



**TUGAS AKHIR – SF 091321**

**INVESTIGASI RESERVOIR LAPANGAN PANASBUMI  
WAYANG WINDU DENGAN METODE INVERSI  
TOMOGRAFI DARI DATA *MICROEARTHQUAKE* (MEQ)**

**RADHIYULLAH ARMI  
NRP 1109100703**

**Dosen Pembimbing  
Prof. Dr.rer.nat Bagus Jaya Santosa, S.U  
NIP.19620802 198701.1.001**

**Jurusan Fisika  
Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam  
Institut Teknologi Sepuluh Nopember Surabaya  
2014**



**FINAL PROJECT– SF 091321**

**RESERVOIR INVESTIGATION OF WAYANG WINDU  
GEOTHERMAL FIELD USING TOMOGRAPHIC  
INVERSION METHOD FROM MICROEARTHQUAKE  
(MEQ) DATA**

**RADHIYULLAH ARMI  
NRP 1109100703**

**Advisor**

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

**Physics Department  
Faculty of Mathematics And Natural Science  
Sepuluh Nopember Institute of Technology  
Surabaya 2014**

# INVESTIGASI RESERVOIR LAPANGAN PANASBUMI WAYANG WINDU DENGAN METODE INVERSI TOMOGRAFI DARI DATA *MICROEARTHQUAKE* (MEQ)

**Nama** : Radhiyullah Armi  
**NRP** : 1109100703  
**Jurusan** : Fisika  
**Pembimbing** : Prof. Dr.rer.nat Bagus Jaya Santosa, S.U

## **Abstrak**

*Metode seismik tomografi merupakan suatu teknik yang digunakan untuk mengungkap citra struktur bawah permukaan bumi menggunakan gelombang gempa bumi. Penerapan metoda seismik tomografi seismik di daerah lapangan panasbumi diharapkan dapat memberikan gambaran bawah permukaan secara lebih rinci. Penelitian tomografi di lapangan panasbumi WW menggunakan sumber sinar gelombang yang berasal dari injeksi sumur sehingga berupa gempa mikro. Gelombang seismik merambat melalui medium sehingga mencapai permukaan. Dengan memanfaatkan sifat fisis yang berasal dari medium yang dapat digambarkan oleh parameter fisis seperti parameter kecepatan. Metodologi pengolahan data terdiri atas penentuan hiposenter menggunakan metode Single Event Determination (SED), lalu distribusi kecepatan 3 dimensi yang terbagi tiga tahapan, yaitu penentuan lokasi dalam model 3D dengan menggunakan algoritma ray tracing, parameterisasi grid dan inversi menggunakan metode iteratif LSQR. Hasil dari pengolahan data metode seismik tomografi yaitu dapat memodelkan struktur bawah permukaan melalui distribusi anomali kecepatan dan  $V_p/V_s$  Ratio. Nilai rasio  $V_p/V_s$  yang tinggi di kedalaman 2-4 km = 1,785. Kondisi tersebut menunjukkan suatu kemungkinan bahwa pada kedalaman*

tersebut adalah zona batuan penutup (*cap rock*) dari zona reservoir panas bumi Wayang. Pada kedalaman 5-8 km, menunjukkan distribusi  $V_p/V_s$  ratio minimum. Hal tersebut mengindikasikan adanya anomali di sekitar  $V_p/V_s$  ratio yang lebih besar karena anomali di bawah permukaan yang berkaitan langsung dengan zona reservoir yang mana mencerminkan daerah lemah (*kurang padat*) yang berkaitan dengan kegiatan hidrolik *fracturing* dan vulkanik.

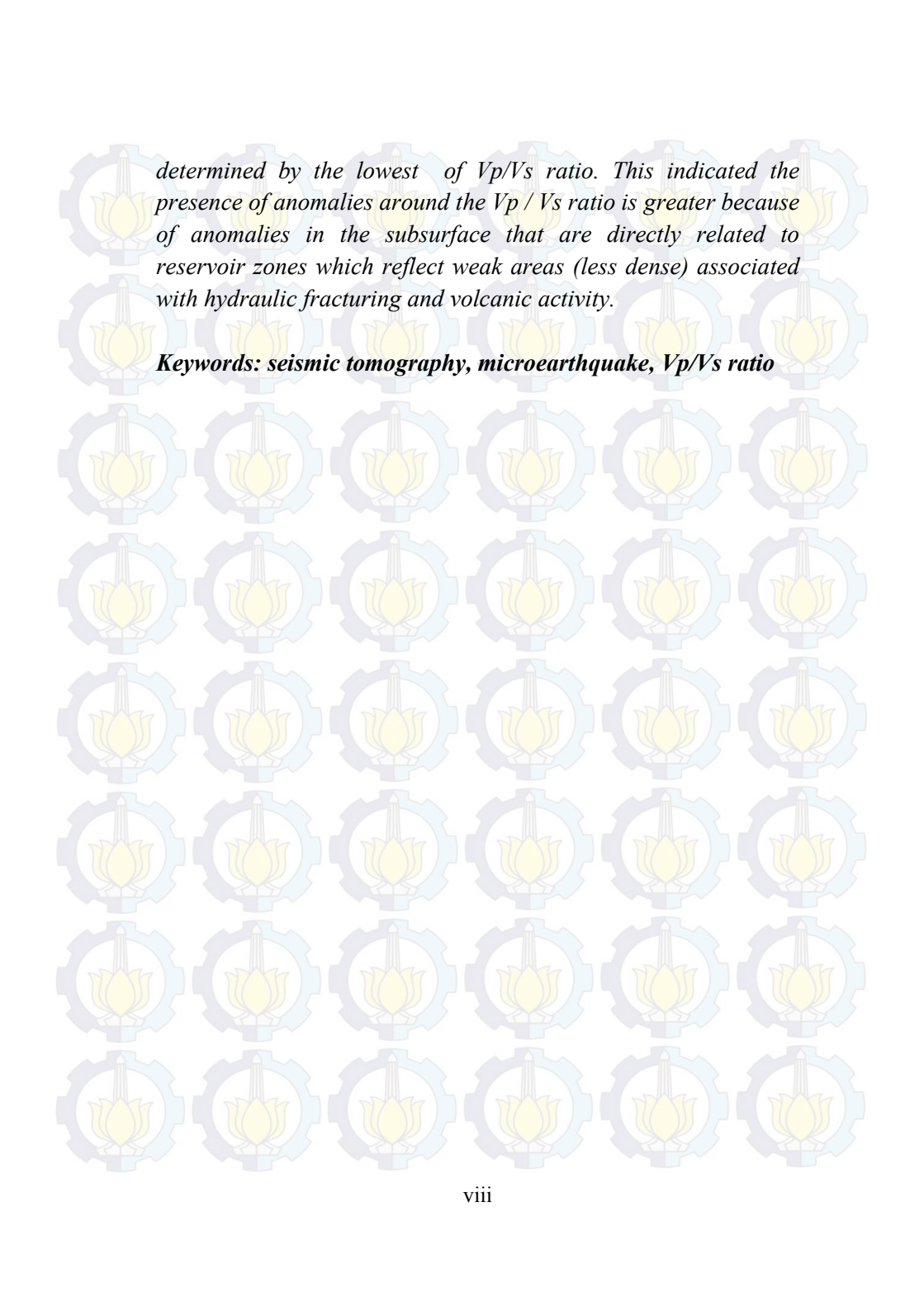
**Kata Kunci : seismik tomografi, *microearthquake*,  $V_p/V_s$  ratio**

**RESERVOIR INVESTIGATION OF *WAYANG WINDU*  
GEOHERMAL FIELD USING TOMOGRAPHIC  
INVERSION METHOD FROM MICROEARTHQUAKE  
(MEQ) DATA**

**Name** : Radhiyullah Armi  
**NRP** : 1109100703  
**Department** : Physics  
**Academic Supervisor** : Prof. Dr.rer.nat Bagus Jaya Santosa,  
S.U

**Abstrack**

*Seismic tomography method is a technic used to reveal images of Earth's interior structure using earthquake wavelength records. The implementation of this method is expected to get further detailed images of Earth's interior structure in the Earth's heat field area. Tomographic research done at the Wayang Windu's area was using microearthquake waveligths source from the injection well. Seismic wave propagate through medium to get on Earth surface by using phisycal characteristic of the propagation medium which determined by physical parameter as like as velocity parameter. The data processing itself, consist of hypocentric determination using Single Event Determination (SED) method and 3 Dimentional velocity distribution which divided into three stages: location determination in 3D models using ray-tracing algorith, grid parameter, and inversion using LSQR iterative method. The result of this seismic tomography data processing method is to models the Earth's interior structure through  $V_p/V_s$  ratio and velocity anomaly. The highest  $V_p/V_s$  ratio value in 2-4 km depth = 1.785; this results strengthen the possibilty that those depth is the cap rock zone above reservoir of Wayang Windu area. Another result is that in 5-8 km depth,*



*determined by the lowest of  $V_p/V_s$  ratio. This indicated the presence of anomalies around the  $V_p / V_s$  ratio is greater because of anomalies in the subsurface that are directly related to reservoir zones which reflect weak areas (less dense) associated with hydraulic fracturing and volcanic activity.*

***Keywords: seismic tomography, microearthquake,  $V_p/V_s$  ratio***

**INVESTIGASI RESERVOIR LAPANGAN  
PANASBUMI WAYANG WINDU DENGAN METODE  
INVERSI TOMOGRAFI DARI DATA  
MICROEARTHQUAKE (MEQ)**

**TUGAS AKHIR**

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

Oleh :

**RADHIYULLAH ARMI**  
NRP.1109 100 703

Disetujui oleh Pembimbing Tugas Akhir :

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

  
(.....)



## KATA PENGANTAR

Segala puji Allah SWT Tuhan semesta alam yang telah melimpahkan rahmat dan hidayah-Nya penulis dapat menyelesaikan Tugas Akhir yang berjudul **“Investigasi Reservoir Lapangan Panasbumi Wayang Windu Dengan Metode Inversi Tomografi Dari Data *Microearthquake* (MEQ)”** sebagai syarat wajib kelulusan dalam menempuh program S1 Fisika FMIPA ITS.

Penulis menyadari dengan terselesaikannya penyusunan tugas akhir tidak terlepas dari partisipasi berbagai pihak yang telah membantu dan mendukung, sehingga dalam kesempatan ini, dengan segala kerendahan hati, penulis mengucapkan banyak terima kasih kepada:

1. Ayahanda (Prof. Dr. Misri A. Muchsin) dan ibunda (Armainsi), dek Pad, dek Atul dan dek Eya tercinta yang selalu mendo'akan dan mendukung Abang dari Aceh hingga laporan tugas akhir ini dapat selesai.
2. Bapak Prof. Dr.rer.nat Bagus Jaya Santosa, S.U selaku dosen pembimbing tugas akhir yang senantiasa memberikan bimbingan sehingga penulis dapat menyelesaikan tugas akhir.
3. Pihak Perusahaan Star Energy, Pak Rifqa Wicaksono, Pak Yosep Kusnadi, dan Wahyuddin Diningrat atas bimbingan selama mengerjakan tugas akhir di Jakarta
4. Pak Kiswanto selaku staff laboratorium geofisika dan Ma Sungkono, atas dukungan moral dan saran sehingga dalam proses penulisan tugas akhir ini dapat diselesaikan.
5. Teman-teman Lab. Geofisika; Wahyu, Okok-Depta, Pepi, mas Arya, Winda-Sando, Thoriq-Intan, yang selalu menemani di laboratorium.



6. Teman-teman tongkrongan Tri, Riski, Mifta, Maul, Zala, Andika yang selalu membuat tersenyum sehingga TA ini selesai.
7. Keluarga Aceh di Surabaya (Rahman, Musanna, Arif, Fahrur, Sultan, PMKTR) yang sabe pengoen lon dalam senang maupun susah dari awai hingga akhe.
8. Keluarga besar kos-kosan Cak Yid, Irul, Hendy, Demo, Kimcil, Syahrol, Ambon-Awan, mas Ijonk, mas Gigih, dll yang senantiasa menebar senyum dan nasehat pengalaman selama di Surabaya.
9. Semua pihak yang tidak mungkin penulis sebutkan selama menempuh pendidikan S1 Fisika di Surabaya.

Akhir kata penulis menyadari bahwa karya ini akan membutuhkan banyak perbaikan. Kritik dan saran yang membangun dalam perbaikan laporan ini akan sangat membantu. Semoga karya ini dapat memberikan manfaat bagi pembaca dan penulis. Terima kasih

Surabaya, 27 Juni 2014

Penulis

## DAFTAR ISI

<b>Halaman Judul .....</b>	<b>i</b>
<b>Lembar Pengesahan .....</b>	<b>iii</b>
<b>Abstrak.....</b>	<b>v</b>
<b>Kata Pengantar.....</b>	<b>ix</b>
<b>Daftar Isi .....</b>	<b>xi</b>
<b>Daftar Gambar .....</b>	<b>xiii</b>
<b>Daftar Tabel.....</b>	<b>xv</b>

### **BAB I PENDAHULUAN**

1.1 Latar Belakang .....	1
1.2 Rumusan Masalah .....	2
1.3 Tujuan Penelitian.....	2
1.4 Batasan Masalah.....	3
1.5 Sistematika Penulisan.....	3

### **BAB II TINJAUAN PUSTAKA**

2.1 Stratigrafi Regional .....	5
2.2 Sejarah Geologi Wayang Windu.....	7
2.3 Sistem Panasbumi .....	8
2.4 Klasifikasi-Klasifikasi Panasbumi.....	8
2.5 Model Konseptual Sistem Panasbumi Hydrothermal.....	11
2.6 Metode Seismik.....	13
2.7 Poisson's Ratio.....	16
2.8 Metode Penentuan Hiposenter.....	17
2.9 Metode Seismik Pasif di Area Lapangan Panasbumi.....	22
2.10 Seismik Tomografi .....	25
2.11 Wayang Windu .....	27
2.12 Manifestasi Thermal dan Alterasi Hydrothermal Permukaan Wayang Windu .....	28

### **BAB III METODOLOGI PENELITIAN**

3.1 Alat .....	31
----------------	----

3.2	Data Penelitian .....	31
3.3	Lokasi Penelitian .....	31
3.4	Tahapan Penelitian .....	32

**BAB IV ANALISIS DATA DAN PEMBAHASAN**

4.1	Akuisisi Data dan Analisis Awal .....	35
4.2	Analisa Model Kecepatan 1 Dimensi .....	41
4.3	Analisa Distribusi Kecepatan 3 Dimensi .....	42
4.4	Analisa struktur $V_p/V_s$ .....	50

**BAB V KESIMPULAN DAN SARAN**

5.1	Kesimpulan .....	53
5.2	Saran .....	53

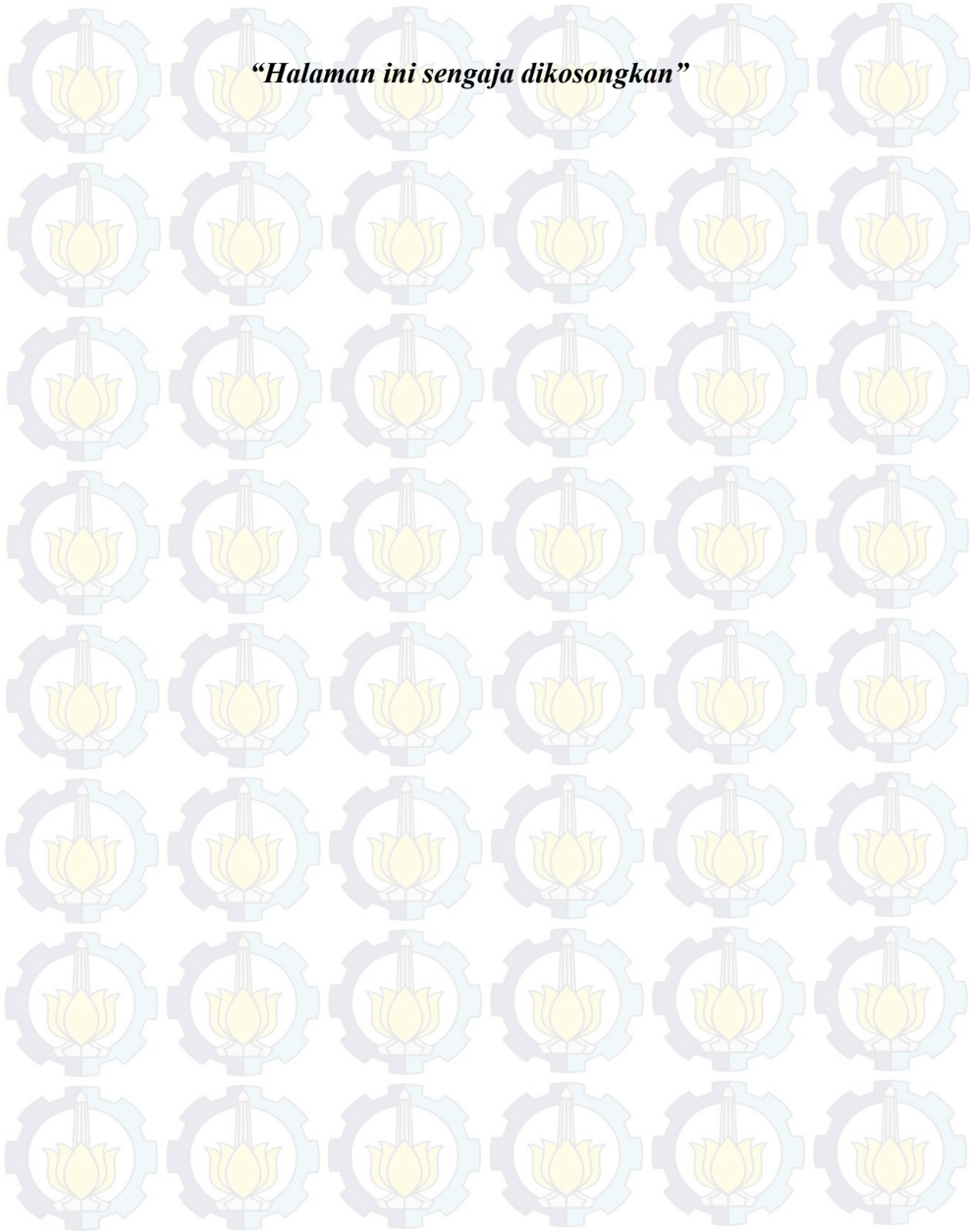
**DAFTAR PUSTAKA .....**

<b>Lampiran .....</b>	<b>61</b>
-----------------------	-----------

## DAFTAR TABEL

Tabel 4.1	Identitas dari stasiun perekaman microearthquake di lapangan panasbumi WW.....	37
-----------	--	----

*“Halaman ini sengaja dikosongkan”*



## DAFTAR GAMBAR

Gambar 2.1	Grafik hubungan antara temperature reservoir terhadap daya yang dihasilkan .....	10
Gambar 2.2	Liquid dominated system .....	12
Gambar 2.3	Vapour dominated system .....	13
Gambar 2.4	Arah permbatan gelombang-P dan gelombang-S. 14	
Gambar 2.5	Skematik proyeksi sinar dari S ke R (Stewart, 1987) .....	26
Gambar 2.6	Peta topografi dengan titik sumur di Lapangan Wayang Windu, interval kontur: 100m; kontur tebal: 2000m asl .....	29
Gambar 2.7	Lokasi dari sumur, fitur thermal, kumpulan puncak vulkanik, kaldera, dan bidang runtuh dari Lapangan Wayang Wind .....	30
Gambar 3.1	Lokasi Lapangan Panas Bumi Wayang Windu ...	32
Gambar 3.2	Diagram Alir Peneliatian Metode Seismik Tomografi.....	34
Gambar 4.1	Posisi dari stasiun perekaman <i>microearthquake</i> di lapangan panasbumi WW .....	36
Gambar 4.2	Picking waktu arrivel time dari gelombang P dan gelombang S.....	38
Gambar 4.3	Persebaran lokasi dari event <i>microearthquake</i> di lapangan panasbumi WW .....	39
Gambar 4.4	Persebaran event <i>microearthquake</i> menggunakan code LOTOS .....	40
Gambar 4.5	Model kecepatan 1 dimensi .....	42
Gambar 4.6	Distribusi anomali kecepatan gelombang P dalam sayatan horizontal pada kedalaman 0, 1, 2, 3, 4,5, 6, 7, 8, 9, 10 km.....	44

Gambar 4.7 Distribusi anomali kecepatan gelombang P dalam sayatan horizontal pada kedalaman 0, 1, 2, 3, 4,5, 6, 7, 8, 9, 10 km.....	45
Gambar 4.8 Garis cross section untuk menampilkan penampang vertikal.....	46
Gambar 4.9 Anomali kecepatan gelombang P dalam penampang vertikal.....	47
Gambar 4.10 Distribusi anomali kecepatan gelombang S dalam penampang vertikal.....	48
Gambar 4.11 Distribusi rasio Poisson ( $V_p/V_s$ ) dalam sayatan horizontal pada kedalaman 0, 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10 km.....	51
Gambar 4.12 Distribusi nilai Poisson Rasion dalam penampang vertikal.....	52

# BAB I

## PENDAHULUAN

### 1.1 Latar Belakang

Sistem panasbumi merupakan sistem perpindahan panas (konveksi) dari sumber panas ke permukaan dengan proses sirkulasi air meteorik dengan atau tanpa air magmatik (Hochstein et al., 2000). Provinsi Jawa Barat, Indonesia memiliki potensi sumber daya alam panasbumi yang terbesar di Indonesia. Potensi panasbumi di Jawa Barat mencapai 6000 MW (<http://www.dim.esdm.go.id>, 2010). Salah satu lapangan panas bumi di Jawa Barat adalah Wayang Windu yang terletak di sebelah selatan dari Bandung. Lapangan panasbumi ini telah dikembangkan sejak 1986 oleh PT. Pertamina (Sudarman et al., 1986, op.cit. Bogie et al., 2008).

Menurut studi geologi regional, lapangan panasbumi Wayang Windu terletak pada jalur Pegunungan Selatan Jawa merupakan hasil subduksi antara Lempeng Hindia-Australia dengan Lempeng Eurasia yang mulai terjadi pada zaman tersier (Pulunggono et al., 1994). Aktivitas vulkanis pada Gunung Wayang dan Gunung Malabar sudah berhenti, akan tetapi aktivitas magmatik belum berhenti sehingga masih dapat dimanfaatkan sebagai sumber panasbumi (Elfina, 2010).

Aktivitas gempa mikro adalah fenomena yang sering terjadi di area prospek panasbumi. Dengan pengkajian gempa kecil tersebut, dapat dilakukan suatu pengamatan terhadap keadaan reservoir dari lapangan panasbumi. Gempa mikro atau *microearthquake* adalah gempabumi yang tidak dapat terdeteksi oleh manusia dan memiliki magnitudo yang sangat kecil.

Karakteristik dari reservoir lapangan panasbumi Wayang Windu dapat ditampilkan dengan menggunakan inversi



tomografi. Metode ini memanfaatkan parameter kecepatan penjaralan gelombang P ( $V_p$ ) dan gelombang S ( $V_s$ ) dari gempa mikro. Secara umum tomografi merupakan suatu teknik khusus yang dapat digunakan untuk mendapatkan gambaran bagian dalam dari suatu objek berupa benda padat tanpa memotong atau mengirisnya. Caranya dengan melakukan pengukuran di luar objek tersebut dari berbagai arah (proyeksi), kemudian merekonstruksikannya (Munadi, 1992).

Pada penelitian ini, diharapkan dengan menganalisa hasil pengamatan karakteristik event gempa mikro yang terekam oleh stasiun perekaman gempa di lapangan panasbumi Wayang Windu, maka didapatkan informasi berupa distribusi penjaralan kecepatan gelombang-P ( $V_p$ ) dan gelombang-S ( $V_s$ ) yang terjadi di reservoir lapangan panasbumi Wayang Windu.

## 1.2 Rumusan Masalah

Berdasarkan latar belakang di atas, rumusan masalah dari penelitian ini yaitu bagaimana menentukan waktu tiba dari gelombang P dan S, dan melakukan inversi tomografi berdasarkan data *microearthquake* dari lapangan panasbumi Wayang Windu.

## 1.3 Tujuan Penelitian

Adapun tujuan dari penelitian yang dilakukan yaitu:

1. Menentukan waktu tiba dari gelombang-P ( $t_p$ ) dan gelombang-S ( $t_s$ ) sebagai input untuk pengolahan inversi tomografi.
2. Menentukan distribusi anomali kecepatan gelombang-P ( $V_p$ ), kecepatan gelombang-S ( $V_s$ ) dan rasio  $V_p/V_s$  sebagai bahan analisis distribusi fluida

dalam reservoir panasbumi Wayang Windu menggunakan metode inversi tomografi.

#### **1.4 Batasan Masalah**

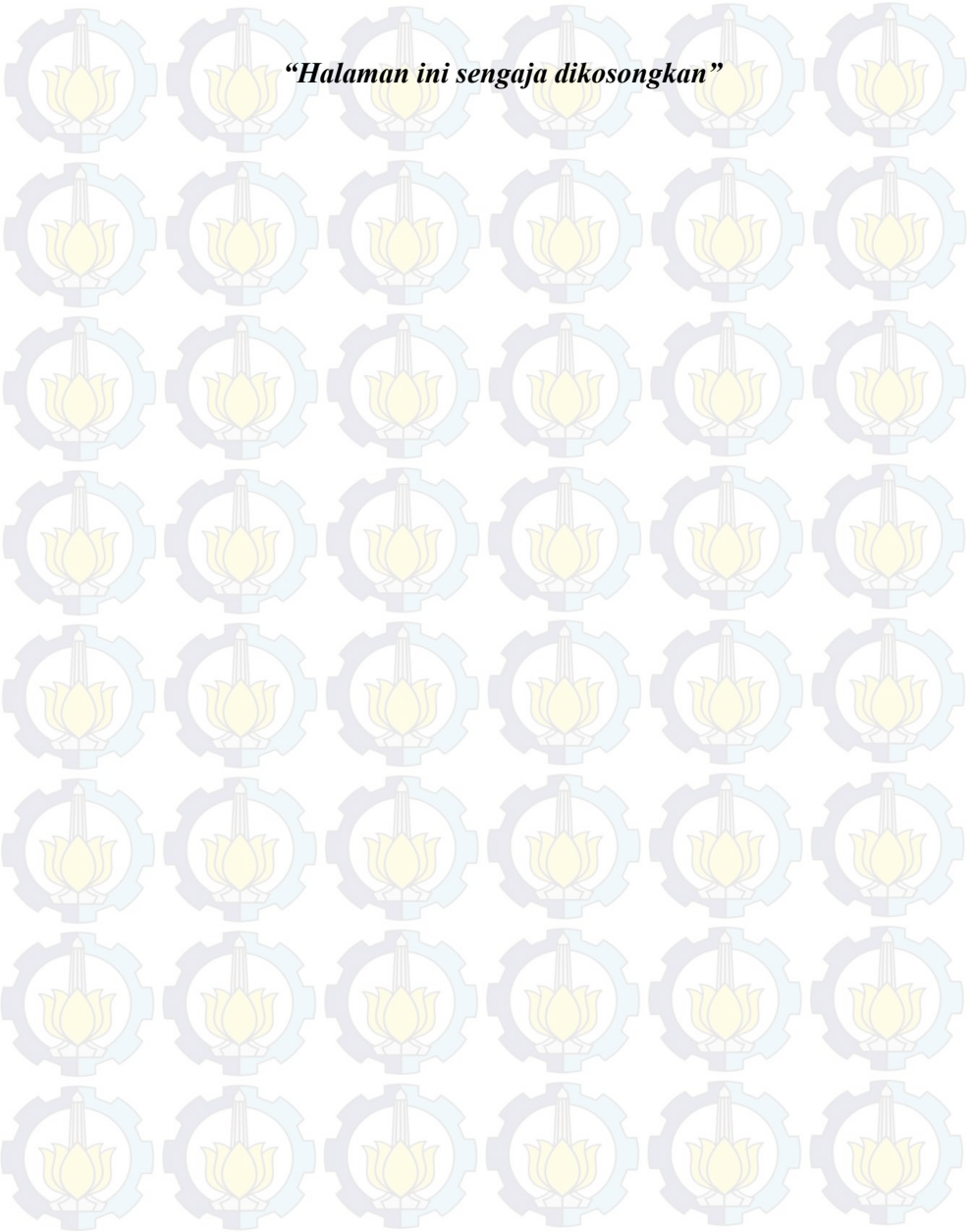
Adapun batasan masalah pada penelitian ini yaitu:

1. Data yang digunakan adalah data *microearthquake* tahun 2007.
2. Pengolahan data awal untuk menentukan waktu tiba gelombang P dan S menggunakan *software* SeisPlus.
3. Proses inverse tomografi menggunakan *software* *Local Earthquake Tomography (LET) scheme* LOTOS code 12.
4. Lapangan panas bumi yang menjadi tempat penelitian adalah lapangan panas bumi Wayang Windu yang terletak di Jawa Barat.

#### **1.5 Sistematika Penulisan**

Sistematika penulisan tugas akhir ini secara garis besar adalah sebagai berikut: Bab I: Pendahuluan yang meliputi latar belakang, rumusan masalah, tujuan penelitian dan sistematika penulisan. Bab II: Tinjauan Pustaka yang meliputi teori yang digunakan sebagai landasan penyusunan tugas akhir. Bab III: Metodologi Penelitian meliputi prosedur kerja yang digunakan dalam tugas akhir ini. Bab IV: Hasil dan pembahasan yang meliputi tahap pengolahan dan analisa data yang didapatkan selama pelaksanaan tugas akhir. Bab V: Penutup merupakan bagian penutup tugas akhir yang meliputi kesimpulan dan saran.

*“Halaman ini sengaja dikosongkan”*



## **BAB II**

### **TINJAUAN PUSTAKA**

#### **2.1 Struktur Geologi Regional**

Berdasarkan peta geologi Regional (Alzwar et al., 1992), struktur yang berkembang di daerah sumur-sumur penelitian berarah timurlaut-baratdaya dan baratlaut-tenggara. Struktur yang berarah timurlaut-baratdaya hadir dalam bentuk sesar geser, sedangkan yang berarah baratlaut-tenggara hadir dalam bentuk sesar normal. Struktur-struktur tersebut memiliki kemiringan  $>80^{\circ}$  dengan jurus  $30^{\circ}$ - $40^{\circ}$  dan  $330^{\circ}$ - $340^{\circ}$  (Bogie et al., 2008).

Struktur dengan arah timurlaut-baratdaya juga berkembang pada Lapangan Panasbumi Kamojang, Darajat, dan Karaha-Bodas dan merupakan target penting dalam pengeboran. Berdasarkan korelasi rekahan dari *formation imaging logs* dan kelurusan di permukaan pada lapangan panasbumi tersebut, struktur dengan arah ini merupakan zona permeabel (*Geoscience Team of MNL dan Unocal Geothermal Technology, 2002*). Pada beberapa sumur di lapangan panasbumi Wayang Windu juga memiliki zona permeabel yang menjadi target penting dalam pengeboran dengan arah struktur timurlaut-baratdaya (*Geoscience Team of MNL dan Unocal geothermal Technology, 2002*).

#### **2.2 Stratigrafi Regional**

Sumur-sumur penelitian termasuk ke dalam area lapangan panasbumi Wayang Windu yang terdiri dari endapan vulkanik Kuartar dan Tersier. Secara regional, stratigrafi daerah penelitian mengacu pada Peta Geologi Lembar Garut dan Pameungpeuk oleh Alzwar et al., 1992. Penyebaran batuan di

permukaan pada lapangan panasbumi ini terdiri dari 4 satuan batuan (dari tua ke muda), yaitu:

- a. Satuan Andesit Waringan, Bedil Malabar Tua  
ini diendapkan pada Kala Pleistoden. Satuan ini terdiri dari perselingan lava, breksi, dan tuf. Terdapat juga andesit piroksen dan hornblenda yang berselang-seling.
- b. Satuan Endapan Rempah Lepas Gunungapi Tua Tak Teruraikan  
Satuan ini diendapkan pada Kala Pleistosen setelah diendapkannya Satuan Andesit Earingin, Bedil, Malabar Tua. Satuan ini terdiri dari tuf hablur halus-kasar dasitan, breksi tufan mengandung batupung dan endapan lahar tua bersifat andesit basalan.
- c. Satuan Batuan Gunungapi Malabar-Tilu  
Satuan ini diendapkan pada Kala Pleistosen setelah diendapkan Satuan Endapan Rempah Lepas Gunungapi Tua Tak Teruraikan. Satuan ini terdiri dari tuf dan breksi lahar yang mengandung sedikit batu apung dan lava.
- d. Satuan Batuan Gunungapi Muda  
Satuan ini diendapkan pada Kala Holosen setelah diendapkan Satuan Batuan Gunungapi Malabar-Tilu. Satuan ini terdiri dari eflata dan lava aliran bersusunan andesit basalan sumber Gunung Wayang (Qyw), Gunung Windu (Qyw), Gunung Papandayan (Qyp), Gunung Cikurai (Qyc), Gunung Masigit (Qym), Gunung Haruman (Qyh), dan Gunung Kaledong (Qyk).

Selain itu, terdapat 1 satuan batuan yang berumur Tersier yang berada di bawah Gunung Wayang dan Windu dan tersingkap jauh ke arah selatan daerah penelitian, yaitu Satuan Breksi Tufaan. Satuan ini diendapkan pada Zaman Tersier dan

terdiri dari breksi, tuf, dan batu pasir. Satuan ini diduga merupakan reservoir pada sistem panasbumi domonasi air yang terletak di bagian selatan dari lapangan panasbumi Wayang Windu (*Geoscience Team of MNL dan Unocal Geothermal Technology*, 2002).

### **2.3 Sejarah Geologi Wayang Windu**

Lapangan panasbumi Wayang Windu terletak pada jalur Pegunungan Selatan Jawa merupakan hasil subduksi Lempeng Hindia-Australia dengan Lempeng Eurasia yang mulai terjadi pada Zaman Tersier (Pulunggono et al, 1994). Proses subduksi tersebut menghasilkan kegiatan gunungapi yang berkomporsi andesit. Pada Plio-Plistosen kegiatan gunungapi kembali dan disusul oleh pembentukan serangkaian gunungapi Kuarter Awal.

Pada kala Pleistosen terjadi aktivitas vulkanisme Gunung Wayang (0,49 jtyl) yang menyebarkan hasil vulkanisme berupa lava, breksi, dan tuf (Bogie et al., 1998) yang disetarakan dengan Satuan Breksi Andesit. Kemudian terjadi aktivitas vulkanisme Gunung Malabar (0,23 jtyl) yang menyebarkan hasil vulkanisme berupa tuf, breksi lahar, sedikit batupung, dan lava (Bogie et al., 1998) yang disetarakan dengan Satuan Andesit. Saat terjadi letusan pada Gunung Malabar, terjadi kekosongan dapur magma yang mengakibatkan runtuhannya sehingga terbentuk kaldera (Alzwar et al., 1992). Oleh karena itu dijumpai sesar normal di sekitar gunung tersebut. Setelah proses vulkanisme berhenti terjadi deformasi dan membentuk sesar geser yang berarah ke Timurlaut-Baratdaya. Kemudian disusul dengan sesar normal yang berarah Baratdaya-Tenggara yang terlihat memotong sesar yang berarah Timurlaut-Baratdaya dan kaldera Malabar. (Alzwar et al., 1992).

Walaupun aktivitas vulkanik telah berhenti pada Gunung Wayang dan Gunung Malabar, tetapi aktivitas magmatik belum berhenti. Hal tersebut dibuktikan dengan kehadiran sistem panasbumi hingga sekarang. Sumber panas pada lapangan panasbumi ini berasal dari intrusi yang merupakan aktivitas magmatik. Sumber panas tersebut memanaskan fluida yang hadir di reservoir sehingga fluida tersebut memiliki suhu  $250^{\circ}$ - $320^{\circ}$  dengan pH netral. Fluida di reservoir yang memiliki temperatur tinggi tersebut berinteraksi dengan batuan sampling sehingga batuan sampling teralterasi dan membentuk zona mineral lempung. Pemanasan yang terjadi pada fluida di reservoir mengakibatkan densitas fluida turun sehingga naik ke permukaan. (Elfina, 2010).

#### **2.4 Sistem Panasbumi**

Sistem panasbumi merupakan sistem perpindahan panas dari sumber panas melalui proses konveksi air meteorik dengan atau tanpa fluida magmatik. Pada umumnya sistem panasbumi terdiri dari:

1. Sumber panas (*heat source*)
2. Reservoir tempat sirkulasi dari fluida panasbumi.
3. Batuan penudung (*cap rock*) yang berfungsi menghalangi hilangnya uap air.
4. Daerah *recharge* yang berfungsi menyuplai air pada reservoir sehingga sirkulasi air dapat terus berlangsung dan daerah *discharge* tempat terem Panbentuknya manifestasi di permukaan.
5. Rekahan zona permeabel sebagai jalur sirkulasi fluida.

#### **2.5 Klasifikasi-Klasifikasi Panasbumi**

Pada sistem panasbumi banyak pengklasifikasian terhadap beberapa parameter tertentu, seperti berdasarkan jenis sumber panasbumi, temperatur reservoir panasbumi, pola aliran dari fluida panasbumi berdasarkan topografi.

### 2.5.1 *Klasifikasi berdasarkan jenis sumber panasbumi*

Menurut Subir K. Sanyal (2005), terdapat beberapa jenis dari sumber panasbumi, yaitu:

- *Hydrothermal system*, terdiri dari air yang terpanaskan dan/atau uap yang tersimpan di batuan permeabel pada kedalaman yang dapat dicapai oleh pengeboran komersial (biasanya < 4 km).
- *Geopressed system*, terdiri dari air yang terpanaskan, yang mengandung banyak kandungan methane dan tersimpan di dalam batuan permeabel dengan tekanan yang lebih besar daripada tekanan hidrostatik. Biasanya terdapat di zona batas lempeng tektonik.
- *Hot dry rock (HDR) system*, adalah sistem yang reservoirnya terdiri dari permeabilitas sangat kecil, yang sumbernya berasal dari intrusi batuan atau dengan gradien normal panasbumi. Air diinjeksikan di reservoir yang terkoneksi, menjadi panas lalu diproduksi melalui sumur produksi.
- *Magma energy resources*, adalah memanfaatkan sumber panas langsung dari *molten rock* yang relatif berada di kedalaman dangkal terhadap permukaan.

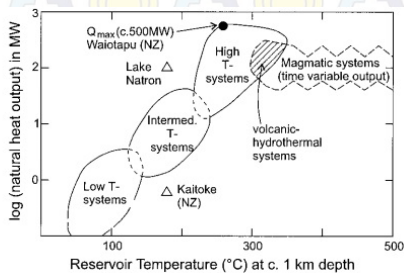
Pada tugas akhir ini, akan difokuskan hanya pada sumber panasbumi hidrotermal.

### 2.5.2 *Klasifikasi jenis panasbumi menurut temperature reservoirnya pada kedalaman 1 km*



Menurut Hochstein dan Browne (2000), sistem panasbumi dapat terbagi menurut temperatur dari reservoir, yaitu :

- High ( $>225^{\circ}\text{C}$ ) temperature (high-T)
- Intermediate ( $125\text{-}225^{\circ}\text{C}$ ) temperature
- Low ( $<125^{\circ}\text{C}$ ) temperature (low-T) system,



**Gambar 2.1 Grafik hubungan antara temperature reservoir terhadap daya yang dihasilkan.**

Adapun menurut gambar (2.1), besar temperatur dari reservoir panasbumi pada kedalaman 1 km berbanding lurus dengan produksi listrik yang dihasilkan oleh turbin.

### 2.5.3 Sistem panasbumi berdasarkan pola aliran fluida

Panasbumi berdasarkan pola aliran fluida dibagi menjadi dua, yaitu:

- Sistem tersimpan (*storage system*)

Air tersimpan dalam akuifer dan terpanaskan di tempat, tidak terdapat manifestasi di permukaan, dan terdapat lapisan atau impermeabel yang menghalangi sirkulasi air ke permukaan.

- Sistem berputar (*cyclic system*)

Air permukaan dapat masuk ke reservoir sehingga dapat terpanaskan kemudian kembali ke permukaan berupa artesis (akibat gravitasi), terdapat permeabilitas yang baik.

#### 2.5.4 Sistem panasbumi berdasarkan topografi

Menurut Browne (1999), sistem panasbumi berdasarkan topografi dibagi menjadi dua, yaitu,

- Sistem panasbumi dengan topografi rendah

Sistem panasbumi ini memiliki topografi yang relatif rendah yang memungkinkan fluida panasbumi dari reservoir mencapai permukaan dan keluar sebagai manifestasi seperti kolam air alkali dan endapan sinter silika. Air panas ini berasal dari air meteorik yang memiliki pH mendekati netral dan biasanya memiliki salinitas rendah.

- Sistem panasbumi dengan topografi tinggi

Sistem panasbumi ini memiliki topografi relatif tinggi dan sangat umum di Indonesia. Air alkali klorida sangat jarang mencapai permukaan tanah maka penggantinya terdapat zona dua fasa dengan ketebalan beberapa ribu meter yang diekspresikan oleh manifestasi di permukaan seperti fumarol, tanah hangat, dan solfatara. Gas dan uap yang naik ke permukaan akan mengalami kondensasi dengan air meteorik yang berasal dari air hujan. Fluida kondensat asam ini bisa bergerak secara lateral di bawah permukaan dan keluar sebagai mata air panas asam.

Pada lapangan panasbumi Wayang Windu memiliki sistem panasbumi dengan topografi tinggi. Manifestasi yang ditemukan pada lapangan panasbumi ini adalah mata air panas bersifat asam, fumarol dan tanah hangat (Abrenica, 2010).

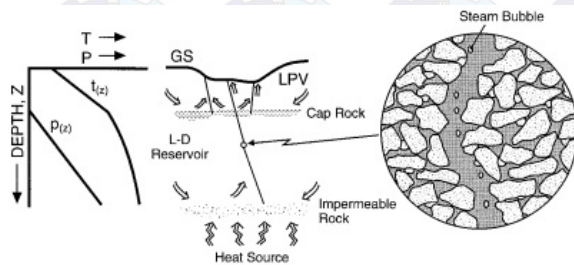
### 2.6 Model Konseptual Sistem Panasbumi Hydrothermal

Pada temperatur sistem yang rendah, fluida reservoir selalu terdiri dari air. Ketika diharapkan temperatur yang temperatur yang tinggi maka harus terdapat uap dalam reservoir.

Hal tersebut dapat ditemukan dalam semua reservoir panasbumi, yang terbagi dua, yaitu Menurut Grant et al., (1982), reservoir panasbumi terbagi menjadi 2 kelas, yaitu:

- *Liquid dominated system*

Sistem panasbumi kebanyakan adalah sistem dominasi uap (gambar 2.2). Tersimpan air di semua *channel* dan pori-pori, meskipun terdapat *steam* dan gas di air.



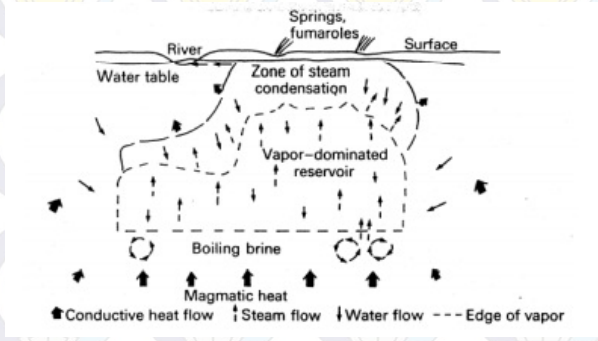
**Gambar 2.2** *Liquid dominated system*

Air panas dari reservoir biasanya merembes di permukaan bumi. T dan P akan meningkat seiring dengan bertambahnya kedalaman. Jika tingkat dari *upflow* sangat cepat, manifestasi seperti geysir atau mata air panas akan berubah bentuk dan temperatur dengan kedalaman akan mendekati kurva *boiling point*. Kebanyakan reservoir liquid dominated ditindih oleh zona vapor dengan tekanan rendah yang berada pada kedalaman ratusan meter. Temperatur pada reservoir jenis ini  $\leq 370^{\circ}\text{C}$ , dan bersifat sangat salin (Fraser et al.)

- *Vapour dominated system*

Sistem ini sangat jarang ditemukan di kebanyakan lapangan panasbumi dan yang paling diinginkan (gambar 2.3). Pada dasar dari reservoir adalah lapisan *brine*

mendidih yang terkonveksi, yang dapat dimungkinkan terpanaskan oleh magma. *Steam* yang dihasilkan naik menuju ke reservoir dan terhenti pada top reservoir yang tertutup oleh *cap rock*, fluida akan kembali menuju ke *brine* sebagai kondensat.



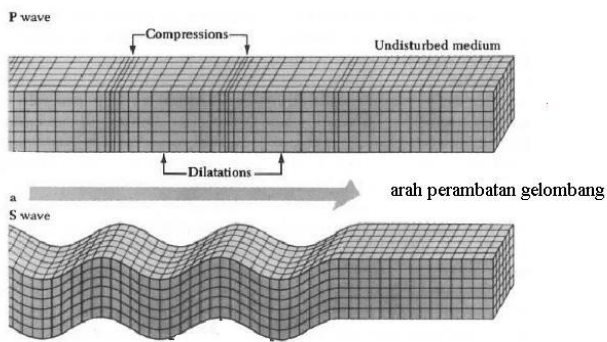
Gambar 2.3 *Vapour dominated system*

## 2.7 Metode Seismik

Gelombang seismik merupakan gelombang elastik akibat pelepasan energi gempa bumi yang merambat di dalam bumi. Bumi merupakan medium gelombang dengan sifat fisis yang berbeda untuk setiap fase lapisannya (heterogen). Keheterogenan sifat medium ini menyebabkan gelombang seismik yang energinya merambat sebagian akan dipantulkan dan lainnya akan diteruskan ke medium di bawahnya (Telford, 1990).

Menurut tempat penjalarannya, gelombang seismik digolongkan dalam dua kelompok yaitu gelombang badan (*body wave*) dan gelombang permukaan (*surface wave*). Menurut Gylfy dan Axel (1991), ada dua jenis gelombang badan yang menjalar di dalam medium bawah permukaan bumi, yaitu

- Gelombang primer (P-wave), merupakan gelombang longitudinal yang mana arah rambat gelombang searah dengan arah getarnya (gambar 2.4).
- Gelombang sekunder (S-wave), merupakan gelombang transversal yang mana arah rambat gelombang tegak lurus dengan arah getarnya (gambar 2.4).



**Gambar 2.4** Arah perambatan gelombang-P dan gelombang-S

### 2.7.1 Sifat Gelombang P

Gelombang P merupakan gelombang seismik akibat eksitasi gempa bumi yang merambat dengan arah dan getaran searah dengan arah gerak diikuti batuan yang dilalui mengalami penekanan dan peregangan sering disebut gelombang kompresi. Penjalaran dapat terjadi pada medium yang berwujud padat, cair dan gas dengan kecepatan berkisar 6-7 km/detik di kerak bumi dan sekitar 8-8,85 km/detik di selimut bumi bagian atas. Gelombang P merupakan gelombang yang pertama kali sampai di

alat pencatat gempa (seismogram) sehingga sering disebut gelombang primer (Howell Jr, 1959). Kecepatan gelombang P ( $V_p$ ) dari hubungannya dengan konstanta elastisitas dan parameter-parameter fisis, dirumuskan sebagai berikut (Kayal, 2002)

$$V_p = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} = \sqrt{\frac{K + \frac{4\mu}{3}}{\rho}} \quad (2.1)$$

Sedangkan hubungan modulus Rigiditas dengan konstanta elastis yang lainnya sebagaimana persamaan berikut:

$$\mu = \frac{E}{2(1 + \nu)} \quad (2.2)$$

dengan

$$\lambda = \frac{\nu E}{(1 + \nu)(1 - 2\nu)} \quad (2.3)$$

dimana  $V_p$  merupakan kecepatan gelombang P,  $\mu$  adalah Modulus Rigiditas,  $K$  adalah Modulus Bulk,  $\rho$  adalah rapat jenis,  $\lambda$  adalah konstanta elastisitas volume,  $E$  adalah Modulus Young, dan  $\nu$  adalah rasio Poisson.

### 2.7.2 Sifat Gelombang S

Gelombang S merupakan gelombang seismik akibat eksitasi gempa bumi yang merambat dengan arah getaran tegak lurus dengan arah geraknya. Karena itu maka kecepatannya lebih rendah dibanding gelombang primer. Akibatnya gelombang ini hanya dapat merambat melalui benda padat. Bila melewati benda cair atau gas, gelombang ini hilang atau tidak akan tercatat pada seismograf. Adapun kecepatannya hanya 1/3 dari kecepatan gelombang primer, atau sekitar 2-6 km/detik. Karena itu sering disebut gelombang sekunder dimana gelombang ini sampai di alat

pencatat gelombang setelah gelombang primer (Howell, 1959). Persamaan 2.4 akan memberikan kecepatan gelombang S ( $V_s$ ) (Gubbins et al., 1990):

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (2.4)$$

dimana

$V_s$  = Kecepatan gelombang S

$\rho$  = Rapat jenis

$\mu$  = Modulus Rigiditas

### 2.8 Poisson's Ratio

Poisson's ratio adalah ukuran perubahan bentuk geometri yaitu perbandingan antara perubahan bentuk akibat kontraksi lateral dengan peregangan axial dikarenakan oleh suatu tekanan.

Apabila suatu sampel batuan berbentuk silinder dengan panjang  $L$ , diameter  $R$ . Lalu sampel diberikan gaya  $F$ . Maka panjang dan diameternya akan berubah. Rasio perubahan panjang  $\Delta L$  dengan  $\Delta R$  disebut Poisson's ratio, yaitu:

$$\sigma = \frac{\Delta R}{\Delta L} \quad (2.5)$$

Menurut Manzella (1990), berdasarkan analisis eksperimen dan teoritis, indikasi fluida yang terisi pada suatu batuan akan meningkatkan nilai Poisson's rasion daripada batuan yang tidak terisi fluida. Hal ini menyebabkan penurunan nilai kecepatan gelombang-P dan penurunan secara signifikan pada gelombang-S. Dengan menggunakan diagram Wadati, dapat dihitung nilai Poisson's ratio. Dengan diagram tersebut dapat dilakukan penentuan nilai Poisson's ratio dalam suatu peta penampang.

$$\sigma = \frac{1}{2} \left[ 1 - \frac{1}{\left( \frac{V_p}{V_s} \right)^2 - 1} \right] \quad (2.6)$$

## 2.9 Metode Penentuan Hiposenter

Lokasi gempa didefinisikan dengan lokasi hiposenter gempa ( $x_0, y_0, z_0$ ) dan waktu asal  $t_0$ . Hiposenter adalah lokasi fisika dari sumber gempa, biasanya diberikan dalam longitude ( $x_0$ ), latitude ( $y_0$ ) dan kedalaman di bawah permukaan ( $z_0$ ). Saat hiposenter dan waktu asal ditentukan oleh waktu kedatangan fase seismik dimulai oleh gempa pertama, lokasi akan dihitung sesuai dengan titik dimana gempa dimulai (Geiger, 1910). Secara umum metode penentuan hiposenter menjadi tiga, yaitu;

- *Single Event Determination (SED)*
- *Joint Hypocenter Determination (JHD)*
- *Double-Difference (DD)*

### 2.9.1 Single Event Determination (SED)

Metode yang diperkenalkan oleh Geiger (1910) tentang penentuan lokasi hiposenter gempa berdasarkan kuadrat terkecil. Dan selanjutnya dikenal dengan metode Geiger. Metode ini adalah sebuah proses iterasi menggunakan optimasi Gauss-Newton untuk menentukan lokasi gempa bumi atau peristiwa seismik. Awalnya metode ini dikembangkan untuk mendapatkan waktu asal untuk penentuan hiposenter, yaitu waktu mulai terjadinya gempa.

Saat hiposenter dan waktu asal ditentukan oleh waktu kedatangan fase seismik dimulai oleh gempa pertama, lokasi akan dihitung sesuai dengan titik dimana gempa dimulai. Dimulai dari



$t$  adalah waktu tiba pertama (first arrival time) gelombang seismik di setiap stasiun pengamatan ke- $i$  ( $x_i, y_i, z_i$ ) dari hiposenter ( $x_0, y_0, z_0$ ),  $t^{\text{cal}}$  adalah waktu tempuh kalkulasi berdasarkan model kecepatan 1D bawah permukaan dan  $t_0$  adalah waktu asal (*origin time*). Secara matematis dirumuskan sebagai berikut:

$$r_e = t - t_0 - t^{\text{cal}} \quad (2.7)$$

Dengan keterangan persamaan yaitu,  $r$  adalah residual atau error,  $t$  adalah waktu tiba gelombang (*arrival time*),  $t_0$  adalah waktu asal (*origin time*),  $t^{\text{cal}}$  adalah waktu tempuh gelombang (*travel time calculated*),  $t - t_0 = t^{\text{obs}}$ , dan  $e$  adalah indeks stasiun pengamatan.

Apabila suatu gempa terjadi pada posisi  $x_0, y_0, z_0$  pada waktu  $t_0$  di stasiun  $e$  dengan posisi  $x_e, y_e, z_e$  akan tercatat waktu tiba gelombang gempa tersebut pada waktu  $t_i$ , maka waktu tempuh gelombang seismik dapat diketahui ( $x_0, y_0, z_0, t_0$ )

Dari persamaan 2.7 diketahui apabila waktu tiba gelombang pada stasiun pengamatan sama dengan jumlah dari waktu tempuh dan waktu asal, maka akan menghasilkan residual (*error*) yang bernilai nol, dapat diperkirakan bahwa posisi asal gempa tersebut benar. Persamaan kuadrat terkecil (minimum) dari residual atau *error* adalah sebagai berikut:

$$F(x) = \sum_{e=1}^M r_e^2 \quad (2.8)$$

dengan  $M$  adalah jumlah stasiun dan  $x$  adalah parameter hiposenter yang ingin diketahui ( $x_0, y_0, z_0, t_0$ ). Kenyataan bahwa struktur bawah permukaan yang kompleks mengakibatkan sulitnya menentukan model kecepatan yang sama dengan keadaan sebenarnya dan karena adanya faktor kesalahan pembacaan waktu tiba, maka persamaan (2.8) adalah persamaan non-linear. Penyederhanaan dilakukan untuk menyelesaikan persamaan di

atas dengan mengasumsikan model kecepatan sudah mendekati keadaan sebenarnya dan pembacaan waktu tiba sudah tepat sehingga selisih waktu tempuh adalah fungsi linear sederhana dari selisih parameter hiposenter dugaan dan sebenarnya . Linearisasi persamaan (2.9) ditulis dalam bentuk:

$$r_e = \frac{\partial T_e}{\partial X_0} dx + \frac{\partial T_e}{\partial Y_0} dy + \frac{\partial T_e}{\partial Z_0} dz + dt \quad (2.9)$$

dengan  $t$  adalah waktu asal,  $T$  sebagai waktu tempuh tempuh gelombang,  $e$  sebagai ideks stasiun pengamatan,  $r$  sebagai residual atau error dan  $x_0, y_0, z_0$  adalah lokasi hiposenter deugaan.

Apabila persamaan 2.10 disusun untuk semua stasiun pengamat yang merekam gempa, maka akan terbentuk sebuah matriks persamaan residual waktu tempuh. Matriks tersebut bias dituliskan dalam persamaan berikut:

$$J\Delta m = \Delta d \quad (2.10)$$

dengan  $J$  adalah matriks kernel, atau biasa dikenal dengan sebutan matriks Jacobian, berisi partial derivative residual waktu tempuh tiap stasiun terhadap parameter hiposenter ( $x_0, y_0, z_0, t_0$ ), berukuran  $n \times 4$ , dengan  $n$  adalah jumlah stasiun pengamatan, 4 adalah representasi jumlah paramaeter hiposenter yang dicari. Matriks  $\Delta m$  adalah model yang ingin diketahui, berisi posisi hiposenter ( $x, y, z$ ) dan waktu terjadi gempa ( $t_0$ ) berukuran  $4 \times 1$ . Sedangkan  $\Delta d$  adalah parameter yang diperoleh dari pengamatan (data), berupa residual waktu tiba gelombang gempa di stasiun pengamat ( $t_{\text{obs}}$ ) dengan ukuran  $n \times 1$ .

Model yang ingin diketahui dapat diperoleh dengan mengubah matriks tersebut menjadi matriks inverse melalui

perkalian invers matriks Jacobian (J-1) sehingga penyelesaian inversi matriks di atas diberikan oleh persamaan berikut:

$$[J]^T [J] \Delta m = [J]^T \Delta d \quad (2.11)$$

$$[J^T J]^{-1} J^T \Delta m = [J^T J]^{-1} J^T \Delta d \quad (2.12)$$

$$\Delta m = [J^T J]^{-1} J^T \Delta d \quad (2.13)$$

dengan elemen penyusun matriks adalah sebagai berikut:

$$J = \begin{bmatrix} \frac{dT_1}{dx} & \frac{dT_1}{dy} & \frac{dT_1}{dz} & \frac{dT_1}{dt} \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ \frac{dT_M}{dx} & \frac{dT_M}{dy} & \frac{dT_M}{dz} & \frac{dT_M}{dt} \end{bmatrix} \quad (2.14)$$

$$\Delta m = \begin{bmatrix} dx \\ dy \\ dz \\ dt \end{bmatrix} \quad (2.15)$$

$$\Delta m = \begin{bmatrix} r_1 \\ r_2 \\ \dots \\ r_M \end{bmatrix} \quad (2.16)$$

$$x_0 + dx = x \quad (2.17)$$

$$y_0 + dy = y \quad (2.18)$$

$$z_0 + dz = z \quad (2.19)$$

$$t + dt = t \quad (2.20)$$

dengan  $x_0, y_0, z_0$  adalah lokasi hiposenter dugaan,  $dx, dy, dz, dt$  adalah selisih hiposenter dugaan dengan hasil kalkulasi. Lalu  $x, y, z$  adalah lokasi hiposenter setelah proses koreksi,  $t_0$  sebagai waktu asal (dugaan) dan  $t$  sebagai waktu asal setelah dikoreksi.

Persamaan di atas menghitung waktu tempuh gelombang dan waktu asal dengan menghitung jarak antara lokasi stasiun dengan perkiraan lokasi hiposenter yang dikombinasikan dengan model kecepatan yang telah ditentukan sebelumnya. Setelah itu dihitung selisih waktu tempuh hasil kalkulasi  $t_{cal}$  dengan waktu tempuh hasil observasi  $t_{obs}$  (diperoleh dari waktu tiba gelombang  $t_p/t_s$  atau waktu tempuh  $t_p - t_0$ ), sehingga akan didapatkan hasil residual yang sebanding dengan perbedaan jarak dan waktu ( $dx, dy, dz, dt$ ) kejadian gempa tersebut. Perbaikan posisi hiposenter akan terus dilakukan dengan melakukan iterasi hingga residual waktu tempuh observasi dan kalkulasi mendekati nol.

### 2.9.2 Joint Hypocenter Determination (JHD)

Pujol (2000) menggunakan metode *joint hypocenter determination* yang mampu melakukan perbaikan terhadap kesalahan akibat variasi kecepatan lateral yang tidak bisa diselesaikan dengan penggunaan model kecepatan 1D. Dengan memperhitungkan koreksi stasiun, maka residual waktu tempuh yang diperoleh pada stasiun ke- $i$ , yaitu:

$$re = t_i^{obs} - (t^{cal} + SC) \quad (2.21)$$

Dengan  $r$  sebagai residual atau error,  $e$  adalah indeks stasiun pengamatan,  $t^{obs}$  adalah waktu tempuh gelombang pada stasiun pengamatan (*travel time observation*),  $t^{cal}$  adalah waktu tempuh gelombang (*travel time calculated*), dan  $SC$  adalah koreksi

stasiun. Menggunakan asumsi yang serupa dengan metode SED, persamaan (2.21) dapat dilinearisasi dan disusun menjadi persamaan matriks, yaitu:

$$r = A\Delta x + ds \quad (2.22)$$

dengan keterangan  $r$  adalah residual waktu tempuh,  $A$  yaitu matriks partial derivatif residual waktu tempuh terhadap parameter hiposenter.  $\Delta x$  adalah vektor perubahan posisi terhadap hiposenter dugaan dan  $ds$  adalah koreksi stasiun (Pujol, 2000).

### 2.9.3 Double Difference (DD)

Metode ini memiliki pengertian yaitu perbedaan antara waktu tempuh hiposenter gempa yang dipasangkan akan dikaitkan terhadap satu dengan yang lainnya, sehingga akan diperhitungkan sebagai satu *cluster* yang kemudian direlokasi dengan posisi relatif. Sebagai asumsi, jarak antara dua hiposenter gempa harus kecil daripada jarak antara stasiun dan sumber (Waldhauser, 2000). Sehingga selisih waktu tempuh antara kedua gempa yang terekam pada stasiun yang sama dapat dianggap sebagai fungsi jarak antara kedua hiposenter. Sehingga dapat meminimalisasi kesalahan model kecepatan model tanpa menggunakan koreksi stasiun. Residual waktu tempuh antara gempa observasi dan kalkulasi ( $\Delta d$ ) dapat didefinisikan dalam persamaan berikut:

$$(r_{ek}^{ij}) = (t_k^i - t_k^j)^{obs} - (t_k^i - t_k^j)^{cal} \quad (2.23)$$

dengan,  $i$  dan  $j$  adalah indeks dua hiposenter yang jaraknya dekat dan  $k$  adalah indeks stasiun pengamatan.

## 2.10 Metode Seismik Pasif di Area Lapangan Panasbumi

Dalam metode seismik pasif lokal maupun jauh direkam dan dianalisa. Metode yang digunakan pada saat ini yaitu,

1. *Natural seismic ground noise*
2. *Microearthquake surveys*
3. *Surveys of teleseismic events (p-wave delays)*

Pada survei Ground noise dan micro-earthquake dapat dilakukan dengan penelitian seismology baik melalui suatu institusi maupun melalui kontraktor. Survei pengkajian teleseismik membutuhkan peralatan yang relatif canggih sehingga hanya beberapa negara saja yang mumpuni untuk melakukan riset. Pada tiap metode tersebut, dibutuhkan pengetahuan yang baik tentang kecepatan seismic dalam struktur geothermal sehingga selanjutnya dapat menginterpretasi keadaan bawah permukaan dengan baik dan biasanya dilakukan adalah survei seismik refraksi (Hochstein et al, 1970).

Pada banyak area panasbumi menunjukkan suatu latar belakang tingginya kegiatan seismicity dibandingkan dengan lingkungan yang tidak memiliki prospek geothermal. Kegiatan seismik tertentu dari area yang memiliki prospek panasbumi berelasi dengan regional tertentu. Sebagai contoh, daerah bagian selatan pulau Iceland, yang mana memiliki sejarah kegempaan secara destruktif, memiliki hubungan dengan area panasbumi Hengill (Björnsson et al, 1974). Hal ini dapat disimpulkan bahwa banyak lokasi panasbumi bersamaan dengan suatu area yang melepaskan stress regional dengan tingkatan tertentu terhadap area yang disekitarnya. Perbedaan dari seismicitas dari area panasbumi dapat merefleksikan keadaan tektonik regional tersebut.

### 2.10.1 *Microearthquake*

Sebutan *microearthquake* digunakan untuk menjelaskan kejadian-kejadian yang tidak terekam oleh lebih dari stasiun permanen dari sistem jaringan perekaman gempa bumi nasional. Energi  $E$  yang terlepas, dikaji dengan skala magnitudo  $M$  (Richter) yang proposional dengan  $\log(E)$ ,  $\log E \approx 5 + 1.5M$  (Joule). Karena kebanyakan output dari seismometer adalah proposional dengan kecepatan dari pergerakan bumi,  $\log$  dari amplitudo terekam adalah proposional dengan magnitudo  $M$  dari event, dengan jarak epicenter yang telah ternormalisasi. Gempabumi yang terekam dengan magnitudo  $M \leq 3$  disebut sebagai *microearthquake* (Hochstein et al., 1970).

Karena banyak area geothermal yang terjadi pada daerah pada perbatasan dari sebuah aktif regional, sehingga dapat di diharapkan bahwa kejadian-kejadian *microearthquake* ada di zona tersebut. Aktivitas ini, bagaimanapun, tidak dapat dipastikan menandakan suatu prospek panas bumi, namun aktivitas ini dapat diyakinkan bahwa terdapat aktivitas stress regional yang terjadi di kerak bumi.

### 2.10.2 *Teleseismic Survey*

Teknik teleseismik dapat digunakan untuk mendapatkan informasi yang tepat dari kedalaman yang sangat dalam dibandingkan dengan metode geofisika konvensional. Teknik ini baik digunakan untuk eksplorasi geothermal dengan hasil yang bagus melibatkan akumulasi perekaman dari gempa yang jauh, dengan relatif jaringan stasiun yang banyak. *Delay arrival time* gelombang P dikaji dari tiap stasiun. Data dapat digunakan untuk mengestimasi ukuran dan posisi dari keberadaan hot rock atau molten rock.

Di Yellowstone, *delay travel time* mencapai 2s terekam, dan disebabkan oleh zona leleh dengan kedalaman 200-250 km. Kecepatan gelombang P di dalam struktur batuan diperkirakan 10% lebih rendah dibandingkan dengan lingkungan batuan sekitarnya. Hal ini mengimplikasikan rata-rata temperatur dari struktur batuan tersebut sekitar  $1000^{\circ}\text{C}$  (Iyer, 1979).

Metode ini adalah satu di antara beberapa metode yang memberikan informasi tentang struktur kerak bumi dan sumber panas. Metode ini mendasari atas fenomena menurunnya secara signifikan kecepatan gelombang seismik di dalam kerak bumi (dan mantel bumi di bagian atas) terhadap temperatur (Hochstein et al., 1970).

### **2.11 Seismik Tomografi**

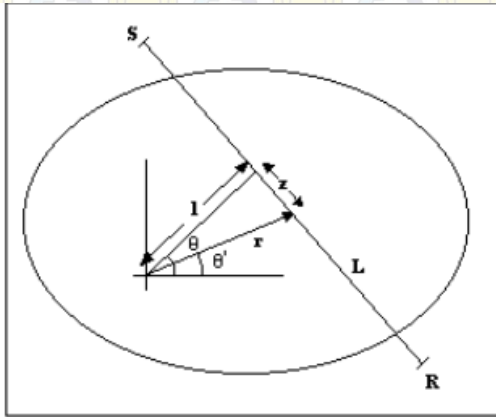
Tomografi merupakan suatu teknik khusus yang dapat digunakan untuk mendapatkan gambaran bagian dalam dari suatu objek berupa benda padat tanpa memotong atau mengirisnya. Caranya dengan melakukan pengukuran-pengukuran di luar objek tersebut dari berbagai arah (yang disebut membuat proyeksi-proyeksi), kemudian merekonstruksinya (Munadi, 1992). Tomografi seismik memerlukan cara tersendiri karena ada keterbatasan dalam melakukan proyeksi. Lapisan-lapisan batuan yang berada di bawah permukaan bumi tidak dapat diproyeksikan ke berbagai arah. Selain itu penggunaan gelombang seismik sebagai sinar yang dipakai untuk membuat proyeksi juga memiliki keterbatasan dalam cara penanganannya.

Prinsip utama dalam tomografi seismik adalah menyajikan gambaran bawah permukaan dalam domain kecepatan. Gambar atau pecitraan ini ditampilkan dalam sel-sel, yang pada satu sel dianggap merupakan satu kecepatan gelombang lokal. Pada tahap inversi kecepatan gelombang lokal digantikan dengan



kelambanan lokal (invers dari kecepatan gelombang lokal) untuk memudahkan perhitungan. Hal ini dikarenakan persamaan inversi menjadi linear ketika berada dalam domain kelambanan (*slowness*). Pada bentuk 2-D, kelambanan dimodelkan dalam bentuk bujur sangkar dan dimodelkan dalam bentuk matriks.

Tomografi didasarkan atas proyeksi atau integral dari suatu parameter kelambanan pada sepanjang penjarangan berkas gelombang. Proyeksi secara skematik seperti ditampilkan pada gambar 2.5.



**Gambar 2.5** Skematik proyeksi sinar dari S ke R (Stewart, 1987)

Sudut antara garis tegak lurus garis L dan sumbu horizontal x adalah  $\theta$  dengan jarak  $l$ . Maka persamaan matematis dari garis L adalah jumlah nilai fungsi sepanjang berkas L dari S ke R, yaitu;

$$F(l, \theta) = \int_S^R f(r, \phi) dz \quad (2.22)$$

dimana  $l$  adalah jarak berkas dari pusat koordinat referensi,  $\theta$  sudut antar normal ke berkas  $L$  dan sumbu  $x$ ,  $\phi = \theta - \arctan\left(\frac{z}{l}\right)$  dan  $z$  adalah jarak dari titik potong dengan garis normal sepanjang berkas  $L$ .

Jika geometri diketahui  $r^2 = l^2 + z^2 = |r|^2$ , dimana  $r$  adalah vektor posisi pada garis yang didefinisikan sebagai  $(l, \theta)$ . Secara simbolik, persamaan matematis tersebut dapat ditulis sebagai :

$$F(l, \theta) = \int_{r, \theta=l} f(r) dr \quad (2.23)$$

dengan  $l$  adalah arah vektor sepanjang garis normal ke  $L$  melalui titik pusat. Tipe integral seperti ini dikenal sebagai Transformasi Radon (RT). Transformasi ini pertama kali diperkenalkan oleh Radon (1917) sebagai orang pertama kali menurunkan Inversi Transformasi Radon (IRT). Dalam tomografi, transformasi Radon termasuk dalam tahap pemodelan ke depan (*forward tomography*) dan bermanfaat dalam proses proyeksi. Sedangkan untuk menciptakan image, dilakukan inverse terhadap transformasi Radon. Transformasi Radon dan Inversi Transformasi Radon akan digunakan sebagai dasar dari perumusan algoritma tomografi seismik lebih lanjut.

## 2.12 Wayang Windu

Eksplorasi pertama kali Wayang Windu dilakukan oleh Pertamina (Sudarman et al., 1986). Dan juga melibatkan analisa dari thermal mata air dan pengambilan sampel, Resistivity DC, survey magnetotelluric (< T) gravity, dan geokimia.

Pengeboran dalam (WWD-1, sekarang WWA-1ST, Gambar 2.6) pertama kali dilakukan oleh Pertamina hanya pada bagian barat antara Gunung Wayang dan Gunung Windu pada

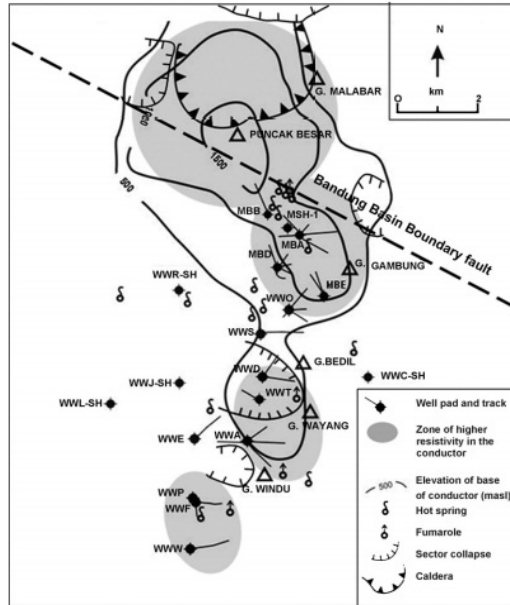
tahun 1991 (Budiardjo, 1992; Ganda et al., 1992). Data sumur menunjukkan akuifer air tanah mengandung uap panas berada di atas zona dominasi uap dua fase dan selanjutnya reservoir dominasi air yang mengandung Cl-Netral. Dan selanjutnya disebut sebagai sumur lapangan Wayang Windu dan memiliki jenis sistem panasbumi transisi liquid-vapour. Sumur MSH-1 dengan kedalaman 600-m dibor pada tahun 1993-1994 oleh Pertamina pada bagian selatan lereng Gunung Malabar yang mana memberikan indikasi adanya zona dangkal dua fase yang di atasnya terdapat aquifer yang mengandung uap panas menuju arah utara (Bogie et al., 2008).

### **2.13 Manifestasi Thermal dan Alterasi Hydrothermal Permukaan Wayang Windu**

Kebanyakan aktivitas hydrothermal permukaan terjadi di dekat pusat vulkanik kecil, Gunung Wayang dan Gunung Windu (Gambar 2.7). Area yang lebih kecil dari alterasi mata air acid-sulfate dan aktivitas fumarol kecil ditemukan di bagian utara lereng Gunung Malabar, yang mana mata air hangat, mata air netral-bicarbonat-sulfate hadir di selatan Gunung Malabar dan menuju selatan, barat, timur pusat vulkanik kecil (Gambar 2.7). Dengan tingkat temperatur mata air antara 25-66<sup>0</sup>C dan tercatat dengan sedikitnya kandungan Cl (Sudarman et al., 1986).



Gambar 2.6 Peta topografi dengan titik sumur di Lapangan Wayang Windu, interval kontur:100m; kontur tebal: 2000m asl.



**Gambar 2.7 Lokasi dari sumur, fitur thermal, kumpulan puncak vulkanik, kaldera, dan bidang runtuh dari Lapangan Wayang Windu**

## **BAB III**

### **METODOLOGI PENELITIAN**

#### **3.1 Alat**

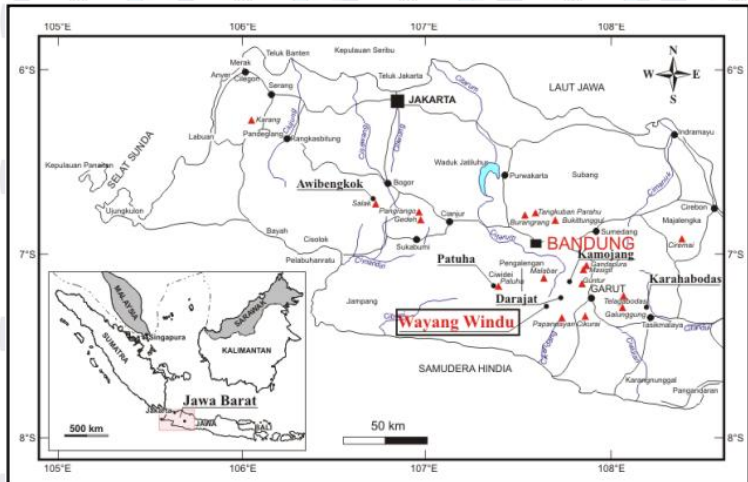
Adapun alat yang digunakan dalam survei seismik pasif di lapangan panasbumi Wayang Windu adalah Ten SMART-24R (Geotech Instruments, LLC, Dallas) 24-bit dilengkapi dengan 3D-Lite Lennartz 1 Hz. GPS channel-8 dengan sistem koordinat geodetic WGS84. Dan sebagai alat untuk pengolahan data, berupa SeisGram2K60 untuk picking data, serta LOTOS 12 untuk inversi tomografi.

#### **3.2 Data Penelitian**

Adapun data yang digunakan dalam penelitian ini yaitu data lapangan panasbumi Wayang Windu. Yang mana data ini adalah hasil dari perekaman survei seismik pasif yang dilaksanakan dari bulan Desember 2007- pertengahan bulan Januari 2008.

#### **3.3 Lokasi Penelitian**

Lokasi penelitian Lapangan Panasbumi Wayang Windu terletak terletak di Pegunungan Selatan Jawa Barat, sekitar 40 km dari Kota Bandung (gambar 3.1). Secara administratif, daerah penelitian berlokasi di Pengalengan, Kabupaten Bandung, Jawa Barat. Secara geografis, Lapangan Wayang Windu terletak di  $107^{\circ}34'-107^{\circ}39'$  BT dan  $7^{\circ}07'-7^{\circ}15'$  LS (Elfina, 2010).



**Gambar 3.1 Lokasi Lapangan Panasbumi Wayang Windu**

### **3.4 Tahapan Penelitian**

Tahapan-tahapan yang dilakukan dalam penelitian ini, yaitu:

#### **3.4.1 Studi Pustaka**

Tahapan studi pustaka bertujuan untuk mengetahui beberapa referensi yang telah dilakukan oleh para peneliti sebelumnya di tempat/regional yang sama. Tahapan ini juga dilakukan sebagai pendukung penelitian sehingga dalam pembahasannya ditunjang dengan dasar teori yang kokoh. Studi pustaka pada daerah penelitian dilakukan secara regional agar permasalahan-permasalahan dapat dirumuskan dan diselesaikan dalam tugas akhir.

### 3.4.2 *Picking* Waktu Tiba Gelombang P dan S ( $t_p$ dan $t_s$ )

Pada tahap ini menggunakan *software* SeisGram2K60 untuk mendapatkan waktu tiba dari gelombang P ( $t_p$ ) dan gelombang S ( $t_s$ ).

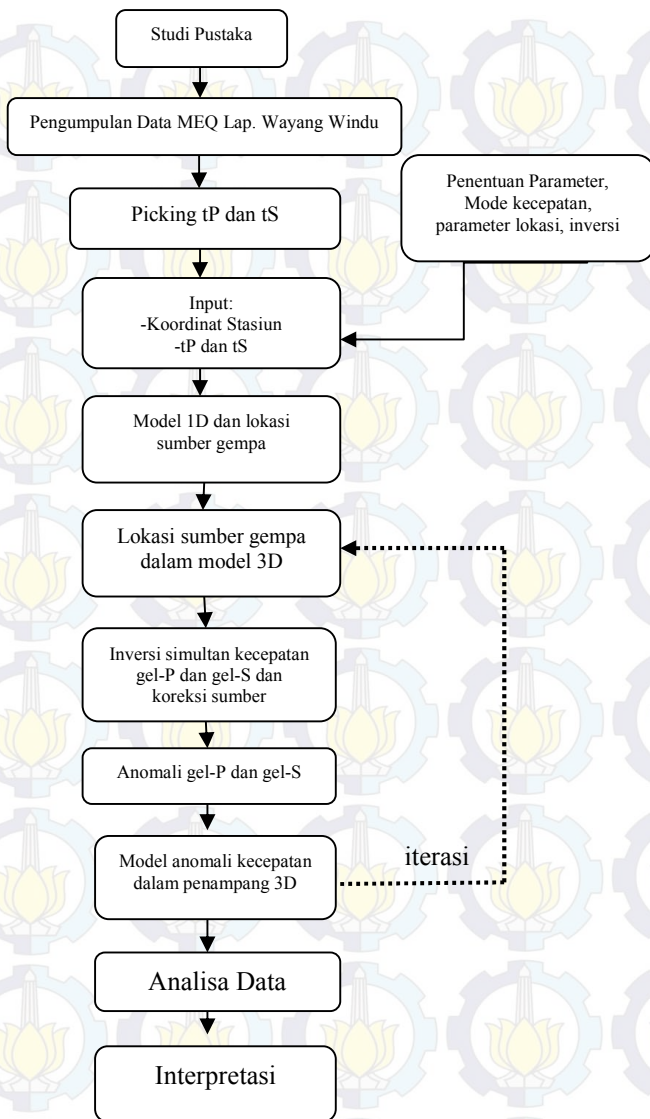
### 3.4.3 Persiapan File Data Input

Pada tahap ini, berupa pembuatan file yang berformat .DAT yang mana terdiri dari identitas stasiun dan gelombang P & S. Untuk identitas file *station*, berupa koordinat latitude, longitude dan kedalaman. Dan Untuk file *rays* terdiri dari hiposenter event yang diikuti waktu tempuh dari setiap stasiun. Pada file *rays* ini, seluruh gempa yang terekam dimuat dalam satu file, agar selanjutnya diolah secara simultan dengan menggunakan LOTOS 12.

### 3.4.4 Penentuan Parameter Inversi Tomografi

Pada tahap ini, ditentukan parameter-parameter yang digunakan untuk mengolah data, berupa parameter model kecepatan bumi, parameter lokasi dan inversi.





**Gambar 3.2 Diagram Alir Penelitian Metode Seismik Tomografi**

## BAB IV HASIL DAN PEMBAHASAN

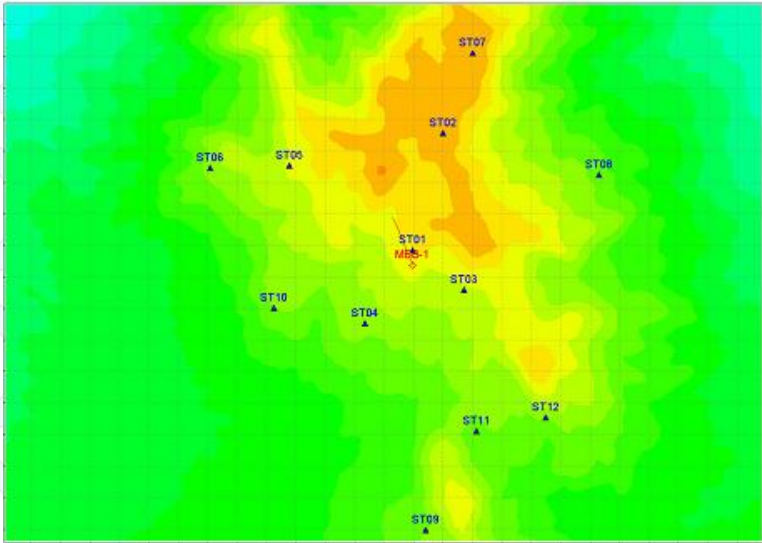
### 4.1 Akuisi Data dan Analisa Awal

Pada tahap awal yang dilakukan dalam penelitian ini yaitu berupa akuisisi data dan analisa awal terhadap penelitian ini. Survei passive seismik dilakukan dari 2 Desember 2007 sampai dengan 13 Januari 2008 di lapangan panasbumi Wayang Windu. Adapun Instrumen yang dioperasikan di lapangan penelitian yaitu menggunakan alat perekaman gempa micro portable yaitu stasiun perekaman *Ten SMART-24r (Geotech Instruments, LLC, Dallas) 24-bit* dengan dilengkapi *seismometer 3D Lite Lennartz 1 Hz*.

Pada gambar 4.1 adalah posisi dari letak stasiun yang mencangkup daerah penelitian dengan spasi rata-rata 5 km. Pada gambar tersebut, juga terdapat salah satu sumur yang digunakan dalam proses produksi panasbumi. Selama proses akuisisi, event gempa baik itu berupa *induced seismicity* maupun secara alami telah dapat terekam dengan *real time*. Sebagian besar dari event gempa mikro yang terekam di stasiun perekaman adalah bentuk reaksi dari pengoperasian injeksi air pada sumur MBB-1.

#### 4.1.2 Posisi Stasiun

Stasiun seismik dilengkapi dengan GPS 8-channel untuk perhitungan waktu dan koordinat. Koordinat geodetic WGS84 adalah sistem kooordinat yang digunakan dalam lokasi hiposenter gempa micro. Pada Tabel 4.1 terdiri dari posisi stasiun selama survei gempa micro dijalankan menurut UTM WGS-84.



**Gambar 4.1** Posisi dari stasiun perekaman *microearthquake* di lapangan panasbumi WW

#### 4.1.3 Data Perekaman dan Pra Prosesing Data

Sekitar 44 hari periode perekaman gempa secara kontinyu telah merekam 237 event gempa mikro. Dengan jumlah data sebanyak ini, prosesing awal dilakukan dengan menggunakan software SMARTQuake dan SisPlus. Prosesing lapangan tersebut mencakup dalam deteksi dan ekstraksi event, picking otomatis gelombang P dan lokasi event. Perekaman data yang direkam secara kontinyu untuk melihat adanya tanda energi seismik terhadap adanya gempa mikro. Parameter awal dapat dioptimalkan dan diatur sebagai input untuk menentukan gempa yang bahkan berupa gempa dengan skala mikro dalam kondisi yang bernoise.

Event gempa yang diekstrak dari deret waktu kontinyu menjadi data event gempa yang terpisah, yang mana digunakan

pada tahapan prosesing. Picking waktu arrival dan penentuan lokasi secara otomatis dalam dilakukan dengan menggunakan software SMARTQuake dan dikoreksi kembali secara manual pada tahapan selanjutnya.

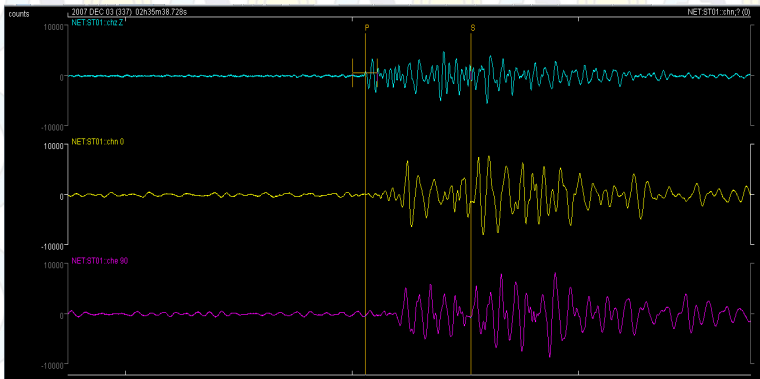
**Tabel 4.1 Identitas dari stasiun perekaman microearthquake di lapangan panasbumi WW.**

Station	East (km)	North (km)
ST01	790.xxx	9207.xxx
ST02	790.xxx	9209.xxx
ST03	791.xxx	9206.xxx
ST04	789.xxx	9206.xxx
ST05	788.xxx	9208.xxx
ST06	787.xxx	9208.xxx
ST07	791.xxx	9210.xxx
ST08	793.xxx	9208.xxx
ST09	790.xxx	9202.xxx
ST10	788.xxx	9206.xxx
ST11	791.xxx	9204.xxx
ST12	792.xxx	9204.xxx

Koreksi picking waktu kedatangan secara manual pada gelombang P dan gelombang S, lokasi awal hiposenter dan kalkulasi magnitudo dilakukan dengan menggunakan *Seismological Data Processing Package, Seisplus (Geotech Instruments, LLC, Dallas)*, yang mana penentuan lokasi hiposenter menggunakan algoritma HYPOPLUS (Oncescu et al., 1996). Revisi dari hasil kerja awal dikonsentrasikan pada koreksi

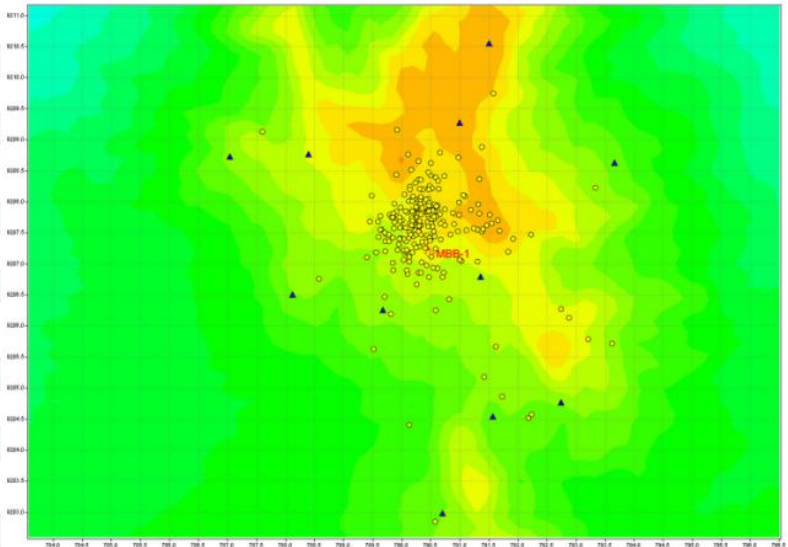
picking gelombang P dan gelombang S serta pada relokasi event seismik. Model kecepatan 1 dimensi pada gelombang P digunakan sebagai parameter awal dalam penentuan hiposenter. Model kecepatan 1 dimensi tersebut adalah referensi yang dilakukan pada survei seismik mikro sebelumnya di lapangan yang sama.

Seisplus digunakan sebagai untuk menyimpan, menampilkan, memanipulasikan, dan picking arrival time secara manual maupun otomatis pada data seismik. Setelah mendapatkan data yang berformat .sac, selanjutnya data rekaman tersebut dianalisa dengan menggunakan Seisplus. Pada analisa ini terkonsentrasi pada picking gelombang P dan gelombang S. Pada proses picking gelombang P, ditentukan dari komponen V dan picking gelombang S ditentukan dari komponen N dan E. Penentuan arrival time gelombang S yaitu picking pada komponen N atau S yang paling jelas terlihat dan paling awal antara kedua waveform tersebut (Gambar 4.2).



**Gambar 4.2 Picking waktu arrival time dari gelombang P dan gelombang S.**

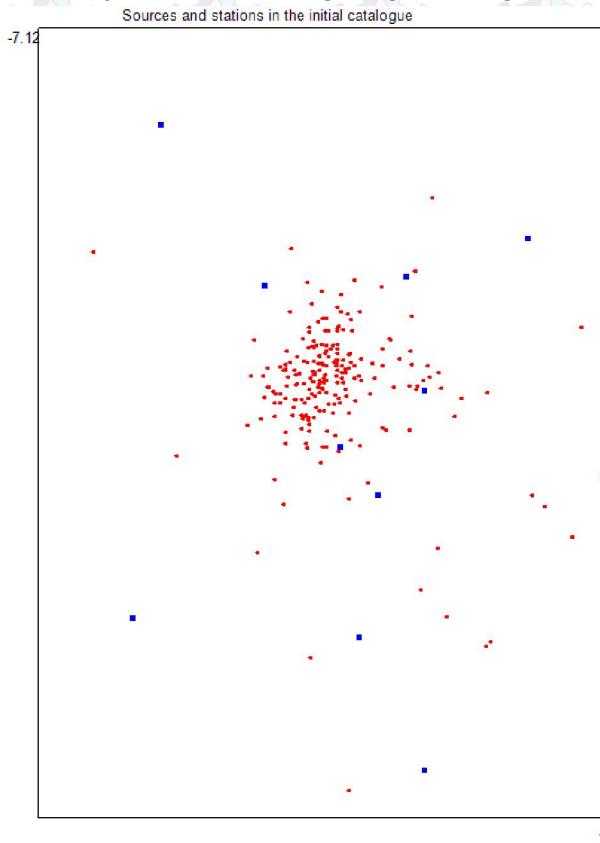
Setelah melakukan picking, maka penentuan hiposenter dengan menggunakan metode Single Event Determination dalam Seisplus dapat dilakukan. Informasi hasil penentuan hiposenter yang berupa posisi hiposenter dapat dilihat pada gambar 4.2. Setelah didapatkan waktu arrival time dari picking gelombang, maka akan didapatkan pula travel time yang mana sebagai input awal dari pengolahan seismik tomografi. *Travel time* didapatkan dari selisih *arrival time* dengan origin time.



**Gambar 4.3** Persebaran lokasi dari event microearthquake di lapangan panasbumi WW

Pada gambar 4.3 dapat dilihat lokasi awal dari microearthquake dengan jumlah 237 event dan posisi dari sumur injeksi MBB-1. Dan juga pada gambar 4.4 dapat dilihat posisi event gempa micro setelah pengolahan dengan code LOTOS.

Tingkat seismik menurun sampai pada tanggal 22 Desember 2007. Lalu terjadi peningkatan kegiatan seismik secara signifikan pada tanggal 23 Desember 2007. Hal ini terjadi dikarenakan 73 event gempa swarm yang muncul pada lapangan panasbumi WW. Kejadian ini terekam mulai pada jam 09:00:00 AM dengan magnitudo -0.8 lalu diikuti dengan magnitudo paling besar 3.3. Event paling kuat dengan akumulasi 52 event terjadi dalam waktu 1 jam, lalu berkurang dengan seiring waktu.



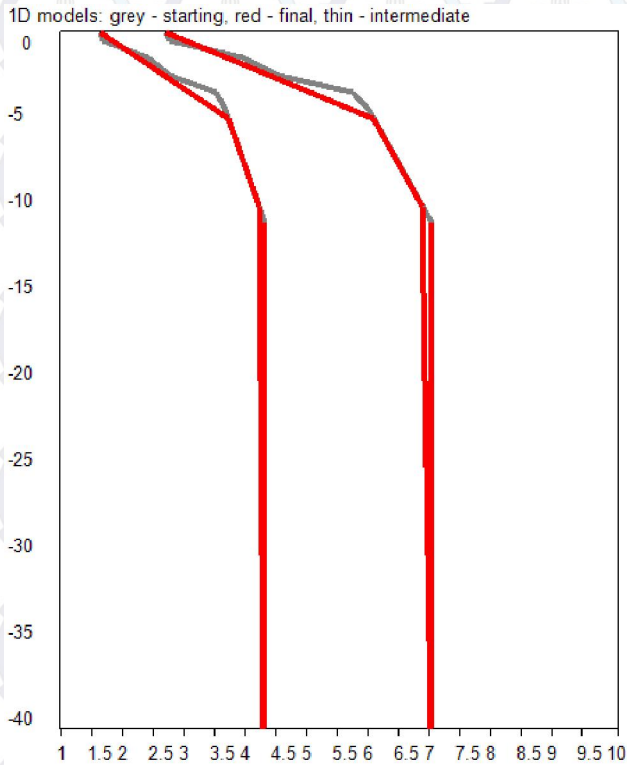
**Gambar 4.4** Persebaran event microearthquake menggunakan code LOTOS

## 4.2 Analisa Model Kecepatan 1 Dimensi

Penentuan lokasi sumber dan pencarian model kecepatan 1 dimensi ditentukan dalam tiga tahap, yaitu perhitungan tabel travelttime dalam model 1D, penentuan lokasi dalam model 1D lalu kalkulasi matriks dan inversi. Pada tahap perhitungan travel time menghubungkan semua kombinasi dari kedalaman event dan jarak episenter terhadap posisi receiver yang mana  $Z$  dianggap 0. Persamaan yang digunakan dalam penentuan travel time terhitung menggunakan persamaan G. Nolet (1981). Algoritma yang digunakan memperhitungkan jarak yang sama pada sudut insiden gelombang terhadap permukaan. Selanjutnya travel time perhitungan yang didapatkan, dikoreksi elevasi stasiunnya. Pencarian event ini dihitung dengan menggunakan persamaan goal function (GF) (Koulakov, Sobolev, 2006) yang menghasilkan kemungkinan lokasi sumber. Pencarian goal function menggunakan metode pencarian grid.

Pada gambar 4.5 menampilkan hasil perhitungan model kecepatan 1 dimensi. Pada hasil tersebut melewati proses tiga kali iterasi yang mana menghasilkan nilai RMS 0.1307, nilai tersebut lebih baik dibandingkan dengan nilai RMS sebelumnya yaitu 0.1360. Dari hasil penentuan model kecepatan 1 dimensi, terdapat kontras nilai kecepatan pada kedalaman 0-40 km. Pada kedalaman 0 km, kecepatan untuk gelombang P ( $V_p$ ) = 2.694627 km/s dan kecepatan gelombang S ( $V_s$ ) = 1.633392 km/s, lalu terjadi peningkatan nilai kecepatan pada kedalaman 5 km, dengan  $V_p$  = 6.063570 km/s dan  $V_s$  = 3.700346 km/s. Selanjutnya terus meningkat pada kedalaman 10 km, dengan  $V_p$  = 6.843659 km/s dan  $V_s$  = 4.195239 km/s. Sehingga penulis dapat menyimpulkan jumlah lapisan dalam range 0-40 km terdiri atas tiga lapisan.





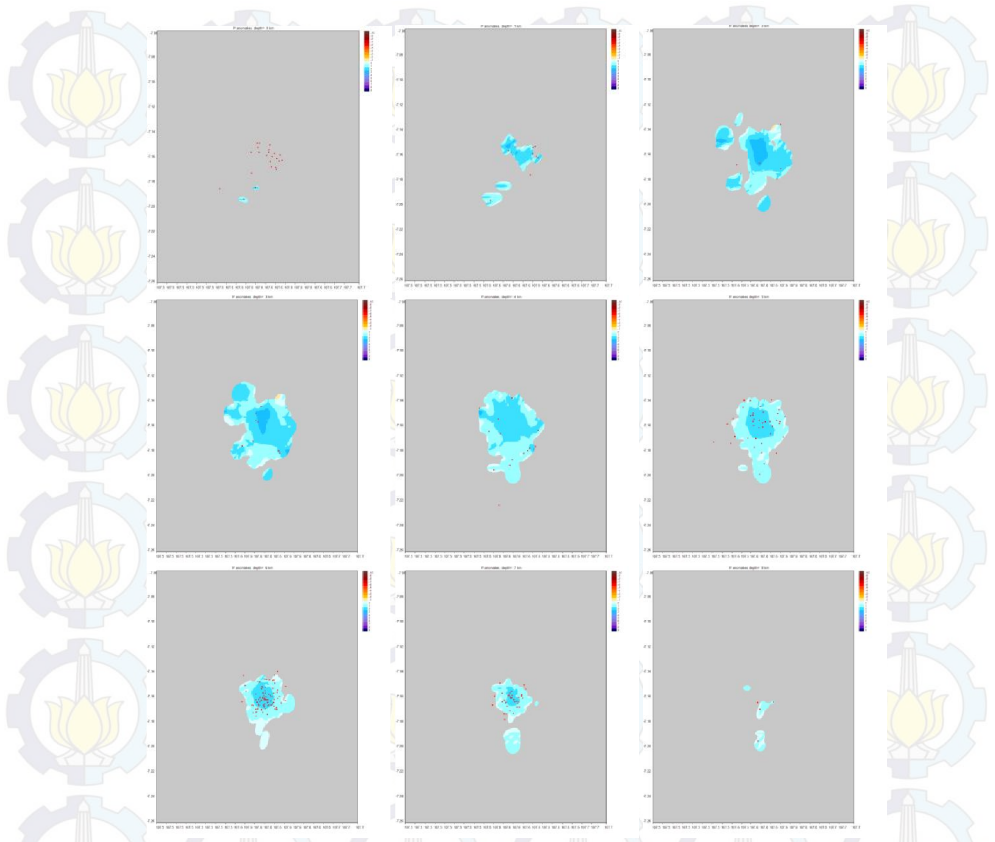
Gambar 4.5 Model kecepatan 1 dimensi

### 4.3 Analisa Distribusi Kecepatan 3 Dimensi

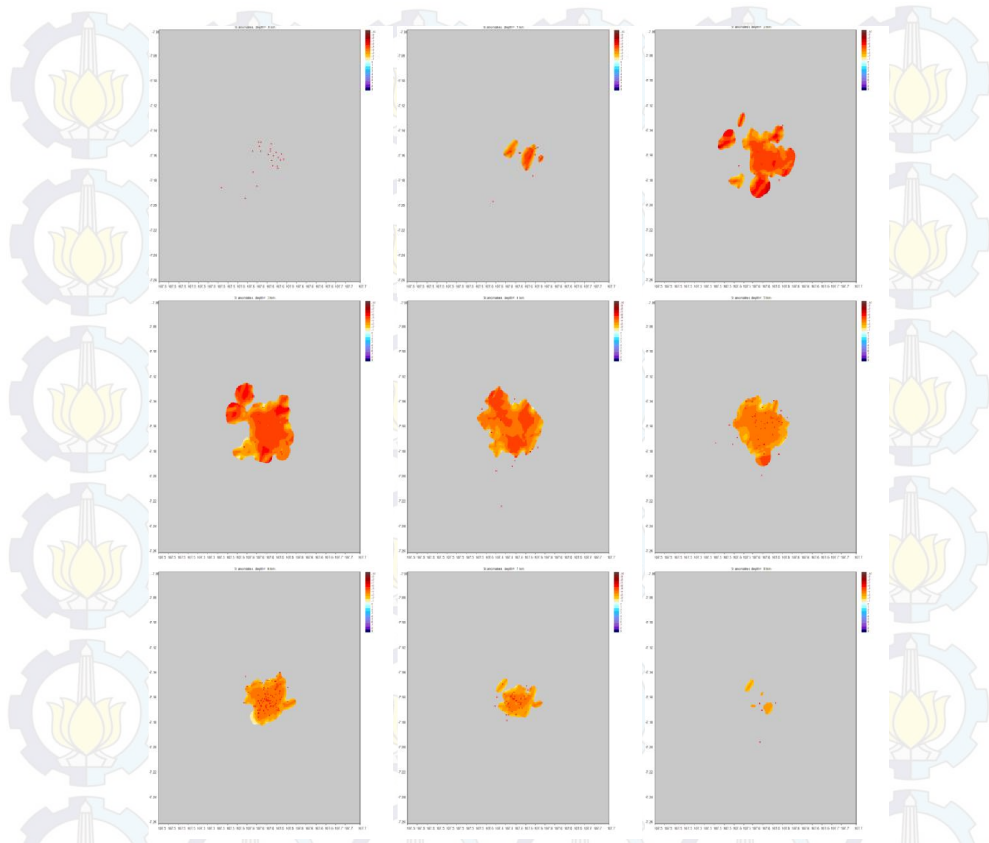
Distribusi kecepatan 3 dimensi dapat didapatkan melalui tiga tahapan, yaitu penentuan lokasi dalam model 3D dengan menggunakan algoritma *ray tracing* berdasarkan asas Fermat pada minimalisasi travel time. Sumber gempa dan lokasi awal yang telah didapatkan melalui optimasi model kecepatan 1D pada tahapan sebelumnya direlokasikan kembali menggunakan metode

3D *ray tracing* (*bending tracing*). Selanjutnya dilakukan parameterisasi grid, anomaly distribusi kecepatan antara node diinterpolasikan secara linear untuk menjadi block tetrahedral (Koulakov et al, 2006). Dalam penelitian ini, node yang diaplikasikan dalam bidang vertikal menggunakan minimum spasi antara node yaitu 1 km. Pengaturan parameterisasi ini dilakukan untuk menghindari dari konsentrasi node yang berlebihan dalam area dengan ray density yang tinggi. Selanjutnya perhitungan turunan matriks pertama dengan menggunakan ray path terhitung dari lokasi sumber dalam 3D. Inversi pada matrix dilakukan dengan menggunakan code iteratif LSQR iterative (Paige & Saunders 1982; Van der Sluis & van der Vorst 1987).

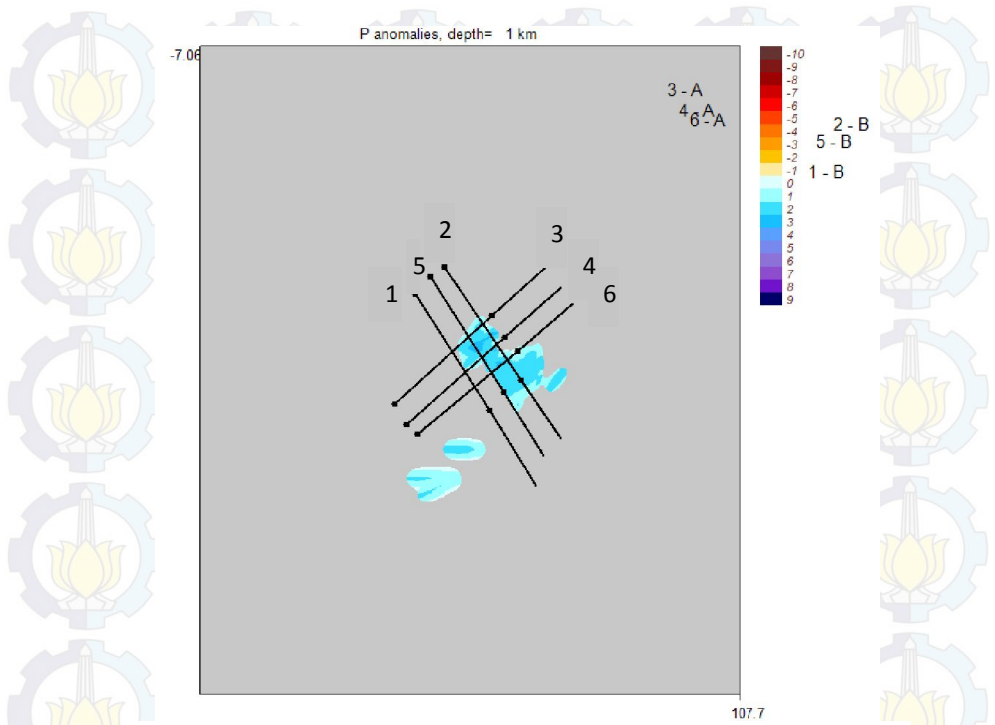
Setelah melewati proses inversi *iterative* LSQR, didapatkan distribusi anomaly kecepatan gelombang P ( $V_p$ ), gelombang S ( $V_s$ ) dan rasio Poisson ( $V_p/V_s$ ). Pada distribusi seismik tomografi, menghasilkan penampang bawah permukaan yang diwakili oleh  $V_p$ ,  $V_s$ , dan rasio Poisson ( $V_p/V_s$ ) baik pada sayatan bidang horizontal maupun sayatan bidang vertikal. Pada sayatan bidang horizontal diambil pada kedalaman 0 m, 100 m, 200 m, 300 m, 400 m, 500 m, 600 m, 700 m, 800 m, 900 m dan 1000 m (gambar 4.6, 4.7, 4.11). Sedangkan pada sayatan bidang vertikal diambil pada area menarik dalam lapangan panasbumi WW yaitu pada sayatan 1, 2, 3, 4, 5 dan 6 (gambar 4.9, 4.10, 4.12). Sayatan digunakan untuk menganalisa lebih detail tentang distribusi dari anomaly kecepatan.



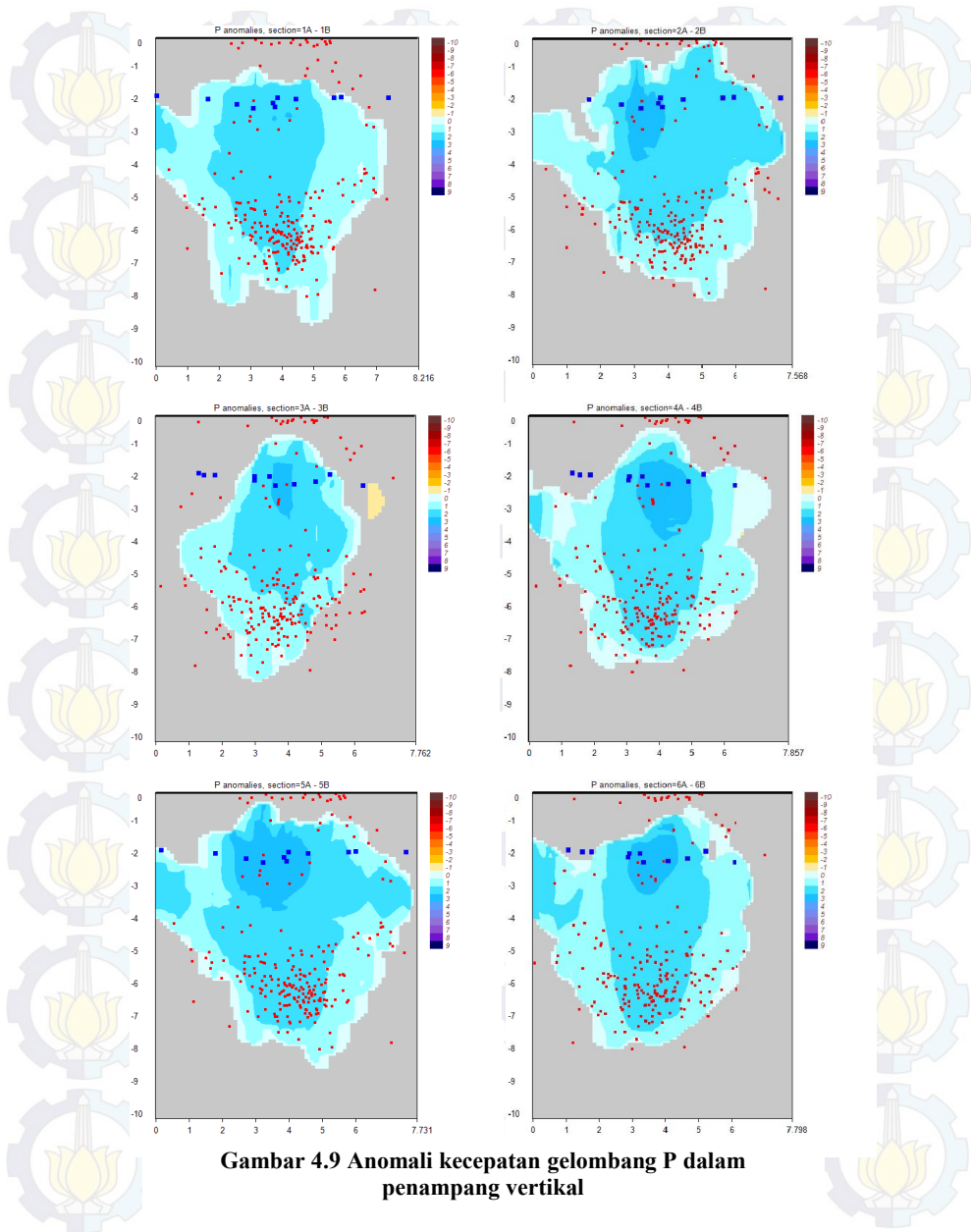
**Gambar 4.6 Distribusi anomali kecepatan gelombang P dalam sayatan horizontal pada kedalaman 0, 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10 km**



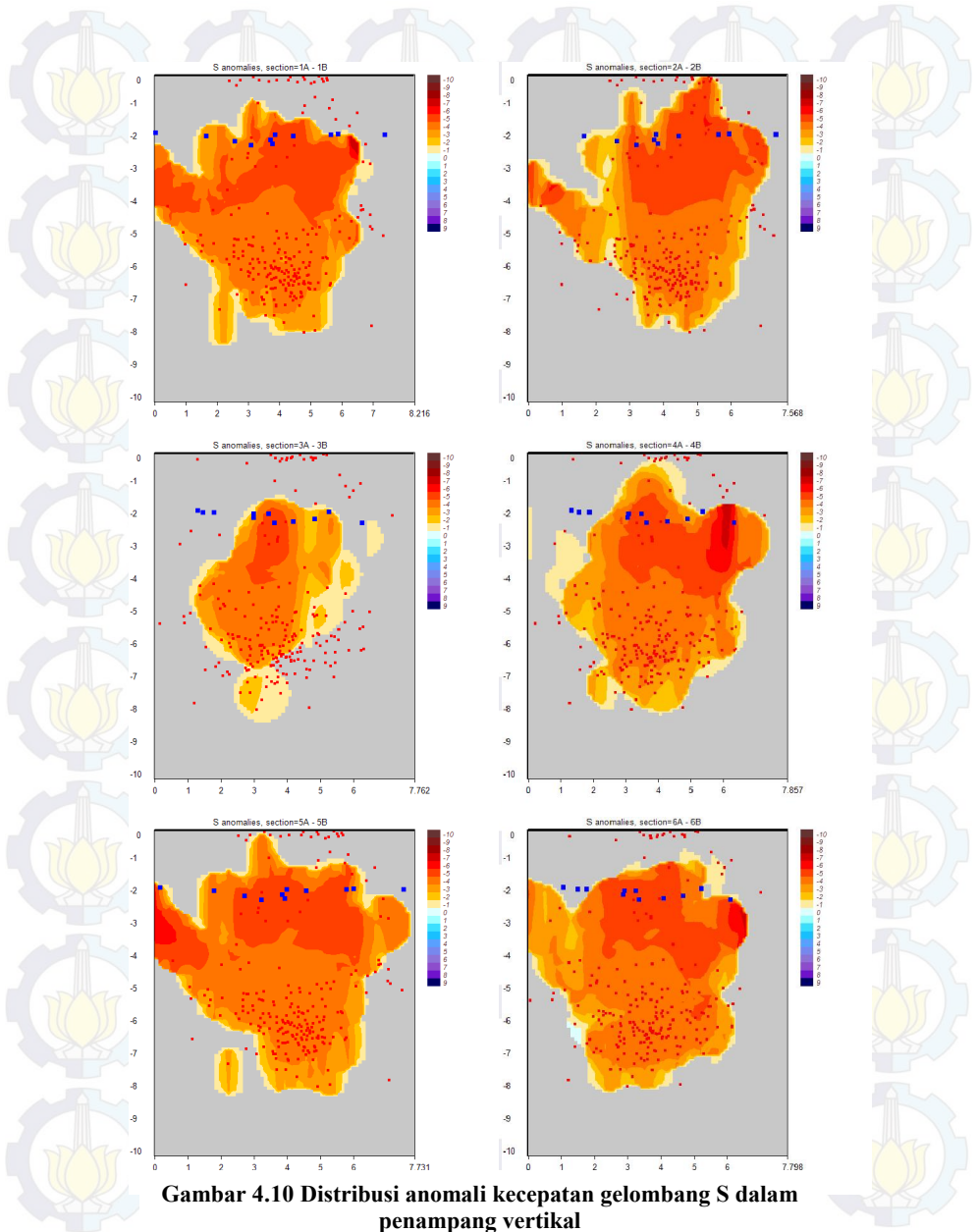
**Gambar 4.7 Distribusi anomali kecepatan gelombang P dalam sayatan horizontal pada kedalaman 0, 1, 2, 3, 4,5, 6, 7, 8, 9, 10 km**



**Gambar 4.8** Garis *cross section* untuk menampilkan penampang vertikal



**Gambar 4.9 Anomali kecepatan gelombang P dalam penampang vertikal**



**Gambar 4.10** Distribusi anomali kecepatan gelombang S dalam penampang vertikal

Setelah melalui tahapan parameterisasi dan inversi, jumlah picking gelombang P menjadi 1629 dan gelombang S menjadi 989 serta jumlah event menjadi 225. Pada gambar 4.6 dan 4.7 merupakan distribusi dari hasil inversi kecepatan gelombang P dan gelombang S. Sebagaimana telah diterangkan sebelumnya, daerah penelitian yang dilakukan adalah area produksi panasbumi yang mana dalam periode waktu tertentu, akan diinjeksikan air kedalam sumur injeksi dalam rangka recharging reservoir untuk menjaga produksi dari pembangkit listrik. Dari hasil yang didapatkan, anomaly terkonsentrasi pada area yang berdekatan dengan sumur injeksi MBB-1, yang mana sampai saat penulis melakukan penelitian, sumur tersebut masih dalam beraktivitas. Dan dengan tambahan recharge dari arah barat yaitu Gunung Bedil dan Gunung Wayang dan bagian selatan dari Gunung Windu (Bogie et al, 2008). Dari distribusi kecepatan gelombang S memberikan informasi bahwa pada kedalaman 2000-5000 m terdapat anomaly negatif. Hal ini sangat beralasan dikarenakan di lapangan panasbumi WW adalah lapangan produktif yang beraktivitas secara berkelanjutan dalam rangka recharging fluida. Karakter dari penjalaran gelombang P dan S adalah sangat berbeda. Ketika suatu penjalaran gelombang melewati medium yang bersifat fluida, maka gelombang S tidak dapat melaluinya, sedangkan gelombang P dapat merambat pada medium fluida.

Pada gambar 4.9 dan 4.10 adalah hasil dari *cross section* yang disusun pada gambar 4.8. Pada sayatan-sayatan ini diatur hingga pada kedalaman 10 km. Namun pada kedalaman tersebut tidak ditemukan anomaly apapun. Adapun hal ini disebabkan kedalaman event gempa micro paling dalam setelah perhitungan hypocenter di lapangan panasbumi WW adalah 7866.703 m. Pada penampang vertikal baik pada kecepatan gelombang P ( $V_s$ )



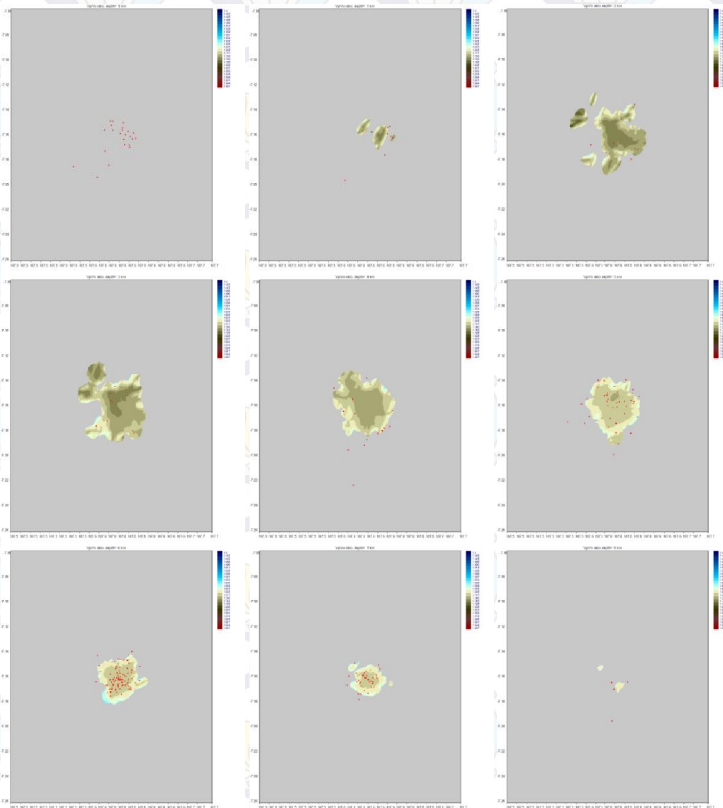
maupun kecepatan gelombang S ( $V_s$ ), event gempa yang terjadi pada kedalaman tertentu akan menampilkan event di penampang vertikal dengan jarak terdekat 100 m dan jarak terjauh 2000 m secara lateral. Penulis menemukan nilai yang relatif kecil pada model gelombang P dan gelombang S anomali negatif pada kedalaman sekitar 2 km.

#### 4.4 Analisa Struktur $V_p/V_s$

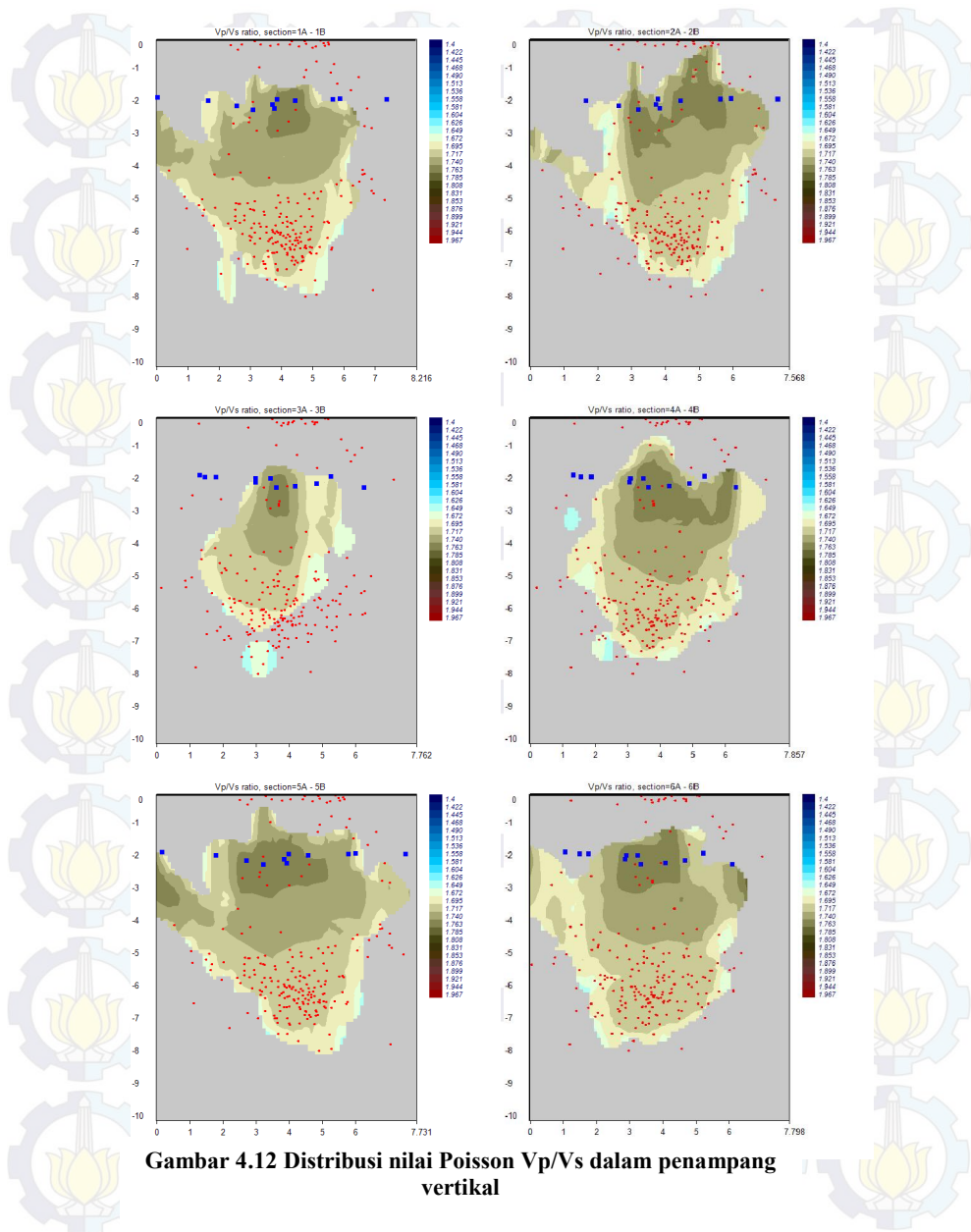
Model tomografi yang didapatkan berdasarkan waktu travel time terdiri dari model anomali kecepatan gelombang P( $V_p$ ) dan S ( $V_s$ ). Dari kedua model tersebut diturunkan model tomografi  $V_p/V_s$  (Gambar 4.11 dan 4.12). Masing-masing ditampilkan dalam sayatan horizontal di kedalaman 0, 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10 km (Gambar 4.11). Dari model yang didapatkan menjelaskan bahwa hampir semua model menunjukkan posisi yang sangat jelas dari nilai rasio  $V_p/V_s$  yang tinggi di kedalaman 2-4 km, nilai rasio  $V_p/V_s$  tertinggi adalah 1,785. Hal ini menguatkan kemungkinan bahwa pada kedalaman 2-4 km adalah zona batuan penutup (cap rock) dari zona reservoir panas bumi Wayang Windu. Hal ini berdasarkan pada teori hubungan antara rasio  $V_p/V_s$  dengan saturasi air, bahwa semakin tinggi nilai rasio  $V_p/V_s$  semakin tinggi pula saturasi airnya.

Namun, pada kedalaman 5-8 km menunjukkan nilai rasio  $V_p/V_s$  yang rendah, dengan harga terendah  $V_p/V_s=1.695$ . Dan juga didapatkan harga anomali yang rendah untuk gelombang P dan anomaly negatif untuk gelombang S. Sehingga menurut studi terdahulu, anomali tersebut berkaitan dengan sumber panas di bawah permukaan (Steck et al., 1998) atau keberadaan daerah lemah seperti sesar atau struktur bawah permukaan hasil kegiatan tektonik (Aki et al., 1976 dan Thurber, 1983). Anomali yang rendah selalu menunjukkan kecenderungan dikelilingi oleh

hiposenter dari gempa. Sehingga interpretasi akhir pada kedalaman ini adalah Vp/Vs ratio berkaitan langsung dengan zona reservoir yang mana mencerminkan daerah lemah (kurang padat) yang berkaitan dengan kegiatan hidrolik fracturing dan vulkanik.



**Gambar 4.11** Distribusi rasio Vp/Vs dalam sayatan horizontal pada kedalaman 0, 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10 km



**Gambar 4.12** Distribusi nilai Poisson  $V_p/V_s$  dalam penampang vertikal

## **BAB V**

### **KESIMPULAN DAN SARAN**

#### **5.1 Kesimpulan**

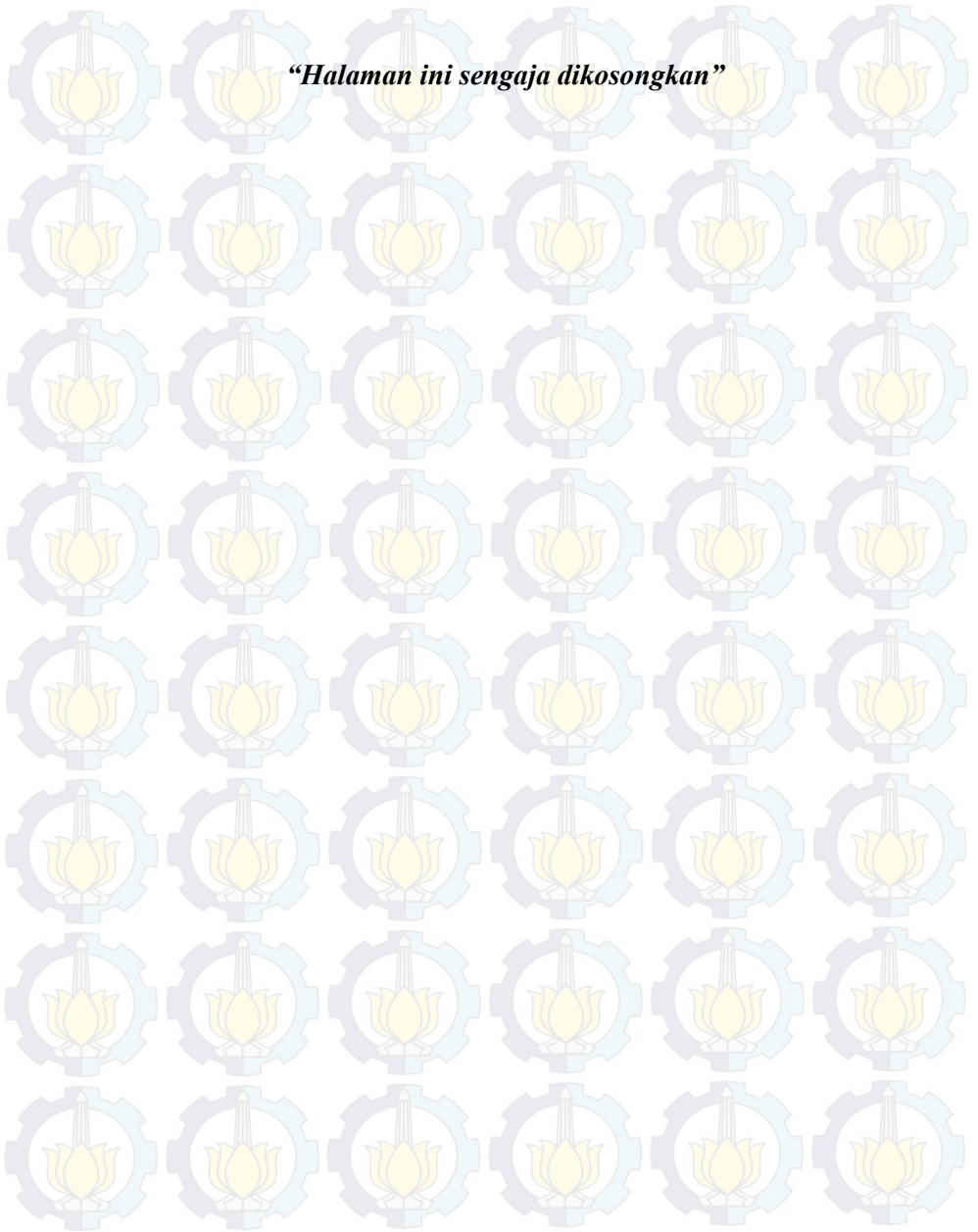
Adapun yang menjadi kesimpulan dalam penelitian seismic tomografi dengan menggunakan code LOTOS 12, sebagai berikut:

1. Event gempa micro dengan jumlah 225 dilakukan inversi secara simultan menggunakan code LOTOS 12, dengan  $n$  picking gelombang P = 1629 dan  $n$  picking gelombang S = 989. Dengan batas wilayah penelitian dari 107.5980 sampai 107.6584 dan dari -7.206900 sampai -7.123920.
2. Nilai rasio  $V_p/V_s$  yang tinggi di kedalaman 2-4 km = 1,785 sehingga menguatkan kemungkinan pada kedalaman tersebut adalah zona batuan penutup (cap rock) dari zona reservoir panas bumi Wayang Windu.  $V_p/V_s$  ratio minimum dapat ditemukan pada kedalaman 5-8 km. Yang merupakan anomali di sekitar  $V_p/V_s$  ratio yang lebih besar karena anomali di bawah permukaan yang berkaitan langsung dengan zona reservoir yang mana mencerminkan daerah lemah (kurang padat) yang berkaitan dengan kegiatan hidrolis fracturing dan vulkanik.

#### **5.2 Saran**

Adapun saran dari penulis mengenai pengolahan data real tomografi yaitu pengujian dengan data sintetik. Hal ini digunakan sebagai evaluasi dari resolusi spasial terkait model kecepatan yang didapatkan serta membuat model terbaik dengan data real.

*“Halaman ini sengaja dikosongkan”*



## Lampiran 1. Informasi Data Lapangan WW

Total number of stations in the list: 12  
File rays.dat contains lines: 2898  
Number of events: 225  
Number of picks: 2673  
including P-data: 1673 and S-data: 1000  
Number of stations involved: 12  
center of the station network:  $f_i = 107.6298$   $tet = -7.165167$   
 $f_{min} = 107.5980$   $f_{max} = 107.6584$   
 $t_{min} = -7.206900$   $t_{max} = -7.123920$   
average source point:  $f_i = 107.6296$   $tet = -7.161712$

## Lampiran 2. Informasi Posisi Event Microearthquake Lapangan WW

Longitude	Latitude	Depth
107.6414	-7.18587	1.83
107.6309	-7.17338	2.08
107.6455	-7.18896	1.11
107.646	-7.18842	1.86
107.6404	-7.17857	1.14
107.6584	-7.17809	3.35
107.6405	-7.16018	1.22
107.6457	-7.16227	1.55
107.6408	-7.16175	1.53
107.6388	-7.16098	1.48
107.6422	-7.16479	1.02
107.6381	-7.16187	1.16
107.6287	-7.16635	0.13
107.6349	-7.16613	0.82

107.627	-7.15295	1.14
107.6269	-7.19009	3.34
107.6313	-7.15571	1.14
107.6274	-7.16043	0.76
107.6265	-7.16813	0.73
107.6283	-7.16415	1.01
107.6127	-7.16891	4.41
107.6294	-7.16346	5.6
107.6266	-7.16485	3.8
107.6267	-7.16514	0.48
107.6303	-7.15879	1.26
107.6265	-7.15067	1.96
107.6277	-7.15921	0.37
107.6298	-7.15548	0.11
107.6272	-7.15743	0.19
107.6286	-7.16096	1.53
107.6281	-7.15924	1.02
107.624	-7.17396	6.2
107.6284	-7.16038	2.04
107.6296	-7.15882	1.4
107.6345	-7.15766	0.57
107.626	-7.16495	1.36
107.6302	-7.15938	0.99
107.6296	-7.16051	1.64
107.6243	-7.1676	2.06
107.632	-7.16048	1.26
107.6263	-7.16476	1.02
107.6225	-7.1617	0.33
107.6298	-7.15995	1.9

107.622	-7.16277	1.4
107.631	-7.15969	2.5
107.6335	-7.15922	0.56
107.6299	-7.16849	2.62
107.6254	-7.15846	0.23
107.6268	-7.16196	1.39
107.6278	-7.16091	1.24
107.6206	-7.16051	0.96
107.6346	-7.16595	0.18
107.6282	-7.1544	1.00E-02
107.6295	-7.16246	1.75
107.6255	-7.16132	1.17
107.6312	-7.16727	0.95
107.6279	-7.15848	0.55
107.6301	-7.15195	1.63
107.6306	-7.16187	1.94
107.6294	-7.15911	1.89
107.6376	-7.15424	1.99
107.6312	-7.15903	0.93
107.6219	-7.1605	1.06
107.638	-7.14952	0.91
107.6293	-7.16436	1.48
107.6311	-7.15808	1.29
107.6253	-7.16142	0.34
107.6296	-7.15942	1.6
107.6274	-7.16258	1.36
107.6296	-7.15906	1.08
107.6302	-7.16071	2.18
107.6297	-7.15714	1.26



107.6557	-7.15542	1.35
107.6265	-7.15911	0.33
107.6272	-7.15899	0.88
107.6317	-7.16309	5
107.6269	-7.16075	2.16
107.6216	-7.16496	1.61
107.6288	-7.15578	0.37
107.6323	-7.15867	1.76
107.6242	-7.16647	1.37
107.6278	-7.15984	0.42
107.6322	-7.16787	1.13
107.6274	-7.16011	1.4
107.6275	-7.16382	1.4
107.6267	-7.16286	2.24
107.6263	-7.16331	0.31
107.6271	-7.15998	1.01
107.6337	-7.16077	1.27
107.6283	-7.16115	1.56
107.6301	-7.15373	1.3
107.6247	-7.15902	0.34
107.6284	-7.15807	0.88
107.6363	-7.15874	1.55
107.6237	-7.15953	0.28
107.627	-7.15737	0.17
107.6268	-7.1554	0.14
107.6259	-7.16463	1.12
107.629	-7.15759	0.79
107.6298	-7.15767	1.9
107.6344	-7.15115	2.03

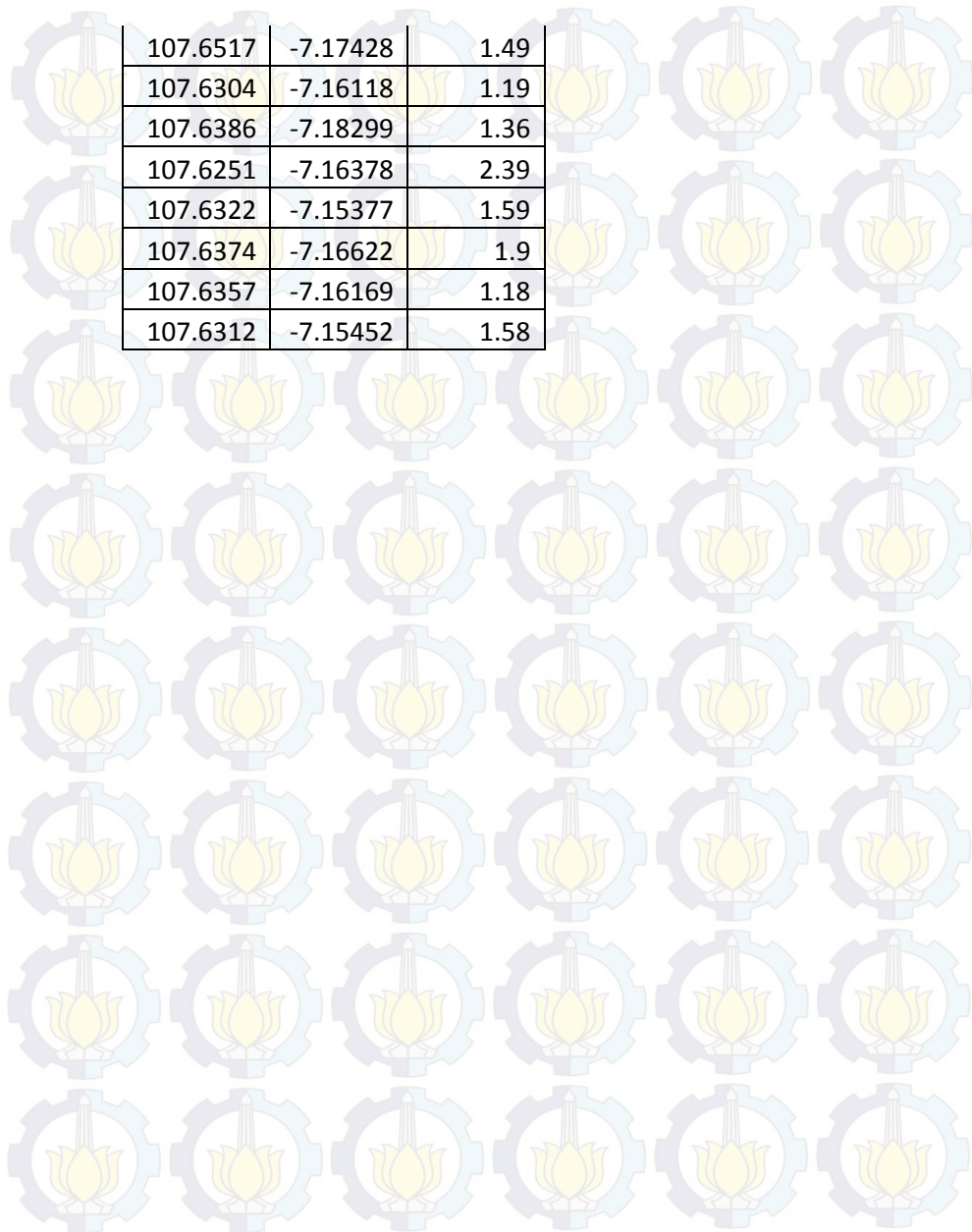
107.6278	-7.15836	1.67
107.6306	-7.16014	2
107.6282	-7.1593	1.4
107.627	-7.16236	1.72
107.6345	-7.15946	1.47
107.6257	-7.16029	1.1
107.6264	-7.16759	1.95
107.6288	-7.16341	1.06
107.6278	-7.16422	1.43
107.6272	-7.16038	1.15
107.6299	-7.16282	1.4
107.6243	-7.15931	1.46
107.6299	-7.15524	1.06
107.6283	-7.16076	1.45
107.6281	-7.15723	0.43
107.6285	-7.15787	1.36
107.6259	-7.16295	1.35
107.6295	-7.16679	0.62
107.625	-7.1646	0.8
107.6273	-7.16493	1.96
107.6253	-7.16293	0.38
107.6282	-7.16793	0.17
107.6284	-7.16039	1.45
107.6232	-7.16234	0.16
107.6429	-7.16287	0.95
107.6298	-7.15812	1.95
107.6213	-7.17908	5
107.624	-7.15989	5.00E-02
107.6293	-7.15724	1.4

107.6281	-7.16179	1.35
107.6286	-7.16231	1.3
107.6302	-7.16011	1.66
107.6298	-7.1581	1.7
107.6275	-7.15725	1.3
107.6253	-7.16035	1.55
107.6285	-7.15728	1.74
107.6398	-7.14175	0.00E+00
107.6262	-7.15899	1.55
107.6236	-7.16237	1.18
107.6202	-7.16572	0.36
107.6288	-7.15852	1.72
107.6278	-7.16127	1.83
107.6308	-7.15398	0.4
107.6297	-7.16115	0.66
107.6262	-7.16136	0.99
107.6259	-7.16604	0.2
107.6285	-7.15441	0.4
107.628	-7.16961	0.7
107.6307	-7.16257	1.01
107.6306	-7.15975	1.74
107.6286	-7.1679	1.4
107.6374	-7.1616	1.44
107.6316	-7.16068	1.46
107.6268	-7.16555	0.82
107.6303	-7.15565	1.1
107.6223	-7.16167	1.74
107.6396	-7.16065	1.4
107.6375	-7.15792	1.26

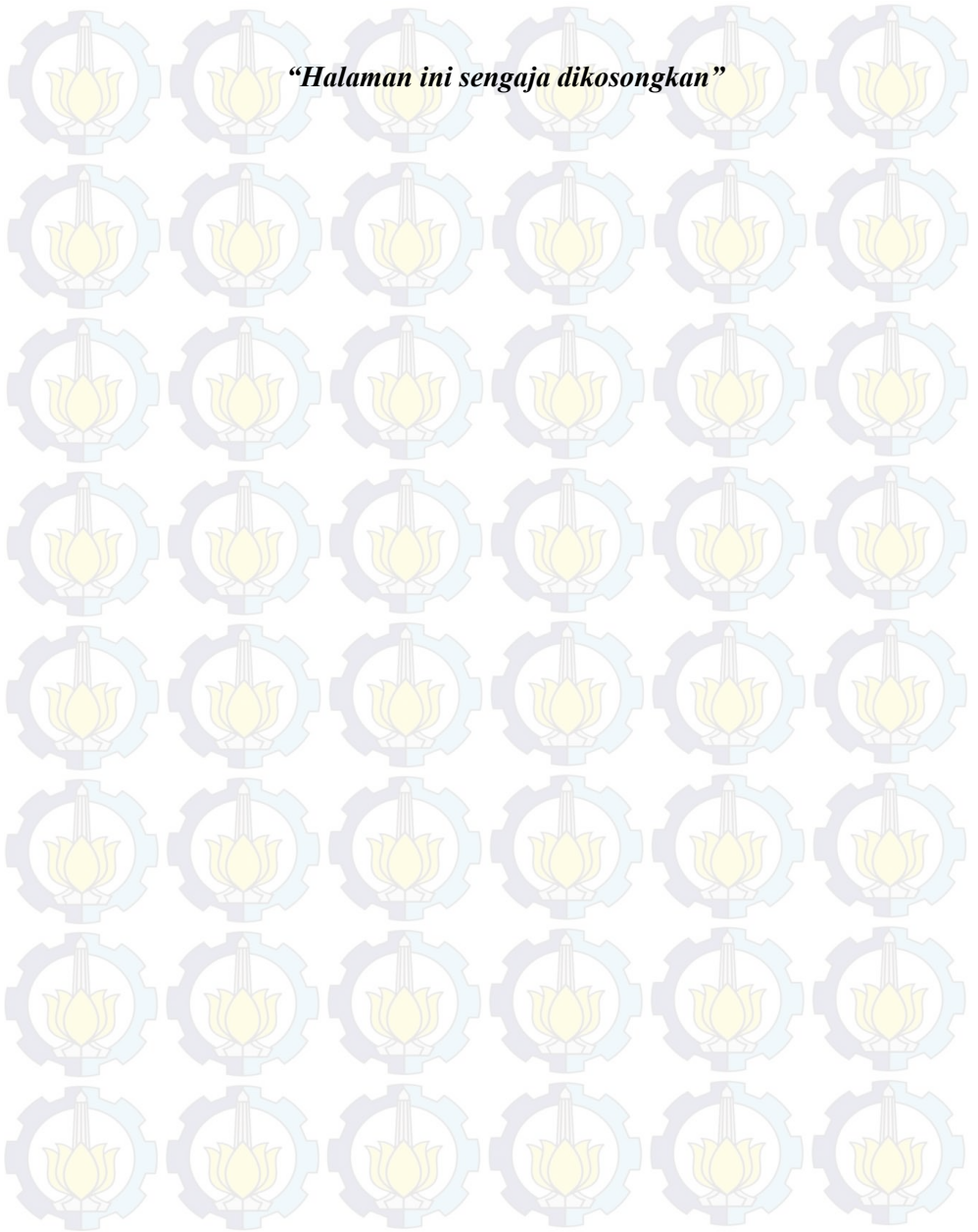
107.6382	-7.16152	1.28
107.6393	-7.15945	1.44
107.6377	-7.15929	0.94
107.6266	-7.15755	2.03
107.6243	-7.1599	1.29
107.6312	-7.12392	2.72
107.6297	-7.15328	2.32
107.6304	-7.1588	1.73
107.6252	-7.16299	1.33
107.6315	-7.15038	1.12
107.6242	-7.16282	1.7
107.6281	-7.15165	1.39
107.623	-7.16477	0.79
107.6242	-7.15982	1.68
107.6248	-7.14715	1.41
107.6209	-7.15672	1.53
107.6273	-7.15677	1.72
107.6252	-7.15989	1.89
107.6244	-7.15793	2
107.623	-7.16338	1.4
107.6284	-7.15573	2.19
107.6245	-7.16061	2
107.6298	-7.1558	2.06
107.6264	-7.16463	2.24
107.6323	-7.16096	2.01
107.6229	-7.16214	1.85
107.6277	-7.15481	1.84
107.6244	-7.16151	1.4
107.6236	-7.16339	1.39

107.6268	-7.15582	1.92
107.6505	-7.17304	1.39
107.626	-7.15654	0.4
107.6272	-7.16108	1.26
107.6354	-7.15671	1.37
107.6278	-7.16232	1.86
107.6271	-7.16104	1.19
107.631	-7.15824	1.08
107.6272	-7.15748	1.66
107.6286	-7.15943	1.77
107.6268	-7.16633	1.06
107.6277	-7.16169	1.31
107.6251	-7.16381	1.76
107.6282	-7.16189	1.25
107.6309	-7.1644	1.13
107.63	-7.16328	1
107.6283	-7.16111	1.3
107.6038	-7.14749	5.03
107.6352	-7.15654	1.38
107.6332	-7.16236	1.05
107.6315	-7.15937	1.03
107.6298	-7.15889	2.42
107.6247	-7.15369	1.34
107.633	-7.17178	1.13
107.6547	-7.17747	2.6
107.6223	-7.15966	1.4
107.623	-7.17143	1
107.631	-7.20415	9.67
107.6166	-7.2069	6.35

107.6517	-7.17428	1.49
107.6304	-7.16118	1.19
107.6386	-7.18299	1.36
107.6251	-7.16378	2.39
107.6322	-7.15377	1.59
107.6374	-7.16622	1.9
107.6357	-7.16169	1.18
107.6312	-7.15452	1.58



*“Halaman ini sengaja dikosongkan”*



## DAFTAR PUSTAKA

- Abrenica, A. B., 2010. Hydrothermal alteration and fluid inclusion studies in the northern Wayang Windu geothermal field, West Java, Indonesia. Proceeding of the World Geothermal Congress.
- Aki, K. dan Lee, W.H.K. (1976): Determination of Three-Dimensional Velocity Anomalies Under a Seismic Array Using First P Arrival Times from Local Earthquakes, A Homogeneous Initial Model, *J. Geophys. Res.*, 81, 23, 4381–4399.
- Alzwar, M., Akbar, N., Bachri, C., 1992. Peta Geologi Garut-Pameungpeuk, Jawa Barat, Skala 1:250.000, Pusat Penelitian dan Pengembangan Geologi, Bandung, lembar 1208-6.
- Bogie, I., Kusumah Y. I., Wisnandary, M.C., 2008. Overview of the Wayang Windu geothermal field, west java, Indonesia. *ScienceDirect.Geothermics*, 347-365.
- Bogie, I., Mackenzie, K. M., 1998. The Application of A Volcanic Facies Model To An Andesitic Stratovolcano Hosted Geothermal, System at Wayang Windu, Java, Indonesia, *Proceedings of the 20<sup>th</sup> New Zealand Geothermal Workshop*, h.265-270
- Bjórnnsson, S. and Einarsson, P. (1974) Seismicity of Iceland. In *Geodynamics of Iceland and the North Atlantic Area* (Edited by Kristj~nsson, L., D.) pp. 225-239. Reidel, Dordrecht, Holland.
- Browne, P. R. L., 1999. Hydrothermal Alteration, Lecture Handout, The University of Auckland, h.34-35
- Budiardjo, B., 1992. Petrographic study of cores and cuttings from drillhole WWD-1. Geothermal Diploma Project Report



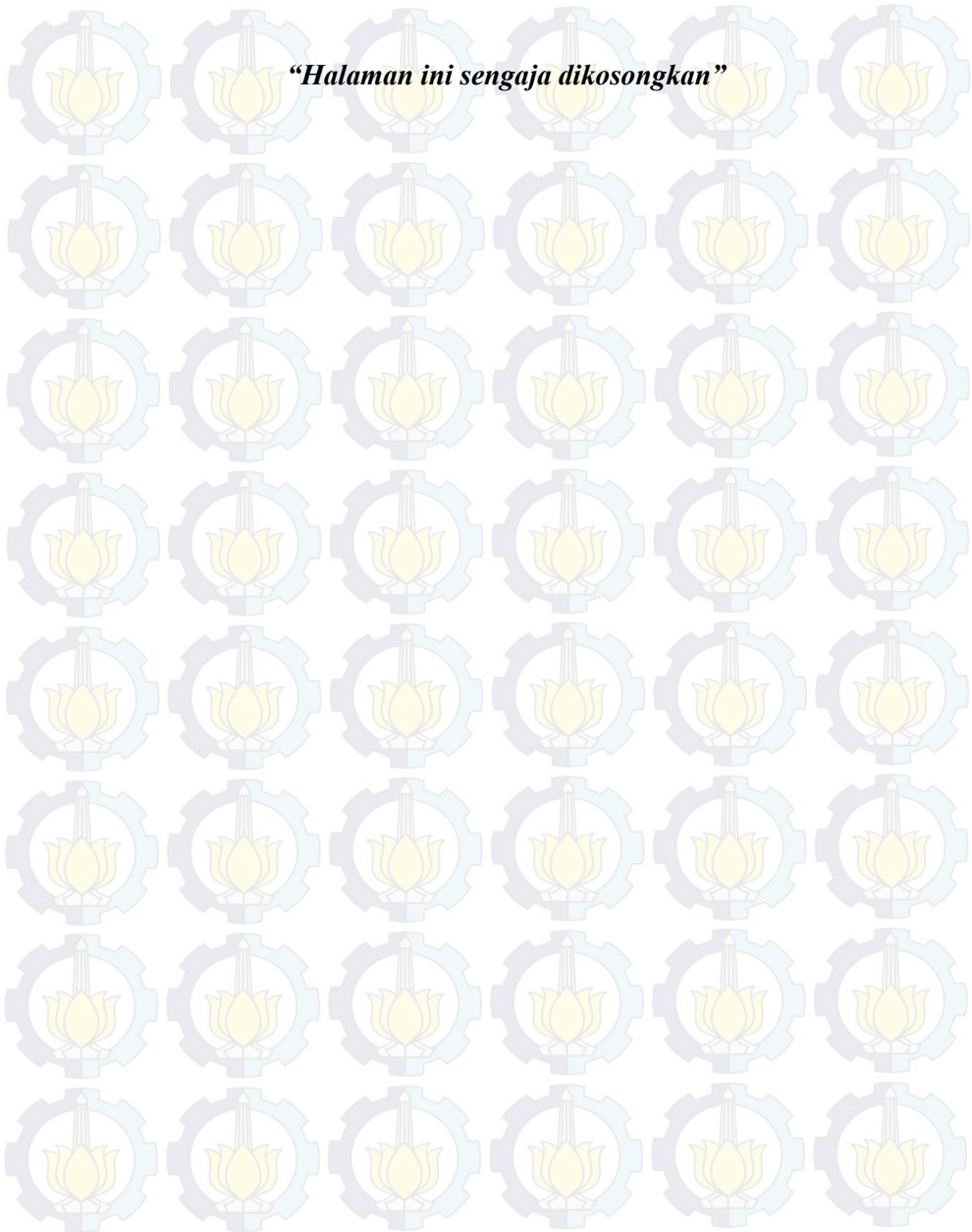
- 92.04. Engineering Library, University of Auckland, New Zealand, 43 pp.
- Elfina, 2010. "Studi Alterasi Hidrotermal Pada Sumur MB-1, MB-2, MB-3, dan WR di Lapangan Panasbumi Wayang Windu Bagian Utara, Kecamatan Pangalengan, Kabupaten Bandung, Jawa Barat", Institut Teknologi Bandung, Bandung.
- Ellis, A. J., and Mahon, W. A. J. (1977). "Chemistry and Geothermal Systems." Academic Press, New York.
- Fraser, G., Cathy J.J., 2000., "Encyclopedia of Vulcanoes", University of Rhode Island, USA., pp 817-834
- Ganda, S., Hantono, D., Sunaryo, D., 1992. Alteration mineralogy of the Wayang Windu geothermal field, West Java Indonesia. In: Proceedings of the Twenty-first Annual Scientific Meeting of the Indonesian Association of Geologists, Yogyakarta, pp. 309-314.
- Geiger, L. (1910). Herbsetimmung bei Erdbeben aus den Ankunftszeiten, K. Gessell. Wiss. Goett. 4, 331-349
- Grant, M.A., Donaldson I.G., Bixley P.F (1982): Geothermal Reservoir Engineering, Academic Press, Chapter-1 and 2
- Gubbins, David. 1990. *Seismology and Plate Tectonics*. Cambridge University Press.
- Gylfi P.H., Axel Bjornsson, 1991. Geophysical Exploration For Geothermal Resources Principles and application, UNU Geothermal Training Programme Reykjavik, Iceland
- Hamilton, R.M.; Muffler, L.J.P (1972) :Microearthquake at The Geysers Geothermal Area, Calif. J. Geophys. Res. Pp. 2081
- Hochstein, M. P.; Browne P.R.L.,(2000) : Surface Manifestations of Gethermal System With Volcanic. In: Encyclopedia Vulcanoes, pp. 835-855.

- Hochstein, M.P.; Hunt, T.M (1970) : Seismic gravity, and magnetic studies, Broaslands Geothermal Field (NZ). Geothermics, spec. Issue 2, pp. 333-246
- Howell Jr, B.F., 1959. *Introduction to Geophysics*. Mc-Graw Hill Book Company.
- Iyer, H. M. (1979) Deep structure under Yellowstone National Park, U.S.A.: a continental 'hot spot'. *Tectonophysics* 56, 165 - 197.
- Kayal, J., 2002. *Seismic Waves and Earthquake Location*. Geological Survey of India.
- Koulakov, I. et al., Sobolev, S.V. & Asch, G.,2006. P- and S-velocity images of the lithosphere-asthenosphere system in the Central Andes , from local-source tomographic inversion *Geophy. J. Int.*, 167, 106-126
- Mandala Nusantara Limited, 1997, Laporan Lapangan Panasbumi Wayang Windu.
- Manzella, A., 1990, *Geophysical Methods in Geothermal Exploration*, Italian National Research Council Internasional Institute for Geothermal Research Pisa, Italy
- Munadi,S. 1992. Mengenal Tomografi Seismik. LPL, No.3/1992,p.239-248. Lemigas, Indonesia
- Nolet, G., 1981. Linearized inversion of (teleseismic) data, in *The Solution of the Inverse Problem in Geophysical Interpretation*,pp. 9–37, ed. Cassinis, R. Plenum, New York, USA.
- Paige, C.C. & Saunders, M.A., 1982. LSQR: an algorithm for sparse linear equations and sparse least squares, *ACM Trans. Math. Soft.*,8,43–71.
- Pujol, J. 2000a. Joint event location - The JHD technique and applications to data from local seismic networks. In: *Advances*

- in seismic event location, Thurber C., and N. Rabinowitz, Eds. Kluwer Academic Publishers, 163-204.
- Pulunggono, A., Martodjojo, S., 1994. Perubahan Tektonik Paleogen-Neogen Merupakan Peristiwa Tektonik Terpenting di Jawa, Prosiding Geologi dan Geoteknik Pulau Jawa, Kumpulan Makalah Seminar Geologi dan Geoteknik Pulau Jawa Sejak Akhir Mesozoik hingga Kuartar, Teknik Geologi Universitas Gadjah Mada, Yogyakarta, h.37-61.
- Radon, J. 1917. *Über die Bestimmung von Funktionen durch ihre Integralwerte langs gewisser Mannigfaltigkeiten*, *Bu. Sutchss. Akad. Leipzig: Math. Phys. K.* 69, 262.
- Rieven, S., Rodi, W., Toksz, M.N., Li, Y.P., Doll, C., Batini, F., and Fiordelisi, A. (1995) "Relative location of a microearthquake cluster at the Lar-derello geothermal field", *Proc. World Geotherm. Conf. 1995.*, 2., 807-812
- Steck, L.K., Thurber, C.H., Fehler, M.C., Lutter, W.J., Robbert, P.M., Baldrige, W.S., Stafford, D.G., dan Sessions, R. (1998): Crust and Upper Mantle P-Wave Velocity Structure Beneath Valles Caldera, New Mexico: Result from the James Teleseismic Tomography Experiment, *J. Geophys. Res.*, 103, 24.301–24.320.
- Steeple, D. W. and Iyer, H. M. (1976) Low velocity zone under Long Valley as determined from teleseismic events. *J. geophys. Res.* 81, 849-860.
- Stewart, R.R 1987. *Exploration Seismic Tomography : Fundamentals*, Course Notes Series. Vol.3, An SEG Continuing Education Short Course
- Subir K. Sanyal, 2005. "Geothermal Resource: Characteristics, Development, Assessment And Management", *Proc. WGC*
- Sudarman, S., Pujiyanto, R., Budiarmo, B., 1986. The Gunung Wayang Windu geothermal area in West Java. In: *Proceedings*

- of the Fifteenth Annual Convention of the Indonesian Petroleum Association, pp. 141–153.
- Thurber, C. (1983): Earthquake Locations and Three-Dimensional Crustal Structure in the Coyote Lake Area, Central California, *J. Geophys. Res.*, 88, B10, 8226–8236.
- Telford, W.M., Geldart, L.P., Sheriff, R.E., 1990. *Applied Geophysics*. Cambridge University Press
- UNOCAL Geothermal Indonesia, 2002. Laporan Lapangan Panasbumi Wayang Windu.
- Van der Sluis, A. & van der Vorst, H.A., 1987. Numerical solution of large, sparse linear algebraic systems arising from tomographic problems, in *Seismic Tomography*, pp. 49–83, ed. Nolet, G., Reidel, Dordrecht.
- Waldhauser F. and W.L. Ellsworth, 2000. A double-difference earthquake location algorithm: Method and application to the northern Hayward fault, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 90, 1353-1368, (<http://www.dim.esdm.go.id>, 2010)

*“Halaman ini sengaja dikosongkan”*



## BIODATA PENULIS



Penulis dengan nama lengkap Radhiyullah Armi, anak pertama kelahiran 26 April 1992 di Banda Aceh dari empat bersaudara oleh Ayahanda Misri A. Muchsini dan Ibunda Armaini. Penulis menamatkan pendidikan formalnya di SD Muhammadiyah Demangan Yogyakarta (2000-2003), MTsN Rukoh Banda Aceh (2003-2006), MAS Ruhul Islam Anak Bangsa Aceh

Besar (2006-2009), lalu penulis mendapatkan beasiswa penuh dari Pemerintah Aceh untuk melanjutkan studi S1 di Jurusan Fisika FMIPA ITS (2009-2014). Pada semester kedua perkuliahan, penulis menjadi salah satu mahasiswa di bidang Geofisika Jurusan Fisika ITS Surabaya. Penulis aktif dalam beberapa organisasi, yaitu Himpunan Mahasiswa Fisika ITS, Society Petroleum Engineer-Student Chapter, American Association of Petroleum Geologist-SC, Pelajar Mahasiswa Kekeluargaan Tanah Rencong (PMKTR) Surabaya. Akhir kata, bila pembaca sekalian ingin mendiskusikan sesuatu silahkan menghubungi ke [razy.odhie@gmail.com](mailto:razy.odhie@gmail.com). Terima kasih.