



**ITS**  
Institut  
Teknologi  
Sepuluh Nopember

**TUGAS AKHIR - RF184838**

**ANALISIS KONDISI SATURASI FLUIDA BERDASARKAN 3-D STRUKTUR KECEPATAN VP, VS DAN RASIO VP/VS DENGAN METODE *LOCAL EARTHQUAKE TOMOGRAPHY* PADA LAPANGAN PANAS BUMI “X”**

**RIZKI PUTRI AMALIASTUTI**  
NRP. 0341164000008

**DOSEN PEMBIMBING 1 :**  
Dr. Widya Utama, DEA  
NIP. 19611024 198803 1 001

**DOSEN PEMBIMBING 2 :**  
Wien Lestari, ST., MT  
NIP. 19811002 201212 2003

**DEPARTEMEN TEKNIK GEOFISIKA  
FAKULTAS TEKNIK SIPIL, PERENCANAAN DAN KEBUMIHAN  
INSTITUT TEKNOLOGI SEPULUH NOPEMBER  
SURABAYA 2020**





**ITS**  
Institut  
Teknologi  
Sepuluh Nopember

**TUGAS AKHIR - RF184838**

**ANALISIS KONDISI SATURASI FLUIDA BERDASARKAN 3-D  
STRUKTUR KECEPATAN VP, VS DAN RASIO VP/Vs DENGAN  
METODE *LOCAL EARTHQUAKE TOMOGRAPHY* PADA  
LAPANGAN PANAS BUMI "X"**

RIZKI PUTRI AMALIASTUTI  
NRP. 0341164000008

DOSEN PEMBIMBING 1 :  
Dr. Widya Utama, DEA  
NIP. 19611024 198803 1 001

DOSEN PEMBIMBING 2 :  
Wien Lestari, ST., MT  
NIP. 19811002 201212 2003

DEPARTEMEN TEKNIK GEOFISIKA  
FAKULTAS TEKNIK SIPIL, PERENCANAAN DAN KEBUMIHAN  
INSTITUT TEKNOLOGI SEPULUH NOPEMBER  
SURABAYA 2020

*“Halaman ini sengaja dikosongkan”*



**UNDERGRADUATE THESIS - RF184838**

**ANALYSIS OF FLUID SATURATION CONDITION BASED ON 3D  
VELOCITY STRUCTURE VP, VS AND VP/VS RATIO USING  
LOCAL EARTHQUAKE TOMOGRAPHY METHOD IN “X”  
GEOTHERMAL FIELD**

RIZKI PUTRI AMALIASTUTI  
NRP. 0341164000008

Supervisor 1 :  
Dr. Widya Utama, DEA  
NIP. 19760123 200003 1001

Supervisor 2 :  
Wien Lestari, ST., MT  
NIP. 19811002 201212 2003

GEOPHYSICAL ENGINEERING DEPARTMENT  
FACULTY OF CIVIL, PLANNING, AND GEO ENGINEERING  
INSTITUT TEKNOLOGI SEPULUH NOPEMBER  
SURABAYA 2020

*“Halaman ini sengaja dikosongkan”*





## LEMBAR PENGESAHAN

Tugas akhir ini diajukan oleh :

Nama : Rizki Putri Amaliastuti  
NRP : 0341164000008  
Departemen : Teknik Geofisika  
Judul Tugas Akhir : Analisis Kondisi Saturasi Fluida Berdasarkan 3D Struktur Kecepatan  $V_p$ ,  $V_s$  dan Rasio  $V_p/V_s$  dengan Metode *Local Earthquake Tomography* pada Lapangan Panas Bumi "X"

Telah berhasil dipertahankan di hadapan tim penguji dan diterima sebagai bagian persyaratan yang diperlukan untuk memperoleh gelar Sarjana Teknik pada Departemen Teknik Geofisika, Fakultas Teknik Sipil, Perencanaan dan Kebumihan, Institut Teknologi Sepuluh Nopember.

Surabaya, 9 Januari 2020


1.   
Dr. Widya Utama, DEA (Pembimbing I)  
NIP. 19611024 198803 1 001
2.   
Wien Lestari, ST., MT (Pembimbing II)  
NIP. 19811002 201212 2 003
3.   
Dr. Ir. Amien Widodo, M.Si. (Penguji I)  
NIP. 19591010 198803 1 002
4.   
Moh. Singgih Purwanto, S.Si., MT (Penguji II)  
NIP. 19800916 200912 1 002

Mengetahui,

Kepala Laboratorium Petrofisika

Departemen Teknik Geofisika  
Fakultas Teknik Sipil, Perencanaan dan Kebumihan  
Institut Teknologi Sepuluh Nopember Surabaya



  
Dr. Widya Utama, DEA  
NIP. 19611024 198803 1 001

*“Halaman ini sengaja dikosongkan”*



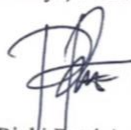
## PERNYATAAN KEASLIAN TUGAS AKHIR

Saya menyatakan bahwa isi sebagian maupun keseluruhan Tugas Akhir saya dengan “Analisis Kondisi Saturasi Fluida berdasarkan 3-D Struktur Kecepatan  $V_p$ ,  $V_s$  dan Rasio  $V_p/V_s$  dengan Metode *Local Earthquake Tomography* pada Lapangan Panas Bumi ‘X’” adalah benar hasil karya intelektual mandiri, diselesaikan tanpa menggunakan bahan-bahan yang tidak diizinkan dan bukan merupakan karya pihak lain yang saya akui sebagai karya sendiri.

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

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

Surabaya, 9 Januari 2020



Rizki Putri Amaliastuti  
NRP 0341154000008

*“Halaman ini sengaja dikosongkan”*

# **Analisis Kondisi Saturasi Fluida Berdasarkan 3-D Struktur Kecepatan $V_p$ , $V_s$ dan Rasio $V_p/V_s$ dengan Metode *Local Earthquake Tomography* pada Lapangan Panas Bumi “X”**

Nama : Rizki Putri Amaliastuti  
NRP : 03411540000008  
Departemen : Teknik Geofisika  
Dosen Pembimbing 1 : Dr. Widya Utama, DEA  
Dosen Pembimbing 2 : Wien Lestari, ST., MT

## **ABSTRAK**

Aktivitas gempa mikro (MEQ) di lapangan panas bumi erat kaitannya dengan struktur material panas, uap, rekahan/permeabilitas dan zona fluida. Pemodelan struktur kecepatan 3-D perlu dilakukan untuk menganalisa kondisi saturasi fluida yang ada di dalam reservoir panas bumi. Kondisi fasa fluida (saturasi fluida) pada suatu daerah dapat diindikasikan dengan anomali kecepatan dan pengamatan rasio kecepatan gelombang P dan gelombang S. Pada penelitian ini, penulis menggunakan proses tomografi dengan pemodelan ke belakang (*inverse modelling*) yang bertujuan untuk mendapatkan distribusi anomali kecepatan gelombang P, gelombang S dan rasio keduanya dalam model kecepatan 3-D. Hasil citra anomali dihitung berdasarkan *travel time* gelombang P dan S ditampilkan ke dalam besaran persentase deviasi  $V_p$  dan  $V_s$  dengan satuan besaran deviasi dalam km/s. Harga anomali deviasi terletak antara -5% sampai 4.5% terhadap distribusi model kecepatan gelombang P dan gelombang S. Melalui hasil tomografi, terlihat bahwa pada kedalaman 0 hingga 8 km di bawah permukaan, semakin ke timur, nilai anomali gelombang P dan gelombang S akan relatif meningkat dan ditunjukkan dengan warna biru tua, hal ini menyebabkan rasio  $V_p/V_s$  ke arah barat relatif lebih tinggi daripada yang mengarah ke timur dengan nilai yang berkisar antara antara 1.2 hingga 1.48. Anomali kecepatan  $V_p$  dan  $V_s$  relatif tinggi berada di daerah dengan distribusi hiposenter yang relatif lebih dominan daripada daerah yang memiliki anomali rendah. Akumulasi distribusi titik hiposenter menunjukkan adanya aktivitas rekahan yang berkaitan dengan MEQ. Sehingga, hal ini membuktikan bahwa dengan rentang nilai rasio  $V_p/V_s$ , serta berdasarkan anomali struktur kecepatan  $V_p$  dan  $V_s$ , dapat dikatakan bahwa daerah penelitian memiliki kondisi saturasi fluida berupa uap atau *vapor dominated*.

**Kata Kunci:** Fluida, Gempa mikro, Rasio  $V_p/V_s$ , Tomografi

*“Halaman ini sengaja dikosongkan”*

# ***Analysis of Fluid Saturation Condition Based on 3-D Velocity Structure $V_p$ , $V_s$ and $V_p/V_s$ Ratio using Local Earthquake Tomography Method in “X” Geothermal Field***

Name : Rizki Putri Amaliastuti  
Student ID : 03411540000008  
Department : Geophysical Engineering  
Supervisor 1 : Dr. Widya Utama, DEA  
Supervisor 2 : Wien Lestari, ST., MT

## ***ABSTRACT***

*Micro earthquake (MEQ) activity in the geothermal field is closely related to the structure of heat, vapor, fracture/permeability, and fluid zone material. Modeling the 3-D velocity structure needs to be done to analyze the condition of fluid saturation in the geothermal reservoir. The condition of the fluid phase (fluid saturation) in an area can be indicated by velocity anomalies and observations of the ratio of the velocity of P waves and S waves. In this study, the author uses tomographic processes with inverse modeling which aims to obtain the distribution of P wave velocity anomalies, S waves and their ratio in the 3-D velocity model. The anomaly image results are calculated based on the travel time of P and S waves displayed in the percentage deviation of  $V_p$  and  $V_s$  with the deviation magnitude unit in km / s. The value of the deviation anomaly lies between -5% to 4.5% of the distribution of the P wave and S wave velocity models. Through tomographic results, it can be seen that at depths of 0 to 8 km below the surface, further east, the value of the P wave and S wave anomalies will be relatively increased and is shown in dark blue, this causes the ratio of  $V_p/V_s$  to the west to be relatively higher than that to the east with values ranging between 1.2 to 1.48.  $V_p$  and  $V_s$  anomalies are relatively high in areas with a relatively centered hypocenter distribution than regions that have low anomalies. The accumulation of hypocenter point distribution shows the existence of fracture activities related to MEQ. So, this proves that with a range of  $V_p / V_s$  ratio values, and based on anomalous velocity structure  $V_p$  and  $V_s$ , it can be said that the study area has a fluid saturation condition in the form of vapor dominated.*

***Keyword: fluids, microearthquake, tomography  $V_p/V_s$  ratio***

*“Halaman ini sengaja dikosongkan”*

## KATA PENGANTAR

Puji syukur penulis panjatkan kehadirat Allah SWT, karena atas Rahmat-Nya, laporan tugas akhir yang berjudul “Analisis Kondisi Saturasi Fluida berdasarkan 3-D Struktur Kecepatan  $V_p$ ,  $V_s$  dan Rasio  $V_p/V_s$  dengan Metode *Local Earthquake Tomography* pada Lapangan Panas Bumi ‘X’” ini dapat diselesaikan. Pelaksanaan dan penyusunan Laporan Tugas Akhir ini tidak terlepas dari bimbingan, bantuan, dan dukungan berbagai pihak. Oleh karena itu, penulis ingin mengucapkan teirma kasih yang sebesar-besarnya kepada:

1. Bapak Dr. Widya Utama, DEA dan Ibu Wien Lestari, ST., MT. selaku pembimbing di perguruan tinggi yang telah meluangkan banyak waktu untuk memberikan bimbingan dan arahan kepada penulis.
2. Ibuk, yang bersedia mendengar dan selalu bertanya kabar. Bapak, Abang, Uul, Uti dan semua keluarga atas dukungannya selama penulis menyelesaikan Tugas Akhir ini.
3. Seluruh jajaran Dosen, Staf, dan Karyawan Departemen Teknik Geofisika ITS yang telah banyak memberikan ilmu selama penulis melakukan studi di Departemen Teknik Geofisika ITS.
4. Nur Isnaini Rahmaningtyas, yang senantiasa berbagi dan menikmati perkuliahan ini bersama-sama dengan penulis.
5. Arya Nur Dewangga Putra, atas semua waktu dan kesempatan untuk belajar banyak hal bersama, semoga selalu berarah nantinya.
6. Gian Ricardo Halim, Christopher Salim, Amelia Rosana Putri, Bagoes Idcha Mawardi, Refsi Pratiwi, Syarfa Monita dan Adjeng Yalastri yang senantiasa membantu dan menemani penulis dalam menyelesaikan Tugas Akhir ini.
7. Mba Sherly, atas semua bantuan dan bimbingannya selama penulis mengerjakan Tugas Akhir.
8. Aisya Nur Hafiyya dan Kezia Marannu Biring yang senantiasa menemani dan mendengarkan cerita penulis selama pengerjaan Tugas Akhir.
9. Farah Nabila Khansa, Muhammad Afni dan Bagus Maulana yang menjadi tempat bercerita selama beberapa tahun terakhir.
10. Galang, Adib, Abah, Monas, Sulvi dan teman-teman bangku belakang IPA-1, terima kasih atas perhatiannya selama penulis menyelesaikan Tugas Akhir.
11. Teman-teman angkatan, TG5, terima kasih atas pengalamannya untuk saling memahami selama penulis berkuliah.
12. Teman-teman TG6 dan TG7 atas kasih sayang dan segala doa baiknya, hehehe, mohon maaf lahir batin, mulai dari nol.
13. Untuk rumah yang ramah, HMTG ITS, terima kasih atas segala pembelajarannya.

Penulis menyadari masih banyak terdapat kekurangan dalam penulisan Laporan Tugas Akhir ini. Untuk itu, saran dan kritik sangat penulis harapkan untuk memperbaiki penulisan. Semoga laporan ini dapat bermanfaat bagi pembaca.

Surabaya 9 Januari 2020

Rizki Putri Amaliastuti  
0341154000008



*“Halaman ini sengaja dikosongkan”*

# DAFTAR ISI

HALAMAN JUDUL .....	I
LEMBAR PENGESAHAN .....	V
PERNYATAAN KEASLIAN TUGAS AKHIR .....	VII
ABSTRAK.....	IX
ABSTRACT.....	XI
KATA PENGANTAR .....	XIII
DAFTAR ISI.....	XVI
DAFTAR GAMBAR.....	XIX
DAFTAR TABEL.....	XX
<b>BAB I PENDAHULUAN.....</b>	<b>1</b>
1.1.    LATAR BELAKANG .....	1
1.2.    RUMUSAN MASALAH.....	1
1.3.    BATASAN MASALAH.....	1
1.4.    TUJUAN PENELITIAN.....	1
1.5.    MANFAAT PENELITIAN .....	1
1.6.    TARGET LUARAN.....	2
<b>BAB II TINJAUAN PUSTAKA .....</b>	<b>4</b>
2.1.    DASAR TEORI .....	4
2.1.1.    Sistem Panas Bumi .....	4
2.1.2.    Gempa Bumi .....	6
2.1.3.    Parameter Gempa Bumi .....	7
2.1.4.    Gelombang Seismik .....	7
2.1.4.1.    Gelombang Tubuh (Body Wave).....	8
2.1.4.2.    Gelombang Permukaan (Surface Wave).....	8
2.1.5.    Rasio $V_p/V_s$ .....	9
2.1.6.    Raytracing .....	9
2.1.7.    Metode Local Earthquake Tomography (LET) .....	10
2.1.7.1.    Seismik Tomografi.....	10
2.1.7.2.    Pemodelan Seismik Tomografi.....	11
2.1.7.3.    Seismik Tomografi dengan LOTOS-12.....	11
2.2.    PENELITIAN TERDAHULU.....	19
<b>BAB III METODOLOGI PENELITIAN .....</b>	<b>20</b>
3.1.    WAKTU DAN TEMPAT .....	20
3.2.    DATA PENELITIAN .....	20
3.3.    PIRANTI LUNAK .....	20
3.4.    PROSES PENGOLAHAN DATA .....	21
3.4.1.    Pembentukan Struktur Input Data.....	21
3.4.2.    Parameterisasi Inversi dengan LOTOS-12 .....	21
3.4.3.    Pengaturan Inversi dan Output Display .....	21
3.4.4.    Optimisasi Model Kecepatan 1D dan Lokasi Hiposenter Inisial....	21
3.4.5.    Penentuan Raytracing untuk Model Kecepatan 3-D.....	21
3.4.6.    Perhitungan Matriks, Inversi dan Iterasi Berulang .....	22
3.5.    DIAGRAM ALIR.....	22

BAB IV HASIL DAN PEMBAHASAN .....	24
4.1. DATA INPUT UNTUK PENGOLAHAN METODE LOCAL EARTHQUAKE TOMOGRAPHY .....	24
4.1.1. Travel Time Gelombang P dan Gelombang S .....	24
4.1.2. Fasa Gelombang P dan Gelombang S .....	24
4.1.3. Lokasi Hiposenter Inisial .....	24
4.1.4. Lokasi Stasiun .....	24
4.1.5. Model Kecepatan 1-D .....	25
4.1.6. Rasio $V_p/V_s$ dengan Diagram Wadatti .....	25
4.2. INVERSI LOCAL EARTHQUAKE TOMOGRAPHY (LET) .....	26
4.3. ANALISIS DISTRIBUSI ANOMALI KECEPATAN GELOMBANG P DAN GELOMBANG S DALAM 3-D .....	27
4.4. ANALISIS SATURASI FLUIDA DENGAN 3-D RASIO $V_p/V_s$ .....	30
BAB V KESIMPULAN DAN SARAN .....	34
5.1. KESIMPULAN .....	34
5.2. SARAN .....	34
DAFTAR PUSTAKA .....	XXIII
BIOGRAFI PENULIS .....	XXVI

*“Halaman ini sengaja dikosongkan”*

## DAFTAR GAMBAR

Gambar 2. 1 Skema umum sistem hidrotermal (Dickson, 2004) .....	5
Gambar 2. 2 Penjalaran gelombang P dan S di dalam Bumi beserta letak titik Episentris (E) dan Hiposentris (S) .....	7
Gambar 2. 3 Ilustrasi Gelombang P .....	8
Gambar 2. 4 Ilustrasi Gelombang S .....	8
Gambar 2. 5 Diskritisasi Model Kecepatan menjadi Grid (Jones, 2010 dalam Tari, 2018).....	10
Gambar 2. 6 Skema Kerja dengan LOTOS-12 (Koulakov, 2009) .....	11
Gambar 2. 7 Langkah Utama Optimisasi Kecepatan 1-D dan Relokasi Hiposentris .....	12
Gambar 2. 8 Ilustrasi dari Skema 3 Titik Perturbasi (Um dan Thurber, 1987). 16	
Gambar 2. 9 Skema urutan perturbasi pada <i>ray tracing</i> (Um dan Thurber, 1987) .....	17
Gambar 2. 10 Diagram Alir <i>raytracing pseudobending dalam LOTOS-12</i> .....	18
Gambar 3. 1 Diagram Alir Pengolahan Data .....	22
Gambar 4. 1 Diagram Wadati untuk Rasio $V_p/V_s$ daerah Penelitian .....	26
Gambar 4. 2 Distribusi anomali kecepatan gelombang P pada sayatan tomogram bidang horizontal. Anomali rendah ditunjukkan oleh warna merah dan anomali tinggi ditunjukkan oleh warna biru. Lingkaran merah menunjukkan lokasi akumulasi hiposentris.....	27
Gambar 4. 3 Distribusi anomali kecepatan gelombang S pada sayatan tomogram bidang horizontal. Anomali rendah ditunjukkan oleh warna merah dan anomali tinggi ditunjukkan oleh warna biru. ....	28
Gambar 4. 4 Sayatan Vertikal untuk Distribusi Anomali Gelombang P .....	29
Gambar 4. 5 Tomogram Sayatan Vertikal pada Anomali Gelombang P.....	29
Gambar 4. 6 Tomogram 3-D Rasio $V_p/V_s$ penampang horizontal .....	30
Gambar 4. 7 Tomogram 3-D Rasio $V_p/V_s$ pada Kedalaman 2km (Penampang Horizontal) .....	32
Gambar 4. 8 Tomogram 3-D Rasio $V_p/V_s$ pada Kedalaman 8km (Penampang Horizontal) .....	32

## DAFTAR TABEL

Tabel 3. 1 Piranti lunak yang digunakan dalam penelitian .....	20
Tabel 4. 1 Lokasi Stasiun Perekaman .....	24
Tabel 4. 2 Nilai Kecepatan Awal 1-D Inisial.....	25

# BAB I

## PENDAHULUAN

### 1.1. Latar Belakang

Aktivitas kegempaan pada lapangan panas bumi dapat digunakan untuk memantau kondisi reservoir panas bumi. Menurut Huatao Wu, injeksi fluida pada saat produksi dapat menyebabkan tekanan yang arahnya melawan formasi batuan sehingga membentuk rekahan hidrolis (*hydraulic fracture*). Rekahan ini akan menghasilkan gelombang gempa dengan magnitudo rendah, atau yang sering disebut dengan gempa mikro (*microearthquake*). Perubahan permeabilitas struktur dapat disebabkan oleh tekanan pori dan perubahan suhu akibat interaksi antara fluida reservoir yang bersirkulasi dengan *hot rock*, ataupun oleh proses stimulasi pada reservoir geotermal yang berhubungan dengan injeksi fluida.

Gunasekara dkk. (2003) menyebutkan bahwa eksploitasi dan produksi pada lapangan panas bumi dapat menyebabkan perubahan sistem fasa atau saturasi pada reservoir. Penipisan pada pori fluida menyebabkan air digantikan oleh uap. Selain itu, penurunan tekanan pada reservoir menyebabkan penurunan titik didih, sehingga terjadi boiling dan fasa uap terbentuk. Berdasarkan hal tersebut, monitoring suatu lapangan panas bumi, khususnya dalam perubahan kondisi fasa atau saturasi fluida menjadi hal yang penting dilakukan untuk menunjang dan mengembangkan produksi panas bumi di masa mendatang.

Keberadaan fasa fluida (saturasi fluida) pada suatu daerah dapat diindikasikan dari anomali kecepatan dan pengamatan rasio kecepatan gelombang P dan gelombang S. Salah satu cara untuk analisis kondisi saturasi fluida adalah dengan pemodelan tomografi. Metode seismik tomografi dapat memberikan informasi terkait interior bumi secara lebih detail untuk melakukan kelengkapan model interior bumi di area lainnya. Informasi tentang struktur interior bumi diperoleh saat terjadinya aktivitas tektonik dimana data gelombang datang yang mencapai permukaan direkam oleh seismometer. Data terekam diperoleh dari penyebaran sinar yang menjalar ke segala arah melalui berbagai medium batuan bumi sebagai sebuah parameter fisis dalam bentuk kecepatan dan penyerapan energi gelombang seismik.

Dalam ilmu seismologi, metode seismik biasanya digunakan untuk memberikan gambaran permukaan bumi dalam bentuk gelombang seismik (Telford et al., 1976). Seismik tomografi merupakan sebagai salah satu teknik untuk memperoleh gambaran suatu obyek dalam bentuk benda padat tanpa harus melakukan suatu pemotongan, akan tetapi dapat dilakukan dengan kegiatan pengukuran berbagai arah (Munadi, 1992). Lay dan Wallace (1995) menambahkan pengertian dari seismik tomografi yaitu sebagai metode





pengembangan karakteristik lokal model 3D pada struktur bawah permukaan suatu daerah.

Seismik tomografi terdiri dari 2 buah proses pemodelan yakni pemodelan ke depan dan pemodelan ke belakang. Pada penelitian ini, penulis menggunakan proses tomografi dengan pemodelan ke belakang (*inverse modelling*) yang bertujuan untuk mendapatkan distribusi anomali kecepatan gelombang P, gelombang S dan rasio keduanya atau model kecepatan 3-D dari bawah permukaan untuk gelombang dan gelombang S. Distribusi dan model struktur kecepatan bawah permukaan ini selanjutnya akan digunakan untuk melihat kondisi saturasi fluida di lapangan panas bumi.

## 1.2. Rumusan Masalah

Rumusan masalah pada penelitian ini adalah sebagai berikut:

1. Bagaimana menentukan distribusi anomali kecepatan gelombang P dan kecepatan gelombang S?
2. Bagaimana hasil tomografi 3-D dari lapangan panas bumi "X"?
3. Bagaimana cara analisis saturasi fluida panas bumi dengan menggunakan 3-D struktur kecepatan  $V_p$ ,  $V_s$  dan rasio  $V_p/V_s$ ?

## 1.3. Batasan Masalah

Berdasarkan topik permasalahan dalam penelitian pada tugas akhir ini, penulis memberikan batasan masalah yang meliputi:

1. Proses inversi tomografi menggunakan *Local Earthquake Tomography (LET)* LOTOS-12 yang dapat diakses pada <http://www.ivan-art.com/science/LOTOS/>
2. Data yang digunakan berupa data *microearthquake* (MEQ) dengan model kecepatan awal 1-D di daerah sekitar lapangan sistem panas bumi "X"
3. Interpretasi model 3-D struktur kecepatan digunakan untuk analisis saturasi fluida pada reservoir panas bumi secara kualitatif.

## 1.4. Tujuan Penelitian

Tujuan dari penelitian ini adalah sebagai berikut:

1. Menggambarkan model 3D struktur kecepatan  $V_p$ ,  $V_s$  dan rasio  $V_p/V_s$  menggunakan metode seismik tomografi pada data gempa mikro.
2. Interpretasi kualitatif dari kondisi saturasi fluida pada reservoir panas bumi berdasarkan model 3D struktur kecepatan  $V_p$ ,  $V_s$  dan rasio  $V_p/V_s$ .

## 1.5. Manfaat Penelitian

Manfaat dari penelitian ini untuk mahasiswa adalah untuk memberikan pemahaman akan metode *Local Earthquake Tomography* agar dapat digunakan untuk penelitian selanjutnya.

## **1.6. Target Luaran**

Target Luaran dari penelitian ini adalah sebagai studi penyelesaian masalah *monitoring* saturasi fluida untuk lapangan panas bumi di Indonesia serta dapat dibuat menjadi publikasi ilmiah.

*“Halaman ini sengaja dikosongkan”*

## BAB II

### TINJAUAN PUSTAKA

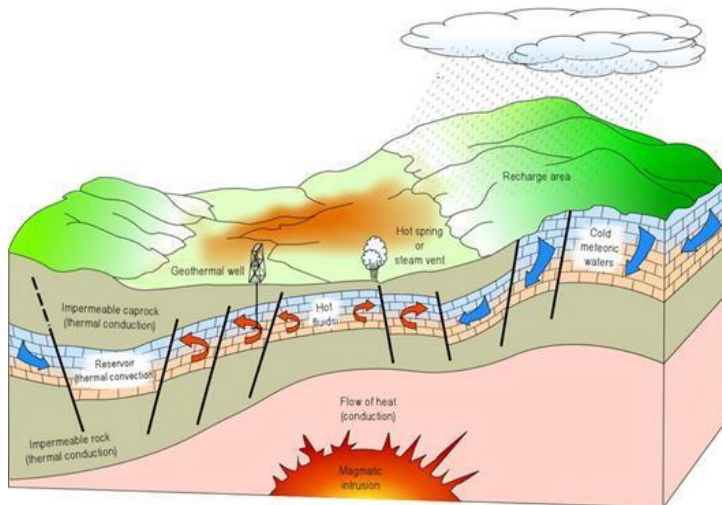
#### 2.1. Dasar Teori

##### 2.1.1. Sistem Panas Bumi

Sistem panas bumi adalah terminologi yang digunakan untuk berbagai hal terkait sistem air ataupun batuan dalam temperatur tinggi baik di laboratorium maupun lapangan. Menurut UU No. 21 tahun 2014, panas bumi adalah sumber energi panas yang terkandung di dalam air panas, uap air, serta batuan, mineral ikutan dan gas lainnya yang secara genetik tidak dapat dipisahkan. Sistem panas bumi merupakan suatu istilah umum yang menggambarkan proses perpindahan panas secara alami dalam suatu volume tertutup di kerak bumi, dimana proses panas berpindah dari suatu sumber panas menuju daerah pelepasan panas seperti permukaan bebas (Hochstein dan Browne, 2000). Terdapat lima tipe utama dari sistem panas bumi berdasarkan kriteria geologi, geofisika, hidrologi dan teknik (Goff dan Janik, 2000). Tiga tipe yang pertama memiliki reservoir yang berisi air panas secara alami disebut sebagai sistem hidrotermal. Dua tipe lainnya membutuhkan pemompaan fluida terutama air ke bawah permukaan (injeksi fluida) kemudian baru diproduksi untuk mengekstraksi air panas. Kelima tipe tersebut antara lain:

1. Sistem *young igneous*, berasosiasi dengan vulkanisme kuartar dan intrusi magma. Sekitar 95% dari aktivitas vulkanik terjadi di batas lempeng dan zona *hot spot*. Lingkungan seperti itu berasosiasi dengan kebanyakan aktivitas tektonik dan seismisitas. Sistem panas bumi ini secara umum merupakan yang terpanas dengan temperature  $\leq 370^{\circ}\text{C}$  dan kedalaman reservoir secara umum  $\leq 1.5$  km.
2. Sistem tektonik, berasosiasi dengan peningkatan seismisitas karena sesar dan peningkatan aliran panas oleh kerak tipis, namun tidak memiliki batuan beku. Sistem ini terjadi lingkungan *backarc*, daerah *crustal extension*, zona kolisi dan sepanjang zona sesar. Sistem ini secara umum memiliki temperatur reservoir  $\leq 250^{\circ}\text{C}$  dan terdapat di kedalaman  $\geq 1.5$  km.
3. Sistem *geopressure*, ditemukan ditemukan di cekungan sedimen dimana penurunan dan penguburan dalam dari lapisan berisi fluida menjadi panas karena reservoir *overpressured*. Aliran panas dan seismisitas secara umum rendah sampai normal. Kebanyakan sistem ini memiliki karakteristik menyerupai lapangan minyak dan gas. Sistem ini terdapat di kedalaman yang cukup dalam yaitu 1.5 sampai 3 km dan memiliki temperatur  $50^{\circ}\text{C}$  sampai  $190^{\circ}\text{C}$ .

4. Sistem *hot dry rock*, memanfaatkan panas yang tersimpan dalam batuan berporositas rendah dan batuan tidak permeabel pada variasi kedalaman dan temperatur. Sistem ini berasosiasi dengan gradien termal di bawah permukaan. Sistem ini memiliki temperatur berkisar antara 120°C sampai 225°C dengan kedalaman 2 sampai 4 km.
5. Sistem *magma tap*, memanfaatkan panas yang keluar dari tubuh magma dangkal. Sama seperti pada sistem *hot dry rock*, sistem ini membutuhkan instalasi sistem injeksi fluida untuk memproduksi fluida panas. Pada sistem ini, magma merupakan bentuk paling murni panas alami yang memiliki temperatur  $\leq 1200^{\circ}\text{C}$ .



**Gambar 2. 1** Skema umum sistem hidrotermal (Dickson, 2004)

Sistem hidrotermal merupakan salah satu bentuk lain dari sistem geotermal dimana transfer panas dari sumber panas menuju permukaan merupakan proses konveksi bebas melibatkan fluida meteorik dengan atau tanpa fluida magmatik (Hochtein dan Browne, 2000). Fluida terlepas (*discharge*) di dekat permukaan lewat suatu rekahan, kemudian diisi kembali oleh air meteorik yang berasal dari luar (*recharge*). Suatu sistem hidrotermal terdiri dari sumber panas (*heat source*), reservoir dengan fluida panas, batuan penutup (*cap rock*), daerah pengisian kembali (*recharge*), dan daerah pelepasan (*discharge*) dengan manifestasi di permukaan.

Berhubungan dengan sistem geotermal, perubahan kecepatan gelombang seismik akan dipengaruhi oleh sifat fisis dari batuan penyusun sistem tersebut. Peningkatan temperatur akan menurunkan kecepatan gelombang seismik baik kecepatan gelombang P maupun kecepatan gelombang S (Wang dkk., 1990).

Penurunan kecepatan ini disebabkan oleh pelenturan dan melelehnya batuan pada temperatur tinggi serta perbedaan ekspansi termal pada mineral-mineral penyusun batuan. Selain itu, perubahan kecepatan gelombang tidak hanya dipengaruhi oleh temperatur, tetapi juga oleh tekanan dan karakteristik pori batuan. Tekanan memberikan efek yang ekuivalen terhadap perubahan kecepatan gelombang, dimana peningkatan tekanan akan memberikan efek pada peningkatan kecepatan gelombang seismik akibat terjadinya kompaksi batuan (Trampert, 2001). Sementara itu, keberagaman karakteristik batuan memberikan pengaruh yang bervariasi terhadap kecepatan gelombang seismik. Porositas memberikan efek yang besar terhadap perubahan kecepatan gelombang seismik, dan perubahan kecepatan akan bergantung pada variasi bentuk pori dan fluida pengisi batuan (Takei, 2002).

Kecepatan gelombang S dipengaruhi fluida pengisi pori dimana modulus *shear* fluida adalah nol. Peningkatan densitas juga akan mempengaruhi perubahan kecepatan. Sedangkan pada gelombang P, modulus *bulk* memberikan efek relatif lebih besar pada perubahan fluida dan ruang pori dibandingkan perubahan densitas. Kecepatan gelombang P akan meningkat seiring peningkatan modulus *bulk* dari fluida pengisi pori (Tatham dan McCormack, 1991).

Secara umum, fluida yang mengisi pori akan memberikan pengaruh pada kecepatan gelombang P dan kecepatan gelombang S sebagai berikut. Pada batuan steam-saturated, baik kecepatan gelombang P maupun S cenderung menurun. Pada batuan *water-saturated*, saturasi air meningkatkan kecepatan gelombang P relatif dibandingkan pada *vapor-saturated* dan kecepatan gelombang S menurun. Peningkatan gelombang P terjadi karena air cenderung lebih bersifat *incompressible* dibandingkan udara sehingga keberadaan air dalam pori akan meningkatkan modulus *bulk* batuan tersebut. Sedangkan penurunan kecepatan gelombang S terjadi karena peningkatan densitas saat batuan tersaturasi oleh air (Wang dkk., 1990).

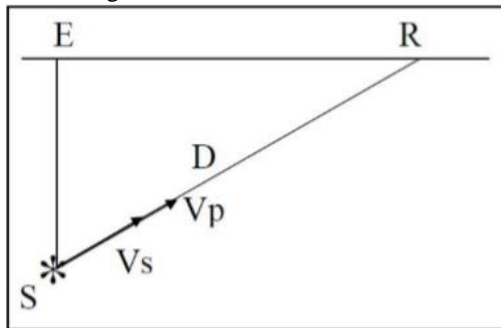
### 2.1.2. Gempa Bumi

Gempa bumi adalah getaran bumi yang secara umum terjadi karena gerakan mendadak kerak bumi di sepanjang bidang patahan. Secara fisika, gelombang gempa bumi dianggap merambat sebagaimana layaknya gelombang air yang menempuh perjalanan ke segala arah (Abott, 2004). Energi yang terkumpul di kerak bumi dilepaskan secara tiba-tiba sehingga menyebabkan adanya patahan pada lapisan batuan. Menurut Rithcer (1935), terjadinya gempa bumi disebabkan karena adanya pelepasan energi dari regangan elastis batuan karena pengaruh deformasi batuan (*stress and strain*).

### 2.1.3. Parameter Gempa Bumi

Gempa bumi tidak semata bersifat destruktif, lebih daripada itu, gempa bumi memuat informasi-informasi yang dapat dimanfaatkan untuk mitigasi bencana, eksplorasi dan eksploitasi, juga *monitoring*. Gempa bumi hanya akan bersifat destruktif apabila terjadi pada lahan yang padat akan aktivitas manusia. Deskripsi informasi dari gempa bumi dapat dijelaskan menjadi beberapa hal, salah satunya adalah magnitudo, yaitu perkiraan ukuran relatif atau lepasan energi suatu gempa bumi. Skala Richter merupakan skala yang paling populer untuk menyatakan magnitudo gempa (SR). Selain itu, terdapat hiposenter dan episenter yang digunakan untuk menentukan intensitas gempa bumi. Hiposenter merupakan pusat atau sumber gempa bumi yang terletak di bawah permukaan bumi, sedangkan episenter merupakan pusat atau sumber gempa bumi di atas permukaan (Noor, 2006).

Informasi lainnya adalah waktu terjadi atau yang dikenal dengan istilah *origin time*. Lebih jelasnya, *origin time* merupakan waktu dimana pelepasan energi pertama kali terjadi yang dinyatakan dalam satuan UTC (*Universal Time Coordinated*). Dalam penjelasan diagram Wadati (Hurukawa., dkk., 2008), *origin time* ditentukan dari perpotongan garis  $T_p$  (arrival time P) ketika  $T_s - T_p$  (waktu tempuh) sama dengan nol.



**Gambar 2. 2** Penjalaran gelombang P dan S di dalam Bumi beserta letak titik Episenter (E) dan Hiposenter (S)

### 2.1.4. Gelombang Seismik

Secara umum, gelombang merupakan fenomena perambatan gangguan (usikan) dalam medium sekitarnya. Gangguan ini mula-mula terjadi secara lokal yang menyebabkan terjadinya osilasi (pergeseran) kedudukan partikel-partikel medium, osilasi tekanan maupun osilasi rapat massa. Karena gangguan merambat dari suatu tempat ke tempat lain, berarti ada transportasi energi. Gelombang seismik adalah gelombang mekanis yang muncul akibat adanya gempa bumi. Gelombang seismik sering disebut juga dengan gelombang elastik karena osilasi partikel-partikel medium terjadi akibat interaksi antar gaya gangguan (*gradient stress*) melawan gaya elastik. Dari interaksi ini akan muncul

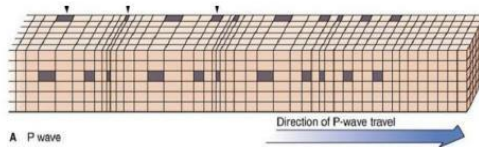
gelombang longitudinal, transversal, dan kombinasi keduanya. Pada saat gelombang menemui bidang batas, gelombang akan memiliki sifat dipantulkan (refleksi), dibiaskan (refraksi), dibelokkan (difraksi). Gelombang seismik memerlukan sumber gelombang dalam perambatannya, sehingga ada beberapa macam gelombang seismik;

#### 2.1.4.1. Gelombang Tubuh (*Body Wave*)

Gelombang badan (*body wave*) yang merupakan gelombang yang menjalar melalui bagian dalam bumi dan biasa disebut *free wave* karena dapat menjalar ke segala arah di dalam bumi. Gelombang badan terdiri atas gelombang longitudinal (*compressional wave*) dan gelombang transversal (*shear wave*).

##### a. Gelombang Longitudinal (Gelombang P)

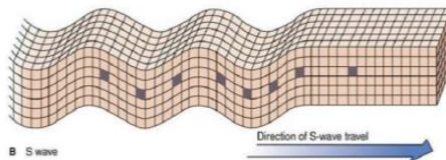
Gelombang longitudinal atau gelombang primer merupakan gelombang yang arah getar (osilasi) partikel-partikel mediumnya searah dengan arah perambatannya. Gelombang ini merupakan gelombang yang paling cepat tiba dan terekam di stasiun seismik (*receiver*). Gelombang P dapat bergerak melalui batuan padat dan cairan, seperti air atau cairan lapisan bumi.



**Gambar 2. 3** Ilustrasi Gelombang P

##### b. Gelombang Transversal (Gelombang S)

Gelombang transversal merupakan gelombang yang arah getar (osilasi) partikel-partikel mediumnya tegak lurus dengan arah perambatannya.



**Gambar 2. 4** Ilustrasi Gelombang S

#### 2.1.4.2. Gelombang Permukaan (*Surface Wave*)

Gelombang permukaan (*surface wave*) yang merupakan gelombang elastik yang menjalar sepanjang permukaan. Karena gelombang ini terikat harus menjalar melalui suatu lapisan atau permukaan. Gelombang permukaan terdiri



dari gelombang Rayleigh, gelombang Love, dan gelombang Stonely. Gelombang permukaan memiliki amplitude besar dan frekuensi rendah dan menjalar pada permukaan bebas

### 2.1.5. Rasio Vp/Vs

Pada dasarnya Poisson's ratio didefinisikan dengan rasio regangan tegak lurus terhadap jenis gaya deformasi dalam arah gaya itu sendiri. Dapat juga didefinisikan sebagai perbandingan dengan menggunakan kecepatan kompresi dan kecepatan transversal atau perbandingan dari kedua kecepatan dari diagram Wadati, Poisson's ratio didefinisikan sebagai berikut (Mavko dkk., 2003):

$$\text{Poisson's Ratio} = \frac{V_p^2 - 2V_s^2}{2(V_p^2 - V_s^2)} \tag{2.1}$$

Rasio Vp/Vs atau disebut juga koefisien Poisson, merupakan parameter yang penting untuk mengetahui kondisi petofisik batuan. Saat nilai Vp dan Vs ditentukan secara bebas, nilai perturbasinya dipengaruhi kuat oleh pengaturan parameter yang definisinya masih cukup ambigu. Oleh sebab itu pembagian sederhana dari nilai Vp oleh Vs tidak selalu memberikan rasio Vp/Vs yang besar. Itulah mengapa dilakukan dua jenis inversi, untuk Vp dan Vs dan untuk Vp dan rasio Vp/Vs (Koulakov dkk., 2007).

### 2.1.6. Raytracing

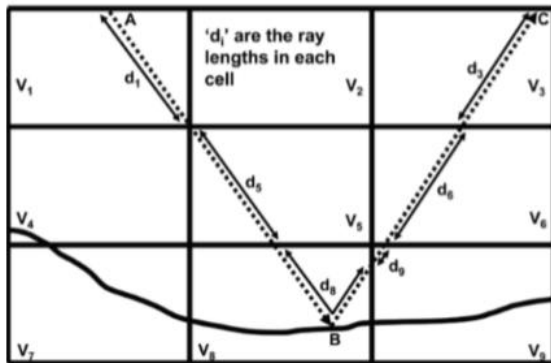
*Raytracing* adalah peruntutan lintasan sinar (raypath) antara sumber gempa dengan stasiun penerima. Penggunaan raytracing dalam tomografi seismik adalah menghitung waktu tempuh dan memecahkan masalah forward dan inversi model seismologi (model kecepatan). Pendekatan tomografi seismik dapat dilakukan dengan mendiskritisasi model kecepatan menjadi grid dengan ukuran tertentu. Ketika ray merambat pada arah A-B-C dan terjadi refleksi pada titik B, maka waktu yang ditempuh (tABC) adalah penjumlahan dari waktu tempuh ray pada masing-masing grid;

$$t_{ABC} = \frac{d_1}{s_1} + \frac{d_5}{s_5} + \frac{d_8}{s_8} + \frac{d_6}{s_6} + \frac{d_3}{s_3} \tag{2.2}$$

Dimana di adalah jarak yang ditempuh ray dalam kotak ke-i, dengan kecepatan interval vi. Slowness (1/v) digunakan untuk mempermudah analisis, sehingga Persamaan 2.12 menjadi :

$$t_{ABC} = d_1s_1 + d_5s_5 + d_8s_8 + d_6s_6 + d_3s_3 \tag{2.3}$$

Persamaan 2.2 dapat diubah menjadi bentuk matriks linear  $\mathbf{d} = \mathbf{G} \mathbf{m}$  agar menjadi Persamaan (2.3) dengan menginisialisasi jarak ( $d_i$ ) sebagai matriks kernel ( $\mathbf{G}$ ) dan model ( $\mathbf{m}$ ) sebagai inisial model kecepatan ( $v_i$ ).



**Gambar 2. 5** Diskritisasi Model Kecepatan menjadi Grid (Jones, 2010 dalam Tari, 2018)

Namun, data yang diperoleh dari pengukuran MEQ adalah data *arrival time* dan *travel time*, padahal untuk melakukan inversi perlu ada informasi kernel (jarak). Informasi tentang jarak ini tidak dapat diketahui jika tidak ada estimasi model awal. Sehingga, untuk melakukan inversi, metode *raytracing* harus dilakukan. Ada beberapa cara untuk melakukan metode raytracing antara lain, shooting dengan prinsip hukum Snellius, *pseudobending* dengan Prinsip Fermat dan *full-wave equation* dengan persamaan Eikonol.

### 2.1.7. Metode *Local Earthquake Tomography (LET)*

#### 2.1.7.1. Seismik Tomografi

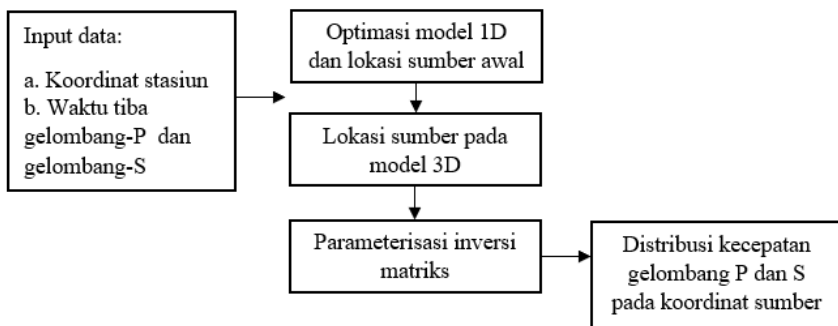
Tomografi dapat didefinisikan sebagai salah satu teknik khusus yang digunakan untuk memperoleh gambaran bagian dalam suatu obyek yang dapat berupa benda padat tanpa harus melakukan pemotongan (Munadi, 1992). Lay dan Wallace (1995) menambahkan pengertian dari seismik tomografi yaitu sebagai metode pengembangan karakteristik lokal model 3D pada struktur bawah permukaan suatu daerah dari model 1D. Karakteristik medium dapat digambarkan oleh parameter fisis seperti kecepatan dan penyerapan energi gelombang seismik. Dimensi struktur bawah permukaan diwakili oleh keberadaan anomali sifat fisis medium terhadap sifat fisis medium di sekitarnya. (Telford et al., 1976).

### 2.1.7.2. Pemodelan Seismik Tomografi

Dalam ilmu geofisika, model dan parameter model biasanya digunakan dalam proses karakterisasi kondisi geologi bawah permukaan. Permodelan adalah proses estimasi model dan parameter model yang didasarkan pada data yang teramati di permukaan bumi. Ada 2 jenis permodelan yaitu permodelan ke depan (*forward modeling*) dan permodelan ke belakang (*inverse modeling*). Pada *forward modeling* menganggap bahwa proses perhitungan data yang secara teoritis akan teramati di permukaan bumi jika diketahui harga parameter model bawah permukaan tertentu (Grandis, 2009). *Forward modeling* memiliki kelemahan dimana akan menghabiskan banyak waktu komputasi untuk memodelkan pergerakan gelombang, sehingga pada penelitian ini digunakan proses permodelan ke belakang (*inverse modeling*), yang bertujuan untuk mendapatkan distribusi kecepatan struktur batuan bawah permukaan bumi dengan cara meminimumkan kesalahan (error) antara waktu rambat pengamatan dengan waktu rambat perhitungan.

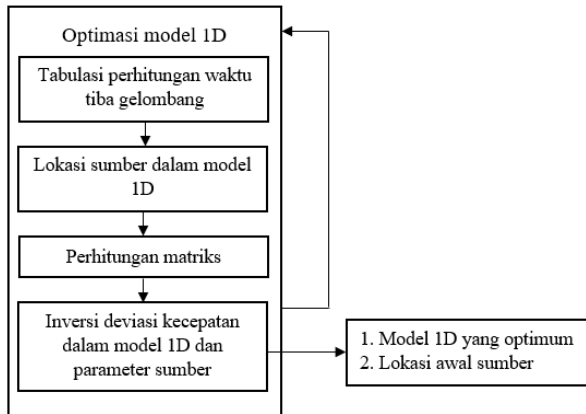
### 2.1.7.3. Seismik Tomografi dengan LOTOS-12

Dalam seismik tomografi, LOTOS (*Local Tomography Software*) merupakan salah satu perangkat lunak untuk interpretasi tomografi di suatu daerah yang selanjutnya diperoleh inversi simultan struktur  $V_p$  dan  $V_s$  serta koordinat sumber. Perangkat lunak LOTOS dengan versi 12 dapat digunakan pada sistem operasi berbasis *Windows* memiliki kelebihan dari versi sebelumnya antara lain dapat melakukan inversi pada  $V_p$ - $V_p/V_s$ , struktur *file* dan program yang lebih sederhana, adanya lokasi sumber awal dan hasil yang diperoleh pada bidang horisontal dapat ditampilkan dengan basis PNG *bitmap* (Koulakov, 2009). Secara umum pada Gambar 2.6 menunjukkan skema kerja pada tomografi seismik menggunakan LOTOS (*Local Tomography Software*).



**Gambar 2. 6** Skema Kerja dengan LOTOS-12 (Koulakov, 2009)

Secara umum, algoritma LOTOS-12 terdiri dari beberapa langkah. Pertama, optimisasi Simultan untuk model kecepatan 1D terbaik dan penentuan model awal serta relokasi hiposenter.



**Gambar 2. 7** Langkah Utama Optimisasi Kecepatan 1-D dan Relokasi Hiposenter

Secara rinci, tahapan optimisasi tersebut dijelaskan di bawah ini:

1. Pemilihan data untuk optimisasi dilakukan dengan memilih event-event gempa yang terekam di minimal 3 stasiun secara bersamaan.
2. Kalkulasi *travel time* pada model 1-D berdasarkan pada iterasi pertama.
3. Lokasi sumber dalam model kecepatan 1-D dihasilkan berdasarkan data *travel time* hasil kalkulasi.
4. Perhitungan residual *travel time* di setiap stasiun dihitung dengan persamaan :

$$e = dobs - dcal \quad (2.4)$$

5. Perhitungan jumlah residual total di setiap stasiun dan pada semua event terpilih dengan persamaan :

$$E = \Sigma e^2 \quad (2.5)$$

6. Penentuan *goal function maximum* dimulai dari lokasi event yang merefleksikan kemungkinan posisi sumber. Istilah *goal function maximum* pada LOTOS-12 digunakan untuk melakukan relokasi hiposenter pada model 1-D. Persamaan *goal function maximum* yang digunakan pada LOTOS-12 adalah :

$$G = \frac{\sum_{i=1}^N A(\Delta t_1) B(\Delta d_1) C}{\sum_{i=1}^N B(\Delta d_1) C} \quad (2.6)$$

Dimana nilai A adalah refleksi dari nilai residual :

$$(\Delta t_i) = \begin{cases} 1, & \text{if } |\Delta t_i|/C_{PS} < \tau_1 \\ \frac{\Delta t_i - \tau_2}{\tau_1 - \tau_2}, & \text{if } \tau_1 < |\Delta t_i|/C_{PS} < \tau_2 \\ 0, & \text{if } |\Delta t_i|/C_{PS} > \tau_2 \end{cases}$$

Dengan N adalah jumlah rekaman event keseluruhan, dan  $\tau_1$  dan  $\tau_2$  adalah limit untuk nilai *residual*. Jika *residual* kurang dari  $\tau_1$  GF menjadi 1, nilai  $\tau_1$  dan  $\tau_2$  ditentukan dari nilai prediksi dari anomali kecepatan. B adalah jarak yang bergantung pada :

$$B = \begin{cases} 1, & \text{jika } d_i < d_{min} \\ (d_{min}/d_i)^m, & \text{jika } d_i > d_{min} \end{cases}$$

Dan C adalah fase pembobotan. Untuk fase P bobotnya adalah 1, jika fase S lebih kecil dari P ( $W_s=1/P$ ). Namun untuk gelombang dengan dua fase yaitu fase P dan fase S digunakan persamaan *residual* berikut:

$$\Delta t_i = (t_{obs}^s - t_{ref}^s) - (t_{obs}^p - t_{ref}^s) \quad (2.7)$$

Sedangkan untuk melakukan kalkulasi residual, digunakan persamaan :

$$\Delta t_i = (t_{obs}^p - t_{ref}^p) - \Delta t_0 \quad (2.8)$$

Koreksi *origin time*, ditentukan dengan kondisi :

$$\sum_{i=1}^{Ne} B(d_i)(t_{obs}^p - t_{ref}^p) - \Delta t_0 = 0 \quad (2.9)$$

Dengan  $t_{obs}^p$  adalah *travel time* observasi,  $t_{ref}^p$  adalah *travel time* referensi. Masing-masing data observasi harus memenuhi:

$$|t_{obs}^p - t_{ref}^p - \Delta t_0| < \tau_2 \quad (2.10)$$

7. Perhitungan *derivative matrix* pertama sepanjang *raypath*. Setiap elemen matriks  $J_{ij} = \partial t_i / \partial v_j$  sebanding dengan deviasi waktu sepanjang  $j$ -th rays yang disebabkan oleh variasi kecepatan pada level kedalaman  $i$ -th. Level kedalaman ini ditentukan seragam dan kecepatannya didekati sebagai parameter linier. Bentuk notasi matriksnya :

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

$$\begin{bmatrix} \frac{dT_1}{dx} & \frac{dT_1}{dy} & \frac{dT_1}{dz} & \frac{dT_1}{dt} & \frac{dT_1}{dv} \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ \frac{dT_M}{dx} & \frac{dT_M}{dy} & \frac{dT_M}{dz} & \frac{dT_M}{dt} & \frac{dT_M}{dv} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} dx \\ dy \\ dz \\ dt \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} r_1 \\ r_2 \\ \dots \\ r_M \end{bmatrix}$$

$$\frac{dT_1}{dx} = \frac{-(x_i - x_0)}{v^2(t_i - t_0)}, \frac{dT_1}{dy} = \frac{-(y_i - y_0)}{v^2(t_i - t_0)}, \frac{dT_1}{dz} = \frac{-(z_i - z_0)}{v^2(t_i - t_0)}, \frac{dT_1}{dv} = 1$$

Untuk menghitung turunan parsial  $\frac{dt}{dv}$  pada tomografi menggunakan perhitungan waktu tempuh pada program ray tracing di sepanjang lintasan sinar yang melewati blok. Dalam hal ini indeks  $i$  merupakan blok ke- $i$  dan  $j$  adalah sinar seismik ke- $j$ . Pada persamaan tersebut terdapat matriks Kernel  $[J]$  yang berisi *partial derivative residual* waktu tempuh setiap stasiun terhadap parameter hiposenter yaitu  $(x_0, y_0, z_0, t_0)$  berukuran  $n \times 4$  dengan  $n$  adalah jumlah stasiun dan banyaknya waktu tempuh gelombang (P dan S) dan 4 adalah nilai jumlah representasi parameter hiposenter ditambah model kecepatan pada setiap lapisan bawah permukaan, matriks Kernel atau matriks Jacobian digunakan untuk menghitung perubahan *travel time* kalkulasi akibat perturbasi pada elemen model, matriks data  $[\Delta d]$  yang berisi data pengamatan yang diperoleh dari *residual* waktu tiba gelombang di stasiun pengamat ( $t_{obs}$ ) ukuran  $n \times 1$ , dan matriks  $[\Delta m]$  yang ingin dicari berisi data posisi hiposenter  $(x, y, z, t)$  dan data waktu terjadi gempa ( $t_0$ ) serta kecepatan gelombang P dan S.

8. Inversi matriks yang dilakukan secara berkelanjutan pada data P dan S dengan menggunakan matriks yang dihasilkan pada tahap nomor 7 (tahap sebelumnya). Pada parameter kecepatan, matriks mengandung beberapa elemen untuk mengoreksi parameter sumber  $(dx, dy, dz$  dan  $dt)$ . Permasalahan di inversi tomografi yang menggunakan pendekatan linier yaitu cara mendapatkan solusi persamaan linier dalam bentuk matriks:

$$[J]. [\Delta m] = [\Delta d] \quad (2.12)$$

Pada proses inversi tomografi jumlah sinar seismik lebih banyak dari pada jumlah blok sehingga menjadi *over-determined* dan matriks [A] tidak bujursangkar, dalam program inversimatriks hanya berlaku untuk matriks bujursangkar, untuk itu matriks [A] dibuat menjadi matriks bujursangkar dengan cara mengalikan dengan matriks transposnya berikut:

$$[J^T J][\Delta m] = [J^T \Delta d] \quad (2.13)$$

Persamaan tersebut berlaku pada persoalan *least square linier*. Pada umumnya dalam proses seismik tomografi, sinar seismik tidak semuanya dapat melintasi semua blok sehingga matriks [J] banyak mempunyai elemen nol, kondisi ini dikenal dengan istilah *under-determined* sehingga tidak semua elemen vektor  $[\Delta m]$  dapat diperoleh :

$$\begin{aligned} \Delta m &= [J^T J]^{-1} J^T \Delta d \\ [J^T J]^{-1} J^T &= J^{-g} \end{aligned} \quad (2.14)$$

$J^{-g}$  merupakan *generalized inverse* :

$$J^{-g} = V \Lambda^{-1} U^T \quad (2.15)$$

V merupakan eigen vektor dan  $\Lambda^{-1}$  merupakan nilai eigen. Sedangkan  $U^T$  dijelaskan sebagai :

$$U^T = \begin{bmatrix} u_1^1 & u_1^2 & u_1^n \\ u_2^1 & u_2^2 & u_2^n \\ u_n^1 & u_n^2 & u_n^n \end{bmatrix} \quad (2.16)$$

Dan  $\Lambda^{-1}$  dijelaskan sebagai :

$$\Lambda^{-1} = \begin{bmatrix} 1/\lambda_1 & 0 & 0 \\ 0 & 1/\lambda_2 & 0 \\ 0 & 0 & 1/\lambda_n \end{bmatrix} \quad (2.17)$$

Pada  $1/\lambda_n$ , nilai  $\lambda$  terlalu kecil sehingga  $1/\lambda_n$  bernilai besar sehingga mengganggu, selanjutnya akan digunakan gradien damping untuk membiaskan solusi hasil inversi ke suatu model yang lebih halus. Cara kerja damping ini yaitu dengan menggunakan *roughening matrix* yang diambil dari selisih harga deviasi *slowness* dari suatu blok dengan blok-blok disekitarnya. Proses berikutnya adalah dengan melakukan minimisasi norm (damping) :

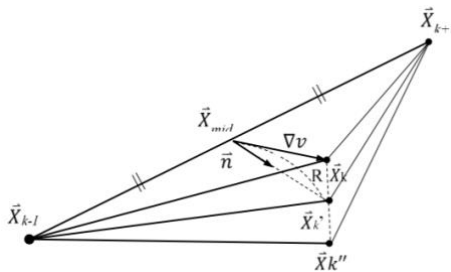
$$x - (A^T A)^{-1} (A^T b) \quad (2.18)$$

Pada persoalan LSQR penggunaan  $[J^T J]$  yang menghabiskan banyak waktu komputasi dapat dihindarkan (Widiyantoro, 2007). Matriks  $[J^T J]$  mendekati *singular* sehingga perkiraan solusi dalam LSQR menggunakan *gradient damping* yang dapat membiarkan solusi hasil inversi ke dalam suatu model yang *smooth*. Selanjutnya dilakukan pengulangan langkah a-d hingga diperoleh nilai RMS terkecil pada hasil iterasi. Ketika nilai residual pada model kecepatan yang baru telah mendekati dengan model awal atau dengan kata lain nilai  $E > E_i$ , maka iterasi dihentikan dan model kecepatan ini dianggap telah memenuhi dan *fit* dengan data.

Langkah kedua yang dilakukan adalah proses raytracing metode pseudobending untuk model kecepatan 3-D. *Ray tracing* merupakan peruntukan lintasan sinar (*ray path*) antara sumber gempa dan stasiun pengamat. Algoritma *bending* untuk *ray tracing* pada *software* LOTOS menggunakan prinsip Fermat yang dapat dilakukan dengan waktu komputasi untuk menghitung waktu tempuh dan lintasan sinar gelombang relatif cepat. Metode *bending* tidak secara langsung dapat memecahkan persamaan sinar gelombang akan tetapi metode tersebut menggunakan proses minimisasi waktu tempuh secara langsung dengan cara memberikan gangguan kecil secara bertahap di lintasan sinar gelombang (Um dan Thurber, 1987). Waktu tempuh di sepanjang lintasan sinar antara *source* (i) dan *receiver* (j) dalam bentuk integral garis seperti berikut :

$$\int_i^j \frac{1}{v} dl \quad (2.19)$$

Dengan  $v$  adalah kecepatan penjalaran gelombang dan  $dl$  adalah segmen lintasan sinar. Lintasan sinar ditinjau dalam ruang tiga dimensi dimana vektor posisi dinyatakan dalam koordinat *Cartesian* seperti yang ditunjukkan oleh gambar berikut:

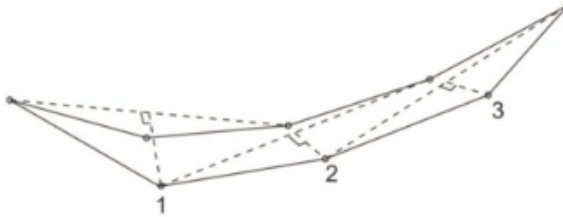


**Gambar 2. 8** Ilustrasi dari Skema 3 Titik Perturbasi (Um dan Thurber, 1987)

Selanjutnya *bending* dan perhitungan waktu tempuh dilakukan, kemudian lintasan satu dengan lintasan lain dibandingkan agar perbedaan waktu tempuh



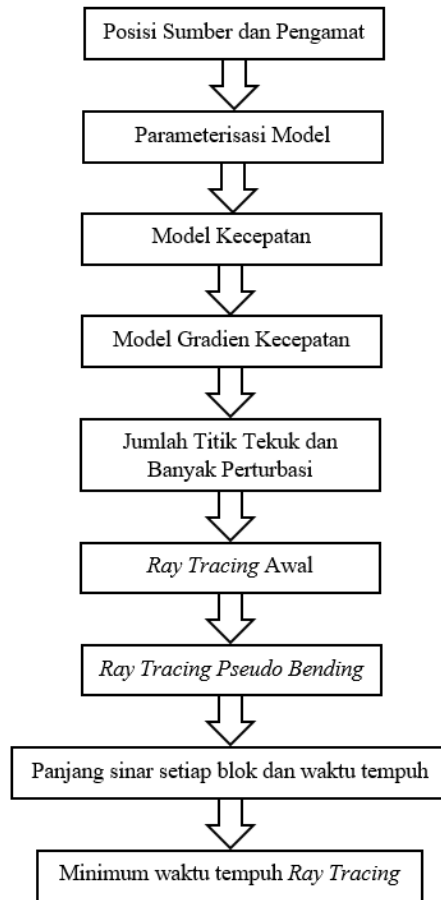
cukup kecil. Dalam proses perhitungan, lintasan sinar dapat didiskritisasi dengan menggunakan banyak titik (jumlah titik *bending*) pada  $X_1, X_2, \dots, X_n$  seperti yang ditunjukkan pada Gambar 2.8. Setelah melewati fase relokasi posisi  $X_{k-1}$  dan  $X_{k+1}$  diperoleh titik lintasan yang baru yaitu  $X_k$ . Pada proses *ray tracing* diawali dari sinar gelombang antara titik  $X_{k-1}$  dan  $X_{k+1}$  merupakan lintasan garis lurus. Kemudian titik  $X_k$  (pada perturbasi pertama  $X_k = X_{mid}$ ) ditekuk ke arah  $n$  sejauh  $R_c$ . Selanjutnya skema pada tiga titik perturbasi diaplikasikan pada sepanjang lintasan sinar gelombang yang belum mencapai waktu tempuh minimum. Hasil pada perturbasi pertama dijadikan model awal dan untuk perturbasi selanjutnya  $X_k \neq X_{mid}$ , arah tekuk  $n$  yang sejauh  $R_c$  dilakukan perhitungan kembali. Proses perturbasi diulang hingga mencapai nilai konvergensi dan waktu tempuh minimum.



**Gambar 2. 9** Skema urutan perturbasi pada *ray tracing* (Um dan Thurber, 1987)

Dalam perangkat lunak LOTOS versi 12 menunjukkan modifikasi algoritma *bending*. Sebuah fitur penting dari diperlukan untuk menentukan nilai kecepatan positif pada setiap titik daerah penelitian yang dapat dilakukan dengan *node* atau sel, dengan poligon atau hukum analitis. Pada versi 12 LOTOS saat ini telah mencakup banyak berbagai pilihan untuk definisi kecepatan.

Diagram alir untuk algoritma raytracing metode pseudobending disebutkan dalam :



**Gambar 2. 10** Diagram Alir *raytracing pseudobending* dalam *LOTOS-12*

Langkah ketiga setelah dilakukan optimisasi model kecepatan 1-D, relokasi hiposenter dan penjejakan sinar secara 3-D, adalah melakukan iterasi berulang. Pada tomografi seismik dengan menggunakan LOTOS-12 terdapat beberapa tahapan inversi untuk mendapatkan tampilan kondisi bawah permukaan yang diperoleh dari data seismik yang ada yakni antara lain:

1. Penentuan lokasi hiposenter dalam kecepatan 3-D  
 Pada model kecepatan awal 1D dan inisial lokasi sumber gempa diperoleh dari tahap optimisasi model 1D selanjutnya dilakukan relokasi sumber menggunakan *ray tracing* 3D (*bending*) untuk mendapatkan lokasi sumber dalam model 3D.

2. Parameterisasi titik gempa  
Parameterisasi titik gempa dilakukan menggunakan banyak titik gempa dengan melakukan pendekatan algoritma yang dipasang di garis vertikal yang didistribusikan secara *regular* di penampang peta. Dalam setiap garis vertikal, titik dipasang sesuai persebaran jalur perambatan gelombang dengan spasi yang dipasang lebih rapat di area yang memiliki densitas jalur perambatan yang tinggi serta persebaran kecepatan yang didekatkan secara linier.
3. Perhitungan matriks  $V_p/V_s$   
Turunan pertama matriks dihitung dengan *ray paths computed* setelah lokasi sumber gempa dalam model 3D. Masing-masing elemen matriks,  $J_{ij} = dt/dv_j$  adalah sebanding dengan selisih waktu sepanjang lintasan sinar ke- $i$ . Inversi sepanjang matriks  $J$  dilakukan dengan menggunakan iterasi kode LSQR. Dengan penambahan parameter  $V_p$  dan  $V_s$ , matriks tersebut mengandung beberapa elemen yang berkaitan dengan sumber gempa ( $dx$ ,  $dy$ ,  $dz$  dan  $dt$ ) dan koreksi stasiun.
4. Siklus iterasi (iterasi berulang)  
Iterasi dilakukan berulang sesuai tahapan yang telah didapatkan sesuai dengan lokasi gempa penelitian, kalkulasi matriks dan inversi.

## 2.2. Penelitian Terdahulu

Penelitian terdahulu mengenai gempa mikro yang terjadi pada lapangan panas bumi “X” pernah dilakukan oleh Naomi Nadya Angelia Siregar dengan judul penelitian “Penentuan Lokasi Hiposenter Gempa Bumi Mikro Menggunakan Metode Geiger dengan Arrival Times P-wave dan S-wave berdasarkan S-Transform” dan juga Shabila Gadis Halida dengan judul penelitian “Relokasi Hiposenter dan Koreksi Stasiun MEQ Lapangan Panas Bumi X menggunakan Metode *Coupled Velocity-Hypocenter*”. Melalui hasil penelitian tersebut, penulis menggunakan data GAD untuk data event gempa mikro dan menggunakan nilai azimuth gap berdasarkan data hasil CVH sebagai pertimbangan seleksi event gempa mikro yang akan ditomografikan.

## BAB III METODOLOGI PENELITIAN

### 3.1. Waktu dan Tempat

Penelitian tugas akhir ini dilakukan di Departemen Teknik Geofisika, Institut Teknologi Sepuluh Nopember. Waktu pengerjaan dimulai dari bulan Agustus sampai bulan Desember (16 minggu).

### 3.2. Data Penelitian

Pada penelitian ini, data yang digunakan adalah data perekaman gempa bumi mikro yang direkam oleh 9 stasiun selama 3 bulan perekaman dengan magnitudo gempa di bawah 3 SR. Penentuan parameter gempa (relokasi hiposenter dan episenter) dilakukan dengan menggunakan metode inversi *Geiger Adaptive Damping* dan *Coupled-Velocity Hypocenter*. Data yang digunakan merupakan data hiposenter dengan *azimuth gap* kurang dari  $180^\circ$  sehingga diperoleh data sebanyak 118 *event* dengan jumlah gelombang seismik yang akan dianalisis adalah 663 gelombang P dan 653 gelombang S. Data tersebut selanjutnya digunakan untuk melakukan proses inversi tomografi dengan menggunakan LOTOS-12 (*Local Earthquake Tomography (LET) Software*).

### 3.3. Piranti Lunak

Penelitian ini membutuhkan piranti lunak dalam menunjang pengolahan data. Piranti lunak yang digunakan dijelaskan pada tabel (3.1) berikut :

**Tabel 3. 1** Piranti lunak yang digunakan dalam penelitian

No.	Piranti Lunak (Software)	Keterangan
1.	Microsoft Office 2016	Program pengolah kata dan manajemen data numerik
2.	Seisgram2K60	Program penentuan waktu tiba ( <i>arrival time</i> ) gelombang P dan S
3.	VELEST 3.3 dan GAD	Program pengolah data untuk menentukan parameter gempa mikro (lokasi hiposenter dan model kecepatan 1D)
4.	LOTOS 12	Program seismik tomografi

### 3.4. Proses Pengolahan Data

Tahap inversi tomografi adalah tahap pengolahan data yang telah disiapkan untuk selanjutnya diperoleh penampang bawah permukaan menggunakan piranti lunak LOTOS-12. Langkah-langkah pada tahap inversi tomografi tersebut adalah:

#### 3.4.1. Pembentukan Struktur Input Data

Data yang digunakan pada proses pengolahan data pada perangkat lunak LOTOS-12 antara lain file inidata yang di dalamnya terdapat identitas file *rays* dan *stat\_ft*. Pada file *rays* berisi hiposenter event beserta waktu tempuh gelombang-P dan waktu tempuh gelombang-S dari setiap stasiun perekam. Semua identitas tersebut termuat dalam satu file agar dapat diolah secara simultan oleh piranti lunak LOTOS-12. Pada file *stat\_ft* berisi identitas stasiun berupa *latitude*, *longitude* dan data kedalaman.

#### 3.4.2. Parameterisasi Inversi dengan LOTOS-12

Pada tahap penentuan parameter berupa model kecepatan, parameter lokasi dan inversi dilakukan secara manual dalam file *major\_param.dat* dan *ref\_start.dat*.

#### 3.4.3. Pengaturan Inversi dan Output *Display*

Pada tahap pengaturan iterasi, penulis melakukan pengaturan terhadap jumlah iterasi dan output display berupa *setver.dat*, *sethor.dat*, *config.dat* dan *all\_areas.dat*.

#### 3.4.4. Optimisasi Model Kecepatan 1D dan Lokasi Hiposenter Inisial

Setelah diperoleh input data, parameter inversi, dan pengaturan output display, dilakukan perhitungan ulang lokasi mula-mula dari hiposenter gempa. Tahap pertama, dilakukan perhitungan waktu tempuh dengan data kecepatan 1D. Kemudian dengan waktu tempuh kalkulasi yang baru, dilakukan relokasi terhadap lokasi hiposenter. Selanjutnya program secara otomatis akan mengkalkulasi matriks turunan pertama sepanjang ray hasil komputasi pada iterasi sebelumnya dan dilakukan perhitungan ulang secara simultan.

#### 3.4.5. Penentuan Raytracing untuk Model Kecepatan 3-D

*Raytracing* didasarkan pada prinsip Fermat dengan meminimisasi waktu tempuh. Pada tahap ini, dicari jejak sinar atau pergerakan gelombang yang bergerak dari sumber ke stasiun penerima dengan waktu tempuh minimum dengan *raypath* awal berupa garis lurus. Perubahan *raypath* yang terjadi akan tegak lurus dengan *raypath* pada dua arah: di dalam dan luar bidang dari *ray*.

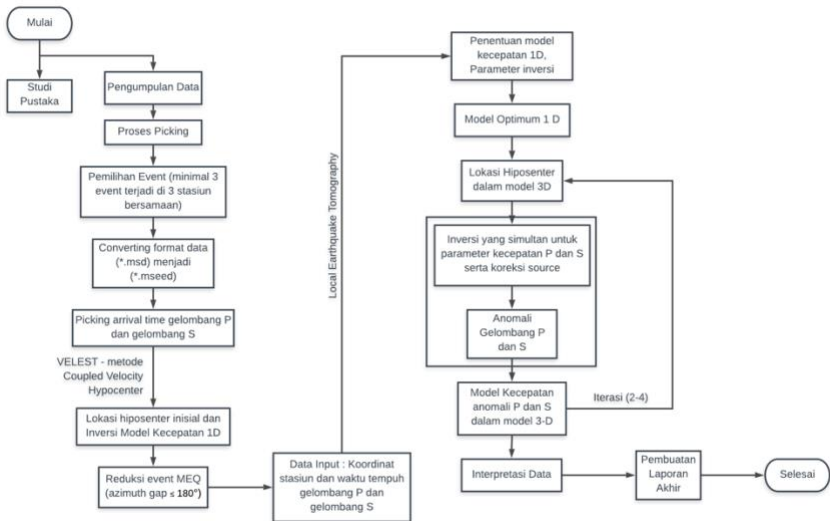
### 3.4.6. Perhitungan Matriks, Inversi dan Iterasi Berulang

Turunan pertama matriks dihitung dengan mengkomputasi raypath setelah lokasi sumber pada model 3D. Masing-masing elemen matriks,  $A_{ij} = ti/\partial v_j$ , setara dengan deviasi waktu sepanjang ray ke-i disebabkan oleh perturbasi unit kecepatan pada noda/blok ke-j. Inversi dari seluruh matriks A dilakukan dengan iterasi LSQR atau kuadrat terkecil.

Langkah-langkah konstruksi grid, perhitungan matriks dan inversi dilakukan untuk beberapa grid dengan orientasi dasar yang berbeda. Anomali kecepatan yang dihasilkan diturunkan untuk semua grid, digabungkan dan dihitung dalam grid reguler. Model ini ditambahkan ke distribusi kecepatan mutlak dan digunakan dalam iterasi sebelumnya. Iterasi baru mengulangi langkah-langkah dari awal, dimulai dari penentuan lokasi sumber, perhitungan matriks, dan inversi.

## 3.5. Diagram Alir

Adapun diagram alir pengolahan data pada penelitian ini ditampilkan pada gambar berikut :



**Gambar 3. 1** Diagram Alir Pengolahan Data

*“Halaman ini sengaja dikosongkan”*

## BAB IV

### HASIL DAN PEMBAHASAN

#### 4.1. Data Input untuk Pengolahan Metode Local Earthquake Tomography

Pengolahan data dengan metode *Local Earthquake Tomography* membutuhkan beberapa data masukkan berupa *travel time* dan fasa gelombang P dan gelombang S dari event gempa bumi mikro, lokasi hiposenter inisial (*latitude*, *longitude*, dan kedalaman), lokasi stasiun, dan 1-D model kecepatan. Data masukkan tersebut dibahas lebih lanjut pada subbab berikut :

##### 4.1.1. Travel Time Gelombang P dan Gelombang S

Nilai *travel time* untuk gelombang P dan gelombang S diperoleh dari penelitian sebelumnya dengan menggunakan metode *Geiger Adaptive Damping* (Siregar, 2019). Nilai *travel time* didapatkan dari perhitungan selisih antara *arrival time* dan *origin time*. Pada pengolahan tomografi ini digunakan 118 *event* dengan jumlah gelombang seismik yang akan dianalisis adalah 663 gelombang P dan 653 gelombang S. *Event* yang terpilih merupakan *event* yang memiliki nilai *azimuth gap* kurang dari  $180^\circ$  berdasarkan pada data hasil inversi metode *coupled-velocity hypocenter*.

##### 4.1.2. Fasa Gelombang P dan Gelombang S

Fasa gelombang P dan fasa gelombang S dalam data masukkan (*rays.dat*) diinisialkan menjadi angka 1 untuk fasa gelombang P dan angka 2 untuk fasa gelombang S. Data masukkan yang memuat fasa gelombang P dan S.

##### 4.1.3. Lokasi Hiposenter Inisial

Data lokasi hiposenter inisial yang digunakan adalah hasil inversi dengan metode *Coupled-Velocity Hypocenter* (Halida, 2019). Lokasi hiposenter yang diperlukan dalam data masukkan (*rays.dat*) memuat data koordinat (*latitude* dan *longitude*) dan kedalaman (km).

##### 4.1.4. Lokasi Stasiun

Lokasi stasiun berupa titik *latitude*, *longitude* dan elevasi dalam satuan kilometer yang merekam gempa mikro di lapangan X. Data masukkan yang memuat lokasi stasiun berada dalam file *stat\_ft*.

**Tabel 4. 1** Lokasi Stasiun Perekaman

No. Stasiun	Latitude	Longitude	Elevasi (km)
1	XXX79	YYYYY69	1.904



2	XXX79	YYYYYY46	1.917
3	XXX33	YYYYYY73	1.941
4	XXX90	YYYYYY48	2.061
5	XXX18	YYYYYY90	2.002
6	XXX00	YYYYYY63	1.978
7	XXX60	YYYYYY40	1.956
8	XXX42	YYYYYY99	2.12
9	XXX17	YYYYYY47	1.992

#### 4.1.5. Model Kecepatan 1-D

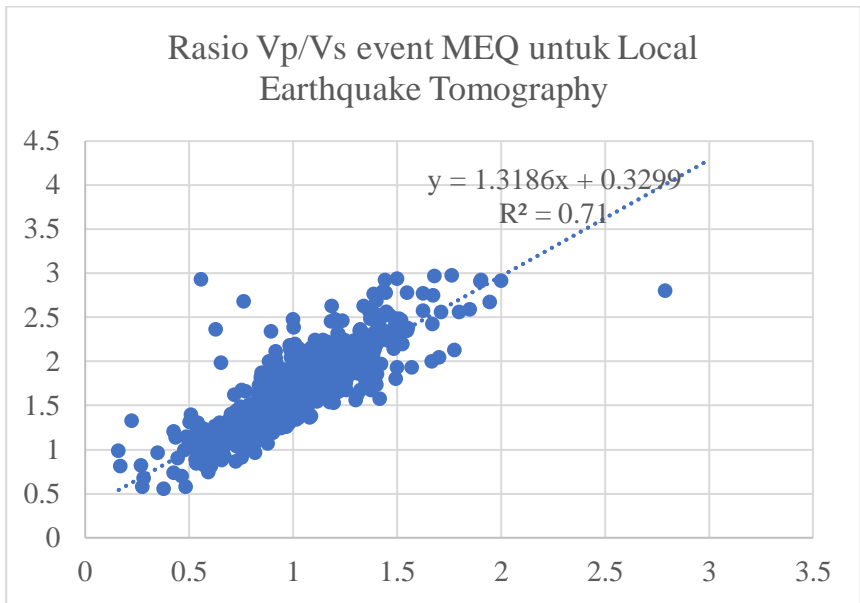
Model kecepatan awal yang digunakan sebagai data masukkan dalam *Local Earthquake Tomography* berdasarkan informasi yang diberikan oleh perusahaan ditunjukkan pada tabel (4.2) di bawah ini :

**Tabel 4. 2** Nilai Kecepatan Awal 1-D Inisial

Kedalaman (km)	Vp (km/s)	Vs (km/s)
-3 (masl)	2.49	1.45
-1 (masl)	2.9	1.69
0 (msl)	4	2.33
1	4.84	2.81
2	5.31	3.09
5	5.68	3.3

#### 4.1.6. Rasio Vp/Vs dengan Diagram Wadatti

Metode *Local Earthquake Tomography (LET)* membutuhkan nilai rasio Vp/Vs yang diasumsikan konstan untuk semua lapisan kedalaman. Nilai rasio Vp/Vs dapat diperoleh dengan menggunakan diagram wadatti yang menyatakan hubungan antara *travel time* gelombang P terhadap *travel time* gelombang S. Nilai rasio Vp/Vs selanjutnya akan digunakan untuk data masukkan dalam file *ref\_start*. Nilai rasio Vp/Vs yang digunakan adalah 1.32.



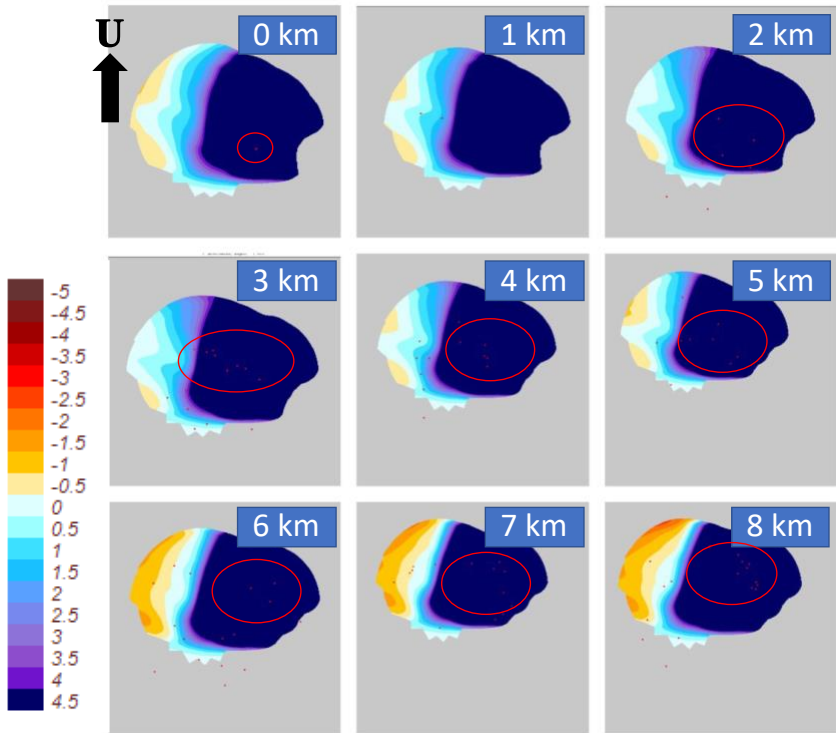
**Gambar 4. 1** Diagram Wadatti untuk Rasio Vp/Vs daerah Penelitian

#### 4.2. Inversi *Local Earthquake Tomography* (LET)

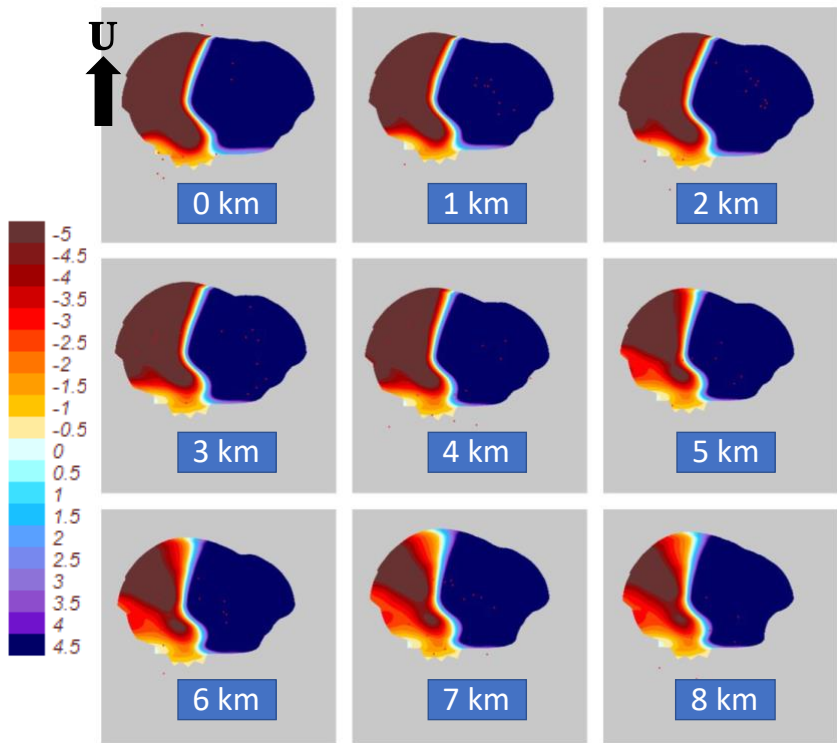
Pemodelan inversi pada data rekaman gempa mikro di lapangan panas bumi “X” dilakukan dengan algoritma *Local Earthquake Tomography* menggunakan LOTOS-12 (Koulakov, 2009) sehingga diperoleh penampang distribusi model kecepatan 3-D (tomogram). Distribusi kecepatan dalam 3 dimensi diperoleh melalui beberapa tahapan, pertama penentuan lokasi dalam model 3 dimensi dengan algoritma *raytracing* dengan meminimalisir *travel time* yang diperoleh, kedua sumber gempa dan lokasi awal yang diperoleh akan direlokasi dengan menggunakan 3-D *raytracing* metode *pseudobending* dan yang ketiga adalah parameterisasi grid serta anomali distribusi kecepatan antara node yang diinterpolasi secara linear sehingga menjadi blok tetrahedral (Koulakov, 2009). Kemudian dilakukan perhitungan turunan matriks dan inversi matriks dengan kode *iterative* pada LSQR (Paige dan Saunders, 1982). Setelah ketiga tahap tersebut dan dilakukan iterasi berulang, maka diperoleh penampang bawah permukaan yang diwakili oleh peta distribusi kecepatan gelombang P ( $V_p$ ), peta distribusi kecepatan gelombang S ( $V_s$ ) dan rasio  $V_p/V_s$  dalam sayatan horizontal dan vertikal (*section*).

### 4.3. Analisa Distribusi Anomali Kecepatan Gelombang P dan Gelombang S dalam 3-D

Citra anomali yang diperoleh berdasarkan travel time gelombang P dan S ditampilkan ke dalam besaran persentase deviasi  $V_p$  dan  $V_s$ . Harga anomali deviasi terletak antara -5% sampai 4.5% terhadap distribusi model kecepatan gelombang P dan gelombang S. Pada penelitian ini diperoleh kedalaman mulai dari 0 km hingga 8 km untuk penampang bidang horizontal. Pemilihan kedalaman ini dilakukan dengan pertimbangan bahwa distribusi hiposenter inisial terakumulasi dalam rentang kedalaman tersebut.



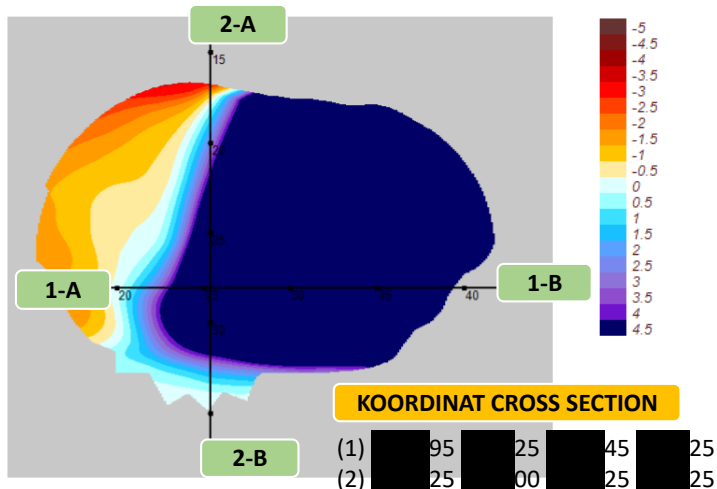
**Gambar 4. 2** Distribusi anomali kecepatan gelombang P pada sayatan tomogram bidang horizontal. Anomali rendah ditunjukkan oleh warna merah dan anomali tinggi ditunjukkan oleh warna biru. Lingkaran merah menunjukkan lokasi akumulasi hiposenter.



**Gambar 4. 3** Distribusi anomali kecepatan gelombang S pada sayatan tomogram bidang horizontal. Anomali rendah ditunjukkan oleh warna merah dan anomali tinggi ditunjukkan oleh warna biru.

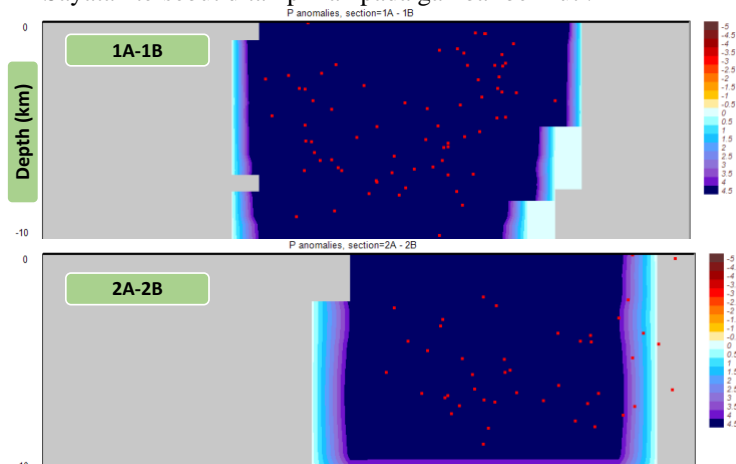
Pada gambar (4.2) dan (4.3) terlihat bahwa resolusi tomogram memperlihatkan adanya kontras anomali rendah dan tinggi relatif terlihat jelas dari kedalaman 0 km hingga 8 km. Distribusi anomali gelombang P menunjukkan semakin ke arah timur, anomali kecepatan gelombang P relatif lebih tinggi daripada anomali kecepatan yang berada di barat. Begitu pula dengan distribusi anomali gelombang S, semakin ke arah timur, anomali kecepatan gelombang S relatif lebih tinggi daripada yang berada di barat. Gambar (4.2) dan gambar (4.3) menunjukkan adanya zona batas yang membatasi antara zona anomali rendah (bagian barat) dan zona anomali tinggi (timur). Terlihat juga pada gambar (4.2) bahwa titik hiposenter terpusat di daerah dengan zona anomali tinggi (ditandai dengan lingkaran merah). Menurut Ishada (1988) dan Suantika (2009), terkumpulnya hiposenter pada suatu daerah menunjukkan adanya aktivitas rekahan (apabila pada zona vulkanik) dan menunjukkan adanya zona

subduksi (pada daerah sedimen) sehingga dapat memicu terjadinya gempa apabila ada pergerakan lempeng. Daerah penelitian sendiri berada di zona vulkanik yangmana dapat diartikan bahwa daerah dengan anomali kecepatan gelombang P dan S tinggi menandakan bahwa daerah tersebut mengalami peningkatan aktivitas rekahan yang menyebabkan terjadinya gempa mikro. Rekahan yang terjadi dapat disebabkan karena faktor produksi dan injeksi fluida. Untuk lebih jelasnya, sayatan vertikal ditampilkan pada gambar (4.4) berikut ini:



**Gambar 4. 4** Sayatan Vertikal untuk Distribusi Anomali Gelombang P

Sayatan tersebut ditampilkan pada gambar berikut :



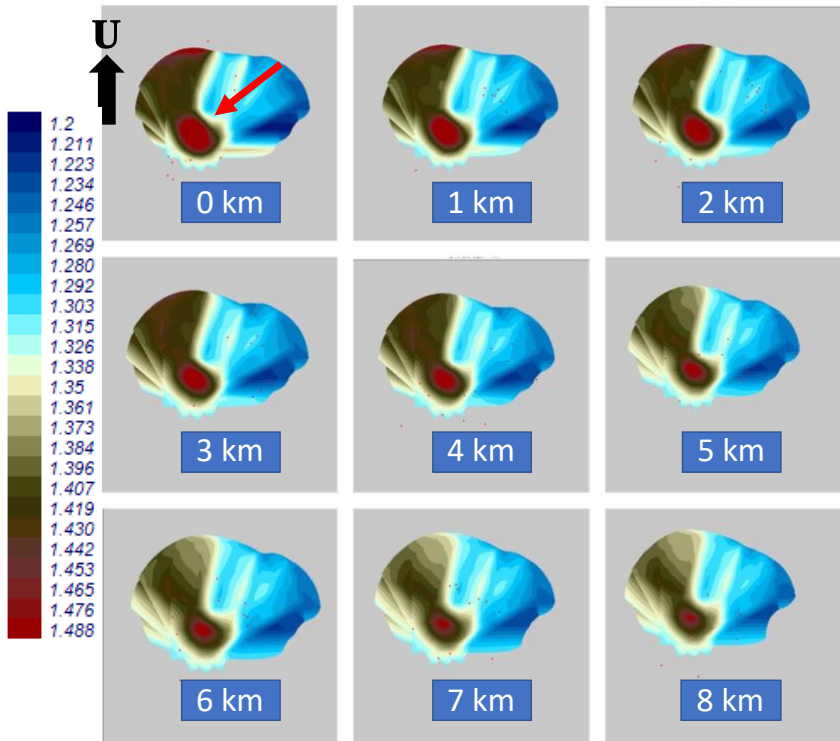
**Gambar 4. 5** Tomogram Sayatan Vertikal pada Anomali Gelombang P

Sayatan vertikal (gambar (4.5)) menunjukkan bahwa titik-titik hiposenter terakumulasi pada daerah dengan anomali kecepatan yang relatif lebih tinggi, sehingga dapat dijadikan justifikasi bahwasanya daerah di zona ini terdapat aktivitas rekahan yang relatif meningkat.

Daerah di bagian barat menunjukkan adanya kontras anomali rendah yang dapat dikatakan juga bahwa daerah tersebut merupakan zona lemah. Menurut Nugraha (2019), zona lemah berkaitan dengan peningkatan fluida dan dapat terjadi akibat transisi saturasi fluida. Hal ini sesuai dengan adanya kontras batas antara daerah anomali rendah dan daerah anomali tinggi yang mana dapat diindikasikan adanya perbedaan saturasi di daerah penelitian ini.

#### 4.4. Analisis Saturasi Fluida dengan 3-D Rasio $V_p/V_s$

Berdasarkan inversi tomografi yang sudah dilakukan dengan LOTOS-12 yang diperoleh dari travel time P dan S yang selanjutnya diturunkan menjadi model tomografi  $V_p/V_s$  gambar (4.6) di bawah ini.



**Gambar 4. 6** Tomogram 3-D Rasio  $V_p/V_s$  penampang horizontal.

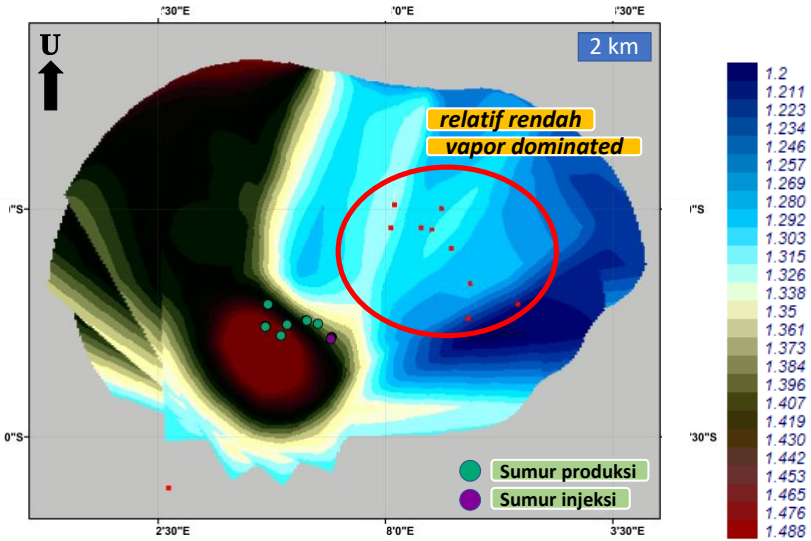
Citra tomogram berdasarkan model rasio  $V_p/V_s$  ditampilkan tanpa satuan, besaran rasio  $V_p/V_s$  tergantung pada estimasi kecepatan gelombang P dan gelombang S. Besaran ini mempunyai harga antara 1.2 sampai 1.488. Warna biru tua mewakili  $V_p/V_s$  rasio minimum dan warna merah tua mewakili rasio  $V_p/V_s$  rasio maksimum, hal ini berlaku pada kedua bidang sayatan baik bidang horizontal maupun bidang vertikal. Pada gambar (4.6) memperlihatkan bahwa semakin ke timur, nilai rasio  $V_p/V_s$  bernilai relatif rendah (1.2-1.336) daripada daerah di bagian barat dengan nilai rasio  $V_p/V_s$  yang relatif lebih tinggi (1.36-1.488). Nilai rasio  $V_p/V_s$  yang relatif rendah mengindikasikan adanya sistem dengan dominasi uap (*vapor dominated*). Hal ini didukung oleh penelitian sebelumnya milik *Gylfi Pall dan Alex Bjornsson* (1991) dengan lokasi penelitian di daerah vulkanik yang menyatakan bahwa nilai rasio  $V_p/V_s$  yang relatif rendah dan berada di bawah angka 1.72 mengindikasikan adanya sistem dengan dominasi uap, sedangkan pada angka 1.72 dan sekitarnya menunjukkan zona transisi antara uap dan air. Selain itu, didukung juga oleh penelitian milik *Palgunadi* (2017), dengan daerah penelitian yang berdekatan dengan daerah penelitian milik penulis yang menunjukkan bahwa daerah dengan dominasi uap berada pada rentang nilai rasio  $V_p/V_s$  1.5-1.68 dan dikatakan dominasi air ketika berada di atas nilai 1.78.

Berdasarkan analisis kecepatan struktur 3-D untuk  $V_p$ ,  $V_s$  dan rasio  $V_p/V_s$  menunjukkan pula adanya indikasi zona penelitian sebagai zona uap. Menurut Nugraha (2019), anomali kecepatan  $V_p$  dan  $V_s$  yang relatif tinggi menunjukkan nilai rasio  $V_p/V_s$  yang relatif rendah sehingga diindikasikan sebagai daerah dominasi uap. Pada sistem panas bumi, keberadaan zona dengan temperatur tinggi pada lapisan bawah permukaan memberikan pengaruh yang bervariasi pada nilai  $V_p$  dan  $V_s$ . Pada keadaan *water-saturated rock*, nilai kecepatan gelombang P akan cenderung lebih tinggi dibandingkan nilai kecepatan gelombang S sehingga nilai rasio  $V_p/V_s$  relatif lebih tinggi. Sedangkan pada keadaan *steam-saturated rock (vapor)*, nilai kecepatan gelombang P akan cenderung lebih rendah dibandingkan nilai kecepatan gelombang S sehingga nilai rasio  $V_p/V_s$  relatif lebih rendah (Wang dkk., 1990 dan Takei, 2002).

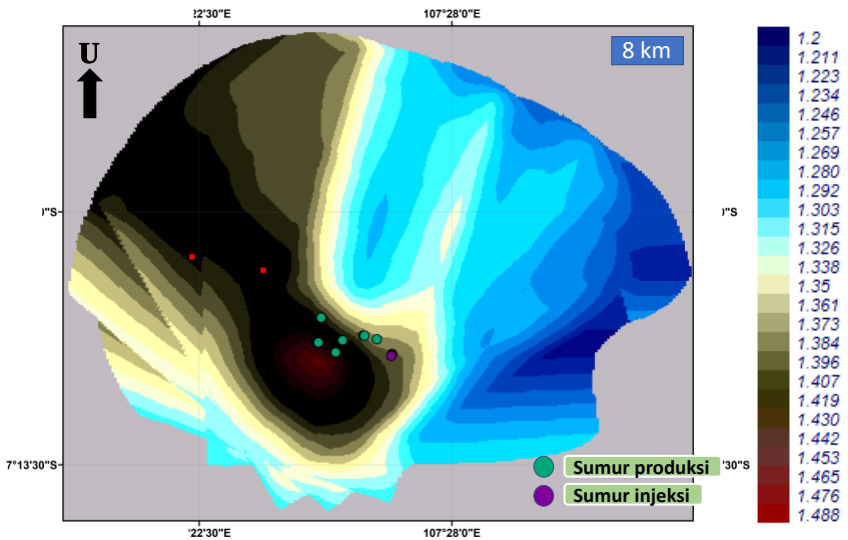
Daerah yang diindikasikan sebagai zona uap menjadi semakin dominan ke arah timur dan ditandai dengan nilai rasio  $V_p/V_s$  yang rendah. Namun, seperti yang ditunjukkan pada gambar (4.6) di kedalaman 0 km, panah merah menunjukkan zona dengan daerah rasio  $V_p/V_s$  relatif tinggi dan ditunjukkan dengan warna coklat hingga merah. Daerah dengan daerah rasio  $V_p/V_s$  relatif tinggi ini terletak di dekat sumur injeksi dan sumur produksi (gambar (4.7) dan gambar (4.8)), sehingga dapat dikatakan bahwa proses produksi dan injeksi mempengaruhi saturasi dari sistem panas bumi yang ada di lapangan "X".

Perubahan fasa dimungkinkan dapat terjadi akibat dari pengaruh produksi dan injeksi (Rexha Verdhora, 2019) akibat dari penipisan pori fluida yang menyebabkan air tergantikan oleh uap ataupun penurunan tekanan pada reservoir yang menyebabkan terjadinya penurunan titik didih sehingga terjadi *boiling*

sehingga fasa uap terbentuk, namun berdasarkan hasil tomografi penelitian ini, pada lapangan panas bumi “X” belum terjadi perubahan fasa uap ke air.



**Gambar 4. 7** Tomogram 3-D Rasio  $V_p/V_s$  pada Kedalaman 2km (Penampang Horizontal)



**Gambar 4. 8** Tomogram 3-D Rasio  $V_p/V_s$  pada Kedalaman 8km (Penampang Horizontal)



*“Halaman ini sengaja dikosongkan”*

## **BAB V**

### **KESIMPULAN DAN SARAN**

#### **5.1. Kesimpulan**

Dari hasil penelitian ini, dapat disimpulkan bahwa;

1. Lokasi hiposenter yang dominan pada daerah penelitian ini berada di sebelah timur dan mengindikasikan adanya aktivitas rekahan yang relatif meningkat di bawah permukaan.
2. Anomali kecepatan gelombang P dan gelombang S relatif meningkat ke arah timur dan nilai rasio  $V_p/V_s$  relatif rendah ke arah timur, hal ini mengindikasikan bahwa daerah penelitian memiliki saturasi fluida berupa dominasi uap (*vapor dominated*).
3. Nilai rasio  $V_p/V_s$  yang relatif rendah dalam rentang 1.2 hingga 1.488 mengindikasikan bahwa lapangan "X" merupakan daerah dominasi uap
4. Berdasarkan hasil tomografi, perubahan saturasi pada lapangan panas bumi "X" belum terjadi secara signifikan. Namun, diketahui bahwa salah satu faktor yang mempengaruhi perubahan saturasi atau fasa di lapangan panas bumi "X" adalah kegiatan produksi dan injeksi.

#### **5.2. Saran**

Berdasarkan penelitian yang telah dilakukan, penulis dapat memberikan beberapa saran diantaranya:

1. Sebaiknya input data awal yang digunakan untuk tomografi seismik (LET) adalah data relokasi hiposenter dengan metode yang lebih presisi dan akurat, misalnya menggunakan metode inversi *Double Difference* dan *Simulated Annealing*.
2. Sebaiknya sebelum melakukan tomografi seismik dilakukan pemodelan sintetik terlebih dahulu.
3. Sebaiknya dilakukan pemodelan ke belakang (*forward modelling*) agar diperoleh hasil interpretasi yang lebih maksimal.

*“Halaman ini sengaja dikosongkan”*



## DAFTAR PUSTAKA

- Evans J R, E.-P. D. (1994). User's manual for SIMULPS12 for imaging Vp and Vp/Vs: a derivative of the “Thurber” tomographic inversion SIMUL3 for local earthquakes and explosions. *U. S. Geological Survey* , pp 94–431 .
- G., F. (1982). Geothermal Exploration and Reservoir Monitoring using Earthquake and the Passive Seismik Method. *Geothermics 11*, 259-268.
- Ge, M. (1988). *Optimization of Transducer Array Geometry for Accoustic Emission/Microseismik Source Location*. Pennsylvania: The Pennsylvania State University.
- Geiger, L. (1912). *Probability Method for The Determination of Earthquake Epicenters from The Arrival Time Only*. Bull: St. Louis University.
- Goff, F. a. (2000). *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press.
- Gunasekera R C, Foulger G R, and Julian B R. 2003. Reservoir depletion at The Geyser geothermal area, California, shown by four-dimensional seismic tomograph *J. Geophys. Res 108 B3*, 2134 doi:10.1029/2001JB000638
- Gylfi Pall Herslr and Axel Bjornsson, (1991). *Geophysical Exploration For Geothemal Resources Principles and application, UNU Geothermal Training Programme Reykjavik, Iceland*
- Hurukawa, N. P. (2008). Relocation of Large Intermediate-Depth Earthquakes in The Vrancea Region, Romania, Since 1934 and a Seismik Gap. *Earth, PlaneTs and Space*, 565-572.
- K., Nishi. (2005). *Hypocenter Calculation Software GAD (Geiger's Method with Adaptive Damping) GAD Manual Guide*.
- Kayal, J. (Microearthquake Seismology and Seismotectonics of South Asia). 2008. India: Springer.
- Koulakov I., (2009). *LOTOS code for local earthquake tomographic inversion. Benchmarks for testing tomographic algorithms, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 99, No. 1, pp. 194-214*
- Koulakov, I. (2006). P- and S-Velocitu Images of the Lithosphere-Astenosphere System in the Central Andes from Local-Source Tomographic Inversion. *Geophysics Journ. Int*, 167:106-126.
- Koulakov, I. (2007). P and S Velocity Structure of the Crust and the Upper Mantle Beneath Central Java from Local Tomography Inversion. *J. Geophys. Res*, 112.
- Lee, W. H. (1981). *Principles and Applications of Microearthquake Networks*. California: U. S. Geological Survey.
- Lees, H. W. (1999). Three-Dimensional P and S Wave Velocity Structures of the Coso Geothermal Area, California, from Microseismik Travel Time Data. *Journal of Geophysical Research, Vol. 104, No. B6*, 13,217-13,233.

- Madrinovella, I. d. (2014). Studi Pemetaan dan Relokasi Hiposenter Gempa Mikro sekitar Cekungan Bandung. *J. Geofisika Vol. 13*, No. 2.
- Mahartha, D. S. (2019). 3S Vp, Vs and Vp/Vs Microseismik Tomography Imaging on "MA" Geothermal Field: Fluid Saturation Concition Analysis. *7th Asian Physics Symposium*.
- Muchlis, V. A. (2015). Reservoir Characterization Based on Hypocenter Location Analysis and 3-D Seismik Velocities. *Proceedings World Geothermal Congress 2015*.
- Munazyi. (2013). *Identifikasi Struktur (Zona Permeabel) Sistem Panas Bumi Wayang Windu dengan Menggunakan Metode Microearthquake*. Jakarta: Skripsi, Universitas Indonesia.
- Onacha, S. D. (2005). *Resistivity and Microearthquake Imaging of Krafla Geothermal Field, NE Iceland*. Iceland: Duke University.
- Palgunadi K H, N. A. (2017). *Steam and brine zone prediction around geothermal reservoir derived from delay time seismik tomography and anisotropy case study: "PR" geothermal field*. *Southeast Asian Conference on Geophysics. IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science*.
- Um, J. d. (1987). A Fast Algorithm for Two Point Seismik Ray Tracing. *Bulletin of the Seismological Society of America Vol. 77*, 972-986

*“Halaman ini sengaja dikosongkan”*

## BIOGRAFI PENULIS

Rizki Putri Amaliastuti lahir di Surabaya pada tanggal 1 Juni 1998, sebagai anak kedua dari dua bersaudara dari pasangan Bapak Eko Suwito dan Ibu Sri Astutik. Penulis menempuh Pendidikan formal dimulai pada tahun 2004-2010 di SD Putra Wijaya I, SMP Negeri 16 Surabaya pada tahun 2010-2013, SMA Negeri 6 Surabaya pada tahun 2013-2016, dan pendidikan sarjana di Departemen Teknik Geofisika, Institut Teknologi Sepuluh Nopember. Selama menjadi mahasiswa, penulis aktif dalam berbagai kegiatan dan organisasi kampus. Pada tahun 2016, penulis menjadi staff kewirausahaan di Himpunan Mahasiswa Geofisika Indonesia Wilayah IV. Pada tahun 2017 penulis menjadi staff Departemen Hubungan Luar di Himpunan Mahasiswa Teknik Geofisika ITS. Dalam hal akademik, penulis pernah menjadi asisten mata kuliah Fisika Batuan dan tergabung dalam Laboratorium Petrofisika Teknik Geofisika ITS. Penulis memiliki beberapa kesempatan untuk belajar di luar kampus seperti Kerja Praktik di Medco E&P Natuna Ltd untuk mengolah data sumur dalam kasus lapangan Migas. Penulis sangat berkesan apabila ada saran, kritik, maupun ajakan diskusi terkait dengan Tugas Akhir. Berikut kontak email penulis [rizkiputriamali@gmail.com](mailto:rizkiputriamali@gmail.com) jika ada pertanyaan maupun diskusi yang ingin disampaikan.