

**INVERSI TOMOGRAFI DAN SEBARAN *POISSON'S RATIO*  
GEMPA MIKRO PADA LAPANGAN PANASBUMI  
BRADY'S HOT SPRING, NEVADA**

(Skripsi)

**Oleh:**

**NANDA HANYFA MAULIDA**



**JURUSAN TEKNIK GEOFISIKA  
FAKULTAS TEKNIK  
UNIVERSITAS LAMPUNG  
2016**

## **ABSTRACT**

### **TOMOGRAPHIC INVERSION AND POISSON'S RATIO DISTRIBUTION BASED ON MICROEARTHQUAKE DATA AT BRADY'S HOT SPRING GEOTHERMAL FIELD, NEVADA**

**By**

**NANDA HANYFA MAULIDA**

The research has been conducted with the title is Tomography Inversion and Poisson's Ratio Distribution Based on Microearthquake Data at Brady's Hot Spring Geothermal Field, Nevada. The aims of this research are to determine the distribution of microseismic event locations in the geothermal field, create a 3D velocity model, specify tomography and distribution of Poisson's ratio in geothermal field, and analyze the subsurface structure of the geothermal reservoir and fluid condition based on tomography and Poisson's ratio. This research area is at the Brady's Hot Spring Geothermal Field, Nevada, with data taken from the Brady Hot Spring microearthquake catalogue during November 2010 to May 2015. The data is taken from Northern California Earthquake Data Center (NCEDC). The methodology of data processing are relocating the hypocenter, 3-dimensional velocity distribution that is divided into three stages, there are determination of the location in the 3D model using ray tracing algorithm, parameterization grid / stains and inversion using an iterative method LSQR. Tomographic is proceed by software Lotos 13 using arrival time data of P waves and S waves at each event that captured by several monitoring stations. In addition, it use 1D velocity models data and coordinates of the station as supporting data. The distribution of Poisson's ratio is obtained by converting the value of  $V_p/V_s$  derived from the tomography. The results of microseismic data processing show high seismicity in the production zone (reservoir) of Brady's Hot Spring field with depth up to 1500 meters from the surface and most widely distributed in Zone II (650 to -250 meters above sea level) of 59.2%. The resulting velocity model ranged from 0.66 km/s up to 5.67 km/s for the P wave and 0.26 km/s up to 3.39 km/s for the S wave. The range of P wave anomalies in high seismicity zone is 5% to 25% and the range of S wave velocity anomaly is 0% to -15% with high  $V_p/V_s$  ratio from 1.8 to 2.3 and Poisson's ratio value is more than 0.3. Based on these values, that the main reservoir of Brady's Hot Spring interpreted as two-phase, water domination type.

## ABSTRAK

### INVERSI TOMOGRAFI DAN SEBARAN *POISSON'S RATIO* GEMPA MIKRO PADA LAPANGAN PANASBUMI BRADY'S HOT SPRING, NEVADA

Oleh

**NANDA HANYFA MAULIDA**

Telah dilakukan penelitian dengan judul Inversi Tomografi dan Sebaran *Poisson's Ratio* Gempa Mikro Lapangan Panasbumi Brady's Hot Spring, Nevada. Tujuan penelitian ini adalah menentukan sebaran lokasi *Event* gempa mikro pada lapangan panasbumi, membuat model kecepatan 3D lapangan panasbumi, menentukan tomografi dan sebaran *Poisson's ratio* lapangan panasbumi, serta menganalisa struktur bawah permukaan dan kondisi fluida reservoir panasbumi menggunakan teknik tomografi dan *Poisson's ratio*. Daerah penelitian berada pada Lapangan Panasbumi Brady's Hot Spring, Nevada, dengan data diambil dari katalog gempa mikro lapangan panasbumi Brady Hot Spring selama November 2010 hingga Mei 2015 bersumber dari *Northern California Earthquake Data Center* (NCEDC). Metodologi pengolahan data terdiri dari relokasi hiposenter, lalu distribusi kecepatan 3 dimensi yang terbagi tiga tahapan, yaitu penentuan lokasi dalam model 3D menggunakan algoritma *ray tracing*, parameterisasi grid/noda dan inversi menggunakan metode iteratif LSQR. Pengolahan tomografi dilakukan dengan software LOTOS 13 menggunakan data waktu tempuh gelombang P dan gelombang S pada setiap *Event* yang ditangkap oleh beberapa stasiun pengamat. Selain itu digunakan juga data model kecepatan 1D dan koordinat stasiun sebagai data penunjang. Sebaran *Poisson's ratio* didapatkan melalui konversi nilai  $V_p/V_s$  yang berasal dari hasil tomografi. Hasil pengolahan data gempa mikro menunjukkan seismisitas tinggi berada pada zona produksi (reservoir) lapangan Brady' Hot Spring dengan kedalaman hingga 1500 meter dari permukaan dan paling banyak terdistribusi pada Zona II (650 hingga -250 meter dari permukaan laut) sebesar 59.2%. Model kecepatan yang dihasilkan berkisar 0,66 km/s hingga 5,67 km/s untuk gelombang P dan 0,26 km/s hingga 3,39 km/s untuk gelombang S. Anomali gelombang P pada zona seismisitas tinggi sebesar 5% hingga 25% dan anomali kecepatan gelombang S sebesar 0% hingga -15% dengan perbandingan  $V_p/V_s$  yang tinggi yaitu 1,8 hingga 2,3 dan *Poisson's ratio* bernilai lebih dari 0,3. Berdasarkan nilai-nilai tersebut diinterpretasi bahwa reservoir utama lapangan Brady's Hot Spring merupakan tipe dua fasa dominasi air.

**INVERSI TOMOGRAFI DAN SEBARAN *POISSON'S RATIO*  
GEMPA MIKRO PADA LAPANGAN PANASBUMI  
BRADY'S HOT SPRING, NEVADA**

Oleh

**NANDA HANYFA MAULIDA**

**Skripsi**

**Sebagai Salah Satu Syarat untuk Mencapai Gelar  
SARJANA TEKNIK**

**Pada**

**Jurusan Teknik Geofisika  
Fakultas Teknik Universitas Lampung**



**JURUSAN TEKNIK GEOFISIKA  
FAKULTAS TEKNIK  
UNIVERSITAS LAMPUNG  
2016**

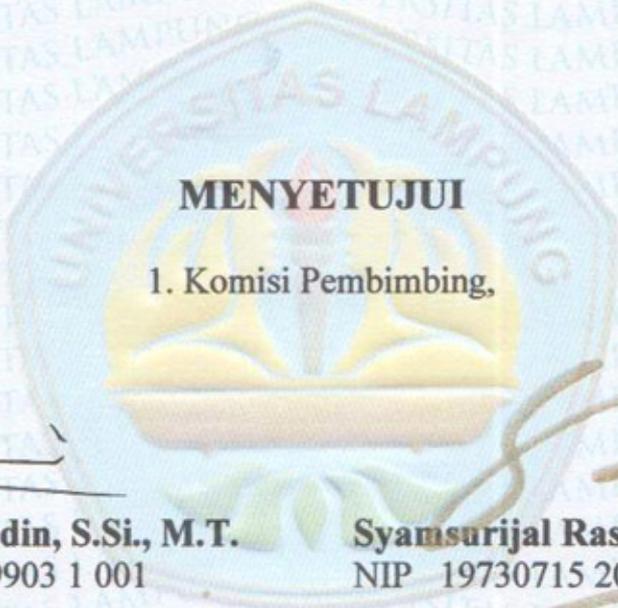
Judul Skripsi : **INVERSI TOMOGRAFI DAN SEBARAN  
POISSON'S RATIO GEMPA MIKRO PADA  
LAPANGAN PANASBUMI BRADY'S HOT  
SPRING, NEVADA**

Nama Mahasiswa : **NANDA HANYFA MAULIDA**

No. Pokok Mahasiswa : **1115051026**

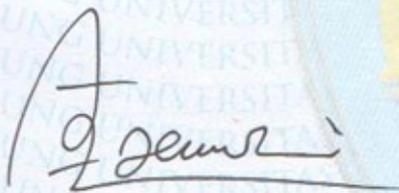
Jurusan : **Teknik Geofisika**

Fakultas : **Teknik**

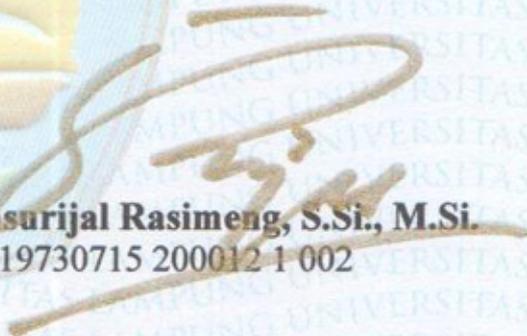


**MENYETUJUI**

**1. Komisi Pembimbing,**

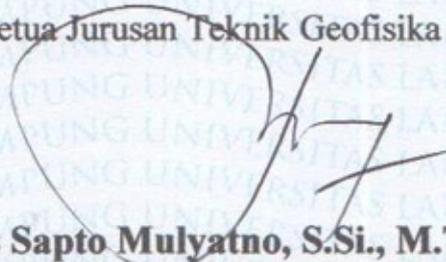


**Dr. Ahmad Zaenudin, S.Si., M.T.**  
NIP 19720912 199903 1 001



**Syamsurijal Rasimeng, S.Si., M.Si.**  
NIP 19730715 200012 1 002

**2. Ketua Jurusan Teknik Geofisika**

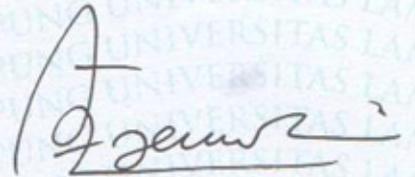


**Bagus Sapto Mulyatno, S.Si., M.T.**  
NIP 19700120 200003 1 001

**MENGESAHKAN**

1. Tim Penguji

Ketua : **Dr. Ahmad Zaenudin, S.Si., M.T.** .....



Sekretaris : **Syamsurijal Rasimeng, S.Si., M.Si.** .....



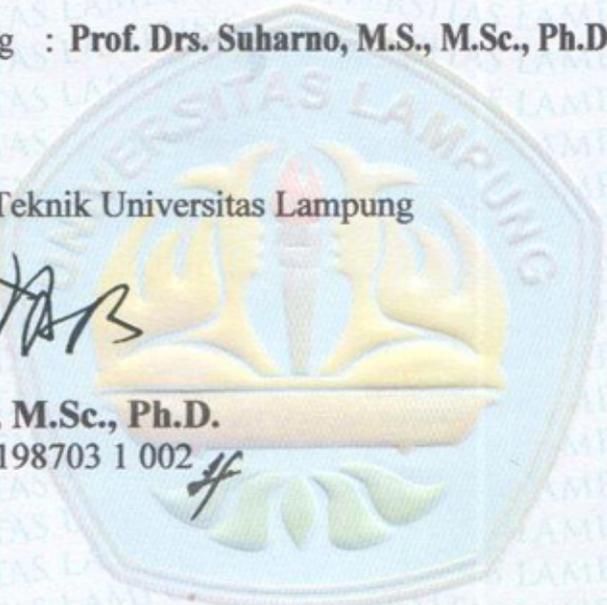
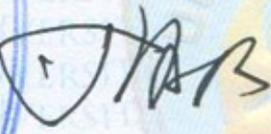
Penguji  
Bukan Pembimbing : **Prof. Drs. Suharno, M.S., M.Sc., Ph.D.**.....



2. Dekan Fakultas Teknik Universitas Lampung



**Prof. Suharno, M.Sc., Ph.D.**  
NIP. 19620717 198703 1 002



Tanggal Lulus Ujian Skripsi : **21 April 2016**

## PERNYATAAN KEASLIAN HASIL KARYA

Dengan ini saya menyatakan bahwa dalam skripsi ini tidak terdapat karya yang pernah dilakukan orang lain, dan sepanjang pengetahuan saya juga tidak terdapat karya atau pendapat yang ditulis atau diterbitkan oleh orang lain, kecuali yang secara tertulis diacu dalam naskah ini sebagaimana disebutkan dalam daftar pustaka, selain itu saya menyatakan pula bahwa skripsi ini dibuat oleh saya sendiri.

Apabila pernyataan saya ini tidak benar maka saya bersedia dikenai sanksi sesuai dengan hukum yang berlaku.

Bandar Lampung, 25 April 2016

Yang Membuat Pernyataan,



**Nanda Hanyfa Maulida**  
NPM. 1115051026

## RIWAYAT HIDUP



Penulis dilahirkan di Kotabumi, Lampung Utara pada tanggal 26 Agustus 1993, sebagai anak pertama dari tiga bersaudara dari pasangan pendidik Bapak Imran dan Ibu Dina Lestari. Penulis mengenyam pendidikan formal dimulai pada tahun 1997 hingga 1999 di RA Istiqomah Guppi, Kotabumi Utara,

Lampung Utara dan dilanjutkan pendidikan dasar di SDN 2 Wonomarto (sekarang menjadi SDN 1 Sawojajar) dari tahun 1999 hingga 2005. Penulis melanjutkan sekolah menengah pertama di SMPN 6 Kotabumi dan lulus pada tahun 2008. Jenjang pendidikan menengah atas ditempuh penulis di SMAN 2 Kotabumi dan diselesaikan pada tahun 2011. Pada tahun yang sama (2011) penulis tercatat sebagai mahasiswa SI Teknik Geofisika Fakultas Teknik Universitas Lampung melalui jalur SNMPTN Undangan.

Sejak di Sekolah Dasar penulis sudah aktif terlibat pada berbagai organisasi sekolah maupun organisasi masyarakat, seperti Pramuka, RISMA, Paskibra, ROHIS, PMR, dll. Selama menjadi mahasiswa penulis juga aktif dalam berbagai organisasi kampus. Pada tahun 2011 penulis diamanahkan sebagai Koordinator Keluarga Muda Fakultas Teknik, dan pada tahun 2012 menjadi Bendahara Kaderisasi Birohmah. Penulis juga aktif di organisasi tingkat Fakultas yaitu Fossi FT Unila

dengan menjadi AMF (2011-2012), Sekretaris Departemen KSI (2012-2013), dan diamanahkan sebagai Wakil Ketua Fossi FT (2013-2014). Di tingkat jurusan penulis aktif di HIMA TG Bhuwana dengan aktif menjadi staff bidang kaderisasi (2012-2013). Penulis juga diamanahkan sebagai Sekretaris Eksekutif BEM FT Unila pada 2014-2015. Selain organisasi internal kampus, penulis juga aktif dalam organisasi eksternal seperti Puskomda FSLDK Lampung (2013-2015), AAPG SC Unila (*Vice President Internal* 2014-2015), dan anggota HMGI (2011-2016).

Secara akademik penulis juga aktif mengikuti berbagai perlombaan, seminar nasional maupun internasional dan *student volunteer*. Beberapa prestasi yang pernah diraih penulis selama menjadi mahasiswa seperti menjadi *Student Volunteer* pada PIT API 2011 di Novotel, Lampung, menjadi juara 1 Lomba Essay se-Sumbagsel pada tahun 2011, juara 3 *Geophysical Data Processing and Interpretation Challenge* (GEOPIC) di UGM tahun 2014, Juara 1 Kompetisi Poster *Pre event of Indonesian Undergraduate Geophysic Competition* (IUGC) di ITB tahun 2015, juara 4 pada Cerdas Cermat Interpretasi, IUGC ITB 2015, peringkat 3 Mahasiswa Berprestasi (Mawapres) Tingkat Fakultas Teknik tahun 2015, juara 1 Essay Nasional pada *Advancing Indonesia's Energy with Geophysics* (AIEG) Universitas Indonesia tahun 2015, serta menjadi *Presenter Technical Paper* di *Indonesian International Geothermal Convention and Exhibition* tahun 2015. Selain itu penulis juga dipercaya menjadi Asisten Praktikum Geologi Dasar (2012), Geologi Struktur (2012 dan 2013), Geothermal (2015) dan ASDG (2015) di Jurusan Teknik Geofisika Universitas Lampung dan aktif membina BBQ hingga lulus.

Penulis melaksanakan Kerja Praktik di Pertamina Geothermal Energy Area Kamojang pada bulan Februari hingga Maret 2015 dengan judul "*Identifikasi Sebaran Hiposenter dan Episenter Gempa Mikro pada Lapangan Panas Bumi "NDA" dengan Metode Single Event Determination (SED) Periode April 2014*" dan menyelesaikan Tugas Akhir di Laboratorium Pemodelan Geofisika, Teknik Geofisika Universitas Lampung selama November hingga Desember 2015 dengan judul skripsi "*Inversi Tomografi dan Sebaran Poisson's Ratio Gempa Mikro pada Lapangan Panasbumi Brady's Hot Spring, Nevada*" dan dinyatakan lulus pada 21 April 2016.

## MOTTO

*" Sesungguhnya sholatku, ibadahku, hidupku dan matiku  
hanyalah untuk Allah, Rabb semesta Alam "*  
(Q.S Al An'am : 162)

*" Sesungguhnya jika kamu bersyukur niscaya Aku akan  
menambah (nikmat) kepadamu. . . "*  
(Q.S. Ibrahim: 7)

*"Khairunnaas Anfa'uhum Linnaas"*  
*"Sebaik-baik manusia diantaramu adalah yang paling banyak  
memberi manfaat bagi orang lain"*  
(HR Ahmad dan Thabrani)

*Man Shobaro Zafiro!*  
*"Yakinlah ada sesuatu yang menantimu selepas banyak kesabaran (yang kau jalani)  
yang akan membuatmu terpana hingga kau lupa pedihnya rasa sakit "*  
(Ali Bin Abi Thalib)

*"Manusia Akan Mati, Namun Karya Akan Membuatnya Abadi"*  
(Nanda Hanyfa Maulida)

*Bismillahirrohmanirrohim*

*Nanda niatkan karya kecil nan indah ini karena*

**Allah SWT**

*Nanda Persembahkan Karya Ini Untuk*

*Abi dan Umi Tercinta, Imran dan Dina Lestari, yang telah  
berjuang tanpa lelah, mendukung dan terus mendo'akan hingga  
Nanda mampu menyelesaikan pendidikan S1*

*Adik-adik Tersayang, Aisam Hanyf Mauludi dan Salsabila Nabiel  
Hanyfa yang selalu memberi dukungan dan semangat*

*Keluarga Besar yang selalu mendukung*

*Guru-guru dan Teman – teman*

*Keluarga Teknik Geofisika 2011*

*serta*

**Almamater Tercinta Universitas Lampung**

## SANWACANA

Alhamdulillah, Puji Syukur Kehadirat Allah SWT, berkat Rahmat dan hidayahNya penulis dapat menyelesaikan penulisan skripsi dengan judul *"Inversi Tomografi dan Sebaran Poisson's Ratio Gempa Mikro pada Lapangan Panasbumi Brady's Hot Spring, Nevada"*. Skripsi ini merupakan salah satu syarat untuk memperoleh gelar Sarjana Teknik di Jurusan Teknik Geofisika Fakultas Teknik Universitas Lampung.

Penulis menyadari bahwa selesainya laporan ini tidak lepas dari bantuan berbagai pihak, maka perkenankanlah penulis menyampaikan rasa terima kasih yang sebesar-besarnya kepada:

1. Bapak Ahmad Zaenudin, S.Si., M.T., selaku Dosen Pembimbing utama yang telah banyak membantu, memberikan saran dan bimbingan selama penelitian hingga penulisan skripsi.
2. Bapak Syamsurijal Rasimeng, S.Si., M.Si M.T, selaku Dosen Pembimbing kedua dan yang telah memberi arahan dan bimbingan penulisan skripsi.
3. Bapak Prof. Suharno, Ph.D., selaku Dosen Penguji dan Dekan Fakultas Teknik Universitas Lampung yang telah memberi kritik, saran dan bimbingan dalam perbaikan dan penyempurnaan skripsi.

4. Bapak Bagus Sapto Mulyatno M.T., selaku Pembimbing Akademik dan Ketua Jurusan Teknik Geofisika Universitas Lampung yang telah membantu dan mendukung terselesaikan skripsi ini.
5. Bapak Rian A. Mukti yang telah memberikan banyak masukan dan arahan sehingga penulis dapat melanjutkan penelitian dan penulisan skripsi ini.
6. Mr. Ivan Koulov, *creator software* LOTOS 13 yang bersedia membantu dan membimbing dengan sabar dalam pengolahan data.
7. Seluruh Dosen Jurusan Teknik Geofisika Unila, Bapak Prof. Drs. Suharno, M.Sc., Ph.D., Bapak Bagus Sapto Mulyatno, S.Si., M.T., Bapak Dr. Muh. Sarkowi, S.Si., M.Si., Bapak Dr. Ahmad Zainudin, S.Si., M.T., Bapak Syamsurijal Rasimeng, S.Si., M.Si., Bapak Alimuddin Muchtar, M.Si., Bapak Rustadi, M.T., Bapak Dr. Ordas Dewanto, M.Si., Bapak Karyanto, M.T., Bapak Bapak Nandi H, M.Si., atas ilmu yang telah diberikan selama penulis menjadi mahasiswa.
8. Abi dan ummi tercinta, Imran, S.Pd. dan Dina Lestari, S.Pd., adik-adikku Aisam Hanyf Mauludi dan Salsabila Nabiel Hanyfa, juga keluarga besar, atas dukungan, semangat dan do'a yang tidak pernah putus untuk penulis. Semoga penulis dapat membahagiakan dan memberi yang terbaik untuk kalian.
9. Teman-teman Teknik Geofisika angkatan 2011 (TG11), Dezi, Achmadi, Adit, Agung, Alwi, Andrian, Arenda, Annisa, Asri, Bagus, Christian, Dian "Ketho", Dhian Nur, Doni, Farid, Fitri Wahyuningsih, Fitri Rusmala Dewi, Guspri, Hardeka, Hilda, Leo, Lia, Wanda, Mezrin, Rahmi, Ratu, Rika, Rosita, Sari, Syamsul, Titi, Tri, Wilyan, Yeni, Yunita dan Yusuf yang telah banyak memberi

motivasi, inspirasi dan semangat selama penulis kuliah. Semoga kita semua mampu menjadi kebanggaan untuk keluarga, negara dan agama, Aamiin.

10. Keluarga Besar Teknik Geofisika Unila angkatan 2007, 2008, 2009, 2010, 2012, 2013, 2014 dan 2015 yang memberi dukungan, do'a dan semangat untuk penulis.
11. Seluruh staf Tata Usaha Jurusan Teknik Geofisika Unila, yang telah memberi banyak bantuan dalam proses administrasi.
12. Seluruh pihak yang telah memberi bantuan dalam penyusunan skripsi yang tidak bisa disebutkan satu per satu.

Semoga segala kebaikan dan bantuan yang telah diberikan kepada penulis dibalas oleh Allah SWT dan bermanfaat bagi kita semua. Aamiin.

Bandarlampung, 25 April 2016

Penulis,

Nanda Hanyfa Maulida

## DAFTAR ISI

|  |      |
|--|------|
| ABSTRACT .....                                 | i    |
| ABSTRAK .....                                  | ii   |
| HALAMAN JUDUL.....                             | iii  |
| LEMBAR PERSETUJUAN.....                        | iv   |
| LEMBAR PENGESAHAN .....                        | v    |
| HALAMAN PERNYATAAN .....                       | vi   |
| RIWAYAT HIDUP.....                             | vii  |
| HALAMAN MOTTO .....                            | x    |
| HALAMAN PERSEMBAHAN .....                      | xi   |
| SANWACANA.....                                 | xii  |
| DAFTAR ISI.....                                | xv   |
| DAFTAR GAMBAR .....                            | xvii |
| BAB I PENDAHULUAN                              |      |
| A. Latar Belakang .....                        | 1    |
| B. Rumusan Masalah .....                       | 2    |
| C. Tujuan Penelitian .....                     | 3    |
| D. Batasan Masalah.....                        | 3    |
| BAB II TINJAUAN PUSTAKA                        |      |
| A. Energi Panasbumi ( <i>Geothermal</i> )..... | 4    |
| B. Lapangan Panasbumi Brady's Hot Spring ..... | 16   |

|   |    |
|---|----|
| C. Geologi Regional Brady's Hot Spring .....                            | 16 |
| D. Stratigrafi Brady's Hot Spring .....                                 | 19 |
| E. Sistem Panasbumi Lapangan Brady's Hot Spring .....                   | 21 |
| F. Manifestasi Permukaan Lapangan Brady's Hot Spring .....              | 23 |
| <b>BAB III TEORI DASAR</b>  |    |
| A. Metode Mikroseismik / <i>Microearthquake (MEQ)</i> .....             | 25 |
| B. Ray Tracing Metode <i>Pseudo Bending</i> .....                       | 33 |
| C. Tomografi Seismik.....   | 37 |
| D. <i>Poisson's ratio</i> .....   | 42 |
| <b>BAB IV METODE PENELITIAN</b>   |    |
| A. Lokasi dan Waktu Penelitian .....                                    | 44 |
| B. Perangkat Lunak dan Data Penelitian .....                            | 44 |
| C. Pengolahan Data.....   | 45 |
| D. Diagram Alir Penelitian .....  | 49 |
| <b>BAB V HASIL DAN PEMBAHASAN</b>                                       |    |
| A. Sebaran Gempa Mikro dan <i>Raypath</i> pada Brady's Hot Spring ..... | 50 |
| B. Model Kecepatan 3D Lapangan Brady's Hot Spring .....                 | 54 |
| C. Inversi Tomografi Vp dan Vs .....                                    | 56 |
| D. Tomografi Vp/Vs .....  | 62 |
| E. Sebaran <i>Poisson's ratio</i> .....                                 | 64 |
| F. Interpretasi Hasil .....   | 69 |
| <b>BAB VI KESIMPULAN DAN SARAN</b>                                      |    |
| A. Kesimpulan .....   | 81 |
| B. Saran.....   | 82 |
| <b>DAFTAR PUSTAKA</b>   |    |

## DAFTAR GAMBAR

|   |    |
|---|----|
| Gambar 1. Lapangan panasbumi aktif di seluruh dunia.....                | 9  |
| Gambar 2. Sistem panasbumi tipe konveksi magmatik-vulkanik.....         | 10 |
| Gambar 3. Sistem panasbumi tipe konveksi magmatik-plutonik .....        | 11 |
| Gambar 4. Sistem panasbumi tipe konveksi non-magmatik.....              | 11 |
| Gambar 5. Sistem Panasbumi dan manifestasi permukaan.....               | 13 |
| Gambar 6. Peta Lokasi Lapangan Panasbumi Brady's Hot Spring, Nevada ... | 17 |
| Gambar 7. Peta Geologi Lapangan Panasbumi Brady's Hot Springs .....     | 19 |
| Gambar 8. Lithologi Lapangan Panasbumi dari korelasi data sumur .....   | 21 |
| Gambar 9. Struktur Pengontrol Lapangan Panasbumi Brady .....            | 22 |
| Gambar 10. Lokasi sumur, patahan, dan manifestasi panas permukaan.....  | 24 |
| Gambar 11. Konsep metode mikroseismik / microearthquake .....           | 26 |
| Gambar 12. Simulasi gerakan gelombang P dan S .....                     | 29 |
| Gambar 13. Gelombang Love dan gelombang Rayleigh.....                   | 30 |
| Gambar 14. Diagram Wadati .....   | 31 |
| Gambar 15. Jarak hiposenter.....  | 32 |
| Gambar 16. Ilustrasi dari skema 3 titik perturbasi .....                | 34 |
| Gambar 17. Seismogram dari data terekam dan sintetik seismogram .....   | 38 |
| Gambar 18. Perbandingan hasil sebaran <i>Event</i> gempa mikro.....     | 51 |
| Gambar 19. Model kecepatan 1D Lapangan Brady's Hot Spring .....         | 52 |
| Gambar 20. Sebaran Raypath secara vertikal .....                        | 53 |

|  |    |
|--|----|
| Gambar 21. Proses dan hasil iterasi relokasi sumber gempa mikro.....             | 54 |
| Gambar 22. Penampang Vertikal Model Kecepatan Gelombang P.....                   | 55 |
| Gambar 23. Penampang Vertikal Model Kecepatan Gelombang S.....                   | 55 |
| Gambar 24. Peta sayatan vertikal lapangan Brady's Hot Spring.....                | 56 |
| Gambar 25. Penampang Vertikal Tomografi Anomali Gelombang P.....                 | 57 |
| Gambar 26. Penampang Vertikal Tomografi Anomali Gelombang S.....                 | 58 |
| Gambar 27. Penampang Horizontal Tomografi Anomali Gelombang P.....               | 60 |
| Gambar 28. Penampang Horizontal Tomografi Anomali Gelombang S.....               | 61 |
| Gambar 29. Penampang Vertikal Tomografi $V_p/V_s$ .....                          | 63 |
| Gambar 30. Penampang Horizontal Tomografi Rasio $V_p/V_s$ .....                  | 64 |
| Gambar 31. Penampang Vertikal <i>Poisson's ratio</i> Lintasan A-A'.....          | 65 |
| Gambar 32. Penampang Vertikal <i>Poisson's ratio</i> Lintasan B-B'.....          | 65 |
| Gambar 33. Penampang vertikal sebaran <i>Poisson's ratio</i> .....               | 67 |
| Gambar 34. Penampang Horizontal Tomografi Rasio $V_p/V_s$ .....                  | 68 |
| Gambar 35 . Sebaran Episenter Gempa Mikro.....                                   | 70 |
| Gambar 36. Zonasi <i>Event</i> Gempa Mikro Berdasarkan Kedalaman.....            | 71 |
| Gambar 37. Sebaran Hiposenter Gempa Mikroy.....                                  | 72 |
| Gambar 38. Perbandingan anomali gelombang P dan S pada lintasan A-A'....         | 75 |
| Gambar 39. Penampang Vertikal Tomografi Anomali Gelombang S.....                 | 76 |
| Gambar 40. Overlay Tomografi $V_p/V_s$ dengan peta manifestasi permukaan .       | 78 |
| Gambar 41. Overlay <i>Poisson's ratio</i> dengan peta manifestasi permukaan..... | 79 |
| Gambar 42. Model 3D reservoir yang tersaturasi air.....                          | 80 |

## **BAB I PENDAHULUAN**

### **A. Latar Belakang**

Geofisika merupakan salah satu bidang keilmuan yang mempelajari sifat fisis bumi dan atmosfer di sekitarnya (Telford, 1990). Sifat fisis yang terdapat pada bumi dapat berupa sifat kelistrikan, kemagnetan, gayaberat, ataupun gelombang yang menjalar akibat sumber gelombang alami maupun sumber gelombang buatan. Variasi sifat fisis yang tersebar heterogen pada bumi menjadi salah satu parameter penting untuk berbagai macam eksplorasi, seperti eksplorasi mineral, minyak dan gas bumi dan panasbumi.

Salah satu metode yang digunakan dalam eksplorasi dan pengembangan lapangan panasbumi adalah metode *microearthquake* (MEQ). Metode ini sangat sensitif mendeteksi aktivitas gempa mikro. Foulger dan Long (1984) menyatakan bahwa lapangan panasbumi sangat erat kaitannya dengan aktivitas gempa mikro, dan gempa jenis ini dapat digunakan untuk mempelajari lebih dalam mengenai sistem panasbumi, yang sudah ataupun belum tereksplorasi (Maulida, 2015).

Aktivitas gempa mikro yang terjadi pada lapangan panasbumi dapat menjadi sumber informasi yang penting mengenai kondisi reservoir serta aktivitas rekahan bawah permukaan untuk mengoptimalkan produksi dan mengantisipasi berbagai

permasalahan yang mungkin terjadi. Dengan menggunakan data gempa mikro yang terjadi pada lapangan panasbumi, dapat diketahui berbagai informasi bawah permukaan seperti hiposenter gempa mikro, struktur bawah permukaan dengan tomografi dan kondisi fluida reservoir dengan sebaran *Poisson's ratio*.

Tomografi pada gempa mikro diperoleh melalui pengolahan data waktu tempuh gelombang mikro yang terekam pada stasiun dengan metode inversi simultan. Nilai tomografi dapat memberikan informasi mengenai kondisi fisis bawah permukaan, litologi, kondisi termal, dan lain sebagainya. Nilai *Poisson's ratio* dari pengolahan data gempa mikro dihitung dengan memanfaatkan Diagram Wadaty. Nilai *Poisson's ratio* dapat memberikan informasi mengenai jenis fluida yang terkandung di reservoir panasbumi. Dengan mengetahui sebaran *Poisson's ratio* pada rentang waktu tertentu, perubahan kondisi fluida pada reservoir dapat diamati.

Kondisi reservoir panasbumi menjadi sangat penting untuk diketahui dalam rangka memonitor kondisi reservoir sehingga dapat dimaksimalkan eksplorasi dan pemanfaatan energi panasbumi. Dengan mengintegrasikan posisi sebaran hiposenter, sebaran nilai *Poisson's ratio*, dan tomografi bawah permukaan, dapat diamati kondisi reservoir secara lebih lengkap, mulai dari efektifitas produksi dan injeksi serta monitoring perubahan sifat fisis yang mungkin terjadi pada reservoir.

## **B. Rumusan Masalah**

Berdasarkan uraian latar belakang di atas, maka dapat dirumuskan masalah sebagai berikut:

1. Bagaimanakah cara mengetahui tomografi lapangan panasbumi dengan menggunakan data gempa mikro?
2. Bagaimanakah cara menentukan nilai *Poisson's ratio* lapangan panasbumi dengan menggunakan data gempa mikro?
3. Bagaimanakah menerapkan tomografi dan sebaran *Poisson's ratio* pada analisis reservoir panasbumi?

### **C. Tujuan Penelitian**

Tujuan penelitian ini adalah sebagai berikut:

1. Menentukan sebaran lokasi *event* gempa mikro pada lapangan panasbumi.
2. Membuat model kecepatan 3D lapangan panasbumi.
3. Menentukan tomografi dan sebaran *Poisson's ratio* lapangan panasbumi.
4. Menganalisa struktur bawah permukaan dan kondisi fluida reservoir panasbumi berdasarkan tomografi dan *Poisson's ratio*.

### **D. Batasan Masalah**

Penelitian ini dibatasi pada penentuan model tomografi dan sebaran nilai *Poisson's ratio* berdasarkan aktifitas gempa mikro selama 2010-2015 pada lapangan panasbumi Brady's Hot Spring. Parameter-parameter gempa mikro yang digunakan berupa nilai  $T_p$ ,  $T_s$ , *origin time* dan hiposenter awal untuk menentukan relokasi hiposenter, model kecepatan, tomografi, *Poisson's ratio* dan jenis reservoir.

## **BAB II TINJAUAN PUSTAKA**

### **A. Energi Panasbumi (*Geothermal*)**

Energi panasbumi (*geothermal*) merupakan salah satu bentuk energi alami yang dihasilkan oleh bumi. Sesuai dengan namanya, energi panasbumi mengacu pada panas (di atas suhu lingkungan rata-rata) yang tersimpan di dalam bumi, dan berasal terutama dari peluruhan bahan radioaktif di kerak bumi. Secara alami, suhu bumi bertambah besar secara konstan selaras dengan bertambahnya kedalaman pada sistem panasbumi bumi mengalami peningkatan panas yang *kontinyu* seiring bertambahnya kedalaman lapisan. Perubahan suhu bumi ini biasa disebut gradien panasbumi (Suharno, 2013). Kirkland (2010) menyatakan, rata-rata peningkatan temperatur kerak bumi sebesar 72°F/mile atau 25°C/km, meskipun masih dimungkinkan adanya perbedaan yang besar dari satu tempat dengan tempat lainnya. Seperti contoh, daerah vulkanik memiliki gradien temperatur yang lebih tinggi pada kedalaman dangkal dibanding daerah lainnya dengan kedalaman yang sama.

#### **1. Sistem Panasbumi**

Sistem panas bumi ialah terminologi yang digunakan untuk berbagai hal tentang sistem air-batuan dalam temperatur tinggi di laboratorium atau lapangan (Santoso,

2004). Ada beberapa jenis sistem panasbumi yang bisa didasarkan dari kriteria geologi, geofisika, hidrologi, dan *engineering*. Goff dan Janik (2000) membagi sistem panasbumi menjadi 5 tipe dasar, yaitu:

- a. *Young igneous system*, berhubungan dengan *quaternary volcanism* dan intrusi magma. Sekitar 95% dari aktifitas vulkanik terjadi sepanjang batas lempeng dan di hot spot. Sistem panasbumi ini umumnya yang paling panas ( $\leq 370^{\circ}\text{C}$ ) dengan kedalaman reservoir  $\leq 1,5$  km, walaupun ada beberapa yang lebih dalam.
- b. *Tectonic system*, berhubungan dengan adanya pergerakan lempeng. Sistem ini terdapat di lingkungan *back arc*, daerah rekahan, zona subduksi, dan sepanjang zona patahan. Sistem tektonik biasanya memiliki temperature reservoir  $\leq 250^{\circ}\text{C}$  dan terdapat pada kedalaman  $\geq 1,5$  km.
- c. *Geopressure System*, ditemukan di sedimentary basin dimana terbentuk *subsidence* dan reservoirnya disebut sebagai *overpressured reservoirs*. Sistem geopressure seringkali membutuhkan pengeboran yang lebih dalam dari pada *young igneous system* dan *tectonic system*. Kedalamannya 1,5 hingga 3 km dan temperaturnya 50 hingga  $190^{\circ}\text{C}$ .
- d. *Hot dry rock system*, mengandung panas yang tersimpan di porositas rendah atau batuan impermeable pada kedalaman dan temperatur yang bervariasi. Air dari permukaan di pompa turun melalui sumur injeksi hingga ke patahan dan keluar melalui sumur produksi. Temperature pada reservoir  $120 - 225^{\circ}\text{C}$  dengan kedalaman 2 – 4 km.

- e. *Magma tap system*, melibatkan pengeboran di shallow magma bodies, menerapkan pertukaran panas, dan sirkulasi fluida yang mana temperatur magma  $\leq 1200^{\circ}\text{C}$ .

Sanyal dan DiPippo (2005) mengklasifikasikan sumber daya energi panas bumi yang terdapat di bawah permukaan menjadi 4 (empat) kategori berdasarkan jenis reservoirnya, yaitu *hydrothermal reservoir*, *geopressured reservoir*, *hot dry rock reservoir* dan *magma reservoir*. Pertama yaitu *hydrothermal reservoir*. Reservoir yang seringkali ditemukan di Indonesia ini merupakan reservoir dengan batuan yang memiliki tingkat porositas dan permeabilitas yang baik, tergantung pada jenis batuanannya, dikarenakan reservoir tersaturasi oleh fluida. Batuan ini berisi uap air atau air panas yang berada pada kedalaman yang mampu ditembus oleh lubang bor yaitu kurang dari 4 km.

Pada reservoir ini, air berasal dari permukaan yang diperoleh dari air hujan (*natural recharge*) atau proses injeksi air. Air ini kemudian masuk karena adanya perekahan batuan melalui saluran pori-pori diantara butir-butir batuan. Air tersebut kemudian terakumulasi di dalam reservoir sampai penuh dan terpanaskan oleh batuan beku panas (*pluton*). Sebagai konsekuensi, maka temperatur air meningkat, tekanan meningkat dan air menjadi lebih ringan. Sebagian masih tetap berwujud air panas, namun sebagian lainnya telah berubah menjadi uap air. Sumber panasnya berasal dari hasil intrusi magma akibat tumbukan antar lempeng. Magma memindahkan panas ke batuan beku yang ditempatinya. Akibatnya panas dari magma tersebut dialirkan secara konduksi melalui batuan hingga panasnya merambat ke reservoir. Pada reservoir yang sudah berisi air, terjadilah arus konveksi sehingga

memanaskan semua air di dalam reservoir tersebut. Perpindahan panas secara konduksi terjadi melalui batuan, sedangkan perpindahan panas secara konveksi terjadi karena adanya kontak antara air dengan suatu sumber panas.

Kedua adalah *geopressured reservoir*. Lokasi reservoir ini lebih dalam dari pada *reservoir hidrothermal*, yaitu sekitar 2400 m – 9100 m. Reservoir ini memiliki kadar garam yang tinggi, tetapi memiliki temperatur yang rendah. Sistem ini berasosiasi dengan sistem reservoir gas dan minyak yang dalam. Reservoir ini berisi air panas yang mengandung banyak sekali gas metana sehingga berada pada lingkungan yang gradien tekanannya lebih besar daripada gradien hidrostatik. Percobaan dalam skala laboratorium sudah dilakukan yaitu dengan memproduksi fluida tersebut ke permukaan. Kemudian gas metana dipisahkan dari air panasnya. Gas metana dibakar untuk memanasi air sehingga meningkatkan harga entalpi air.

Ketiga adalah *hot dry rock reservoir*. Ini hampir tidak dapat disebut sistem karena hampir seluruh panas tersimpan pada batuan dengan kedalaman yang memiliki temperatur lebih besar dari 100° C. Reservoir ini memiliki kedalaman yang sangat dalam sehingga permeabilitasnya menjadi lebih kecil. Sumber panas yang tinggi dalam batuan *impermeable* berasal dari intrusi magma atau gradien *geothermalnya*. Tidak terdapat fluida pada batuan yang *impermeable*. Pemanfaatannya dilakukan dengan cara membor reservoir ini dengan membuat *artificial reservoir* (injeksi air dingin pada lapisan batuan panas yang *impermeable*), kemudian dilakukan *hydraulic fracturing* (rekahan buatan) dimana air diinjeksikan dengan tekanan yang

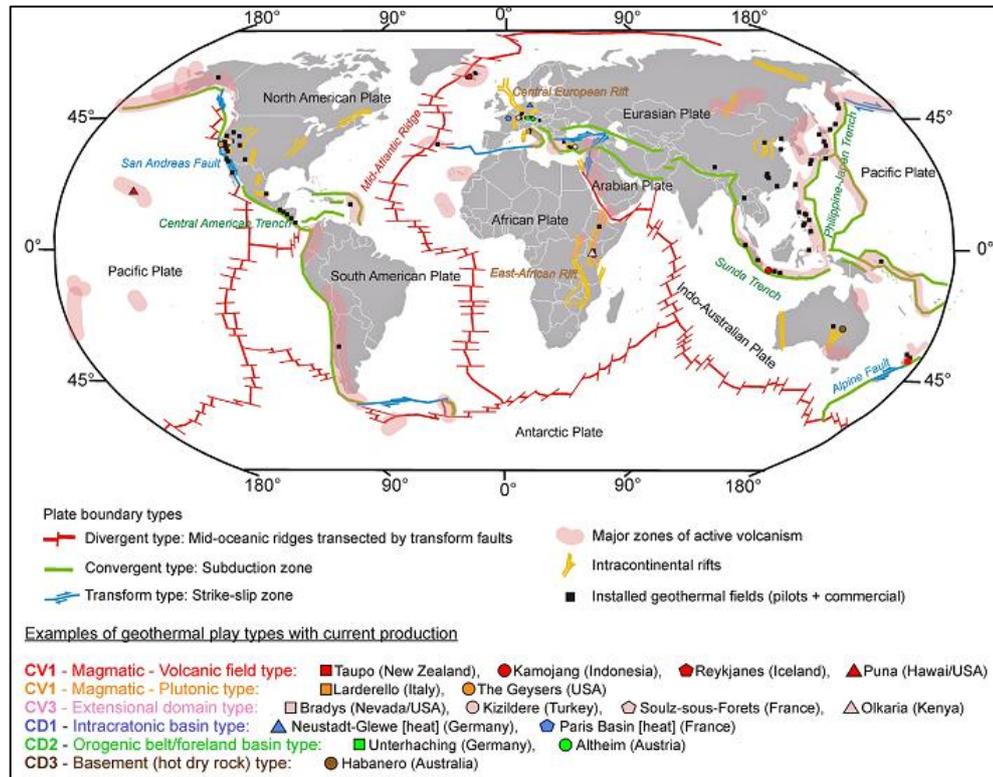
besar sehingga mengakibatkan rekahan di reservoir (Hochstein, 1992). Hal ini diupayakan untuk meningkatkan permeabilitas batuan.

Terakhir adalah *magma reservoir*. Eksploitasi ini sangat berbahaya sehingga belum banyak yang mengkajinya. Caranya adalah dengan mencari reservoir yang berisi magma pada kedalaman yang relatif dangkal kemudian mengambil magma tersebut dari sebuah sumur untuk memanasi *heat exchanger*.

Dari kelima sumber panas yang diklasifikasikan DiPippo tersebut, yang paling berkembang dan paling banyak dimanfaatkan adalah jenis *hydrothermal reservoir* (Suharno, 2013). Menurut Ronald DiPippo (2005), terdapat lima hal yang sangat penting dimiliki oleh sistem hidrotermal yaitu: sumber panas yang besar, permeabilitas yang besar, berisi air dari permukaan, ditutup oleh lapisan yang *impermeable (caprock)*, dan memungkinkan terjadinya *recharge*.

Moeck (2014) lebih menitikberatkan pembagian jenis sistem panas bumi berdasarkan aktifitas dan setting geologinya. Lempeng tektonik memiliki pengaruh yang mendasar pada karakteristik sistem panas bumi. Sistem termal serta aliran panas, sistem hidrogeologi, dinamika fluida, kimia cairan, patahan serta rekahan, sistem tegangan dan urutan litologi, semuanya dikontrol oleh kerangka tektonik lempeng dan menjadi acuan yang sangat penting dalam memahami sistem panas bumi. Kondisi termal dari kerak pada batas lempeng aktif berbeda dengan daerah geologi skala besar lainnya, seperti setting tektonik non-aktif (misalnya

*cratons*), zona sesar utama (aktif atau tidak aktif), atau pada cekungan sedimen dalam (*intracontinental* atau di depan zona *orogenic*).

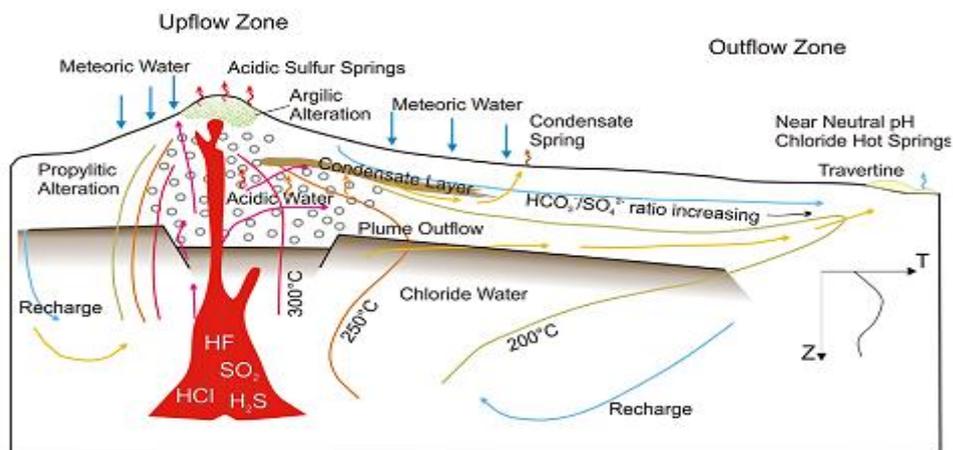


Gambar 1. Lapangan panasbumi aktif di seluruh dunia berdasarkan seting lempeng tektoniknya. Contoh sistem lapangan panasbumi: CV – Transfer Panas Konveksi, CD – Transfer Panas Konduksi (Moeck, 2014)

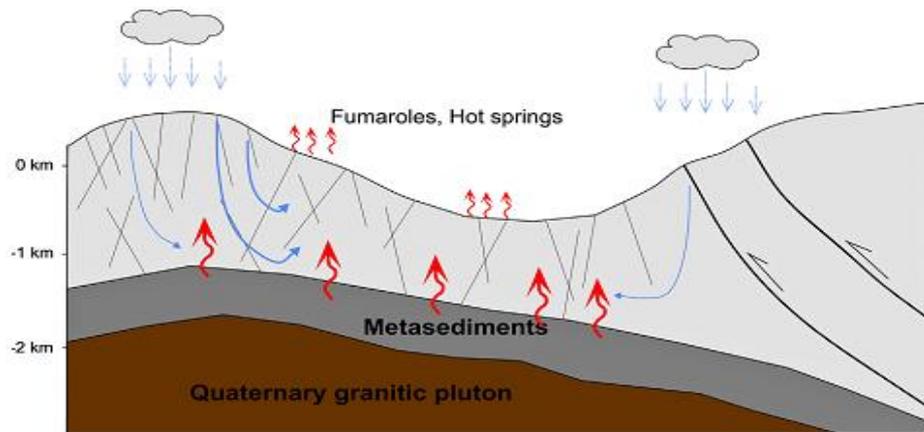
Secara umum menurut Moeck (2014), sistem panas bumi didominasi sistem perpindahan panas secara konveksi atau konduksi. Sistem panasbumi konveksi sering disebut sistem panasbumi yang hidup atau aktif karena dinamika fluidanya, didominasi entalpi tinggi dan muncul pada margin lempeng tektonik, atau di daerah tektonik aktif atau vulkanisme (Gambar 1). Konveksi fluida panas yang disebabkan oleh sumber panas atau aliran panas tinggi mengangkut panas dari lapisan yang lebih dalam ke permukaan. Kontrol struktural memiliki pengaruh besar pada jalur

aliran fluida dalam sistem dominasi konveksi. Dalam sistem suhu tinggi, kecepatan aliran fluida lebih cepat dibandingkan dengan pada sistem dengan suhu rendah.

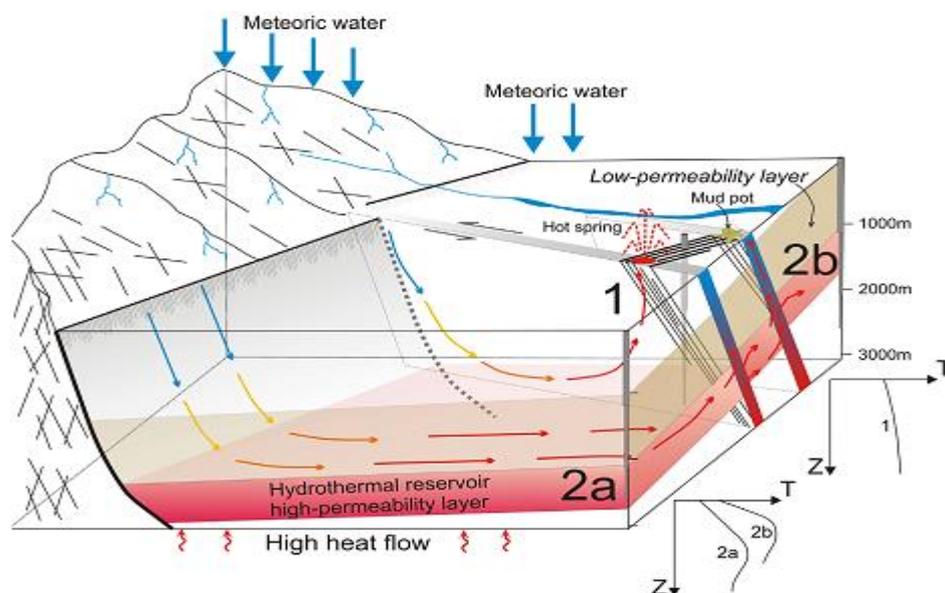
Sebaliknya, sistem panasbumi yang didominasi perpindahan panas konduksi memiliki nilai entalpi menengah hingga rendah, yang dapat dikatakan sebagai sistem panasbumi pasif karena ketiadaan aktivitas aliran fluida konvektif dan sedikitnya aktifitas fluida jangka pendek. Sistem ini biasa ditemui pada wilayah lempeng tektonik pasif dimana tidak ada aktifitas tektonik atau vulkanik yang signifikan. Disini gradien panasbuminya rata-rata dan terletak lebih dalam dari sistem konveksi. Sistem konveksi di bagi menjadi tiga, tipe lapangan magmatik-vulkanik (Gambar 2), tipe magmatik-plutonik (Gambar 3), dan tipe domain ekstensional (Gambar 4). Sistem konduksi dibagi tiga tipe pula, tipe intracratonik basin, tipe sabuk orogenik/ *foreland* basin, dan tipe basemen atau *hot dry rock*.



Gambar 2. Sistem panasbumi tipe konveksi magmatik-vulkanik (Moeck, 2014)



Gambar 3. Sistem panasbumi tipe konveksi magmatik-plutonik (Moeck, 2014)



Gambar 4. Sistem panasbumi tipe konveksi non-magmatik dominasi ekstensional (Moeck, 2014)

Sistem panasbumi tipe konveksi non magmatik (Gambar 2) dikontrol oleh patahan biasa ataupun patahan terbuka. Pada sistem yang dikontrol patahan biasa, konveksi terjadi di sepanjang patahan dan biasanya dikombinasikan dengan adanya infiltrasi dari air meteoric di sepanjang patahan. Pada patahan terbuka, fluida merembes dari patahan menuju lapisan permeabel yang terisolasi. Sebagai gantinya, fluida dapat bergerak dari lapisan permeabel ke zona patahan kemudian ke permukaan.

Sebagaimana cairan panas menjauh dari zona pembalikan massa air sepanjang zona sesar, mereka bercampur dengan air tanah dingin atau air meteorik, seperti yang ditunjukkan oleh adanya peningkatan bikarbonat dan magnesium dan penurunan boron, sulfat serta klorida.

Tipe reservoir pada tipe panasbumi ini berkisar antara jenis vulkanik, plutonik atau batuan sedimen; travertine serta silika di sumber air panas adalah indikasi reservoir yang dalam. Yang menjadi target pencarian dalam eksplorasinya adalah zona pertemuan patahan, patahan dilatasi dan shear-dilatasi, dan domain ekstensi pada zona konvergen. Beberapa contoh lapangan panasbumi dengan tipe ini seperti ditampilkan pada Gambar 1 yaitu lapangan panasbumi Brady di Nevada, Kizildere di Turki, Souz-sous-ForeTs di Prancis, dan Olkaria di Kenya.

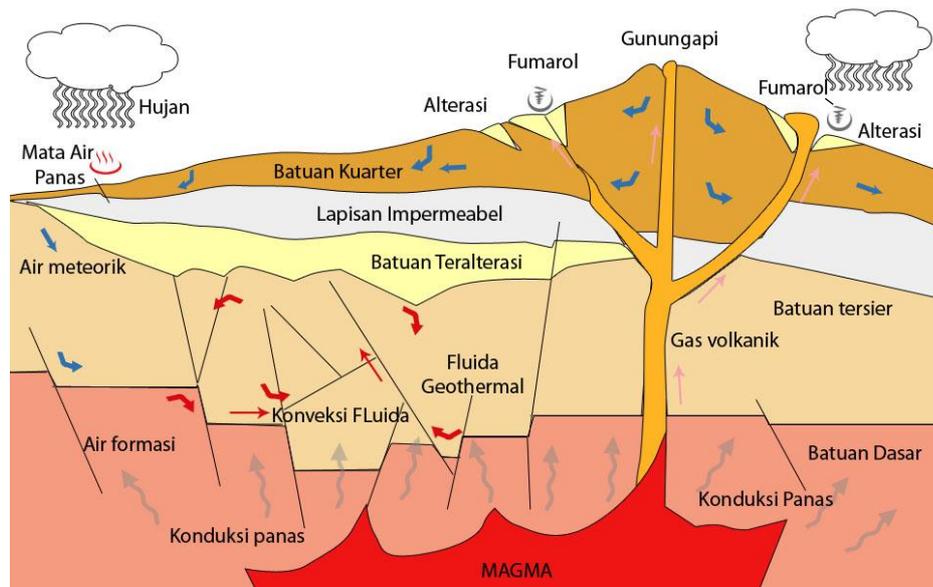
## **2. Komponen Penyusun Sistem Panasbumi**

Menurut Suharno (2010), sistem panas bumi hidrotermal dikontrol oleh adanya:

- a. Sumber panas (*heat source*) berupa plutonik,
- b. Batuan berporos atau reservoir (*reservoir*) tempat uap panas terjebak di dalamnya,
- c. Lapisan penutup, berupa batu lempung,
- d. Keberadaan struktur geologi (patahan, collapse, rekahan dan ketakselarasan),
- e. Daerah resapan air atau aliran air bawah permukaan (*recharge area*).

Air hujan akan merembes ke dalam tanah melalui saluran pori-pori atau rongga-rongga diantara butir-butir batuan, sehingga air dengan leluasa menerobos turun ke

batuan panas. Air tersebut terakumulasi dan terpanaskan oleh batuan panas, akibatnya suhu air meningkat, volume bertambah dan tekanan menjadi naik. Tekanan yang terus meningkat menyebabkan air panas naik ke atas melalui celah, retakan dan pori-pori yang berhubungan di dalam permukaan.



Gambar 5. Sistem Panasbumi dan manifestasi permukaan

Keberadaan suatu sistem panas bumi biasanya dicirikan oleh adanya manifestasi di permukaan. Manifestasi permukaan bisa keluar secara langsung (*direct discharge*) seperti mata air panas dan fumarola. Manifestasi permukaan juga bisa keluar secara terdifusi seperti pada kasus tanah beruap (*steaming ground*) dan tanah hangat (*warm ground*), juga bisa keluar secara *intermittent* seperti pada manifestasi geysir, dan juga bisa keluar secara tersembunyi seperti dalam bentuk rembesan di sungai. Secara umum, manifestasi permukaan yang sering muncul pada sistem-sistem panas bumi hidrotermal adalah: mata air panas, fumarola, *steaming ground*, *warm ground*, kolam lumpur panas, solfatara, dan batuan teralterasi. Manifestasi

panasbumi di permukaan diperkirakan terjadi karena adanya perambatan panas dari bawah permukaan atau karena adanya rekahan-rekahan yang memungkinkan fluida panasbumi (uap dan air panas) mengalir ke permukaan. Menurut Suharno (2013) beberapa manifestasi tersebut adalah:

a. Mata air panas (*hot spring*)

Batuan dalam dapur magma dapat menyimpan panas sampai ribuan tahun. Air tanah yang turun dan bersentuhan dengan magma akan terpanaskan dan cenderung naik ke permukaan melalui rekahan-rekahan pada batuan dan membentuk sumber mata air panas

b. Fumarola dan solfatara

Merupakan “lubang asap” tempat dikeluarkannya gas-gas yang dihasilkan oleh gunung api. Umumnya fumarola terletak di sekitar gunung api atau pada terobosan melalui rekahan-rekahan. Sedangkan solfatara merupakan fumarola yang mengeluarkan gas belerang (*sulfur*), seperti SO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>S, dan S. Sering juga dijumpai belerang yang mengendap sebagai kristal dan melapisi rekahan-rekahan pada batuan yang dilaluinya.

c. Geyser

Adalah air tanah yang tersembur keluar sebagai kolam uap dan air panas, terbentuk oleh adanya celah yang terisi air dari kawah. Semakin besar akumulasi air dalam celah, maka makin tinggi tekanan uap air yang menekan air di atasnya, sehingga air akan tersembur keluar.

d. Uap Tanah (*Steaming Ground*)

Di beberapa daerah lapangan panas bumi sering ditemukan tempat-tempat yang mengeluarkan uap panas (steam) Nampak keluar dari permukaan tanah.

Manifestasi seperti ini biasa disebut *steaming ground* (uap tanah). Diperkirakan uap panas tersebut berasal dari suatu lapisan tipis dekat permukaan yang mengandung air panas yang mempunyai suhu mendekati titik didihnya (*boiling point*).

e. Lumpur panas

Lumpur panas merupakan manifestasi panas bumi di permukaan, umumnya mengandung uap panas yang tidak terlalu banyak dan gas CO<sub>2</sub> yang tidak mudah menjadi cair (mengembun). Lumpur panas ditemukan dalam keadaan cair karena kondensasi uap panas. Sedangkan gelembung-gelembung yang terjadi disebabkan oleh keluarnya gas CO<sub>2</sub>.

f. Kawah (*crater*)

Pada puncak atau daerah sekitar puncak gunung api terdapat kawah, yaitu suatu bentuk depresi berbentuk corong terbuka ke atas yang merupakan tempat disembarkannya tepra gas-gas, lava dan gas-gas.

g. Batuan alterasi

Batuan alterasi merupakan tanda-tanda penting suatu lapangan panas bumi. Batuan alterasi terjadi karena proses interaksi antara batuan asal dengan fluida panas bumi. Batuan alterasi terjadi karena beberapa faktor, antara lain suhu, tekanan, jenis batuan, komposisi fluida, pH dan lamanya interaksi.

Interaksi batuan dengan *deep chloride water* (air klorida yang berasal dari reservoir dalam) akan menghasilkan mineral-mineral hidrotermal biasa disebut mineral sekunder. Mineral-mineral yang terbentuk pada kondisi suhu tinggi seperti epidote, chlorite, wairakite. Mineral lain seperti adularia dan albit memiliki karakter

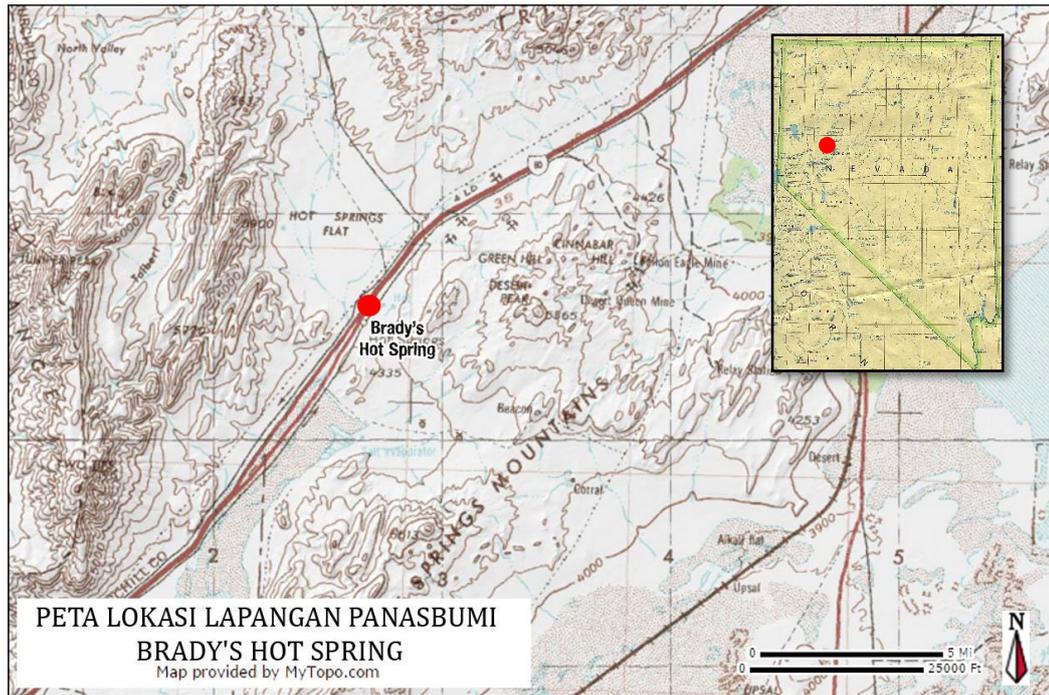
terbentuk di tempat yang memiliki permeabilitas tinggi. Interaksi batuan dengan air yang bersifat asam akan menghasilkan mineral hidrotermal lempung seperti kaolinite.

### **B. Lapangan Panasbumi Brady's Hot Spring**

Lapangan Panasbumi Brady's Hot Spring terletak di bagian utara dari Pegunungan Hot Springs, 32 km timur laut dari Fernley, Nevada. Secara administrasi, lapangan ini berada di Brady-Hazen, Propinsi Churchill, Nevada (Ettinger dan Brugman, 1992), dengan koordinat 39.80° Lintang Utara dan 119° Bujur Barat (Gambar 6). Pembangkit pada lapangan ini menggunakan kombinasi pembangkit listrik *dual flash* dan *binary* dengan total kapasitas terinstal sebesar 26 MWe (Faulds dkk., 2010).

### **C. Geologi Regional Brady's Hot Spring**

Brady's Hot Spring berlokasi di Nevada Barat bagian tengah pada *Basin* dan *Range* (barisan) daerah fisiografi. Pegunungan sekitarnya seperti Pegunungan Hot Springs sepanjang selatan dan timur, Barisan Trinity ke arah utara, dan Barisan Truckee ke arah barat dari batas barat laut depresi Carson Sink. Berdasarkan data yang ada, Nevada Barat bagian tengah merupakan situs untuk pengendapan batuan *eugeosynclinal* selama Era Paleozoikum. Orogenesa Paleozoik akhir terputus dan menerobos batuan ke arah timur, namun tidak ada dokumentasi secara detail karena batuan pasca Paleozoik menutupi daerah ini.



Gambar 6. Peta Lokasi Lapangan Panasbumi Brady's Hot Spring, Nevada

Batuan yang tersingkap di pegunungan sekitar Brady's Hot Springs berkisar dari jaman Triassic ke Kuaterner. Batuan pra-Tersier terdiri dari sedimen metamorfosa dan batuan vulkanik yang telah diterobos oleh pluton mafik dan bersilika. Lipatan dan patahan yang terbentuk pada Jurassic Tengah mendistorsi batuan yang lebih tua dalam hubungan struktural yang kompleks. Pada data sumur yang ada di lapangan Brady ini didapatkan batuan marmer, meta-tuff, phyllite, greenstone, dan batu kuarsit yang diidentifikasi terbentuk pada jaman Triassic ke Jurassic.

Geologi pada era Kenozoikum di barat-tengah Nevada mencerminkan periode vulkanisme intens dan diperumit oleh luasnya basin dan barisan patahan normal. Batuan ini muncul pada intrusi yang kompleks, arus sekuen *interfinger*, tuffa dan intrusi sub-vulkanik. Sedimen fluvial dan lakustrin terjadi secara sporadis, tetapi secara lokal meningkat ke barisan formasi. Deformasi Kenozoikum terdiri dari

patahan normal sudut tinggi dan termiringkan menjadi cekungan, barisan *horst* dan blok graben.

Volkanik Tersier yang tersusun dari basalt ke riolit terendapkan di atas batuan pra-tersier di area Brady's Hot Spring. Batuan Tersier tertua merupakan tufa riolit hingga litik dasit yang secara tentatif diketahui berumur Oligosen. Stratigrafi di atas tufa ini adalah basal abu-abu yang afanitik dan sangat vesikular dari formasi Chloropagus yang muncul sebagai aliran dan dike. Batuan lain yang terletak tidak selaras pada basal ini adalah serpih berwarna terang, serpih opal, silTstones, dan tufa yang ter-interbeded dengan aliran andesit dan basalt dari formasi Desert Peak. Formasi Truckee terdiri dari akumulasi tebal endapan danau dan fluvial sedimen dengan interlayered aliran basalt dan tuf yang menjadi batuan Tersier termuda kecuali pada urat basal yang sangat tipis dan terisolasi.

Kuartener aluvial dan endapan lakustrin mencakup lebih dari setengah dari wilayah tersebut. Endapan ini termasuk sedimen Pleistosen Danau Lahontan, alluvium tak terkonsolidasi dan kerikil pedimen. Baik batu Tersier serta Kuartar telah secara tektonik diangkat dan dimiringkan oleh Basin dan Barisan patahan normal sudut tinggi, menciptakan beberapa *horst* Nevada dan blok struktur *graben*. Deformasi ini dimulai pada awal Miosen dan berlanjut hingga hari ini. Sesar normal utama berarah utara hingga timur laut, mengikat perbukitan serta umumnya memecah bagian dalam perbukitan dan lembah (Mesquite Group, Inc., 1997).



sebagai batupasir berwarna coklat terang atau batulanau dengan matriks berupa lempung yang mengandung fragmen kerikil. Ketebalan alluvium berkisar antara beberapa centimeter dari sisi timur lapangan hingga 50an meter pada arah barat.

## 2. Basalt

Lembah yang berlokasi di sebelah timur pembangkit listrik tertutup oleh basalt. Benoit, dkk (1982) mengidentifikasi basalt ini berumur pliosen akhir. Ekstrusi mafik ini bisa jadi aliran urat yang dekat atau erosi sisa karena tidak ada satupun sumur yang terisi basalt.

## 3. Formasi Truckee

Sedimen danau tufaan berumur pliosen dan batugamping air tawar membentuk sebagian besar unit ini. Unit mencapai ketebalan 300 meter pada beberapa titik.

## 4. Formasi Desert Peak

Bagian bawah dari Formasi Desert Peak terdiri dari serpih bersilika, tufa basaltik, dan arus basal padat berwarna abu-kekuningan. Bagian atas dari Formasi Desert Peak terdiri dari tubuh diatomite tipis, serpih silisifikasi tipis, serta sejumlah kecil tuffa basaltik (Benoit dkk., 1982). Ketebalan formasi ini mencapai 500 meter pada lapangan Brady's Hot Springs (Mesquite Group, Inc., 1997).

## 5. Formasi Chloropagus

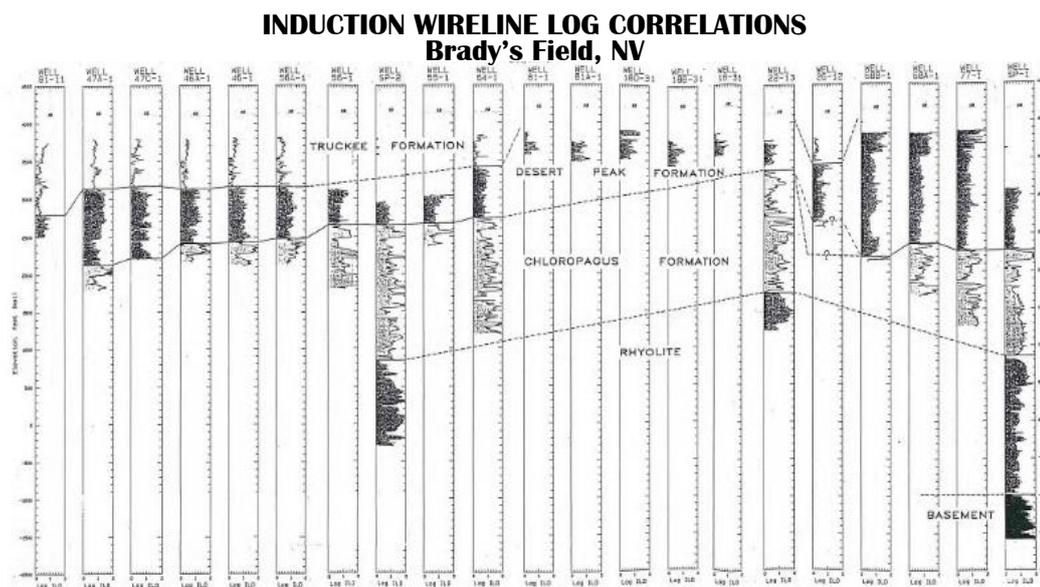
Bagian ini terdiri dari aliran basalt, aglomerat, tufa litik, dan sedimen berbutir halus yang diidentifikasi berumur pliosen/ miosen akhir (Benoit, 1982). Ketebalannya bervariasi mulai 60 hingga 300 meter (Mesquite Group, Inc., 1997).

## 6. Riolit

Sekuen pembentukan riolit dibagi menjadi tiga bagian; riolit-riodasit di bagian atas, rangkaian dasit di pertengahan dengan sedikit andesit, dan riolit-riodasit yang lebih bawah (Benoit, 1982). Tufa dan aliran riolit/riodasit dengan umur tersier muncul di bawah formasi Chlorophagus pada sumur yang lebih dalam dan pada singkapan yang berlokasi sekitar 10 km ke arah timur.

#### 7. Basement

Basement di sumur bor di Brady terdiri dari greenstone, meta-vulcanic, marmer, serta batu phyllite. Meskipun terdapat hornfels pada lumpur log, belum ditemukan adanya perpotongan batuan intrusi.



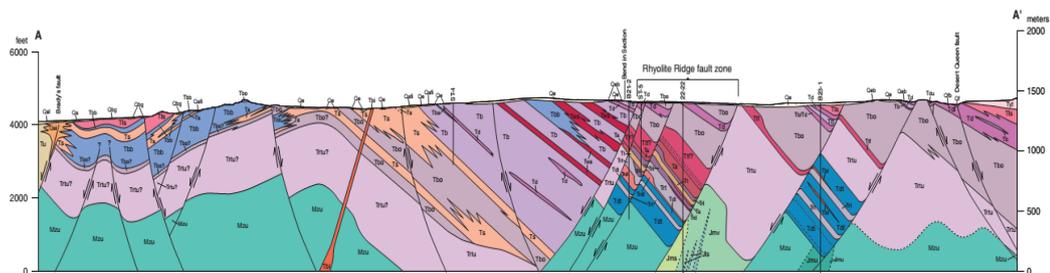
Gambar 8 . Lithologi Lapangan Panasbumi dari korelasi data sumur (Mesquite Group, Inc.,1997)

#### E. Sistem Panasbumi Lapangan Brady's Hot Spring

Berdasarkan klasifikasi Moeck (2014), lapangan ini termasuk kategori non-magmatis dengan sistem utama berupa ekstensional yang aktif. Pengontrol utama

sistem panasbumi Brady's Hot Spring adalah zona pegunungan Hot Spring yang secara primer tersusun dari batuan vulkanik dan sedimen yang terbentuk dari oligosen akhir hingga miosen akhir dengan basemen metamorfik dan granitik era mesozoikum. Area pada lapangan Brady di dominasi oleh blok sesar miring (*tilted fault blocks*) yang terikat dengan sesar normal yang menunjam curam (*steeply dipping normal faults*) dengan *trend* Utara-Timur Laut.

Sistem panasbumi pada lapangan ini menempati bidang patahan sebelah kiri pada strike sesar normal berarah Utara-Timur Laut dan dip sesarnya ke arah Barat. Bidang kiri patahan ini terhubung dengan beberapa patahan minor yang lebih condong ke arah utara dan menghasilkan retakan intensif pada batuan. Padatnya retakan di bidang ini meningkatkan permeabilitas batuan dan kemudian mengakomodasi naiknya fluida hidrotermal (Fauld dkk., 2010).



Gambar 9 . Struktur Pengontrol Lapangan Panasbumi Brady hingga Desert Queen (Fauld dkk., 2010)

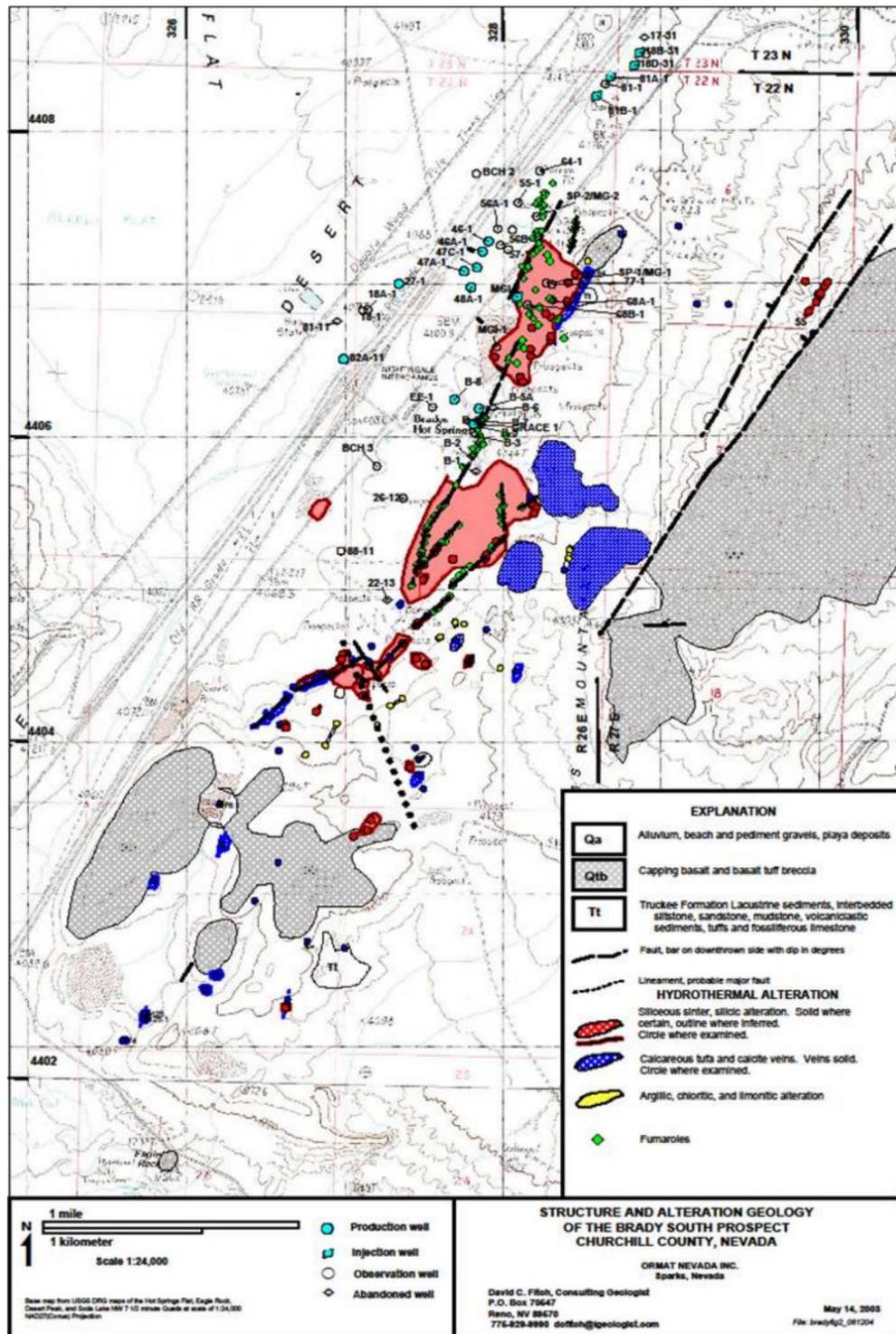
Lapangan panasbumi Brady Hot Spring memiliki temperatur reservoir 180-193°C yang masuk pada kategori entalpi tinggi (Faulds dkk., 2010) pada kedalaman 1-2 km (Benoit dkk., 1982). Batuan penudung (*caprock*) berada pada kedalaman sekitar 600 meter dengan litologi berupa alterasi hidrotermal vulkanik dengan umur tersier.

Batuan utama berupa batuan basemen metamorfik dengan umur mesozoikum (Lutz dkk., 2011). Ettinger dan Brugman (1992) menyebutkan bahwa sumur produksi pada lapangan panasbumi Brady's Hot Spring memotong zona produksi pada kedalaman 1000 hingga 1400 ft (300-425 meter)

#### **F. Manifestasi Permukaan Lapangan Brady's Hot Spring**

Aktivitas hidrotermal terjadi paling signifikan pada zona sesar Brady yang terdiri dari sistem formasi yang kompleks, dengan dip sesar primernya berarah Barat-Barat Laut. Ekspresi permukaan dari sistem panas bumi Brady adalah zona patahan dengan trend Utara-Timur Laut sepanjang 4 km, dengan manifestasi berupa sinter yang ekstensif, *warm ground*, fumarol, dan *mud pot* di sepanjang patahan Brady (Gambar 10) (Fauld dkk., 2010). Geyser dan *hot spring* (mata air panas) juga pernah ditemukan di lapangan ini serta dilaporkan tingginya suhu permukaan dan fumarol (Mesquite Group, Inc., 1997).

Selain manifestasi termal, beberapa indikasi lain dari aktivitas panas bumi terjadi di sepanjang zona patahan Brady. Sinter opaline yang melimpah yang umumnya menjadi semen batu terbreksikan ditemukan di sepanjang jejak patahan. Ditemukan pula konsentrasi kecil dari cinnabar (merkuri sulfida) serta sulfur asli. Intensitas ubahan hidrotermal alluvium terjadi pula pada patahan. Urat kalsit (kalsium karbonat) yang mengandung kristal euhedral besar muncul di sepanjang sisi timur zona patahan (Mesquite Group, Inc., 1997).



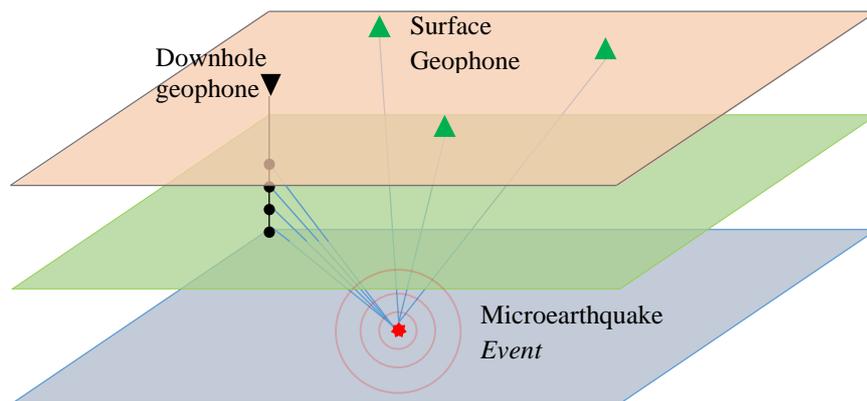
Gambar 10. Lokasi sumur, patahan, dan manifestasi panas permukaan lapangan panasbumi Brady's Hot Spring (Lutz dkk., 2011)

## **BAB III TEORI DASAR**

### **A. Metode Mikroseismik / *Microearthquake* (MEQ)**

Metode *microearthquake* (MEQ) atau mikroseismik merupakan salah satu metode geofisika yang menggunakan sumber pengukuran gelombang seismik natural yang memiliki frekuensi rendah. Konsep pengukuran mikroseismik sama dengan metode seismik, yaitu dengan menangkap gelombang getar yang berasal dari sumber getar atau sumber gempa. Mikroseismik merekam gempa-gempa atau gerakan-gerakan kecil ( $\leq 3$  SR), mencari frekuensi gempa yang dominan dan terbentuk akibat induksi yang disebabkan oleh simulasi hidraulik, produksi/ injeksi, pengeboran dan kegiatan lainnya pada reservoir dan juga untuk karakterisasi reservoir geothermal maupun monitoring penambangan bawah permukaan.

Secara sederhana metode ini merekam *event-event* seismik (gempa mikro) yang ada di suatu tempat. Sama dengan cara kerja jaringan seismograf di dunia untuk mempelajari gempa, walaupun magnitude yg terekam lebih kecil dengan resolusi yg lebih baik tentunya. Untuk monitoring digunakan asumsi bahwa segala signature geofisika (*event* seismik, perubahan gravity dll) terkait dengan perubahan di dalam reservoir karena ekstraksi fluida (steam pada geothermal atau hidrokarbon pada lapangan migas).



Gambar 11. Konsep metode mikroseismik / microearthquake

Terjadinya gempa mikro pada lapangan *geothermal* dapat disebabkan oleh beberapa faktor. Faktor tersebut diantaranya:

- 1) Zona lemah yang terbuka atau bergeser akibat air yang diinjeksikan dan meningkatnya tekanan dalam batuan.
- 2) Adanya kontak antara air dingin dengan batuan beku panas (*heat source*).
- 3) Berkurangnya tekanan pori yang mengakibatkan menutupnya pori batuan reservoir karena hilangnya fluida pengisi pori batuan (akibat produksi fluida).

### 1. Teori Dasar Gelombang Seismik

Gelombang seismik adalah rambatan energi yang disebabkan karena adanya gangguan di dalam kerak bumi, misalnya adanya patahan atau adanya ledakan. Energi ini akan merambat ke seluruh bagian bumi yang dapat terekam oleh seismometer. Efek yang ditimbulkan oleh adanya gelombang seismik ini adalah apa yang kita kenal sebagai fenomena gempa bumi. Perambatan gelombang seismik tergantung dari sifat elastisitas yang dimiliki oleh suatu batuan. Gelombang seismik yang melalui bidang interior bumi disebut Gelombang Badan sedangkan

gelombang seismik yang merambat melalui luar bumi disebut Gelombang Permukaan (Biot dan Romain, 1965).

a. Gelombang Badan (*Body Wave*)

Gelombang badan adalah gelombang seismik yang merambat hingga ke dalam bumi. Berdasarkan gerak partikel pada media dan arah penjarannya, gelombang dapat dibedakan atas gelombang P (*P-wave*) dan gelombang S (*S-wave*).

- *P-wave* atau Gelombang Primer

Gelombang P atau disebut juga gelombang primer adalah gelombang yang pertama kali tercatat di alat seismometer. Hal ini disebabkan karena gelombang ini memiliki kecepatan yang paling cepat dibandingkan gelombang seismik yang lain. Bentuk penjaran gelombang P adalah longitudinal dimana arah gelombang sejajar dengan arah penjarannya.

Gelombang P dapat menjalar di semua medium. Arah getarannya kedepan dan kebelakang sehingga materi yang dilaluinya mengalami tekanan dan peragangan seperti spiral. Oleh karena itu, sering disebut dengan *Push-Pull Wave* atau *Compressional Wave*. Persamaan dari kecepatan gelombang P adalah,

$$V_P = \alpha = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} \quad (1)$$

dimana  $V_P$  adalah kecepatan gelombang P,  $\lambda$  adalah parameter *Lame*,  $\mu$  adalah modulus geser dan  $\rho$  adalah densitas batuan.

- *S-wave* atau Gelombang Sekunder

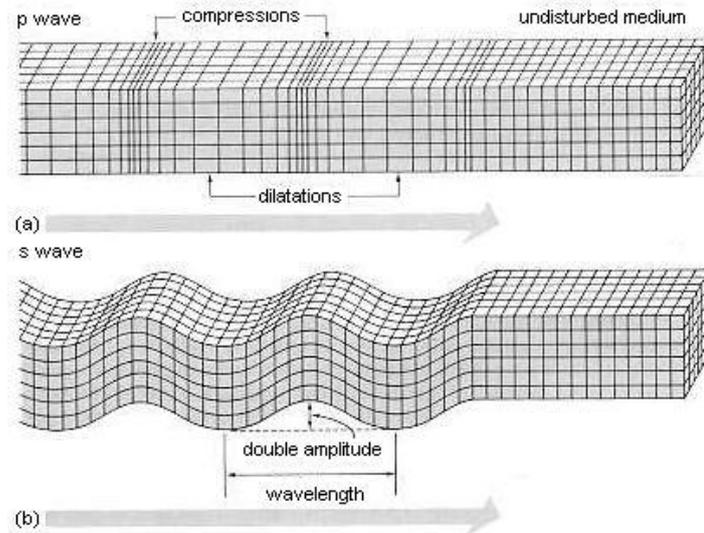
Gelombang S atau gelombang sekunder adalah gelombang seismik yang hanya merambat di permukaan bumi. Merupakan gelombang transversal yang memiliki arah getar tegak lurus dengan arah penjarannya. Gelombang ini memiliki waktu perambatan yang lebih lama dari pada gelombang P sehingga akan tercatat setelah gelombang P pada alat seismometer.

Gelombang S tidak dapat merambat di medium cair. Persamaan dari kecepatan gelombang S adalah,

$$V_s = \beta = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (2)$$

dimana  $V_s$  adalah kecepatan gelombang S,  $\mu$  adalah modulus geser dan  $\rho$  adalah densitas batuan.

Simulasi pergerakan gelombang badan dapat dilihat pada Gambar 12. Gelombang ini menyebabkan gerakan partikel-partikel media dalam arah tangensial terhadap arah penjaran gelombang. Bila arah getar gelombang S terpolarisir pada bidang vertikal maka gelombang tipe ini disebut gelombang SV. Sedangkan bila arah getarnya terpolarisir pada bidang horisontal maka gelombang ini disebut gelombang SH (Munadi, 2002).



Gambar 12. Simulasi gerakan gelombang P dan S (Bolt, 1976).

b. Gelombang Permukaan (*Surface wave*)

Gelombang permukaan adalah jenis gelombang seismik yang hanya merambat di permukaan bumi. Amplitudo gelombang ini akan semakin melemah jika semakin masuk ke dalam bumi. Gelombang ini dapat disamakan dengan gelombang air yang mengalir diatas permukaan bumi, gerakannya lebih lambat dibandingkan gelombang badan. Ada dua tipe Gelombang Permukaan, yaitu gelombang Love dan Gelombang Rayleigh.

- Gelombang *Reyleigh*

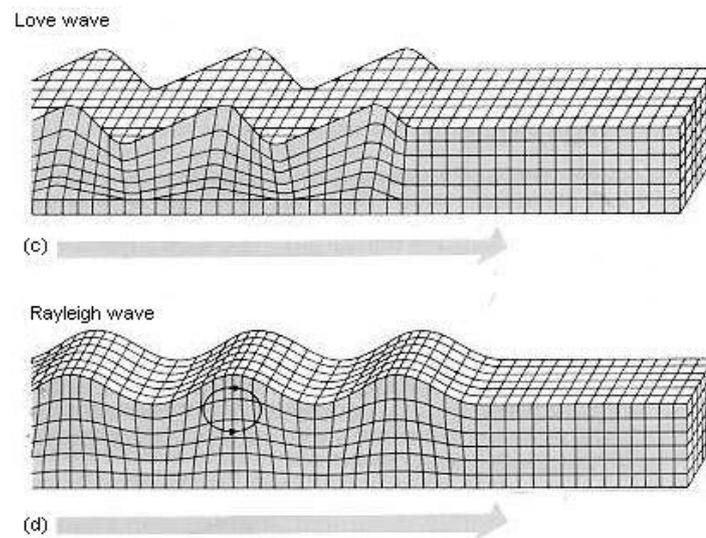
Gelombang *Rayleigh* adalah gelombang yang merambat pada batas permukaan saja dan hanya dapat merambat pada media padat serta arah getarannya berlawanan arah dengan arah perambatannya. Gelombang Rayleigh memiliki gerakan partikel yang merupakan kombinasi dari gerakan partikel Gelombang P dan S. Gerakan partikel gelombang ini terpolarisasi elips dengan faktor amplitude yang mempunyai tanda berkebalikan sehingga gerakan partikelnya mundur (Santoso, 2002).

- Gelombang *Love*

Gelombang *love* adalah gelombang yang hanya merambat pada batas lapisan saja dan bergerak pada bidang yang horisontal saja (Putri, 2012).

Gelombang Love adalah Gelombang Permukaan yang gerakan partikelnya mirip dengan Gelombang S, yaitu terjadi secara transversal. Gelombang Love merupakan gelombang permukaan yang terbesar dan amplitudonya meningkat seiring dengan bertambahnya kedalaman.

Gelombang Love merambat lebih cepat dibandingkan Gelombang Rayleigh. Simulasi perambatan gelombang permukaan dapat dilihat pada Gambar 13 di bawah.



Gambar 13. Gelombang Love dan gelombang Rayleigh (Bolt, 1976)

## 2. Parameter Sumber Gempa

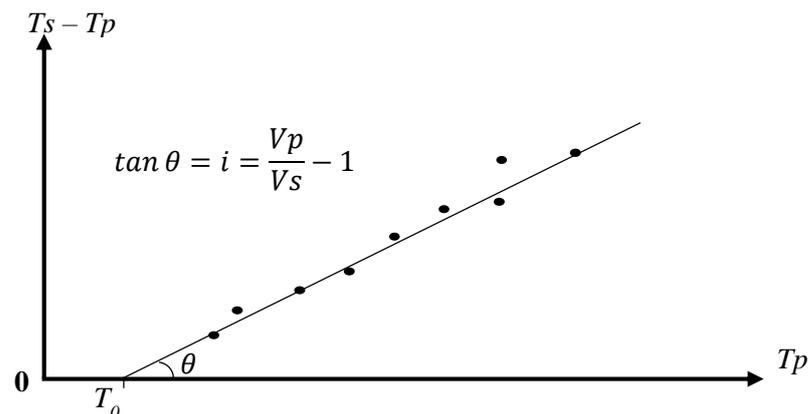
Setiap kejadian gempa bumi akan menghasilkan informasi seismik berupa rekaman sinyal berbentuk gelombang yang setelah melalui proses manual atau non manual akan menjadi data bacaan fase. Informasi seismik selanjutnya mengalami proses

pengumpulan, pengolahan dan analisis sehingga menjadi parameter gempa bumi.

Parameter gempa bumi tersebut meliputi :

a. Waktu terjadinya gempa (*Origin Time*)

*Origin Time* atau waktu terjadinya gempa bumi merupakan waktu dimana pelepasan energi pertama kali terjadi pada lempeng tektonik bumi yang mengalami tekanan akibat tumbukan atau gesekan dan dinyatakan dalam hari, tanggal, bulan, tahun, jam, menit, detik dalam satuan UTC (*Universal Time Coordinated*). *Origin time* ditentukan dari perpotongan garis  $T_p$  ketika  $T_s - T_p$  sama dengan nol yang secara sederhana dapat menggunakan diagram Wadati.



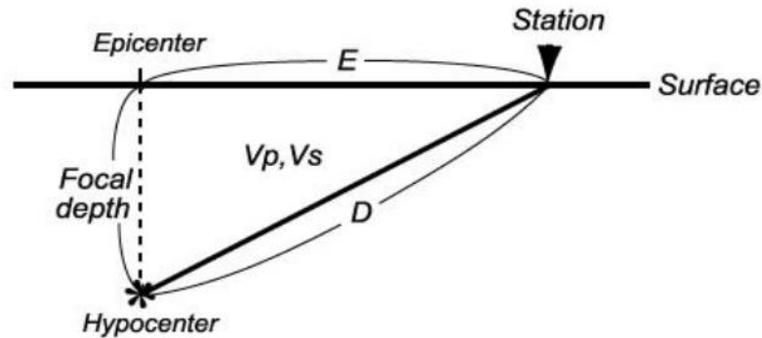
Gambar 14. Diagram Wadati (Hurukawa dkk., 2008) [Gambar dimodifikasi]

Dimana  $T_p$  adalah waktu tiba gelombang P,  $T_s$  adalah waktu tiba gelombang S,  $T_0$  adalah *origin time*,  $V_p$  adalah kecepatan gelombang P dan  $V_s$  adalah kecepatan gelombang S.

b. Hiposenter

Hiposenter merupakan pusat gempa bumi yang berada di dalam permukaan bumi. Untuk memudahkan terkadang hiposenter diasumsikan sebagai sebuah

titik, namun pada kenyataannya hiposenter merupakan sebuah bidang yang luasnya tergantung pada besarnya energi yang dilepaskan. Penentuan hiposenter juga dapat menggunakan diagram Wadati, dengan mengasumsikan bahwa lapisan bumi adalah homogen.



Gambar 15. Jarak hiposenter (Hurukawa dkk., 2008).

Dari Gambar diatas,  $D$  adalah jarak hiposenter dengan stasiun pencatat, dan dapat dinyatakan dengan persamaan berikut:

$$D = T_{po} * V_p \quad (3)$$

$$\begin{aligned} D &= T_{so} * V_s = (T_s - T_0) * V_s \\ &= \{(T_s - T_p) + (T_p - T_0)\} * V_s \\ &= (T_{sp} + T_{p0}) * V_s \end{aligned} \quad (4)$$

dimana  $T_{sp}$  adalah  $T_s - T_p$ .

### c. Episenter

Episenter merupakan titik di permukaan bumi yang merupakan reflektifitas tegak lurus dari hiposenter. Lokasi episenter dibuat dalam koordinat kartesian bola bumi atau sstem koordinat geografis dan dinyatakan dalam derajat lintang dan bujur.

d. Magnitudo

Ukuran dari kekuatan gempa disebut magnitudo, yaitu parameter gempa yang mengukur besarnya energi gempa yang dilepaskan dari sumbernya. Jadi pengukuran magnitudo yang dilakukan di tempat yang berbeda harus menghasilkan harga yang sama walaupun gempa yang dirasakan di tempat-tempat tersebut tentu berbeda. Satuan yang dipakai adalah Skala Richter.

## **B. Ray Tracing Metode *Pseudo Bending***

*Ray tracing* adalah peruntukan lintasan sinar (ray path) antara sumber gempa dengan stasiun penerima. *Ray tracing* merupakan teknik yang sangat fundamental untuk menghitung waktu tempuh dalam memecahkan masalah forward dan inversi model seismologi. Ada beberapa metoda ray tracing antara lain: *shooting* dengan menggunakan hukum Snellius, dan *pseudo bending* dengan menggunakan prinsip Fermat. Metode *pseudo bending* kemudian dipilih dalam penelitian ini disebabkan oleh waktu komputasi untuk penghitungan waktu tempuh dan lintasan sinar gelombang yang relatif cepat.

Metode *pseudo bending* tidak secara langsung memecahkan persamaan sinar gelombang, tetapi sebagai penggantinya digunakan minimisasi secara langsung waktu tempuh dengan memberikan gangguan kecil secara bertahap pada lintasan sinar gelombang (Um dan Thurber, 1987). Waktu tempuh (T) sepanjang lintasan sinar antara dua titik, source (i) dan receiver (j) diungkapkan dalam bentuk integral garis sebagai berikut (Um dan Thurber, 1987):

$$T = \int_j^i \frac{1}{v} dl \quad (5)$$

dimana  $v$  adalah kecepatan penjalaran gelombang dan  $dl$  segmen lintasan sinar.

Dalam perhitungan waktu tempuh gelombang secara penjumlahan numerik sepanjang *ray segment*, persamaan waktu tempuh gelombang dapat dituliskan kembali dengan menggunakan cara *trapezoidal* (Um dan Thurber, 1987):

$$T = \sum_{k=2}^n |\vec{X}_k - \vec{X}_{k-1}| \left( \frac{1}{v_k} + \frac{1}{v_{k-1}} \right) / 2 \quad (6)$$

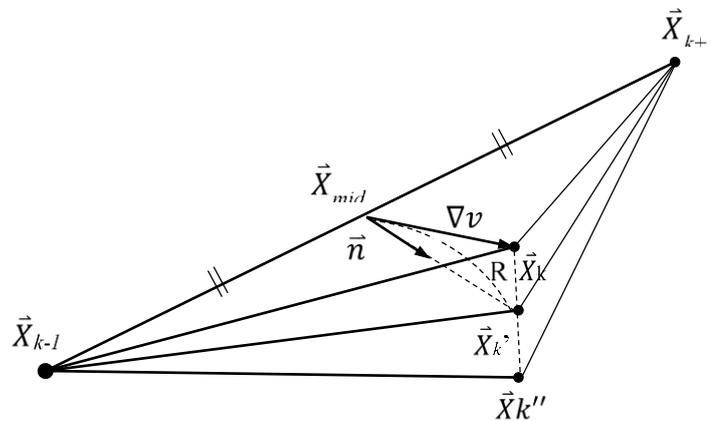
dimana :

$n$  = nomor dari titik definisi ray

$\vec{X}_k$  = vektor posisi dari titik ke-k

$v_k$  = kecepatan gelombang pada titik ke-k

Dengan melibatkan 3 titik yang berdekatan seperti gambar di bawah ini.



Gambar 16. Ilustrasi dari skema 3 titik perturbasi ( $\vec{X}_{k-1}$ ,  $\vec{X}_k$ ,  $\vec{X}_{k+1}$ ). Setelah direlokasi sepanjang  $R_c$  pada arah  $\vec{n}$  dengan mengunci posisi  $\vec{X}_{k-1}$  dan  $\vec{X}_{k+1}$ , didapatkan titik lintasan yang baru  $\vec{X}_k'$ .

Ray tracing berawal dari sinar gelombang antara titik  $\vec{X}_{k-1}$  dan  $\vec{X}_{k+1}$  berupa garis lurus. Kemudian titik tengah antara kedua titik ini,  $\vec{X}_k$  (pada perturbasi pertama) ditekuk ke arah  $\vec{n}$  sejauh  $R_c$ . Skema 3 titik perturbasi ini diaplikasi ke sepanjang

sinar gelombang, kemudian sinar gelombang sudah mengalami gangguan tetapi belum mencapai waktu tempuh minimum (Fermat's Principle). Hasil perturbasi pertama menjadi model awal dan untuk perturbasi selanjutnya  $\vec{X}_k \neq \vec{X}_{mid}$  kemudian arah tekukan  $\vec{n}$  dan sejauh  $R$  dihitung kembali. Perturbasi 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:

$$\vec{n} = \left( \nabla v - \frac{[(\nabla v)(\vec{X}_{k+1} - \vec{X}_{k-1})](\vec{X}_{k+1} - \vec{X}_{k-1})}{|\vec{X}_{k+1} - \vec{X}_{k-1}|^2} \right) \quad (7)$$

$$\hat{n} = \frac{\vec{n}}{|\vec{n}|}$$

Dan jarak  $Rc$  dihitung dengan rumus sebagai berikut:

$$Rc = -\frac{cv_{mid+1}}{\{4c\vec{n}(\nabla v)_{mid}\}} + \left[ \frac{(cv_{mid+1})^{\frac{1}{2}}}{\{4c\vec{n}(\nabla v)_{mid}\}^2} + \frac{L^2}{2cv_{mid}} \right]^{1/2} \quad (8)$$

Dimana,

$$L = |\vec{X}_k - \vec{X}_{mid}| \quad (9)$$

$$c = \left( \frac{1}{v_{k+1}} + \frac{1}{v_{k-1}} \right) / 2 \quad (10)$$

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

$$\vec{X}'_k = \vec{X}_{mid} + \vec{n} Rc \quad (11)$$

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

$$v_k' = v_{mid} + [\vec{n} (\nabla v)_{mid}]R \quad (12)$$

Pada pemograman ini *ray tracing* berawal dengan *ray* lurus. Kemudian *ray* lurus ini diberi gangguan arah  $\vec{n}$  sejauh  $R_c$  pada setiap titik tekuknya. *Ray* diperbaharui sebanyak jumlah perturbasi. Masing-masing *ray* hasil setiap perturbasi 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.

$$Waktu\ tempuh = \sum g_j dS_j \quad (13)$$

Dimana  $g_j$  adalah *slowness* (pelambatan) pada blok ke- $j$  yang dilewati oleh *ray*.  $dS_j$  merupakan panjang *ray* pada blok ke- $j$  yang dilewati *ray*. Kemudian dari waktu tempuh masing-masing perturbasi pada *ray tracing* dipilih waktu minimumnya dan kemudian perturbasi ke- $i$  dengan waktu minimum ini menjadi *ray tracing* akhir yang memenuhi prinsip Fermat.

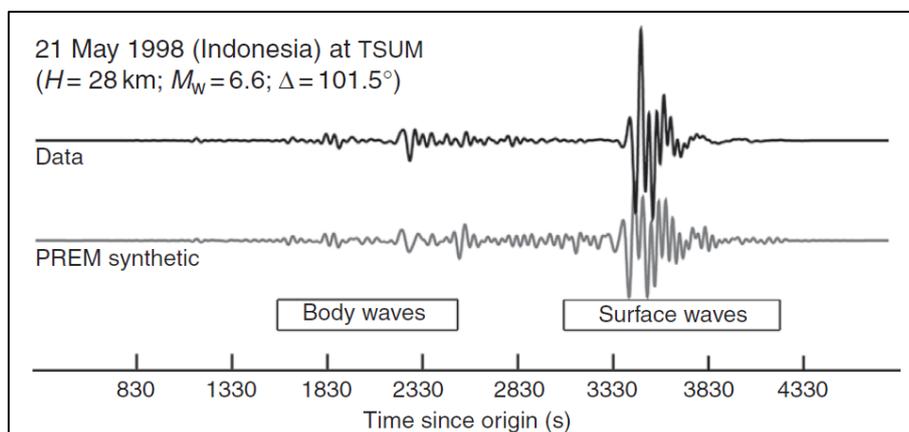
### C. Tomografi Seismik

Tomografi didefinisikan sebagai suatu teknik pencitraan untuk mendeterminasi variasi sifat fisis batuan seperti kecepatan gelombang P, gelombang S, atenuasi, dll. Koulakov (2009) menjelaskan bahwa tomografi seismik merupakan cara yang efektif untuk menyelidiki interior bumi. Hasil yang diberikan dari inversi tomografi menggambarkan mekanisme yang mengontrol proses tektonik di bumi. Studi ini dilakukan pada skala yang berbeda, dari global hingga lokal. Salah satu skema tomografi didasarkan dengan menggunakan waktu kedatangan P dan S gelombang seismik dari gempa bumi lokal yang tidak diketahui parameternya (*Local Earthquake Tomography* [LET]). LET sering dilakukan di daerah kontras tinggi (misalnya, zona subduksi dan daerah vulkanik) dan membutuhkan pendekatan perhitungan nonlinear berulang di mana *ray path* ditelusuri dan di diperbarui dalam model kecepatan 3D.

Waktu yang dibutuhkan oleh gelombang seismik untuk tiba di stasiun seismik dari sumber gempa bumi dapat digunakan untuk menghitung kecepatan sepanjang *ray path* gelombang itu. Dengan menggunakan waktu tiba dari gelombang seismik yang berbeda, para ilmuwan dapat menentukan daerah yang lebih lambat atau lebih cepat jauh di dalam bumi. Gelombang yang datang lebih dahulu bergerak lebih cepat. Kemudian gelombang akan diperlambat oleh sesuatu dalam perjalanan. Berbagai sifat material mengontrol kecepatan dan penyerapan gelombang seismik. Studi yang cermat dari waktu perjalanan dan amplitudo dapat digunakan untuk menduga keberadaan fitur atau material di dalam planet ini.

Tomografi seismik merupakan salah satu teknik pokok yang digunakan untuk membatasi distribusi sifat fisik bumi tiga dimensi (3D) yang mempengaruhi propagasi gelombang seismik: elastisitas, anelastisitas parameter anisotropik, dan kepadatan. Model tomografi sering memainkan peran penting dalam analisis bawah permukaan, seperti analisis litologi, suhu, *fracturing*, kandungan fluida, dll. Sejak awal perkembangannya, di pertengahan 1970-an, tomografi seismik telah tumbuh menjadi salah satu alat fundamental seismologi modern.

Menurut Thurber dan RiTsema (2007), terdapat tiga tipe data dari gempa yang dapat digunakan sebagai alat penentuan tomografi (Gambar 17), yaitu waktu tempuh gelombang badan, dispersi gelombang permukaan, dan perhitungan spektral osilasi bebas. Waktu tempuh dari gelombang tubuh teleseismik adalah yang paling sering digunakan dalam penentuan tomografi global dan regional.



Gambar 17. Seismogram dari data terekam (atas) dan sintetik seismogram berdasarkan referensi model bumi awal (bawah), terindikasi waktu datang gelombang badan dan permukaan (Thurber dan RiTsema, 2007).

## 1. Inversi Tomografi

Inversi tomografi dilakukan secara simultan dengan memanfaatkan anomali gelombang P dan gelombang S, parameter sumber gempa (empat parameter untuk masing-masing gempa), dan koreksi stasiun gelombang P dan S. Sistem dari persamaan liniernya memiliki struktur sebagai berikut (Koulakov dkk, 2007):

$$\left(\frac{\partial t_i}{\partial V_j^P} dV_j^P\right) + 0 + \left(W^{Scree} \frac{\partial t_i}{\partial \sigma_k} d\sigma_k\right) + (W^{St-P} d\tau_{st}^P) + 0 = dt_i^P \quad (14a)$$

$$0 + \left(\frac{\partial t_i}{\partial V_j^S} dV_j^S\right) + \left(W^{Scree} \frac{\partial t_i}{\partial \sigma_k} d\sigma_k\right) + 0 + (W^{St-S} d\tau_{st}^S) = dt_i^S \quad (14b)$$

$$[Sm\_P (dV_m^P - dV_n^P)] + 0 + 0 + 0 + 0 = 0 \quad (14c)$$

$$0 + [Sm\_S (dV_m^S - dV_n^S)] + 0 + 0 + 0 = 0 \quad (14d)$$

$$(Re\_P dV_j^P) + 0 + 0 + 0 + 0 = 0 \quad (14e)$$

$$0 + (Re\_S dV_j^S) + 0 + 0 + 0 = 0 \quad (14f)$$

Pada masing-masing persamaan, terdapat lima parameter berbeda yang tidak diketahui. Parameter yang memenuhi persamaan pada bagian pertama dan kedua merupakan anomali kecepatan gelombang P dan S ( $dVP$ ,  $dVS$ ). Bagian ketiga adalah untuk koreksi parameter sumber,  $\sigma$ , yang mengandung koordinat sumber, dan *origin time*.  $W^{Scree}$  adalah bobot yang mengontrol parameter sumber. Bagian keempat dan kelima untuk menentukan koreksi stasiun P dan S,  $d\tau_{st}^P$  dan  $d\tau_{st}^S$ .  $W^{St-P}$  dan  $W^{St-S}$  adalah bobot untuk koreksi stasiun P dan S.

Persamaan (14a) dan (14b) merupakan persamaan utama dengan residual observasi,  $dt^P$  dan  $dt^S$ , di bagian kanan. Persamaan yang lainnya merupakan persamaan

pelengkap untuk mengontrol kehalusan dan amplitudo dari model kecepatan. Persamaan (14c) dan (14d) mengandung dua elemen *nonzero* (bukan nol) dengan tanda berkebalikan, yang berhubungan kepada parameter noda (titik) yang berdekatan (ditunjukkan dengan m dan n). Vektor dari data yang berhubungan dengan blok ini adalah nol. Dengan meningkatkan bobot pada elemen ini,  $Sm_P$  dan  $Sm_S$ , menghasilkan efek perataan pada anomali yang dihasilkan. Blok yang mengontrol amplitudo dari model (Persamaan (14e) dan (14f)) memiliki memiliki struktur diagonal dengan hanya satu elemen pada masing-masing persamaan dengan data vektornya bernilai nol.  $Re_P$  dan  $Re_S$  adalah koefisien untuk penyesuaian amplitudo (pengaturan parameter).

## 2. Inversi $V_p$ dan $V_s$

Algoritma tomografi umumnya didasarkan pada pendekatan linier, di mana *raypath* gelombang tidak dirubah meski terdapat perubahan dalam model kecepatan yang diperoleh. Turunan pertama matriks  $A$ , yang mencerminkan pengaruh variasi kecepatan pada node  $i$  pada waktu tempuh dari sinar  $j$ , dihitung dengan integrasi sepanjang raypath  $\gamma$  sebagai (Koulakov dkk, 2006):

$$A_{ij} = \int_{\gamma} \Delta g_j(\gamma) dS / \Delta \vartheta_j, \quad (15)$$

Dimana  $\Delta g_j$  adalah pelambatan (*slowness*) gangguan pada titik saat ray yang disebabkan oleh unit anomali pelambatan  $\vartheta_j$  pada titik  $j$ . Sebagai hasil dari inversi matriks, diperoleh nilai-nilai anomali kecepatan pada grid irregular. Sebelum melanjutkan ke iterasi berikutnya, kecepatan lapangan dihitung pada grid reguler

dan dihaluskan. Koreksi stasiun diperoleh dari pengurangan waktu tempuh gelombang yang diamati. Iterasi berikutnya dimulai dari lokasi sumber absolut dalam model kecepatan 3-D yang baru (Koulakov dkk, 2006):

$$V_{iter}(x, y, z) = V_{awal}(x, y, z) + dv_{iter}(x, y, z), \quad (16)$$

Dimana  $V_{awal}(x, y, z)$  adalah model kecepatan awal yang nilainya selalu tetap pada setiap iterasi,  $dv_{iter}(x, y, z)$  adalah fungsi anomali kecepatan yang dikoreksi pada setiap iterasi. Saat perubahan  $dv_{iter}(x, y, z)$  pada iterasi berikutnya tidak signifikan, proses iterasi dihentikan.

### 3. Inversi $V_p$ dan Rasio $V_p/V_s$

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

Algoritma untuk inversi  $V_p$  dan rasio  $V_p/V_s$  dibangun dengan kekhususan utama, yaitu elemen matriksnya dikomputasi sepanjang *raypath*  $P$  dan  $S$ . Jika kita notasikan  $V_p/V_s$  sebagai  $X$  dan diasumsikan waktu tempuh  $P$  dan  $S$  sebagai fungsi  $V_p$  dan  $X$ , hasil diferensiasi lengkapnya adalah sebagai berikut:

$$dt_P = \frac{\partial t_P}{\partial V_P} dV_P \quad (17)$$

$$dt_S = \frac{1}{X} \frac{\partial t_S}{\partial V_S} dV_P - \frac{V_P}{X^2} \frac{\partial t_S}{\partial V_S} dX \quad (18)$$

Dimana  $\frac{\partial t_P}{\partial V_P}$  dan  $\frac{\partial t_S}{\partial V_S}$  merupakan elemen matriks Frechet yang juga digunakan dalam tomografi untuk anomali kecepatan P dan S.

#### D. *Poisson's Ratio*

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):

$$PR = \frac{Vp^2 - 2Vs^2}{2(Vp^2 - Vs^2)} \quad (19)$$

Dimana *PR* adalah *Poisson's ratio*, *Vp* adalah kecepatan gelombang kompresi, dan *Vs* adalah kecepatan gelombang geser (transversal).

Foulger (1982) menyatakan *Poisson's ratio* dapat diperkirakan dengan memeriksa waktu perjalanan relatif gelombang kompresi dan geser dari *event* microearthquakes yang berbeda yang terekam pada beberapa stasiun. Percobaan laboratorium menunjukkan bahwa batuan kering menampilkan rasio yang lebih rendah Poisson dari yang basah.

Dijelaskan dalam Foulger (1982) bahwa Somerton (1978) melakukan pengukuran laboratorium *Poisson's ratio* di kedua batupasir kering dan jenuh air dari lapangan panas bumi Cerro Prieto (Meksiko) dan diperoleh nilai 0,1 untuk kering dan 0,3 untuk sampel basah. Majer dan McEvelly (1979) diperoleh nilai *Poisson's ratio* untuk geysir, dengan metode seismik pasif, dan memperoleh nilai 0,15 -0,2 dalam zona produksi, dan nilai-nilai yang lebih tinggi di luar itu. Rendahnya nilai yang diperoleh dianggap mencerminkan dominasi uap dari batuan reservoir. Nilai yang rendah juga diperoleh untuk daerah Hot Springs Coso (Combs dan Rotstein, 1975 dalam Foulger, 1982) dan ditafsirkan menunjukkan dominasi uap. Studi pada reservoir dominasi air, telah menghasilkan nilai yang lebih tinggi yaitu 0,4.

## **BAB IV METODE PENELITIAN**

### **A. Lokasi dan Waktu Penelitian**

Lokasi tugas akhir dilakukan di Laboratorium Pemodelan Geofisika, Teknik Geofisika Universitas Lampung, dengan waktu pelaksanaan selama 2 bulan. Tema dari tugas akhir ini adalah **Inversi Tomografi dan Sebaran *Poisson's Ratio* Gempa Mikro pada Lapangan Panasbumi Brady's Hot Spring.**

### **B. Perangkat Lunak dan Data Penelitian**

Perangkat lunak yang diperlukan dalam penelitian ini adalah sebagai berikut:

1. *Software* pengolah angka, digunakan untuk pengolahan data waktu tempuh gempa mikro, plotting data, perhitungan *Poisson's ratio* dan perhitungan lain yang diperlukan.
2. Program LOTOS, digunakan untuk mengolah data gempa mikro agar menghasilkan tomografi 2D dan 3D.
3. *Software* pengolahan data digital (peta) untuk mengolah data berupa peta dasar, peta geologi, dan informasi geografis lain yang diperlukan.
4. *Software* pengolah data 3D, digunakan untuk menampilkan hasil pengolahan data secara 3D.

Data yang digunakan dalam penelitian ini adalah sebagai berikut:

1. Data katalog gempa mikro lapangan panasbumi Brady Hot Spring selama November 2010 hingga Mei 2015. Sumber data dari Northern California Earthquake Data Center (NCEDEC) dan merupakan data sekunder yang meliputi *event* gempa mikro, posisi hiposenter, fasa gelombang, posisi stasiun, dan model awal kecepatan 1D.
2. Data penunjang pada lapangan panasbumi lainnya (geologi, topografi, dll.), digunakan untuk penunjang interpretasi.

### **C. Pengolahan Data**

Dalam penelitian ini, dilakukan beberapa tahap pengolahan. Secara deskriptif, langkah kerja dalam penelitian ini dijelaskan sebagai berikut:

#### **1. Pengumpulan dan seleksi data**

Dari seluruh data dalam katalog, dipilih *event-event* yang sebisa mungkin terdistribusi secara merata hingga kedalaman yang diinginkan agar tomografi dan sebaran *Poisson's ratio* memiliki resolusi yang baik. Untuk mendapatkannya, dikumpulkan *event-event* untuk setiap interval kedalaman dengan jumlah maksimum fase direkam.

#### **2. Inversi Tomografi**

Secara general, inversi tomografi dengan menggunakan LOTOS memiliki beberapa tahapan. Tahap pertama yaitu pengoptimalan model kecepatan 1D dan lokasi sumber mula-mula. Tahap kedua penentuan lokasi sumber dengan model kecepatan 3D yang dihasilkan dari tahap pertama. Tahap ketiga inversi simultan untuk

parameter sumber gempa dan model kecepatan menggunakan beberapa parameter grid. Secara lebih rinci tahapan inversi tomografi adalah sebagai berikut.

### **2.1. Optimasi model kecepatan 1D dan lokasi sumber mula-mula**

Setelah didapatkan data dengan kualitas yang baik dari tahap seleksi data, dilakukan perhitungan ulang lokasi mula-mula dari sumber gempa. Tahap pertama, dilakukan perhitungan waktu tempuh dengan data kecepatan 1D yang didapatkan dari katalog. 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. Tahapan tersebut kemudian diulang secara simultan hingga menghasilkan RMS terendah.

### **2.2. Penentuan *Raytracing* pada model kecepatan 3D**

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

### **2.3. Relokasi sumber gempa mikro dengan model kecepatan 3D**

Setelah di dapatkan model kecepatan 1D serta lokasi awal sumber, sumber gempa kemudian direlokasi dengan menggunakan kode yang berdasar pada *raytracing* 3D. Untuk menentukan lokasi dalam 3D digunakan metode gradien karena memiliki kecepatan penentuan sumber yang lebih cepat dari metode lainnya.

#### **2.4. Parameterisasi dengan noda-noda**

Metode parameterisasi menggunakan jaringan noda-noda atau sel-sel digunakan untuk menghasilkan parameter pada perturbasi kecepatan. Noda atau titik yang tersebar dikonstruksi pada iterasi pertama.

#### **2.5. Perhitungan Matriks dan Inversi**

Turunan pertama matriks dihitung dengan mengkomputasi *raypath* setelah lokasi sumber pada model 3D. Masing-masing elemen matriks,  $A_{ij} = t_i / \partial v_j$ , 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.

#### **2.6. Iterasi berulang**

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. Menghitung nilai *Poisson's Ratio***

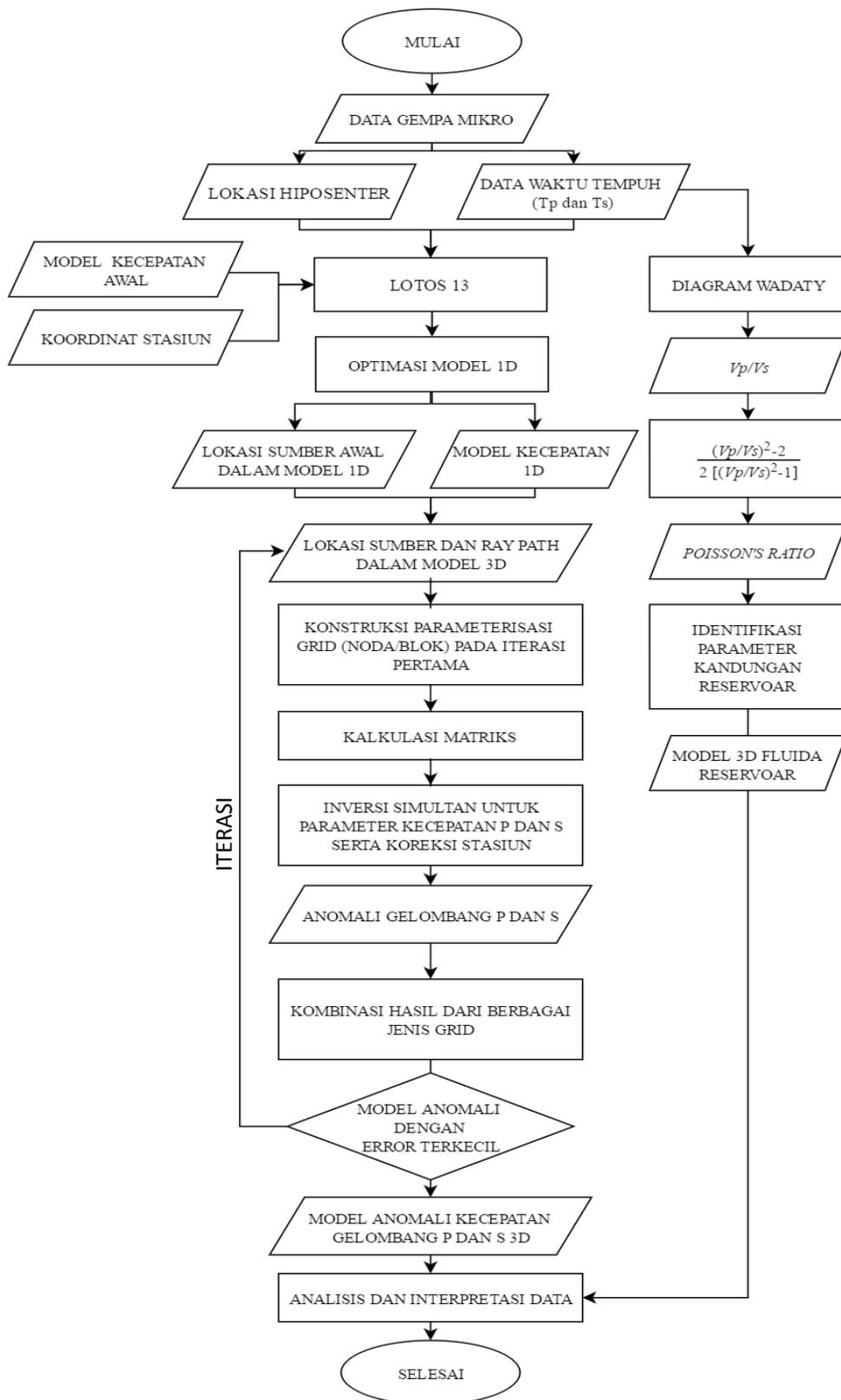
Nilai *Poisson's ratio* dihitung secara terpisah dengan menggunakan *software* pengolah angka satu per satu secara manual dengan memasukkan nilai waktu

datang gelombang P dan S yang terekam oleh stasiun. Nilai *Poisson's ratio* dihitung dengan melakukan plotting waktu tempuh ke dalam Diagram Wadaty. Setelah dihitung, dibuat sebaran *Poisson's ratio* secara 3D.

#### **4. Analisis Data**

Setelah didapatkan tomografi dan sebaran *Poisson's ratio* pada lapangan panasbumi, tahap terakhir adalah melakukan analisis data dengan mengkombinasi berbagai data yang telah tersedia untuk mengetahui kondisi bawah permukaan serta fluida yang mendominasi pada reservoir.

### D. Diagram Alir Penelitian



## **BAB VI**

### **KESIMPULAN DAN SARAN**

#### **A. Kesimpulan**

Berdasarkan hasil penelitian ini, maka dapat diambil kesimpulan sebagai berikut:

1. Seismisitas tinggi pada lapangan Brady's Hot Spring berada pada zona produksi dengan posisi sebaran berada di sebelah Barat patahan Brady.
2. Sebaran gempa mikro dengan persentasi terbesar (59,2%) berada pada Zona II (650 hingga -250 meter dari permukaan laut).
3. Model kecepatan gelombang P pada lapangan Brady's Hot Spring berkisar mulai 0,66 km/s hingga 5,67 km/s dan model kecepatan gelombang S berkisar mulai 0,26 km/s hingga 3,39 km/s.
4. Zona seismisitas tinggi memiliki anomali kecepatan gelombang P sebesar 5% hingga 25% dan anomali kecepatan gelombang S yang rendah 0% hingga -15%.
5. Nilai  $V_p/V_s$  bernilai 1,8 hingga 2,3 dan *Poisson's ratio* bernilai lebih dari 0,30 pada zona seismisitas tinggi dan pada zona sebelah Selatan - Barat Daya lapangan Brady's Hot Spring.
6. Berdasarkan hasil sebaran *Poisson's ratio*, diestimasi bahwa reservoir utama lapangan Brady's Hot Spring memiliki nilai *Poisson's ratio* sebesar 0,30 hingga 0,45 yang merupakan reservoir dominasi air.

## **B. Saran**

Untuk penelitian serupa dengan menggunakan tomografi gempa lokal (gempa mikro), diperlukan kuantitas data yang lebih banyak dan tersebar secara merata pada *range* kedalaman yang diperlukan untuk mendapatkan resolusi hasil yang lebih baik. Selain itu, jumlah stasiun yang lebih banyak juga mendukung resolusi yang lebih baik dari hasil inversi. Untuk penentuan *Poisson's ratio*, disarankan untuk menggunakan rasio  $V_p/V_s$  dari hasil inversi daripada dengan Diagram Wadaty agar selaras dengan sebaran tomografi yang telah didapatkan.

Untuk pengembangan penelitian menggunakan gempa mikro, dapat dilanjutkan dengan penentuan tomografi atenuasi gelombangnya ataupun dapat dilakukan pembuatan tomografi berulang dalam jangka waktu tertentu untuk melihat perubahan yang terjadi pada lapangan panasbumi dari waktu ke waktu.

## DAFTAR PUSTAKA

- Ali, S. T., Akerley, J., Baluyut, E. C., Cardiff, M., Davatzes, N. C., Feigl, K. L., Foxall, W., Fratta, D., Mellors, R. J., Spielman, P. dan Wang, H. F. 2016. Time-series analysis of surface deformation at Brady Hot Springs geothermal field (Nevada) using interferometric synthetic aperture radar. *Geothermics*, 61. pp.114-120.
- Benoit, W. R., Hiner, J. E., dan Forest, R. T. 1982. Discovery and geology of the Desert Peak Geothermal Field: A case history. University of Nevada.
- Berkeley Digital Seismic Network (BDSN). 2014. UC Berkeley Seismological Laboratory. Dataset. doi:10.7932/BDSN
- Biot, M. A. dan Romain, J. E. 1965. Mechanics of incremental deformations. *Physics Today*, 18, p.68.
- Bolt, B. A. 1976. *Nuclear Explosions and Earthquakes: The Parted Veil*. Freeman, San Francisco.
- DiPippo, R. 2005. *Geothermal Power PlanTs: Principles, Applications, Case Studies and Environmental Impact*. Butterworth-Heinemann
- ESDM. 2014. Energy As The Strategic Resources To Fulfill Nation's Growth And Prosperity, And The Role And Prospect Of Geothermal. Jakarta: Indonesia International Geothermal Convention and Exhibition (IIGCE).
- Davatzes, N. C., Feigl, K. L., Mellors, R. J., Foxall, W., Wang, H. F. dan Drakos, P. 2013. Preliminary investigation of reservoir dynamics monitored through combined surface deformation and micro-earthquake activity: Brady's geothermal field, Nevada. *Proceedings of the Thirty-Eighth*

*Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford, California*  
(pp. 11-13).

Ettinger, T., dan Brugman, J. 1992. Brady Hot Springs geothermal power plant. *Geothermal Res. Council Bull.* 21(8):258-260.

Faulds, J. E., Coolbaugh, M. F., Benoit, D., Oppliger, G., Perkins, M., Moeck, I., dan Drakos, P. 2010. Structural Controls of Geothermal Activity in the Northern Hot Springs Mountains, Western Nevada: The Tale of Three Geothermal Systems (Brady's, Desert Peak, and Desert Queen). *Geothermal Resources Council Transactions.* 34:675-683.

Foulger, G., 1982. Geothermal exploration and reservoir monitoring using earthquakes and the passive seismic method. *Geothermics.* 11(4), pp.259-268.

Foulger, G. R., dan Long, R. E. 1984. Anomalous Focal Mechanisms; Tensile Crack Formation on an Accreting Plate Boundary. *Nature.* 310:43-45.

Goff, F., dan Janik, C. J.,. 2000. *Encyclopedia of Volcanoes.* Academic Press.

Hochstein, M. P., Simmons, S. F., Maggs, G. R. dan Newson, J. 1992. Assessment of thermal water input into the Waikato River - results of a test study. *Proceedings of the 14th NZ Geothermal Workshop.* 51 - 56.

Hurukawa, N., Popa, M., dan Radulian, M. 2008. Relocation of Large Intermediate-Depth Earthquakes in The Vrancea Region, Romania, Since 1934 and a Seismic Gap. *Earth, Planets and Space.* 60(6):565-572.

Jolie, E., Faulds, J., dan Moeck, I. (2012). The Development of a 3D Structural-Geological Model as Part of The Geothermal Exploration Strategy—A Case Study From the Brady's Geothermal System, Nevada, USA. *Proceedings, 37th Workshop on Geothermal Reservoir Engineering.* Stanford University, Stanford, California, January 30-February 1.

Kirkland, K. 2010. *Earth Sciences: Notable Research and Discoveries.* Infobase Publishing.

- Koulakov, I., Sobolev, S.V. and Asch, G. 2006. P- and S-velocity images of the lithosphere-asthenosphere system in the Central Andes from local-source tomographic inversion. *Geophys. Journ. Int.* 167:106-126
- Koulakov, I., Bohm, M., Asch, G., Luehr, B.G., Manzanares, A., Brotopuspito, K.S., Fauzi, Purbawinata, M. A, Puspito, N.T., Ratdomopurbo, A., Kopp H., Rabbel, W., Shevkunova, E. 2007. P and S velocity structure of the crust and the upper mantle beneath central Java from local tomography inversion. *J. Geophys. Res.* 112:B08310, doi:10.1029/2006JB004712
- Koulakov, I. 2009. LOTOS Code for Local Earthquake Tomographic Inversion: Benchmarks For Testing Tomographic Algorithms. *Bulletin of the Seismological Society of America.* 99(1):194-214.
- Lawrence Livermore National Laboratory. 2013. Brady 1D seismic velocity model ambient noise prelim [data set]. Retrieved from <http://gdr.openei.org/submissions/262>. doi:10.15121/1148801
- Lees, J. M. and Wu, H., 2000. Poisson's ratio and porosity at Coso geothermal area, California. *Journal of volcanology and geothermal research.* 95(1), pp.157-173.
- Lutz, S. J., ZuTshi, A., RoberTson-Tait, A., Drakos, P., dan Zemach, E. 2011. Lithologies, hydrothermal alteration, and rock mechanical properties in wells 15-12 and BCH-3, Bradys Hot Springs geothermal field, Nevada. *GRC Transactions.* 35:469-476
- Mashuri, Tommy H., Bagus J. S., dan Dwa D. W. 2015. Analisis Peta Distribusi  $V_p$ ,  $V_s$ , dan  $V_p/V_s$  dari Inversi Tomografi dengan Data Microearthquake (MEQ) pada Lapangan Geotermal SAM. *Paper and Presentation of Physics.* RSFi 621.44 Mas a, 2015.
- Maulida, N. H. 2015. *Memantau Aktivitas Sistem Panasbumi Dengan Metode Mikroseismik.* (Essai)
- Mavko, G., Mukerji, T. dan Dvorkin, J. 2003. *The Rock Physics Handbook: Tools For Seismic Analysis Of Porous Media.* Cambridge University Press. ISBN 0 521 54344 4

- Mesquite Group, Inc. 1997. *Conceptual Geologic Model For Brady's Geothermal Field, Nevada*.
- Moeck, I. S. 2014. Catalog of geothermal play types based on geologic controls. *Renewable and Sustainable Energy Reviews*. 37:867-882.
- Munadi, S. 2002. *Pengolahan Data Seismik Prinsip Dasar dan Metodologi*. Program Study Geofisika, Jurusan Fisika, Universitas Indonesia : Depok.
- NCEDC. 2014, Northern California Earthquake Data Center. UC Berkeley Seismological Laboratory. Dataset. doi:10.7932/NCEDC
- Philipp, S. L., Gudmundsson, A., dan Oelrich, A. R. 2007. How structural geology can contribute to make geothermal projects successful. *Proceedings European Geothermal Congress*.
- Putri, Y. T. 2012. Relokasi Gempabumi Utama Dan Gempabumi Susulan Menggunakan Metode MJHD (Studi Kasus Gempabumi Mentawai 25 Oktober 2010). (Skripsi). Depok: Universitas Indonesia.
- Santoso, D. 2002. *Volkanologi dan Eksplorasi Geothermal*. Bandung : Institut Teknologi Bandung Press.
- Santoso, D. 2004. *"Eksplorasi Energi Geothermal"*. Bandung: Penerbit ITB.
- Sanyal dan Subir, K. 2005. Geothermal Resource: Characteristics, Development, Assessment And Management. *Proceeding WGC 2005*.
- Saptadji dan Neni. 2009. *Karakterisasi Reservoir Panas Bumi*. Training "Advanced Geothermal Reservoir Engineering"
- Suharno. 2013. *Eksplorasi Geothermal*. Lampung: Penerbit Lembaga Penelitian Universitas Lampung.
- Telford, W. M., Geldart, L. P., dan Sheriff, R. E. 1990. *Applied geophysics Second Edition*. Cambridge university press.

- Thurber, C. dan RiTsema, J. 2007. *Seismic Tomography and Inverse Methods*. Treatise on Geophysics. Oxford: Elsevier. 1:1323-60.
- Um, J dan C. Thurber. 1987. A Fast Algorithm for Two Point Seismic Ray Tracing. *Bulletin of the Seismological Society of America*. Vol.77, No.33, pp. 972-986, June 1987.
- Wang, Z., Batze, M. L. dan Nur, A. M., 1990. Effect of Different Pore Fluids on Seismic Velocities in Rock. *Can. J. Explor. Geophys.* Vol. 26 NOS. 1 & 2, P 104-112.
- Zandomeneghi, D. 2007. Passive and Active Seismic Tomography of Volcanic Sao Miguel (Portugal) and Deception (Antartica). Disertasi Doktor. University of Granada, Granada.