelas II Tretes Jalan Sedap Malam No. 9, Mlaten, Pandaan, Pasuruan, Jawa Timur, mulai tanggal 01 Februari sampai 30 April 2014.

3.2. Data

Data yang digunakan adalah data pembacaan waktu tiba gelombang P yang diperoleh dari Repository gempabumi BMKG periode tahun 2009 sampai 2014. Daerah penelitian dibatasi pada koordinat bujur $114,0^{\circ}$ sampai $116,0^{\circ}$ dan lintang $-7,5^{\circ}$ sampai $-9,5^{\circ}$. Terdapat 6 stasiun pencatat gempabumi yang digunakan yaitu 4 stasiun di Bali, dan 2 stasiun di Banyuwangi **Lampiran 1**. Data keseluruhan meliputi data waktu terjadinya gempa (*origin time*), lokasi episenter, waktu tiba (*arrival time*) gelombang P di setiap stasiun, magnitude, dan kedalaman pusat gempa. Parameter gempabumi yang digunakan dibatasi untuk gempabumi dengan magnitude ≤ 5 dan kedalaman 15 km sehingga diperoleh 130 *event* gempabumi dengan 515 fase gelombang P yang tercatat waktu tiba (*arrival time*) gelombangnya.

Tabel 3.1. Model 1-D Struktur Kecepatan Gelombang P Bumi (Kaulakov dkk., 2007)

Depth (km)	Vp (km/s)
5	5
10	6
15	6.75
25	7.11

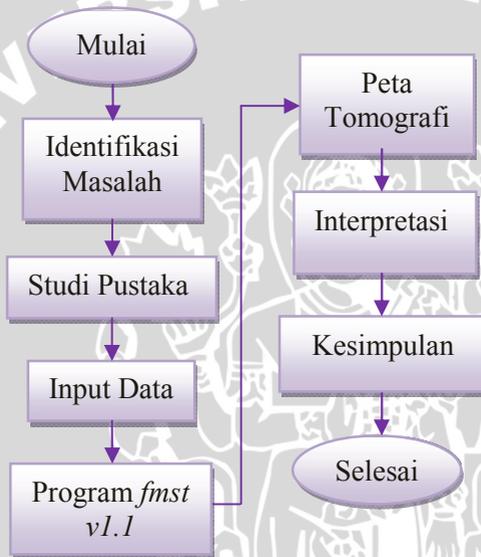
Pada studi tomografi 2 dimensi gelombang P harus dilakukan parameterisasi model terlebih dahulu yaitu dengan memberikan model kecepatan awal berupa model kecepatan homogen pada daerah penelitian. Oleh karena itu diperlukan sebuah referensi berupa nilai kecepatan pada daerah penelitian. Penulis menggunakan model

kecepatan 1-D Koulakov dkk (2007) seperti yang tertera pada pada Tabel 3.1.

3.3. Pegolaha Data

Pada subbab pengolahan data ini akan dibahas alur penelitian, alat penelitian, uji resolusi tomografi, pemodelan kecepatan gelombang P dan interpretasi data.

3.3.1. Alur Penelitian



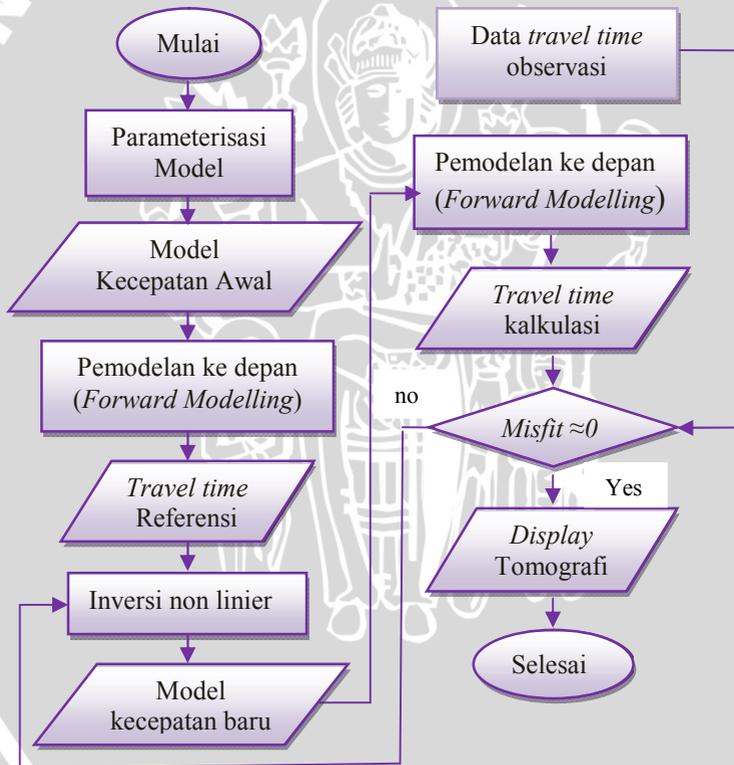
Gambar 3.1. Diagram Alir Penelitian

3.3.2. Alat Penelitian

Dalam penelitian ini alat yang digunakan untuk pengolahan data berupa perangkat keras (*hardware*) dan perangkat lunak (*software*) mulai dari persiapan data sampai menampilkan peta kontur hasil tomografi. Perangkat keras berupa satu unit komputer dengan sistem operasi Linux Ubuntu 12.04.1 LTS dan *Windows7*. Perangkat lunak berupa *Fortran Compiler G95*, *GMT (Generic Mapping Tool)*, *Microsoft Exel 2007*, Program Tomografi 2 Dimensi *fmstv1.1* (Rawlinson N. 2008), *Korn Shell* yang terinstal pada Linux Ubuntu 12.04.1 LTS.

3.3.3. Program Tomografi 2 Dimensi

Program yang digunakan dalam studi penelitian ini adalah program *fmst v1.1* yang dikembangkan oleh (Nick Rawlinson, 2008) berupa *script Fortran 90*. Langkah pertama dalam membuat tomogram adalah melakukan parameterisasi model sebagai model awal. Model kecepatan awal diperlukan dalam proses pemodelan baik pemodelan kedepan (*forward*) maupun pemodelan kebelakang (*invers*). Pada penelitian ini model kecepatan awal yang digunakan adalah model kecepatan homogen dimana daerah penelitian diasumsikan memiliki nilai kecepatan gelombang seismik yang seragam. Berikut ini adalah diagram alir pengolahan data pada program tomografi 2D:



Gambar 3.2. Diagram Alir Program Tomografi 2D *fmst v1.1*

Untuk menjalankan program tomografi *fmst v1.1*, langkah awal adalah melakukan kompilasi pada *script Fortran 90*. Terdapat 8 *script fortran 90* yang akan digunakan yaitu *grid2dss*, *fm2dss*, *subinvss*, *residuals*, *resplots*, *misfits*, *synthts*, *tslicess*. Berikut tampilan compile dari 8 *scriptFortran90*:

```
nisa@nisa-HP-Mini-110-3500:~$ cd Documents/
nisa@nisa-HP-Mini-110-3500:~/Documents$ dir
bin          compileall~  example1    fmst_v1.1.tar.gz  Prosuder\ fmst.odt
compileall  docs       example2    Grid4x4           source
nisa@nisa-HP-Mini-110-3500:~/Documents$ cd Grid4x4
nisa@nisa-HP-Mini-110-3500:~/Documents/Grid4x4$ f95 -o grid2dss grid2dss.f90
nisa@nisa-HP-Mini-110-3500:~/Documents/Grid4x4$ ./grid2dss
nisa@nisa-HP-Mini-110-3500:~/Documents/Grid4x4$ f95 -o fm2dss fm2dss.f90
nisa@nisa-HP-Mini-110-3500:~/Documents/Grid4x4$ ./fm2dss
Program fm2dss has finished successfully!
nisa@nisa-HP-Mini-110-3500:~/Documents/Grid4x4$ f95 -o resplots resplots.f90
nisa@nisa-HP-Mini-110-3500:~/Documents/Grid4x4$ ./resplots
nisa@nisa-HP-Mini-110-3500:~/Documents/Grid4x4$ f95 -o tslicess tslicess.f90
nisa@nisa-HP-Mini-110-3500:~/Documents/Grid4x4$ ./tslicess
nisa@nisa-HP-Mini-110-3500:~/Documents/Grid4x4$ f95 -o subinvss subinvss.f90
nisa@nisa-HP-Mini-110-3500:~/Documents/Grid4x4$ ./subinvss
Due to redundancy, the subspace dimension
is being reduced from      10 to          6
Message from SVD orthogonalization algorithm
nisa@nisa-HP-Mini-110-3500:~/Documents/Grid4x4$ f95 -o residuals residuals.f90
nisa@nisa-HP-Mini-110-3500:~/Documents/Grid4x4$ ./residuals
319.67      0.10239
nisa@nisa-HP-Mini-110-3500:~/Documents/Grid4x4$ █
```

Gambar 3.3. Tampilan Compile 8 *script Fortran 90*

Adapun beberapa *file* yang menjadi inputan dalam program *fmst v1.1* adalah sebagai berikut:

- a. *Sources.dat* : *file* ini berisi informasi tentang lokasi sumber (*epicenter*) berupa koordinat lintang dan bujur dalam derajat. Contoh format *file sources.dat*.

```
130
-9.38      114.06
-8.38      115.48
-8.34      115.06
```

Baris pertama merupakan jumlah sumber yang digunakan sedang baris kedua dan seterusnya adalah koordinat sumber dalam lintang dan bujur.

b. *receivers.dat* : *file* ini berisi tentang informasi lokasi stasiun penerima berupa koordinat lintang dan bujur dalam derajat. Format yang dimiliki sama dengan *file sources.dat*.

6

```
-8.214 114.356  
-8.6774 115.21  
-8.4703 114.152
```

c. *gridi.vtx* : *file* ini berisi tentang model kecepatan awal yang akan diproses secara iteratif dalam program *fmst v1.1*. Contoh format *filegridi.vtx*.

```
20 20  
-7.50000000 114.00000000  
0.10526316 0.10526316  
6.00000000 0.30000000  
6.00000000 0.30000000
```

Baris pertama merupakan jumlah pembagian grid model kecepatan pada daerah penelitian sepanjang arah lintang dan bujur. Baris kedua adalah koordinat titik awal pada grid 2 dimensi dalam lintang dan bujur. Baris ketiga merupakan nilai spasi grid untuk lintang dan bujur dalam derajat sedangkan baris sesudahnya adalah nilai kecepatan awal beserta estimasi *error*-nya dimulai dari titik awal hingga titik akhir grid.

d. *otimes.dat* : *file* ini berisi tentang waktu tempuh (*travel time*) observasi dari sumber ke penerima. Waktu tempuh ini merupakan selisih antara waktu tiba (*arrival time*) dengan waktu terjadi gempa (*origin time*) dari data observasi. Total data yang harus dimasukkan harus sama dengan hasil kali jumlah sumber (tercantum pada baris pertama *filesources.dat*) dan jumlah penerima (tercantum pada baris pertama *file receivers.dat*). Pada penelitian ini digunakan 130 sumber dan 6 penerima sehingga total ada 780 *traveltime*. Berikut adalah contoh format *fileotimes.dat*.

```
0 -1.14559 2.0000  
0 -0.24389 2.0000  
1 16.33690 2.000
```

Baris pertama terdapat 3 angka, angka pertama dapat tertulis 1 ataupun 0. 1 menandakan bahwa nilai *travel time* setelahnya digunakan dalam perhitungan sedangkan 0 menandakan bahwa nilai *travel time* setelahnya diabaikan. Nilai 0 bisa saja diberikan manakala terjadi kesulitan dalam menentukan waktu tiba gelombang yang akan di *pick* sehingga tinggal dimasukkan sebarang nilai dan diberi nilai 0 sebelumnya agar nilai tersebut tidak diperhitungkan oleh program. Pada penelitian ini ada 780 data *travel time*. Angka kedua merupakan nilai *travel time* dalam detik sedangkan angka ketiga adalah nilai *error* yang juga dalam detik.

Subprogram yang digunakan dalam program *fmstv1.1* adalah:

- a. *fm2dss*: Program ini melakukan pemodelan ke depan dari *travel time* prediksi dengan menerapkan metode *fast marching*.
- b. *grid2dss* : Program untuk membuat model 2 dimensi dalam format yang dibutuhkan oleh *fm2dss*. Program ini juga dapat digunakan untuk membuat model *checkerboard* ataupun model test lainnya serta model kecepatan awal untuk inversi tomografi.
- c. *residualss* : Berfungsi menghitung *residual travel time* (RMS dan varians) berkaitan model yang diberikan.
- d. *resplots* : Berfungsi mengkonversi nilai *travel time* yang dihasilkan oleh proses inversi tomografi sehingga sesuai dengan format yang dibutuhkan oleh *Generic Mapping Tool* (GMT) untuk menampilkannya sebagai histogram frekuensi data fit dari model awal dan akhir.
- e. *subinvss* : Berfungsi untuk melakukan metode *inverssubspace* guna menjadikan permasalahan yang tidak linear menjadi linear sehingga mudah diselesaikan. Program ini bekerja secara *iterative* bersama dengan program *fm2dss*.
- f. *tslicess* : Berfungsi mengkonversi *output* yang dihasilkan oleh *software* tomografi sehingga sesuai dengan format yang dibutuhkan GMT untuk menampilkannya dalam bentuk peta kontur.
- g. *synthtss* : Berfungsi untuk membuat *travel time* sintesis dalam rangka menguji resolusi gambar tomografi yang akan dihasilkan berdasarkan jejak gelombang yang berhasil di lakukan *picking travel time*-nya.

Setelah semua data input disiapkan dan program yang berbasis *Fortran 90* telah di *compile*, maka langkah berikutnya adalah menjalankan program secara keseluruhan menggunakan perintah yang tersimpan pada file *ttomoss*. *Scriptttomoss* memiliki algoritma sebagaimana tertampil pada **Gambar 3.2.** diatas dan dijalankan dengan menggunakan *korn shell script* (*ksh*) yang bekerja pada *Operating System* Linux Ubuntu 12. 04.1 LTS (Anshori, 2014).

```
nisa@nisa-HP-Mini-110-3500:~$ cd Downloads/
nisa@nisa-HP-Mini-110-3500:~/Downloads$ cd example1
nisa@nisa-HP-Mini-110-3500:~/Downloads/example1$ chmod u+x fm2dss
nisa@nisa-HP-Mini-110-3500:~/Downloads/example1$ chmod u+x subinvss
nisa@nisa-HP-Mini-110-3500:~/Downloads/example1$ chmod u+x residualss
nisa@nisa-HP-Mini-110-3500:~/Downloads/example1$ ksh
$ ksh ttomoss
Program fm2dss has finished successfully!
Due to redundancy, the subspace dimension
is being reduced from      10 to      7
Message from SVD orthogonalization algorithm
Program fm2dss has finished successfully!
Due to redundancy, the subspace dimension
is being reduced from      10 to      7
Message from SVD orthogonalization algorithm
Program fm2dss has finished successfully!
Due to redundancy, the subspace dimension
is being reduced from      10 to      8
Message from SVD orthogonalization algorithm
Program fm2dss has finished successfully!
Due to redundancy, the subspace dimension
is being reduced from      10 to      8
Message from SVD orthogonalization algorithm
Program fm2dss has finished successfully!
Due to redundancy, the subspace dimension
is being reduced from      10 to      8
Message from SVD orthogonalization algorithm
Program fm2dss has finished successfully!
Due to redundancy, the subspace dimension
is being reduced from      10 to      8
Message from SVD orthogonalization algorithm
Program fm2dss has finished successfully!
Due to redundancy, the subspace dimension
is being reduced from      10 to      8
Message from SVD orthogonalization algorithm
Program fm2dss has finished successfully!
Due to redundancy, the subspace dimension
is being reduced from      10 to      8
Message from SVD orthogonalization algorithm
Program fm2dss has finished successfully!
Due to redundancy, the subspace dimension
```

Gambar 3.4. Tampilan program *file ttomoss*

3.3.4. Uji Resolusi Tomografi

Sebelum dilakukan pemodelan Gelombang P (Primer) pada daerah penelitian menggunakan data observasi yang ada, terlebih dahulu diterapkan uji resolusi. Uji resolusi dilakukan dengan memberikan model kecepatan awal yang akan diterapkan pada papan catur (*Checkerboard*) yang tersedia pada program *fmstv1.1*. Uji resolusi ini dilakukan dengan memilih konfigurasi geometri dari

distribusi sumber gempa, posisi stasiun, ukuran grid dan struktur kecepatan referensi yaitu 5 km/s berdasarkan model kecepatan 1 D (Kaulakov dkk., 2007). Melalui model awal tersebut akan diperoleh data waktu tempuh sintesis yang kemudian dilakukan inversi untuk melihat seberapa besar model *checkerboard* bisa direkonstruksi dan bisa menghasilkan resolusi yang baik.

Hasil *forward modelling* dari perkalian antara model CRT dengan model kecepatan awal tersebut kemudian menjadi input observasi untuk inversi tomografi. Daerah yang memiliki hasil inversi baik (anomali positif dan negatif) merupakan daerah yang teresolusi dengan baik. Distribusi pola anomali tersebut akan sesuai dengan daerah yang dilewati banyak sinar gelombang (Verdhora, 2013; Priyono, 2010).

Langkah-langkah dalam uji resolusi dengan program *fmst v1.1* sebagai berikut:

1. Menjalankan subprogram *grid2dss* untuk membuat model kecepatan awal. Output yang dihasilkan adalah *grid2dss.vtx* yang selanjutnya di copy paste pada file *gridi.vtx*
2. Menjalankan kembali subprogram *grid2dss* untuk membuat model kecepatan *checkerboard*. Output yang dihasilkan adalah *grid2dss.vtx* yang selanjutnya di copy paste pada file *gridi.vtx*. Ukuran blok yang digunakan tergantung pada kerapatan sinar gelombang dari sumber menuju penerima.
3. Menjalankan subprogram *fm2dss* untuk membuat data travel time sintesis berdasarkan model *checkerboard* yang telah dibuat. Pastikan informasi grid kecepatan pada file *fm2dss.in* menunjuk pada file *gridi.vtx*.
4. Menjalankan subprogram *synthtss* untuk membuat data travel time sintesis dalam format *otimes.dat*.
5. Menjalankan script *ttomoss* untuk melakukan pemodelan tomografi berdasarkan data sintesis yang telah dibuat. Pastikan informasi grid kecepatan pada file *fm2dss.in* menunjuk pada file outputnya dalam *gridc.vtx*.
6. Menjalankan subprogram *tslicess* untuk menghasilkan file yang berguna dalam proses pengeplotan menggunakan GMT. Pastikan file *velocity vertice* menunjuk pada *gridi.vtx* untuk

menggambarkan model *checkerboard* dan *gridc.vtx* untuk menggambarkan model hasil pemulihan.

3.3.5. Pemodelan Kecepatan Gelombang Primer (P)

Pemodelan terhadap kecepatan gelombang seismik merupakan representasi keadaan geologi bawah permukaan bumi oleh benda anomali dengan besaran fisis dan geometri tertentu. Data *travel time* dari selisih antara *arrival time* dan *origin time*, yang selanjutnya akan digunakan sebagai proses pemodelan untuk mengetahui sebaran variasi kecepatan gelombang P.

Berikut ini langkah-langkah yang perlu dilakukan dalam pemodelan gelombang primer:

1. Parameterisasi model. Langkah ini dilakukan dengan mengedit file *grid2dss.in* sebagai input program *grid2dss*. Program ini berfungsi untuk membuat model kecepatan awal yang akan digunakan dalam proses iterasi. Model kecepatan awal yang diberikan berupa model kecepatan homogen dimana daerah penelitian dibagi atas grid sebesar 15 dalam arah lintang dan bujur. Nilai kecepatan awal yang diberikan adalah sebesar 5 km/s yang merupakan nilai kecepatan gelombang P pada kerak bumi bagian atas berdasarkan referensi. Keluaran dari program *grid2dss* adalah file *grid2d.vtx* yang merupakan nilai kecepatan awal yang selanjutnya di *copy paste* pada file *gridi.vtx*.
2. Menentukan jumlah iterasi yang akan dilakukan dengan memasukkan angka jumlah iterasi pada file *ttomoss.in*. Jumlah iterasi bisa beragam tergantung pada tingkat konvergensi data yang dianalisis. Dalam penelitian dipilih jumlah iterasi sebanyak 10 kali. *Travel time* observasi yang diperoleh berdasarkan selisih antara *origin time* dan *arrival time* dari sumber ke *receiver* disimpan dalam file *otimes.dat*. Dalam penelitian ini digunakan 130 *event* yang tercatat pada sekitar 6 stasiun.
3. Proses pemodelan tomografi dilakukan dengan menjalankan *scriptttomoss* yang merupakan *script linux* berbasis korn shell *script* yang bekerja pada sistem operasi linux ubuntu LTS 12.0.4. *Script* tersebut melakukan eksekusi program *fm2dss* untuk pemodelan ke depan dan *subinvss* untuk proses inversi secara iteratif. Dibutuhkan waktu sekitar 30 detik dalam proses perhitungan oleh program. Model kecepatan akhir gelombang P

terdapat pada file *gridc.vtx* yang kemudian akan disajikan dalam bentuk kontur.

Tujuan dari langkah-langkah tomografi pada penelitian ini adalah untuk mengestimasi kecepatan penalaran gelombang P pada kerak bumi Pulau Bali dengan menghitung nilai *travel time* berdasarkan model kecepatan pada setiap iterasi sampai diperoleh perbedaan antara *travel time* kalkulasi dan *travel time* observasi menjadi paling minimum.

3.4. Interpretasi data

Pada studi ini data observasi yang berupa waktu tempuh (*travel time*) gelombang P yang diperoleh dari data *repository* gempa bumi BMKG dijadikan sebagai input dalam program *fmst.v1.1* (Nick Rawlinson, 2008). Kemudian dilakukan pemodelan kecepatan gelombang P yang terdiri dari 2 macam pemodelan yaitu pemodelan kedepan (*forward*) dan pemodelan kebelakang (*invers*). Kedua macam pemodelan tersebut dilakukan secara iteratif hingga dihasilkan model akhir kecepatan gelombang P yang memiliki nilai selisih *travel time* kalkulasi dan observasi minimum. Tingkat kesesuaian antara nilai *travel time* kalkulasi dan observasi ditentukan dengan menghitung selisih antara keduanya sehingga dihasilkan nilai residual *travel time*. Nilai residual *travel time* yang diperoleh ditampilkan dalam bentuk histogram. Model kecepatan akhir gelombang P yang dihasilkan oleh program *fmst v1.1* dikonturkan dengan menggunakan *software Generic Mapping Tool (GMT)* yang kemudian diinterpretasi dengan pembandingan peta geologi regional Pulau Bali.

BAB IV HASIL DAN PEMBAHASAN

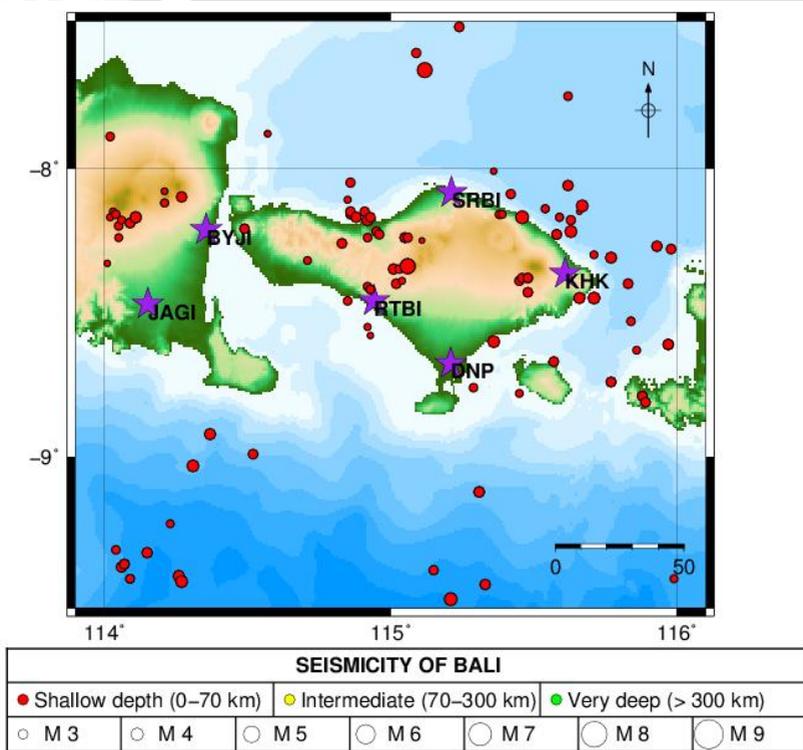
4.1. Kondisi Tektonik Daerah Bali

Pulau Bali berada diantara pulau Jawa dan Pulau Lombok serta dikelilingi beberapa pulau kecil disekitarnya seperti Pulau Nusa Penida, Pulau Nusa Lembongan, Pulau Nusa Ceningan dan Pulau Serangan. Pulau ini merupakan bagian terkecil dari Kepulauan Sunda Kecil dengan kemiringan 5° dan ketinggian di atas 20 meter dpl, memiliki panjang 153 km dan lebar 112 km atau sekitar 3.2 km dari pulau Jawa. Relief dan topografinya menunjukkan di tengah-tengah pulau Bali terbentang pegunungan yang memanjang dari Barat ke Timur dan diantara pegunungan itu ada pegunungan api, yaitu Gunung Agung (3140m) dan Gunung Batur (1717m). Morfologi daerah Bali berupa perbukitan kurang lebih 65-79% dan daratan (30-35%). Sebagian terbentuk dan tersusun oleh batuan vulkanik dari ketinggian gunung api kuartar (Anonim, 2012).

Secara tektonik wilayah Bali bagian Selatan merupakan bagian dari kerangka sistem tetonik Indonesia. Gugusan sumber gempa bumi di Bali merupakan bagian dari jalur gempa bumi Mediteranian yang menyusuri pantai Barat Sumatra, pantai selatan Jawa, Bali, Nusa Tenggara kemudian memebelokn ke utara melalui Laut Banda dan bertemu dengan Sirkum Pasifik disekitar Maluku Utara. Pertemuan kedua lempeng ini bersifat konvergen dimana keduanya bertumbukan dan salah satunya yaitu lempeng Indo-Australia menyusup ke bawah Eurasia di mana Pulau Bali di atasnya. Lempeng Indo-Australia diperkirakan bergerak dengan kecepatan 7 cm/tahun dengan arah mendekati normal (Tregoning dkk., 1994).

Selain kerawanan seismik akibat aktivitas benturan lempeng di samudra Hindia Selatan Bali, kawasan Bali juga rawan gempa akibat adanya sebuah struktur tektonik patahan naik belakang busur kepulauan yang populer dikenal sebagai *Back Arc Thrust*. Struktur ini terbentuk akibat tunjaman balik lempeng Euraia terhadap lempeng Samudra Indo-Australia (Daryono, 2006), sehingga muncullah pusat-pusat gempa bumi di zona subduksi Jawa yang dimulai dari Selat Sunda di bagian Barat dan berakhir di pulau Banda di bagian Timur dan pusat-pusat gempa bumi pada patahan naik belakang busur Flores (Daryono, 2011).

Aktivitas seismik yang terletak di sekitar palung samudra bagian Selatan pulau Bali merupakan gempa bumi hasil subduksi lempeng. Sedangkan aktivitas gempa bumi dangkal yang berpusat di daratan Bali lebih banyak disebabkan oleh aktivitas sesar aktif yang umumnya berarah Barat laut-Tenggara atau Barat-Timur (McCaffery dan Nabelek, 1987).



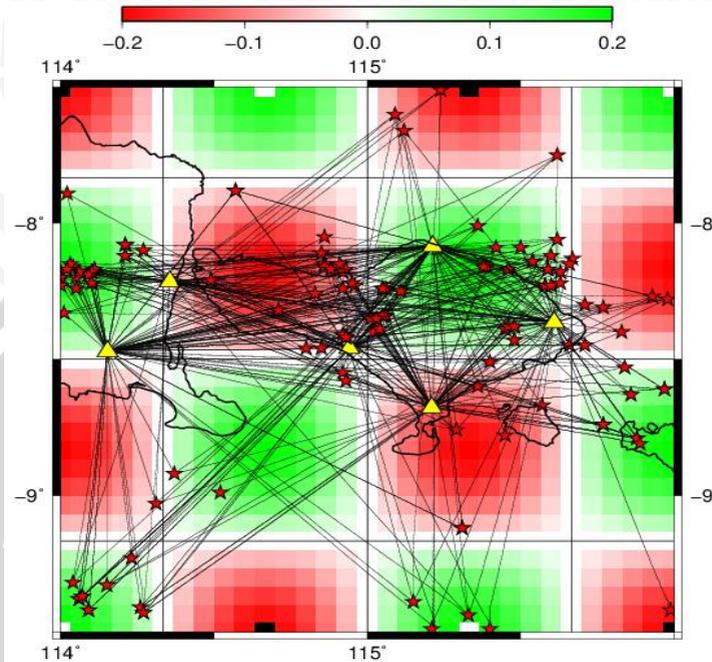
Gambar 4.1 Seismisitas Pulu Bali periode tahun 2009-2014

4.2. Hasil Uji Resolusi

Uji resolusi merupakan tahapan yang sangat penting karena nilai resolusi tomogram yang akan dihasilkan harus diketahui untuk memudahkan dalam proses interpretasi. Resolusi merupakan jumlah/kepadatan titik dalam suatu objek gambar atau jumlah pixel/titik/dot dalam pencitraan gambar digital. Tomografi sendiri berdasarkan skalanya terbagi atas 3 macam yaitu skala lokal (gunung

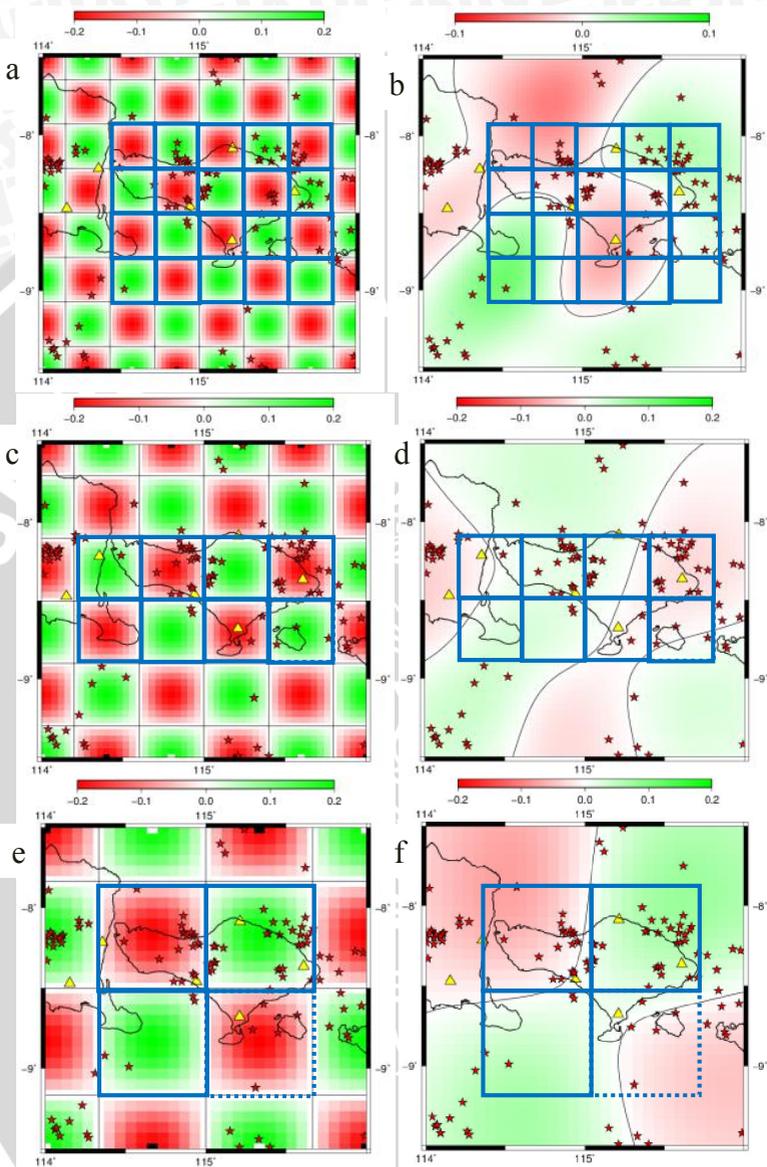
api), skala regional (zona subduksi) dan skala global (mantel bumi). Setiap skala tentu memiliki nilai resolusi yang berbeda dimana untuk menggambarkan struktur yang kecil harus digunakan nilai resolusi yang besar agar struktur target dapat terpetakan dengan jelas. Pada tomografi *travel time* dimana *arrival time* gelombang gempabumi sebagai bahan utamanya, nilai resolusi sangat ditentukan oleh sebaran gempabumi dan stasiun pencatat gelombang gempanya. Semakin rapat dan merata jejak penjalaran gelombang gempa dari sumber menuju penerima, semakin tinggi nilai resolusi yang dapat dihasilkan.

Uji resolusi tomografi dapat dilakukan dengan beberapa metode diantaranya *Checkerboard Test*, *Derivative Weight Sum*, *Diagonal Resolution Element* dan *Ray Hit Count* (Jatnika, 2014). Pada studi ini digunakan uji resolusi *checkerboard*. Uji resolusi *checkerboard* dilakukan dengan membuat *travel time* sintesis berdasarkan model *checkerboard* yaitu sebuah model dimana nilai kecepatan positif dan negatif dari nilai kecepatan awalnya disusun secara berselang-seling menyerupai model papan catur. Ukuran grid *checkerboard* ditentukan dengan cara *trial and error* untuk mendapatkan nilai grid yang mampu mewakili nilai resolusi berdasarkan jejak gelombang yang ada. Proses inversi tomografi diterapkan dengan model awal berupa model kecepatan homogen menggunakan data *travel time* sintesis yang telah dibuat. Apabila hasil pemodelan menunjukkan model akhir yang kembali seperti model *checkerboard* semula maka nilai resolusi yang dipilih telah sesuai. Model akhir hasil uji resolusi yang tidak kembali pada model *checkerboard* semulamenunjukkan bahwa parameterisasi model perlu diperbaiki untuk selanjutnya dilakukan pengujian ulang.



Gambar 4.2. Penjejakan sinar dari sumber menuju penerima berdasarkan data yang digunakan

Proses uji resolusi dimulai dengan pemilihan grid sebesar $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$, $0.33^{\circ} \times 0.33^{\circ}$ dan $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$. *Travel time* sintesis dibuat berdasarkan parameterisasi model menggunakan nilai-nilai grid tersebut untuk kemudian dilakukan pemodelan tomografi untuk melihat hasil pemulihan modelnya. Tomogram model *checkerboard* untuk setiap grid beserta hasil pemulihan modelnya ditampilkan untuk kemudian dibandingkan secara visual guna menentukan parameterisasi model dengan nilai resolusi yang representatif berdasarkan data yang tersedia.



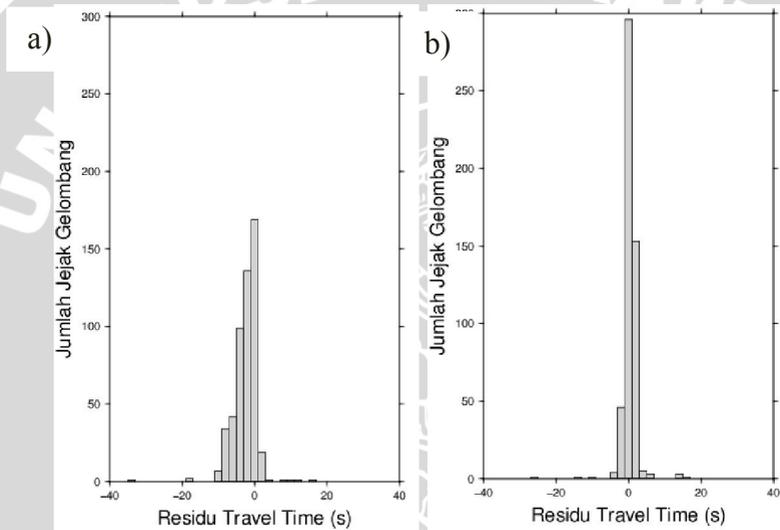
Gambar 4.3. Hasil uji resolusi checkerboard a) grid $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ b) hasil pemulihan modelnya c) grid $0.33^\circ \times 0.33^\circ$ d) hasil pemulihan modelnya e) grid $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ f) hasil pemulihan modelnya

Berdasarkan uji resolusi yang telah dilakukan terlihat bahwa nilai pembagian grid daerah penelitian dengan ukuran $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ dan $0.33^{\circ} \times 0.33^{\circ}$ atau jumlah grid yang lebih banyak memberikan hasil pemulihan model yang tidak kembali kepada model *checkerboard* semula, sedangkan pembagian grid dengan ukuran $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ atau jumlah grid yang lebih sedikit mampu menghasilkan model akhir yang mendekati model *checkerboard* semula untuk sebagian besar wilayah Pulau Bali namun tidak pada daerah disekitarnya. Hal ini disebabkan oleh perbedaan kerapatan jejak gelombang yang melingkupi daerah penelitian. Semakin rapat jumlah jejak sinar gelombang yang melingkupi daerah penelitian maka hasil pemulihan akan kembali ke model awal yang diberikan, begitu juga sebaliknya. Secara keseluruhan wilayah Pulau Bali masih berada pada daerah dengan nilai resolusi yang dapat diterima dengan baik (kotak biru penuh), kecuali sedikit wilayah bagian Selatan (kotak biru putus-putus).

4.3. Hasil Pemodelan 2D Gelombang P

Pemodelan kecepatan gelombang P pada kerak bumi Pulau Bali menggunakan 130 event gempa bumi dangkal dengan kedalaman ≤ 15 km yang terekam pada 6 buah stasiun pencatat gempa bumi jaringan Ina Tews BMKG mulai tahun 2009 sampai 2014. Pemodelan dilakukan dengan menggunakan ukuran grid $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ berdasarkan tes resolusi *checkerboard* yang telah dilakukan. Model kecepatan awal yang digunakan adalah model kecepatan homogen sebesar 5 km/s. Nilai tersebut ditentukan berdasarkan model kecepatan 1 D yang telah buat oleh Koulakov, 2007. Pemodelan secara *forward* dan *invers* dilakukan secara berulang hingga diperoleh data *travel time* hasil perhitungan berdasarkan model terbaru yang paling sesuai dengan data *travel time* observasi. Validitas dari model akhir yang diperoleh dapat dilihat dari nilai standar deviasi *travel time* residu pada setiap iterasi. Nilai residu *travel time* yaitu selisih antara nilai *travel time* observasi dan kalkulasi. Proses iterasi dilakukan sebanyak 10 kali, namun nilai residu *travel time* konvergen pada iterasi ke-4 dimana setelah iterasi tersebut nilai residu *travel time* sudah tidak lagi mengalami penurunan yang signifikan.

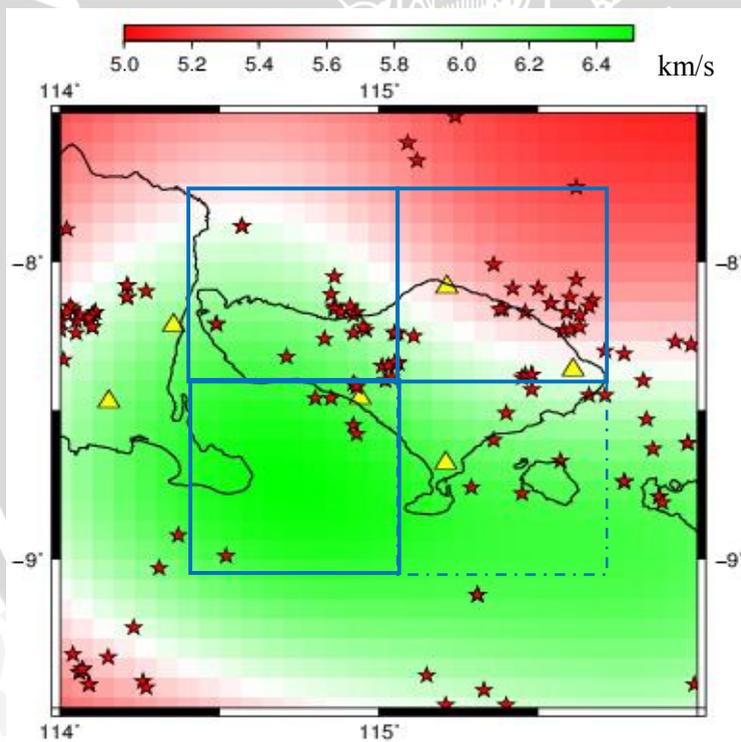
Histogram residu *travel time* untuk model awal dan model akhir setelah iterasi ke-10 dapat dilihat pada gambar 4.4 dibawah. Semakin kecil nilai residu *travel time* mengindikasikan semakin sesuai nilai *travel time* kalkulasi terhadap nilai *travel time* observasi sehingga model kecepatan akhir yang dihasilkan dianggap cukup mewakili model kecepatan sebenarnya pada daerah penelitian. Pada histogram tersebut terlihat bahwa jumlah jejak gelombang dengan nilai *travel time* mendekati nol pada model akhir mengalami kenaikan yang signifikan dibandingkan dengan model awalnya.



Gambar 4.4. Histogram residu *travel time* a) model awal b) model akhir



Gambar 4.5. Histogram standar deviasi proses iterasi



Gambar 4.6. Kontur kecepatan gelombang P di daerah Pulau Bali

Tidak semua daerah penelitian dapat dilakukan interpretasi. Interpretasi hanya dilakukan pada daerah dimana resolusi dapat diterima dengan baik berdasarkan uji resolusi yang telah dilakukan. Pada penelitian ini hampir seluruh wilayah Pulau Bali dapat dilakukan interpretasi (dibatasi kotak biru) kecuali sedikit daerah di bagian Selatan (dibatasi kotak biru putus-putus). Nilai resolusi yang cukup besar yaitu $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ menjadikan interpretasi pada daerah penelitian tidak dapat dilakukan secara detail karena struktur - struktur dengan dimensi lebih kecil dari nilai resolusi tidak dapat terpetakan dengan baik.

Pengaruh tektonik utama untuk Pulau Bali didominasi oleh adanya tumbukan antara lempeng Indo-Australia dan busur Sunda di Selatan Pulau Bali yang membentang dari Selat Sunda di Barat sampai Alor di Timur (*Silver et al. 1986*). Berdasarkan kontur kecepatan gelombang P yang dihasilkan terlihat bahwa nilai kecepatan gelombang P relatif lebih besar pada wilayah Selatan Pulau Bali yaitu berkisar antara 5.9 - 6.5 km/s. Anomali kecepatan positif terjadi pada struktur batuan yang mengalami pemampatan yaitu sisi lempeng lautan, karena pada daerah subduksi terjadi tumbukan antara lempeng lautan dengan tepian lempeng kerak benua sedangkan di daerah kontinen akan mengalami sebaliknya (*Engdahl dan Gubbins, 1987*). Tumbukan antara Lempeng Indo-Australia dan Lempeng Eurasia di wilayah Selatan Bali menyebabkan kerak bumi pada daerah tersebut termampatkan oleh karenanya gelombang seismik menjalar lebih cepat. Penyusupan lempeng di Selatan Bali terjadi cukup aktif yaitu mencapai kecepatan 9cm/tahun (*Demets, 1994*).

Pada wilayah Utara Pulau Bali terdapat zona peralihan antara kecepatan tinggi menjadi rendah. Nilai kecepatan berkisar antara 5.2 – 5.8 km/s terlihat pada wilayah Utara Pulau Bali membujur arah Barat laut – Tenggara. Aktivitas gempabumi dangkal yang berpusat di daratan Bali bagian Utara lebih banyak disebabkan oleh aktivitas sesar akif yang umumnya berarah Barat laut - Tenggara (*Daryono, 2011*). Wilayah Utara Pulau Bali secara tektonik merupakan struktur patahan naik belakang busur kepulauan yang dikenal sebagai *Back Acr Thrust*. Struktur yang terbentuk akibat penunjaman balik lempeng Eurasia terhadap lempeng Samudra Indo-

Australia ini menyebabkan banyak terjadi gempa bumi berpusat di darat dengan kedalaman dangkal pada wilayah tersebut. Zona patahan pada suatu wilayah biasa berasosiasi dengan zona kecepatan rendah sebagaimana analisis tomogram yang dilakukan oleh Widiatoro, 2008 terhadap sesar opak dan juga dugaan adanya sesar di Jawa Timur. Cekungan yang berada di bagian Utara Pulau Bali semakin kuat menjelaskan adanya zona kecepatan rendah gelombang seismik yang diperoleh dari hasil penelitian. Cekungan tersebut terjadi sebagai akibat adanya patahan naik busur belakang Flores (*Flores Back-Arc Thrust*). (Silver dkk,1986) memperkirakan bahwa ujung Barat patahan belakang busur tersebut berakhir di cekungan Bali.



BAB V PENUTUP

5.1. Kesimpulan

Kesimpulan yang didapatkan dari studi penelitian ini adalah:

1. Berdasarkan uji resolusi tomografi didapatkan nilai resolusi tomogram yang dihasilkan pada penelitian ini masih relatif kecil yaitu $0.5^0 \times 0.5^0$. Hal tersebut disebabkan oleh kurang rapat dan meratanya jumlah jejak gelombang yang melingkupi daerah penelitian.
2. Tomogram kecepatan gelombang P di daerah Pulau Bali menunjukkan nilai kecepatan yang lebih besar pada bagian selatan karena daerah tersebut mengalami kompresi akibat tumbukan lempeng Indo-Australia dan lempeng Eurasia.
3. Kecepatan gelombang P yang lebih rendah teridentifikasi di bagian Utara Pulau Bali membujur arah Barat laut - Tenggara berasosiasi dengan struktur patahan naik belakang busur kepulauan (*back arc thrust*).

5.2. Saran

Saran dalam penelitian ini adalah:

1. Nilai resolusi tomogram yang dihasilkan pada penelitian ini masih relatif kecil karena data yang digunakan relatif sedikit oleh karena itu perlu dilakukan pencitraan tomografi dengan menggunakan data gempabumi serta stasiun yang lebih banyak agar penjejakan gelombangnya lebih rapat sehingga resolusi yang dihasilkan lebih besar.
2. Untuk menghasilkan tomografi yang terpercaya maka perlu dilakukan relokasi terlebih dahulu terhadap data gempabumi yang digunakan.

UNIVERSITAS BRAWIJAYA

Halaman ini sengaja dikosongkan.



DAFTAR PUSTAKA

- Anonymous. 2012. *Bali from Space*<http://bhianrangga.files.wordpress.com/2012/07/bali-from-space.pdf>.
- Anshori, Muhajir. 2013. Pencitraan Tomografi *Ambient Noise* untuk Menentukan Model Kecepatan Gelombang Rayleigh Di Pulau Jawa, *Skripsi*. Universitas Brawijaya. Malang.
- Daryono, 2006. Selat Bali Bukan Ancaman Gempa Dahsyat. *Bali Pos*, 18 Juli.
- Daryono. 2011. Identifikasi Sesar Naik Belakang Busur (*Back Arc Thrust*) Daerah Bali Berdasarkan Seismisitas dan Solusi Bidang Sesar. *Artikel Kebumihan, Badan Meteorologi Klimatologi dan Geofisika*, www.bmg.go.id
- Grandis, Dr.Hendra. 2009. Pengantar Prmodelan Inversi Geofisika. Himpunan ahli Geofisika (HAGI). Bandung
- Librian, Virga. 2013. Analisis Seismogram Tiga Komponen Dalam Inversi Tensor Momen Gempabumi Di Selat Sunda, *Skripsi*. Institut Teknologi Bandung. Bandung
- Lowrie, William. 2007. *Fundamental of Geophysics*. New York: Cambridge University Press
- Munadi, S.1992. Mengenal Tomografi Seismik LPL, No. 3/1992.p.239-248. Lemigas, Indonesia.
- Monalia, Putri. 2011. Analisis Model Kecepatan Berdasarkan Tomografi Refleksi Waktu Tempuh (*Travel Time Tomografi Reflection*). *Skripsi*. FMIPA Universitas Indonesia. Jakarta.
- Priyono, Awali., Suantika Gede., Widiyantoro Sri. 2010. *Perbandingan Hasil Atenuasi Tomografi 3D Menggunakan Metoda Spectral Fitting & Spectral Ratio Dalam Usaha Pemetaan Bawah Permukaan (Studi Kasus Gunung Guntur)*. Fakultas Teknik Pertambangan dan Perminyakan, Institut Teknologi Bandung, Bandung, Pusat Vulkanologi & Mitigasi Bencana Geologi: Bandung.
- Puspito, Nanang T. 1996. Struktur kecepatan gelombang gempa Dan koreksi stasiun seismologi di indonesia. *Jurusan Geofisika dan Meteorologi, FMIPA - ITBJMS* Vol. 1. No.2
- Rohadi, Supriyanto., Widiyantoro, Sri., Nugraha, Andri Dian., dan Masturyono. 2012. Pencitraan Struktur 3D Kecepatan

Gelombang Seismik Menggunakan Metode Tomografi Double Difference dan data Gempa Di Jawa Tengah. *JTM Vol XIX No. 2*

Santoso, Bagus Jaya. 2008. Struktur Kecepatan Gelombang S di Bawah Indonesia Melalui Analisis Seismogram Gempagempa Bumi di Sekitar Indonesia Pada Stasiun Observasi UGM. *Makara, Sains, Volume 12, No.2, November:134-145*

Shearer P.M. 2009. Introduction to Seismology. Cambridge University Press.

Sumartono. 2005. Penyelidikan Geokimia Regional Sistemik Lembar Denpasar dan Mataram Provinsi Bali.

Verdhora, Rexha. 2013. Aplikasi Metode Inversi Simulated Annealing pada Penentuan Hiposenter Gempa Mikro dan Tomografi Waktu Tunda 3-D Struktur Kecepatan Seismik untuk Studi Kasus Lapangan Panas Bumi "RR". Institute Teknologi Bandung: Bandung.

Widiyantoro, Sri. 2008. Pengaruh Gempa dan angin terhadap Struktur. Seminar dan Pameran HAKI.

Widiyantoro., dkk. 2000. Improving global shear-wave delay-time tomography using three-dimensional ray tracing and iterative inversion. *Geophys. J. Int., No 141:747-758.*

Wandono., Widiyantoro, Sri., Ibrahim, Gunawan., dan Soewono, Edy. 2004. Analisis Hubungan Frekuensi-Magnitudo Gempa Bumi di Bali dan Sekitarnya. *Sains Kebumihan, Dep. GM-ITB, KPP-MIT, Departemen Matematika, ITB. Vol. 9 No. 3, September. hal 273-277*

Yadya, Putu Kusuma., Nugraha, Andri Dian., dan Rohadi Supriyanto. 2012. Pencitraan Struktur 3-D V_p , V_s , Rasio V_p/V_s Menggunakan Tomografi Double Difference di Wilayah Bali. *J. Geofisika Vol. 13 No.1*

LAMPIRAN

LAMPIRAN 1 STASIUN PENCATAT GEMPABUMI

No	Nama Stasiun	Lintang	Bujur
1	BYJI (Banyuwangi)	-8.12399997	114.35600
2	DNP (Denpasar)	-8.673996	115.21000
3	JAGI (Jagag Banyuwangi)	-8.4702997	114.15200
4	KHK (Kahang- kahang)	-8.3640404	115.61000
5	RTBI (Negara)	-8.4596996	114.94200
6	SRBI (Singaraja)	-8.0847998	115.21300

LAMPIRAN 2 SUMBER GEMPABUMI

Lat	Lon	Depth	Mag
-9.38	114.06	10	3.3
-8.38	115.48	10	2.9
-8.34	115.06	10	4.7
-8.34	115.05	10	2.7
-8.79	115.88	10	3.1
-8.61	115.97	14	3.4
-8.21	114.49	14	2.9
-8.17	114.11	11	3.5
-8.18	114.1	10	0
-8.19	114.09	10	3.2
-8.22	114.1	10	0
-8.74	115.77	13	3.1
-8.42	114.93	10	2.6
-8.23	115.58	10	3.2
-8.17	115.59	11	2.4

-9.42	114.09	10	2.7
-9.37	114.07	10	3.2
-7.88	114.57	10	2.1
-8.14	115.54	15	2.4
-8.08	114.21	14	2.1
-8.12	114.21	15	2.5
-9.12	115.31	13	3.4
-7.89	114.02	13	2.6
-8.99	114.52	10	3
-8.05	114.86	10	2.9
-9.32	114.04	10	2.7
-9.23	114.23	11	2.5
-8.23	114.96	15	2.9
-8.4	115.02	15	3.1
-9.44	115.33	12	3.4
-8.24	114.92	12	2.6
-8.17	114.93	10	3
-8.41	114.92	15	2.6
-7.51	115.24	10	3.2
-8.22	114.95	11	2.8
-8.09	115.5	10	0
-8.27	115.93	11	3.4
-8.15	114.86	10	3.2
-8.16	114.86	10	2.8
-8.46	114.8	10	0
-8.1	114.27	10	3.3
-8.43	115.48	10	3
-8.39	115.45	10	2.9
-8.38	115.46	10	2.8

-8.78	115.45	10	2.5
-8.26	114.83	12	3
-8.46	114.85	10	2.7
-9.38	114.06	10	3.3
-8.38	115.48	10	2.9
-8.34	115.06	10	4.7
-8.34	115.05	10	2.7
-8.79	115.88	10	3.1
-8.61	115.97	14	3.4
-8.21	114.49	14	2.9
-8.17	114.11	11	3.5
-8.18	114.1	10	0
-8.19	114.09	10	3.2
-8.22	114.1	10	0
-8.74	115.77	13	3.1
-8.42	114.93	10	2.6
-8.23	115.58	10	3.2
-8.17	115.59	11	2.4
-9.42	114.09	10	2.7
-9.37	114.07	10	3.2
-7.88	114.57	10	2.1
-8.14	115.54	15	2.4
-8.08	114.21	14	2.1
-8.12	114.21	15	2.5
-9.12	115.31	13	3.4
-8.13	115.67	12	3.7
-8.45	115.66	10	3.5
-8.01	115.36	12	2.1
-8.55	114.92	14	2.2

-8.15	115.66	12	1.7
-8.3	115.71	10	2.4
-8.39	115.04	10	2.3
-8.51	115.4	12	0
-8.76	115.29	14	2.7
-7.75	115.62	15	2.6
-8.18	114.92	10	3.6
-8.11	114.85	10	2.2
-8.25	115.11	15	1.8
-8.12	115.6	10	0
-8.24	115.05	10	3.2
-8.24	115.06	10	2.9
-8.24	115.05	10	3.2
-8.4	115.83	13	3.2
-8.35	115.01	10	3.4
-8.35	115.03	10	2.6
-8.45	115.71	10	3.7
-9.42	115.99	12	2.4
-8.6	115.36	11	3.7
-8.17	114.88	10	3.3
-8.32	114.71	10	2.5
-8.31	115.77	15	3.5
-8.53	115.84	15	2.7
-7.6	115.09	12	2.8
-9.49	115.4	10	0
-8.06	115.62	10	3.3
-8.2	114.05	10	2.6
-8.18	114.06	10	2.5
-8.24	114.05	10	2.4

-8.16	114.04	10	2.6
-8.15	114.03	10	2.3
-8.15	114.91	10	2.9
-8.18	114	10	0
-8.2	114	10	0
-8.17	114.02	10	2.2
-8.16	115.39	10	2.4
-8.09	115.42	10	2.8
-8.16	115.38	10	2.6
-8.67	115.57	10	3.1
-8.17	115.46	10	3.9
-8.23	115.6	10	0
-9.39	115.15	14	2.9
-9.49	115.21	15	3.9
-8.33	114.01	10	1.9
-7.66	115.12	13	4.6
-9.41	114.26	10	3.5
-9.03	114.31	10	3.8
-8.22	115.63	10	3.8
-8.23	114	10	0
-8.63	115.86	11	2.5
-8.81	115.89	10	3.1
-8.18	115.63	15	2.8
-9.43	114.27	10	3.7
-8.92	114.37	10	3.6
-8.58	114.93	10	2.1
-8.28	115.98	14	3.1
-9.33	114.15	10	3.3

LAMPIRAN 3 SCRIPT GMTGRID 4X4

```
#
# Open bounds file and read in variables
#
#set bds=`cat bound.gmt`
#
#set bounds = "-
R${bds[1]}/${bds[2]}/${bds[3]}/${bds[4]}"
#set proj = "-Jl135:00/-40:00/-5:0/-22:30/0.4"
#set psfile = "plotgmt.ps"
#
xyz2grd grid2dvak.dat -Ggrid2dv.grd -
R114.00/115.99999998/-9.49999998/-7.50 -
I0.0285714290/0.0285714290 -ZLB >> plotgmt.ps
#xyz2grd grid2dt.z -Ggrid2dt.grd -
I${bds[7]}/${bds[8]} -ZLB $bounds
grdimage grid2dv.grd -R114.00/115.99999998/-
9.49999998/-7.50 -JM15c -Crainbow.cpt -K -P >>
plotgmt.ps
psscale -Crainbow.cpt -Ba0.1f0.1 -
D7.5/17.3/12.00/0.4h -O -K -P >> plotgmt.ps
grdcontour grid2dv.grd -R114.00/115.99999998/-
9.49999998/-7.50 -JM15c -W3 -C20.0 -O -K -P >>
plotgmt.ps
psxy rays.dat -R114.00/115.99999998/-9.49999998/-
7.50 -JM15c -W1 -M -O -K -P >> plotgmt.ps
psxy receivers1.dat -R114.00/115.99999998/-
9.49999998/-7.50 -JM15c -: -St0.60 -Gyellow -W3 -O
-K -P >> plotgmt.ps
psxy sources1.dat -R114.00/115.99999998/-
9.49999998/-7.50 -JM15c -: -Sa0.40 -Gred -W3 -O -K
-P >> plotgmt.ps
pscoast -R114.00/115.99999998/-9.49999998/-7.50 -
JM15c -Ia -W5 -A5 -Ba1f0.5/alf0.5 -Dh -O -P >>
plotgmt.ps
```