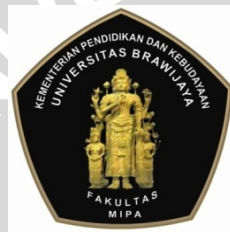


**PENENTUAN PUSAT AKTIVITAS HIDROTERMAL
DAERAH CANGAR, JAWA TIMUR, BERDASARKAN
ANALISIS PERGERAKAN PARTIKEL (*PARTICLE MOTION*)**

SKRIPSI

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

oleh:
DAHLIA KURNIAWATI IRAWAN
0910930033-93



JURUSAN FISIKA
FAKULTAS MATEMATIKA DAN ILMU PENGETAHUAN ALAM
UNIVERSITAS BRAWIJAYA
MALANG
2013

UNIVERSITAS BRAWIJAYA



LEMBAR PENGESAHAN TUGAS AKHIR

**PENENTUAN PUSAT AKTIVITAS HIDROTERMAL
DAERAH CANGAR, JAWA TIMUR, BERDASARKAN
ANALISIS PERGERAKAN PARTIKEL (*PARTICLE MOTION*)**

Oleh:

**DAHLIA KURNIAWATI IRAWAN
0910930033-93**

Setelah dipertahankan di depan Majelis Penguji
pada tanggal.....
dinyatakan memenuhi syarat untuk memperoleh gelar
Sarjana Sains dalam bidang fisika

Pembimbing I

Pembimbing II

**Sukir Maryanto, PhD
NIP. 19710621 199802 1 001**

**Wasis M.AB
NIP. 19551109 198403 1 001**

**Mengetahui,
An. Ketua Jurusan Fisika
Fakultas MIPA Universitas Brawijaya
Sekretaris**

**Dr.Rer.nat Abdurrouf, S.si, M.si
NIP. 19720903 199412 1 001**

UNIVERSITAS BRAWIJAYA



iv



LEMBAR PERNYATAAN

Saya yangbertanda tangan di bawah ini :

Nama : Dahlia Kurniawati Irawan
NIM : 0910930033-93
Jurusan : Fisika
Penulis Tugas Akhir berjudul :
PENENTUAN PUSAT AKTIVITAS HIDROTERMAL
DAERAH CANGAR, JAWA TIMUR, BERDASARKAN
ANALISIS PERGERAKAN PARTIKEL (*PARTICLE MOTION*)

Dengan ini menyatakan bahwa :

1. Tugas Akhir ini adalah benar-benar karya saya sendiri, dan bukan hasil plagiat dari karya orang lain. Karya-karya yang tercantum dalam Daftar Pustaka TA ini, semata-mata digunakan sebagai acuan/referensi.
 2. Apabila kemudian hari diketahui bahwa isi TA saya merupakan hasil plagiat, maka saya bersedia menanggung akibat hukum dari keadaan tersebut.
- Demikian pernyataan ini dibuat dengan segala kesadaran.

Malang,
 Yang Menyatakan,

(DAHLIA KURNIAWATI IRAWAN)
NIM. 0910930033





**PENENTUAN PUSAT AKTIVITAS HIDROTERMAL
DAERAH CANGAR, JAWA TIMUR, BERDASARKAN
ANALISIS PERGERAKAN PARTIKEL (*PARTICLE MOTION*)**

ABSTRAK

Telah dilakukan penelitian panasbumi di daerah Cangar, Jawa Timur, menggunakan analisis pergerakan partikel gempa. Analisis pergerakan partikel terdiri dari komponen horisontal untuk menentukan episenter dan komponen vertikal untuk menentukan hiposenternya. Penentuan episenter dan hiposenter berdasarkan arah pergerakan partikel menggunakan metode satu stasiun, yaitu stasiun perekaman CGR01 dan CGR02 yang masing-masing dipilih 5 *event*. Hasil dari analisis pergerakan partikel diperoleh 5 episenter gempa mikro berdasarkan pertemuan arah pergerakan partikel dua titik stasiun perekaman. Sebaran episenter berada di 5 titik, yaitu ($112^{\circ}32'2,04''$ BT; $7^{\circ}44'32,208''$ LS), ($112^{\circ}32'2,04''$ BT; $7^{\circ}44'32,1''$ LS), ($112^{\circ}32'0,96''$ BT; $7^{\circ}44'31,49''$ LS), ($112^{\circ}32'3,57''$ BT; $7^{\circ}44'32,58''$ LS), dan ($112^{\circ}32'3,44''$ BT; $7^{\circ}44'32,67''$ LS). Sedangkan kedalaman sumber gempa berada pada 17 hingga 60 meter di bawah permukaan bumi. Titik episenter dan hiposenter berkaitan dengan adanya aktivitas hidrotermal di bawah permukaan bumi.

Kata kunci: analisis pergerakan partikel, hidrotermal, Cangar





DETERMINATION SOURCE OF HYDROTHERMAL ACTIVITY IN CANGAR AREA, EAST JAVA, BASED ON PARTICLE MOTION ANALYSIS

ABSTRACT

Research on geothermal has been conducted in Cangar area, East Java, using particle motion analysis. Particle motion analysis consists of horizontal component to determine epicenter and vertical component to determine hypocenter. Determination of epicenter and hypocenter are based on direction of particle motion using single-station methods. On each station CGR01 and CGR02 three events are chosen. Results of particle motion analysis, five epicenters obtained, based on intersection of particle motion direction on both station. There are ($112^{\circ}32'2,04''$ BT; $7^{\circ}44'32,208''$ LS), ($112^{\circ}32'2,04''$ BT; $7^{\circ}44'32,1''$ LS), ($112^{\circ}32'0,96''$ BT; $7^{\circ}44'31,49''$ LS), ($112^{\circ}32'3,57''$ BT; $7^{\circ}44'32,58''$ LS), dan ($112^{\circ}32'3,44''$ BT; $7^{\circ}44'32,67''$ LS). Whereas the hypocenter of earthquake ranging from 30 – 60 meters from surface. The epicenter and hypocenter related with hydrothermal activity in subsurface.

Keywords: particle motion analysis, hydrothermal, Cangar





x



KATA PENGANTAR

Segala puji bagi Allah SWT yang telah melimpahkan rahmat, petunjuk, dan ilmu kepada penulis, sehingga penulis dapat menyelesaikan Tugas Akhir serta membuat laporan yang berjudul **“Penentuan Pusat Aktivitas Hidrotermal Daerah Cagar, Jawa Timur, Berdasarkan Analisis Pergerakan Partikel (*Particle Motion*)”**.

Laporan ini disusun untuk memenuhi syarat memperoleh gelar Sarjana Sains Jurusan Fisika, Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam (FMIPA), Universitas Brawijaya Malang. Penulis membahas mengenai analisis pergerakan partikel gempa mikro untuk menentukan potensi panasbumi.

Penulis tidak lupa mengucapkan terima kasih kepada pihak-pihak yang telah banyak memberikan bantuan berupa ilmu, pengarahan dan bantuan, yaitu:

1. Bapak Adi Susilo, Ph.D, selaku Ketua Jurusan Fisika Universitas Brawijaya Malang.
2. Bapak Sukir Maryanto, Ph.D selaku Pembimbing I Tugas Akhir, untuk ilmu dan bimbingannya selama Tugas Akhir.
3. Bapak Wasis M.AB, selaku Pembimbing Akademik sekaligus Pembimbing II, yang berkenan membantu dan memberikan masukan dalam penulisan Tugas Akhir.
4. Papa, Mama, Adik yang selalu memberikan semangat kepada penulis dalam menyelesaikan Tugas Akhir ini.
5. Saudara Bagus Adityawan yang selalu mendengarkan segala keluh kesah, memberi semangat dan dukungan kepada penulis untuk menyelesaikan Tugas Akhir.
6. Saudari Ratri Andinisari dan Saudari Delfi Intan Faniza yang menjadi kawan diskusi bersama yang menyenangkan.
7. Intan, Nella, Devita, Nurul, Binti, Vio, Tika dan Dyah yang selalu mendukung penulis selama TA.
8. Teman-teman Fisika angkatan 2009 yang selalu memberikan motivasi dan semangat kepada penulis. Terima kasih atas kebersamaannya selama 4 tahun.
9. Sahabat-sahabat ADG, Kartika, Silvana, Nesya, Dinda yang memberi doa dan dukungan selama penulisan.

10. Seluruh karyawan Tata Usaha (TU) Jurusan Fisika yang membantu dalam memudahkan urusan TA.
 11. Dan seluruh pihak yang telah membantu yang tidak dapat disebutkan satu persatu.
- Penulis menyadari masih banyak kekurangan dalam penyusunan Skripsi ini sehingga diharapkan adanya saran dan kritik untuk membangun. Semoga skripsi ini dapat bermanfaat dan menambah pengetahuan bagi pembaca.

Malang, Juni 2013

Penyusun

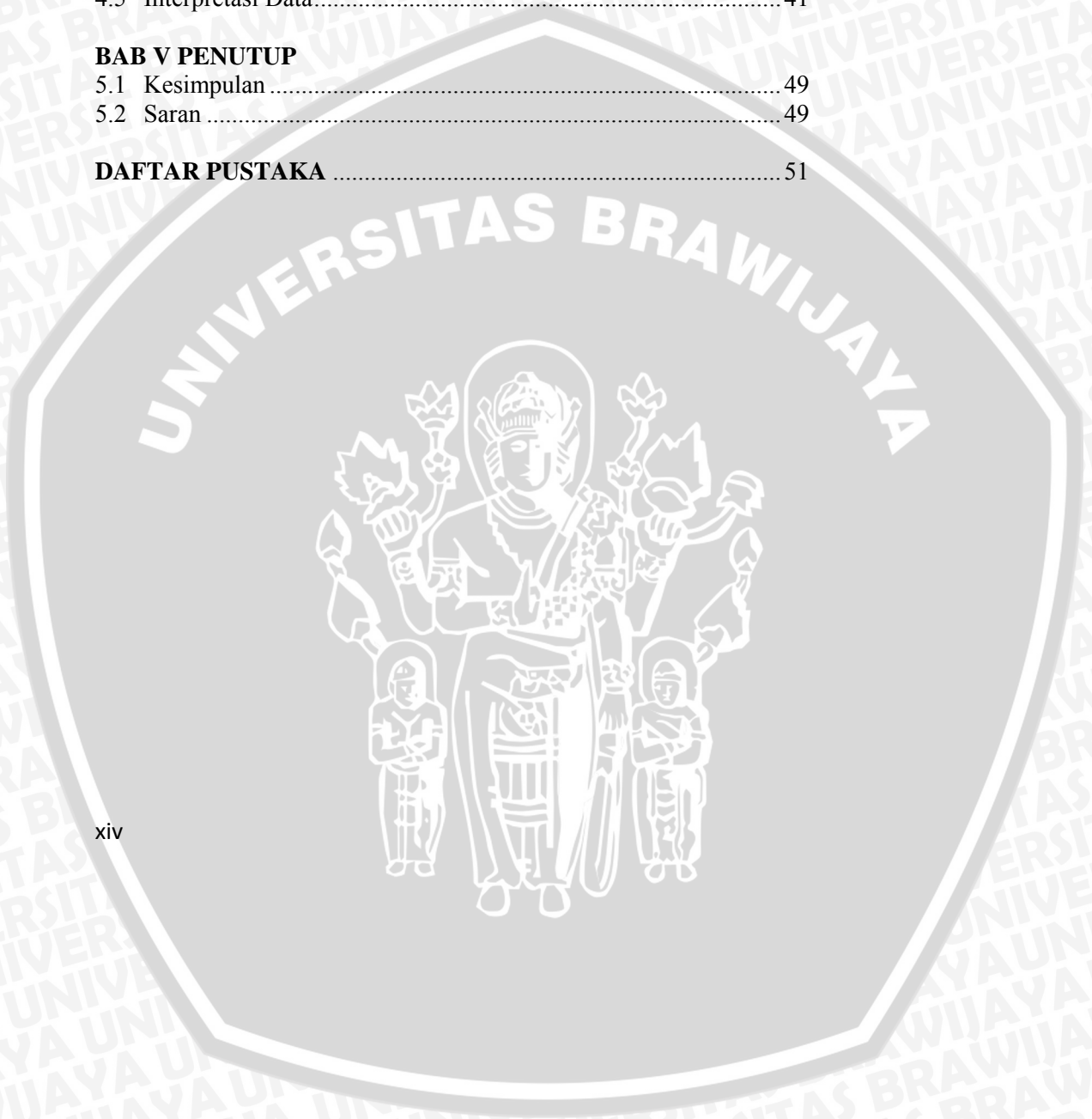


DAFTAR ISI

HALAMAN JUDUL	i
HALAMAN PENGESAHAN	iii
HALAMAN PERNYATAAN	v
ABSTRAK	vii
ABSTRACT	ix
KATA PENGANTAR	xi
DAFTAR ISI	xiii
DAFTAR GAMBAR	xv
DAFTAR TABEL	xvii
DAFTAR LAMPIRAN	xix
BAB I PENDAHULUAN	
1.1 Latar Belakang.....	1
1.2 Perumusan Masalah.....	2
1.3 Batasan Masalah.....	2
1.4 Tujuan Penelitian.....	2
1.5 Manfaat Penelitian.....	2
BAB II TINJAUAN PUSTAKA	
2.1 Gelombang Seismik.....	3
2.1.1 Pengertian Gelombang Seismik.....	3
2.1.2 Jenis Gelombang Seismik.....	3
2.2 Panasbumi.....	6
2.3 Transformasi Fourier.....	7
2.4 Pemfilteran.....	7
2.5 Gempabumi.....	8
2.5.1 Tipe Gempabumi.....	8
2.5.2 Gempa Mikro.....	9
2.5.3 Parameter Gempabumi.....	11
2.6 Metode Satu Stasiun (<i>Single-Station</i>).....	12
2.7 Penelitian Terdahulu.....	15
BAB III METODOLOGI PENELITIAN	
3.1 Waktu dan Tempat Penelitian.....	17
3.2 Alat dan Bahan Penelitian.....	17
3.3 Tahap Penelitian.....	17
3.3.1 Studi Pustaka.....	17



3.3.2 Pengolahan Data	18
3.3.3 Interpretasi Data	23
BAB IV HASIL DAN PEMBAHASAN	
4.1 Spektrum Frekuensi	27
4.2 Spektrogram	29
4.3 Filter <i>Band-pass</i>	31
4.4 Analisis Pergerakan Partikel	33
4.4.1 Pergerakan Partikel Komponen Horisontal	34
4.4.2 Pergerakan Partikel Komponen Vertikal	39
4.5 Interpretasi Data	41
BAB V PENUTUP	
5.1 Kesimpulan	49
5.2 Saran	49
DAFTAR PUSTAKA	51



DAFTAR GAMBAR

Gambar 2.1	Gerak partikel gelombang badan.....	4
Gambar 2.2	Gerak partikel gelombang permukaan.....	5
Gambar 2.3	<i>Event</i> gempa mikro yang terekam oleh seismograf.....	10
Gambar 2.4	Ilustrasi yang menunjukkan hiposenter, episenter, dan bidang patahan.....	12
Gambar 2.5	Polarisasi gelombang P.....	12
Gambar 2.6	Contoh analisis pergerakan partikel gelombang P pada bagian awal sinyal komponen E-W dan N-S.....	14
Gambar 2.7	Titik azimut dan azimut balik (<i>back-azimuth</i>).....	15
Gambar 2.8	Hasil overlay pada metode gayaberat dan geolistrik.....	16
Gambar 3.1	Alur Penelitian.....	18
Gambar 3.2	Gempa mikro di sekitar Arjuno-Welirang tanggal 01/01/2013.....	20
Gambar 3.3	Gempa mikro di sekitar Cangar, Jawa Timur.....	20
Gambar 3.4	Spektrum frekuensi gempa mikro sekitar Arjuno-Welirang.....	21
Gambar 3.5	Hasil spektrogram gempa mikro.....	22
Gambar 3.6	Diagram pergerakan partikel.....	23
Gambar 4.1	Gempa mikro sekitar Cangar, Jawa Timur, di stasiun perekaman CGR01.....	25
Gambar 4.2	Gempa mikro sekitar Arjuno-Welirang tanggal 01/01/2013 di stasiun perekaman Tretes.....	26
Gambar 4.3	Spektrum frekuensi gempa mikro di daerah Cangar stasiun CGR01.....	28
Gambar 4.4	Spektrogram gempa mikro di stasiun CGR01.....	30
Gambar 4.5	<i>Raw data</i> gempa mikro di sekitar Arjuno-Welirang.....	32
Gambar 4.6	Data gempa mikro di sekitar Arjuno-Welirang setelah <i>diband-pass filter</i>	32
Gambar 4.7	Pergerakan partikel selama 1 sekon.....	34
Gambar 4.8	Pergerakan partikel komponen horisontal data seismik stasiun CGR01 (13.00) selama 1 sekon.....	36
Gambar 4.9	Overlay pergerakan partikel gempa daerah Cangar, Jawa Timur, komponen horisontal titik 1.....	38
Gambar 4.10	Pergerakan partikel gempa di daerah Cangar, Jawa Timur.....	39

Gambar 4.11 Penentuan titik hiposenter dari pergerakan partikel gempa 40

Gambar 4.12 Peta sebaran episenter gempa daerah Cangar 42

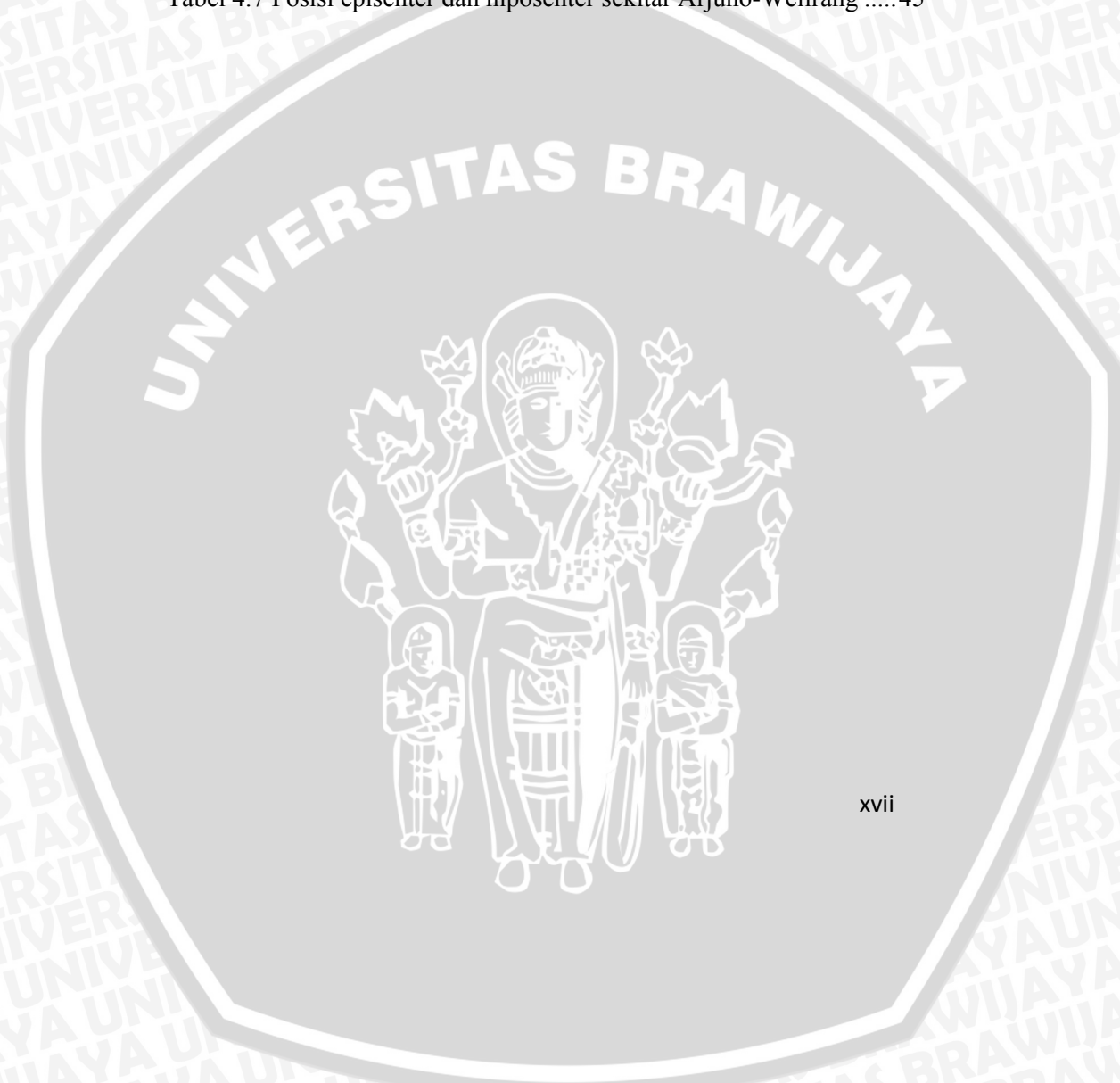
Gambar 4.13 Peta sebaran episenter gempa dan manifestasi air panas di daerah Cangar, Jawa Timur 43

Gambar 4.14 Peta sebaran gempa mikro di sekitar Arjuno-Welirang .. 46



DAFTAR TABEL

Tabel 2.1 Tabel klasifikasi gempabumi berdasarkan magnitudo 10
 Tabel 3.1 Magnitudo gempa mikro sekitar Arjuno-Welirang 19
 Tabel 4.1 Batas frekuensi *event* gempa 31
 Tabel 4.2 Azimut gempa mikro di daerah Cangar, Jawa Timur 38
 Tabel 4.3 Azimut gempa mikro di sekitar Arjuno-Welirang 39
 Tabel 4.4 Koordinat dan jarak episenter gempa di daerah Cangar,
 Jawa Timur 41
 Tabel 4.5 Hasil analisis pergerakan partikel gempa di daerah Cangar,
 Jawa Timur 44
 Tabel 4.6 Perkiraan potensi panasbumi dari hasil penelitian terdahulu 44
 Tabel 4.7 Posisi episenter dan hiposenter sekitar Arjuno-Welirang 45





xviii



DAFTAR LAMPIRAN

LAMPIRAN 1	53
LAMPIRAN 2	61
LAMPIRAN 3	69
LAMPIRAN 4	79
LAMPIRAN 5	89
LAMPIRAN 6	91



UNIVERSITAS BRAWIJAYA



xx



BAB I PENDAHULUAN

1.1 Latar Belakang

Geothermal merupakan sumber energi alami yang berasal dari interaksi batuan dan aliran panas yang ada di dalam bumi. Indonesia memiliki potensi panas bumi yang terbesar karena terletak di pertemuan tiga lempeng besar yaitu lempeng Eurasia, Pasifik dan Hindia Australia. Indonesia terletak dalam jalur berapi aktif di dunia (*ring of fire*) dan pertemuan lempeng-lempeng tersebut dapat memberikan peranan dalam terjadinya panasbumi. Potensi panasbumi di Indonesia mencapai 40% dari sumber panasbumi di dunia yang tersebar dari Sumatera, Jawa, Nusa Tenggara hingga Sulawesi. Pada tahun 2012, Indonesia diperkirakan memiliki energi panasbumi sebesar 28.994 MWe (*megawatt-electrical*), namun yang telah dimanfaatkan hanya 4% saja atau berkisar 1,2 MWe (Fetrisa, 2013).

Salah satu daerah yang memiliki potensi panasbumi di Jawa Timur adalah Cangar. Telah dilakukan beberapa penelitian untuk mengetahui potensi panasbumi dengan beberapa metode geofisika, antara lain geolistrik, geomagnet dan gayaberat (*gravity*). Hasil penelitian dengan metode geolistrik, menurut Rakhmanto (2011) menunjukkan adanya potensi panas bumi yang terletak di selatan dari sumber mata air panas dengan kedalaman 24,7 meter dari permukaan tanah. Menurut Afandi (2011) dengan menggunakan metode geomagnet menunjukkan adanya sumber potensi panasbumi yang berada pada utara dan barat dari manifestasi air panas. Sedangkan menurut Zaman (2011) dengan menggunakan metode gayaberat diperkirakan terdapat potensi panasbumi dengan volume $\pm 2.064.640 \text{ m}^3$ yang terletak pada S 7.7406° dan E 112.5339° .

Di lapangan panasbumi, terdapat banyak aktivitas seismik yang disebabkan oleh beberapa hal, salah satunya adalah aktivitas vulkanik. Adanya aktivitas vulkanik dapat diidentifikasi dengan menganalisis arah pergerakan partikel gempa, untuk menentukan episenter dan hiposenternya. Sebaran titik episenter terhadap manifestasi air panas, menunjukkan adanya aktivitas hidrotermal di daerah panasbumi. Titik episenter dan hiposenter tersebut yang diduga sebagai pusat aktivitas hidrotermal di daerah Cangar, Jawa

Timur. Oleh karena itu dilakukan penelitian “Penentuan Pusat Aktivitas Hidrotermal Daerah Cangar, Jawa Timur, Berdasarkan Analisis Pergerakan Partikel (*Particle Motion*)”.

1.2 Perumusan Masalah

Permasalahan yang dapat dirumuskan pada penelitian ini adalah:

1. Bagaimana menentukan episenter dan hiposenter gempa dengan pergerakan partikel (*particle motion*).
2. Bagaimana menentukan pusat aktivitas hidrotermal yang ada di daerah Cangar, Jawa Timur berdasarkan titik episenter dan hiposenter?

1.3 Batasan Masalah

Batasan masalah penelitian ini adalah:

1. Penelitian ini menggunakan data seismik di daerah Cangar, Jawa Timur, dan sekitar Arjuno-Welirang.
2. Analisis gempa berdasarkan arah pergerakan partikel untuk menentukan episenter dan hiposenter.

1.4 Tujuan Penelitian

Tujuan dari penelitian ini antara lain:

1. Menentukan episenter dan hiposenter gempa berdasarkan analisis pergerakan partikel (*particle motion*).
2. Menentukan pusat aktivitas hidrotermal yang ada di daerah Cangar, Jawa Timur, berdasarkan titik episenter dan hiposenter.

1.5 Manfaat Penelitian

Diharapkan hasil penelitian ini dapat memberikan pengetahuan tentang gempa untuk menentukan pusat aktivitas hidrotermal berdasarkan analisis pergerakan partikel (*particle motion*) yang terdapat di daerah Cangar, Jawa Timur.

BAB II TINJAUAN PUSTAKA

2.1 Gelombang Seismik

2.1.1. Pengertian Gelombang Seismik

Gelombang seismik merupakan gelombang yang berasal dari gangguan mekanis yang dialami oleh batuan, yang kemudian diteruskan ke segala arah dari sumber gangguan tersebut. Gelombang seismik termasuk gelombang mekanik, yaitu membutuhkan medium untuk perambatan dan partikel dari medium tersebut berosilasi ketika gelombang melewatinya (Afnimar, 2009).

2.1.2. Jenis Gelombang Seismik

Gelombang seismik dibedakan menjadi 2 yaitu gelombang badan (*body wave*) dan gelombang permukaan (*surface wave*). Gelombang badan terdiri dari gelombang primer (*P-wave*) dan gelombang sekunder (*S-wave*), sedangkan gelombang permukaan terdiri dari gelombang Rayleigh dan gelombang Love.

1. Gelombang Badan

Bumi mentransmisikan gelombang seismik, yaitu gelombang badan dan gelombang permukaan. Gelombang badan menjalar melalui badan medium dan diklasifikasikan sebagai gelombang primer dan gelombang sekunder.

a. Gelombang Primer

Gelombang primer dikenal sebagai gelombang longitudinal, kompresi, dan juga gelombang P. Kecepatan gelombang P, V_p , bergantung pada densitas medium ρ , modulus Bulk k , dan rigiditas μ yang diberikan oleh persamaan (2.1) sebagai berikut (Sinvhal, 2010):

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

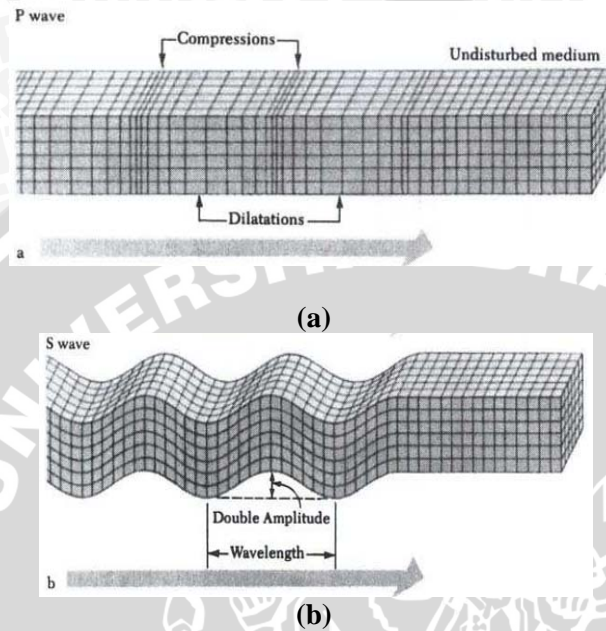
b. Gelombang Sekunder

Gelombang sekunder juga dikenal sebagai gelombang geser, berdiri, transversal, atau gelombang S. Gerak partikel ini tegak lurus terhadap arah perambatan gelombang. Gelombang S lebih lambat dibandingkan gelombang P dan selalu tiba setelah

gelombang P. Kecepatan gelombang S, yang disimbolkan V_s diberikan oleh persamaan (2.2) sebagai berikut (Sinval, 2010):

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (2.2)$$

Gerak partikel relatif terhadap arah perambatan untuk gelombang P yang ditunjukkan oleh Gambar 2.1 (a), sedangkan perambatan gelombang S ditunjukkan oleh Gambar 2.1 (b). Dua tipe gerakan gelombang ini disebut gelombang badan karena melintasi bagian dalam zat perantara. Gelombang P menjalar lebih cepat dibandingkan gelombang S (Lay and Terry, 1995).

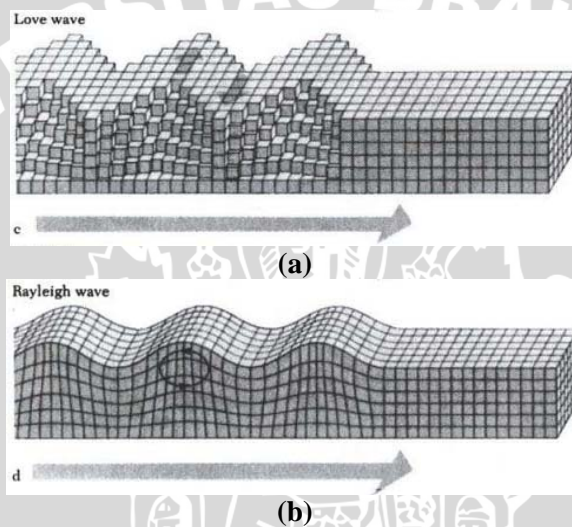


Gambar 2.1 Gerak partikel pada gelombang badan: (a) gelombang P dan (b) gelombang S (Lay and Terry, 1995)

2. Gelombang Permukaan

Gelombang permukaan merupakan gelombang yang kompleks dengan frekuensi yang rendah dan amplitudo besar, yang menjalar akibat adanya efek free surface dimana terdapat perbedaan sifat elastik.

- a. Gelombang Rayleigh
 Untuk gelombang Rayleigh, gerakan partikel selalu dalam bidang vertikal yaitu berbentuk elips dan retrograde berkenaan dengan arah perambatan. Amplitudonya akan menurun secara eksponensial terhadap kedalaman dibawah permukaan. Kecepatan gelombang Rayleigh kurang dari kecepatan gelombang badan, yaitu sekitar 9/10 gelombang S pada medium yang sama (Sinvhal, 2010).
- b. Gelombang Love
 Gelombang Love merupakan gelombang permukaan yang menjalar dalam bentuk gelombang transversal, yakni merupakan gelombang SH yang penjalarannya paralel dengan permukaan. Kecepatan penjalaran gelombang Love bergantung panjang gelombang dan bervariasi sepanjang permukaan (Susilawati, 2008). Penjalaran gelombang permukaan pada medium ditunjukkan oleh Gambar 2.2 (a) yaitu gelombang Love dan Gambar 2.2 (b) merupakan gelombang Rayleigh (Lay and Terry, 1995).



Gambar 2.2 Gerak partikel gelombang permukaan: (a) gelombang Love dan (b) gelombang Rayleigh (Lay dan Terry, 1995)

2.2 Panasbumi

Energi panasbumi dapat didefinisikan sebagai energi yang secara alami dihasilkan oleh bumi. Di beberapa tempat, gempabumi berkaitan dengan aliran panasbumi yang tinggi dari dalam bumi. Gempabumi didaerah panasbumi dihubungkan terhadap gerakan patahan sepanjang aliran fluida panasbumi tersebut. Aktivitas gunungapi juga berkaitan dengan daerah yang sesuai untuk produksi panasbumi karena gunung berapi mendasari daerah beraliran panas tinggi.

Geothermal atau panasbumi berarti suatu sistem yang mentransfer panas dari dalam bumi ke permukaannya. Batuan panas tanpa adanya fluida disebut panasbumi, Sedangkan hidrotermal adalah bagian dari panasbumi yang mentransfer panas melibatkan air, baik dalam bentuk cair ataupun uap. Pemandian air panas dan geiser merupakan ciri-ciri hidrotermal. Tiga komponen geologi yang dibutuhkan untuk formasi hidrotermal adalah (1) air, (2) panas dan (3) permeabilitas batuan sehingga air dapat mengalir di bawah permukaan dan naik menuju atau dekat permukaan. Dalam sistem hidrotermal, aktivitas seismik mungkin membuka patahan atau kemungkinan lain menutupnya (Heasler et al, 2009). Sistem panasbumi (*geothermal system*) biasanya terjadi didalam zona aktif secara tektonik. Di dalam zona ini, susunan kedalaman kerak tektonik yang energi termal transferkan ke lingkungan dekat permukaan baik oleh batuan maupun pergerakan fluida panas. Lokasi aktivitas mikroseismik dekat permukaan dikaitkan dengan pelepasan seismik secara termal terinduksi atau regional-stress sepanjang zona patahan di dalam lapangan panasbumi.

Secara umum, aktivitas tektonik dapat memulai terjadinya deformasi batuan seperti patahan, lipatan ataupun sesar. Dilapangan panasbumi, batuan beku yang memiliki porositas dan permeabilitas rendah dapat menjadi reservoir panasbumi yang baik ketika memiliki struktur patahan. Adanya struktur patahan menyebabkan batuan beku memperoleh gangguan dan menjadi bertabrakan. Sebagai konsekuensinya, akan meningkatkan porositas dan permeabilitas batuan tersebut. Melalui rekahan atau retakan, fluida panas (baik fluida atau gas) naik menuju permukaan bumi sebagai manifestasi panasbumi (Utama et al, 2013).

2.3 Transformasi Fourier

Salah satu bentuk transformasi yang umum digunakan untuk merubah sinyal dari domain waktu ke domain frekuensi adalah transformasi Fourier. Persamaan matematis dari transformasi Fourier dituliskan sebagai berikut.

$$x(t) = \int_{-\infty}^{\infty} X(f)e^{j2\pi ft} df \quad (2.3)$$

$$X(f) = \int_{-\infty}^{\infty} x(t)e^{-j2\pi ft} dt \quad (2.4)$$

Persamaan diatas merupakan bentuk transformasi Fourier yang siap dikomputasikan secara langsung dari bentuk sinyal $x(t)$. Dimana, $x(t)$ merupakan fungsi yang tidak periodik terhadap waktu t . Transformasi Fourier banyak digunakan untuk proses *filtering*, yaitu menghilangkan satu atau beberapa sinyal gangguan (*noise*) pada suatu sinyal.

2.4 Pemfilteran

Filter merupakan suatu sistem yang memiliki fungsi transfer tertentu untuk meloloskan sinyal masukan pada frekuensi-frekuensi tertentu dan meloloskan sinyal masukan pada frekuensi-frekuensi yang lain. Seismogram adalah hasil dari seismograf, berupa rekaman gerakan tanah sebagai fungsi waktu. Data seismogram ini merupakan komponen dasar dalam proses inversi yang menjadi kunci dalam seismologi untuk mendapatkan struktur dan sifat fisik medium bumi yang dilewati gelombang. Bumi berperilaku sebagai filter *low-pass* dengan mengatenuasi frekuensi-frekuensi tinggi, sedangkan seismograf berperilaku sebagai filter *high-pass*.

Sebelum dilakukan proses pemfilteran perlu ditentukan frekuensi Nyquist yang secara matematis dapat dituliskan sebagai berikut.

$$f_N = \frac{1}{2\Delta t} \quad (2.5)$$

dimana f_N merupakan frekuensi Nyquist (Hz) dan Δt adalah sampling interval dalam sekon. Frekuensi Nyquist adalah frekuensi maksimum

untuk setiap periode sampel. Filter band-pass merupakan filter yang hanya melewatkan sinyal keluaran yang berfrekuensi tertentu dan melemahkan tegangan sinyal keluaran semua frekuensi selain frekuensi tertentu tersebut.

2.5 Gempabumi

Gempa bumi adalah peristiwa bergetarnya bumi akibat pelepasan energi di dalam bumi secara tiba-tiba.

2.5.1 Tipe Gempabumi

Gempabumi dapat dibagi menjadi beberapa kategori menurut mode generasinya, yaitu:

1. Gempa Tektonik

Getaran gempa juga dapat diakibatkan oleh peristiwa tektonik, yaitu getaran tanah yang disebabkan oleh gerak atau benturan antara lempeng-lempeng tektonik yang terdapat di dalam lapisan permukaan bumi. Gempa yang terjadi akibat aktivitas tektonik disebut juga gempa tektonik.

2. Gempa Vulkanik

Gempa vulkanik didefinisikan sebagai gempabumi yang terjadi akibat adanya aktivitas vulkanik. Gempa jenis ini terjadi dalam dua keadaan. Yang pertama, seringkali sebelum terjadi erupsi, aktivitas seismik kecil akan meningkat pada daerah sekitar gunungapi. Beberapa kilometer dibawah kawah gunungapi, magma yang sangat kental akan bergerak dengan lambat dengan tekanan uap yang tinggi melewati jaringan vena dan arteri dari satu ruang penyimpanan ke ruang lainnya. Karena gerak inilah, beberapa bagian dari batuan sekitar akan menjadi lebih panas dan lebih meregang. Yang kedua, terkadang rekahan mendahului gerak magma dan erupsi lava. Gelombang gempa bumi dari patahan yang merekah mungkin menggoncangkan material yang mencair dalam reservoir penyimpanan dibawah gunungapi.

3. Gempa yang diinduksi

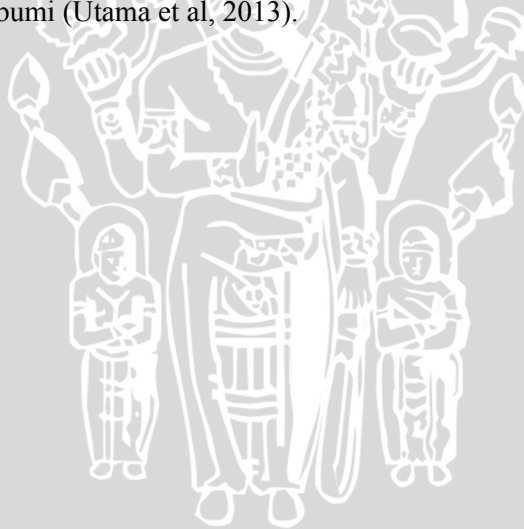
Beberapa gempabumi yang diinduksi adalah gempa yang dipicu oleh aktivitas manusia. Misalnya, *Reservoir Induced Seismicity (RIS)*, peledakan nuklir, *rock burst*, injeksi fluida, dan lain-lain.

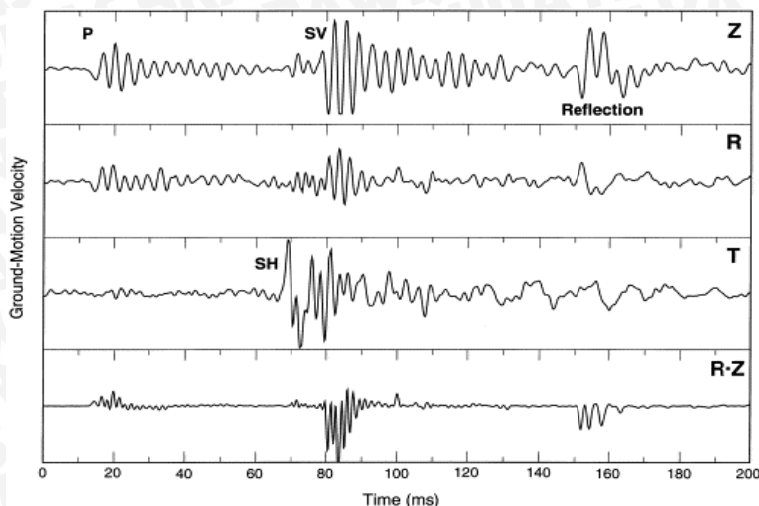
Gempabumi terinduksi reservoir telah dilaporkan oleh Gupta dan Rastogi pada tahun 1976 dalam hubungan dengan perubahan level air deras dibelakang dam (Kayal, 2008).

2.5.2 Gempa Mikro

Magnitudo gempabumi yang kurang dari 3, secara umum dikenal sebagai *microearthquake* atau gempa mikro. Salah satu kegunaan utama memonitor dan melokasikan hiposenter gempa mikro adalah untuk memperkirakan kedalaman sirkulasi fluida (Gupta, 2007). Menurut Holland (2002), mempelajari kejadian gempa mikro pada lokasi panasbumi dapat memberikan pengetahuan yang saling berhubungan antar sistem retakan batuan yang mengatur migrasinya fluida pada lapangan panasbumi. Agar memperluas ilmu yang berhubungan dengan seismologi untuk cakupan gempa mikro, perlu memiliki stasiun seismograf bersensitif tinggi dan jaringan yang berjarak dekat.

Sistem panasbumi secara umum terletak di daerah aktivitas tektonik dan vulkanik. Bukti dari ilmu gempabumi mengindikasikan bahwa seismisitas pada daerah panasbumi yang kuat dipengaruhi oleh struktur regional. Mikroseismik atau mikrotremor merupakan salah satu metode seismik pasif untuk merekam getaran yang dihasilkan oleh bumi seperti aktivitas vulkanik, gelombang, kondisi regional meteorologi, aktivitas manusia dan sebagainya. Metode mikroseismik biasanya digunakan untuk eksplorasi atau pengembangan di daerah berpotensi minyak bumi, pertambangan maupun panasbumi (Utama et al, 2013).





Gambar 2.3 *Event gempa mikro yang terekam oleh seismograf (Philips et al, 1998)*

Gambar 2.3 menunjukkan *event gempa mikro* pada komponen vertikal, radial dan transversal. *Trace* keempat merupakan hasil antara komponen vertikal dan radial yang mengindikasikan kuadran dari gerakan bidang vertikal dan radial. Skala pergerakan tanah (*ground motion*) sama untuk masing-masing komponen.

Tabel 2.1 Tabel Klasifikasi gempabumi berdasarkan magnitudo (*Lee and Steward, 1981*)

Magnitudo	Klasifikasi
$M \geq 7$	<i>Major earthquake</i>
$5 \leq M \leq 7$	<i>Moderate earthquake</i>
$3 \leq M < 5$	<i>Small earthquake</i>
$1 \leq M < 3$	<i>Microearthquake</i>
$M < 1$	<i>Ultra-microearthquake</i>

Tabel 2.1 menunjukkan klasifikasi gempabumi berdasarkan magnitudonya. Untuk *microearthquake* atau gempa mikro memiliki magnitudo yang kurang dari 3, sedangkan ada istilah gempa ultramikro yang jarang sekali digunakan.

2.5.3 Parameter Gempabumi

Sebagian besar aktivitas tektonik terjadi karena interaksi antar lempengan. Lokasi gempabumi dalam tiga dimensi mengungkapkan kedalaman tekanan yang diperoleh sebagai hasil interaksi lempengan. Ada beberapa parameter gempabumi, antara lain, waktu terjadinya gempabumi (*origin time*), lokasi pusat gempabumi (episenter), kedalaman pusat gempabumi (*depth*), dan kekuatan gempabumi (*magnitude*). Lokasi gempabumi dapat dideskripsikan oleh lintang (*latitude*), bujur (*longitude*) dan kedalaman zona rekahan.

1. Hiposenter

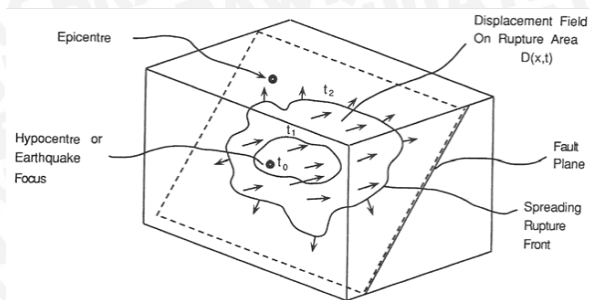
Fokus atau hiposenter merupakan titik sebenarnya yang ada di dalam bumi ketika energi gempabumi dilepaskan. Sedangkan *focal depth* adalah jarak dari episenter ke titik pusat gempa (fokus). Parameter hiposenter dihitung secara rutin untuk gempa mikro termasuk *origin time*, koordinat episenter, *focal depth*, magnitudo dan perkiraan kesalahannya. Jika tersedia data gerak pertama, maka dapat dibuat plot gerak pertama gelombang P pada pusat gempa (Lee and Steward, 1981). *Origin time* dan jarak antara episenter dengan hiposenter seringkali menjadi kepentingan kedua dan diperkirakan dengan kasaran saja (Lilie, 1999).

2. Episenter

Episenter adalah titik di permukaan bumi yang secara langsung berada di atas sumber gempa.

3. Magnitudo

Berdasarkan ketepatan pengukuran amplitudo gelombang seismik menggunakan seismograf dapat diketahui magntudo atau kekuatan gempamanya.

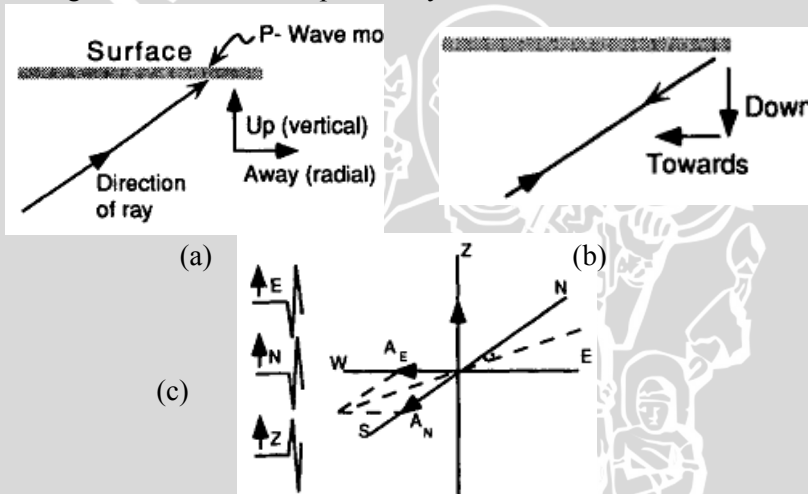


Gambar 2.4 Ilustrasi yang menunjukkan hiposenter, episenter, dan bidang patahan (Kayal, 2008)

Gambar 2.4 merupakan ilustrasi bidang yang dianggap bumi dan memiliki hiposenter (pusat gempa bumi), episenter (proyeksi hiposenter ke permukaan bumi) serta bidang patahannya (Kayal, 2008).

2.6 Metode Satu Stasiun (*Single-station method*)

Metode satu stasiun membutuhkan tiga komponen perekaman pergerakan tanah. Gelombang P terpolarisasi secara vertikal dan radial, maka vektor gerak gelombang P dapat digunakan untuk menduga besar *azimuth* ke episenternya.



Gambar 2.5 Polarisasi gelombang P (Lay and Tery, 1995)

Gambar 2.5 menunjukkan polarisasi gelombang P, jika komponen vertikal gelombang P keatas maka komponen radial gelombang P tersebut akan menjauhi episenter. Sebaliknya, jika komponen vertikal gelombang P kebawah maka akan kembali ke arah episenter. Perbandingan amplitudo gelombang dua komponen horisontal dapat digunakan untuk menemukan proyeksi vektor gelombang P sepanjang *azimuth* ke sumber gempa.

Menurut Alessandrini et al. (1994), dengan mengasumsikan bahwa arah pergerakan partikel gelombang P terletak sepanjang arah rambatan gelombang seismik. Analisis amplitudo gerakan tanah menggunakan perekaman tiga komponen yaitu N-S, E-W dan vertikal. Amplitudo gerakan tanah gelombang P untuk masing-masing komponen N-S, E-W dan vertikal disebut sebagai A_N , A_E , A_Z . Persamaan yang digunakan untuk menghitung azimuth pergerakan partikel horisontal :

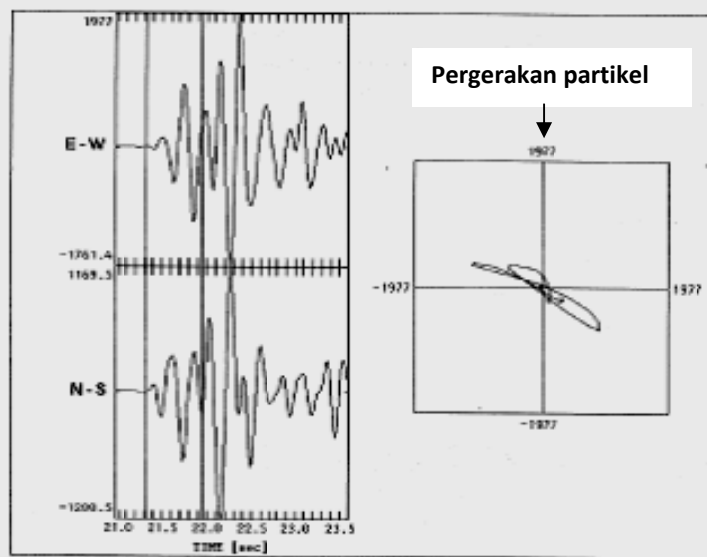
$$AZM = \arctan \frac{A_E}{A_N} \quad (2.6)$$

Dengan mengandaikan arah polarisasi gelombang P terletak pada bidang vertikal yang terdapat sumber (*source*) dan penerima (*receiver*), maka sudut antara komponen vertikal dan horisontal adalah E' . Amplitudo gerakan tanah komponen radial A_{RAD} yaitu :

$$A_{RAD} = A_E \sin(AZM) + A_N \cos(AZM) \quad (2.7)$$

Berdasarkan perhitungan menggunakan persamaan diatas, akan diperoleh amplitudo untuk komponen radial dan vertikal yaitu A_{RAD} dan A_Z . Sedangkan persamaan untuk menghitung besarnya sudut antara komponen radial dan vertikal :

$$AZM = \arctan \frac{A_Z}{A_{RAD}} \quad (2.8)$$

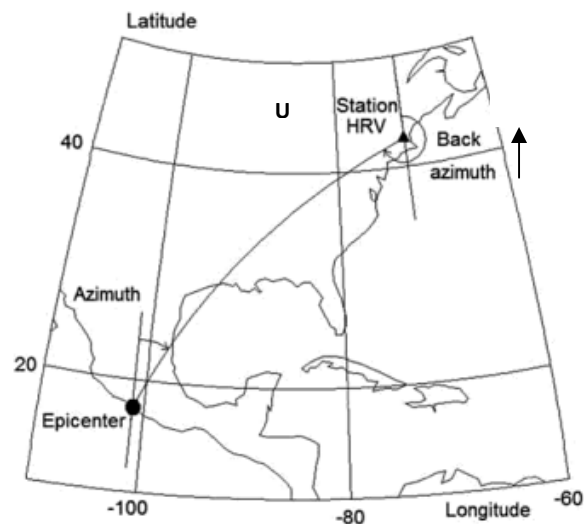


Gambar 2.6 Contoh analisis pergerakan partikel gelombang P (Alessandrini et al, 1994)

Gambar 2.6 merupakan salah satu contoh analisis pergerakan partikel gelombang P dari bagian sinyal pertama yang dikarakteristikkan oleh polarisasi linear gelombang P.

Jika membahas mengenai gempa bumi terdapat istilah azimut dan azimut balik (*back-azimuth*). Azimut diperhitungkan menggunakan episenter gempa dan lokasi stasiun perekaman. Azimut balik dapat dihitung namun juga dapat diamati dari stasiun tiga komponen. Pada Gambar 2.7, sudut azimut dihitung dititik episenter antara arah utara terhadap arah menuju stasiun perekaman yang diukur searah jarum jam. Sedangkan azimut balik dihitung di stasiun perekaman antara arah utara terhadap arah menuju stasiun yang juga diukur searah jarum jam.





Gambar 2.7 Titik azimuth dan azimuth balik (*back-azimuth*) (Lay and Terry, 1995)

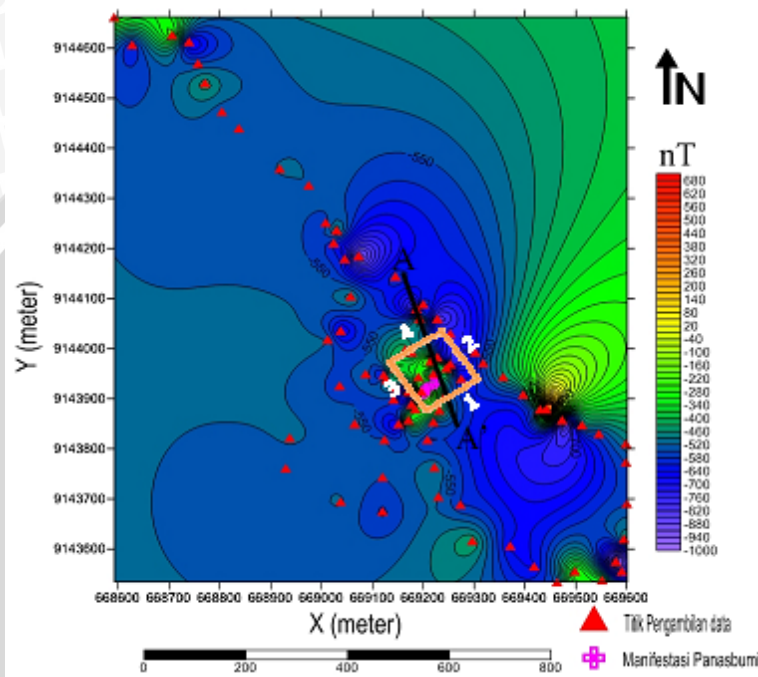
2.7 Penelitian Terdahulu

Daerah pemandian air panas di Cangar, Jawa Timur menjadi salah satu tempat penelitian untuk mengetahui potensi panasbumi di daerah tersebut. Telah dilakukan penelitian untuk mengetahui potensi panasbumi menggunakan metode geofisika antara lain metode gayaberat (gravity), geolistrik dan geomagnetik. Dari penelitian Zaman (2011) menggunakan metode gayaberat, diduga terdapat potensi panas bumi dengan volume $\pm 2.024.640 \text{ m}^3$ yang terletak pada $7^{\circ}44'26,1''\text{LS}$ dan $112^{\circ}32'2,04''\text{BT}$. Hasil penelitian Zaman, menunjukkan bahwa terdapat struktur bawah permukaan pada lapisan atas berupa batuan pasir, basalt, tanah dan kemungkinan mineral sulfida. Lapisan tengah didominasi batuan lava, sedangkan lapisan bawah didominasi batuan basalt.

Menurut Afandi (2011), dari penelitian yang dilakukan menggunakan metode geomagnetik, potensi panasbumi berada pada posisi S $7,7396^{\circ}$ dan E $112,5330^{\circ}$ serta dengan volume $\pm 1.550.345 \text{ m}^3$ dan pada $7^{\circ}44'31,3''\text{LS}$ dan $112^{\circ}32'2,36''\text{BT}$ dengan volume

$\pm 16.610 \text{ m}^3$. Sedangkan menurut Rakhmanto (2011) dengan menggunakan metode geolistrik, diduga fluida panas terletak di selatan sumber air panas dengan kedalaman 24,7 meter dari permukaan tanah dan lapisan sumber panas berupa batuan lava pada kedalaman 34 meter.

Hasil pemodelan mapping menunjukkan di sekitar sumber air panas terdapat retakan yang diduga sebagai media aliran air panas untuk keluar ke permukaan tanah. Pola penyebaran sumber panas bumi di daerah sumber air panas Cangar menunjuk kearah selatan dari daerah penelitian kearah puncak gunung Welirang. Gambar 2.8 menunjukkan hasil overlay sayatan dengan metode gayaberat dan geolistrik.



Gambar 2.8 Hasil overlay pada metode gayaberat dan geolistrik (Afandi, 2011)

BAB III

METODOLOGI PENELITIAN

3.1 Tempat dan Waktu Penelitian

Penelitian ini dilaksanakan pada bulan Februari 2013 sampai Juni 2013 dan bertempat di Laboratorium Geofisika Universitas Brawijaya Malang.

3.2 Perangkat dan Bahan Penelitian

3.2.1 Alat Penelitian

Adapun alat yang digunakan pada penelitian ini yaitu seperangkat hardware computer (laptop) Windows 7 dan beberapa perangkat lunak seperti TDS (*Time Digital Seismograph*), Origin 8, Dimas, dan Matlab.

3.2.2 Bahan Penelitian

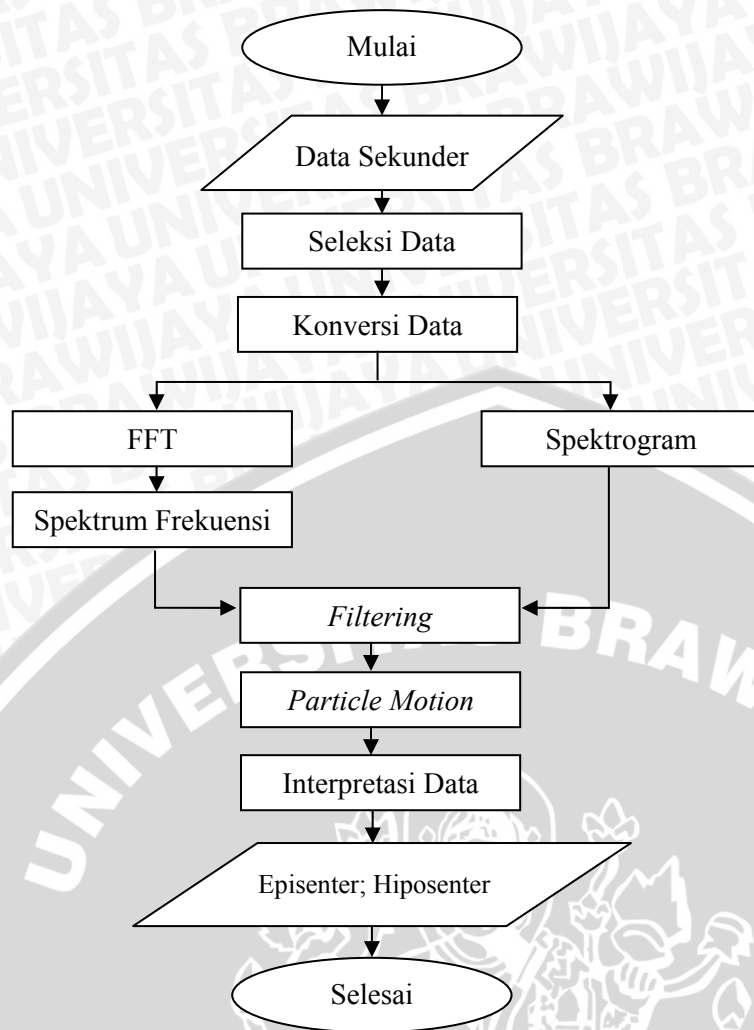
Data yang digunakan pada penelitian ini berupa data sekunder gempa di daerah Cagar, Jawa Timur dan daerah sekitar Arjuno-Welirang dari stasiun BMKG (Badan Meteorologi Klimatologi dan Geofisika) Kelas II Tretes, Pasuruan, pada bulan Januari – Maret 2013.

3.3 Tahap Penelitian

Langkah-langkah penelitian terdiri dari studi pustaka, pengolahan data, dan interpretasi data seperti pada gambar 3.1.

3.3.1 Studi Pustaka

Pada penelitian ini dilakukan beberapa tahapan dalam pengolahan data untuk menentukan sumber gempa yang diduga adanya pengaruh aktivitas hidrotermal. Tahap penelitian seperti dimulai dengan studi pustaka dari penelitian-penelitian sebelumnya. Hasil penelitian yang telah dilakukan yaitu metode geolistrik, gayaberat dan geomagnetik akan digunakan sebagai referensi sebaran manifestasi di daerah Cagar, Jawa Timur.



Gambar 3.1 Alur Penelitian

3.3.2 Pengolahan Data

Pengolahan data yang dilakukan pada penelitian ini menggunakan beberapa *software*, antara lain TDS (*Time Digital Seismograph*), Dimas, Matlab dan Origin 8. Langkah pertama yang harus dilakukan adalah menyeleksi data gempa yang diperoleh. Data

gempa di daerah Cangar menggunakan dua titik stasiun perekaman yaitu CGR01 dan CGR02 yang masing-masing dipilih 5 *event*. Sedangkan di daerah Arjuno-Welirang dipilih 4 *event* dengan magnitudo kurang dari 4 yaitu tanggal 01/01/2013, 08/01/2013, 29/01/2013, dan 05/03/2013. Pemilihan *event* berdasarkan magnitudo dapat diketahui dari *software* TDS seperti pada tabel 1.1 dibawah ini.

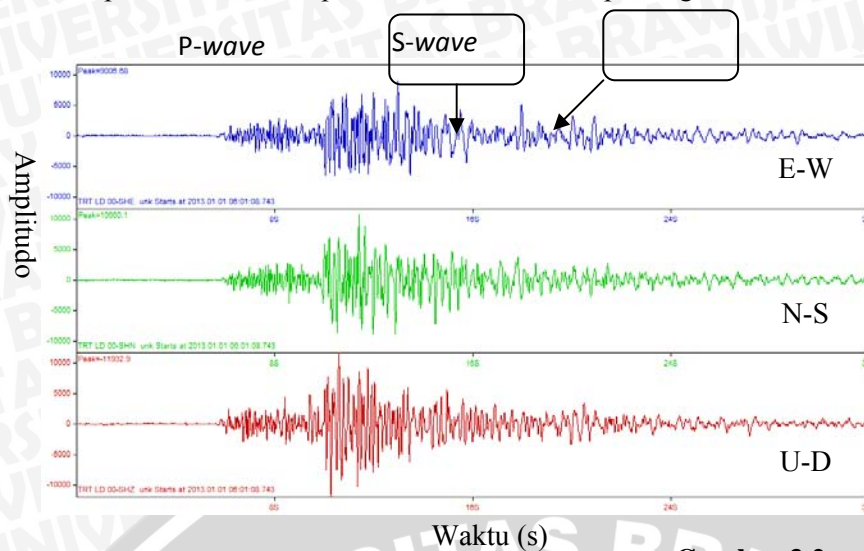
Tabel 3.1 Magnitudo gempa mikro sekitar Arjuno-Welirang

Tanggal	Magnitudo	
	M _L	M _S
1/1/2013	1.6	0.8
8/1/2013	3.5	2.9
29/1/13	1.9	1
5/3/2013	0.9	0

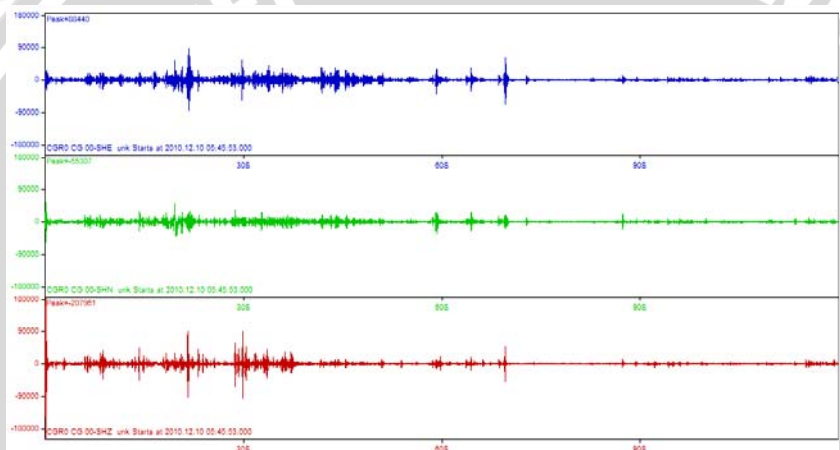
Langkah selanjutnya adalah mengkonversi format data. Data yang terekam pada TDS terdiri dari trace 3 komponen yaitu *North-South* (NS), *East-West* (EW) dan *Up-Down* (UD) seperti pada Gambar 3.2 Data dalam bentuk trace-trace (*.trc) tersebut disimpan dalam format MINISHEED (*.msd) agar dapat diolah menggunakan *software* Dimas. Tampilan *trace* masing-masing komponen pada *software* ini hampir sama dengan tampilan pada TDS. Gambar 3.2 menunjukkan tampilan seismogram 3 komponen. Pada *software* Dimas tampilan untuk masing-masing komponen, yaitu EW berwarna biru, NS berwarna hijau dan UD berwarna merah.

Sinyal yang terekam oleh stasiun dapat dilihat pada Gambar 3.2 menunjukkan gempa mikro di sekitar Arjuno-Welirang, sedangkan Gambar 3.3 menunjukkan data seismik di daerah Cangar, Jawa Timur. Setelah mengkonversi data sesuai dengan format *software* pengolahan data, langkah selanjutnya adalah memilih sinyal yang akan dicuplik. Data gempa di daerah Cangar sebelum difilter seperti pada Gambar 3.3 terlihat adanya beberapa event dalam satu perekaman. Sinyal yang dipilih berdasarkan tiga komponen dengan amplitudo yang jelas. Namun, sinyal ini harus dipisahkan antara

noise dan sinyal yang diyakini sebagai adanya 'event'. Oleh karena itu diperlukan analisis spektrum frekuensi dan spektrogram.



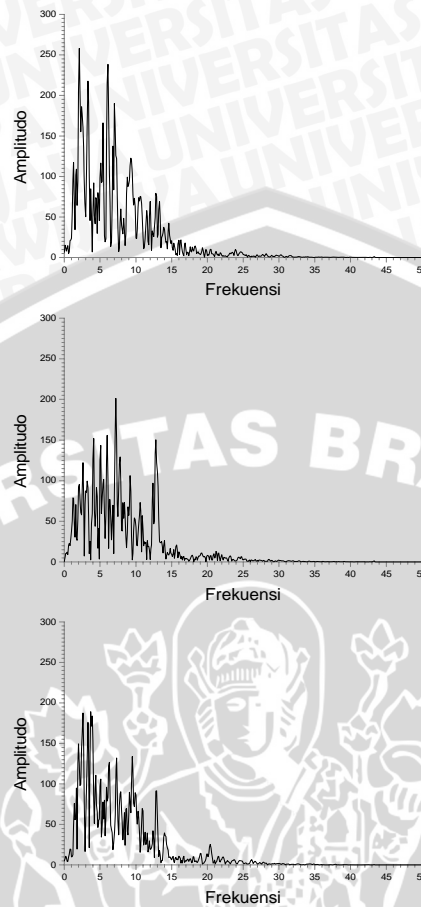
Gambar 3.2
Gempa mikro di sekitar Arjuno-Welirang tanggal 01/01/2013



Gambar 3.3 Data seismik di sekitar Cagar, Jawa Timur



Data dipilih dengan sampling rate 20,92 sekon dan akan diperoleh sebanyak 2092 data. Data ini akan diplotkan untuk masing-masing komponen dan ditransformasikan ke domain frekuensi dengan FFT sehingga akan muncul spektrum domain frekuensi seperti pada Gambar 3.4.



Gambar 3.4 Spektrum frekuensi gempa mikro sekitar Arjuno-Welirang

Gambar 3.4 menunjukkan spektrum amplitudo domain frekuensi pada komponen EW, NS dan UD. Dalam proses FFT menggunakan sampling interval 0,01 sekon sehingga akan memperoleh nilai

frekuensi Nyquist sebesar 50 Hz menggunakan persamaan sebagai berikut.

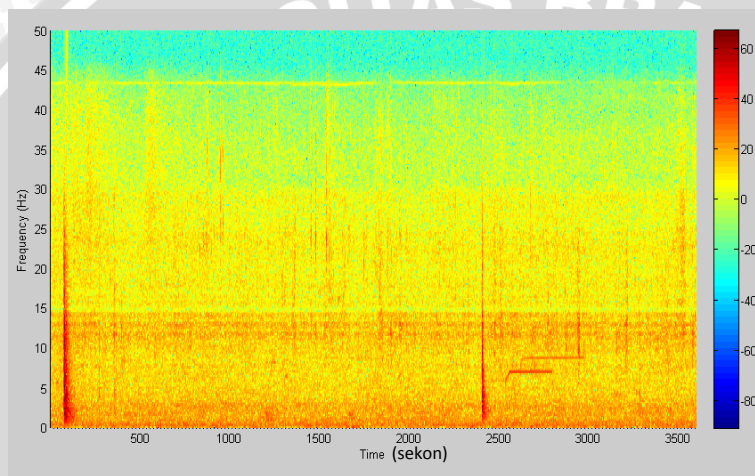
$$f_N = \frac{1}{2\Delta t} \quad (3.1)$$

dimana,

f_N = frekuensi Nyquist (Hz)

Δt = interval sampling (sekon)

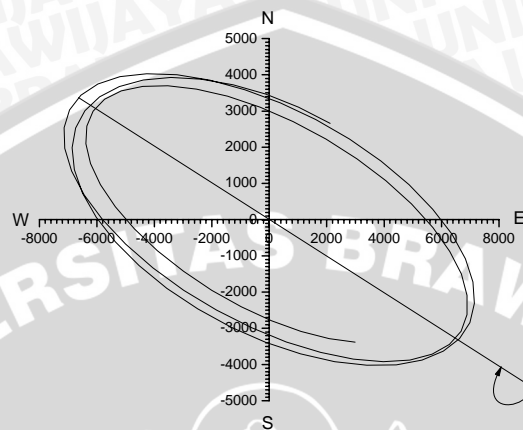
Selain spektrum amplitudo, untuk mengetahui batas frekuensi event dapat diketahui dari spektrogram. Analisis spektrogram ini dilakukan pada masing-masing komponen di setiap event menggunakan program Matlab. Untuk analisa spektrogram ini juga perlu dilihat dari masing-masing komponen batas frekuensi yang memiliki amplitudo terbesar. Pemilihan lebar frekuensi berdasarkan spektrum frekuensi dan spektrogram pada ketiga komponen (EW, NS dan UD) sehingga batas frekuensi yang digunakan sama. Selanjutnya dilakukan pemfilteran sesuai batas frekuensinya menggunakan *bandpass filter*.



Gambar 3.5 Hasil spektrogram gempa mikro

Tahap penelitian selanjutnya adalah analisis pergerakan partikel gempabumi untuk menentukan sumber gempanya. Sinyal yang dipilih telah difilter sesuai batas frekuensi menggunakan *bandpass-filter* dan dapat diplotkan pergerakan partikelnya.

Pergerakan partikel gempabumi dibagi menjadi dua, yaitu pada komponen vertikal dan horisontal. Analisis pergerakan partikel gempa dapat digunakan untuk mengetahui arah sumber gempabumi dengan cara mengplot komponen horisontal (komponen EW dan NS) dan komponen vertikal. Resultan dari kedua horisontal ini merupakan jarak episenter sumber gempa. Sedangkan plot antara resultan komponen horisontal dan komponen vertikal akan memperoleh resultan arah yang menunjukkan kedalaman hiposenter gempa.



Gambar 3.6 Diagram pergerakan partikel

Gambar 3.6 menunjukkan pergerakan partikel pada komponen horisontal yang merupakan plot antara komponen NS dan EW.

3.3.3 Interpretasi Data

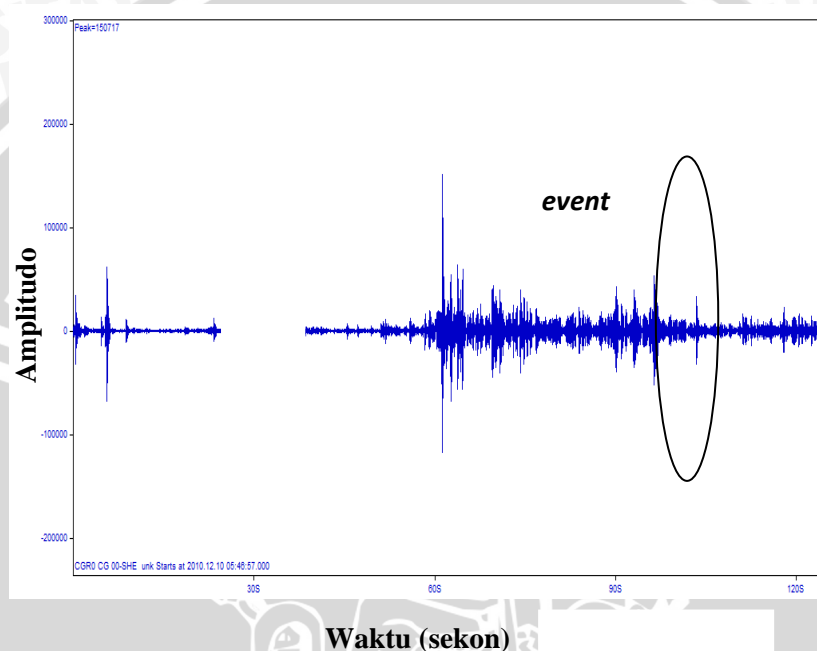
Analisis gempa mikro dilakukan dari spektrum frekuensi dan spektrogram untuk mengetahui lebar frekuensi untuk proses pemfilteran. Pergerakan partikel gelombang yang digunakan selama 2 sekon untuk masing-masing event gempa mikro. Analisis pergerakan partikel horisontal dan vertikal dilakukan untuk mengetahui arah dari pergerakannya partikelnya serta menentukan

jarak episenter dan hiposenter gempa mikro. Titik episenter dioverlay pada peta dan dibandingkan dengan referensi hasil penelitian yang telah dilakukan sebelumnya. Penentuan daerah yang berpotensi panasbumi dikorelasikan dengan pengaruh adanya hidrotermal aktivitas dan kondisi geologi daerah penelitian. Interpretasi di daerah Cangar untuk menentukan daerah sumber gempa yang diduga adanya aktivitas dari panasbumi, sedangkan di daerah Arjuno-Welirang untuk mengetahui adanya korelasi dengan patahan Watukosek.

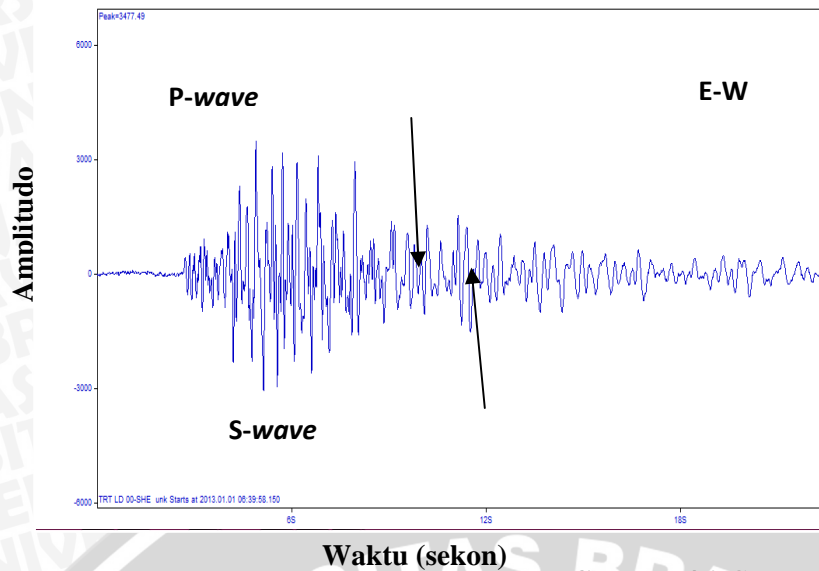


BAB IV HASIL DAN PEMBAHASAN

Getaran bumi yang direkam oleh TDS menggunakan 3 komponen yaitu komponen *East-West* (EW), *North-South* (NS) dan *Up-Down* (UD). Data yang digunakan merupakan data gempa di daerah Cangar, Jawa Timur, dan juga di sekitar Arjuno-Welirang. Gempa di daerah Cangar berada di dua titik stasiun perekaman yaitu CGR01 dan CGR02. Masing-masing stasiun perekaman dipilih 5 *event* untuk analisis pergerakan partikelnya. Sedangkan untuk gempa mikro di sekitar Arjuno-Welirang dengan stasiun perekaman di Tretes dipilih 4 *event* dengan magnitudo kurang dari 4 yaitu tanggal 01/01/2013, 08/01/2013, 29/01/2013 dan 05/03/2013.



Gambar 4.1 Data seismik sekitar Cangar, Jawa Timur, di stasiun perekaman CGR01



Gambar 4.2 Gempa mikro sekitar Arjuno-Welirang tanggal 01/01/2013 di stasiun perekaman Tretes

Gambar diatas merupakan *raw data* pada penelitian ini, dimana Gambar 4.1 menunjukkan data seismik yang direkam oleh stasiun Cangar, Jawa Timur, sedangkan Gambar 4.2 menunjukkan gempa mikro di daerah Arjuno-Welirang. Terlihat bahwa sinyal gempa yang terekam dari kedua gambar berbeda karena daerah terjadinya gempa yang juga berbeda. Di daerah Cangar merupakan salah satu daerah penghasil panasbumi, sehingga memungkinkan adanya pengaruh dari sistem hidrotermal dari Gunung Welirang yang masih aktif.

Data kasar (*raw data*) yang terekam oleh alat TDS perlu dilakukan pemfilteran terlebih dahulu untuk memperoleh sinyal aslinya. Sebelum melakukan pemfilteran perlu ditentukan batas frekuensi yang dapat diketahui dari spektrum frekuensinya. Data yang sebelumnya dalam domain waktu (*time-domain*) diFFT ke domain frekuensi untuk mengetahui konten frekuensinya. Dalam penentuan batas frekuensi suatu *event* diperlukan analisis spektrogram yang bertujuan untuk membandingkan dengan spektrum

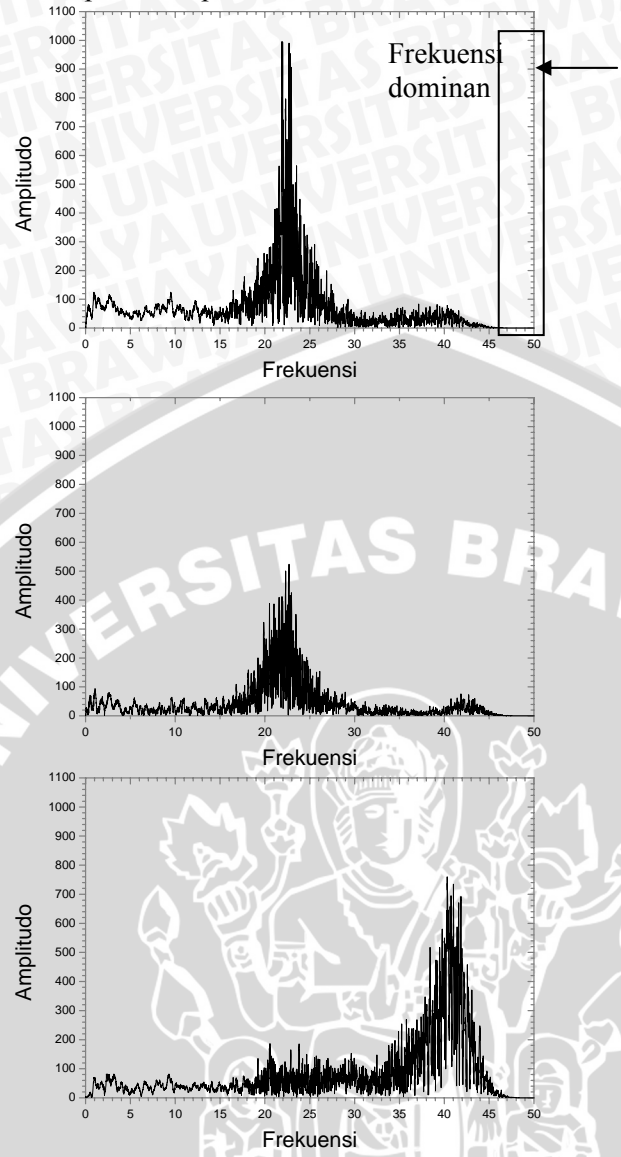
frekuensi. Selain itu, dilakukan analisis pergerakan partikel (*particle motion*) untuk mengetahui arah pergerakan partikel dan perkiraan sumber gempa di permukaan (episenter). Pergerakan partikel yang digunakan dalam penelitian ini adalah komponen horisontal dan vertikal. Plot komponen horisontal yaitu komponen *East-West* (EW) dan *North-South* (NS) untuk menentukan episenter. Resultan dari komponen horisontal yang diplotkan dengan komponen vertikal (UD) digunakan untuk menentukan jarak hiposenternya.

4.1 Spektrum Frekuensi

Data gempa tiga komponen terekam pada alat TDS (*Time Digital Seismograph*) dalam domain waktu, sehingga untuk mengetahui konten frekuensi pada masing-masing komponen perlu diubah ke dalam domain frekuensi. Pada penelitian ini, transformasi Fourier menggunakan FFT (*Fast Fourier Transform*) untuk mengetahui spektrum frekuensi suatu data. Data gempa mikro yang terekam memiliki frekuensi sampling sebesar 100 Hz. Agar dapat melakukan FFT perlu ditentukan frekuensi Nyquist dari data tersebut. Frekuensi Nyquist merupakan frekuensi maksimum dari sampling suatu data. Untuk setiap data ditentukan interval sampling 0,01 sekon sehingga akan diperoleh nilai frekuensi maksimum dari masing-masing komponen sebesar 50 Hz.

Gambar 4.3 menunjukkan spektrum frekuensi gempa di daerah Cangar padatiga komponen yaitu EW, NS dan UD. Data gempa di daerah Cangar memiliki hasil spektrum frekuensi yang berbeda dengan data di sekitar Arjuno-Welirang. Hasil plot spektrum frekuensi data di daerah Cangar memiliki frekuensi dominan yang tinggi, sehingga pemilihan batas frekuensi dengan melihat adanya puncak spektrum dari ketiga komponen antara 0-5 Hz. Sedangkan hasil plot spektrum frekuensi data gempa mikro di sekitar Arjuno-Welirang memiliki frekuensi dominan dibawah 5 Hz. Perbedaan antara data Cangar dan Arjuno-Welirang diduga adanya pengaruh dari aktivitas hidrotermal. Spektrum frekuensi di daerah Cangar stasiun CGR01 seperti pada Gambar 4.3 memiliki batas frekuensi antara 2,5-3 Hz. Penentuan batas frekuensi berdasarkan puncak amplitudo memperkirakan sinyal asli berada pada frekuensi tersebut. Batas frekuensi yang telah ditentukan akan digunakan pada tahap

selanjutnya yaitu pemfilteran. Hasil spektrum frekuensi untuk *event* lain dapat dilihat pada Lampiran 1.



Gambar 4.3 Spektrum frekuensi gempa mikro di daerah Cangar stasiun CGR01

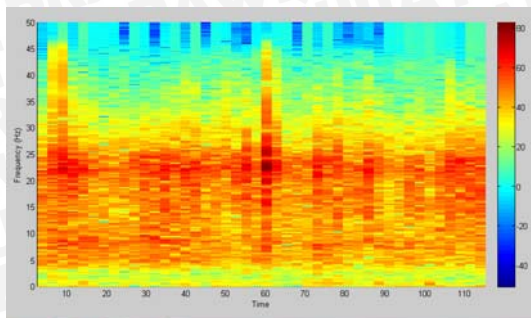


4.2 Spektrogram

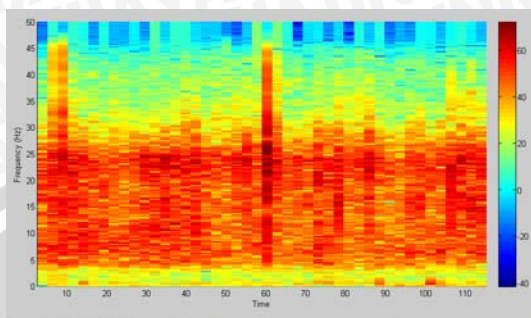
Selain spektrum frekuensi, untuk menentukan batas frekuensi suatu *event* gempa dapat dilakukan analisis spektrogram. Spektrogram merupakan gambaran spektral sinyal yang bervariasi terhadap waktu. Analisis spektrogram menerapkan prinsip *Short-time Fourier Transform* (STFT) sehingga dapat menampilkan antara frekuensi dan waktu suatu *event*. Pada penelitian ini, analisis spektrogram dilakukan untuk mengetahui batas frekuensi yang mendukung penentuannya dari spektrum frekuensi. Dengan frekuensi sampling sebesar 100 Hz maka akan diperoleh nilai frekuensi maksimum 50 Hz dengan waktu sepanjang perekaman *event*. Plot spektrogram dapat memberikan informasi spektral sinyal yang bervariasi terhadap waktu, selain itu terdapat informasi amplitudo yang ditunjukkan oleh kontras warna. Variasi warna pada spektrogram, warna merah merupakan amplitudo yang tinggi dan warna biru menunjukkan amplitudo yang rendah. Analisis spektrogram dilakukan dari ketiga komponen yaitu EW, NS dan UD yang memiliki amplitudo tinggi pada frekuensi 0-5 Hz sehingga dapat ditentukan batas frekuensinya.

Gambar 4.4 menunjukkan hasil spektrogram data seismik di daerah Cangar, Jawa Timur, pada stasiun perekaman CGR01. Terlihat bahwa amplitudo yang tinggi cenderung terdapat pada frekuensi tinggi. Oleh karena itu, dalam analisis spektrogram untuk menentukan batas frekuensinya melihat adanya amplitudo antara frekuensi 3-5 Hz. Batas frekuensi yang dianalisis menggunakan spektrum frekuensi akan dibandingkan dengan hasil spektrogram. Dari hasil analisis spektrum frekuensi data seismik di stasiun CGR01 diperoleh sebesar 2,5- 2.8 Hz, sedangkan hasil analisis spektrogram sebesar 0-3 Hz. Jadi, batas frekuensi sinyal tersebut sebesar 2,5-3 Hz.

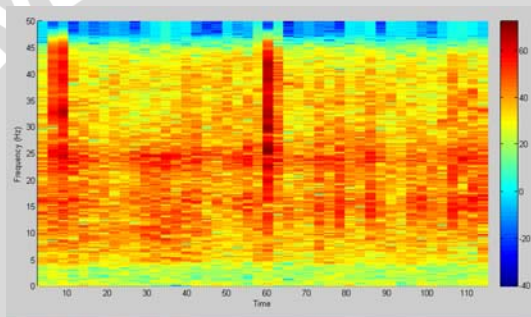
(a)



(b)



(c)



Gambar 4.4 Spektrogram gempa mikro di stasiun CGR01: (a) komponen *East-West*, (b) komponen *North-South*, (c) komponen *Up-Down*

Tabel 4.1 Batas frekuensi *event* gempa

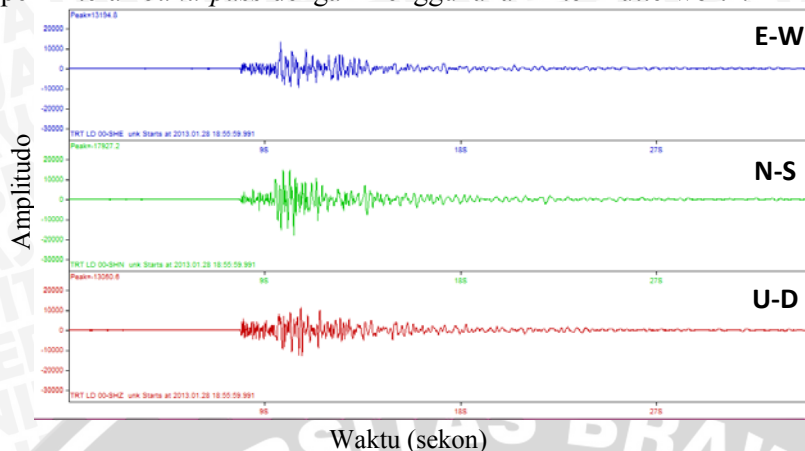
Stasiun	Event	Batas frekuensi (Hz)
Tretes	01/01/2013	2,5 – 3
	08/01/2013	2,5 - 3
	29/01/2013	2,5 – 2,8
	05/03/2013	2 – 2,5
CGR01	12.45	2,5 – 2,8
	12.46	2,5 – 3
	13.00	2,5 – 2,8
	12.48	1,8 - 2
	12.48	1,8 - 2
CGR02	09.53	1,8 – 2,2
	11.42	2,8 – 3
	11.47	3,8- 4,1
	11.19	1,5 – 1,7
	11.19	1,5 – 1,7

Tabel 4.1 diatas memberikan informasi batas frekuensi *event* gempa yang terekam oeh masing-masing stasiun berdasarkan analisis spektrum frekuensi dan spektrogram. Hasil spektrogram *event* yang lain dapat dilihat pada Lampiran 2.

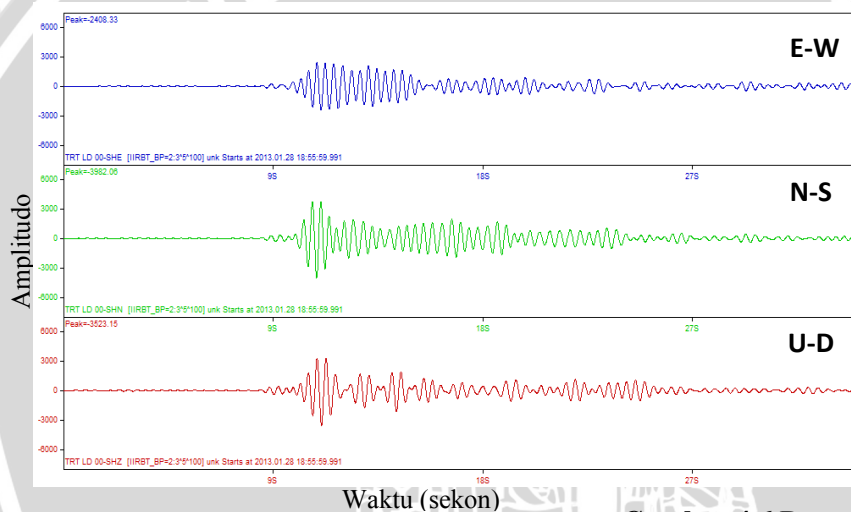
4.3 Filter *band-pass*

Setelah dilakukan FFT untuk spektrum frekuensi, tahap selanjutnya dalam penelitian ini adalah pemfilteran. Dalam perekaman suatu getaran yang ada dibawah permukaan bumi tidak hanya sinyal saja yang terekam. Pemfilteran bertujuan untuk menghilangkan frekuensi yang tidak diinginkan yang terekam bersamaan dengan sinyal. Pemfilteran ini dilakukan pada domain frekuensi setelah FFT dengan menggunakan filter lolos tapis tengah (*band-pass filter*). Gambar 4.5 menunjukkan *raw data* untuk tiga

komponen event pada tanggal 29/01/2013. Untuk data seismik *event* yang lain dapat dilihat di Lampiran 3. Batas frekuensi yang digunakan untuk memfilter dari tahap sebelumnya yaitu spektrum frekuensi. Pada gempa mikro tanggal 29/01/2013 memiliki batas frekuensi antara 2,5-3 Hz. Gambar 4.6 menunjukkan hasil pemfilteran *band-pass* dengan menggunakan filter Butterworth.



Gambar 4.5 Raw data gempa mikro di sekitar Arjuno-Welirang



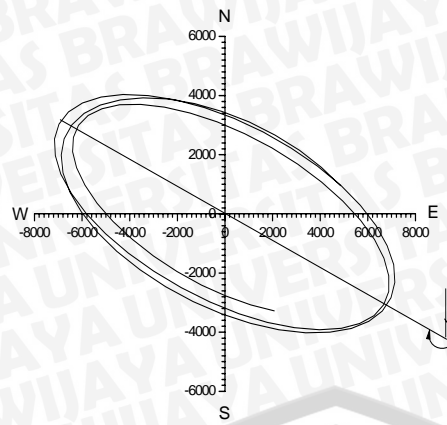
Gambar 4.6 Data gempa mikro di sekitar Arjuno-Welirang setelah di *band-pass filter*

Jenis filter yang dipilih adalah filter Butterworth karena memiliki keunggulan dalam proses filter band-pass dibandingkan jenis filter yang lainnya. Pada filter jenis ini hasil pemfilteran tergantung pada orde yang diterapkan pada data yang akan difilter. Pada penelitian ini, diterapkan orde yang sama untuk semua data yaitu orde 5 untuk memperoleh pergerakan partikel yang jelas. Hasil plot pergerakan partikel akan mempengaruhi penentuan titik episenter dan hiposenter gempa.

4.4 Analisis pergerakan partikel (*particle motion*)

Tahap selanjutnya pada penelitian ini adalah analisis pergerakan partikel. Analisis pergerakan partikel bertujuan untuk mengetahui arah pergerakan partikel gempa mikro sehingga dapat diketahui sumber gempanya. Pergerakan partikel yang digunakan adalah komponen horisontal dan vertikal dengan metode satu stasiun (*single-station method*). Data gempa mikro dicuplik berdasarkan adanya *event* pada ketiga komponen. Data tersebut difilter sesuai batas frekuensi yang telah ditentukan sebelumnya, kemudian diplotkan pergerakan partikelnya. Komponen EW diplotkan terhadap komponen NS untuk memperoleh pergerakan partikel komponen horisontal. Resultan dari komponen horisontal akan diplotkan dengan komponen UD untuk memperoleh pergerakan partikel pada komponen vertikal. Data gempa mikro yang akan diplotkan pergerakan partikelnya akan dipotong sinyalnya setiap 1 detik. Hal ini bertujuan untuk mengetahui arah pergerakan partikelnya. Plot pergerakan partikel gelombang seperti yang terlihat pada Gambar 4.7.





Gambar 4.7 Pergerakan partikel selama 1 sekon

Berdasarkan gambar diatas, data yang dicuplik selama 1 sekon menghasilkan pergerakan partikel dengan arah yang konsisten. Interpretasi pergerakan partikel dilakukan pada komponen horisontal dan vertikal yaitu untuk menentukan episenter dan hiposenter. Analisis pergerakan partikel gempa di daerah Cangar, Jawa Timur, untuk menentukan sumber gempa yang mengindikasikan adanya aktivitas hidrotermal sedangkan gempa mikro di sekitar Arjuno-Welirang untuk mengetahui adanya korelasi dengan patahan Watukosek.

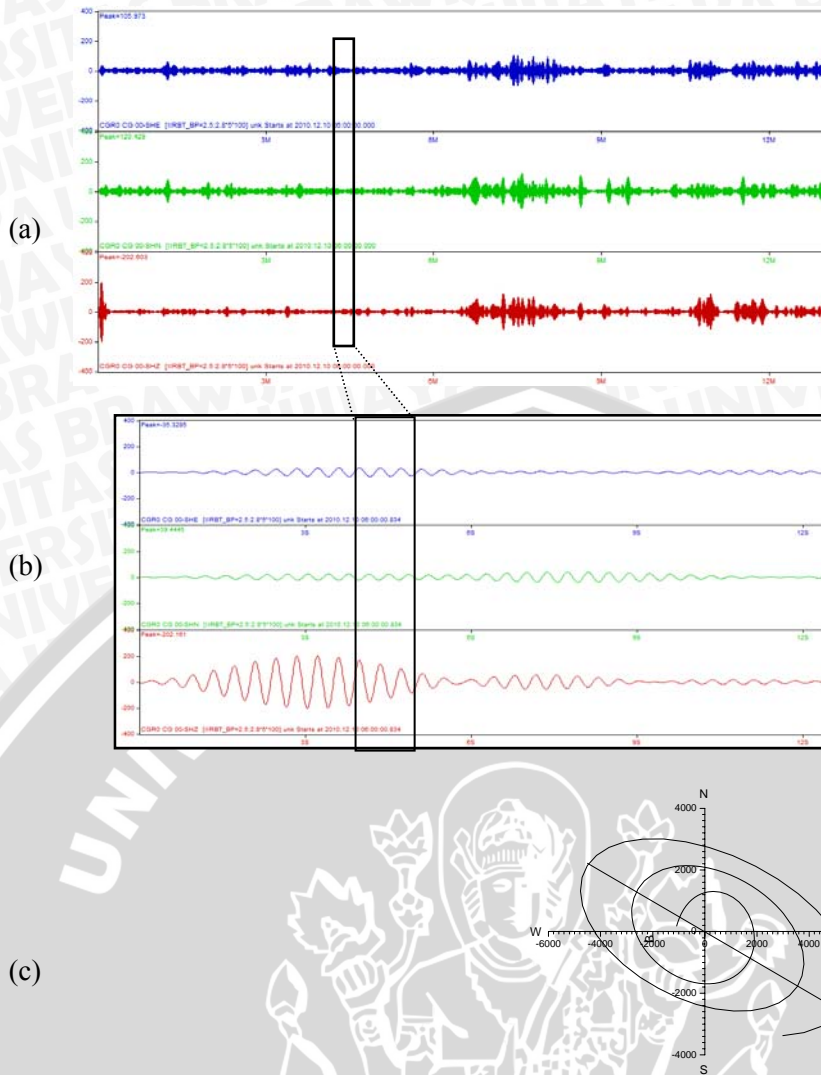
4.4.1 Pergerakan partikel komponen horisontal

Analisis pergerakan partikel komponen horisontal bertujuan untuk memperkirakan jarak antara sumber gempa yang ada dipermukaan bumi dengan stasiun perekaman atau sering disebut episenter. Perkiraan episenter gempa suatu *event* ini menggunakan metode satu stasiun (*single-station method*) dengan perhitungan secara manual berdasarkan orientasi arah pergerakan partikelnya. Plot pergerakan partikel komponen horisontal antara komponen *East-West* (EW) dan *North-South* (NS).

Pada data seismik di daerah Cangar, sinyal dipilih berdasarkan *event* yang terlihat pada ketiga komponen dan pemotongan sinyal dipilih setiap 1 detik untuk mengetahui arah pergerakan partikelnya. Hal ini disebabkan tidak dapat dibedakannya antara gelombang P dan S. *Event* yang dipilih adalah sinyal dengan

amplitudo yang tinggi karena akan mempengaruhi bentuk pergerakan partikel yang dihasilkan. Dalam sekali perekaman terdapat beberapa *event* sehingga perlu hati-hati dalam pencuplikan data. Hal ini dilakukan dengan mempertimbangkan arah pergerakan partikel yang menuju kearah manifestasi panasbumi yang ada di Cagar. Sedangkan pada data gempa mikro di sekitar Arjuno-Welirang dapat dibedakan antara gelombang P dan S sehingga ditentukan waktu tiba gelombang P (T_p) terlebih dahulu, setelah itu sinyal dipotong 2 detik sebelum dan sesudah T_p .





Gambar 4.8 Pergerakan partikel komponen horisontal data seismik stasiun CGR01 (13.00) selama 1 sekon

Gambar 4.8 menunjukkan data seismik di daerah Cangar pada stasiun CGR01 pukul 13.00, Setelah difilter berdasarkan batas

frekuensi yang telah ditentukan, akan diperoleh data seperti Gambar 4.8 (a). Kemudian dipilih sinyal yang diperkirakan merupakan *event* yaitu yang memiliki amplitudo paling jelas (pada Gambar 4.8 (b)) dan dipotong selama 1 sekon. Pemotongan sinyal akan memiliki nilai amplitudo untuk masing-masing komponen dan hasil plot pergerakan partikel pada komponen horisontal seperti pada Gambar 4.(c). Pada Gambar 4.(c) terlihat plot pergerakan partikel menghasilkan arah yang tidak konsisten. Menurut Ihsan (2011), plot pergerakan yang tidak konsisten dikarenakan adanya sumber yang lebih dari satu.

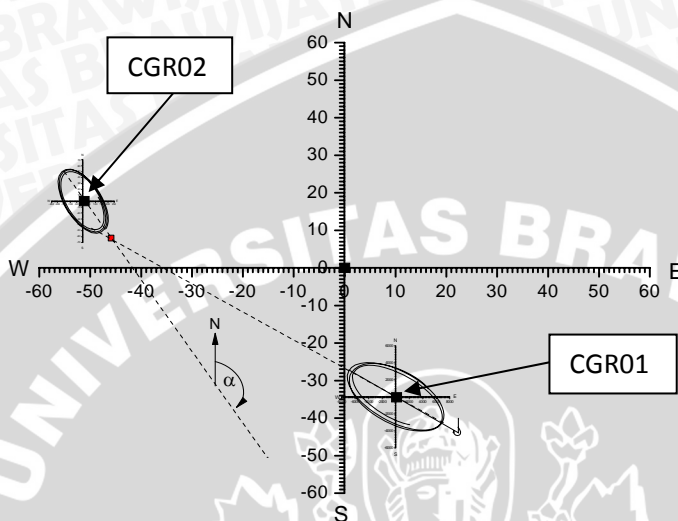
Sebelum menentukan jarak episenter, perlu dianalisis arah pergerakan partikel lebih kearah mana. Pada metode satu stasiun (*single-station method*) berkaitan dengan *azimuth* dan *back-azimuth*. Besar sudut antara arah utara terhadap perpanjangan garis pergerakan partikel di titik stasiun perekaman disebut azimuth balik. Besar sudut antara arah utara terhadap perpanjangan garis pergerakan partikel di titik episenter disebut azimuth.

Penarikan perpanjangan garis pergerakan partikel berdasarkan acuan titik terpanas yang ada di Cangar berdasarkan penelitian geomagnetik (Afandi, 2011) yaitu 7,74197 LS dan 112,53430 BT. Jika plot pergerakan partikel dioverlay pada peta datar dengan koordinat (0,0) di titik Cangar terpanas tersebut, maka akan diketahui jarak dari masing-masing stasiun perekaman. Pergerakan partikel yang diplotkan dimasing-masing stasiun perekaman (CGR01 dan CGR02) akan ditarik perpanjangan garis menurut arah pergerakannya. Titik perpotongan antara kedua perpanjangan garis berdasarkan arah pergerakan partikel kedua stasiun disebut sebagai titik episenter seperti Gambar 4.9. Pada Gambar 4.9, besarnya azimuth balik disimbolkan oleh α yang dihitung dari arah utara terhadap perpanjangan garis dari arah pergerakan partikel. Tabel 4.2 memberikan informasi nilai azimuth dan azimuth balik gempa di daerah Cangar, Jawa Timur, pada stasiun CGR01 dan CGR02 yang masing-masing terdiri dari 5 *event*. Overlay penentuan episenter gempa *event* lain dapat dilihat di Lampiran 5.



Tabel 4.2 Azimut dan azimut balik gempa di daerah Cangar, Jawa Timur

Event	AZM		BACK-AZM	
	CGR01	CGR02	CGR01	CGR02
1	135,75°	333,05°	315,75°	153,05°
2	44,2°	333,04°	206,96°	153,04°
3	154,9°	302°	334,9°	122°
4	34,99°	319,4°	214,99°	139,4°
5	45°	322,8°	225°	142,8°



Keterangan:

α = azimut balik di stasiun perekaman CGR02

Gambar 4.9 Overlay pergerakan partikel gempa daerah Cangar, Jawa Timur, komponen horisontal titik 1

Berbeda halnya dengan analisis pergerakan partikel gempa mikro yang terjadi di sekitar Arjuno-Welirang. Titik referensi (0,0) berada di stasiun Tretes. Informasi azimut gempa mikro dapat diketahui dari arah pergerakan partikel dan perpanjangan vektor arahnya. Dari

keempat *event* gempa mikro di sekitar Arjuno-Welirang akan diperoleh nilai azimut seperti pada Tabel 4.3.

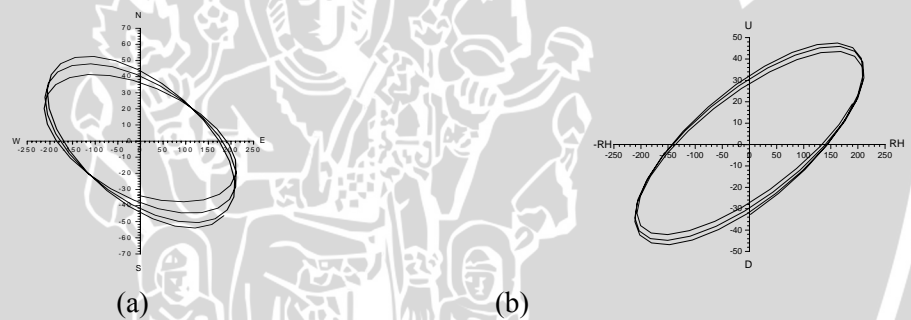
Tabel 4.3 Azimut gempa mikro di sekitar Arjuno-Welirang

Event	AZM
01/01/2013	61,69°
08/01/2013	61,19°
29/01/2013	40,97°
05/03/2013	70,80°

4.4.2 Pergerakan partikel komponen vertikal

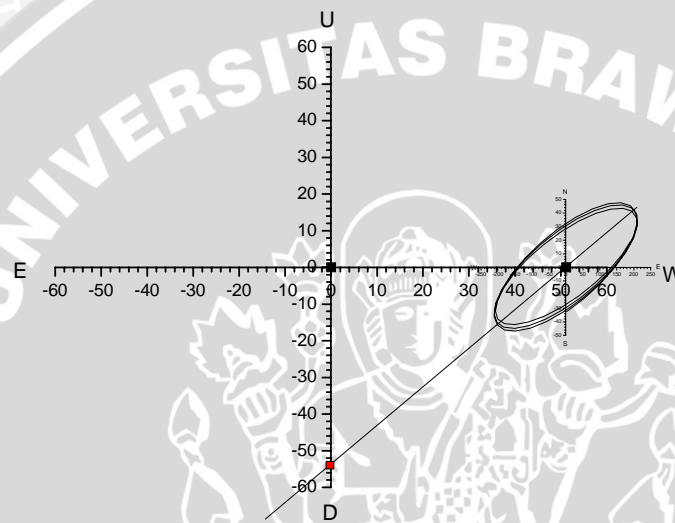
Analisis pergerakan partikel komponen vertikal bertujuan untuk menentukan titik hiposenter yang ada dibawah permukaan bumi. Pergerakan partikel komponen horisontal yang sebelumnya telah dianalisis dapat diketahui titik episenter sumber gempa dan juga besar sudut azimut. Sudut azimut inilah yang akan digunakan dalam perhitungan pergerakan partikel komponen vertikal.

Analisis pergerakan partikel untuk menentukan kedalaman sumber gempa (hiposenter) dari permukaan bumi dilihat dari hasil plot pergerakan partikelnya. Plot antara komponen horisontal dan vertikal menunjukkan batas *free surface* pada bumi. Komponen horisontal diibaratkan permukaan bumi, sedangkan komponen UD diibaratkan bagian atas dan bawah permukaan bumi.



Gambar 4.10 Pergerakan partikel gempa di daerah Cangar, Jawa Timur: (a) komponen horisontal (b) komponen vertikal

Gambar 4.10 menunjukkan pergerakan partikel pada komponen vertikal dan horisontal gempa daerah Cagar, Jawa Timur, stasiun CGR02 perekaman pukul 11.47. Pada komponen vertikal, pergerakan partikel berada antara kuadran I dan III. Dengan mengasumsikan bahwa sumbu horisontal adalah permukaan bumi, maka hiposenter pasti berada di kuadran III. Hal yang pasti tidak mungkin berada di daerah atas sumbu horisontalnya karena hiposenter tidak berada di udara bebas. Overlay pergerakan partikel pada stasiun perekaman seperti Gambar 4.11. Titik Cagar terpanas, dari penelitian geomagnetik (Afandi, 2011), berada pada koordinat (0,0) sedangkan stasiun CGR02 di koordinat (50,0). Perpanjangan garis berdasarkan arah pergerakan partikel akan memotong salah satu sumbu vertikal dan titik perpotongannya dianggap sebagai hiposenter. Jarak antara titik koordinat Cagar dan titik hiposenter sebagai kedalaman hiposenter gempa .



Gambar 4.11 Penentuan titik hiposenter dari pergerakan partikel gempa

4.5 Interpretasi Data

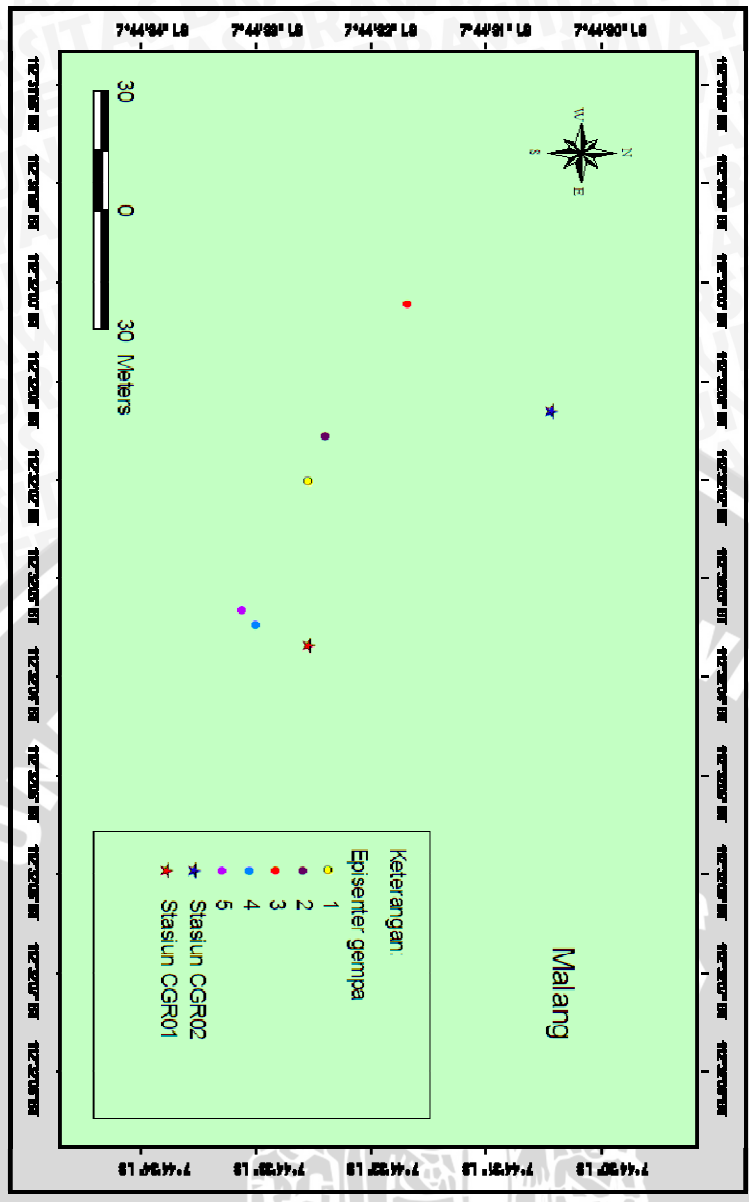
Metode seismik pasif bertujuan untuk merekam getaran yang dihasilkan oleh bumi, seperti aktivitas gunungapi, aktivitas manusia, ataupun pergerakan fluida. Penelitian seismik di daerah panasbumi (*geothermal area*) dapat digunakan untuk mengetahui sumber gempa (episenter dan hiposenter) dari analisis pergerakan partikel. Analisis pergerakan partikel gempa untuk memperkirakan jarak episenter dan kedalaman hiposenter sumbernya. Dengan menganalisis kecenderungan arah pergerakan partikel, maka perkiraan adanya sumber dari titik pengamatan dapat ditentukan dengan mengambil garis perpanjangan dari arah tersebut (Ihsan, 2011). Tabel 4.4 memberikan informasi koordinat sumber gempa dan jarak episenter terhadap titik Cangar terpanas.

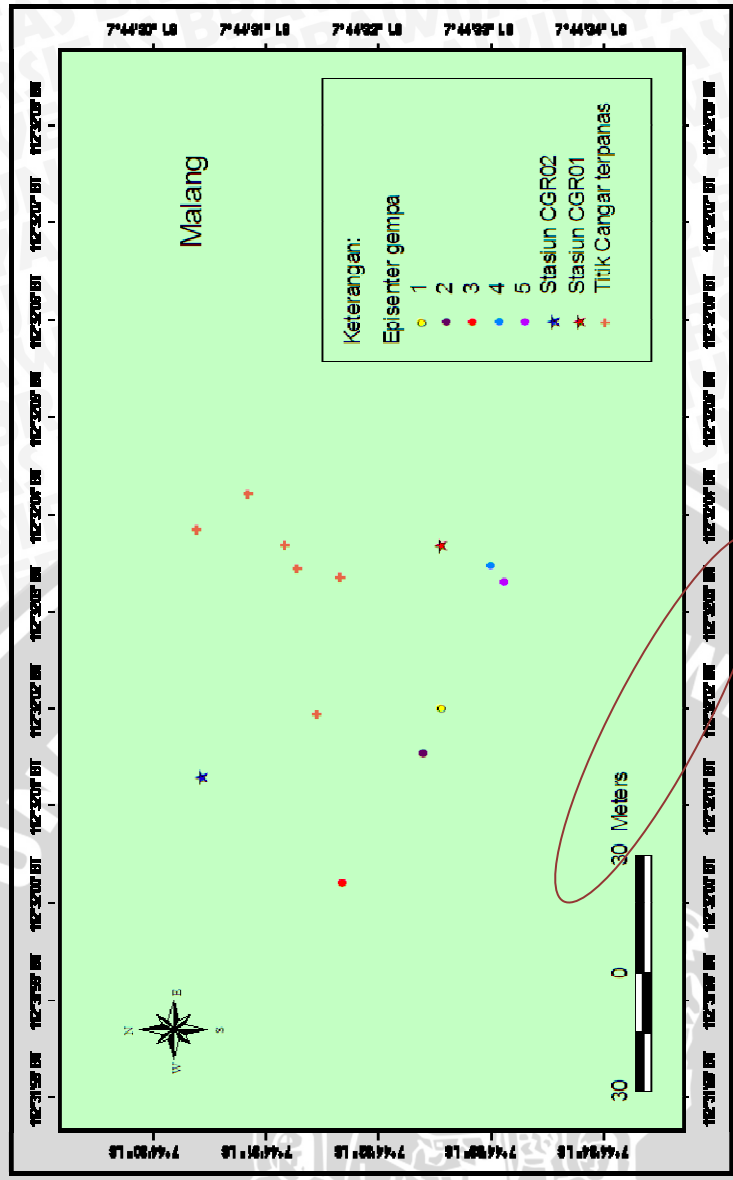
Tabel 4.4 Koordinat dan jarak episenter gempa daerah Cangar, Jawa Timur

Titik	Jarak episenter (m)	Koordinat	
		Bujur	Lintang
1	46,69	112°32'2,04" BT	7°44'30,80" LS
2	58	112°32'3,11" BT	7°44'32,93" LS
3	18,66	112°32'3,48" BT	7°44'31,66" LS
4	46,09	112°32'3,57" BT	7°44'32,58" LS
5	49,01	112°32'3,44" BT	7°44'32,67" LS

Koordinat episenter gempa tersebut kemudian diplotkan pada peta daerah penelitian seperti pada Gambar 4.12. Berdasarkan peta sebaran tersebut, dapat diinterpretasikan bahwa sumber gempa di daerah Cangar, Jawa Timur, berada di sebaran titik episenter tersebut. Sedangkan, Gambar 4.13 menunjukkan sebaran titik episenter gempa terhadap manifestasi panasbumi di daerah Cangar.

Gambar 4.12 Peta sebaran episenter gempa daerah Cangar





Gambar 4.13 Peta sebaran episenter gempa dan manifestasi air panas di daerah Cangar, Jawa Timur

Hasil dari pergerakan partikel komponen vertikal tertera pada Tabel 4.5.

Tabel 4.5 Hasil analisis pergerakan partikel gempa di daerah Cangar, Jawa Timur

Event	Koordinat episenter		Hiposenter (m)
	Bujur	Lintang	
1	112°32'2,04" BT	7°44'30,80" LS	31-55
2	112°32'3,11" BT	7°44'32,93" LS	30-60
3	112°32'3,48" BT	7°44'31,66" LS	40-52
4	112°32'3,57" BT	7°44'32,58" LS	18-58
5	112°32'3,44" BT	7°44'32,67" LS	17-57

Cangar yang terletak di kota Batu, Jawa Timur, memiliki manifestasi air panas yang diduga berasal dari Gunung Welirang karena berada di area gunung api. Untuk mengetahui keberadaan potensi panasbumi di daerah ini, telah dilakukan beberapa metode geofisika yaitu geolistrik, geomagnetik dan gayaberat (*gravity*). Berdasarkan penelitian tersebut, dapat diketahui perkiraan potensi panas bumi seperti yang tertera pada Tabel 4.6.

Tabel 4.6 Perkiraan potensi panasbumi dari hasil penelitian terdahulu

Metode	Posisi sumber panasbumi
Geolistrik	Kedalaman 24,7 meter
Geomagnet	7,74197 LS dan 112,53430 BT
Gayaberat (<i>gravity</i>)	7,7406 LS dan 112,5339 BT

Penentuan sumber gempa dapat dikaitkan dengan adanya aktivitas hidrotermal di daerah panasbumi. Pada Gambar 4.13, daerah yang dibatasi oleh garis menunjukkan sumber gempa karena adanya aktivitas hidrotermal. Hal ini didukung oleh adanya sebaran manifestasi panasbumi di sekitar daerah tersebut. Batuan yang mendominasi di daerah Cangar, menurut metode geolistrik, geomagnet dan gayaberat adalah batuan basalt dan batuan lava.

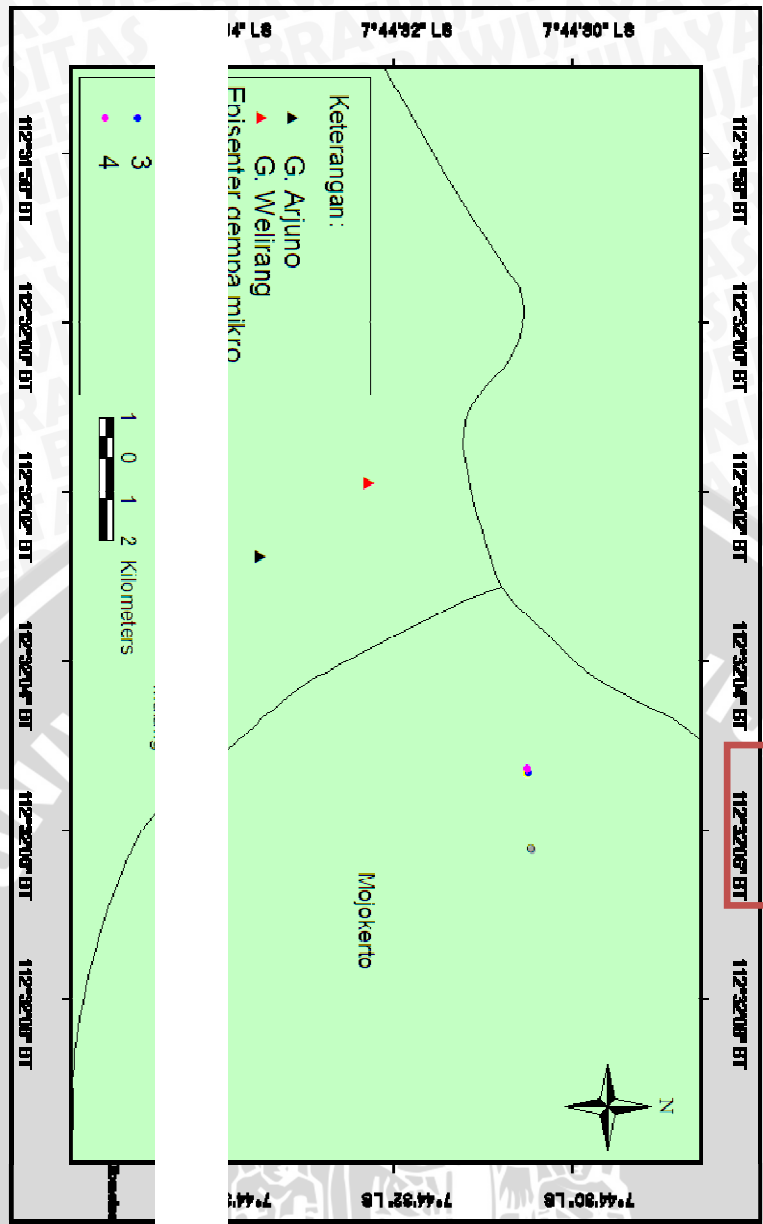
Batuan lava mengandung banyak retakan yang menjadi ruang untuk mengalirnya fluida (air) (Rakhmanto, 2011). Retakan dapat terjadi akibat adanya aktivitas vulkanik maupun tektonik di sekitar Gunung Arjuno-Welirang. Fluida yang terdapat di bawah permukaan bumi akan terpanaskan oleh batuan panas, sehingga akan meningkatkan aktivitas fluida panas tersebut dan terjadi gempa.

Selain mengetahui adanya potensi panasbumi, analisis gempa mikro dengan metode pergerakan partikel dapat digunakan untuk mengetahui korelasi dengan adanya patahan. Data yang digunakan adalah data gempa mikro yang direkam oleh stasiun Tretes. Berdasarkan arah pergerakan partikelnya dapat diperkirakan episenter dari sumber gempa tersebut. Hasil pergerakan partikel horisontal untuk menentukan jarak episenter menuju stasiun pada tanggal 01/01/2013, 08/01/2013, 29/01/2013, 05/03/2013 secara berturut-turut adalah 29,53 m; 2282,5 m; 38,29 m dan 91,08 m. Dari keempat *event* tersebut memiliki arah pergerakan yang berbeda. Hal ini dipengaruhi oleh penentuan waktu tiba gelombang P (T_p) dan juga pemotongan sinyalnya. Selain itu, pengambilan vektor arah perpanjangan dari pergerakan partikel juga berpengaruh dalam perhitungan episenter dan hiposenternya. Tabel 4.7 menunjukkan koordinat episenter dan juga perkiraan kedalaman hiposenter gempa mikro yang diamati stasiun Tretes.

Tabel 4.7 Posisi episenter dan hiposenter gempa mikro sekitar Arjuno-Welirang

Event	Koordinat		Kedalaman sumber (m)
	Bujur	Lintang	
01/01/2013	112,637241	-7,707889	23,21
08/01/2013	112,653844	-7,706543	2100,6
29/01/2013	112,636955	-7,707658	28,28
05/03/2013	112,636187	-7,707907	114,1

Tabel 4.7 memberikan informasi koordinat episenter gempa mikro dari stasiun Tretes beserta perkiraan kedalaman sumber gempa (hiposenter). Episenter diplotkan pada peta agar dapat dianalisis pola sebarannya seperti pada Gambar 4.14.



Gambar 4.14 Peta sebaran gempa mikro di sekitar Arjuno-Welirang



Daerah yang dibatasi oleh garis merupakan episenter gempa mikro yang memiliki jarak sekitar 6 km dari Gunung Welirang. Episenter gempa mikro ini tidak berkaitan dengan adanya aktivitas hidrotermal di daerah Cangar, namun berkaitan dengan patahan Watukosek. Kedalaman sumber dari gempa mikro tersebut bervariasi, dari kedalaman 23 meter hingga 114 meter. Kedalaman yang bervariasi ini karena dalam analisis pergerakan gelombang memiliki pengaruh dari gelombang lain. Hasil pergerakan partikel gempa mikro untuk komponen horisontal dan vertikal dapat dilihat pada Lampiran 4.



(Halaman ini sengaja dikosongkan)



BAB V PENUTUP

5.1 Kesimpulan

Berdasarkan hasil pengolahan data dan interpretasi data, dapat disimpulkan bahwa:

1. Analisis pergerakan partikel yang terdiri atas komponen horisontal dan vertikal dapat digunakan untuk memperkirakan jarak episenter dan hiposenter suatu kejadian gempa. Berdasarkan hasil penelitian, sumber gempa berada pada kedalaman 17 hingga 60 meter dibawah permukaan bumi. Sedangkan sebaran episenter berada di 5 titik, yaitu ($112^{\circ}32'2,04''$ BT; $7^{\circ}44'32,208''$ LS), ($112^{\circ}32'2,04''$ BT; $7^{\circ}44'32,1''$ LS), ($112^{\circ}32'0,96''$ BT; $7^{\circ}44'31,49''$ LS), ($112^{\circ}32'3,57''$ BT; $7^{\circ}44'32,58''$ LS), dan ($112^{\circ}32'3,44''$ BT; $7^{\circ}44'32,67''$ LS).
2. Penentuan titik episenter dan hiposenter berkaitan dengan adanya aktivitas hidrotermal di bawah permukaan bumi. Hal ini ditunjukkan oleh spektrum frekuensi dominan yang tinggi yang diduga bahwa terdapat aktivitas fluida yang terpanaskan oleh batuan panas disekitarnya.

5.2 Saran

Untuk penelitian selanjutnya, disarankan melakukan akuisisi secara langsung (menggunakan data primer) dan menggunakan lebih dari dua stasiun agar tidak kesulitan dalam pemilihan *event*.



(Halaman ini sengaja dikosongkan)



DAFTAR PUSTAKA

- Afandi, Akhmad. 2011. *Studi Potensi Panas Bumi Di Daerah Cagar Kota Batu Jawa Timur Menggunakan Survei Geomagnetik*. Skripsi S1. Universitas Brawijaya Malang.
- Afnimar. 2009. *Seismologi*. Laboratorium Seismologi Institut Teknologi Bandung. Bandung.
- Alessandrini, Bruno., M. Demartin, M. Gasperini, and Valeria Lanza. 1994. *A Simple P-Wave Polarization Analysis: Its Application to Earthquake Location*. *Annali Di Geofisica.*, Volume XXXVII.
- Anonymous. 2013. *Gempabumi*. www.bmkg.go.id. Diakses pada tanggal 14 Maret 2013.
- Anonymous. 2012. *Potensi Geothermal Indonesia dan Pemanfaatannya*. <http://teknologi.kompasiana.com>. Diakses tanggal 11 Februari 2013.
- Fetriza. 2013. *Indonesia Ring of Fire : Potensi Geothermal Indonesia*. <http://jurnalhijau.wordpress.com>. Diakses tanggal 11 Februari 2013.
- Gupta, Harsh K. and Sukanta Roy. 2007. *Geothermal Energy: An Alternative Resource for The 21st Century*. Elsevier. Ukraina.
- Heasler, H. P., Cheryl J., and D. Foley. 2009. *Geothermal Systems and Monitoring Hydrothermal Features*. The Geological Society of America. USA.
- Holland, Austin Adams. 2002. *Microearthquake Study Of The Salton Sea Geothermal Field, California: Evidence Of Stress Triggering*. The University of Texas. El Paso.
- Ihsan, Agung Budi. 2011. *Karakterisasi Mikrotremor Di Daerah Sekitar Sungai Porong Desa Kebonagung Sidoarjo*. Skripsi S1. Universitas Brawijaya Malang.
- Kayal, J.R. 2008. *Microearthquake Seismology an Seismotectonics of South Asia*. Capital Publishing Company. India.

- Lay, Thorne and Terry C. Wallace. 1995. *Modern Global Seismology*. Academic Press. United States of America.
- Lee, W. H. K. and S. W. Stewart. 1981. *Principles And Applications Of Microearthquake Network*. Academic Pres, Inc. London.
- Lilie, Robert J. 1999. *Whole Earth Geophysics*. Prentice Hall. New Jersey.
- Mulyadi. 1986. *Applications Of Resistivity Methods An Micro-earthquake Monitoring In Geothermal Exploration*. UNU Geothermal Training Programme. Iceland.
- Rakhmanto, F., 2011. *Tomografi Geolistrik Daerah Panasbumi Welirang-Arjuno (Studi Sumber Air Panas Cangar Batu)*. Tesis S2. Universitas Brawijaya Malang.
- Sinvhal, Amita. 2010. *Understanding Earthquake Disaster*. Tata McGraw Hill Education Private Limited. New Delhi.
- Susilawati. 2008. *Penerapan Penjalaran Gelombang Seismik Gempa Pada Penelaahan Struktur Bagian Dalam Bumi*. Universitas Sumatera Utara. Medan.
- Turcotte, Donald L. and Gerald Schubert. 2002. *Geodynamics Second Edition*. Cambridge University Press. New York.
- Utama, W., Tri Martha KP, Dwa Desa W., and Makky S. Jaya. 2013. *Application of Ensemble Empirical Mode Decomposition (EEMD) for Identification of Hydrothermal Dynamics In the Subsurface, Case Study Mt. Lamongan, East Java*. Proceeding ITB Geothermal Workshop. Bandung.
- Zaman, Muhammad Badaruz. 2011. *Studi Potensi Panas Bumi di Pemandian Air Panas Cangar, Kota Batu, Jawa Timur Dengan Menggunakan Metode Gayaberat*. Skripsi S1. Universitas Brawijaya Malang.