

*Skripsi Geofisika*

**TOMOGRAFI SEISMİK 3D PADA  
LAPANGAN PANAS BUMI “X”**

*Oleh:*

**AKINO ISKANDAR  
H221 07 035**



**PROGRAM STUDI GEOFISIKA JURUSAN FISIKA  
FAKULTAS MATEMATIKA DAN ILMU PENGETAHUAN ALAM  
UNIVERSITAS HASANUDDIN  
MAKASSAR  
2013**



**TOMOGRAFI SEISMIK 3D PADA  
LAPANGAN PANAS BUMI “X”**

O l e h:

**AKINO ISKANDAR  
H221 07 035**

*Diajukan*

*Untuk Melengkapi Tugas dan Memenuhi Salah Satu Syarat*

*Untuk Memperoleh Gelar Sarjana Sains*

*Pada Program Studi Geofisika Jurusan Fisika Universitas Hasanuddin*

**PROGRAM STUDI GEOFISIKA JURUSAN FISIKA  
FAKULTAS MATEMATIKA DAN ILMU PENGETAHUAN ALAM  
UNIVERSITAS HASANUDDIN**

**MAKASSAR**

**2013**

**Lembar Pengesahan**

**TOMOGRAFI SEISMIK 3D PADA  
LAPANGAN PANAS BUMI “X”**

Oleh:

**AKINO ISKANDAR**

**H221 07 035**

Disetujui Oleh:

**Pembimbing Utama**

**Drs. Lantu, M.Eng., DESS.**  
**NIP. 195407171979011003**

**Pembimbing Pertama**

**Sabrianto Aswad, S.Si, MT**  
**NIP. 197805242005011002**

**Makassar, Agustus 2013**

*“... Apakah sama orang-orang yang mengetahui dengan orang-orang yang tidak mengetahui ?...”*

*(QS. Az-Zumar : 9)*

*Dipersembahkan kepada  
Ibunda Hj. Muliati dan Ayahanda Iskandar*

## KATA PENGANTAR

Syukur alhamdulillah Penulis panjatkan ke hadirat Allah *Azza wa Jalla, Rabb* yang tiada penolong dan pelindung selainNya, yang mahakuasa atas segala sesuatu, serta sumber petunjuk atas semua keterbatasan dan kelemahan seorang manusia, yang alhamdulillah akhirnya Penulis dapat menyelesaikan Tugas Akhirnya yang berjudul "*Tomografi Seismik 3D Pada Lapangan Panas Bumi "X"*" sebagai syarat untuk Untuk Memperoleh Gelar Sarjana Pada Program Studi Geofisika Jurusan Fisika Universitas Hasanuddin. Shalawat dan salam senantiasa penulis kirimkan kepada baginda Rasulullah Muhammad Shallahu Alaihi Wa Sallam, keluarga, para sahabat, dan para pengikutnya yang senantiasa mengikuti sunnahnya hingga akhir zaman. Sebagai manusia yang disifati sebagai makhluk yang "lemah dan memiliki keterbatasan", penulis menyadari bahwa segala tantangan dan ujian dalam perjalanan penyelesaian skripsi ini, tidak terlepas dari "SEBAB" berupa bantuan dari beberapa pihak dan pribadi yang semoga Allah membalas kebaikan mereka semua. Untuk itu penulis mengawali dengan persembahan skripsi ini kepada *Ibunda Hj. Muliati dan Ayahanda Iskandar* serta empat orang kakak dan adik tiga orang adik saya atas dukungan dan motivasi yang diberikan selama ini.

Tidak lupa pula penulis sampaikan "*Syukran, jadzakumullahu khairan*" (Terima kasih, Semoga Allah membalas kebaikannya)", dan penghargaan yang setinggi-tingginya kepada:

1. Bapak **Drs. Lantu, M.Eng., DESS.**, sebagai pembimbing utama dan atas arahan serta bimbingannya, yang juga bisa kami katakan sebagai orang tua kami selama dalam penyelesaian tugas akhir ini atas arahan dan nasehat yang diberikan.
2. Bapak **Sabrianto Aswad, S.Si, MT** sebagai pembimbing pertama, yang telah menyarankan mengambil tema ini, memberikan arahan dan ilmu melalui diskusi-diskusi dan konsultasi yang terkadang tidak mengenal waktu yang berkaitan dengan tema penelitian.
3. Bapak **Dr. Andri Dian Nugraha, M.Si.**, sebagai pembimbing kedua atas arahan dan bimbingannya selama penelitian tugas akhir di kampus ITB Bandung, yang meskipun dari banyaknya mahasiswa S1 dan S2 yang dibimbingnya serta kesibukan lainnya, beliau alhamdulillah masih dapat meluangkan waktunya untuk memberi arahan dan bimbingan kepada kami.
4. Bapak **Syamsuddin, S.Si, MT** dan Ibu **Nur Hasanah, S.Si, M.Si** atas arahan terkait pelaksanaan seminar 1, 2, dan ujian sidang.
5. Bapak **Prof. Dr. H. Halmar Halide, M.Sc** sebagai Ketua Jurusan Fisika, serta seluruh staf dosen pengajar dan pegawai Jurusan Fisika FMIPA UNHAS yang telah memberikan bimbingan dan arahan selama penulis menjalani studi hingga menyelesaikan tugas akhir ini.
6. Bapak **Dr. Muhammad Alimuddin Hamzah, M.Eng** selaku ketua program studi Geofisika jurusan Fisika FMIPA UNHAS
7. Bapak **Dr. Eng. Amiruddin** selaku Penasehat Akademik atas arahan nasehat selama penulis menempuh studi.
8. Bapak dan Ibu staf pegawai akademik FMIPA Unhas.,
9. Terima kasih penulis sampaikan kepada keluarga besar PT. **Pertamina Geothermal Energy Jakarta**, staf ahli, tenaga administrasi dan teknisi yang telah memberikan kesempatan kepada penulis untuk melakukan Kerja Praktek serta pengambilan data penelitian Tugas Akhir ini. Terima kasih juga disampaikan kepada Bapak **Muh. Yustin Kamah** selaku Vice President yang telah memberikan izin akses data.

10. Ucapan terima kasih juga kami sampaikan kepada **teman-teman, kanda-kanda serta adik-adik Mahasiswa Gofisika/Fisika**, terkhusus kepada **teman-teman Geofisika 2007** yang telah bersama-sama berjuang bersama dalam masa studi penulis.
11. Kepada teman-teman **mahasiswa geofisika ITB** yang tidak bisa kami sebutkan satu persatu yang telah memberikan sharing ilmunya dalam penyelesaian tugas akhir penulis
12. Kepada **ust.Wawan** yang juga sebagai ketua DPD WI Bandung, **ust. Ukhsin, ust.Tena** dan lainnya atas nasehat, motivasi dan kebaikannya selama di Padasuka Bandung serta **adik-adik SMK** WI Bandung yang saya cintai karena Allah,
13. Spesial kepada seluruh **ikhwa pengurus dan alumni UKM LDK MPM Unhas** yang saya cintai karena Allah. Begitu banyak pelajaran berharga yang penulis dapatkan selama interaksi dalam kafilah ini , untuk belajar menjadi penolong agama Allah, yang semoga dengan itu kita semua senantiasa di tolong oleh Allah dan diteguhkan pendirian untuk istiqomah di jalan Allah yang lurus ini.
14. Spesial juga kepada seluruh **ikhwa pengurus dan alumni Mushalla Istiqomah FMIPA UH** yang saya cintai karena Allah. Semoga kita semua dapat ISTIQOMAH seperti nama mushalla ini.
15. Dan seluruh pihak yang telah banyak membantu penulis baik ketika dalam melakukan tugas akhir maupun penyusunan laporan tugas akhir yang tidak dapat penulis sebutkan satu persatu. Terima kasih untuk semuanya.

Penulis juga menyadari bahwa tugas akhir ini masih jauh dari sempurna, hal ini dikarenakan masih terbatasnya pengetahuan dan wawasan penulis. Dan sebagaimana layaknya manusia yang tidak mungkin luput dari kesalahan, oleh karena itu penulis mengharapkan saran dan kritik terhadap isi tulisan ini nantinya. Semoga tugas akhir ini dapat bermanfaat bagi siapa saja yang membacanya.



*La Hawla Wala Quwwata Illa Billah, Wassalamu Alaikum Warahmatullahi  
Wabarakatuh.*

Makassar, Agustus 2013

**Penulis**

## SARI BACAAN

Perubahan permeabilitas struktur reservoir geotermal dapat disebabkan oleh adanya perubahan tekanan, temperatur dan fasa fluida panas bumi akibat pergerakan struktur dan perubahan fase air panas menjadi uap dari fluida injeksi pada masa produksi. Hal ini merupakan salah satu penyebab terjadinya gempa mikro dalam reservoir. Observasi seismisitas gempa mikro berupa parameter fisis seperti kecepatan seismik medium bawah permukaan dapat digunakan untuk mendeteksi permeabilitas struktur reservoir. Analisis kecepatan seismik dilakukan dengan menggunakan pemodelan tomografi seismik (*tomografi delay time*).

Pemodelan tomografi diawali dengan proses *forward modelling* berupa penjejakan lintasan sinar (*ray tracing*) dari *source* ke *receiver* dalam ruang 3D untuk menghitung waktu tempuh rambat gelombang minimum dari gelombang P dan S dengan menggunakan model awal kecepatan 1D. Waktu tempuh kalkulasi ini selanjutnya menjadi input dalam memodelkan kecepatan dengan metode *iterative damped least square* dalam proses *inverse modeling* yang akan meminimalkan kuadrat dari selisih waktu tempuh (*delay time*) antara waktu tempuh kalkulasi dengan waktu observasi. Dengan kata lain, waktu kalkulasi akan mencoba mendekati waktu observasi (representasi dari kondisi bawah permukaan) hingga didapatkan nilai *delay time* yang cukup minimal dalam proses yang dilakukan secara iteratif. Penelitian yang dilakukan pada lapangan geotermal "X" menunjukkan adanya anomali kecepatan baik untuk gelombang P dan S pada kedalaman antara +0.5 hingga -1.5 km terhadap MSL dengan nilai rata-rata 10%-15% relatif lebih rendah dari sekitarnya. Data rasio  $V_p/V_s$  memberikan nilai yang relatif rendah pada rata-rata 1.7– 1.9 km/sec. Hasil penelitian ini menunjukkan bahwa lapisan anomali pada lapangan geotermal "X" bersifat *gas-saturated*.

**Kata Kunci :** gempa mikro, model kecepatan 1-D, tomografi, pseudo-bending, geotermal.

## ABSTRACT

*Changes in the permeability of a structure in a geothermal field can be caused by the stimulation of the geothermal reservoir, pore pressure, and temperature changes due to the interaction between the circulating reservoir's fluids with hot rock. Observation of microseismic activity of an area of geothermal can be used to detect the permeability of the structure. The analysis is done by modeling the micro seismic tomography using 1-D velocity model. After knowing the focal position of the earthquake and the surface station data, then performing the ray-tracing pseudo-bending method to obtain a matrix equation the path of the waves. Then the inversion is done iteratively using damped least squares for 1-D velocity model to obtain velocity anomalies and a geothermal reservoir conditions in the subsurface. The results obtained from tomographic inversion are the subsurface velocity data and anomalies for P waves ( $V_p$ ) and S wave ( $V_s$ ). Research carried out on the geothermal field "NH" shows the velocity anomalies for P and S waves are found at depths between 1 km to 3 km with an average value of 10% -20% lower than the relative vicinity. Data of  $V_p/V_s$  ratio give a relatively high value on average 1.7 - 2.0. The results of this study indicate that the anomaly in the geothermal field "NH" is water-saturated rock.*

**Keyword** : microseismic, 1-D velocity model, tomography, pseudo-bending, geothermal.

***” Jika kamu berbuat baik (berarti) kamu telah berbuat baik untuk dirimu sendiri ...”***

***(Al- Isra : 7)***

***”...Dan kebaikan apa saja yang kamu kerjakan, maka sesungguhnya Allah Maha Mengetahui.”***

***(Al- Baqarah : 215)***

## DAFTAR ISI

<b>HALAMAN JUDUL</b>	
<b>DAFTAR ISI .....</b>	<b>i</b>
<b>BAB I PENDAHULUAN.....</b>	<b>1</b>
I.1 Latar Belakang .....	1
I.2 Rumusan Masalah.....	2
I.3 Tujuan Penelitian .....	3
I.4 Ruang Lingkup .....	4
<b>BAB II TEORI DASAR.....</b>	<b>5</b>
II.1 Sistem Panas Bumi (Geotermal) .....	5
II.1.1 Reservoir dan Sistem Geotermal.....	5
II.1.2 Tinjauan Geologi Lapangan Panas Bumi “X”	6
II.1.2.1 Struktur Geologi .....	6
II.1.2.2 Stratigrafi Lapangan .....	6
II.1.3 Karakteristik Reservoir Lapangan Panas Bumi “X” .....	7
II.1.4 Gelombang Seismik .....	7
II.1.4.1 Ciri-ciri dari Berbagai Gempa .....	8
II.1.5 Efek Temperatur, Tekanan dan Poros terhadap Kecepatan Gelombang Seismik.....	11
II.2 Eksplorasi Geofisika untuk Geotermal .....	13
II.2.1 Seismik Tomografi .....	13
II.2.2 Pemodelan Kedepan .....	14
II.2.3 Pemodelan ke Belakang ( <i>inverse modelling</i> ) .....	20
II.2.4 Tes Resolusi .....	23
<b>BAB III METODOLOGI PENELITIAN .....</b>	<b>25</b>
III.1 Lokasi Penelitian .....	25
III.2 Data .....	25
III.3 Tahapan Penelitian .....	25
III.3.1 Persiapan Data .....	25

III.3.2 Parameterisasi Model .....	26
III.3.3 Pemodelan kedepan ( <i>forward modelling</i> ) .....	26
III.3.4 Pemodelan ke Belakang ( <i>Inverse modelling</i> ) .....	26
III.3.5 Tes Resolusi .....	27
III.4 Alur Penelitian .....	29
<b>BAB IV HASIL DAN PEMBAHASAN .....</b>	<b>30</b>
IV.1 Distribusi <i>Event</i> Gempa Untuk Gelombang P Dan S .....	30
IV.2 Pemodelan kedepan ( <i>forward modelling</i> ) .....	32
IV.2.1 <i>Ray Tracing</i> Gelombang P .....	32
IV.2.2 <i>Ray Tracing</i> Gelombang S .....	33
IV.3 Tes Resolusi Inversi Tomografi .....	34
IV.3.1 Tes Resolusi Inversi Tomografi Gelombang P .....	34
IV.3.2 Tes Resolusi Inversi Tomografi Gelombang S .....	40
IV.3 Hasil Inversi Tomografi Data Lapangan .....	45
IV.3 Hasil Inversi Tomografi Data Lapangan Pada Gelombang P ( $V_p$ ) ....	45
IV.3.2 Hasil Inversi Tomografi Data Lapangan Gelombang S ( $V_s$ ) .....	52
IV.4 Analisis Struktur Kecepatan $V_p$ , $V_s$ , dan rasio $V_p/V_s$ .....	57
<b>BAB V PENUTUP .....</b>	<b>63</b>
V.1 Kesimpulan .....	63
V.2 Saran .....	64
<b>DAFTAR PUSTAKA</b>	
<b>LAMPIRAN</b>	







# **BAB I**

## **PENDAHULUAN**

### **I.1. Latar Belakang**

Energi panas bumi di Indonesia memiliki cadangan yang sangat besar, yakni mencapai 40% cadangan panas bumi dunia berada di Indonesia. Namun potensi ini belum teroptimalkan, sehingga perlu dilakukan eksplorasi potensi tersebut agar dapat dimanfaatkan dengan baik. Energi panas bumi sendiri merupakan energi panas yang terbentuk di bawah permukaan bumi secara alami, dimana energi panas alami yang berasal dari bumi terjebak cukup dekat dengan permukaan dan dapat dengan mudah dieksploitasi untuk dimanfaatkan secara ekonomis (Faul A, 2012).

Dalam pemanfaatannya, ekstraksi fluida (uap panas) yang terus-menerus dari reservoir panas bumi menyebabkan terjadinya pengurangan massa. Pengurangan massa ini dapat dikompensasi dengan pengisian kembali (*recharge*) baik secara alami maupun secara buatan melalui proses reinjeksi. *Recharge* buatan ini dilakukan dengan cara menginjeksikan air sisa ekstraksi uap melalui sumur-sumur reinjeksi. Pada masa produksi terjadi perubahan tekanan, temperature dan fasa fluida panas bumi oleh adanya pergerakan struktur dan perubahan fase air panas menjadi uap dari fluida injeksi. Hal ini merupakan salah satu penyebab terjadinya gempa bumi mikro dalam reservoir.

Observasi aktifitas seismik gempa mikro yang umumnya bersumber dari proses injeksi sumur pada lapangan panas bumi, dapat menjadi dasar untuk mencitrakan perubahan permeabilitas struktur yang terjadi. (Hikmah N, 2013).

Kecepatan seismik adalah salah satu parameter fisis yang sangat baik untuk menggambarkan karakteristik medium bawah permukaan (Suantika, 2008). Pemodelan tomografi seismik, dapat digunakan untuk membuat penampang distribusi kecepatan yang menjadi panduan untuk korelasi stratigrafi dan gambaran penyebaran litologi. Oleh karena itu analisa kecepatan yang akurat sangat dibutuhkan untuk mendapatkan korelasi stratigrafi dan gambaran penyebaran litologi (Monalia, 2011).

Pemodelan tomografi diawali dengan proses *forward modelling* berupa penjejukan sinar (*ray tracing*) dari *source* ke *receiver* dalam ruang 3D untuk menghitung waktu tempuh rambat gelombang minimum dari gelombang P dan S. Setelah melakukan inisialisasi kecepatan (model awal 1D), waktu tempuh yang didapatkan dari proses *forward modelling* pada model awal kecepatan ini, dibandingkan dengan data waktu tempuh pengamatan dalam proses inversi (*inverse modelling*), dan selisihnya akan didistribusikan sepanjang volume grid sehingga didapatkan model kecepatan yang baru. Model kecepatan hasil inversi ini kemudian akan di-*forward modelling* kembali dan selisih waktu kembali didistribusikan pada proses inversi, dan seterusnya hingga diperoleh normal error yang cukup minimal atau konvergen.

Informasi dari hasil inversi, berupa distribusi anomali kecepatan rendah dari kecepatan bawah permukaan gelombang P ( $V_p$ ) dan gelombang S ( $V_s$ ), serta rasio kecepatan dari  $V_p/V_s$  menjadi faktor penting untuk menentukan keberadaan pori-pori batuan yang berisi air atau distribusi fluida dalam sistem geotermal (Zandomeneghi D, 2007). Selain itu untuk memperoleh hasil yang lebih valid tentang kondisi area geotermal, diperlukan interpretasi yang komprehensif melalui informasi pendukung berupa data geologi area geotermal dan data *inflow* fluida.

## **I.2 Rumusan Masalah**

Hasil pengolahan data seismik berupa data *zero offset* biasanya memiliki posisi titik-titik refleksi yang terletak tidak tepat pada bidang sebenarnya. Hal ini disebabkan oleh pantulan miring atau difraksi yang melenturkan gelombang ke segala arah, sehingga penampang seismik yang dihasilkan tidak mencerminkan struktur bawah permukaan secara akurat. Oleh karena itu diperlukan proses migrasi untuk mengembalikan titik-titik refleksi pada posisi sebenarnya. Dalam proses migrasi pun dibutuhkan analisis kecepatan. Hal ini sangatlah penting, karena dengan analisis kecepatan akan diperoleh nilai kecepatan yang akurat yang sesuai dengan kecepatan medium untuk menentukan kedalaman, ketebalan, kemiringan dari pemantul (reflector).

Pemodelan tomografi seismik, dapat digunakan untuk membuat penampang distribusi kecepatan yang menjadi panduan untuk korelasi stratigrafi dan gambaran penyebaran litologi. Oleh karena itu analisa kecepatan yang akurat

sangat dibutuhkan untuk mendapatkan korelasi stratigrafi dan gambaran penyebaran litologi.

### **I.3 Tujuan Penelitian**

1. Mencitrakan stuktur kecepatan gelombang seismik ( $V_p, V_s$ , dan rasio  $V_p/V_s$ ) pada lapangan panas bumi "X".
2. Mengetahui kondisi dan karakteristik reservoir panas bumi "X" melalui interpretasi struktur kecepatan gelombang seismik.

### **I.4 Ruang Lingkup**

Pada penelitian tomografi seismik ini atau juga biasa disebut tomografi *delay time*, penulis menyelesaikan penelusuran jejak sinar (*ray tracing*) dalam proses *forward modeling* dengan salah satu metode dalam *ray tracing*, yaitu metode *pseudo bending* untuk mencari waktu tempuh penjalaran gelombang dari *source* ke *receiver* yang menggunakan prinsip fermat dimana gelombang merambat melewati suatu medium dengan waktu tempuh tercepat. Waktu tempuh kalkulasi ini selanjutnya menjadi input dalam memodelkan kecepatan dengan metode *iterative damped least square* dalam proses *inverse modeling* yang akan meminimalkan kuadrat dari selisih waktu tempuh (*delay time*) antara waktu tempuh kalkulasi dengan waktu observasi. Dengan kata lain, waktu kalkulasi akan mencoba mendekati waktu observasi (representasi dari kondisi bawah permukaan) hingga didapatkan nilai *delay time* yang cukup minimal dalam proses yang dilakukan secara iteratif.

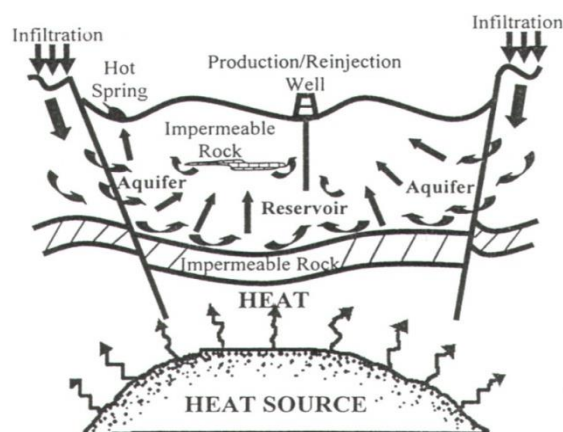
## BAB II

### TEORI DASAR

#### II.1 Sistem Panas Bumi (Geotermal)

##### II.1.1 Reservoir dan Sistem Geotermal

Energi panas bumi berasal dari panas di bagian bumi yang dalam. Karena pada bagian bumi yang dalam tersebut sangat panas oleh pembusukan terus menerus dari isotop radioaktif yang berumur panjang, panas dari daerah yang dalam kemudian mengalir keluar ke permukaan. Aliran panas terus keluar dan akan hilang secara permanen dari permukaan oleh radiasi menuju ruang angkasa. Namun karena sifat yang dimilikinya dengan proses geologi, panas bumi ini terkonsentrasi di wilayah diskrit sekitarnya oleh kedap batuan yaitu *cap rock* bawah permukaan dan disebut "reservoir geotermal" (Baris Budak, 2004).



Gambar 2.1 Skema Sistem Geotermal (Baris Budak, 2004)

## **II.1.2 Tinjauan Geologi Lapangan Panas Bumi “X”**

### **II.1.2.1 Struktur Geologi**

Ada tiga kelompok utama struktur geologi yang berpengaruh di Lapangan Panas Bumi “X”. Pertama, dinding kaldera di bagian barat disebut sebagai struktur sesar yang paling produktif di daerah “X”. Kedua, sepasang struktur graben (terletak di bagian timur dan baratdaya), masing-masing dipisahkan oleh struktur horst. Sedangkan yang ketiga adalah dua sistem sesar geser berarah Timur laut-Barat daya. Sesar geser pertama (paling utara) menutup salah satu sumbu sumber panas di lapangan panas bumi ini. Sedangkan sesar geser yang terdapat di bagian selatan menggambarkan arah gerakan kekiri (*left lateral fault*) dan merupakan zona permeabilitas buruk (*poor permeability zone*).

### **II.1.2.2 Stratigrafi Lapangan**

Pada daerah “X” terdapat batuan vulkanik yang berasal dari berbagai sumber erupsi, dipengaruhi oleh struktur geologi (tektonik) dan ubahan hidrotermal yang kuat, sehingga sulit sekali mengenali asal batuan. Oleh sebab itu stratigrafi lapangan panas bumi di daerah “X” disusun berdasarkan lapisan demi lapisan dari jenis batuan yang diperoleh selama operasi pemboran, sedangkan penamaannya dilengkapi dengan intensitas ubahan.

### **II.1.3 Karakteristik Reservoir Lapangan Panas Bumi “X”**

Lapangan panas bumi “X” telah terbukti sebagai salah satu sistem dominasi uap. Lapangan “X” dicirikan mempunyai temperatur reservoir antara 230°C sampai

246°C. Lapangan “X” mempunyai sumur-sumur yang menghasilkan uap kering dan diperkirakan 35% dari batuan reservoirnya berisi air (saturasi air = 35%), sedangkan rongga-rongga lainnya berisi uap. Dalam *vapour dominated system*, dominasi uap tekanan dan temperatur umumnya relatif tetap terhadap kedalaman. Reservoir pada area geothermal ini terletak pada kedalaman sekitar 544 m sampai 1700 m. Batuan reservoir terdiri dari interbedded pyroclastic dan lava yang komposisinya berupa andesit dengan beberapa basaltic andesite dan lacustrine tuffs.

#### **II.1.4 Gelombang Seismik**

Gelombang gempa disebut juga gelombang seismik terjadi karena beberapa proses atau aktifitas geologi yang terjadi pada atau sekitar sumber panas bumi. Getaran gelombang seismik yang relatif kecil hanya dapat dideteksi dengan alat seismograf di suatu tempat di permukaan bumi yang dipasang dalam jaringan gempa mikro yang telah ditentukan. Dua jenis gelombang utama adalah gelombang body dan gelombang permukaan. Gelombang body menjalar melewati lapisan dalam bumi, tapi gelombang permukaan hanya dapat bergerak di permukaan bumi. Gempa menyalurkan energi seismik sebagai gelombang body dan gelombang permukaan. Namun pada gempa mikro yang digunakan hanya gelombang body saja. Jenis pertama gelombang body adalah gelombang P atau gelombang primer atau gelombang longitudinal atau gelombang kompresi. Dengan kecepatan antara 1,5 dan 8 km perdetik dalam kerak bumi. Gelombang P bergerak melewati batuan padat dan fluida. Gelombang P adalah gelombang

seismik tercepat dan akan terbaca pertama pada seismograf. Kecepatan gelombang P, yaitu:

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

dengan  $V_p$  adalah kecepatan gelombang P,  $\lambda$  adalah konstanta Lamé,  $\mu$  adalah modulus geser, dan  $\rho$  adalah densitas.

Jenis kedua gelombang body adalah gelombang S atau gelombang sekunder atau gelombang transversal, yaitu gelombang kedua pada gempa, juga dikenal sebagai gelombang geser, menjalar lebih lambat, biasanya pada 60% sampai 70% dari kecepatan gelombang P dan hanya dapat melintasi batuan padat. Gelombang S menjalar lebih lambat daripada gelombang P, sehingga akan terekam seismograf setelah gelombang P. Kecepatan gelombang S, yaitu :

$$V = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$$

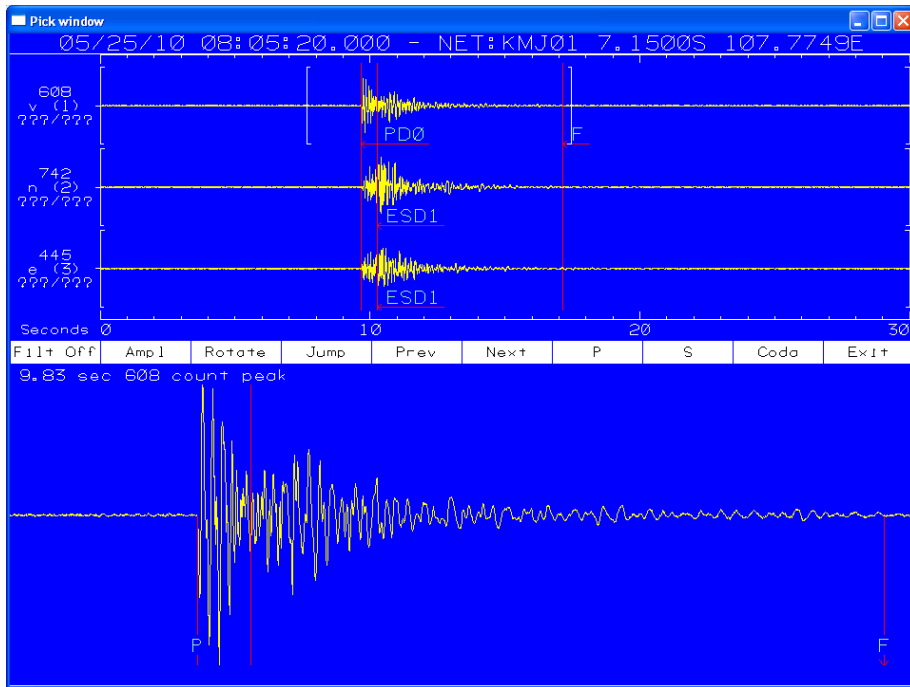
#### (2.2) II.1.4.1 Ciri-ciri dari Berbagai Gempa

- **Gempa lokal (mikro)** (Gambar II.2):

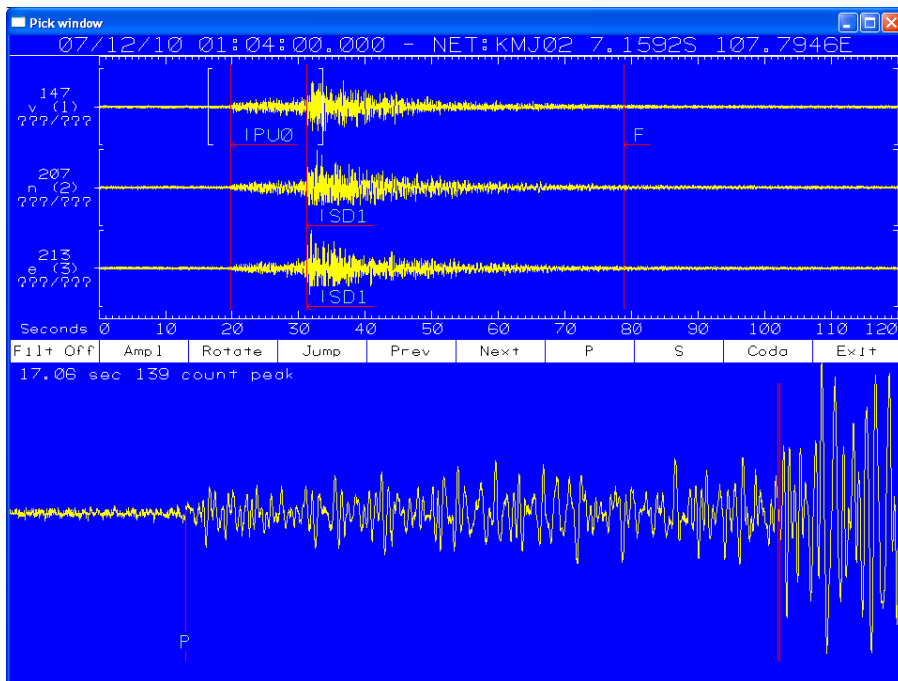
- Tipe/bentuk getaran gempa pendek meruncing
- Getaran tiba-tiba dan tidak begitu lama (tidak panjang)
- Frekuensi kejadian tinggi.
- Amplitudo gelombang bergantung pada jarak fokus terhadap stasiun dan menurun dalam jangka waktu yang cepat.
- Magnitudo kecil ( $\leq 3$  skala Richter)
- Kedalaman fokus gempa hiposentrum dangkal ( $\leq 3$  km).



- Perbedaan waktu datangnya gelombang Sekunder dan gelombang Primer sedikit ( $T_s - T_p$ )
  - Durasi pendek (sekitar  $\leq 15$  sekon).
- **Gempa regional/gempa jauh** (Gambar II.3):
- Tipe/bentuk getaran gempa memanjang maksimum
  - Karena jaraknya jauh, getaran gelombang akan sampai di stasiun dalam waktu relatif lambat (lama) dan juga durasinya lebih lama (panjang).
  - Amplitudo bergantung kepada jarak fokus terhadap stasiun dan penurunan amplitudonya dalam waktu lambat.
  - Magnitudo lebih besar ( $> 3$  skala Richter)
  - Karena gempa jauh sebagian besar ditimbulkan oleh pergeseran kerak bumi (tektonik) didalam bumi, maka kedalaman fokus hiposenter lebih dalam ( $> 5$  km).
  - Perbedaan gelombang Primer dan gelombang Sekunder lebih jelas (lama).
  - Durasi lebih lama ( $> 15$  sekon) (Kamah, 2006).



**Gambar 2.2** Rekaman gempa mikro/gempa lokal (Pertamina, 2010).



**Gambar 2.3** Rekaman gempa regional (Pertamina, 2010).

## **II.1.5 Efek Temperatur, Tekanan dan Poros terhadap Kecepatan Gelombang Seismik**

Beberapa faktor dapat menjelaskan perubahan lateral yang teramati pada kecepatan seismik: (1) perubahan litologi, kandungan fluida (2) perubahan tekstur, seperti yang disebabkan oleh perkembangan retakan di batu, atau cairan pori bervolume besar dalam zona retak (3) perubahan suhu dan tekanan (4) anisotropi dalam distribusi kecepatan. Ini pertanyaan yang sangat menarik karena juga jika itu merupakan asumsi praktis, bumi sebenarnya pasti bukan media isotropik. Anomali velocity seismik harus ditafsirkan dengan mengingat efek anisotropi selain heterogenitas lateral yang isotropik.

Sejumlah penelitian telah mengungkapkan hubungan kuat antara kecepatan seismik dan litologi. Umumnya, nilai  $V_p$  yang lebih rendah teramati dalam bahan dengan porositas tinggi, seperti tufa dan endapan piroklastik, dalam kontras dengan bahan yang terkonsolidasi tinggi, seperti batu granit atau metamorf. Kehadiran rekahan mengurangi kecepatan seismik dibandingkan dengan batu utuh (Zandomeneghi, 2007).

Penelitian dari Wang (1990) menyatakan bahwa peningkatan temperatur memberikan efek pada penurunan kecepatan gelombang seismik baik kecepatan gelombang P ( $V_p$ ) maupun kecepatan gelombang S ( $V_s$ ). Penurunan kecepatan ini utamanya disebabkan oleh pelenturan dan melelehnya batuan pada temperatur tinggi serta perbedaan ekspansi termal pada mineral-mineral penyusun batuan. Kecepatan gelombang seismik sangat sensitif terhadap perubahan temperatur

(Trampert, 2001), dimana kenaikan temperatur yang cukup besar seiring bertambahnya kedalaman akibat ekspansi termal yang menurun menunjukkan penurunan kecepatan gelombang seismik dengan  $V_s$  cenderung lebih sensitif dibandingkan  $V_p$ .

Secara Umum, pada penurunan saturasi minyak dan gas serta peningkatan saturasi air akan menghasilkan peningkatan kecepatan gelombang P, penurunan gelombang S, dan peningkatan rasio  $V_p/V_s$  (Prskalo, *et al*). Sehingga pada batuan *gas-saturated*, baik kecepatan gelombang P maupun S cenderung menurun. Pada batuan *water-saturated*, saturasi air meningkatkan kecepatan gelombang P relatif dibandingkan pada *gas-saturated* dan gelombang S menurun. Peningkatan gelombang P terjadi karena air cenderung lebih *compressible* dibandingkan udara sehingga keberadaan air dalam poros akan meningkatkan modulus bulk batuan tersebut. Sedangkan penurunan kecepatan gelombang S terjadi karena peningkatan densitas saat batuan tersaturasi oleh air (Wang, 1990).

Pada batuan yang memiliki bagian *melt* didalamnya, beberapa hasil penelitian menunjukkan bahwa parameter kecepatan gelombang seismik dapat sangat bervariasi, seperti untuk batuan 10% *melt* didalamnya, penurunan  $V_p$  dan  $V_s$  dapat bervariasi antara 10-40% dan 20-100% dibandingkan dengan *solid rock*, tergantung pada asumsi geometri melt, geometri poros, dan mekanisme perubahan fasa (Hikmah N, 2013).

## **II.2 Eksplorasi Geofisika untuk Geotermal**

### **II.2.1 Seismik Tomografi**

Data seismik merupakan salah satu sumber daya yang paling berharga digunakan untuk menyelidiki struktur bumi. Melalui data seismik tersebut, beberapa metode telah dikembangkan untuk memperoleh informasi tentang interior bumi yang tidak dapat diakses sebelumnya. Diantara metode ini, tomografi seismik 3D merupakan teknik yang lebih mudah yang dapat mencitrakan struktur seismik, dan hasilnya dapat diterjemahkan lebih langsung ke gambaran yang benar dari kondisi bawah permukaan. Oleh karena itu, sejak tahun 1970, itu telah diterapkan dalam penyelidikan geologi, sedangkan teorinya ditingkatkan dalam aspek matematika dan metodologi.

Tomografi seismik adalah metode yang menarik dari penelitian karena fleksibilitasnya. misalnya, komponen yang berbeda dari gelombang seismik dapat digunakan, termasuk waktu tempuh, amplitudo, gelombang spektrum, gelombang penuh atau medan gelombang keseluruhan (Zandomeneghi, 2007).

Tomografi seismik atau biasa disebut tomografi *delay time* pada dasarnya adalah manipulasi penyesuaian dari selisih waktu tempuh (*delay time*) antara waktu tempuh pengamatan dan waktu tempuh kalkulasi dalam model percobaan, untuk memperkirakan perbaikan model percobaan itu sendiri, sampai struktur kecepatan yang paling baik tercapai (Thurber dan Aki, 1987).

## II.2.2 Pemodelan Kedepan

Pemodelan ke depan di dalam seismik tomografi digunakan untuk menghitung waktu tempuh dan jalan rambat gelombang atau sinar secara teoritis dengan menggunakan suatu model kecepatan awal (Monalia, 2011). Dalam pemodelan data, dicari suatu model yang menghasilkan respon yang cocok atau *fit* dengan data pengamatan atau data lapangan. Dengan demikian, model tersebut dapat dianggap mewakili kondisi bawah-permukaan di tempat pengukuran data (Grandis, 2009).

Untuk menentukan waktu tempuh gelombang P dan S yang merambat dari sumber ke stasiun serta rekonstruksi lintasan sinar gelombang yang melewati medium, dilakukan perhitungan dengan menggunakan metode *ray tracing*. Pada penelitian ini digunakan metode *ray tracing pseudo-bending* (Um dan Thurber, 1987) yang menggunakan prinsip fermat dimana gelombang merambat melewati suatu medium dengan waktu tercepat.

Waktu tempuh ( $T$ ) sepanjang lintasan gelombang dapat diekspresi sebagai sebuah persamaan integral di antara dua titik (Um dan Thurber, 1987).

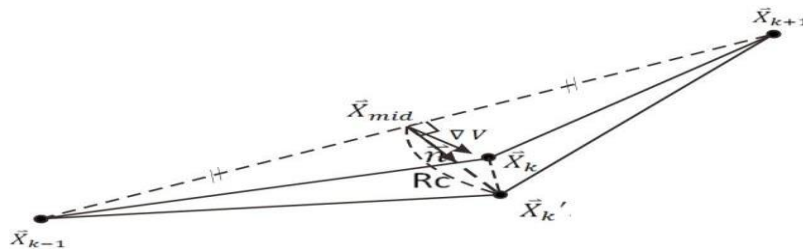
$$T = \int_{source}^{receiver} \frac{1}{V} dl \quad (2.3)$$

Dengan  $dl$  merupakan segmen panjang lintasan dan  $V$  adalah kecepatan gelombang seismik. Dalam perhitungan waktu tempuh gelombang secara penjumlahan numerik sepanjang *ray segment*, persamaan waktu tempuh

gelombang dapat ditulis kembali dengan menggunakan cara aturan trapezoidal (Um dan Thurber, 1987).

$$T = \sum_{k=2}^n |\vec{X}_k - \vec{X}_{k-1}| \frac{\left(\frac{1}{V_k} + \frac{1}{V_{k-1}}\right)}{2} \quad (2.4)$$

Dimana n merupakan nomor titik yang mendefenisikan ray dan  $\vec{X}_k$  adalah vektor posisi titik ke- k, sedangkan  $V_k$  merupakan kecepatan gelombang pada titik ke-k



**Gambar 2.4** Ilustrasi dari skema 3 titik pertubasi ( $\vec{X}_{k-1}, \vec{X}_k, \vec{X}_{k+1}$ ). Setelah direlokasi sepanjang Rc pada arah  $\vec{n}$  dengan mengunci posisi  $\vec{X}_{k-1}$  dan  $\vec{X}_{k+1}$ , didapatkan titik lintasan yang baru  $\vec{X}_k'$  (Um dan Thurber, 1987).

Ray tracing berawal dari sinar gelombang antara titik  $\vec{X}_{k-1}$  dan  $\vec{X}_{k+1}$  adalah lurus.

Kemudian titik tengah antara kedua titik ini,  $\vec{X}_k$  (pada pertubasi pertama  $\vec{X}_k = \vec{X}_{mid}$ ) ditekuk ke arah  $\vec{n}$  sejauh Rc. Skema 3 titik pertubasi ini diaplikasi ke sepanjang sinar gelombang, kemudian sinar gelombang sudah mengalami gangguan tetapi belum mencapai waktu tempuh minimum (*Fermat's Principle*). Hasil pertubasi pertama menjadi model awal dan untuk pertubasi selanjutnya  $\vec{X}_k \neq \vec{X}_{mid}$  kemudian arah tekukan  $\vec{n}$  dan sejauh Rc dihitung kembali. Pertubasi ini diulang hingga mencapai konvergensi dan waktu minimum.  $\vec{n}$  merupakan vektor anti normal dari vektor titik  $\vec{X}_{k-1}$  ke titik  $\vec{X}_{k+1}$ . Vektor ini paralel dengan

arah gradient kecepatan ( $\nabla V$ ) pada 2 dimensi.  $\vec{n}$  diturunkan dari hubungan persamaan sebagai berikut :

$$\vec{n} = (\nabla V - \frac{[(\nabla V)(\vec{X}_{k+1} - \vec{X}_{k-1})](\vec{X}_{k+1} - \vec{X}_{k-1})}{|\vec{X}_{k+1} - \vec{X}_{k-1}|^2}) \quad (2.5)$$

$$\hat{n} = \frac{\vec{n}}{|\vec{n}|} \quad (2.6)$$

Dan jarak Rc dihitung dengan rumus sebagai berikut :

$$Rc = -\frac{(c V_{mid+1})}{\{4c\vec{n}(\nabla V)_{mid}\}} + \left[ \frac{(c V_{mid+1})^2}{\{4c\vec{n}(\nabla V)_{mid}\}^2} + \left(\frac{L^2}{2cV_{mid}}\right) \right]^{1/2} \quad (2.7)$$

Dimana,

$$L = |\vec{X}_k - \vec{X}_{mid}| \quad (2.8)$$

$$c = \left(\frac{1}{V_{k+1}} + \frac{1}{V_{k-1}}\right)/2 \quad (2.9)$$

Sehingga didapat titik lintasan sinar gelombang yang baru, sebagai berikut :

$$\vec{X}_{k'} = \vec{X}_{mid} + \vec{n}Rc \quad (2.10)$$

Sebuah estimasi kecepatan pada titik yang baru  $\vec{X}_{k'}$  diperlukan karena kita tidak mengetahui nilai pertubasi sebelumnya. Dengan menggunakan ekspansi Taylor pada kecepatan titik tengah  $V_{mid}$ , kecepatan pada titik baru  $V_{k'}$  didekati sebagai:

$$V_{k'} = V_{mid} + [\vec{n}(\nabla V)_{mid}] R \quad (2.11)$$

Pada pemograman ini *ray tracing* berawal dengan *ray* lurus. Kemudian *ray* lurus ini diberi gangguan arah  $\vec{n}$  sejauh Rc pada setiap titik tekuknya. *Ray* diperbaharui

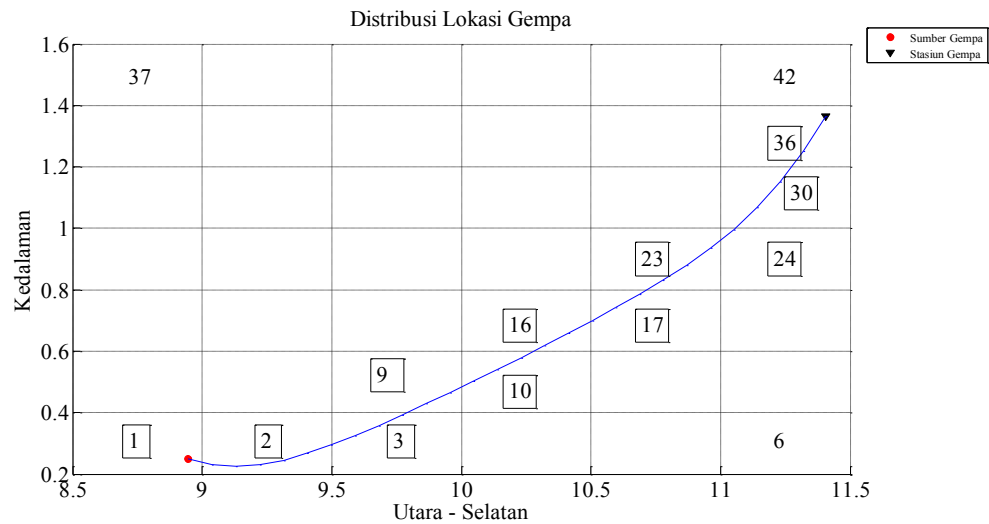


sebanyak jumlah pertubasi. Masing-masing *ray* hasil setiap pertubasi dihitung panjangnya pada setiap blok dengan cara membagi *ray* tersebut menjadi segmen-segmen kecil. Semakin kecil segmennya semakin tinggi tingkat ketelitian dalam menghitung *ray* pada setiap blok. Waktu tempuh gelombang merambat dihitung dengan mengalikan panjang *ray* setiap blok dengan nilai *slowness* (1/kecepatan) pada setiap blok.

$$\text{Waktu Tempuh} = \sum S_f dL_f \quad (2.12)$$

Dimana  $S_f$  adalah *slowness* pada blok ke-f yang dilewati oleh *ray*.  $dL_f$  merupakan panjang *ray* pada blok ke-f yang dilewati *ray*. Kemudian dari waktu tempuh masing-masing pertubasi pada *ray tracing* dipilih waktu minimumnya dan kemudian pertubasi ke-i dengan waktu minimum ini menjadi *ray tracing* akhir yang memenuhi prinsip Fermat.

Di bawah ini, digambarkan perhitungan waktu tempuh sebuah *ray* dari *source* ke *receiver* yang melewati blok-blok dengan nilai *slowness* (1/kecepatan) tertentu.



**Gambar 2.5** Ray tracing 1 ray (sumber gempa) ke 1 receiver pada model 42 blok untuk rekonstruksi lintasan dan perhitungan waktu tempuh.

Dari gambar diatas, dapat dihitung waktu tempuh kalkulasi sebagai berikut :

$$T_{cal} = l_1s_1 + l_2s_2 + l_3s_3 + l_4s_9 + l_5s_{10} + l_6s_{16} + l_7s_{17} + l_8s_{23} + l_9s_{24} + l_{10}s_{30} + l_{11}s_{36} \quad (2.13)$$

Hubungan antara data dengan parameter model secara umum dapat dinyatakan oleh persamaan berikut (Grandis, 2009):

$$\mathbf{d}=\mathbf{g}(\mathbf{m}) \quad (2.14)$$

dimana **d** adalah data dan **m** adalah parameter model. Atau dalam persamaan tomografi dinyatakan sebagai:

$$\mathbf{d}=\mathbf{a}(\mathbf{x}) \quad (2.15)$$

dimana  $\mathbf{a}$  adalah suatu fungsi pemodelan kedepan (*forward modelling*) yang merupakan fungsi non linear dari parameter model.

Secara lebih eksplisit setiap komponen pada persamaan (2.15) dapat dituliskan sebagai berikut:

$$\begin{bmatrix} d_1 \\ d_2 \\ \vdots \\ d_N \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} a_1(x_1, x_2, \dots, x_M) \\ a_2(x_1, x_2, \dots, x_M) \\ \vdots \\ a_N(x_1, x_2, \dots, x_M) \end{bmatrix} \quad (2.16)$$

Untuk kasus khusus dimana fungsi yang menghubungkan data dengan parameter model adalah suatu fungsi linear maka persamaan (2.17) dan (2.16) dapat dinyatakan oleh persamaan yang lebih sederhana berupa perkalian matriks:

$$[\mathbf{d}] = [\mathbf{A}][\mathbf{x}] \quad (2.17)$$

$$\mathbf{d} = [t_1, t_2, \dots, t_n]^T \quad (2.17a)$$

$$\mathbf{A} = [l_{11}, l_{12}, \dots, l_{1n}]^T \quad (2.17b)$$

$$\mathbf{x} = [s_1, s_2, \dots, s_n]^T \quad (2.17c)$$

dimana  $\mathbf{A}$  adalah matriks kernel,  $\mathbf{d}$  adalah matriks waktu tempuh dan  $\mathbf{x}$  adalah matriks *slowness*.

Misalkan solusi inversi dari persamaan (2.13) adalah model yang merupakan suatu model awal  $\mathbf{x}_o$  yang dipertubasi dengan  $\Delta\mathbf{x}$  agar diperoleh kecocokan yang lebih baik antara respon model dengan data, maka :

$$\mathbf{x} = \mathbf{x}_o + \Delta\mathbf{x} \quad (2.18)$$

$$\mathbf{d} = \mathbf{a}(\mathbf{x}_o + \Delta\mathbf{x}) \quad (2.19)$$

Fungsi  $\mathbf{a}(\mathbf{x})$  dapat dilinearisasi dengan ekspansi Taylor orde pertama disekitar model awal  $\mathbf{x}_o$ , menghasilkan :

$$\mathbf{a}(\mathbf{x}) \approx \mathbf{a}(\mathbf{x}_o) + \mathbf{A}\Delta\mathbf{x} \quad (2.20)$$

dimana  $\mathbf{a}(\mathbf{x})$  berisi  $t_{obs}$  dan  $\mathbf{a}(\mathbf{x}_o)$  berisi  $t_{cal}$  pada model  $\mathbf{x}_o$  dan  $\mathbf{A}$  adalah matriks kernel. Dengan menganggap  $\Delta\mathbf{d}$  sebagai residual waktu tempuh observasi dan kalkulasi, maka :

$$\Delta\mathbf{d} = \mathbf{A}\Delta\mathbf{x} \quad (2.21)$$

Secara lebih eksplisit komponen pada persamaan (II.21) dapat dituliskan sebagai berikut :

$$\delta t_1 = dl_{11}^1 \Delta s_1 + dl_{11}^2 \Delta s_2 + \dots + dl_{11}^n \Delta s_n \quad (2.22)$$

$$\delta t_2 = dl_{12}^1 \Delta s_1 + dl_{12}^2 \Delta s_2 + \dots + dl_{12}^n \Delta s_n \quad (2.23)$$

$$\delta t_n = dl_{sr}^1 \Delta s_1 + dl_{sr}^2 \Delta s_2 + \dots + dl_{sr}^n \Delta s_n \quad (2.24)$$

### II.2.3 Pemodelan ke Belakang (*inverse modelling*)

Setelah melakukan inisialisasi kecepatan (model awal 1D), waktu tempuh yang didapatkan dari proses *forward modelling* pada model kecepatan awal ini, dibandingkan dengan data waktu tempuh pengamatan dalam proses inversi (*inverse modelling*), dan selisihnya akan didistribusikan sepanjang volume grid sehingga didapatkan model kecepatan yang baru.

Pemodelan ke belakang (*inverse modelling*) adalah inti dari tomografi, yang tujuan utamanya yaitu merekonstruksi *image* kelambatan (*slowness*) dari data

waktu yang diperoleh dari proses *ray tracing*. Pada tahap inverse kecepatan gelombang digantikan dengan kelambanan (invers dari kecepatan) untuk memudahkan perhitungan. Hal ini dikarenakan persamaan inversi pada persamaan (2.19) menjadi linear ketika berada dalam domain kelambanan (*slowness*) (Monalia, 2011).

Untuk permasalahan yang lebih umum, penyelesaian inversi, yakni dengan memperkirakan parameter model  $\mathbf{x}$  yang memiliki respons (data perhitungan) yang cocok dengan data lapangan. Untuk itu kriteria jumlah kuadrat kesalahan minimum (*least square*) dapat diterapkan untuk memperoleh model  $\mathbf{x}$ . (Grandis, 2009).

Dalam formulasi matematika dinyatakan dengan :

$$E = \sum_{i=1}^N (\sum_{j=1}^M A_{ij} x_j - d_i)^2 = \sum_{i=1}^N (e_i)^2 \quad (2.25)$$

$$E = \mathbf{e}^T \mathbf{e} = [\mathbf{d} - \mathbf{A} \mathbf{x}]^T [\mathbf{d} - \mathbf{A} \mathbf{x}] \quad (2.26)$$

dimana,  $E$  adalah *error function* dan  $\mathbf{e}$  adalah selisih antara waktu kalkulasi dan waktu observasi.

Bila fungsi obyektif  $E$  diturunkan terhadap parameter model  $\mathbf{x}$ , maka akan menghasilkan:

$$\frac{\partial E}{\partial \mathbf{x}} = -\mathbf{d}^T \mathbf{A} - \mathbf{A}^T \mathbf{d} + \mathbf{A}^T \mathbf{A} \mathbf{x} + [\mathbf{A} \mathbf{x}]^T \mathbf{A} \quad (2.27)$$

$$0 = 2(-\mathbf{A}^T \mathbf{d} + \mathbf{A}^T \mathbf{A} \mathbf{x}) \quad (2.28)$$

$$\mathbf{x} = [\mathbf{A}^T \mathbf{A}]^{-1} \mathbf{A}^T \mathbf{d} \quad (2.29)$$

Bila mengacu pada persamaan (II.21), maka persamaan (II.29) di atas analog dengan persamaan berikut ini:

$$\Delta \mathbf{x} = [\mathbf{A}^T \mathbf{A}]^{-1} \mathbf{A}^T \Delta \mathbf{d} \quad (2.30)$$

Persamaan tersebut di atas disebut *unconstrained least square* terhadap masalah inversi  $\Delta \mathbf{d} = \mathbf{A} \Delta \mathbf{x}$ . Bagian  $[\mathbf{A}^T \mathbf{A}]^{-1} \mathbf{A}^T$  dinamakan *Generalized Inverse* yang mengolah data  $\Delta \mathbf{d}$  untuk memperoleh parameter model  $\Delta \mathbf{x}$ . Matrix  $\mathbf{A}^T \mathbf{A}$  adalah matriks bujur sangkar berukuran  $(M \times M)$  sesuai dengan parameter model yang ingin dicari. Matriks  $\Delta \mathbf{x}$  adalah perubahan dari parameter *slowness* ( $\Delta s$ ). Model kecepatan awal akan ditambahkan dengan matriks  $\Delta \mathbf{x}$  sehingga akan diperoleh model kecepatan lapisan yang baru. Pada penelitian ini, nilai perubahan kecepatan  $\Delta V$  dianggap cukup besar sehingga untuk memperoleh nilai  $\Delta V$  dari data perubahan *slowness* ( $\Delta s$ ) digunakan persamaan di bawah ini (Widiyantoro, 2000).

$$\Delta V_1 = \frac{-\Delta s_1 V_0^2}{(1 + \Delta s_1 V_0)} \quad (2.31)$$

Mengingat sifat non-linear dari fungsi yang menghubungkan data dengan parameter model, maka pendekatan orde pertama tersebut tidak dapat langsung menghasilkan model optimum. Oleh karena itu proses pertubasi model dilakukan secara iterative menggunakan persamaan sampai diperoleh konvergensi menuju solusi optimum atau kesalahan yang minimum.

Namun, dalam permasalahan tomografi inverse tomografi banyak ditemukan kasus dimana  $\mathbf{A}^T \mathbf{A}$  yang mendekati singular (determinan  $\mathbf{A}^T \mathbf{A} = \mathbf{0}$ ). Blok yang banyak dilewati sinar merupakan permasalahan over-determined dan blok yang

tidak dilewati sinar merupakan permasalahan under-determined (Grandis, 2009). Untuk menghindari hal tersebut dapat ditambahkan damping dalam perhitungan inversinya. Redaman (*damping*) yang digunakan dalam inverse tomografi antara lain :

- *Norm damping* ( $\alpha$ ), yang bertujuan untuk memberikan solusi untuk blok yang tidak dilewati sinar seismik sehingga menjadi bias terhadap model awal.
- *Gradient damping* ( $\gamma$ ), dengan menambah N baris agar memberikan solusi untuk blok yang tidak dilewati sinar seismic agar menjadi bias terhadap model yang *smooth*.

Pada proses inverse tomografi ini, perhitungan dengan menggunakan *Norm Damping* dan *Gradient Damping* dapat diekspresikan dengan persamaan matriks tomografi sebagai berikut (Widiyantoro, 2000) :

$$\begin{pmatrix} A \\ \alpha I \\ \gamma G \end{pmatrix} \Delta x = \begin{pmatrix} \Delta t \\ 0 \\ 0 \end{pmatrix} \quad (2.32)$$

Dimana  $\Delta t$  adalah selisih waktu tempuh observasi dan kalkulasi,  $A$  adalah panjang sinar setiap blok,  $\alpha I$  adalah *norm damping* dan  $\gamma G$  adalah *gradient damping*.  $\Delta x$  adalah perturbasi *slowness*.

#### II.2.4 Tes Resolusi

Tes resolusi atau *Checkerboard Resolution Test* (CRT) merupakan suatu metode yang bertujuan untuk menguji resolusi pada ruang model dan proses inversi tomografi. Tes resolusi dilakukan dengan *forward modeling*, mengalikan anomali

positif dan negatif seperti papan catur dengan model awal yang digunakan dalam *ray tracing*. Besar anomali yang diberikan tergantung pada prediksi model pertubasi yang akan dihasilkan saat inversi tomografi. Hasil pengkalian model CRT dengan model awal kemudian menjadi awal kemudian menjadi data input observasi untuk inversi tomografi. Hasil inverse tersebut merupakan gambaran ketepatan proses inversi tomografi yang dilakukan.