

**PENCITRAAN STRUKTUR KECEPATAN GELOMBANG
SEISMIK WILAYAH PULAU SULAWESI MENGGUNAKAN
METODE AMBIENT NOISE TOMOGRAPHY**

TESIS

**Untuk Memenuhi Persyaratan
Memperoleh Gelar Magister Sains Dalam Bidang Fisika**



Oleh:

**AZWAR PANSHORI
166090300011009**

**PROGRAM STUDI ILMU FISIKA
MINAT GEOFISIKA**

**PROGRAM PASCASARJANA FAKULTAS MIPA
UNIVERSITAS BRAWIJAYA
MALANG
2019**





TESIS

**PENCITRAAN STRUKTUR KECEPATAN GELOMBANG SEISMIK
WILAYAH PULAU SULAWESI MENGGUNAKAN METODE AMBIENT
NOISE TOMOGRAPHY**

Oleh :

Azwar Panshori

166090300011009

**Telah dipertahankan di depan penguji pada
tanggal 23 Januari 2019
dan dinyatakan LULUS**

Menyetujui,

KOMISI PEMBIMBING

Ketua

Anggota

Sukir Maryanto, S.Si., M.Si., Ph.D

NIP. 197106211998021001

Dr. Agustya Adi Martha, M.T

NIP. 1985082920070110002

Mengetahui

Ketua Program Studi S2 Fisika

Mauludi Ariesto Pamungkas, S.Si., M.Si, Ph. D

NIP.197304122000031013

IDENTITAS TIM PENGUJI

JUDUL TESIS:

**PENCITRAAN STRUKTUR KECEPATAN GELOMBANG SEISMIK
WILAYAH PULAU SULAWESI MENGGUNAKAN METODE AMBIENT
NOISE TOMOGRAPHY**

Nama Mahasiswa : Azwar Panshori

NIM : 166090300011009

Program Studi : S2 Imu Fisika

Minat : Geofisika

KOMISI PEMBIMBING

Ketua : Sukir Maryanto, S.Si., M.Si., Ph.D

Anggota : Dr. Agustya Adi Martha, M.T

TIM DOSEN PENGUJI

Dosen Penguji 1 : Dr. Ir. Wiyono, M.Si

Dosen Penguji 2 : Ahmad Nadhir, M.T., Ph. D

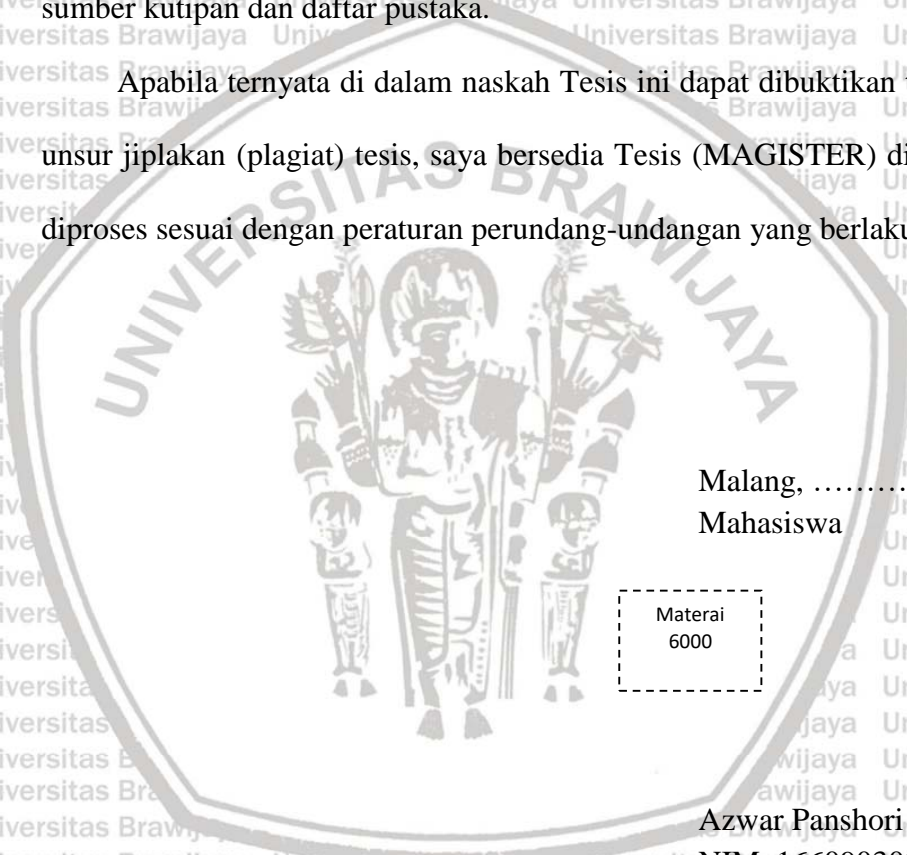
Tanggal Ujian : 23 Januari 2019

SK Penguji :

PERNYATAAN ORISINALITAS

Saya menyatakan dengan sebenar-benarnya bahwa sepanjang pengetahuan saya, di dalam naskah Tesis ini tidak terdapat karya ilmiah yang pernah diajukan oleh orang lain untuk memperoleh gelar akademik di suatu Perguruan Tinggi, dan tidak terdapat karya atau pendapat yang pernah ditulis atau diterbitkan oleh orang lain, kecuali yang secara tertulis dikutip dalam naskah ini dan disebutkan dalam sumber kutipan dan daftar pustaka.

Apabila ternyata di dalam naskah Tesis ini dapat dibuktikan terdapat unsur-unsur jiplakan (plagiat) tesis, saya bersedia Tesis (MAGISTER) dibatalkan, serta diproses sesuai dengan peraturan perundang-undangan yang berlaku.



Malang, 2019
Mahasiswa

Materai
6000

Azwar Panshori
NIM: 166090300011009



RIWAYAT HIDUP

Penulis adalah anak pertama dari lima bersaudara dari pasangan Anwar Samanhudi dan Suharniwati. Penulis lahir di Solo, pada tanggal 16 juli 1994, pada tahun 1999 penulis memulai sekolah di SDN Emea, kemudian pada tahun 2005 penulis melanjutkan sekolah di MTs Istimbaatul Hikmah, kemudian pada tahun 2008 penulis melanjutkan sekolah di MA Istimbaatul Hikmah, dan lulus pada tahun 2011.

Tahun 2011-2015 penulis menempuh pendidikan tinggi sebagai mahasiswa Program Studi Fisika di Fakultas Sains dan Teknologi Universitas Islam Negeri Alauddin Makassar melalui jalur Beasiswa Tahfidzul Qur'an Kementerian Agama Republik Indonesia. Tahun 2016 penulis melanjutkan studi pascasarjana pada program studi Ilmu Fisika bidang minat Geofisika di Fakultas MIPA Universitas Brawijaya Malang dan merupakan Awardee Beasiswa Unggulan Masyarakat Berprestasi Kementerian Pendidikan dan Kebudayaan Republik Indonesia.

Malang, 2019

Penulis

UCAPAN TERIMA KASIH

Penulis menyampaikan ucapan terima kasih sebesar-besarnya kepada:

1. Bapak Sukir Maryanto, S.Si., M.Si., Ph.D dan Bapak Dr. Agustya Adi Martha, M.T selaku pembimbing I dan pembimbing II atas waktu yang telah diluangkan untuk memberi bimbingan dan nasehat.
2. Bapak Dr. Ir. Wiyono M.Si dan Bapak Ahmad Nadhir, M.T., Ph.D selaku tim dosen penguji yang telah memberikan saran untuk perbaikan tesis ini.
3. Kedua orang tua, adik-adikku dan keluarga yang senantiasa memberikan dukungan dan doa.
4. Bapak Mauludi A. Pamungkas, Ph.D selaku Ketua Program Studi S2 Fisika, Program Pascasarjana FMIPA Universitas Brawijaya.
5. Kementerian Pendidikan dan Kebudayaan Republik Indonesia atas program Beasiswa Unggulan Masyarakat Berprestasi yang telah diberikan.
6. Seluruh bapak/ibu dosen program studi Ilmu Fisika yang telah memberikan banyak wawasan selama masa studi.
7. Syawaldin Ridha, Salaman Hamja Simbione, Aulia Nugraha dan Dafiqi Ya'lu Ulin Nuha atas semangat, motivasi, dan kebersamaan yang berharga.
8. Teman-teman Magister Fisika dan seluruh anggota *Brawijaya Volcanology and Geothermal Research Center* (BRAVO GRC) yang telah memberi kebersamaan yang indah serta bantuan moril
9. Nur Afiat Agus dan Maulana Rafi Ibrahim yang telah memberikan banyak bantuan, dukungan dan semangat yang tidak henti-hentinya selama penelitian.
10. Semua pihak yang tidak dapat disebutkan satu persatu.

PENCITRAAN STRUKTUR KECEPATAN GELOMBANG SEISMIK WILAYAH PULAU SULAWESI MENGGUNAKAN METODE AMBIENT NOISE TOMOGRAPHY

ABSTRAK

Ambient Noise Tomography telah diterapkan untuk menggambarkan model kecepatan grup gelombang Rayleigh pada bagian kerak bumi Pulau Sulawesi. Data penelitian yang digunakan merupakan data *waveform* dalam format *miniseed* komponen vertikal seismograf *broadband* dari 25 stasiun jaringan INA TEWS BMKG yang tersebar di Pulau Sulawesi. Panjang data *waveform* adalah 3 bulan, yaitu bulan Juli 2016, Januari 2017, dan Agustus 2017. Pengolahan data *waveform* dilakukan mulai dari *single data preparation*, *crosscorrelation* dan *stacking*, analisis *cross correlogram*, pengukuran kurva dispersi, tomografi kecepatan dan yang terakhir adalah interpretasi hasil penelitian. Representasi metode Ambient Noise Tomography pada data rekaman seismik jaringan INA-TEWS BMKG di wilayah Pulau Sulawesi menghasilkan citra tomografi kecepatan grup gelombang Rayleigh (U) 3D untuk daerah Lengan Utara Pulau Sulawesi, Bagian Tengah Pulau Sulawesi, Lengan Selatan Pulau Sulawesi, Lengan Timur Pulau Sulawesi dan Lengan Tenggara Pulau Sulawesi yang secara umum berkorelasi dengan kondisi geologi daerah tersebut. Hasil tomografi yang diperoleh dari penelitian ini menunjukkan bahwa nilai kecepatan grup gelombang Rayleigh (U) di wilayah Pulau Sulawesi Sulawesi bervariasi dari 0.4 km/s hingga 4.8 km/s dan secara umum akan semakin tinggi seiring dengan bertambahnya periode atau dengan kata lain nilai kecepatan gelombang seismik yang diperoleh meningkat seiring dengan bertambahnya kedalaman. Dari tomogram yang diperoleh teridentifikasi beberapa struktur geologi seperti cekungan, patahan, dan zona gunung api. Sesar-sesar yang berada di wilayah Pulau Sulawesi dengan jelas teridentifikasi pada tomogram yang direpresentasikan oleh batas antara kontras zona anomali kecepatan rendah dan zona anomali kecepatan tinggi.

Kata Kunci: *Ambient Noise Tomography*, *crosscorrelation*, gelombang Rayleigh, Pulau Sulawesi

IMAGING THE VELOCITY STRUCTURE OF SEISMIC WAVE IN SULAWESI ISLAND USING AMBIENT NOISE TOMOGRAPHY

ABSTRACT

Ambient noise Tomography had been applied for Rayleigh group wave acceleration models in parts of the Sulawesi crust. The research data used was a waveform of data in the format of miniseed broadband broadband seismographs from 25 INA TEWS BMKG network stations distributed on Sulawesi Island. Data wavelength was 3 months, namely July 2016, January 2017, and August 2017. Processing of data was carried out starting from the preparation of a single data, cross correlation and stacking, cross correlation analysis, measurement of dispersion curves, speed analysis and the interpretation. The representation of the Ambient Noise Tomography method on the INA-TEWS BMKG network seismic recording data in the Sulawesi Island region afford the Rayleigh (U) 3D wave group speed tomography for the North Arm area of Sulawesi Island, Central Part of Sulawesi Island, South Arm of Sulawesi Island, East Arm of Sulawesi Island and the Southeast Arm of Sulawesi Island which generally correlates with the geological conditions of the area. The tomographic results obtained from this study indicate that the speed value of the Rayleigh (U) wave group in the Sulawesi Island region of Sulawesi varies from 0.4 km/s to 4.8 km/s and generally increases with increasing periods or in other words the wave velocity value seismic obtained increases with increasing depth. According to the obtained tomograms several geological structures are identified such as basins, faults, and volcanic zones. The faults in the Sulawesi Island region are clearly identified on the Tomogram which is represented by the boundary between the low speed anomaly zone contrast and the high speed anomaly zone.

Keywords: *Ambient Noise Tomography, crosscorrelation, Rayleigh wave, Sulawesi Island*

KATA PENGANTAR

Segala puji dan syukur kehadirat Allah SWT yang telah melimpahkan rahmat dan karuniaNya yang tak terbatas sehingga tesis dengan judul **“Pencitraan Struktur Kecepatan Gelombang Seismik Wilayah Pulau Sulawesi Menggunakan Metode Ambient Noise Tomography”** dapat diselesaikan.

Segala kesulitan dan hambatan yang terjadi dalam penulisan tesis ini dapat teratasi karena adanya bantuan dan dorongan dari berbagai pihak. Penulis menyampaikan rasa terima kasih sebesar-besarnya untuk berbagai pihak yang telah terlibat dalam penulisan tesis ini.

Penulis menyadari bahwa dalam penulisan tesis ini tidak lepas dari kekurangan dan kesalahan. Oleh karena itu, pendapat, kritik, maupun saran dari semua pihak sangat diharapkan untuk perbaikan tesis ini. Semoga segala yang tertulis dalam tesis ini dapat bermanfaat untuk dipahami bagi penulis dan semua orang yang membacanya, serta dapat dikembangkan sesuai dengan kemajuan ilmu pengetahuan.

Penulis

DAFTAR ISI

LEMBAR PENGESAHAN	i
IDENTITAS TIM PENGUJI	ii
PERNYATAAN ORISINALITAS	iii
RIWAYAT HIDUP	iv
UCAPAN TERIMA KASIH	v
ABSTRAK	vi
ABSTRACT	vii
KATA PENGANTAR	viii
DAFTAR ISI	ix
DAFTAR GAMBAR	xi
DAFTAR TABEL	xiv
DAFTAR LAMPIRAN	xv
BAB I PENDAHULUAN	
1.1 Latar Belakang	1
1.2 Rumusan Masalah	4
1.3 Batasan Masalah	4
1.4 Tujuan Penelitian	4
1.5 Manfaat Penelitian	5
BAB II TINJAUAN PUSTAKA	
2.1 Kondisi Geologi Pulau Sulawesi	6
2.1.1 Mandala Barat	11
2.1.2 Mandala Tengah	12
2.1.2 Mandala Timur	13
2.1.2 Fragmen Benua Banggai Sula dan Tukang Besi	14
2.2 Gelombang Seismik	15
2.2.1 Gelombang Badan (<i>Body Wave</i>)	16
2.2.2 Gelombang Permukaan (<i>Surface Wave</i>)	18
2.2.2 <i>Noise</i> seismik	20
2.3 Tomografi Seismik	22
2.3.1 Interferometri Seismik	23

2.3.2	<i>Crosscorrelation</i>	27
2.6	Penelitian Terdahulu	28
BAB III KERANGKA KONSEP PENELITIAN		
3.1	Kerangka Konsep Penelitian	30
BAB IV METODE PENELITIAN		
4.1	Waktu dan Tempat Penelitian	33
4.2	Materi Penelitian	33
4.3	Langkah Pelaksanaan Penelitian	35
4.3.1	<i>Single Data Preparation</i>	37
4.3.2	<i>Crosscorrelation dan Stacking</i>	39
4.3.3	Analisis <i>Crosscorrelogram</i>	43
4.3.4	Pengukuran Kurva Dispersi	44
4.3.5	Pemodelan Gelombang Rayleigh	45
4.3.6	Interpretasi	49
BAB V HASIL DAN PEMBAHASAN		
5.1	Hasil Tomografi	50
5.2	Pembahasan	57
5.2.1	Lengan Utara Pulau Sulawesi	57
5.2.2	Lengan Selatan Pulau Sulawesi	61
5.2.3	Bagian Tengah Pulau Sulawesi	64
5.2.4	Lengan Timur Pulau Sulawesi	67
5.2.5	Lengan Tenggara Pulau Sulawesi	70
5.2.6	Potensi Bencana Pulau Sulawesi	74
BAB VI KESIMPULAN DAN SARAN		
6.1	Kesimpulan	78
6.2	Saran	79
DAFTAR PUSTAKA		80
LAMPIRAN		86

DAFTAR GAMBAR

Gambar 2.1 Morfologi patahan aktif dari sesar Palu Koro 8

Gambar 2.2 Peta Geologi Sulawesi..... 10

Gambar 2.3 Mekanisme perambatan dan arah gerak partikel pada gelombang P..... 17

Gambar 2.4 Mekanisme perambatan dan arah gerak partikel pada gelombang S 17

Gambar 2.5 Mekanisme perambatan dan arah gerak partikel pada gelombang Love 18

Gambar 2.6 Mekanisme perambatan dan arah gerak partikel pada gelombang Rayleigh 19

Gambar 2.7 Kecepatan fase dan grup gelombang Rayleigh 20

Gambar 2.8 Penjelasan metode interferometri seismik..... 24

Gambar 2.9 Ilustrasi ekstraksi gelombang Rayleigh menggunakan sinyal *ambient noise* 26

Gambar 2.10 Ilustrasi *crosscorrelation* gelombang *ambient noise* 28

Gambar 2.11 Tomogram *ambient noise* di Australia 29

Gambar 2.12 Tomogram kecepatan grup gelombang Rayleigh pada rentang periode 2.3 s sampai 12 s wilayah jawa timur 29

Gambar 3.1 Kerangka Konsep Penelitian 32

Gambar 4.1 Peta stasiun seismograf jaringan INA TEWS BMKG di Pulau Sulawesi 34

Gambar 4.2 Diagram alir penelitian 36

Gambar 4.3 Skema proses *crosscorrelation* untuk pasangan stasiun A dan B 39

Gambar 4.4 Contos hasil *crosscorrelation* selama 3 bulan (atas) dan 1 minggu (bawah) antara stasiun BKSI dan KAPI 40

Gambar 4.5 Contoh hasil *crosscorrelation* antara stasiun BKSI-KAPI dan MMSI-TMSI 41

Gambar 4.6 Contoh hasil <i>crosscorrelation</i> antara stasiun BKSI-KAPI dan MMSI-TMSI (berdasarkan jarak)	42
Gambar 4.7 Contoh plot <i>interstation distance</i> terhadap <i>lag times</i> untuk beberapa pasangan stasiun di wilayah Pulau Sulawesi	43
Gambar 4.8 Spektrogram pengukuran kurva dispersi pasangan stasiun SPSI-KAPI	45
Gambar 4.9 Contoh sebaran <i>raypath</i> pada tes resolusi untuk wilayah pulau Sulawesi	46
Gambar 4.10 <i>Chekerboard</i> test dan hasil pemulihan model untuk periode 7 s faktor <i>damping</i> dan <i>smoothing</i> masing-masing 1000	43
Gambar 5.1 Tomogram struktur kecepatan gelombang Rayleigh (<i>U</i>) 3-D pada beberapa nilai periode	52
Gambar 5.2 Ilustrasi model 3D slice horizontal kecepatan gelombang Rayleigh (<i>U</i>) wilayah Pulau Sulawesi	53
Gambar 5.3 <i>Raypath</i> gelombang di wilayah Pulau Sulawesi pada beberapa nilai periode	55
Gambar 5.4 Sebaran nilai <i>Complete Bouger Anomaly</i> di wilayah Pulau Sulawesi	56
Gambar 5.5 Struktur kecepatan grup gelombang Rayleigh (<i>U</i>) lengan utara Sulawesi pada periode 11 s	57
Gambar 5.6 Struktur kecepatan gelombang geser (<i>Vs</i>) lengan utara Sulawesi pada kedalaman 2-10 km)	58
Gambar 5.7 Peta umur geologi pulau Sulawesi	59
Gambar 5.8 <i>Cross section</i> kecepatan grup Rayleigh (<i>U</i>) sepanjang lintasan 1 di wilayah lengan Utara Pulau Sulawesi	60
Gambar 5.9 Struktur kecepatan grup gelombang Rayleigh (<i>U</i>) lengan selatan Sulawesi pada periode 7 s	61
Gambar 5.10 Peta Anomali regional (kiri) dan anomali sisa (kanan) Lengan Selatan Sulawesi	62

Gambar 5.11 *Cross section* kecepatan grup Rayleigh (U) sepanjang lintasan
2 di wilayah lengan Selatan Pulau Sulawesi..... 63

Gambar 5.12 Struktur kecepatan grup gelembang Rayleigh (U) bagian
tengah Sulawesi pada periode 11 s 64

Gambar 5.13 Peta *Simple Bouger Anomaly* bagian tengah Pulau Sulawesi 65

Gambar 5.14 *Cross section* kecepatan grup Rayleigh (U) sepanjang lintasan
3 di wilayah bagian tengah Pulau Sulawesi..... 66

Gambar 5.15 Struktur kecepatan grup gelembang Rayleigh (U) lengan
timur Pulau Sulawesi pada periode 9 s 67

Gambar 5.16 Peta distribusi sumber daya minyak dan gas alam di wilayah
Pulau Sulawesi 68

Gambar 5.17 Peta sebaran Cekungan Sedimen di Pulau Sulawesi 69

Gambar 5.18 *Cross section* kecepatan grup Rayleigh (U) sepanjang lintasan
4 di wilayah lengan timur Pulau Sulawesi 70

Gambar 5.19 Struktur kecepatan grup gelembang Rayleigh (U) lengan
tenggara Pulau Sulawesi pada periode 8 s 71

Gambar 5.20 Peta geologi Pulau Sulawesi 72

Gambar 5.21 *Cross section* kecepatan grup Rayleigh (U) sepanjang lintasan
5 di wilayah lengan tenggara Pulau Sulawesi 73

Gambar 5.22 Relokasi gempa yang terjadi antara tahun 2009-2014 dengan
magnitudo kurang dari 5.5 SR 74

Gambar 5.23 *Overlay* tomogram 5 s dan 12 s terhadap gempa 2016-2018
dengan magnitudo di atas 3 SR..... 75

Gambar 5.24 Nilai Peak Ground Acceleration (PGA) dan Respon
Spectra Acceration (RSA) pada beberapa periode dan rentang
tahun..... 76

Gambar 5.25 Peta intensitas gempa di Sulawesidan lokasi gempa merusak
yang pernah terjadi..... 77

DAFTAR TABEL

Tabel 2.1 Sesar-sesar di Daerah Sulawesi dan sekitarnya 7

Tabel 2.2 Daftar gunung api di Daerah Sulawesi dan sekitarnya 9

Tabel 4.1 Daftar stasiun INA TEWS BMKG di Pulau Sulawesi..... 35



DAFTAR LAMPIRAN

Lampiran 1 Contoh *waveform* beberapa stasiun di Sulawesi pada bulan Januari 2017 86

Lampiran 2 Contoh hasil *crosscorrelation* beberapa pasang stasiun di Sulawesi 87

Lampiran 3 Volume data 25 stasiun seismik selama tahun 2017 88

Lampiran 4 Sertifikat Bebas Plagiasi 89

Lampiran 5 Publikasi Ilmiah 90



BAB I PENDAHULUAN

1.1 Latar Belakang

Wilayah Indonesia terletak pada pertemuan 3 lempeng besar, yaitu lempeng Indo-Australia, lempeng Eurasia, dan lempeng Pasifik. Ketiga lempeng tersebut bergerak dengan kecepatan dan arah masing-masing, lempeng India-Australia bergerak ke utara, lempeng Eurasia bergerak ke selatan dan lempeng Pasifik bergerak ke barat. Pertemuan lempeng-lempeng tersebut membentuk zona penujaman atau subduksi. Kondisi tersebut juga menjadikan Indonesia dilalui oleh jalur pegunungan yang membentang dari Pulau Sumatra, Jawa, Bali, Nusa Tenggara, Sulawesi hingga Laut Banda (Purnamasari, 2016). Pergerakan lempeng tektonik yang berlangsung terus-menerus dan terakumulasi mengakibatkan terjadinya gempa bumi. Akibat dari kondisi tersebut, maka banyak daerah-daerah di Indonesia yang sering mengalami guncangan atau getaran gempabumi, salah satunya yaitu Pulau Sulawesi yang diapit oleh beberapa lempeng besar dunia yaitu lempeng Eurasia, Indo-Australia, Pasifik dan Filipina (Prawirodikromo, 2012).

Selain dari pengaruh letak Pulau Sulawesi yang diapit oleh beberapa lempeng besar, yang menyebabkan wilayah ini menjadi rawan terhadap bencana alam khususnya gempabumi pulau Sulawesi juga memiliki beberapa jalur sesar yang tersebar di beberapa daerah diantaranya sesar Walanae (yang memotong diagonal wilayah Sulawesi Selatan), Palu Koro (dari Flores, Palu hingga ke Selat Makassar), sesar Gorontalo, sesar Batui (Sulawesi Tengah), sesar naik Selat Makassar dan sesar Matano, sesar Lawanoppo dan Kolaka (Sulawesi Tenggara)

(Amaliah, 2017) yang menjadikan pulau Sulawesi merupakan salah satu pulau di Indonesia yang menarik dan dirasa perlu untuk dilakukan penelitian studi tomografi seismik.

Tomografi adalah suatu metode untuk menggambarkan kondisi bawah permukaan bumi menggunakan data-data seismik yang terekam dipermukaan bumi.

Sebagian besar tomografi adalah menggunakan data *waveform* gempabumi yang terjadi disuatu wilayah serta terekam pada beberapa jaringan peralatan seismograf.

Untuk wilayah dengan tingkat seismisitas yang tinggi, metode ini cukup bagus memberikan informasi tentang struktur bawah permukaan bumi. Namun untuk daerah yang bersifat aseismik metode ini sulit diterapkan karena dalam pelaksanaannya sangat tergantung pada kejadian gempabumi sebagai sumber dan jaringan seismograf yang merekamnya (Widiyantoro, 2008).

Sebuah metode baru tentang tomografi mulai dikembangkan sekitar tahun 2004 oleh Campillo yaitu dengan menggunakan sinyal *ambient noise* sebagai bahan utamanya. Penelitian ini telah dilakukan diberbagai belahan dunia seperti California, Amerika Serikat (Moschetti et al. 2010), Korea Selatan (Cho et al. 2006), Tibet (Yao et al. 2006), Eropa (Yang et al. 2007), New Zealand (Lin et al. 2007), Australia (Saygin E. et al 2008), serta beberapa daerah lainnya dimana hasil bebrapa penelitian tersebut berhasil menggambarkan model kecepatan gelombang Rayleigh di wilayah penelitian. *Ambient noise* adalah gelombang elastis yang menjalar melalui bumi dan bukan dibangkitkan oleh gempabumi maupun ledakan.

Ambient noise seringkali dikesampingkan karena sifatnya yang tidak impulsif.

Sinyal ini biasanya dibuang atau tidak diperhitungkan dalam analisis data seismik.

Namun sebuah metode baru mampu membuktikan bahwa sinyal ambient noise ternyata berguna untuk memberikan informasi tentang kondisi di bawah permukaan bumi (Stehly, 2011).

Gelombang Rayleigh paling sering digunakan untuk pencitraan bumi karena sifatnya yang dispersif yaitu mampu menjalar dengan 2 kecepatan yang berbeda pada frekuensi yang berbeda. Hal ini berbeda dengan sifat gelombang badan. Tomografi gelombang Rayleigh yang memanfaatkan waveform gempa bumi hanya mampu menggambarkan perturbasi dengan periode diatas 20 s, karena periode dibawahnya biasanya akan mengalami atenuasi sebelum dapat direkam oleh seismograf. Tomografi ambient noise selain resolusinya tidak tergantung pada posisi kejadian gempa bumi juga mampu menggambarkan kecepatan gelombang Rayleigh dengan periode dibawah 20 s, sehingga mampu menggambarkan struktur bumi yang lebih dangkal yaitu kerak bumi serta mantel bagian atas (Anshori, 2013).

Kondisi geologi dan tektonik yang kompleks, didukung kuantitas data *ambient noise* yang cukup dan diolah menggunakan metode *Ambient Noise Tomography* diharapkan mampu menambah khazanah informasi mengenai kondisi bawah permukaan di wilayah Sulawesi secara regional. Informasi struktur kecepatan yang terperinci hasil tomografi sangat diperlukan dalam analisis prediktabilitas gempa bumi karena lokasi rawan gempa bumi dapat diperkirakan dengan baik (Saygin dan Kennet, 2008). Selain itu, struktur bumi hasil model tomografi memberikan kebaruan dalam memahami proses yang terjadi di dalam bumi. Hasil penelitian pada akhir-akhir ini menunjukkan pencitraan geotomografi menjadi teknik penting dalam mempelajari struktur interior bumi yang dapat

menerangkan antara lain fenomena gempa bumi, tsunami dan lumpur panas (Widiyantoro, 2008).

1.2 Rumusan Masalah

Berdasarkan latar belakang yang telah diuraikan di atas maka dirumuskan masalah penelitian yaitu:

1. Bagaimanakah kondisi bawah permukaan pulau Sulawesi berdasarkan citra tomografi menggunakan metode *Ambient Noise Tomography*?
2. Bagaimanakah model kecepatan 3D gelombang Rayleigh pada kerak bumi di wilayah Pulau Sulawesi menggunakan metode *Ambient Noise Tomography*?

1.3 Tujuan Penelitian

Adapun tujuan dari penelitian ini adalah sebagai berikut:

1. Menentukan kondisi bawah permukaan pulau Sulawesi berdasarkan citra tomografi menggunakan metode *Ambient Noise Tomography*.
2. Menentukan model kecepatan 3D gelombang Rayleigh pada kerak bumi di wilayah Pulau Sulawesi menggunakan metode *Ambient Noise Tomography*.

1.4 Batasan Masalah

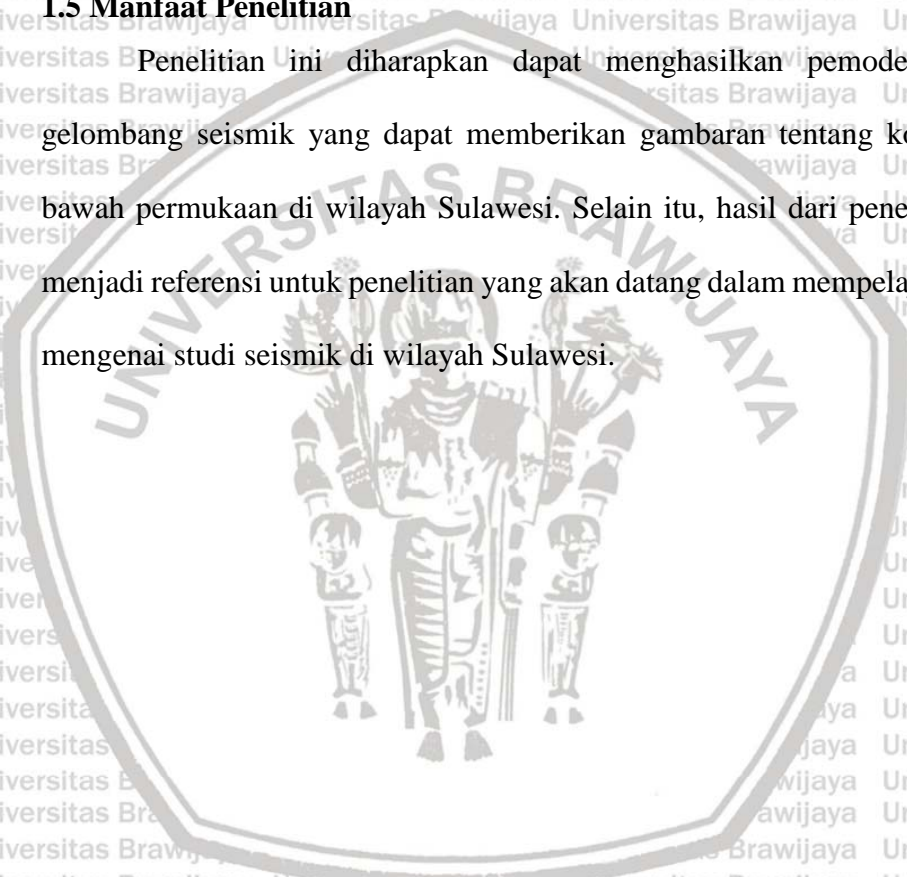
Batasan masalah yang ditetapkan pada studi penelitian ini, antara lain:

1. Wilayah penelitian berada pada 2.84° LU – 6.3° LS dan 117.83° BT – 125.5° BT mencakup seluruh Pulau Sulawesi.
2. Metode pencitraan bawah permukaan yang digunakan pada penelitian ini menggunakan metode *Ambient Noise Tomography* dengan menggunakan 25 stasiun seismik di wilayah Pulau Sulawesi.

3. Data *waveform* yang digunakan adalah *waveform continous* komponen vertikal dari seismograf jaringan INA TEWS BMKG di wilayah Pulau Sulawesi pada Bulan Juli 2016, Januari 2017, dan Agustus 2017.
4. Hasil citra tomografi yang diperoleh dibandingkan dengan data geologi regional Pulau Sulawesi.

1.5 Manfaat Penelitian

Penelitian ini diharapkan dapat menghasilkan pemodelan kecepatan gelombang seismik yang dapat memberikan gambaran tentang kondisi tektonik bawah permukaan di wilayah Sulawesi. Selain itu, hasil dari penelitian ini dapat menjadi referensi untuk penelitian yang akan datang dalam mempelajari lebih detail mengenai studi seismik di wilayah Sulawesi.



BAB II

TINJAUAN PUSTAKA

1.1 Kondisi Geologi Pulau Sulawesi

Sulawesi dan sekitarnya merupakan daerah yang kompleks karena merupakan tempat pertemuan tiga lempeng besar yaitu; lempeng Indo-Australia yang bergerak ke arah utara, lempeng Pasifik yang bergerak ke arah barat dan lempeng Eurasia yang bergerak ke arah selatan-tenggara serta lempeng yang lebih kecil yaitu lempeng Filipina. Tekanan akibat pergerakan lempeng-lempeng di wilayah Pulau Sulawesi menyebabkan banyak sesar lokal aktif di wilayah Sulawesi.

Dari aspek tenaga tektonik jelas bahwa bagian Indonesia Timur memiliki potensi ancaman bencana gempa bumi dua kali lipat dibandingkan dengan Indonesia bagian barat (Natawidjaya dan Triyoso, 2007).

Pada bagian utara pulau Sulawesi terdapat palung Sulawesi utara yang terbentuk oleh subduksi kerak samudera dari laut Sulawesi, sedangkan di bagian tenggara Sulawesi terdapat sesar Tolo yang merupakan tempat berlangsungnya subduksi antara lengan tenggara Pulau Sulawesi dengan bagian utara laut Banda, dimana kedua struktur utama tersebut dihubungkan oleh sesar Palu-Koro dan Matano. Adapun dibagian barat Sulawesi terdapat selat Makassar yang memisahkan bagian barat Sulawesi dengan busur Sunda yang merupakan bagian lempeng Eurasia yang diperkirakan terbentuk dari proses pemekaran lintai samudera pada masa Miosen, sedangkan dibagian timur terdapat fragmen-fragmen benua yang berpindah karena strike-slip faults dari New Guinea. (Sompotan, 2012).

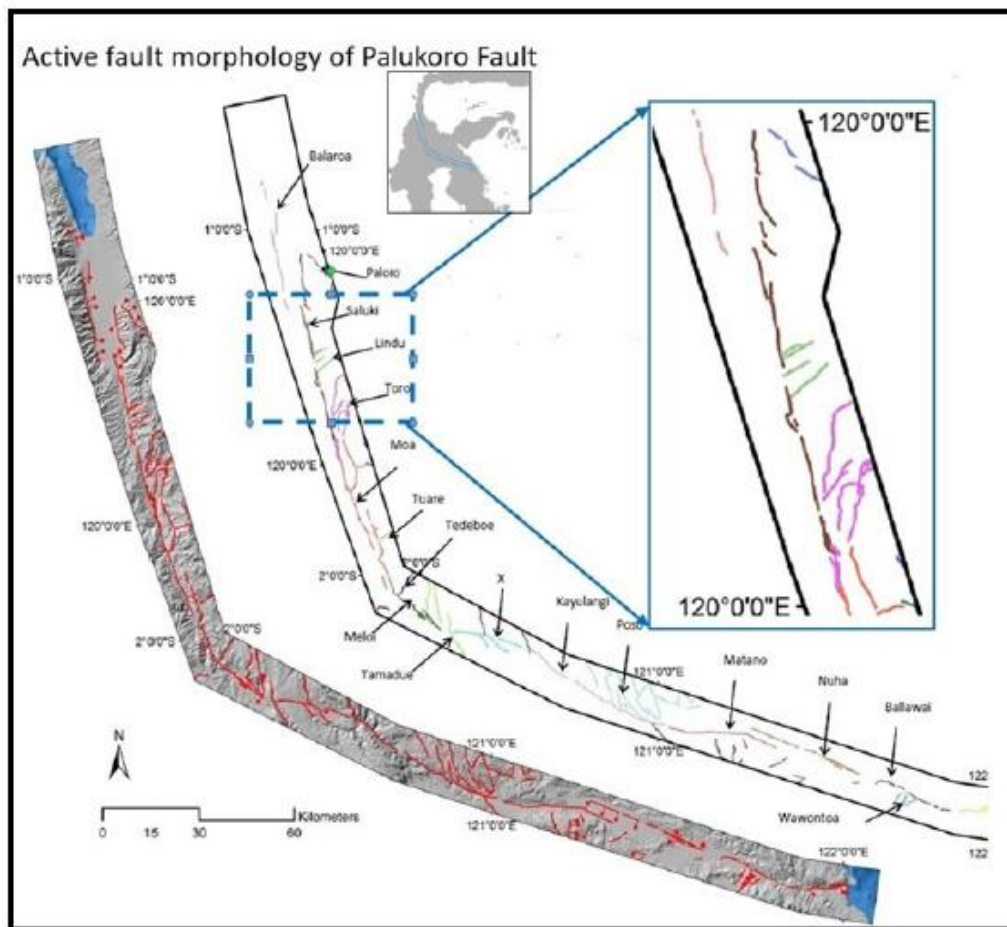
Informasi terkait beberapa sesar yang ada di Pulau Sulawesi dapat dilihat pada tabel

2.1

Tabel 2.1 Sesar-sesar di Daerah Sulawesi dan sekitarnya (Tim Revisi Peta Gempa Indonesia, 2010)

Fault		Slip-Rate		Sense Mechanism	Dip	Top	Bottom	L (km)	Mmax
ID	Name	mm/yr	Weight						
50	Palu-Koro	30	0.25	Strike-slip	50	3	18	459	7.94
		35	0.50						
		44	0.25						
51	Poso	02	1.00	Strike-slip	90	3	18	55	6.93
52	Matano	37	0.50	Strike-slip	90	3	18	541	7.90
		44	0.50						
53	Lawanopo	25	1.00	Strike-slip	70	3	15	303	7.59
54	Walanae	02	1.00	Strike-slip	90	3	18	227	7.53
55	Gorontalo	11	1.00	Strike-slip	80	3	15	93	7.06
56	Batui thrust	02	1.00	Reverse-slip	40	3	18	48	7.06
57	Tolo thrust	09	0.50	Reverse-slip	25	3	20	220	7.94
		19	0.50						
58	Makassar thrust	04	0.50	Reverse-slip	25	3	20	72	7.46
		13	0.50						
59	Sula thrust	10	1.00	Reverse-slip	45	3	18	72	7.19

Salah satu sesar aktif di Sulawesi adalah sesar Palu Koro. Beragam kajian geologi dan analisis kegempaan menyebutkan, panjang keseluruhan jalur sesar Palu Koro sekira 500 km. Sesar ini memotong Kota Palu hampir tegak lurus mengarah dari utara ke selatan. Jalur Sesar Palu Koro di daratan mempunyai panjang kurang lebih 250 km, membelah tengah Kota Palu, mengikuti alur Sungai Palu, sampai ke selatan melewati Kecamatan Kulawi, Desa Gimpu dan Desa Gintu di Kabupaten Sigi, hingga berakhir di Teluk Bone. Sesar ini merupakan sesar sinistral aktif dengan kecepatan pergeseran sekitar 25-30 mm/tahun. Sesar Palu Koro berhubungan dengan Sesar Matano-Sorong dan Lawanoppo-Kendari, sedangkan di ujung utara melalui selat Makasar berpotongan dengan zona subduksi lempeng Laut Sulawesi (Kaharuddin et al, 2011). Morfologi patahan aktif dari sesar Palu Koro dapat dilihat pada gambar 2.1



Gambar 2.1 Morfologi patahan aktif dari sesar Palu Koro (Daryono et al, 2013)

Para ahli geologi merumuskan bahwa terjadinya Pulau Sulawesi akibat tabrakan dua pulau (Sulawesi bagian Timur dan Sulawesi bagian Barat) antara 19 sampai 13 juta tahun yang lalu. Tabrakan tersebut disebabkan oleh tabrakan antara lempeng benua yang merupakan fundasi Sulawesi Timur bersama Pulau-Pulau Banggai dan Sula, yang pada gilirannya merupakan bagian dari lempeng Australia, dengan Sulawesi Barat yang selemper dengan pulau-pulau Kalimantan, Jawa dan Sumatra. Sederhananya dapat dikatakan bahwa busur Sulawesi Barat lebih vulkanis, dengan banyak gunung berapi aktif di Sulawesi Utara dan vulkanik mati di Sulawesi Selatan sedangkan busur Sulawesi Timur, tidak ada sisa-sisa

vulkanisme, tapi lebih kaya mineral. Sumber-sumber minyak dan gas bumi dari zaman Tertiary tersebar di kedua busur itu, terutama di Teluk Tomini, Teluk Tolo, Teluk Bone, serta di Selat Makassar (Van Leeuwen, 1994).

Selain keberadaan dari beberapa sesar di Pulau Sulawesi, adanya beberapa gunung api di wilayah lengan utara pulau Sulawesi menambah kompleksitas dari kondisi geologi pulau tersebut. Empat semenanjung mendominasi bentuk Sulawesi dimana bagian tengah terdiri dari kawasan pegunungan tinggi, namun sebagian besar gunung di sana bukanlah gunung api. Gunung api aktif terdapat di bagian semenanjung utara hingga Kepulauan Sangihe. Sekitar 15% dari gunung api yang ada di Indonesia terletak di wilayah Pulau Sulawesi dan sekitarnya. Daftar gunung api di Pulau Sulawesi dapat dilihat pada tabel 2.2

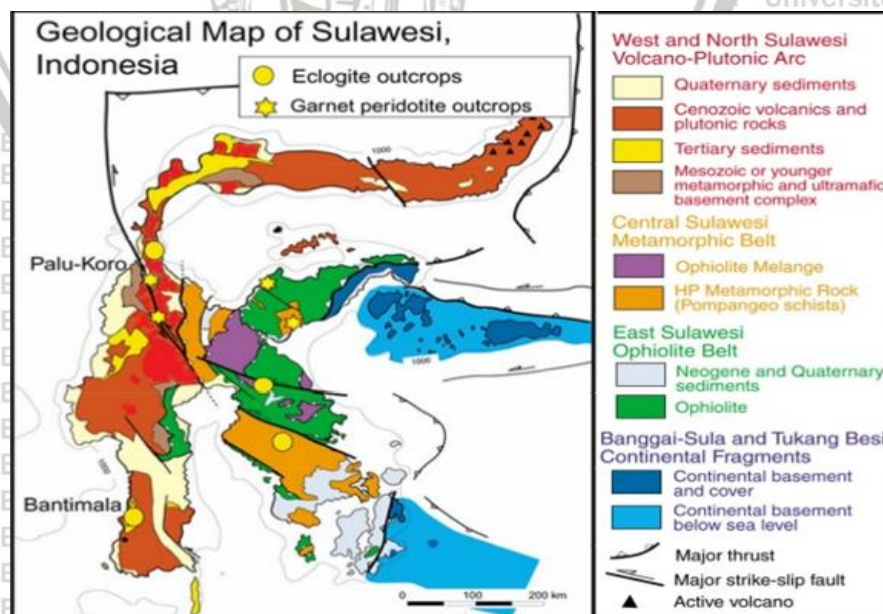
Tabel 2.2 Daftar gunung api di Daerah Sulawesi dan sekitarnya (Global Volcanism Program)

Nama	Bentuk	Ketinggian	Letusan terakhir	Geolokasi
Colo	stratovulkan	507 meter	1983	0.17° LS, 121.60 BT
Ambang	kompleks	1795 meter	1845	0.75° LU, 124.42 BT
Soputan	stratovulkan	1784 meter	2007	1.11° LU, 124.73 BT
Sempu	kaldera	1549 meter	tidak diketahui	1.13° LU, 124.76° BT
Tondano	kaldera	1202 meter	tidak diketahui	1.23° LU, 124.83° BT
Lokon-Empung	stratovulkan	1580 meter	2011	1.36° LU, 124.79° BT
Mahawu	stratovulkan	1324 meter	1977	1.36° LU, 124.86° BT
Klabat	stratovulkan	1995 meter	tidak diketahui	1.47° LU, 125.03° BT
Tongkoko	stratovulkan	1149 meter	1880	1.52° LU, 125.20 BT
Ruang	stratovulkan	725 meter	2002	2.30° LU, 125.37° BT
Karagetang	stratovulkan	1784 meter	2007	2.78° LU, 125.40° BT
Banua Wuhu	bawah laut	-5 meter	1919	3.14° LU, 125.49° BT
Awu	stratovulkan	1320 meter	2004	3.67° LU, 125.50° BT
Submarine	bawah laut	-5000 meter	tidak diketahui	3.97° LU, 125.17° BT

Berdasarkan struktur litotektonik, Sulawesi dan pulau-pulau sekitarnya dibagi menjadi empat seperti terlihat pada gambar 2.2, yaitu; Mandala barat (*West & North Sulawesi Volcano-Plutonic Arc*) sebagai jalur magmatik yang merupakan

bagian ujung timur Paparan Sunda, Mandala tengah (*Central Sulawesi Metamorphic Belt*) berupa batuan malihan yang ditumpangangi batuan bancuh sebagai bagian dari blok Australia, Mandala timur (*East Sulawesi Ophiolite Belt*) berupa ofiolit yang merupakan segmen dari kerak samudera berimbrikasi dan batuan sedimen berumur Trias-Miosen dan yang keempat adalah Fragmen Benua Banggai-Sula-Tukang Besi, kepulauan paling timur dan tenggara Sulawesi yang merupakan pecahan benua yang berpindah ke arah barat karena *strike-slip faults* dari New Guinea (Hall and Wilson, 2000).

Struktur geologi yang berkembang di daerah Sulawesi adalah sesar-sesar mendatar yang berasosiasi dengan sesar-sesar naik. Hasil analisis struktur geologi seperti pola kelurusan dan arah pergerakan relatif sesar, mengindikasikan bahwa deformasi di daerah Sulawesi dipengaruhi oleh aktivitas Sesar Mendatar Palu-Koro dan terusan Sesar Mendatar Walanae. Mekanisme pembentukan struktur geologi Sulawesi bisa dijelaskan dengan model *simple shear* (Sompotan, 2012).



Gambar 2.2 Peta Geologi Sulawesi (Hall and Wilson, 2000)

2.1.1 Mandala Barat (*West & North Sulawesi Volcano-Plutonic Arc*)

Mandala barat memanjang dari lengan utara sampai dengan lengan selatan pulau Sulawesi. Secara umum busur ini terdiri dari batuan vulkanik-plutonik berusia Paleogen-Kuarter dengan batuan sedimen berusia mesozoikum-tercier dan batuan malihan. Mandala barat sebagai busur magmatik dapat dibedakan menjadi dua, yaitu bagian utara dan barat. Bagian utara memanjang dari Buol sampai sekitar Manado, dan bagian barat dari Buol sampai sekitar Makassar. Batuan bagian utara bersifat riodasitik sampai andesitik, terbentuk pada Miosen - Resen dengan batuan dasar basaltik yang terbentuk pada Eosen-Oligosen. Busur magmatik bagian barat mempunyai batuan penyusun lebih bersifat kontinen yang terdiri atas batuan gunung api-sedimen berumur Mesozoikum-Kuarter dan batuan malihan berumur Kapur. Batuan tersebut diterobos granitoid bersusunan terutama granodioritik sampai granitik yang berupa batolit, stok, dan retas (Van Leeuwen, 1994).

Geologi daerah Sulawesi Utara didominasi oleh batugamping sebagai satuan pembentuk cekungan sedimen Ratatotok. Satuan batuan lainnya adalah kelompok breksi dan batupasir, terdiri dari breksi-konglomerat kasar, berselingan dengan batupasir halus-kasar, batu lanau dan batu lempung yang didapatkan di daerah Ratatotok-Basaan, serta breksi andesit piroksen. Kelompok Tuf Tondano berumur Pliosen terdiri dari fragmen batuan vulkanik kasar andesitan mengandung pecahan batu apung, tuf, dan breksi ignimbrit, serta lava andesit-trakit. Batuan Kuarter terdiri dari kelompok Batuan Gunung api Muda terdiri atas lava andesit-basal, bom, lapili dan abu. Kelompok batuan termuda terdiri dari batugamping

terumbu koral, endapan danau dan sungai serta endapan alluvium (Sompotan, 2012).

Geologi daerah bagian timur dan barat Sulawesi Selatan pada dasarnya berbeda, dimana kedua daerah ini dipisahkan oleh sesar Walanae. Di masa Mesozoikum, *basement* yang kompleks berada di dua daerah, yaitu di bagian barat Sulawesi Selatan dekat Bantimala dan di daerah Barru yang terdiri dari batuan metamorf, ultramafik dan sedimen. Adanya batuan metamorf yang sama dengan batuan metamorf di pulau Jawa, pegunungan Meratus di Kalimantan tenggara dan batuan di Sulawesi Tengah menunjukkan bahwa *basement* kompleks Sulawesi Selatan mungkin merupakan pecahan fragmen akhibat akresi kompleks yang lebih besar di masa awal Cretaceous (Parkinson, 1991). Adapun sedimen-sedimen di masa akhir Cretaceous mencakup formasi Balangbaru dan Marada berada di bagian barat dan timur daerah Sulawesi Selatan, dimana formasi Balangbaru tidak selaras dengan *basement* kompleks, terdiri dari batuan *sandstone* dan *silty-shales*, sedikit batuan konglomerat, *pebbly sandstone* dan breksi konglomerat, sedangkan formasi Marada terdiri dari campuran *sandstone*, *siltstones* dan *shale* (van Leeuwen, 1981), dimana unit-unit formasi Balangbaru berisi struktur khas sedimen aliran deposit, termasuk debris flow, graded bedding dan indikasi turbidit (Sompotan, 2012).

2.1.2 Mandala Tengah (*Central Sulawesi Metamorphic Belt*)

Batuan magmatik potassic calc-alkaline berusia akhir Miosen di Sulawesi Tengah terdapat di bagian kiri bentangan zona sesar Palu-Koro, dimana batuan granit di wilayah tersebut berkorelasi dengan subduksi microcontinent Banggai-Sula dengan Pulau Sulawesi pada pertengahan Miosen. Berdasarkan aspek

petrografi, batuan granit berumur Neogen tersebut dapat diklasifikasikan menjadi tiga kelompok dari yang paling tua sampai dengan yang termuda untuk melihat karakteristik perubahannya di masa mendatang. Pertama adalah KF-megacrystal bantalan granit yang kasar (Granitoid-C) yang terdistribusi di bagian utara dan selatan wilayah Palu-Koro yang berumur 8,39-3,71 Ma, dimana dua karakteristik petrografi tersebut dapat dibedakan menjadi dua, yaitu biotit yang mengandung granit dan hornblende sebagai mineral mafik (4,15-3,71 Ma dan 7,05-6,43 Ma) dan biotit yang mengandung granit sebagai mineral mafik utama (8,39-7,11Ma). Kelompok kedua adalah batuan granit medium *mylonitic-gneissic* (Granitoid-B) yang relatif terdapat di daerah pusat (sekitar Palu-Kulawi) berupa medium *grained granitoids* yang kadang-kadang mengandung xenoliths. Batuan granit ini juga dapat dibagi lagi menjadi *hornblende-biotit* yang terdistribusi di bagian selatan (Saluwa-Karangana) sekitar 5,46-4,05 Ma dan granit bantalan biotit yang berumur 3,78-3,21 Ma di sekitar Kulawi. Kelompok ketiga adalah *Fine and biotite-poor granitoid* (Granitoid-A) kelompok batuan termuda yang tersebar di daerah Palu-Koro sekitar 3,07-1,76 Ma, yang nampak sebagai dyke kecil hasil potongan dari granit lain. Batuan tersebut berwarna putih bersih mengandung sejumlah biotites sebagai mineral mafik tunggal, kebanyakan batuan tersebut terlihat di antara daerah Sadaonta dan Kulawi (Villeneuve et al., 2002).

2.1.3 Mandala Timur (*East Sulawesi Ophiolite Belt*)

Batuan kompleks ofiolit dan sedimen pelagis di Lengan Timur dan Tenggara Sulawesi dinamakan Sabuk Ofiolit Sulawesi Timur. Sabuk ini terdiri atas batuan-batuan mafik dan ultramafik disertai batuan sedimen pelagis dan melange

di beberapa tempat. Batuan ultramafik dominan di Lengan Tenggara, tetapi batuan mafiknya dominan lebih jauh ke utara, terutama di sepanjang pantai utara Lengan Tenggara Sulawesi. Sekuens ofiolit yang lengkap terdapat di Lengan Timur, meliputi batuan mafik dan ultramafik, *pillow lava* dan batuan sedimen pelagis yang didominasi limestone laut dalam serta interkalasi rijang berlapis. Berdasarkan data geokimia sabuk Ofiolit Sulawesi Timur ini diperkirakan berasal dari *mid-oceanic ridge* (Surono, 1995).

2.1.4 Fragmen Benua Banggai Sula dan Tukang Besi

Fragmen benua Banggai-Sula dan Tukang Besi di wilayah Sulawesi bersama-sama dengan area Sulawesi tengah dan tenggara diyakini berasal dari bagian benua Australia utara. Daratan ini di masa Jurassic bergerak ke timur laut memisahkan diri dari Australia ke posisi sekarang (Somptan, 2012).

Batuan metamorfik didistribusikan secara luas di bagian timur Sulawesi Tengah, lengan tenggara Sulawesi dan Pulau Kabaena. Batuan metamorf tersebut dapat dibagi menjadi fasies amfibolit dan epidot-amfibolit dan kelompok *dynamometamorphic* tingkat rendah glaukofan atau *fasies blueschist*. *Fasies amfibolit* dan *epidot-amfibolit* lebih tua dari batuan radiolarite, ofiolit dan *spilitic igneous rocks* yang ditemukan di sabuk metamorf Propinsi Sulawesi Tengah, sedangkan sekis glaukofan lebih muda. Sekis glaukofan ini konsisten dengan petrogenesis tekanan tinggi dan suhu rendah, tetapi batuan ini hanya menjalani pemeriksaan petrologi eksaminasi, dimana Glaukofan semakin banyak di wilayah barat. Kecuali di Buton, batuan metamorf diterobos batuan granit di masa Permo-Triassic. Di Sulawesi Tenggara, Banggai-Sula dan Buton, Microcontinents batuan

metamorf membentuk basement cekungan Mesozoikum. Batuan ini ditindih secara tidak selaras oleh satuan batuan sedimen berumur Mesozoikum yang didominasi oleh batuan limestone di pulau Buton dan batuan silisiklastik di wilayah Sulawesi Tenggara dan *Microcontinents* Banggai-Sula. Batuan *limestone* berumur Paleogen ditemukan pada semua *microcontinents*. Pada akhir Oligosen sampai dengan pertengahan Miosen, satu atau lebih *microcontinent* Indo-Australia bergerak ke arah barat bertabrakan dengan kompleks ofiolit Sulawesi timur dan tenggara.

Tabrakan ini menghasilkan melange dan imbrikasi zona busur kepulauan Mesozoikum dan strata sedimen Paleogen dari *microcontinents*, dengan irisan patahan ofiolit. Selama tumbukan, cekungan sedimen lokal terbentuk di Sulawesi, dimana setelah tumbukan, cekungan menjadi lebih lebar di sepanjang Sulawesi. Sedimentasi di lengan Tenggara Sulawesi dimulai lebih awal pada awal Miosen dibandingkan dengan lengan Timur yang nanti di akhir Miosen. Kedua deretan ini biasanya disebut sebagai Sulawesi Molasse yang terdiri deretan major sediment klastik dan deretan minor batu karang limestone. (Sukanto dan Simandjuntak, 1981).

1.2 Gelombang Seismik

Gelombang seismik diartikan sebagai gelombang mekanik yang penjalarannya membutuhkan energi untuk menembus lapisan bumi. Karakteristik lapisan tempat gelombang seismik menjalar sangat mempengaruhi kecepatannya (Salsabella, dkk, 2014). Gelombang seismik tergolong gelombang mekanik karena dalam perambatannya dibutuhkan medium. Partikel-partikel yang terdapat pada medium tersebut akan berosilasi ketika ada gelombang yang melewatinya (Afnimar, 2009).

2.2.1 Gelombang Badan (*Body Wave*)

Gelombang badan merambat hingga mencapai interior bumi. Gelombang badan yang arah perambatannya membujur disebut sebagai gelombang primer atau biasa dikenal sebagai *P-wave*, sedangkan yang arah perambatannya melintang disebut sebagai gelombang sekunder atau *S-wave*. Kedua gelombang tersebut memiliki istilah "*Preliminary Tremor*" karena termasuk golongan gelombang yang pertama kali dirasakan saat terjadi gempa bumi (Elnashai dan Sarno, 2008).

Gelombang P merupakan gelombang longitudinal yang memiliki cepat rambat yang paling cepat. Oleh sebab itu, pada saat terjadi gempa, maka gelombang yang akan tercatat pertama kali adalah gelombang P. Gelombang ini dikenal juga sebagai gelombang kompresi karena terbentuk dari osilasi tekanan yang menjalar dari suatu tempat menuju tempat lain, sehingga pada titik tertentu akan mengalami kompresi dan dilatasi (Lowrie, 2007). Hal tersebut ditunjukkan pada Gambar 2.3 (Lay dan Wallace, 1995). Sedangkan persamaan untuk gelombang P adalah sebagai berikut (Elnashai dan Sarno, 2008):

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

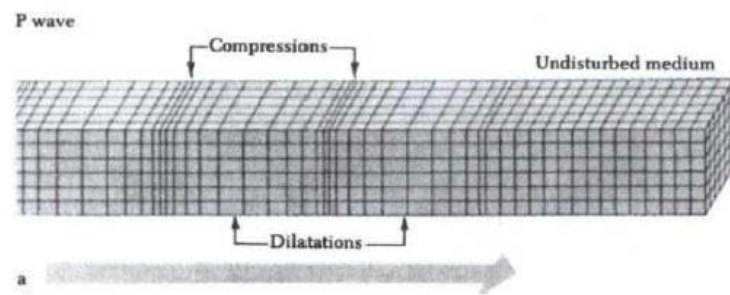
dimana:

v_p = cepat rambat gelombang P (m/s)

λ = konstanta Lamé (N/m²)

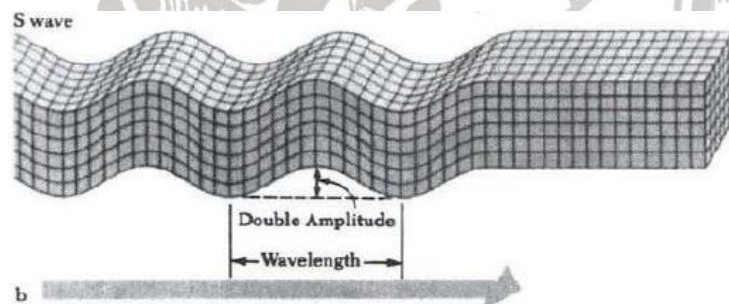
μ = rigiditas (N/m²)

ρ = densitas (kg/m³)



Gambar 2.3 Mekanisme perambatan dan arah gerak partikel pada gelombang P (Lay dan Wallace, 1995).

Gelombang S selain disebut sebagai gelombang transversal juga disebut sebagai gelombang geser atau *shear wave*. Hal tersebut dikarenakan gelombang ini hanya menggeserkan deformasi batuan tanpa mengubah volume. Gelombang S juga tidak dapat menjalar pada medium yang berupa fluida. Gambar 2.4 dibawah ini menunjukkan mekanisme perambatan gelombang S (Lay dan Wallace, 1995).



Gambar 2.4 Mekanisme perambatan dan arah gerak partikel pada gelombang S (Lay dan Wallace, 1995).

Persamaan untuk gelombang S adalah sebagai berikut (Afnimar, 2009):

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

dimana:

v_s = cepat rambat gelombang S (m/s)

μ = rigiditas (N/m^2)

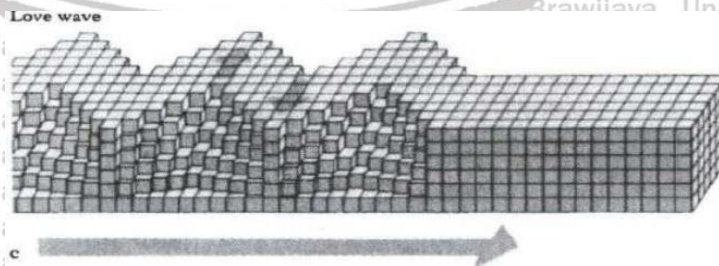
ρ = densitas (kg/m^3)

2.2.2 Gelombang Permukaan (*Surface Wave*)

Gelombang permukaan merupakan gelombang elastik yang penjalaran gelombangnya di sepanjang permukaan bumi. Gelombang ini juga biasa disebut sebagai *tide waves*, karena gelombang ini harus menjalar melalui suatu lapisan atau permukaan (Ibrahim dan Subardjo, 2004). Gelombang permukaan menjalar akibat adanya efek *surface* yang memiliki perbedaan sifat elastik (Susilawati, 2008).

Gelombang permukaan dibagi menjadi dua, yaitu gelombang Love dan gelombang Rayleigh. Kedua gelombang ini tidak tercatat secara bersamaan pada suatu stasiun, melainkan gelombang yang memiliki periode lebih panjang yang akan tercatat lebih dulu atau dengan kata lain dapat dikatakan bahwa gelombang yang periodenya panjang memiliki kecepatan yang tinggi (Ibrahim dan Subardjo, 2004).

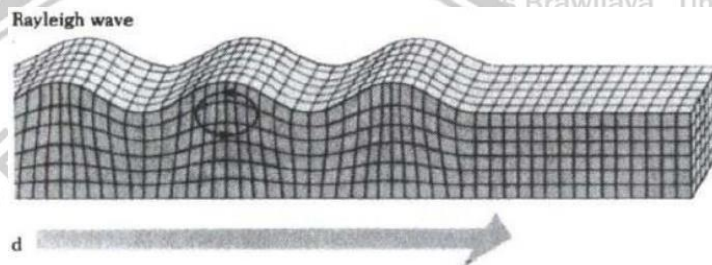
Gelombang Love merupakan gelombang S horizontal dimana penjalarannya paralel dengan permukaan tanah, sehingga gelombang ini juga disebut sebagai gelombang transversal (Telford, dkk, 1990). Cepat rambat gelombang ini selalu lebih lambat dari gelombang P, dan pada umumnya juga lebih lambat dari gelombang S. Mekanisme perambatan dan arah gerak partikel pada gelombang Love ditunjukkan oleh Gambar 2.5 berikut (Lay dan Wallace, 1995).



Gambar 2.5 Mekanisme perambatan dan arah gerak partikel pada gelombang Love (Lay dan Wallace, 1995).

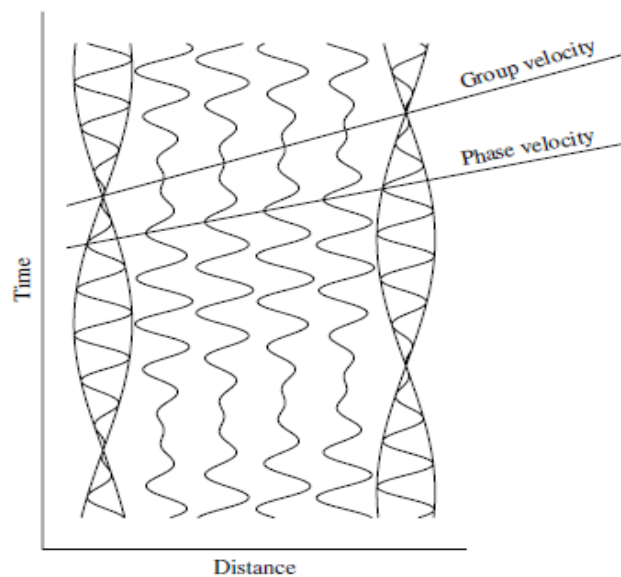
Gelombang Rayleigh menjalar melalui permukaan bebas di bumi yang homogen. Lintasan gerak partikel pada gelombang ini membentuk suatu ellips pada

arah vertikal dan berimpit dengan arah penjarannya (Ibrahim dan Subardjo, 2004). Gelombang Rayleigh memiliki suatu karakteristik, yaitu amplitudo pada gelombang ini akan berkurang seiring bertambahnya nilai kedalaman. Selain itu juga, sifat yang dimiliki oleh gelombang ini adalah pada setiap perambatan gelombang yang melewati batas lapisan batuan akan terdispersi (Sholihan dan Santosa, 2013). Mekanisme perambatan dan arah gerak partikel pada gelombang Rayleigh ditunjukkan oleh Gambar 2.6.



Gambar 2.6 Mekanisme perambatan dan arah gerak partikel pada gelombang Rayleigh (Lay dan Wallace, 1995).

Gelombang Rayleigh memiliki parameter kecepatan fase dan kecepatan grup yang berbeda. Kecepatan fase gelombang didefinisikan sebagai kecepatan penjaran gelombang dengan frekuensi tunggal atau sinyal harmonik sinusoidal. Pada kenyataannya gelombang permukaan merupakan gabungan dari beberapa gelombang dengan frekuensi yang berbeda-beda. Ilustrasi penjelasan tentang kecepatan fase dan grup dapat dilihat pada gambar 2.7. Penjumlahan dari 2 buah atau lebih sinyal dengan frekuensi yang berbeda akan menghasilkan sinyal yang termodulasi. Kecepatan grup adalah kecepatan paket sinyal sedangkan kecepatan fase adalah kecepatan penjaran setiap puncak sinyal.



Gambar 2.7 Kecepatan fase dan grup gelombang Rayleigh (Anshori, 2013)

2.2.3 Noise Seismik

Noise adalah sinyal yang dianggap mengganggu dan tidak diinginkan, oleh karena itu dalam proses pengolahan data seismik dilakukan usaha pengurangan *noise* hingga persentase *noise* pada data menjadi seminimal mungkin. *Noise* sebagian besar terdiri dari gelombang permukaan. Gelombang dengan frekuensi rendah (di bawah 1 Hz) disebut mikroseismik, sedangkan gelombang dengan frekuensi tinggi (di atas 1 Hz) disebut mikrotremor. Penyebab dari *noise* seismik diantaranya adalah kegiatan manusia, angin, fenomena atmosfer, dan gelombang air laut (Bonney-Claudet et al, 2006).

Secara umum, *noise* terbagi atas 2 jenis, yaitu *noise* yang bersifat acak (*random/ambient noise*), dan *noise* yang bersifat koheren. *Random noise* atau *Ambient noise* adalah *noise* yang disebabkan oleh segala sesuatu yang tidak disebabkan oleh sumber (*source*) aktif atau dapat diartikan sebagai getaran harmonik alami tanah yang terjadi secara terus-menerus, terjebak di lapisan

sedimen dan dapat terpantulkan karena adanya bidang batas lapisan material dengan nilai frekuensi yang tetap. *Noise* acak ini dapat ditimbulkan oleh adanya angin, hujan, aliran air, aktifitas manusia, hewan, aktifitas mesin industri, dan faktor lingkungan lainnya. Ciri-ciri dari tipe *noise* ini antara lain: bersifat acak (*random*), memiliki spektrum yang lebar, memiliki energi yang relatif rendah (berasosiasi dengan amplitudo kecil). *Noise* koheren adalah noise yang timbul akibat peledakan yang dilakukan pada sumber saat pengambilan data (*active source*). Beberapa jenis noise yang termasuk dalam kategori ini antara lain *ground roll*, *air blast (air wave)*, dan *multiple* (Lay dan Wallace, 1995).

Penelitian tentang sumber dari *noise* seismik mengindikasikan bahwa *noise* dengan frekuensi rendah (di bawah 1 Hz) disebabkan oleh aktifitas alam terutama oleh gelombang air laut khususnya antara 0,1 Hz dan 0,3 Hz. Pada frekuensi tinggi (di atas 1 Hz), *noise* seismik umumnya disebabkan oleh aktifitas manusia seperti lalu lintas kendaraan dan pekerjaan industri tetapi bisa juga disebabkan oleh sumber alam seperti aliran sungai. Angin dan fenomena atmofisir juga merupakan salah satu penyebab dari *noise* yang memiliki frekuensinya sekitar 1 Hz (Bonneyfoy-Claudet et al, 2006; Louget-Higgiens, 1950; Hasselman, 1963; Kedar et al, 2008; Arduin et al, 2011).

Amplitudo *noise* seismik biasanya dalam urutan 0,1 hingga 10 μm . *Noise* seismik terdiri dari sejumlah kecil *body wave* (gelombang P dan S) dan sebagian besar didominasi oleh *surface wave* (gelombang Love dan Rayleigh). Gelombang ini bersifat dispersif, yang berarti bahwa kecepatan fase mereka bervariasi dengan frekuensi (umumnya, berkurang dengan meningkatnya frekuensi). Karena kurva

dispersi (kecepatan fase atau kelambatan sebagai fungsi frekuensi) terkait erat dengan variasi kecepatan gelombang geser dengan kedalaman pada lapisan tanah yang berbeda, maka *noise* seismik dapat digunakan sebagai alat non-invasif untuk menyelidiki struktur bawah permukaan bumi (Peterson, 1993).

1.3 Tomografi Seismik

Tomografi seismik serupa dengan *Computed Tomography Scan (CT scan)* pada dunia kedokteran, namun diaplikasikan pada bumi. Dengan metode yang hampir sama dengan *CT scan*, seismologis menggunakan sinyal seismik untuk membuat pencitraan struktur dalam bumi. Terdapat beberapa cara untuk melakukan tomografi seismik. Salah satunya adalah dengan mencatat waktu tiba gelombang yang pertama kali tercatat pada seismogram yaitu gelombang P. Metode ini biasa disebut dengan tomografi gelombang P. Dengan menggunakan jarak dimana gelombang menjalar menuju ke seismometer dan waktu dimana gelombang tersebut mulai terekam, seismologis dapat menghitung rata-rata kecepatan penjalaran gelombang seismik. Kemudian akan dapat dipetakan daerah dimana gelombang seismik menjalar lebih lambat ataupun lebih cepat dari nilai rata-ratanya. Seberapa cepat gelombang merambat adalah bergantung pada jenis material yang dilaluinya.

Gelombang menjalar lebih cepat pada saat melewati material dingin, keras seperti lempeng samudera yang menunjam ke mantel, serta menjalar lebih lambat pada material panas seperti batuan panas yang muncul ke permukaan bumi pada daerah *mid oceanic ridge* (Nugraha, 2010).

Walaupun serupa, tomografi seismik tetap tak semudah tomografi dalam dunia kedokteran. Hal ini disebabkan oleh beberapa faktor diantaranya adalah jejak gelombang seismik pada umumnya tidak berbentuk garis lurus dan merupakan

fungsi dari model kecepatannya, sebaran dari sumber dan penerima sinyal seismik biasanya jarang dan tidak seragam, lokasi dari sumber seismik seringkali tidak diketahui secara baik, dan error dalam menentukan waktu tiba gelombang seismik sulit untuk dihindari. (Shearer, 2009).

Tomografi seismik mampu merekonstruksi struktur bawah permukaan bumi dengan menggunakan data bentuk gelombang (*waveform*) maupun data waktu tempuh (*travel time*) dari gelombang seismik. Metode ini dipergunakan untuk memperoleh profil sebaran detail dari sifat-sifat batuan seperti kecepatan perambatan dan perlambatan. Tomografi dibagi ke dalam dua jenis pemodelan yaitu pemodelan ke depan (*forward modelling*) dan pemodelan ke belakang (*inversion Modelling*). Pemodelan ke depan dilakukan dengan cara menentukan parameter model terlebih dahulu, lalu diperiksa apakah model tersebut menghasilkan data yang sesuai dengan data pengamatan. Sedangkan pemodelan ke belakang sering dikatakan kebalikan dari pemodelan ke depan karena dalam pemodelan ke belakang parameter diperoleh secara langsung dari data. Kedua jenis pemodelan tersebut dapat diselesaikan dengan metode yang beragam diantaranya adalah Metode Ekspansi Deret (Anshori, 2013).

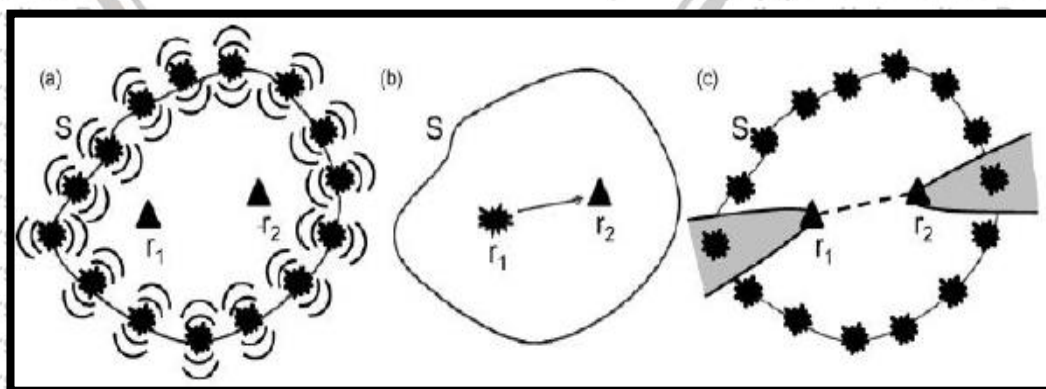
1.3.1 Interferometri seismik

Interferometri adalah ilmu yang mempelajari fenomena interferensi antara 2 buah sinyal untuk menggali informasi yang berguna tentang kondisi medium penjalarnya. Interferometri seismik memanfaatkan hasil *crosscorrelation* antara sepasang sinyal seismik untuk membentuk *response impulse* dari medium antara 2 buah sinyal tersebut. *Crosscorrelation* antara 2 buah sinyal akan menghasilkan fungsi green dari medium dimana sinyal tersebut menjalar. Fungsi green adalah

respon dari medium terhadap *impulse* (fungsi delta dirac) sumber. Konsep inilah yang kemudian dicoba untuk diterapkan dalam *Ambient Noise Tomography* karena dalam pemrosesannya hanya menggunakan sinyal *noise* serta mengeliminir sinyal selain itu (Nugraha, 2010).

Interferometri *noise* seismik semakin banyak digunakan untuk mempelajari struktur bawah permukaan bumi baik dalam skala lokal maupun global. Metode ini menggunakan fungsi green observasi antara 2 titik dengan melakukan *crosscorrelation* rekaman *noise* seismik dalam jangka panjang (Wapenaar, 2004).

Sebagai ilustrasi, gambar 2.8 menggambarkan penjelasan tentang metode interferometri seismik. Pada gambar (a) Dua seismometer dikelilingi oleh batas S yang berupa sumber (ledakan). Setiap sumber menghasilkan gelombang yang menjalar baik ke dalam maupun ke luar bidang S . selanjutnya, gambar (b) menjelaskan bahwa metode interferometri seismik mengasumsikan salah satu sensor penerima (r_1) sebagai sumber virtual. Dan gambar (c). Sumber yang berlokasi pada daerah berwarna abu-abu memberikan kontribusi pada perhitungan fungsi green (Nugraha, 2010).

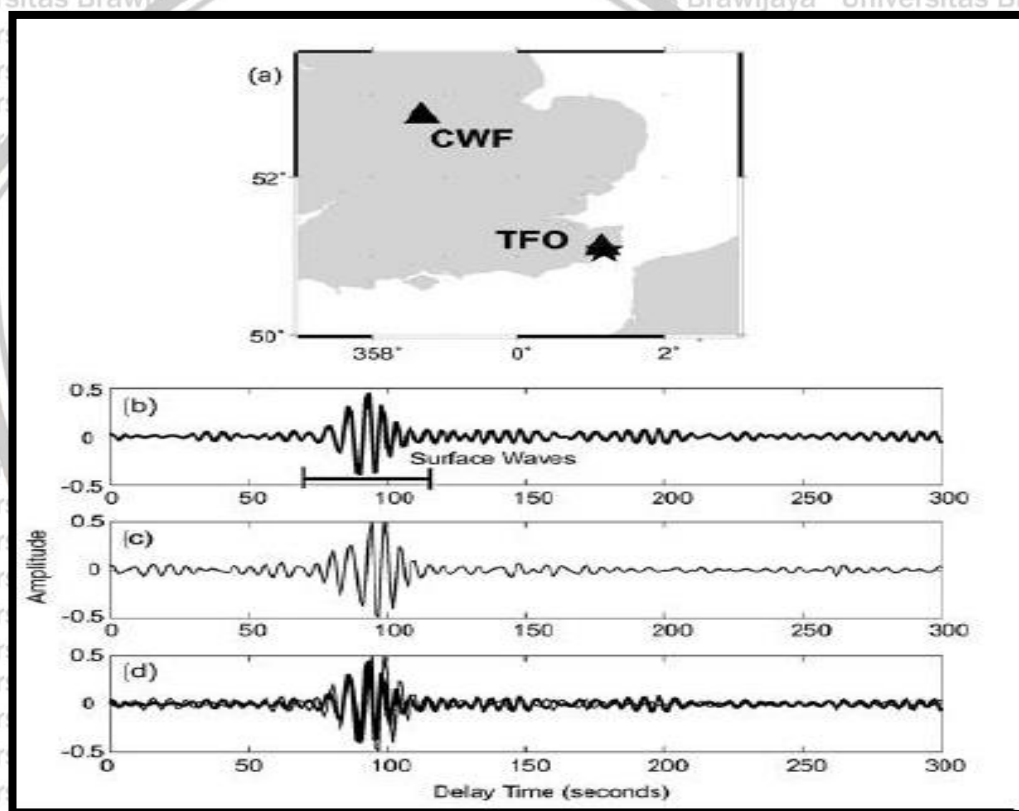


Gambar 2.8 Penjelasan metode interferometri seismic (Nugraha, 2010)

Gelombang yang berasal dari setiap sumber menjalar melalui medium pada interior bidang S dan terekam pada kedua penerima. Sinyal yang terekam pada kedua penerima kemudian dilakukan *crosscorelation*. Apabila hasil *crosscorelation* dari semua sumber dilakukan *stacking* atau ditambahkan secara bersama, energi yang menjalar sepanjang jalur r_1 dan r_2 akan bertambah secara konstruktif, sedangkan energi yang menjalar selain pada jalur tersebut akan bertambah secara destruktif sehingga hasil *crosscorelation* akan mendekati fungsi green antara r_1 dan r_2 apabila salah satu stasiun penerima dianggap sebagai sumber (Wapenaar, 2003).

Karena interferometri seismik pasif hanya bergantung pada geometri dari sumber dan penerima seismik, serta tidak memerlukan sumber impulsive seperti gempa bumi untuk menghasilkan fungsi green, maka metode ini sesuai untuk diterapkan pada daerah yang tenang secara seismik. Gambar 2.9 berikut menggambarkan perbandingan antara Gelombang Rayleigh yang dibangkitkan oleh gempa Folkstone, Inggris pada Bulan April 2007 dan Gelombang Rayleigh yang secara murni diekstrak dari sinyal *ambient noise*. Berdasarkan seismogram terekam pada stasiun CWF, Gelombang Rayleigh tiba sekitar 80 sampai 120 detik setelah gempa bumi terjadi. Segera setelah itu, *British Geological Survey* memasang stasiun TFO yang berjarak sekitar 5 km dari pusat gempa bumi untuk merekam rangkaian gempa bumi susulan. Gambar 2.9.c menunjukkan Gelombang Rayleigh dengan periode 5–10 detik dihasilkan dari *crosscorelation* sinyal *noise* selama 3 bulan yaitu Bulan Juni, Juli dan Agustus 2007 yang terekam oleh stasiun TFO dan CWF. Seismogram Gelombang Rayleigh dari Gempabumi Folkstone yang ditunjukkan

oleh gambar 2.9.b dibandingkan secara langsung dengan seismogram yang dibentuk oleh sinyal *ambient noise*. Sinyal observasi dan sinyal sintesis tidak sepenuhnya sama karena memang sumber gempa bumi dan stasiun TFO tidak *colocated*. Namun demikian kemiripan kedua seismogram terlihat begitu nyata (Gambar 2.9.d) sehingga dapat disimpulkan bahwa seismogram observasi dapat dibentuk dari sumber energi virtual dengan menggunakan rekaman seismik *ambient noise* (Nicolson, 2011; Anshori, 2013).



Gambar 2.9 Ilustrasi ekstraksi gelombang Rayleigh menggunakan sinyal *ambient noise* (Nicolson, 2011)

1.3.2 Crosscorelation

Crosscorelation adalah operasi yang digunakan dalam berbagai aplikasi dalam bidang pengolahan sinyal digital yang merupakan ukuran derajat kesamaan dua sinyal atau deret waktu. Jika diketahui deret waktu $x[n]$ dan $y[n]$ maka *crosscorelation* antara $x[n]$ dan $y[n]$ didefinisikan sebagai berikut:

$$r_{x,y}(l) = \sum_{-\infty}^{\infty} x[n]y[n-l] \quad (2.1)$$

Indeks l disebut parameter pergeseran. Jika $y[n] = x[n]$ maka diperoleh *autocorelation* dan dinyatakan sebagai:

$$r_{x,x}(l) = \sum_{-\infty}^{\infty} x[n]x[n-l] \quad (2.2)$$

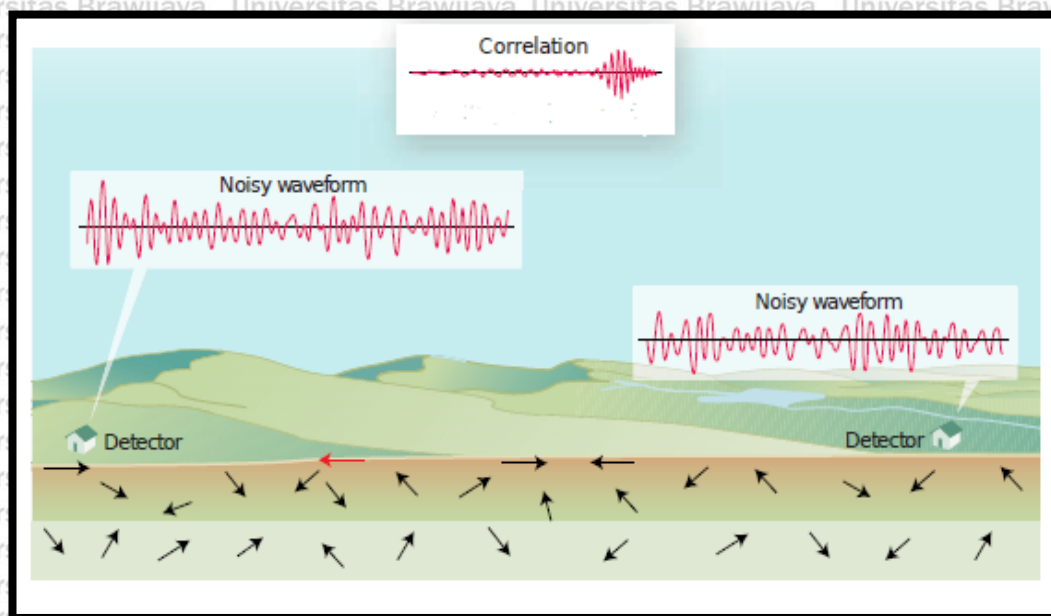
autocorelation menyatakan ukuran kesamaan suatu sinyal terhadap dirinya sendiri (Nugraha, 2010). Konvolusi antara dua sinyal diskrit $x[n]$ dan $h[n]$ dinyatakan sebagai berikut:

$$y[n] = x[n]*h[n] = \sum_{-\infty}^{\infty} x[k]h[n-k] \quad (2.3)$$

Dengan membandingkan ketiga persamaan diatas, maka *crosscorelation* dapat dinyatakan kembali dalam bentuk:

$$r_{x,y}(l) = x[l]*y[-l] \quad (2.4)$$

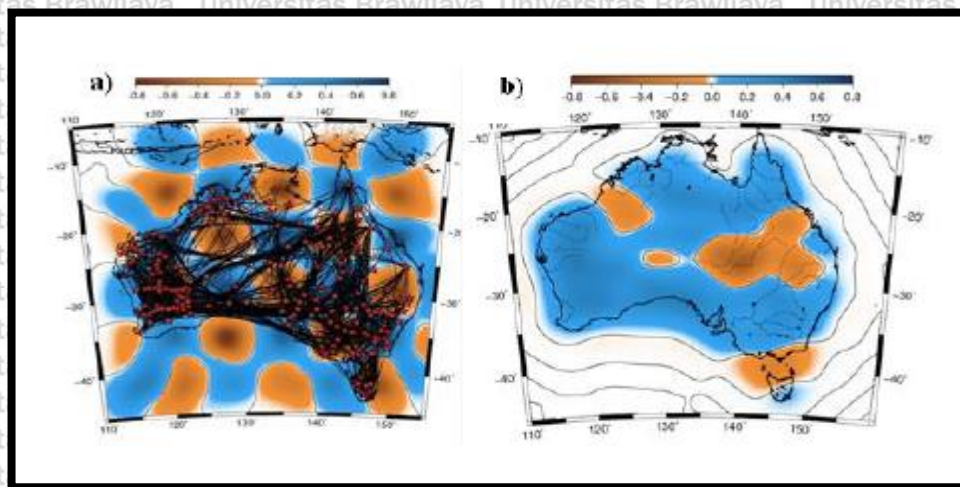
Hal ini berarti bahwa *crosscorelation* dapat dihitung menggunakan operasi konvolusi jika sinyal diskrit merupakan deret waktu dengan panjang yang berhingga (Anshori, 2013). Gambar 2.10 menunjukkan ilustrasi tentang *crosscorelation* dari *ambient noise* antar stasiun.



Gambar 2.10 Ilustrasi *crosscorrelation* gelombang *ambient noise* (Shapiro et al, 2004)

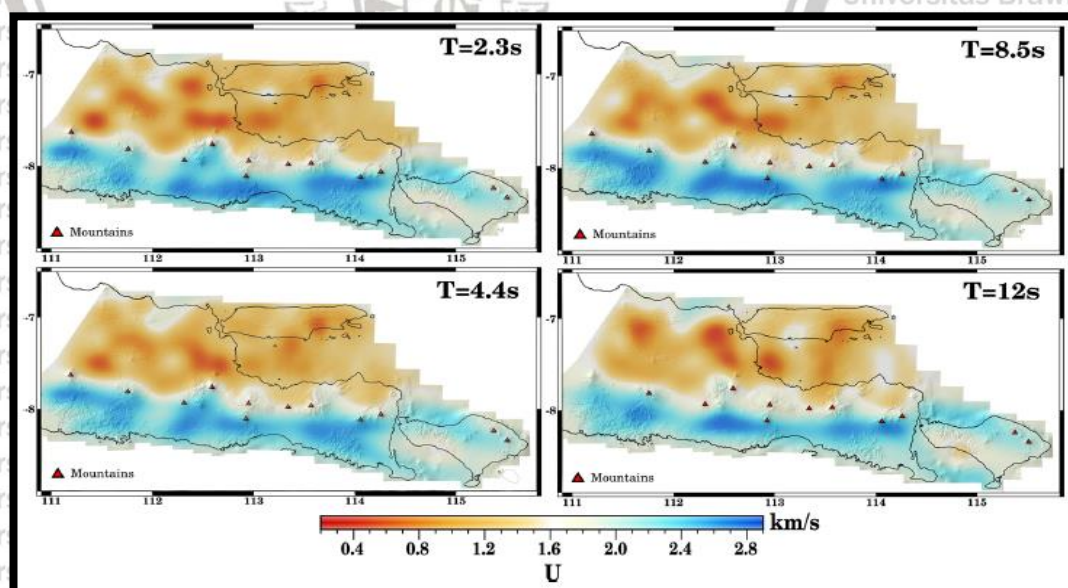
1.4 Penelitian Terdahulu

Ambient Noise Tomography telah diaplikasikan di beberapa tempat diantaranya di California (Moschetti et al. 2010), Korea Selatan (Cho et al. 2006), Tibet (Yao et al. 2006), Eropa (Yang et al. 2007), New Zealand (Lin et al. 2007) dan Australia (Saygin E. et al 2008). Di Australia, Erdink Saygin mencoba menerapkan konsep interferometri seismik untuk membuat *constraint* kecepatan grup Gelombang Rayleigh pada kerak benua Australia. Gambar 2.11 menunjukkan model awal kecepatan grup Gelombang Rayleigh dan model kecepatan akhir setelah iterasi ke-6. Terlihat bahwa nilai anomal negatif atau anomali kecepatan rendah muncul pada beberapa daerah di Australia yang bersesuaian dengan sebaran batuan sedimen pada daerah tersebut (Saygin E. et al, 2008).



Gambar 2.11 Tomogram *ambient noise* di Australia (Saygin E. et al, 2008).

Metode *Ambient Noise Tomography* juga pernah diaplikasikan di beberapa daerah di Indonesia diantaranya yaitu di danau Toba (Stankiewcs et al, 2010), Jawa Tengah (Zulfakriza et al. 2014), bagian barat Jawa Timur (Martha et al, 2015), dan Jawa Timur-Bali (Martha et al. 2016). Gambar 2.12 menunjukkan variasi kecepatan grup gelombang Rayleigh di wilayah Jawa Timur dan Bali (Martha et al. 2016).



Gambar 2.12 Tomogram kecepatan grup gelombang Rayleigh pada rentang periode 2.3 s sampai 12 s wilayah jawa timur (Martha et al, 2016)

BAB III

KERANGKA KONSEP

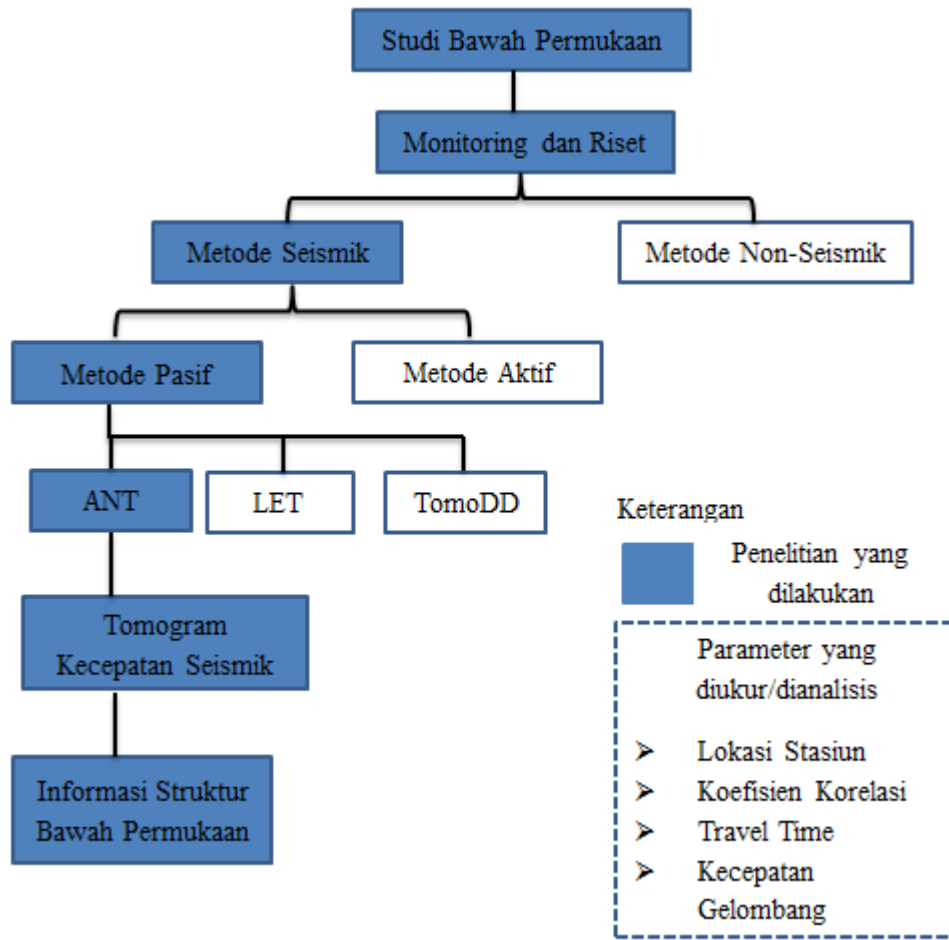
3.1 Kerangka Konsep Penelitian

Sulawesi dan sekitarnya merupakan daerah yang kompleks karena merupakan tempat pertemuan tiga lempeng besar yaitu lempeng Indo-Australia yang bergerak ke arah utara, lempeng Pasifik yang bergerak ke arah barat dan lempeng Eurasia yang bergerak ke arah selatan-tenggara serta lempeng yang lebih kecil yaitu lempeng Filipina. Proses tumbukan keempat lempeng tersebut menyebabkan Pulau Sulawesi memiliki empat buah lengan dengan proses tektonik yang berbeda-beda membentuk satu kesatuan mozaik geologi. Kondisi ini menjadikan wilayah pulau Sulawesi menjadi daerah yang menarik untuk dilakukan penelitian struktur bawah permukaan (studi tomografi seismik) mengingat pulau Sulawesi adalah daerah tektonik aktif yang kompleks dengan tingkat seismisitas yang tinggi. Posisi geodinamika Pulau Sulawesi tersebut memerlukan adanya upaya mitigasi berupa *monitoring* dan riset aktifitas tektonik sehingga dapat mengurangi dampak merugikan yang mungkin bisa ditimbulkannya.

Monitoring dan riset aktivitas tektonik dapat dilakukan dengan beberapa pendekatan, diantaranya *geophysics*, *geodetic*, *geochemistry*, dan *geotatmospheric*. Pendekatan *geophysics* secara umum terbagi menjadi dua metode, yaitu metode seismik dan non seismik. Metode non seismik yang sering dilakukan dalam *monitoring* dan riset aktifitas tektonik adalah metode *remote sensing*, metode deformasi, pengukuran geofisika (magnetik dan gravitasi), *cloud anomaly* dan lain sebagainya. Selain metode geofisika non-seismik, metode geofisika seismik juga

sering diterapkan dalam penelitian aktifitas tektonik diantaranya yaitu Tomografi seismik aktif (refleksi dan refraksi), *Local Earthquake Tomography* (LET), *Tomography Double Difference* (TomoDD), *Ambient Noise Tomography* (ANT), dan metode tomografi seismik lainnya. Dalam penelitian ini akan dilakukan dengan metode seismik karena metode ini sangat efektif jika digunakan untuk mempelajari geotomografi dan aktifitas tektonik.

Untuk mendapatkan gambaran struktur bawah permukaan bumi dapat dilakukan menggunakan studi seismik tomografi. Pada dasarnya, tomografi merupakan studi pencitraan dengan cara membuat penampang irisan menggunakan perambatan gelombang yang disertai prosedur matematis. Dalam penelitian ini metode tomografi seismik yang digunakan adalah *Ambient Noise Tomography*. *Ambient Noise Tomography* merupakan metode seismik tomografi yang tak memerlukan sumber aktif ataupun sumber gempa, melainkan cukup perekaman *noise* dari alam (*ambient noise*). *Ambient Noise Tomography* juga tak memerlukan informasi mengenai lokasi pasti sumber *ambient noise* tersebut, melainkan cukup koordinat lokasi dari pasangan stasiun yang rekamannya akan diproses. Hal tersebut merupakan keunggulan dari metode ini dibandingkan tomografi lainnya, terlebih lagi *ambient noise* tersedia berlimpah di alam. Melalui studi seismik tomografi tersebut didapatkan peta anomali kecepatan gelombang seismik yang dapat dikaitkan dengan informasi geologi di Pulau Sulawesi, sehingga didapatkan visualisasi mengenai struktur bawah permukaan secara fisis yang kemudian dapat dijadikan informasi dalam *monitoring* aktifitas tektonik di wilayah tersebut. Secara garis besar kerangka konsep penelitian ini ditunjukkan pada Gambar 3.1.



Gambar 3.1 Kerangka Konsep Penelitian

BAB IV METODE PENELITIAN

4.1 Waktu Dan Tempat Penelitian

Penelitian ini secara keseluruhan dilakukan di Badan Meteorologi, Klimatologi, dan Geofisika Jl. Angkasa 1 No.2 Jakarta Pusat dan akan dilanjutkan di Laboratorium Geofisika, Jurusan Fisika, Fakultas MIPA, Universitas Brawijaya yang akan dilaksanakan pada bulan Agustus 2018 sampai November 2018.

4.2 Materi Penelitian

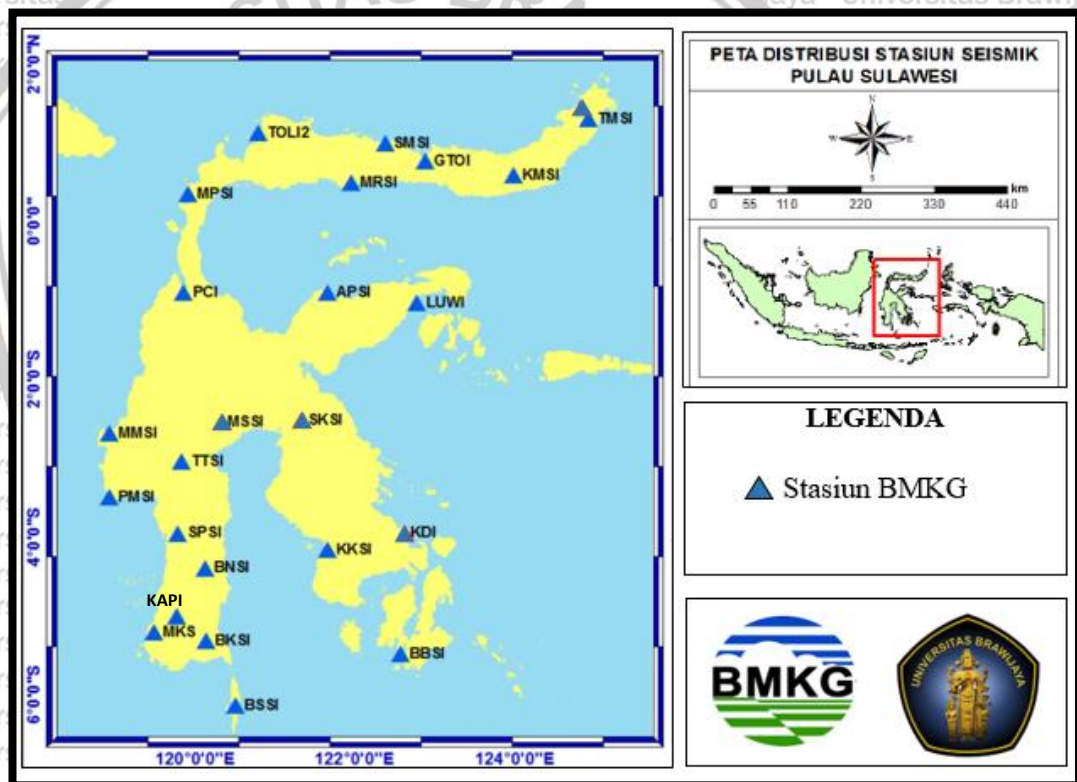
Pada penelitian ini digunakan beberapa materi yang berupa data penelitian, perangkat keras dan perangkat lunak.

1. Data penelitian yang digunakan merupakan data *waveform* dalam format *miniseed* komponen vertikal seismograf *broadband* dari 25 stasiun jaringan INA TEWS BMKG yang tersebar di Pulau Sulawesi. Panjang data *waveform* adalah 3 bulan, yaitu bulan Juli 2016, Januari 2017, dan Agustus 2017.

Pemilihan waktu tersebut berdasarkan dari volume dan kualitas data *waveform* yang akan dikorelasikan. Disamping itu dipergunakan pula data geologi dan gravity (anomali Bouger) regional Pulau Sulawesi sebagai bahan komparasi terhadap hasil tomografi.

2. Perangkat keras yang digunakan dalam penelitian ini yaitu Satu unit komputer dengan sistem operasi Linux Ubuntu 18.04.1 LTS.
3. Perangkat lunak yang digunakan, antara lain:
 - a. Geopsy

- b. Obspy
- c. SAC
- d. Qgis 3.2
- e. Gfortran
- f. Do_mft (Herrmann, 2013)
- g. *Generic Mapping Tool* (GMT)
- h. Microsoft Office
- i. Program tomografi 2 Dimensi fmst v1.1 (Rawlinson N. 2008)



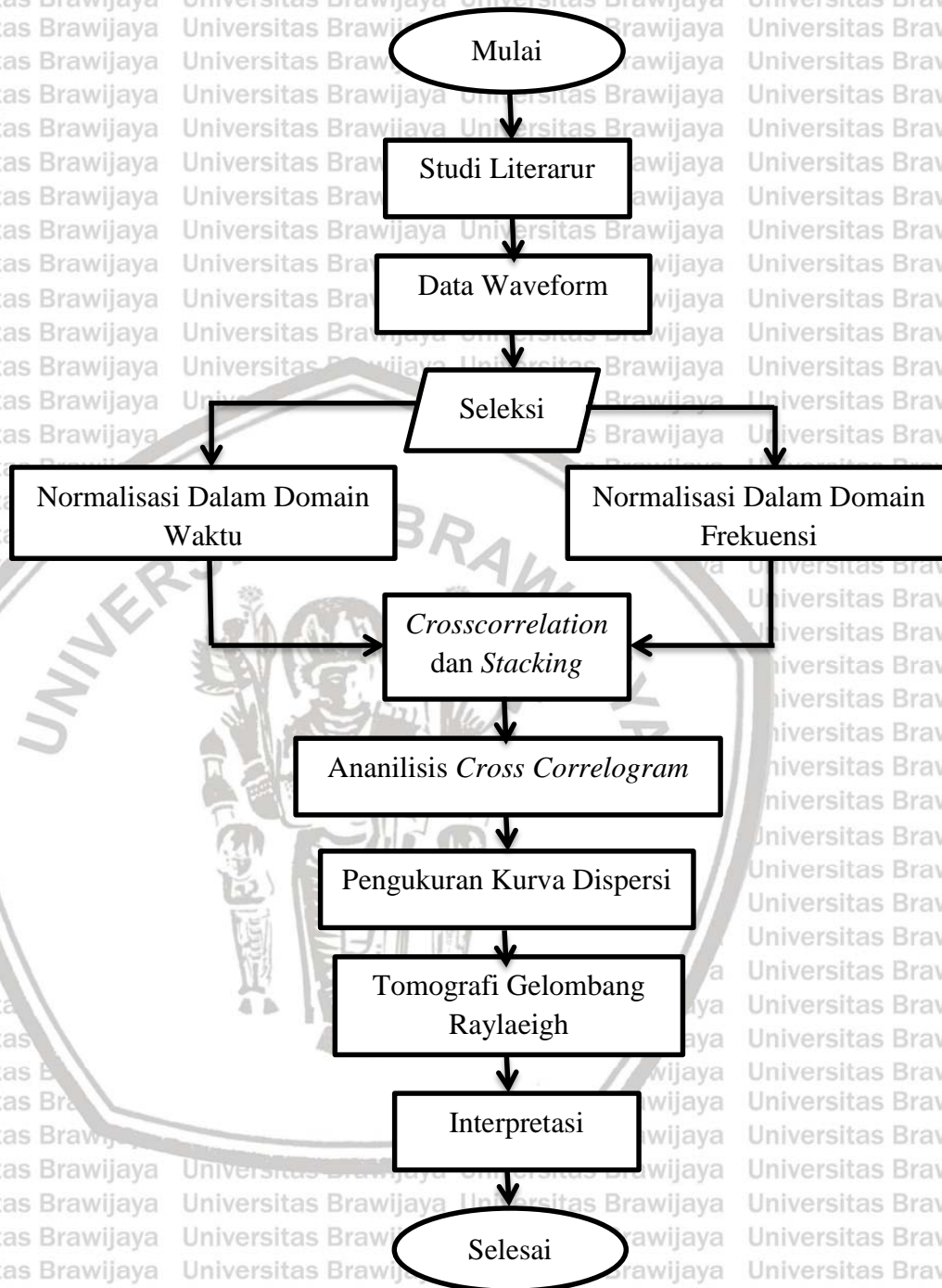
Gambar 4.1 Peta stasiun seismograf jaringan INA TEWS BMKG di Pulau Sulawesi

Tabel 4.1 Daftar stasiun INA TEWS BMKG di Pulau Sulawesi

No	Station	Latitude	Longitude
1	MMSI	-2.69	118.91
2	PMSI	-3.50	118.91
3	MKS	-5.22	119.47
4	KAPI	-5.01	119.75
5	SPSI	-3.96	119.77
6	TTSI	-3.05	119.82
7	PCI	-0.91	119.84
8	MPSI	0.34	119.90
9	BNSI	-4.40	120.11
10	BKSI	-5.32	120.12
11	MSSI	-2.55	120.32
12	BSSI	-6.14	120.49
13	TOLI2	1.11	120.78
14	SKSI	-2.53	121.33
15	APSI	-0.91	121.65
16	KKSI	-4.17	121.65
17	MRSI	0.48	121.94
18	SMSI	0.99	122.37
19	BBSI	-5.49	122.56
20	KDI	-3.96	122.62
21	LUW1	-1.04	122.77
22	GTO1	0.76	122.87
23	KMS1	0.57	123.98
24	MNI	1.44	124.84
25	TMS1	1.29	124.92

4.3 Langkah Pelaksanaan Penelitian

Tahapan pengolahan data yang dilakukan pada penelitian ini secara umum mengacu pada penelitian yang dilakukan oleh Bensen dkk., (2007) dan penelitian yang dilakukan oleh Saygin dan Kennet (2010, 2012) dengan alur penelitian seperti pada gambar 4.2. Secara umum langkah-langkah pelaksanaan penelitian dibagi menjadi beberapa bagian yaitu *single data preparation*, *crosscorrelation* dan *stacking*, analisis *cross correlogram*, pengukuran kurva dispersi, tomografi kecepatan dan yang terakhir adalah interpretasi hasil penelitian.



Gambar 4.2 Diagram Alir Penelitian

4.3.1 Single Data Preparation

Data *waveform* komponen vertikal di unduh dari [webdc](http://202.90.198.92/arclink/) <http://202.90.198.92/arclink/>. Stasiun yang digunakan yaitu 26 stasiun seismograf jaringan Indonesia *Tsunami Early Warning System* (Ina Tews) BMKG yang terletak di Pulau Sulawesi dan sekitarnya. Peta stasiun seismograf yang digunakan dapat dilihat pada gambar 4.1. Data yang telah diunduh dalam bentuk *miniseed* kemudian diubah ke dalam bentuk file SAC menggunakan paket program python bernama *extraxtion_mseed_to_sac* yang kemudian dijalankan di terminal komputer dengan sistem Linux Ubuntu 18. 04.

Data yang dibutuhkan dalam pengolahan data pada penelitian ini adalah data *noise* sehingga semua *event* yang terekam harus dihilangkan. Dengan harapan *output* akhir dari proses ini adalah suatu sinyal yang bersih dari *event*, baik jika dianalisis dalam domain waktu maupun domain frekuensi. Untuk mencapainya dilakukanlah beberapa pengolahan sinyal seperti koreksi instrumen, *remove mean*, *remove trend*, *band pass filtering*, *temporal normalization*, dan *spectral whitening*.

Remove mean bertujuan untuk mengembalikan posisi sinyal pada *zero-mean* dengan menghilangkan rata-ratanya sedangkan *remove trend* bertujuan untuk menekan penambahan frekuensi yang datang dari pengaruh luar. Kemudian diterapkan *bandpass filtering* pada setiap data dengan panjang *segment* satu hari menggunakan *multiple connecting period band*. Selanjutnya, dilakukan koreksi instrumen karena seismometer yang terdistribusi di Pulau Sulawesi berbeda-beda jenisnya, sehingga mempunyai reaksi yang berbeda-beda terhadap gerakan tanah.

Hal ini bertujuan untuk mendapatkan data *pure ground motion*. *Ground motion* dapat berupa *ground displacement*, *ground velocity*, dan *ground acceleration*.

Pada penelitian ini koreksi instrumen dilakukan pada seluruh data berdasarkan nilai *poles* dan *zeros* dengan menerapkan dekonvolusi.

Temporal normalization dilakukan untuk mereduksi efek dari korelasi silang gempabumi, iregularitas instrumen, dan sumber bising nonstasioner yang berada dekat stasiun. *Temporal normalization* menjadi prosedur yang wajib jika suatu daerah memiliki tingkat seismisitas yang tinggi. Bensen et al, (2007) menjelaskan beberapa metode normalisasi domain waktu yaitu normalisasi *one bit*, normalisasi *clipped waveform*, normalisasi *Automated event detection and removal*, normalisasi *Running absolut mean* dan normalisasi *Water level*. Diantara sekian metode yang diperkenalkan, metode normalisasi *one-bit* merupakan metode yang paling cepat dan mudah untuk diterapkan. Metode ini menggantikan semua amplitudo positif *waveform* menjadi 1 dan amplitudo negatifnya menjadi -1. Pada penelitian ini dipilih metode normalisasi *one bit*.

Setelah dilakukan normalisasi dalam domain waktu, diterapkan pula normalisasi dalam domain frekuensi atau biasa disebut *spectral whitening*.

Spectral whitening dilakukan untuk menyeragamkan sinyal dalam domain frekuensi yang berfungsi untuk meratakan *magnitude* frekuensi pada rentang frekuensi filter *bandpass*.

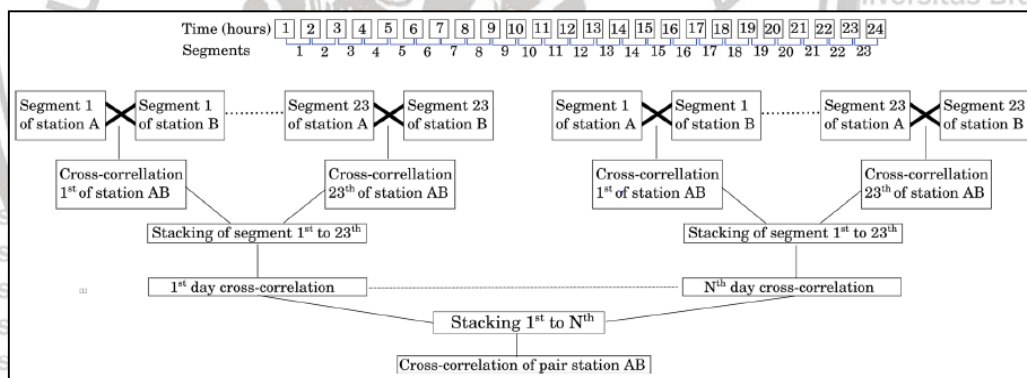
4.3.2 Crosscorrelation dan Stacking

Crosscorrelation dan *stacking* diproses setelah seluruh langkah *single data preparation* dilakukan. *Crosscorrelation* dilakukan pada semua pasangan stasiun yang mungkin dengan formula sebagai berikut:

$$\text{Jumlah pasangan} = n(n-1)/2 \quad (\text{IV.1})$$

dengan n merupakan banyaknya stasiun.

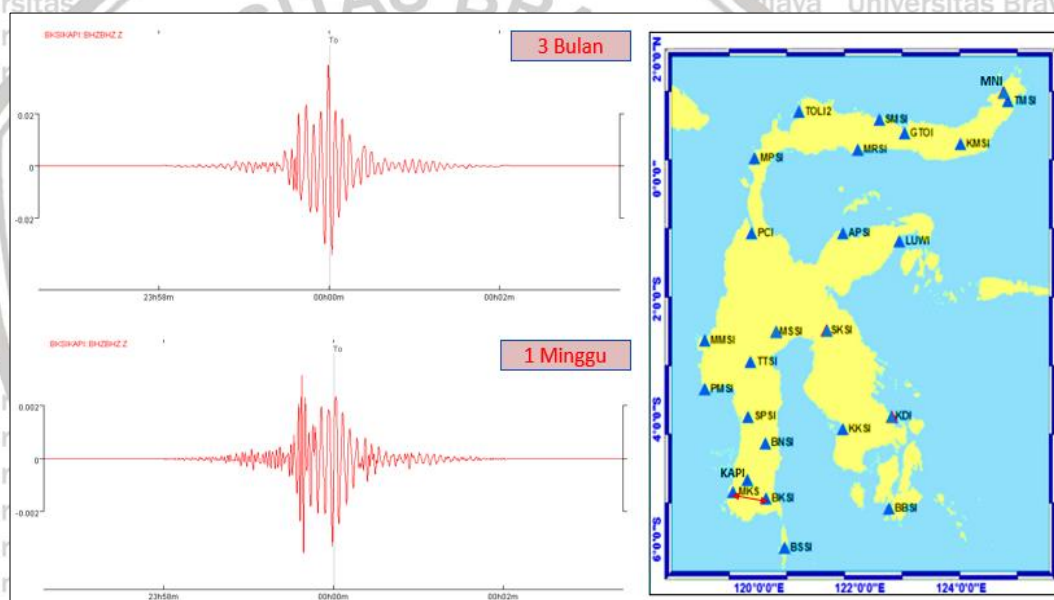
Pada tahap *crosscorrelation* data, seismogram yang digunakan pada proses ini adalah komponen vertikal (Z), hal ini dilakukan karena gelombang Rayleigh adalah termasuk gelombang permukaan yang lebih tampak pada komponen vertikal (Z). Gambar 4.3 menunjukkan skema *time window* yang digunakan dalam penelitian ini.



Gambar 4.3 Skema proses *crosscorrelation* untuk pasangan stasiun A dan B

Jumlah pasangan stasiun yang dapat dilakukan korelasi silang pada penelitian ini adalah sebanyak 196 pasang. Proses pengerjaan pada tahap ini menggunakan program python dengan nama *Corr_days.py* yang merupakan paket program yang menghitung korelasi silang dengan sekali *running*. Sinyal hasil *stacking* dilakukan operasi *Filter Bandpass Gaussian* dengan periode 1-20 s.

Pada metode *Ambient Noise Tomography*, hasil *crosscorrelation* dari setiap pasangan stasiun akan menentukan gambaran dari hasil tomografi di bawah permukaan stasiun tersebut. Hasil *crosscorrelation* sangat dipengaruhi oleh beberapa faktor diantaranya yaitu durasi dari *waveform* yang digunakan, kondisi struktur bawah permukaan yang dilewati oleh gelombang permukaan di bawah stasiun seismograf, jarak antara pasangan stasiun, volume dan kualitas *waveform* tiap stasiun yang digunakan, dan aktifitas manusia yang berada di sekitar sensor seismograf.

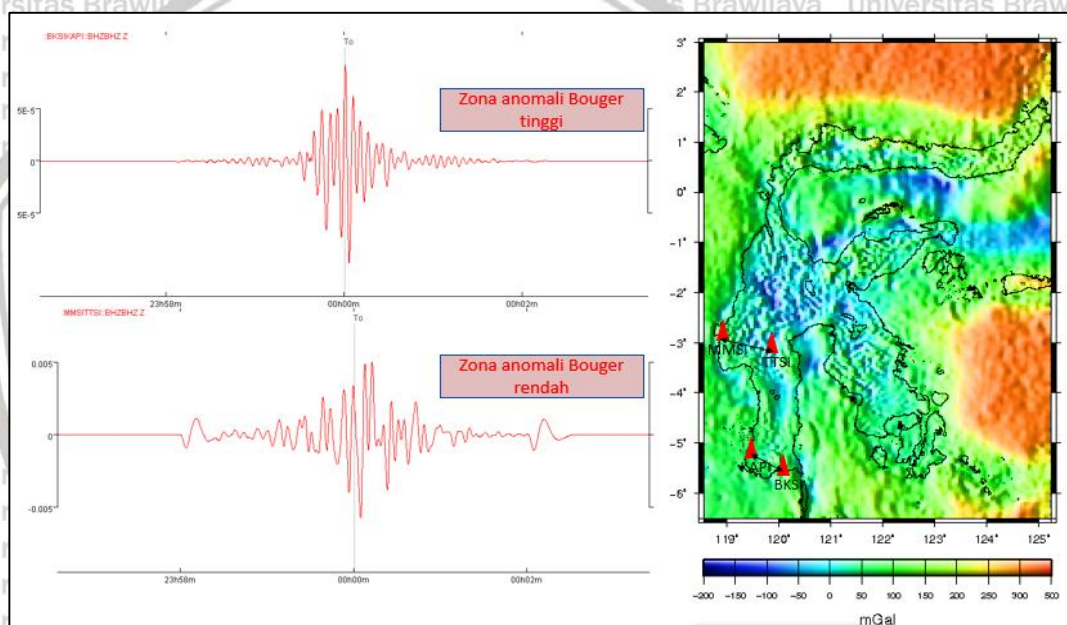


Gambar 4.4 Contos hasil *crosscorrelation* selama 3 bulan (atas) dan 1 minggu (bawah) antara stasiun BKSI dan KAPI

Gambar 4.4 menunjukkan contoh perbedaan hasil *crosscorrelation* dari pasangan stasiun seismograf yang menggunakan waktu perekaman satu minggu dan tiga bulan. Semakin lama waktu perekaman yang digunakan, maka semakin baik hasil *crosscorrelation* yang didapatkan. Hasil *crosscorrelation* menggunakan waktu perekaman satu hari terlihat cukup baik akan tetapi masih terlihat *noise*

dengan amplitudo tinggi, sedangkan hasil yang didapatkan dengan menggunakan waktu perekaman tiga bulan terlihat lebih baik dimana amplitudo maksimum dari hasil *crosscorrelation* terlihat lebih nampak dan lebih *smooth*.

Kondisi struktur bawah permukaan yang dilalui gelombang seismik di bawah stasiun seismograf memberikan pengaruh terhadap hasil *crosscorrelation* dari setiap pasangan stasiun. Gambar 4.5 menunjukkan perbedaan hasil *crosscorrelation* selama 3 bulan antara stasiun BKSI-KAPI dan MMSI-TTSL.

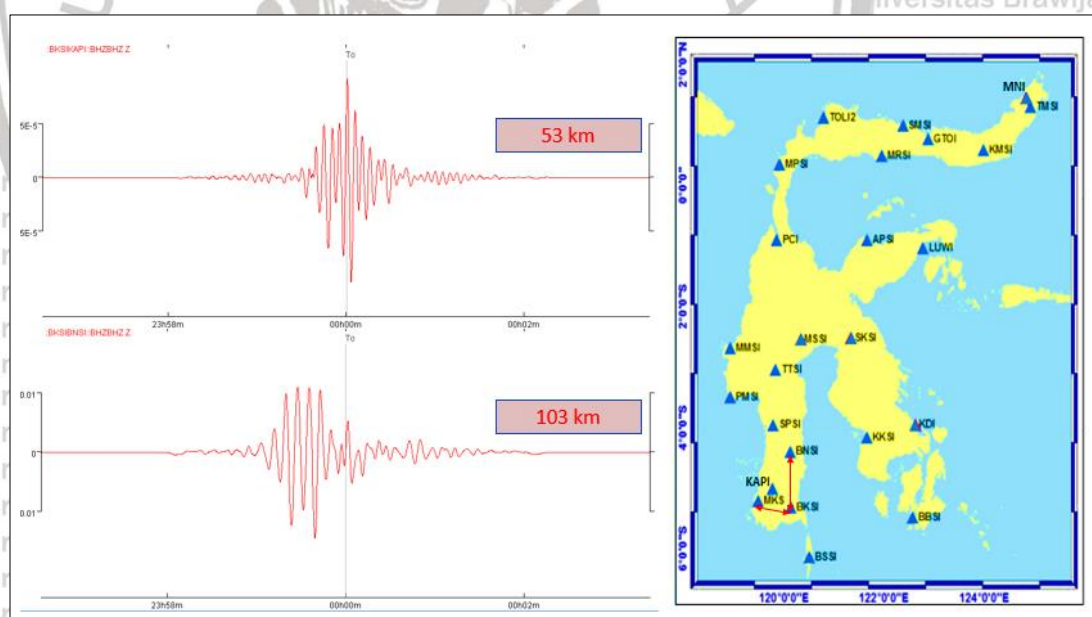


Gambar 4.5 Contoh hasil *crosscorrelation* antara stasiun BKSI-KAPI (zona anomali Bouguer tinggi) dan MMSI-TTSL (zona anomali Bouguer rendah)

Stasiun BKSI dan KAPI berada di lokasi dengan anomali bouguer tinggi (50 sampai 150 mgal) yang mengindikasikan kondisi bawah permukaan daerah tersebut memiliki densitas yang tinggi sedangkan stasiun MMSI dan TTSL berada di lokasi dengan anomali bouguer rendah (-50 sampai 50 mgal) yang mengindikasikan kondisi bawah permukaan daerah tersebut memiliki densitas

yang rendah. Hasil *crosscorrelation* pada zona dengan nilai densitas yang tinggi lebih baik dibandingkan dengan zona yang memiliki nilai densitas rendah dimana hasil *crosscorrelation* pada zona anomali Bouguer rendah terlihat cenderung lebih acak dibandingkan dengan hasil pada zona dengan nilai anomali Bouguer tinggi.

Faktor yang juga sangat mempengaruhi hasil *crosscorrelation* selain durasi perekaman data *waveform* dan kondisi struktur bawah permukaan dari pasangan stasiun adalah jarak antar pasangan stasiun. Gambar 4.6 adalah hasil *crosscorrelation* antara pasangan stasiun BKSI-KAPI dan BKSI-BNSI dengan jarak stasiun BKSI-KAPI adalah ~53 km sedangkan jarak stasiun BKSI-BNSI adalah ~103 km. Stasiun-stasiun tersebut berada di daerah yang terasosiasi dengan nilai anomali Bouguer tinggi.



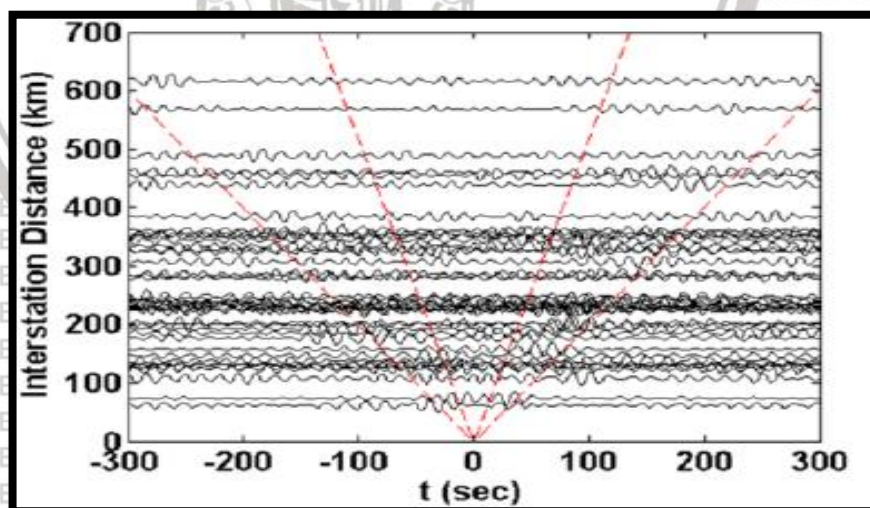
Gambar 4.6 Hasil *crosscorrelation* antara stasiun BKSI-KAPI (jarak antar stasiun ~53 km) dan BKSI-BNSI (jarak antar stasiun ~103 km)

Berdasarkan hasil *crosscorrelation* pada gambar 4.6, hasil *crosscorrelation* dari dua stasiun yang lebih dekat memiliki kualitas yang lebih

baik dimana amplitudo maksimumnya dapat terlihat dengan baik. Hasil *crosscorrelation* dari setiap pasang stasiun menggambarkan kondisi dari struktur bawah permukaan pada area tersebut. Pada kondisi struktur yang homogen, *travel time* gelombang seismik akan meningkat dengan bertambahnya jarak antar pasangan stasiun seismograf.

4.3.3 Analisis Cross Correlogram

Analisis *cross correlogram* pada umumnya dilakukan untuk mengetahui apakah hasil *crosscorrelation* memiliki kualitas yang baik atau tidak. Analisis dilakukan dengan membuat kurva *crosscoreelation* terhadap jarak antar stasiun dan *time* pada beberapa rentang periode yang berbeda-beda. Gambar 4.7 memperlihatkan contoh plot *interstation distance* terhadap *lag times* 10-20 s. Dari hasil analisis *cross correlogram* diperkirakan kecepatan gelombang berkisar antara 1.14 km/s - 4.22 km/s dengan kecepatan rata – rata berkisar 3.25 km/s.



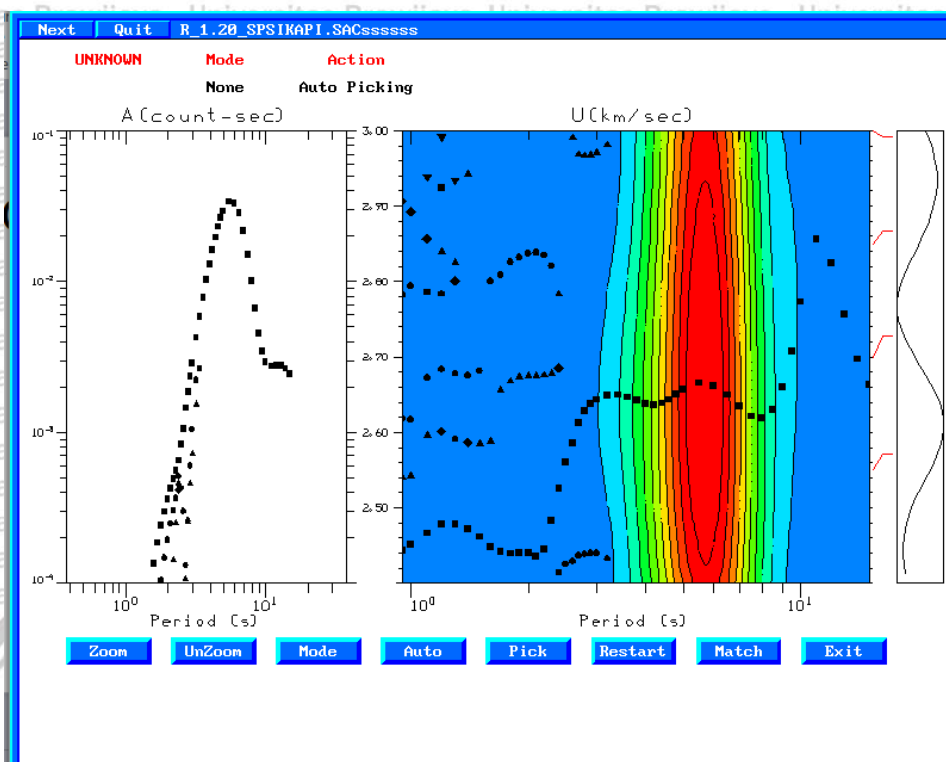
Gambar 4.7 Contoh plot *interstation distance* terhadap *lag times* untuk beberapa pasangan stasiun di wilayah Pulau Sulawesi.

4.3.4 Pengukuran Kurva Dispersi

Pengukuran kurva dispersi menggunakan paket program dari Herrmann (2013) dengan nama program *do_mft*. Program ini berupa matlab GUI yang dapat digunakan untuk mengekstrak dispersi kecepatan grup dan kecepatan fase dari gelombang permukaan *empirical Green's function* (EGF) atau *crosscorrelation function* (CF) dari *ambient noise*. Analisis dispersi didasarkan pada *imaging analysis technique* (Yao et al, 2005; 2006; 2011), yang secara otomatis melakukan *tracing* kurva dispersi pada gambar kecepatan grup dan fase pada rentang periode tertentu.

Pada penelitian ini diterapkan *Multiple Filtering Technique* (Dziewonski dkk., 1969) pada setiap fungsi Green untuk mendapatkan spektrogram dari setiap dispersi kecepatan grup. Hal ini dilakukan untuk mengisolasi fundamental mode gelombang Rayleigh komponen vertikal dengan melakukan *picking* pada puncak *envelope*.

Beberapa hal yang perlu diperhatikan dalam pemrosesan ini adalah pemilihan rentang periode, rentang kecepatan *window*, nilai gamma, dan *filter* guna mendapatkan *window* dan resolusi kurva dispersi yang optimal. Pada penelitian ini digunakan rentang kecepatan *window* 1.0 km/s – 5.0 km/s. Penetapan ini didasarkan pada analisis model kecepatan awal bahwa kecepatan rata – rata diperkirakan sekitar 3 km/s. Gambar 4.8 adalah salah satu contoh hasil spektrogram pengukuran kurva dispersi pasangan stasiun SPSI-KAPI.



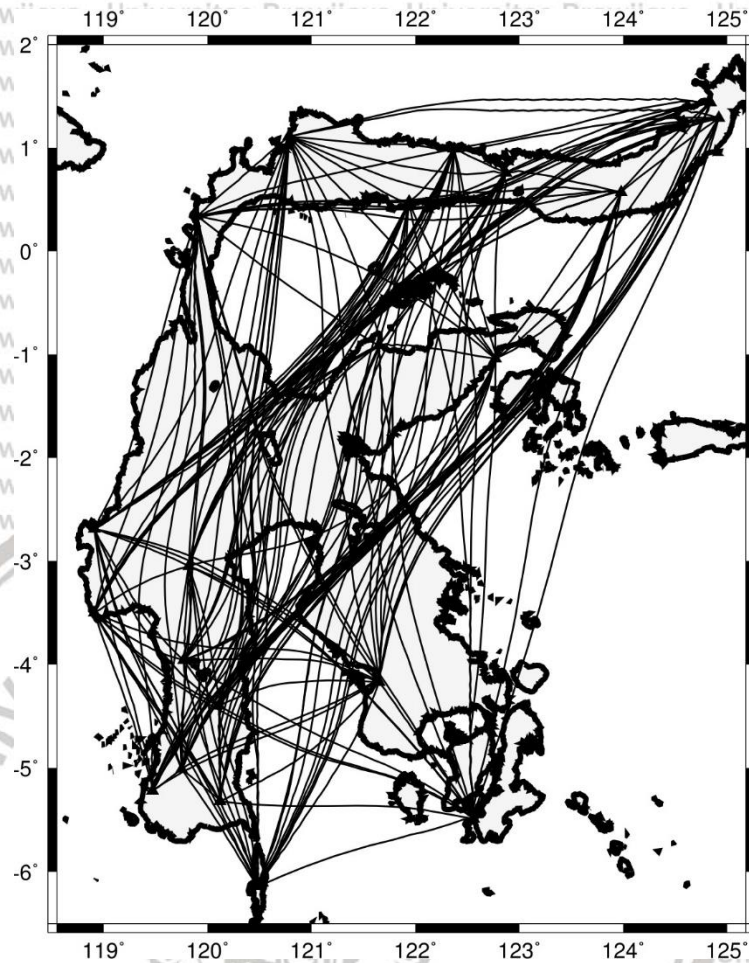
Gambar 4.8 Spektogram pengukuran kurva dispersi pasangan stasiun SPSI-KAPI

4.3.5 Pemodelan Gelombang Rayleigh

Sebelum dilakukan pemodelan Gelombang Rayleigh pada daerah penelitian menggunakan data observasi yang ada, terlebih dahulu diterapkan uji resolusi yang berfungsi untuk melihat seberapa bagus geometri sebaran sumber virtual dan penerima terhadap kondisi bawah permukaan yang akan dipetakan.

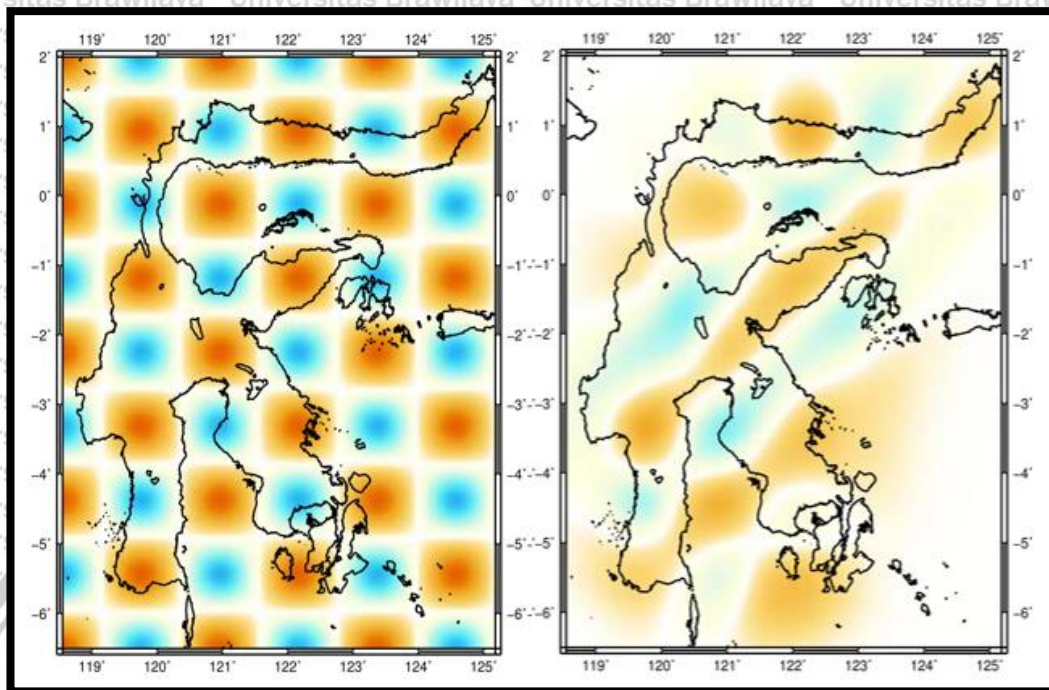
Hal ini dapat dilakukan dengan membuat data kecepatan gelombang sintesis, menambahkan *noise* Gaussian, lalu menerapkan tomografi terhadap data sintesis.

Tomogram hasil inversi akan memiliki cakupan area resolusi yang berbeda-beda bergantung pada persebaran *ray*. Secara umum, semakin banyak *raypath* yang melewati suatu area maka resolusinya akan semakin tinggi. Gambar 4.8 menunjukkan sebaran *raypath* untuk wilayah pulau Sulawesi dimana jumlah *raypath* yang didapatkan adalah sebanyak 362 *paths*.



Gambar 4.9 Contoh sebaran *raypath* pada tes resolusi untuk wilayah pulau Sulawesi.

Tes resolusi dilakukan menggunakan *checkerboard test* dengan membuat model data sintetik dengan model awal berbentuk *checkerboard*. Pada penelitian ini dibuat model papan catur dengan ukuran sel $1^\circ \times 1^\circ$ (111 km x 111 km) untuk periode 7 s dengan faktor *damping* 1000 dan faktor *smoothing* 1000. Tujuan dari pemberian nilai *damping* adalah untuk memberi bobot peredam sehingga nilai dari model solusi tidak berbeda jauh dengan model awal. Gambar 4.9 adalah model *checkerboard test* dan hasil pemulihan model untuk periode 7 s dengan jumlah jejak gelombang 362 *paths*.



Gambar 4.10 *Chekerboard test* dan hasil pemulihan model untuk periode 7 s faktor *damping* dan *smoothing* masing-masing 1000.

Langkah pertama dalam proses pemodelan untuk mengetahui sebaran variasi kecepatan gelombang Rayleigh adalah melakukan parameterisasi model yang dilakukan dengan cara mengubah file *grid2dss.in* sebagai input program *grid2dss*. Program ini berfungsi untuk membuat model kecepatan awal yang akan digunakan dalam proses iterasi. Model kecepatan awal yang diberikan berupa model kecepatan homogen dimana daerah penelitian dibagi atas grid dalam arah lintang dan dalam arah bujur. Nilai kecepatan awal yang diberikan sebesar 3 km/s yang merupakan nilai pendekatan dari nilai rata-rata kecepatan hasil perhitungan *arrival time* observasi. Keluaran dari program *grid2dss* adalah file *grid2d.vtx* yang merupakan nilai kecepatan awal yang selanjutnya disalin pada file *gridi.vtx*.

Langkah kedua adalah menentukan jumlah iterasi yang akan dilakukan dengan memasukkan angka jumlah iterasi pada file *ttomoss.in*. Jumlah iterasi bisa beragam tergantung pada tingkat konvergensi data yang dianalisis. *Travel time* observasi dari pembacaan sinyal hasil *crosscorelation* antar stasiun disimpan dalam file *otimes.dat*. Jumlah data harus sama dengan hasil kali jumlah sumber dan penerima. Dalam penelitian *Ambient Noise Tomography* jumlah sumber sama dengan jumlah penerima karena pada dasarnya setiap stasiun selain berfungsi sebagai penerima juga berfungsi sumber artifisial. Stasiun yang berpasangan dengan dirinya sendiri diberi awalan 0 begitu juga pasangan stasiun yang memiliki memiliki sinyal dengan nilai SNR dibawah 4.

Proses pemodelan dilakukan dengan menjalankan *script ttomoss* yang merupakan *script* linux berbasis *korn shell script* yang bekerja pada sistem operasi *linux ubuntu LTS 12.0.4*. *Script* tersebut melakukan eksekusi program *fm2dss* untuk pemodelan ke depan dan *subinvss* untuk proses inversi secara iteratif hingga diperoleh model kecepatan dengan nilai *travel time* yang paling sesuai dengan *travel time* observasi.

Tujuan dari langkah-langkah tomografi pada penelitian ini adalah untuk mengestimasi kecepatan penjalaran gelombang Rayleigh pada frekuensi yang berbeda sepanjang kerak pulau Sulawesi. Pengukuran *travel time* dilakukan pada semua jejak gelombang pada pasangan stasiun dan digunakan metode inversi non-linear secara iteratif dengan membuat model kecepatan homogen sebagai kecepatan awalnya lalu menghitung ulang *travel time* berdasarkan setiap model

pada tiap iterasi sampai diperoleh perbedaan antara *travel time* kalkulasi dan *tervel time* observasi menjadi kecil.

4.3.6 Interpretasi Data

Data observasi yang berupa data hasil pembacaan waktu tiba gelombang Rayleigh dijadikan sebagai input dalam program *fnst.v1.1*. Selanjutnya dilakukan pemodelan *forward* dan *invers* secara iteratif sehingga menghasilkan model kecepatan gelombang Rayleigh yang paling sesuai dengan data observasi. Proses iterasi atau perhitungan secara berulang akan menghasilkan sebuah model kecepatan Gelombang Rayleigh dengan *travel time* model yang diharapkan sesuai dengan *travel time* observasi. Model kecepatan yang didapat kemudian dikonturkan yang selanjutnya ditafsirkan dengan melihat data-data pembanding dan pendukung seperti peta geologi dan data *Bouger Anomaly* regional Pulau Sulawesi yang didapatkan dari *International Gravimetric Bureau*.

BAB V

HASIL DAN PEMBAHASAN

5.1 Hasil Tomografi

Hasil tomografi berupa struktur kecepatan gelombang Rayleigh (U) pada beberapa rentang periode. Pada tomogram, warna merepresentasikan nilai kecepatan absolut, dimana warna merah pada *scale bar* berkorelasi dengan anomali kecepatan rendah sedangkan warna biru berkorelasi dengan anomali kecepatan tinggi. Gambar 5.1 menunjukkan tomogram struktur kecepatan gelombang Rayleigh (U) 3D pada beberapa nilai periode sedangkan Gambar 5.3 menunjukkan *raypath* gelombang yang didapatkan pada masing-masing periode.

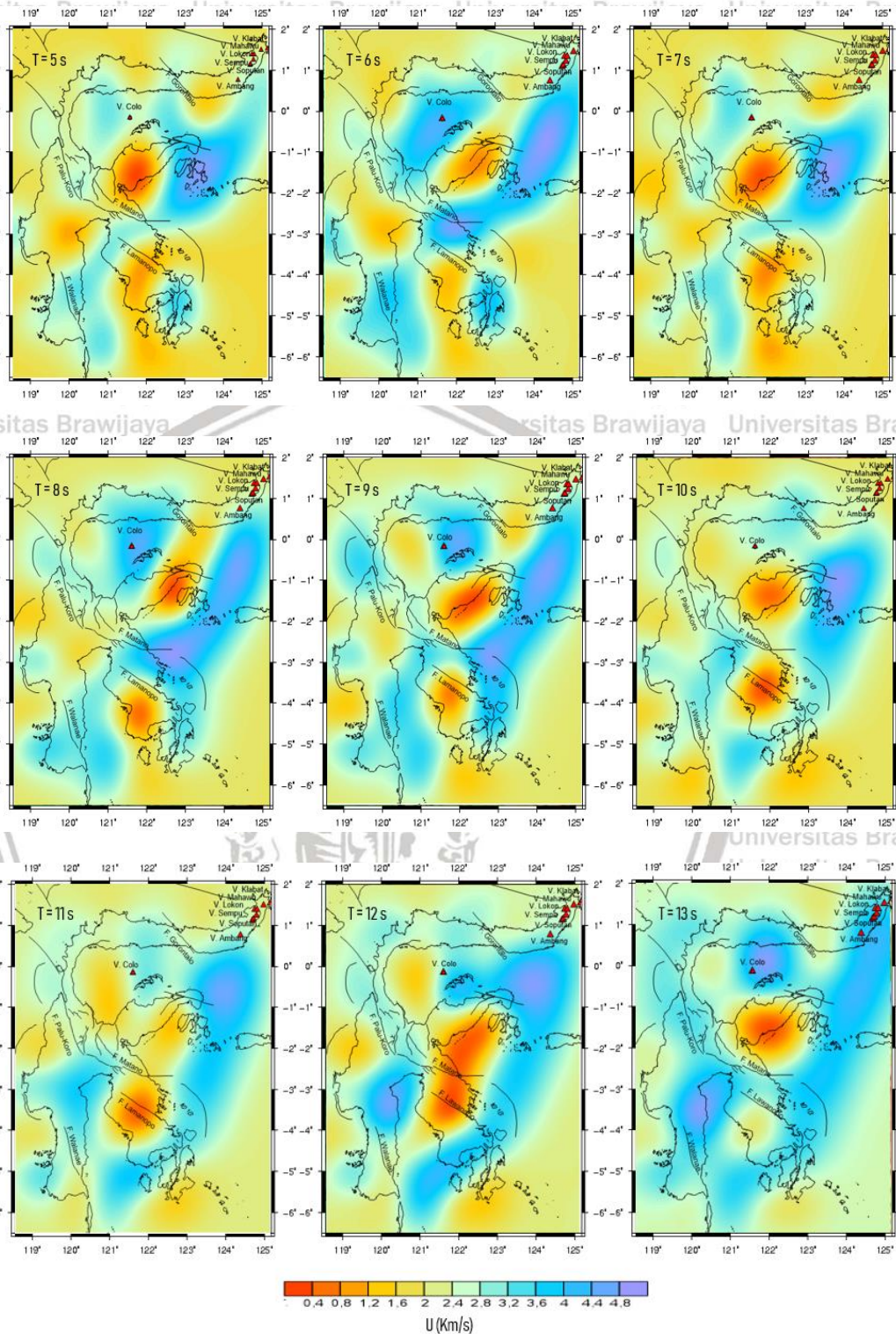
Pada penelitian ini, hasil tomografi dibagi menjadi beberapa nilai periode yaitu periode 5-13 s dimana rentang periode tersebut merepresentasikan nilai kecepatan pada kedalaman yang berbeda-beda. Gelombang Rayleigh pada periode 5 s sampai 7 s sensitif terhadap kerak bumi bagian atas dengan kedalaman 8 km hingga 9 km (Nicolson, 2012; Legendre et al, 2017; Liu et al, 2016;), periode 8-10 s sensitif pada kedalaman 9-13 km (Sadeghisorkhani, 2017; Li et al 2011; Lee et al 2015), sedangkan periode 11-13 s sensitif terhadap kedalaman 13-17 km (Nicolson, 2012; Lu dan Lei, 2018).

Gelombang Rayleigh bersifat dispersif atau gelombang dengan frekuensi yang berbeda akan menjalar dengan kecepatan yang berbeda pula. Gelombang Rayleigh dengan periode yang lebih panjang akan tiba lebih awal dan mampu melakukan penetrasi lebih dalam pada tubuh bumi dibandingkan dengan yang

berperiode lebih kecil. Oleh karenanya gelombang Rayleigh dengan periode panjang lebih sensitif terhadap struktur bumi yang lebih dalam begitu pula sebaliknya gelombang Rayleigh dengan periode pendek lebih sensitif terhadap struktur bumi yang lebih dangkal (Anshori et al, 2018).

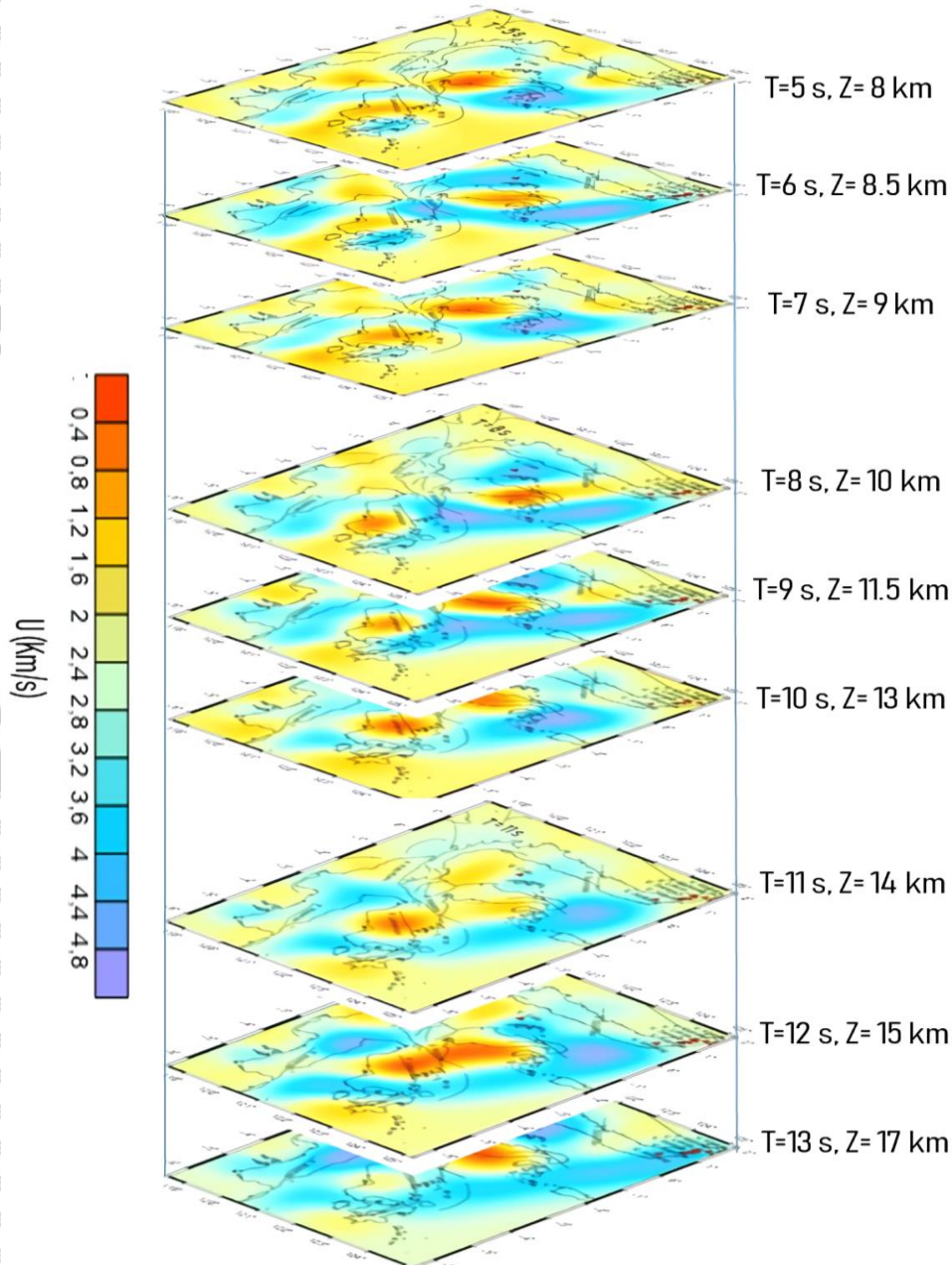
Dari hasil tomografi pada penelitian ini, tomogram pada gambar 5.1 menunjukkan hasil yang cukup baik setelah dibandingkan dengan kondisi geologinya. Variasi kecepatan di area penelitian dapat terlihat dengan cukup jelas pada beberapa rentang nilai periode. Pada periode 5 s tomogram menunjukkan struktur kecepatan grup gelombang Rayleigh (U) yang cenderung bernilai rendah (ditunjukkan dengan warna merah pekat) dimana pada periode ini rata-rata kecepatan grup gelombang Rayleigh adalah 1,92 km/s. Pada periode 13 s nilai kecepatan grup gelombang Rayleigh (U) meningkat dengan berubahnya warna merah pekat menjadi biru yang mendominasi wilayah pulau Sulawesi. Pada periode ini, rata-rata nilai kecepatan grup gelombang Rayleigh (U) adalah 3,4 km/s.

Secara umum, tomogram yang diperoleh menunjukkan variasi kecepatan secara spasial di beberapa nilai periode. Hasil tomografi yang diperoleh dari penelitian ini menunjukkan bahwa nilai kecepatan grup gelombang Rayleigh (U) di wilayah Pulau Sulawesi akan semakin tinggi seiring dengan bertambahnya periode atau dengan kata lain nilai kecepatan gelombang seismik yang diperoleh meningkat seiring dengan bertambahnya kedalaman. Hal ini sesuai dengan teori bahwa batuan yang berumur lebih tua akan berada pada lapisan bawah sedangkan batuan yang lebih muda akan berada pada lapisan atas.



Gambar 5.1 Tomogram struktur kecepatan gelombang Rayleigh (U) 3D pada beberapa nilai periode

Ilustrasi gambar 5.1 mengenai hasil tomografi kecepatan grup gelombang Rayleigh (U) dengan menggunakan metode *Ambient Noise Tomography* wilayah Pulau Sulawesi dapat dilihat pada gambar 5.2 dimana pada gambar tersebut masing tomogram pada setiap periode mewakili gambaran pada setiap kedalaman.

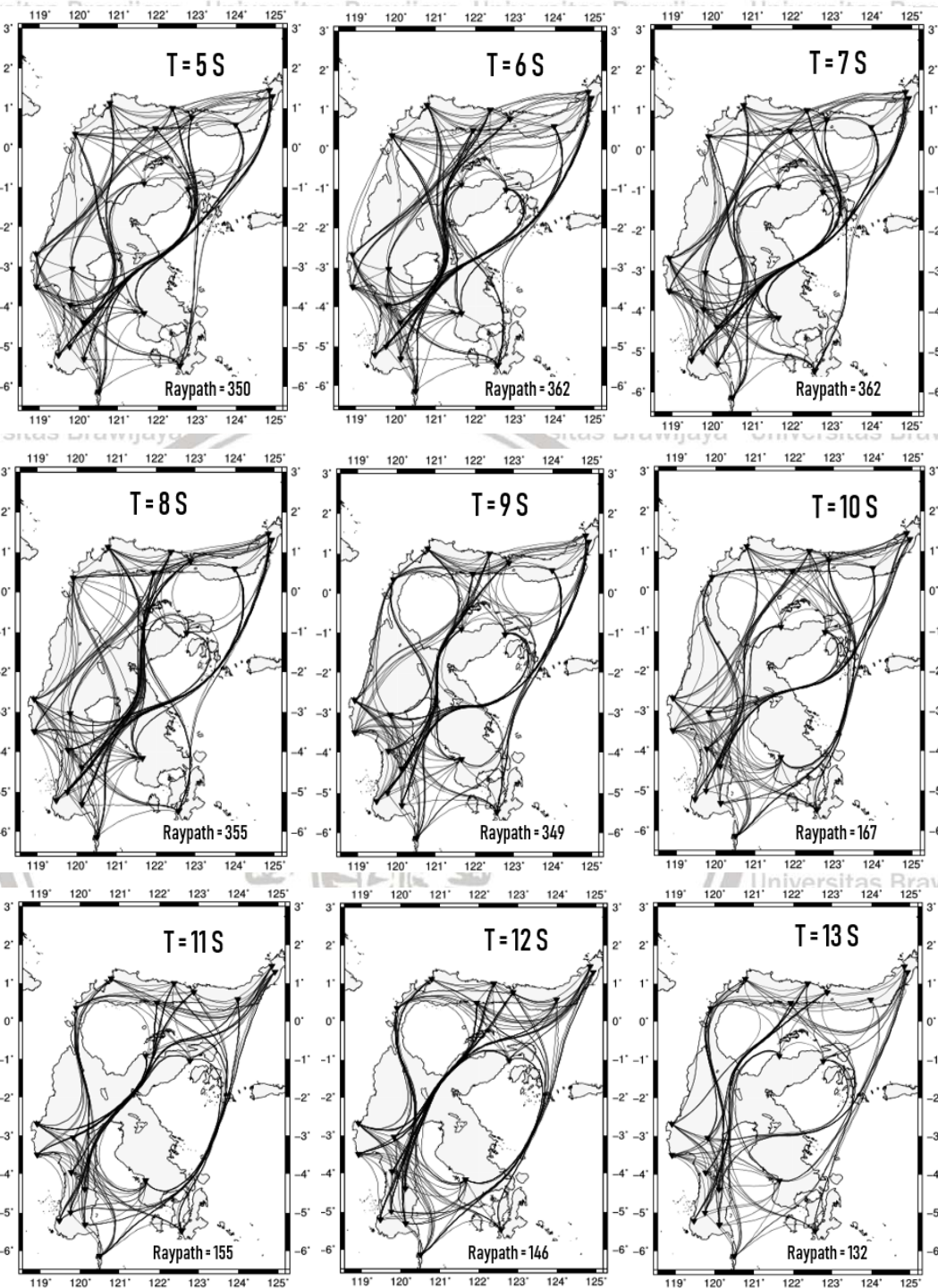


Gambar 5. 2 Ilustrasi model 3D slice horizontal kecepatan gelombang Rayleigh (U) wilayah Pulau Sulawesi

Pola *raypath* pada gambar 5.3 dapat menunjukkan informasi terkait variasi dari struktur kecepatan gelombang seismik di bawah permukaan Pulau Sulawesi.

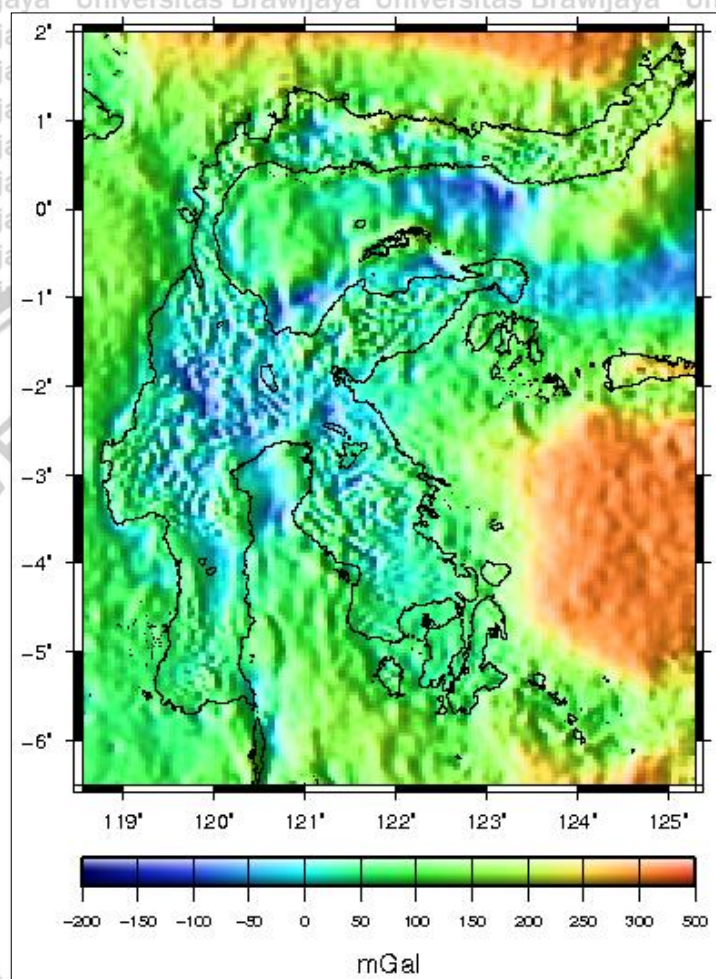
Berdasarkan asas fermal, gelombang akan menjalar dari satu titik ke titik lain melalui jalan tersingkat waktu penjarangannya (Schuster, 1904). Dengan demikian jika gelombang melewati sebuah medium yang memiliki variasi kecepatan gelombang seismik, maka gelombang tersebut akan cenderung melalui zona-zona kecepatan tinggi dan menghindari zona-zona kecepatan rendah. Hal inilah yang terlihat di bagian lengan timur dan lengan tenggara pulau Sulawesi dimana daerah-daerah tersebut terlihat sebagai wilayah dengan nilai kecepatan grup gelombang Rayleigh yang rendah karena *raypath* cenderung tidak melewati daerah tersebut. Secara umum, semakin banyak *raypath* yang melewati suatu area maka resolusinya akan semakin baik.

Pada beberapa nilai periode, keberadaan dari barisan gunung api di Sulawesi utara berada pada batas antara struktur kecepatan rendah dan struktur kecepatan tinggi dari gelombang Rayleigh. Dimana wilayah dengan struktur kecepatan tinggi didominasi oleh batuan beku vulkanik sedangkan wilayah dengan struktur kecepatan rendah berada di wilayah cekungan gorontalo dan sekitarnya. Sesar-sesar yang berada di pulau Sulawesi juga terlihat berada pada batas wilayah anomali kecepatan tinggi dan anomali kecepatan rendah. Bahasan detail terhadap hasil yang diperoleh di beberapa wilayah pulau Sulawesi akan dijelaskan pada bagian pembahasan.



Gambar 5.3 Raypath gelombang di wilayah Pulau Sulawesi pada beberapa nilai periode

Untuk memvalidasi hasil tomografi, kami juga membandingkannya dengan data gravity (*Complete Bouguer Anomaly*) seperti di tunjukan pada gambar 5.4 yang didapatkan dari katalog *Internasional Gravimetric Bureau*.



Gambar 5.4 Sebaran nilai *Complete Bouguer Anomaly* di wilayah Pulau Sulawesi

Dari data tersebut menunjukkan bahwa zona dengan nilai *Complete Anomaly*

Bouguer rendah terasosiasi dengan zona yang memiliki kecepatan gelombang

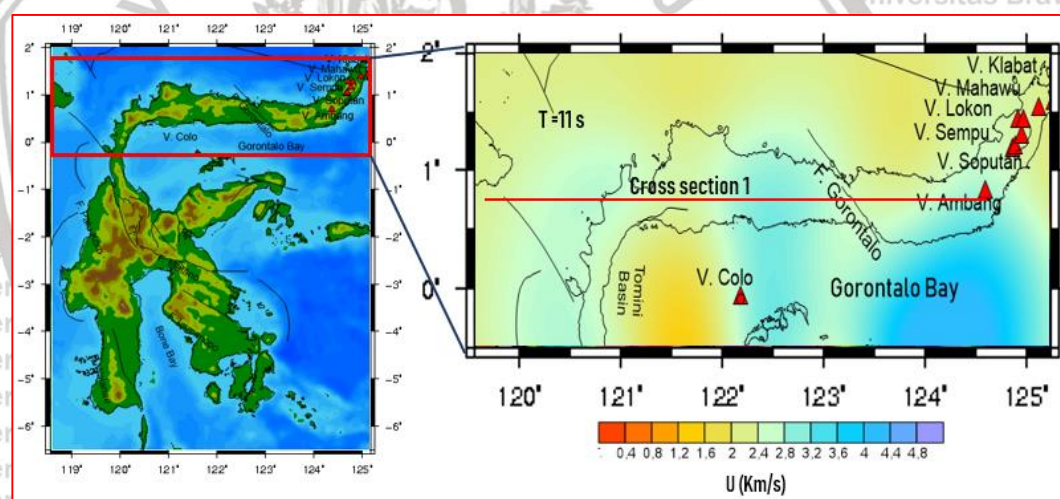
Rayleigh yang rendah begitupun sebaliknya zona dengan nilai *Complete Anomaly*

Bouguer tinggi terasosiasi dengan zona yang memiliki kecepatan gelombang

Rayleigh yang tinggi. Hal ini membuktikan bahwa material yang memiliki densitas yang tinggi cenderung memiliki kecepatan gelombang seismik yang tinggi dan material yang memiliki densitas yang rendah cenderung memiliki kecepatan gelombang seismik yang juga rendah walaupun ada beberapa wilayah yang tidak sesuai dengan peta *Anomaly Bouger* tersebut disebabkan karena kualitas data seismik yang kurang baik sehingga menghasilkan tomogram yang kurang sesuai di beberapa wilayah Pulau Sulawesi.

5.2 Pembahasan

5.2.1 Lengan Utara Pulau Sulawesi



Gambar 5.5 Struktur kecepatan grup gelembang Rayleigh (U) lengan utara Sulawesi pada periode 11 s

Pada tomogram dengan periode 11 s terdapat kontras anomali kecepatan tinggi di bagian cekungan gorontalo khususnya di bagian teluk tomini dan teluk poso seperti ditunjukkan gambar 5.5. Hal ini diduga kuat berasosiasi dengan aktivitas Gunung Colo yang masih aktif di Pulau Una–Una dan adanya Kepulauan Togian

yang muncul di bagian cekungan Gorontalo, sehingga terjadi proses pengangkatan.

Diduga semakin ke arah tenggara kedalaman sedimen di wilayah tersebut semakin dalam hingga wilayah lengan timur pulau Sulawesi.

Zona dengan kecepatan rendah (0.4 – 2.4 km/s) teridentifikasi secara jelas di bagian lengan utara pulau Sulawesi berasosiasi dengan barisan gunung api kuartar yang secara umum busur ini terdiri dari batuan vulkanik-plutonik berusia Paleogen-

Kuartar dengan batuan sedimen berusia mesozoikum-tercier dan batuan malihan

yang mendominasi sebagian besar wilayah lengan sulawesi bagian utara. Hal ini

juga sesuai dengan penelitian oleh (Awaliah, 2018) seperti terlihat pada gambar 5.6

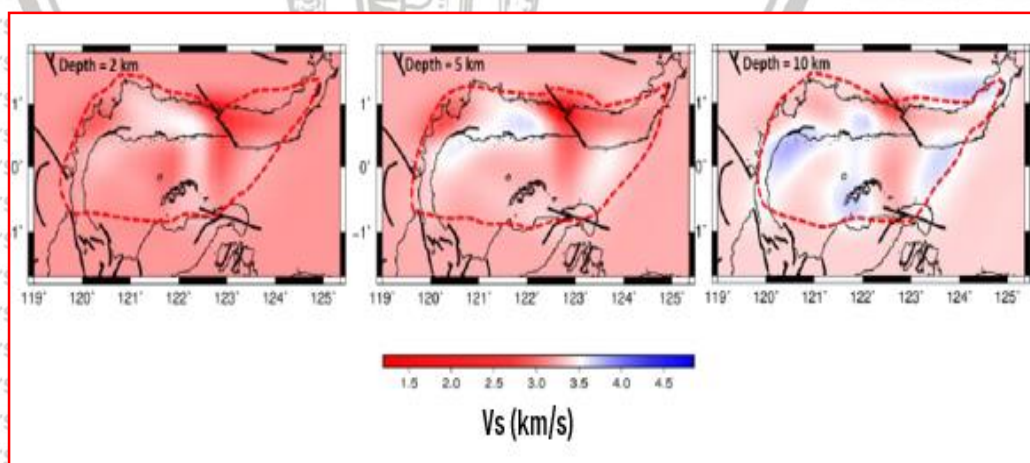
yang menunjukkan bahwa pada kedalaman 2-10 km, struktur kecepatan gelombang

geser (V_s) Lengan Utara bernilai sangat rendah (1.7 km/s - 3.5 km/s) dan secara

umum bersifat variatif di beberapa wilayah. Barisan gunung api di wilayah lengan

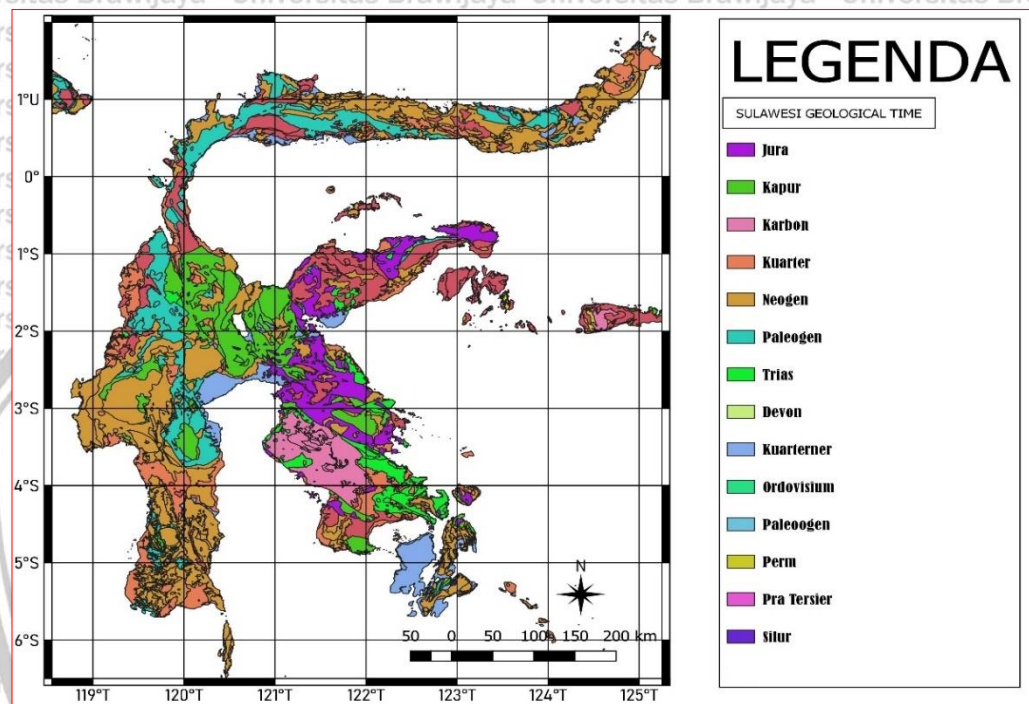
utara Sulawesi terlihat berada pada batas zona kecepatan rendah dan zona kecepatan

tinggi.



Gambar 5.6 Struktur kecepatan gelombang geser (V_s) lengan utara Sulawesi pada kedalaman 2-10 km (Awaliah, 2018)

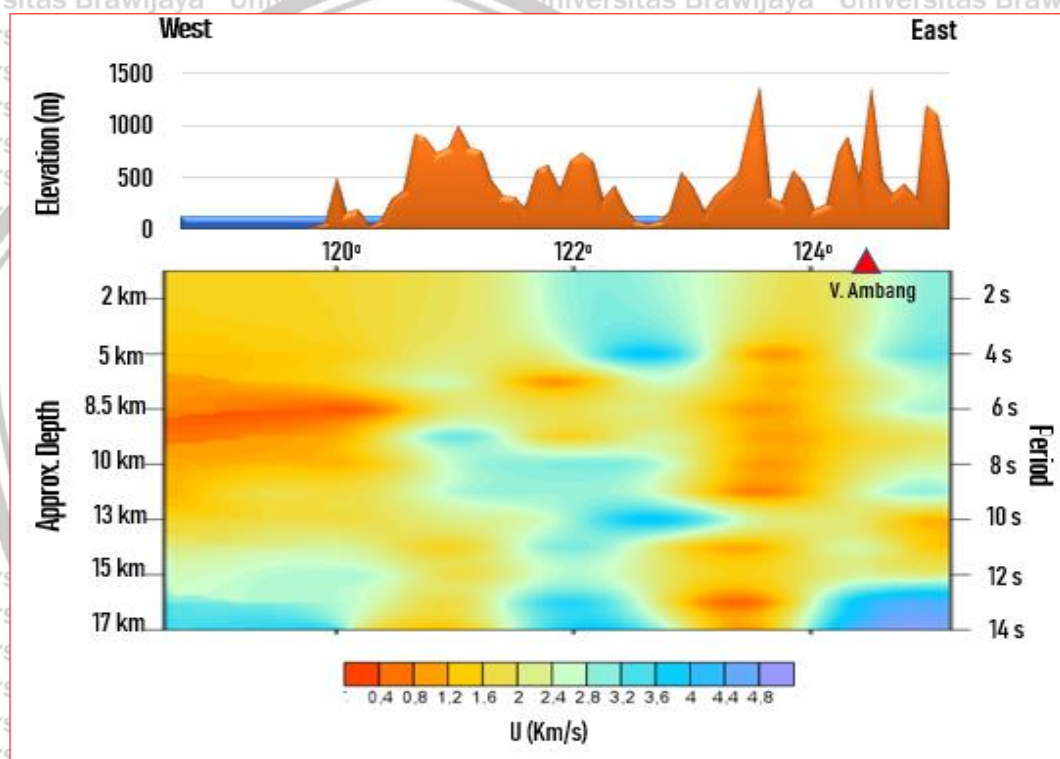
Struktur yang mendominasi barisan gunung api lengan utara Sulawesi adalah batuan ekstrusi menengah piroklastik. Berdasarkan peta umur geologi pulau Sulawesi (gambar 5.7), usia geologi wilayah tersebut didominasi oleh batuan yang berumur neogen-paleogen hingga kuartar.



Gambar 5.7 Peta umur geologi pulau Sulawesi (Purbohadiwijoyo, 1998; Gafoer dan Ratman, 1999)

Gambar 5.8 menunjukkan penampang melintang (*cross section*) sepanjang lintasan 1 di wilayah lengan utara Pulau Sulawesi. Pada gambar tersebut gunung api Ambang terlihat berada pada wilayah yang terasosiasi dengan zona anomali rendah. Gunung api kuartar yang mendominasi wilayah Pulau Sulawesi tersusun atas batuan vulkanik kuartar yang mempunyai sifat lepas, urai, dan belum terkompaksi dengan baik. Kondisi tersebut yang menyebabkan rendahnya kecepatan gelombang seismik yang melewatinya. Ketika ada daya dorong dari

bawah yang menyebabkan terjadinya gunung berapi, maka secara otomatis ada zona hancuran atau zona lemah yang berasosiasi dengan anomali rendah yang berada di sampingnya. Kondisi ini dapat menjadi alasan mengapa barisan gunung berapi di wilayah lengan utara Pulau Sulawesi berada di batas antara zona anomali kecepatan rendah dan anomali kecepatan tinggi. Kondisi ini juga berlaku pada fitur geologi berupa sesar normal.

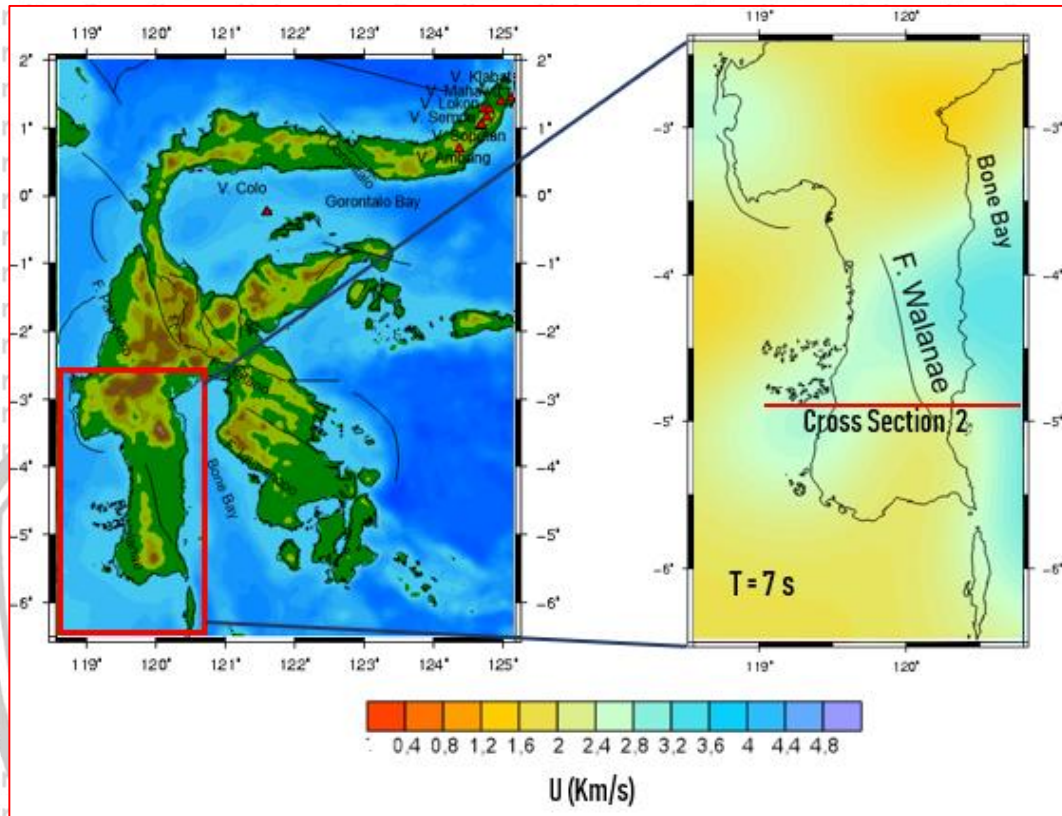


Gambar 5.8 Cross section kecepatan grup Rayleigh (U) sepanjang lintasan 1 di wilayah lengan Utara Pulau Sulawesi

Pada cross section lintasan 1 di wilayah lengan utara Pulau Sulawesi yang berarah timur ke barat terlihat anomali kecepatan rendah di sekitar wilayah selat Makassar hingga kedalam sekitar 13 km. Kondisi ini diduga disebabkan karena

daerah tersebut terasosiasi dengan cekungan busur belakang leher Pulau Sulawesi yang berumur Tersier (Badan Geologi, 2010).

5.2.2 Lengan Selatan Pulau Sulawesi



Gambar 5.9 Struktur kecepatan grup gelombang Rayleigh (U) lengan selatan Sulawesi pada periode 7 s

Berdasarkan tomogram kecepatan grup gelombang Rayleigh anomali kecepatan rendah teridentifikasi berada di daerah utara lengan selatan pulau Sulawesi dan bergradasi ke arah selatan. Nilai kecepatan di lengan utara juga meningkat seiring dengan bertambahnya periode yang mengindikasikan bahwa umur batuan di daerah tersebut semakin tua seiring dengan bertambahnya kedalaman. Pada periode 7 s (gambar 5.9) terlihat sesar Walanae berada di batas antara anomali kecepatan rendah dan anomali kecepatan tinggi. Pada periode 11 s

anomali kecepatan tinggi teridentifikasi berada di sepanjang pantai barat, di bagian timur laut, dan di bagian tenggara lengan selatan Sulawesi.

Subagio dan Widijono (2012) dalam penelitiannya seperti tampak pada gambar 5.10 menjelaskan bahwa anomali tinggi berada di sepanjang pantai barat

Lengan Selatan Sulawesi yang diduga merupakan cerminan dari busur magmatik Sulawesi Barat, sedangkan anomali tinggi di bagian timur laut lengan ini

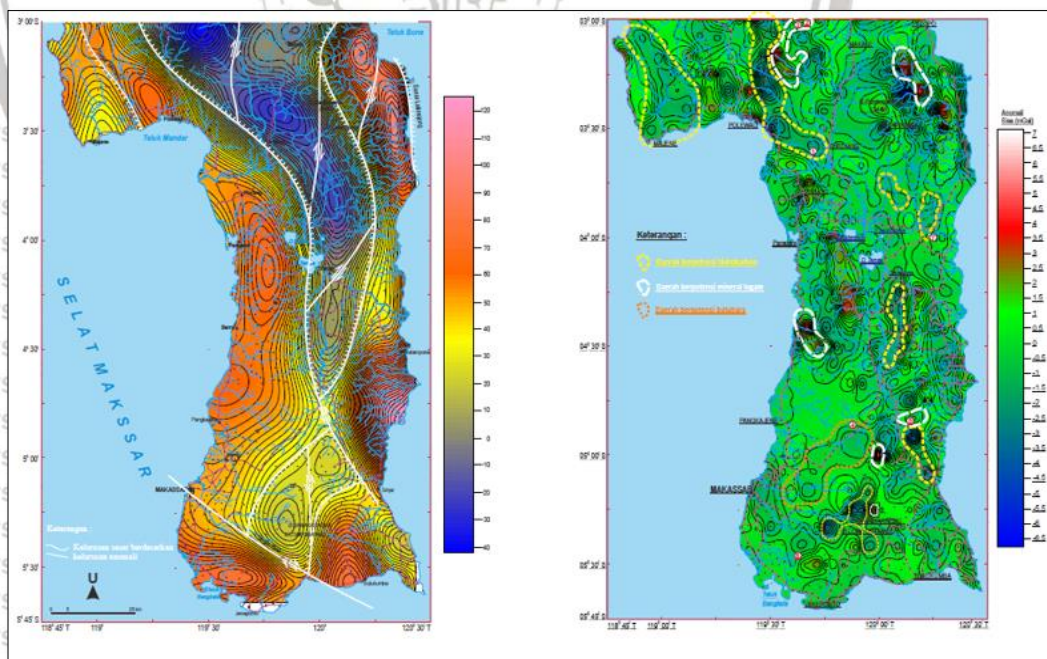
merupakan gambaran dari keberadaan batuan metamorf Latimojong. Anomali tinggi di bagian tenggara lengan ini diduga disebabkan oleh batuan gunung api

Pegunungan Bone. Sesar Wallanae yang membagi lengan ini menjadi dua bagian

(bagian barat dan bagian timur) dan merupakan sesar geser turun berarah barat laut-

tenggara, dan menyebabkan terjadinya cekungan sedimen di bagian tengah lengan

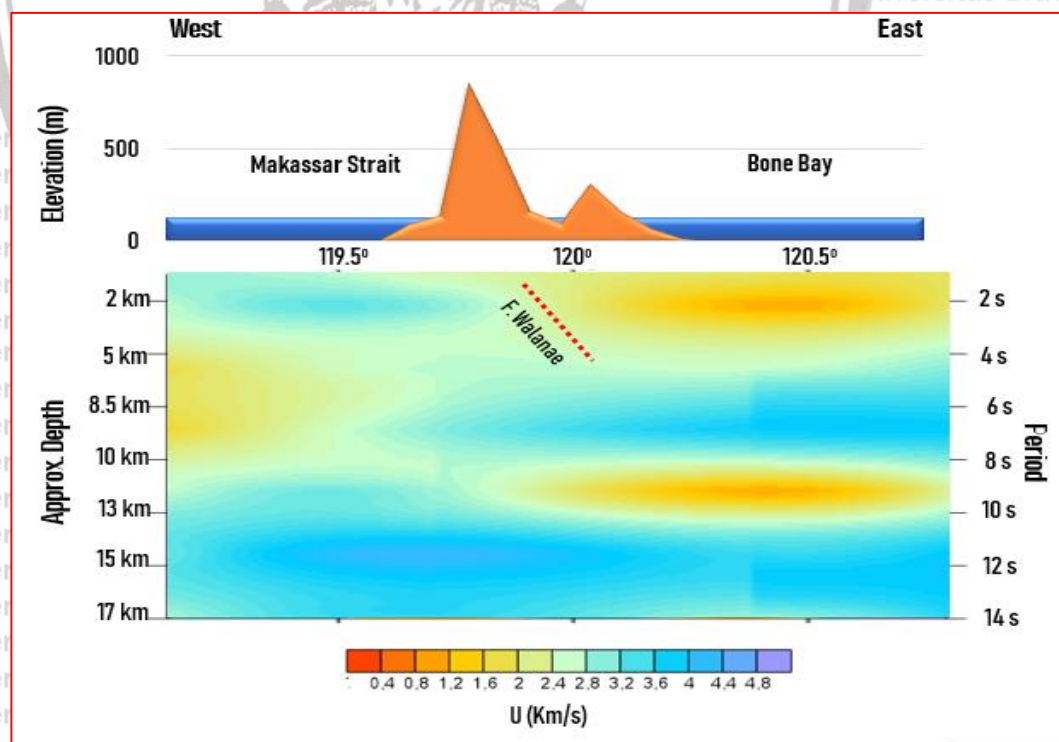
yang membujur dari utara ke selatan.



Gambar 5.10 Peta Anomali regional (kiri) dan anomali sisa (kanan) Lengan Selatan Sulawesi (Subagio dan Widijono, 2012).

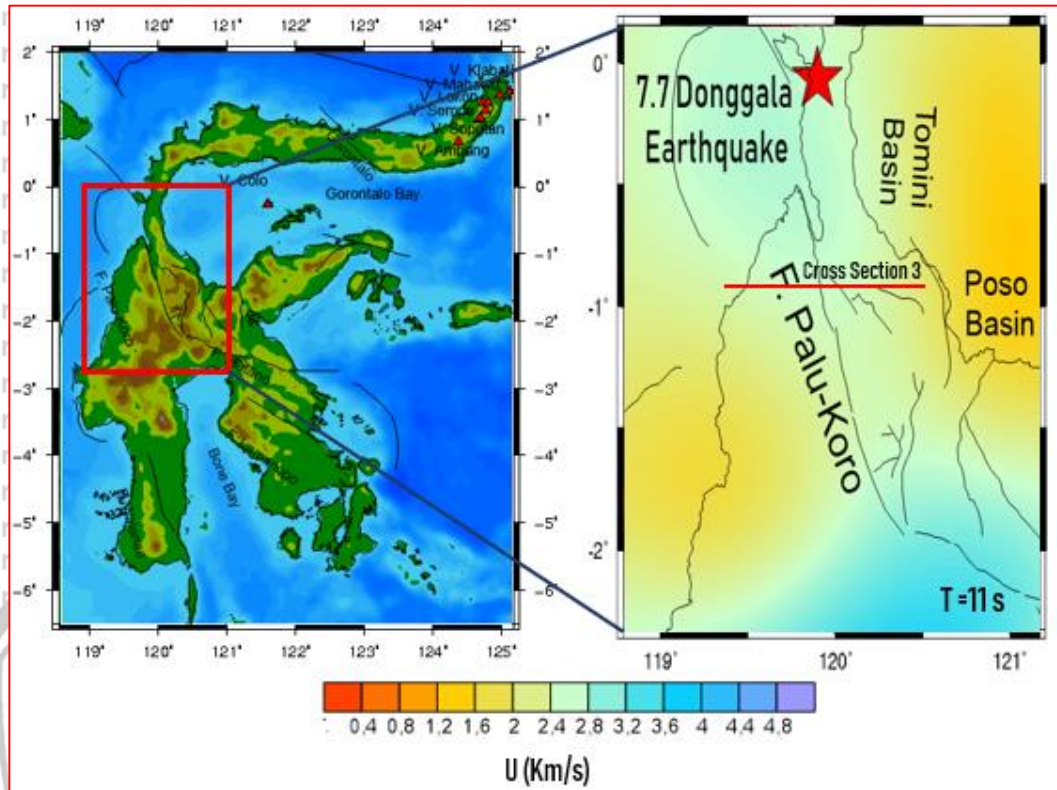
Struktur geologi yang terbentuk di daerah Sulawesi Selatan adalah perlipatan, sesar, dan kelurusan. Struktur-struktur geologi ini terbentuk dan berhubungan dengan pemekaran Selat Makassar pada Tersier Awal, juga dipengaruhi oleh gaya kompresi barat-timur sebagai akibat dari peristiwa tumbukan antara benua mikro (pecahan Benua Australia) dengan mintakat geologi busur magmatik Sulawesi Barat pada Neogen (Mangga et al, 2005).

Gambar 5.11 menunjukkan *cross section* kecepatan grup Rayleigh (U) sepanjang lintasan 2 di wilayah lengan Selatan Pulau Sulawesi dimana sesar Walanae terlihat jelas dari hasil *cross section* tersebut. Di daerah teluk Bone diperkirakan terdapat tumpukan sedimen berbentuk sinklin dengan ketebalan sekitar 3 km.



Gambar 5.11 *Cross section* kecepatan grup Rayleigh (U) sepanjang lintasan 2 di wilayah lengan Selatan Pulau Sulawesi

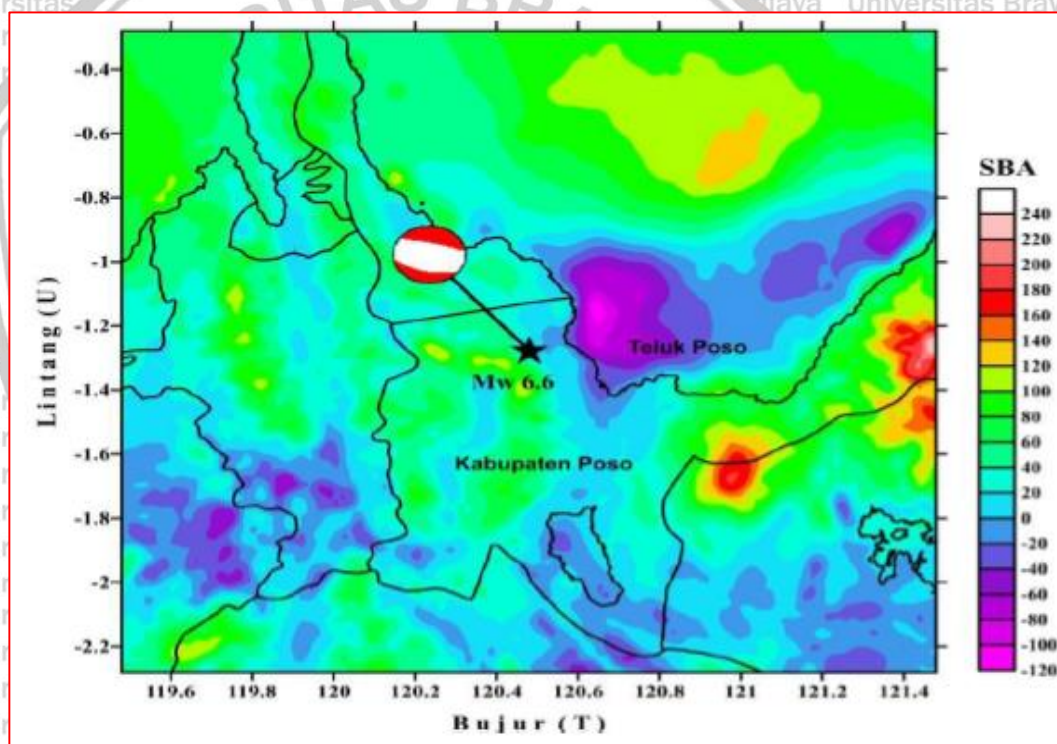
5.2.3 Bagian Tengah Pulau Sulawesi



Gambar 5.12 Struktur kecepatan grup gelombang Rayleigh (U) bagian tengah Sulawesi pada periode 11 s

Pada bagian tengah Pulau Sulawesi, fitur-fitur geologi pada tomogram berasosiasi dengan kecepatan grup gelombang Rayleigh seperti terlihat pada gambar 5.12. Sesar palu koro terlihat berada diantara batas anomali kecepatan rendah dan anomali kecepatan tinggi. Gempa donggala 7,7 SR yang terjadi pada 28 september 2018 juga terlihat berada pada batas antara anomali kecepatan rendah dan anomali kecepatan tinggi yang mana hal ini mengindikasikan bahwa gempa tersebut terjadi akibat dari aktifitas tektonik dari Sesar Palu-Koro. Teluk tomini dan teluk poso berasosiasi dengan anomali kecepatan rendah di bagian timur wilayah ini.

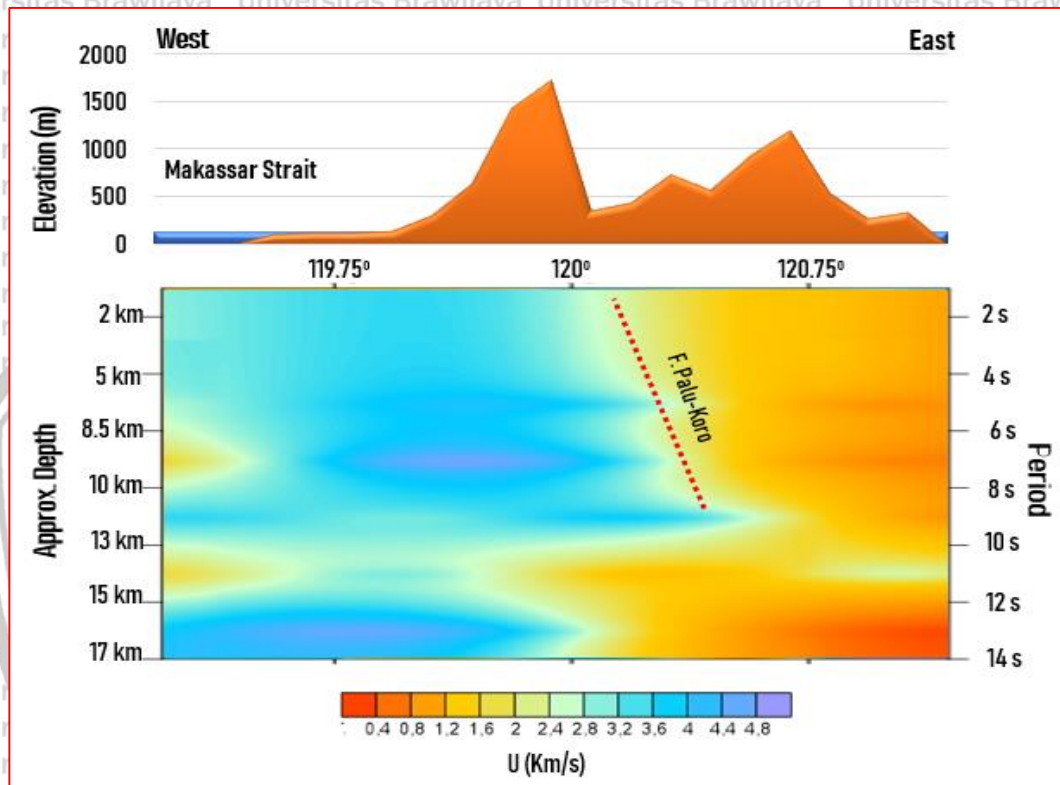
Simamora (2017) menerangkan bahwa terdapat sedimen yang cukup di bagian teluk poso seperti ditunjukkan pada gambar 5.13. Daerah teluk poso didominasi oleh nilai simple Bouger Anomaly yang relatif kecil dimana nilai simple bouger anomaly terkecil pada daerah tersebut adalah sekitar -108,19 mgal. Nilai anomali kecepatan rendah di wilayah bagian tengah pulau Sulawesi pada penelitian ini juga terlihat pada tomogram kecepatan grup gelombang Rayleigh (U) pada periode 9-12 s yang mana nilai anomali kecepatan rendah tersebut mengarah ke tenggara sampai di wilayah lengan timur Pulau Sulawesi.



Gambar 5.13 Peta Simple Bouger Anomaly bagian tengah Pulau Sulawesi (Simamora et al, 2017)

Cross section kecepatan grup Rayleigh (U) sepanjang lintasan 3 di wilayah bagian tengah Pulau Sulawesi ditunjukkan oleh gambar 5.14. pada gambar tersebut,

kecepatan gelombang seismik terlihat jelas memiliki nilai yang relatif tinggi di bagian barat dan berdegradasi (penurunan nilai kecepatan) di bagian timur sampai ke wilayah teluk Poso yang memiliki tumpukan sedimen yang cukup tebal di wilayah tersebut.

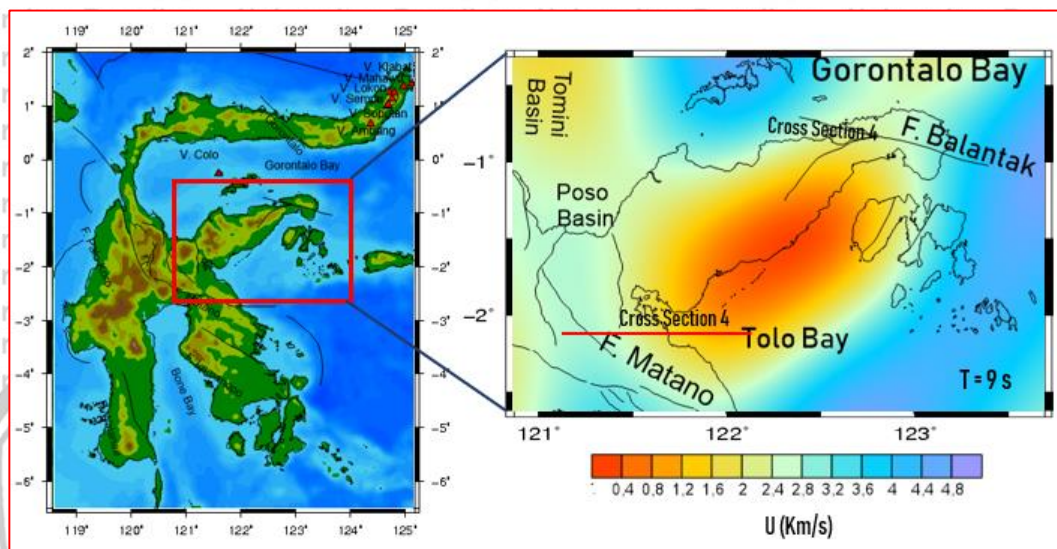


Gambar 5.14 Cross section kecepatan grup Rayleigh (U) sepanjang lintasan 3 di wilayah bagian tengah Pulau Sulawesi

Dalam penelitian lain mengenai struktur geologi Pulau Sulawesi yang telah dilakukan oleh Sompotan (2012) menjelaskan bahwa struktur geologi yang berada di daerah Sulawesi adalah sesar-sesar mendatar yang berasosiasi dengan sesar-sesar naik. Dalam penelitian tersebut juga disebutkan bahwa mekanisme pembentukan struktur geologi di pulau Sulawesi bisa dijelaskan dengan model *simple shear*. Hasil

analisis struktur geologi menunjukkan bahwa deformasi di daerah Sulawesi dipengaruhi oleh aktivitas Sesar Mendatar Palu-Koro di bagian tengah.

5.2.4 Lengan Timur Pulau Sulawesi

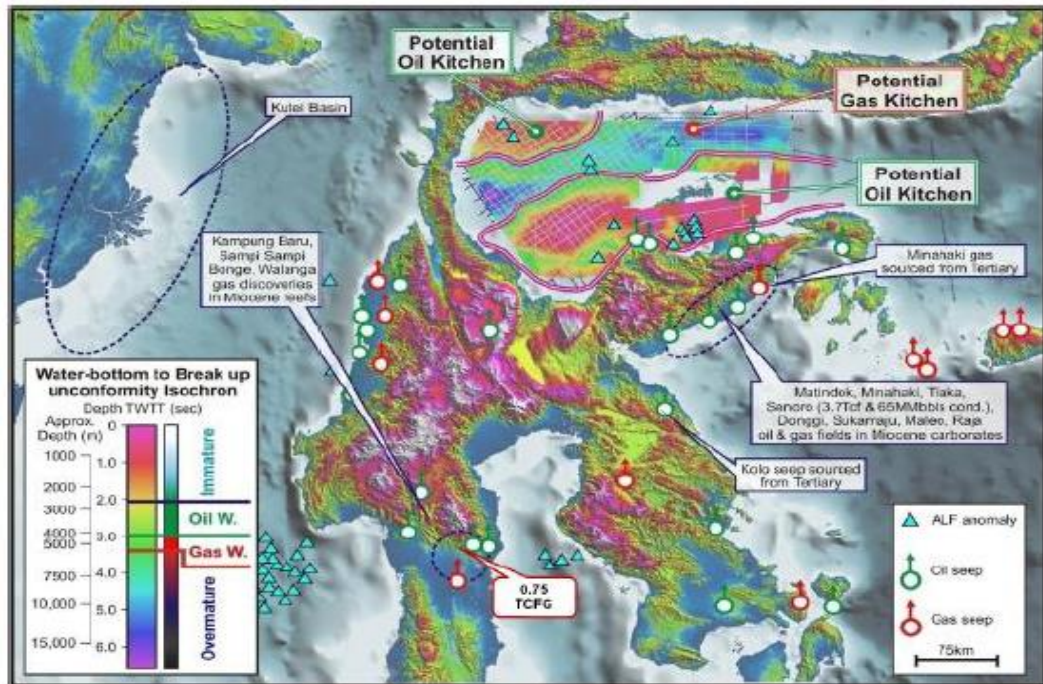


Gambar 5.15 Struktur kecepatan grup gelombang Rayleigh (U) lengan timur Pulau Sulawesi pada periode 9 s

Pada periode 9 s di wilayah lengan timur Pulau Sulawesi (gambar 5.15), sesar Balantak dan sesar Matano terasosiasi pada daerah batas anomali kecepatan rendah di bagian tenggara dan anomali kecepatan tinggi di bagian utara dan timur.

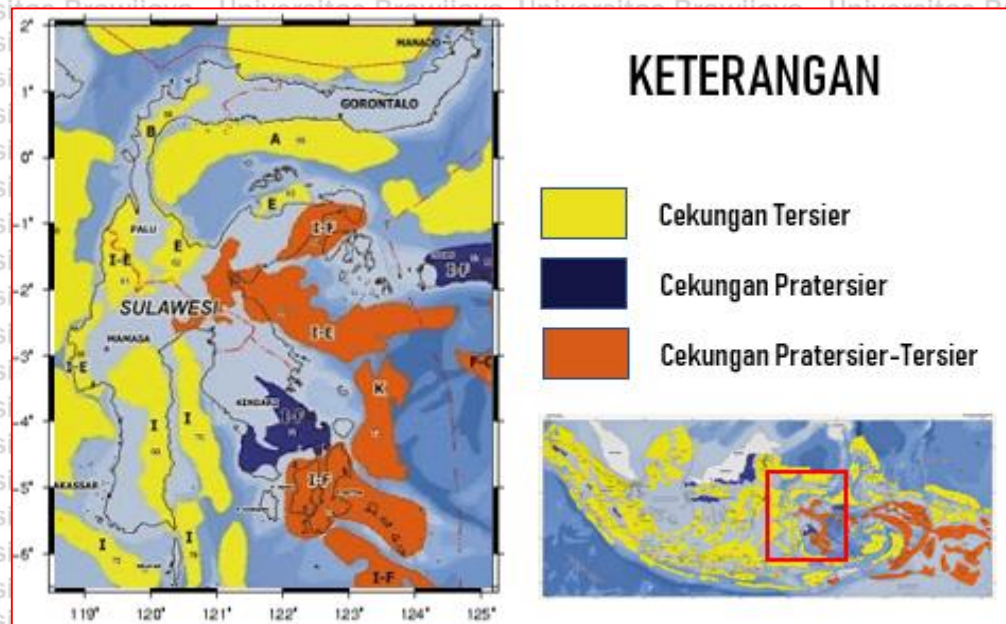
Lengan timur Pulau Sulawesi didominasi oleh anomali kecepatan rendah terutama di bagian tenggara lengan ini. Anomali kecepatan rendah pada lengan timur pulau Sulawesi mengindikasikan bahwa daerah tersebut diselubungi oleh lapisan sedimen dan kaya akan mineral, sumber minyak dan gas alam. Kondisi ini didukung oleh hasil dari Jablonski et al (2007) dimana hasil penelitian tersebut menunjukkan bahwa

lengan timur Pulau Sulawesi terdapat beberapa manifestasi minyak dan gas alam seperti terlihat pada gambar 5.16.



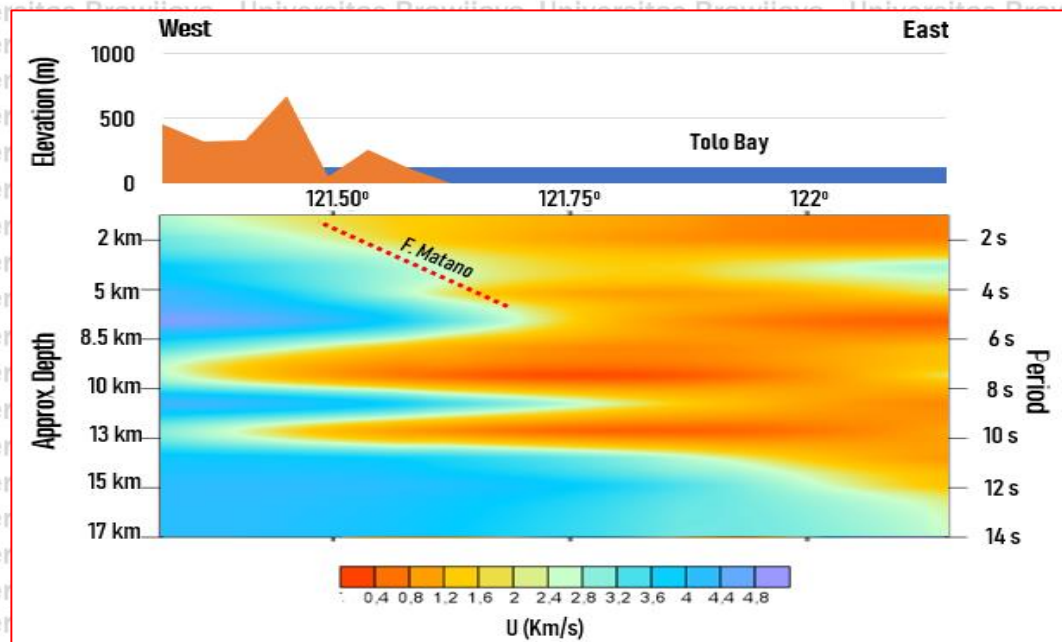
Gambar 5.16 Peta distribusi sumber daya minyak dan gas alam di wilayah Pulau Sulawesi (Jablonski, 2007)

Menurut Van Leeuwen (1994) menerangkan wilayah Sulawesi Timur tidak terdapat sisa-sisa vulkanisme, tapi lebih kaya akan mineral. Sumber-sumber minyak dan gas bumi dari zaman Tersier hingga Pratersier yang tersebar terutama di wilayah Teluk Tomini, Teluk Tolo, Teluk Bone, serta di Selat Makassar berbeda dengan busur Sulawesi Barat yang lebih vulkanis, dengan banyak gunung berapi aktif di Sulawesi Utara dan vulkanik mati di Sulawesi Selatan. Peta sebaran Cekungan Sedimen di Pulau Sulawesi (gambar 5.17) juga menunjukkan bahwa wilayah lengan timur Pulau Sulawesi didominasi oleh cekungan sedimen yang berumur Pratesier-Tersier.



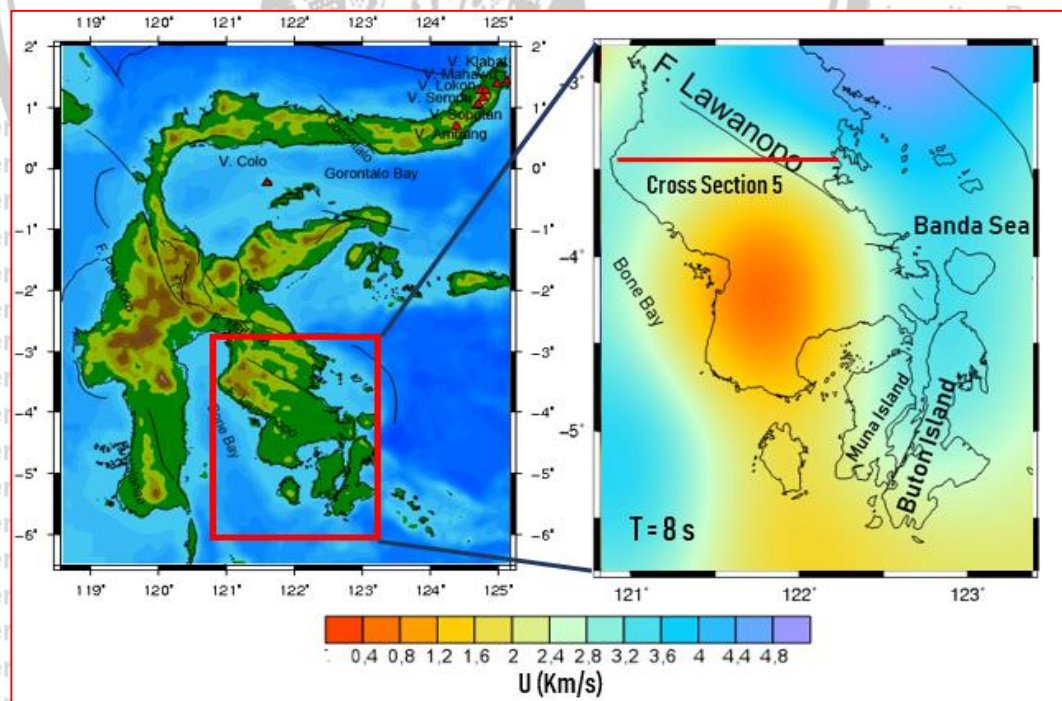
Gambar 5.17 Peta sebaran Cekungan Sedimen di Pulau Sulawesi (Badan Geologi, 2010)

Berdasarkan tomogram pada beberapa periode dapat diketahui bahwa bagian teluk tolo dan perairan morowali memiliki kecepatan seismik yang sangat rendah yang menunjukkan bahwa daerah tersebut memiliki sedimen yang cukup tebal. *Cross section* kecepatan grup Rayleigh (U) sepanjang lintasan 4 di wilayah lengan timur Pulau Sulawesi ditunjukkan oleh gambar *cross section* 5.18. Dari hasil *cross section* tersebut anomali negatif terlihat berada pada wilayah Teluk Tolo yang diperkirakan berasosiasi dengan cekungan sedimen pratersier-tersier yang cukup dalam hingga mencapai 15 km. Hasil tersebut di dukung oleh penelitian (Ilahude dan Rahmat, 2017) di wilayah perairan Morowali dimana bagian utara dan selatan daerah penelitian didominasi oleh batuan sedimen yang cukup tebal dan tatanan dari batuan dasar di daerah Teluk Tolo dan sekitarnya diduga merupakan bagian dari Cekungan Banggai bagian barat. Sesar Matano juga dapat terlihat dari hasil *cross section* tersebut yang berada di wilayah bagian timur.



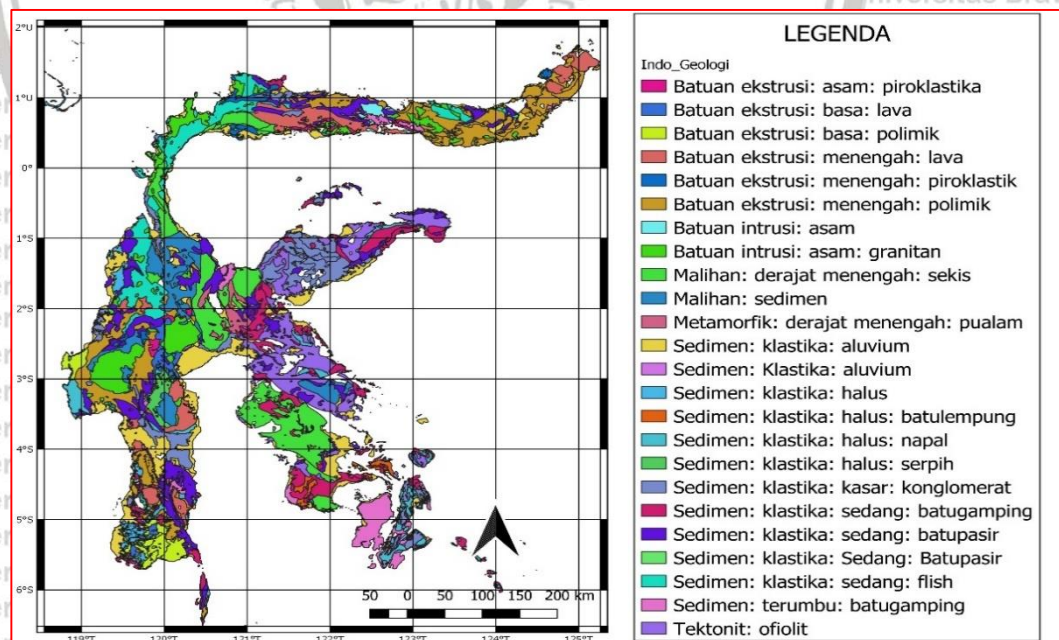
Gambar 5.18 Cross section kecepatan grup Rayleigh (U) sepanjang lintasan 4 di wilayah lengan timur Pulau Sulawesi

5.2.5 Lengan Tenggara Pulau Sulawesi



Gambar 5.19 Struktur kecepatan grup gelombang Rayleigh (U) lengan tenggara Pulau Sulawesi pada periode 8 s

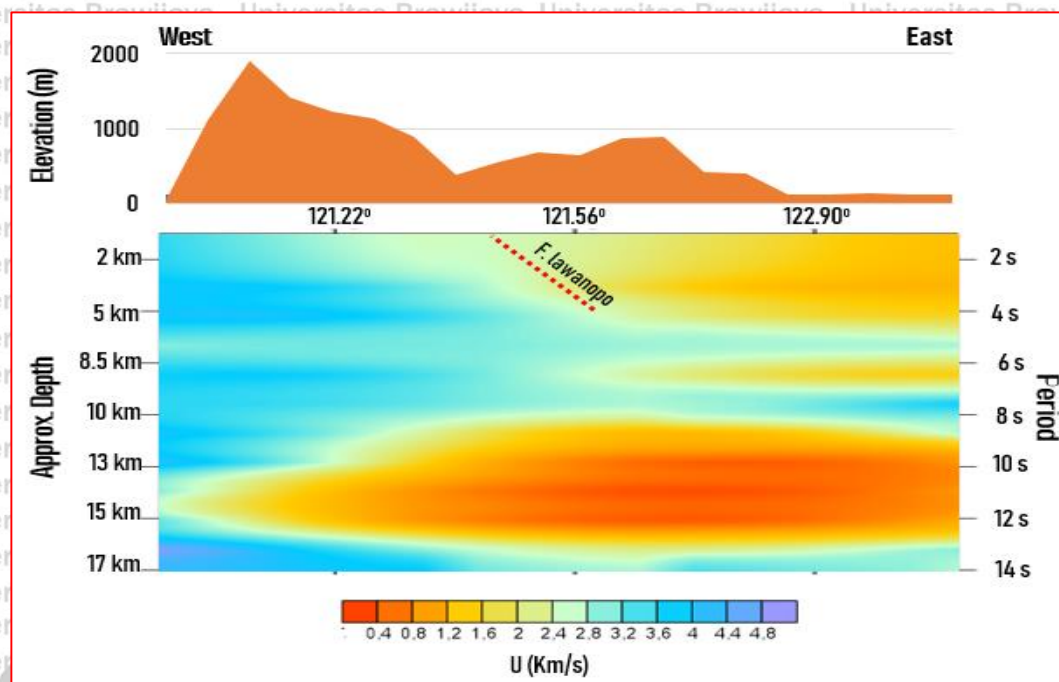
Secara umum geologi wilayah lengan tenggara pulau Sulawesi termasuk dalam golongan mandala timur yang tersusun atas batuan Ophiolit dan *Quaternary Sediment*. Fitur geologi yang mencolok dari lengan ini adalah adanya sesar Lawanopo yang berarah tenggara-barat laut yang seakan-akan membagi lengan tenggara Pulau Sulawesi menjadi dua bagian. Berdasarkan hasil citra tomografi, pada periode 8 s (gambar 5.19) sesar Lawanopo terlihat berada pada batas antara zona anomali kecepatan grup gelombang Rayleigh rendah di arah barat daya dan zona anomali kecepatan grup gelombang Rayleigh tinggi yang berada di arah timur laut lengan ini. Peta geologi pada gambar 5.20 menunjukkan wilayah lengan tenggara Pulau Sulawesi terdiri dari batuan sedimen klastika halus serpih dan sedimen klastika sedang batu gamping berasosiasi dengan zona anomali rendah pada bagian selatan lengan tenggara Pulau Sulawesi pada tomogram periode 8 s.



Gambar 5.20 Peta geologi Pulau Sulawesi (Purbohadiwijoyo, 1998; Gafoer dan Ratman, 1999)

Secara teori adanya arus konveksi di dalam lapisan astenosfer bumi mengakibatkan adanya gaya yang di lepaskan oleh arus ini terhadap lempeng-lempeng yang berada diatasnya. Oleh karena itu adaya gaya-gaya inilah yang mengakibatkan bentuk dan struktur bumi selalu mengalami perubahan dari bentuk primitif bumi. Ketika ada gaya yang menyebabkan terjadinya patahan atau sesar normal, maka secara otomatis ada zona hancuran atau zona lemah yang berasosiasi dengan anomali rendah yang berada di sampingnya. Kondisi ini dapat menjadi alasan mengapa sesar Lawanopo di wilayah lengan tenggara Pulau Sulawesi terlihat berada di batas antara zona anomali kecepatan rendah dan anomali kecepatan tinggi pada tomogram periode 8 s.

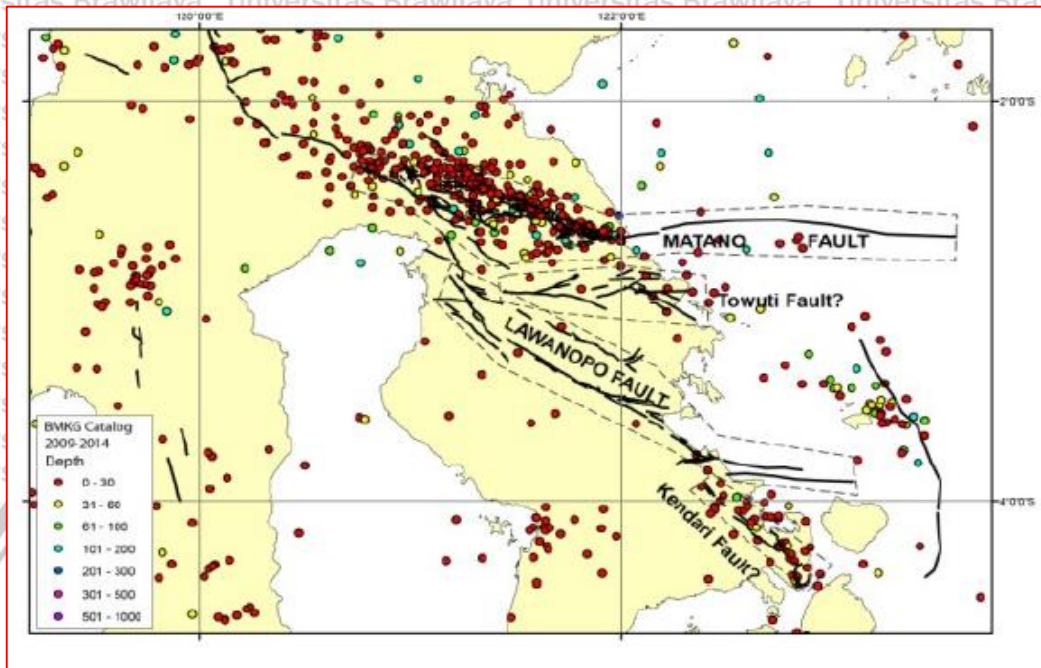
Pada tomogram periode 8 s bagian selatan lengan tenggara Sulawesi berada pada zona anomali kecepatan rendah sedangkan zona anomali kecepatan tinggi berada di bagian utara lengan ini. Zona dengan anomali kecatan rendah diduga merupakan wilayah yang berasosiasi dengan lapisan sedimen di wilayah ini. Hasil tersebut bersesuaian dengan kondisi geologi lengan tenggara dimana menurut Van bemmelen (1945) lengan tenggara sulawesi terbagi menjadi tiga bagian yaitu ujung utara, bagian tengah,dan ujung selatan. Ujung utara dibentuk oleh batuan ofiolit, Bagian tengah yang merupakan bagian paling lebar (sampai 162,5 km), didominasi oleh batuan malihan dan batuan sedimen mesozoikum. Ujung selatan lengan tenggara merupakan bagian yang relatif lebih landai dimana batuan penyusunnya didominasi oleh batuan sedimen tersier.



Gambar 5.21 Cross section kecepatan grup Rayleigh (U) sepanjang lintasan 5 di wilayah lengan tenggara Pulau Sulawesi

Cross section lintasan 5 pada lengan tenggara Pulau Sulawesi diperlihatkan oleh gambar 5.21. Sesar Lawanopo dapat teridentifikasi pada gambar tersebut dimana keberadaan sesar diperkirakan berada diantara batas zona anomali kecepatan rendah dan tinggi. Menurut Natawidjaja dan Daryono (2015), sesar Lawanopo merupakan jenis sesar yang tergolong masih muda karena penampakan morfo-tektoniknya dapat terlihat dengan jelas. Dalam penelitian tersebut juga dijelaskan bahwa sesar Lawanopo termasuk ke dalam sesar yang tidak aktif karena setelah data katalog gempa bumi diplot (gambar 5.22), ternyata gempa bumi sangat jarang terjadi di sekitar wilayah sesar tersebut. Hal inilah yang menjadikan para geologis dan seismologis berkesimpulan bahwa sesar Lawanopo merupakan sesar

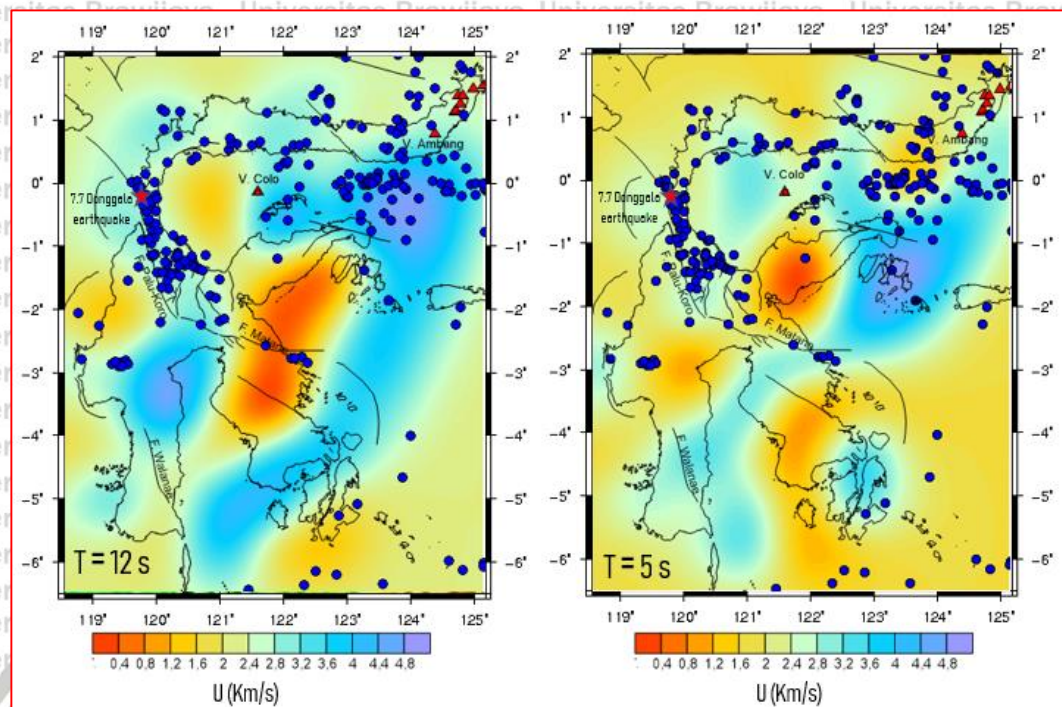
yang tidak aktif namun tetap perlu diwaspadai karena tidak menutup kemungkinan sesar ini akan aktif kembali di masa yang akan datang.



Gambar 5.22 Relokasi gempa yang terjadi antara tahun 2009-2014 dengan magnitudo kurang dari 5.5 SR (Natawidjaja dan Daryono, 2015)

5.2.6 Potensi Bencana Pulau Sulawesi

Letak Pulau Sulawesi dalam tatanan tektonik global berada pada daerah pertemuan tiga lempeng bumi yang saling berinteraksi satu sama lain dan merupakan zona gesekan/suture antara lempeng makro Indonesia barat dengan lempeng mikro Indonesia timur. Kondisi inilah yang menyebabkan Sulawesi sangat potensial terhadap bencana alam geologi terutama gempa dan tsunami. Gambar 5.23 memperlihatkan tomogram kecepatan gelombang Rayleigh (U) pada periode 5 s dan 12 s yang berasosiasi dengan gempa di atas 3 SR yang terjadi antara tahun 2016-2018.

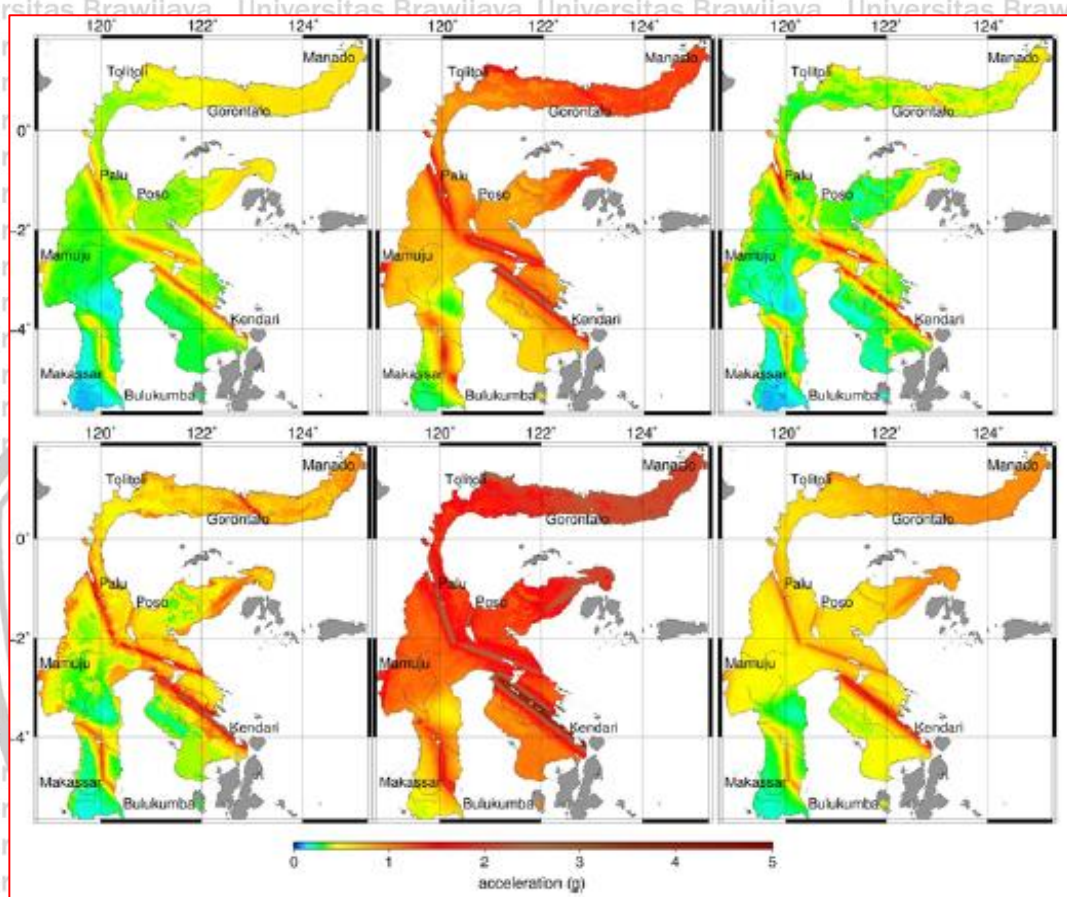


Gambar 5.23 Overlay tomogram 5 s dan 12 s terhadap gempa 2016-2018 dengan magnitudo di atas 3 SR

Dari gambar 5.23 dapat teridentifikasi bahwa kebanyakan gempa terjadi di batas zona anomali kecepatan seismik rendah dan tinggi yang berasosiasi dengan sesar-sesar yang aktif di Pulau Sulawesi terutama sesar Palu-Koro dan Sesar Matano. Gempabumi juga terlihat berada di wilayah lengan utara Pulau Sulawesi dan Cekungan Gorontalo yang mana gempa-gempa tersebut diperkirakan berhubungan dengan sesar aktifitas sesar balantak di lengan timur Pulau Sulawesi, *North Sulawesi Trench* di Utara Pulau Sulawesi, dan *East Sangihe Trench* di bagian timur lengan utara Pulau Sulawesi.

Gambar 5.24 menunjukkan distribusi nilai *Peak Ground Acceleration* (PGA) dan *Respon Spectra Acceration* (RSA) di wilayah Pulau Sulawesi pada beberapa periode dan rentang tahun. Nilai PGA merupakan nilai percepatan batuan dasar

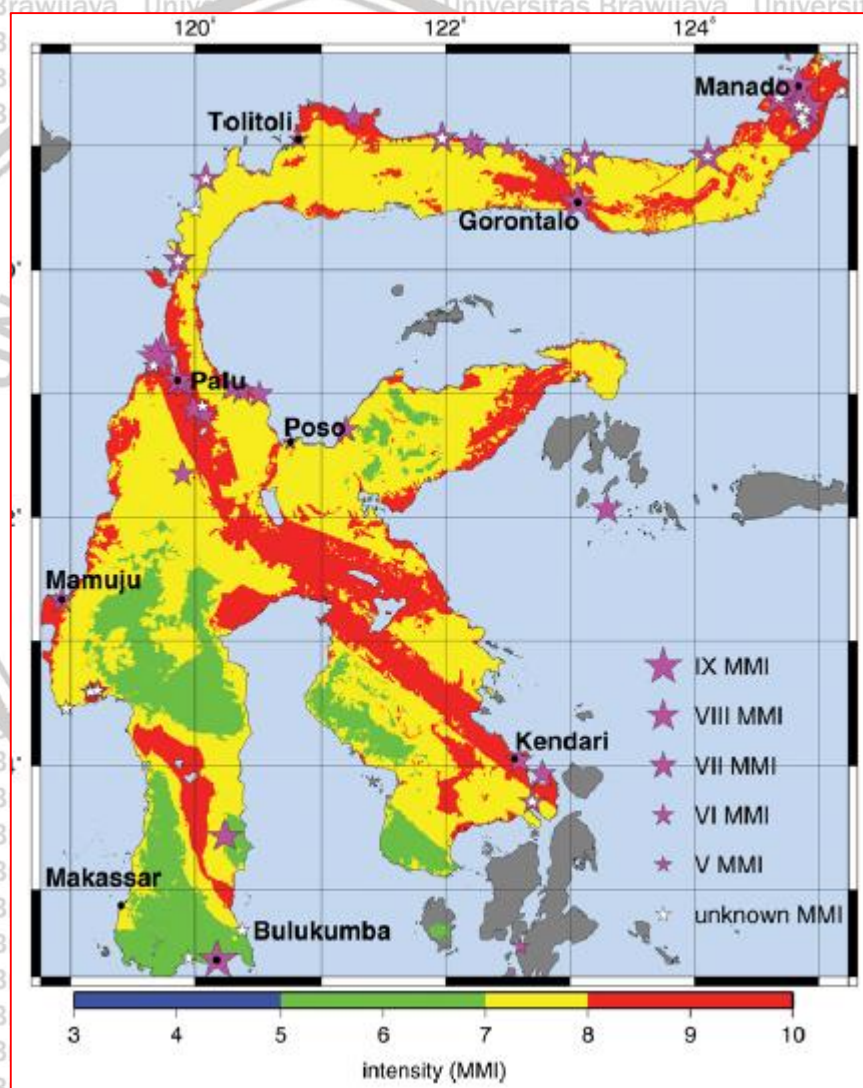
yang timbul akibat adanya gempa. Semakin besar nilai percepatan tanah, semakin besar nilai maksimum RSA, semakin besar kekuatan gempa, dan semakin parah kerusakan yang ditimbulkannya.



Gambar 5. 24 Nilai Peak Ground Acceleration (PGA) dan Respon Spectra Acceleration (RSA) pada beberapa periode dan rentang tahun (Cipta et al, 2016)

Kaharuddin et al (2011) mengasumsikan bahwa lokasi-lokasi yang berpotensi menimbulkan gempa di wilayah Sulawesi adalah pada daerah perpotongan atau persinggungan patahan atau subduksi lempeng seperti yang terdapat pada jalur patahan Walanae, Palu-Koro, Paternoster, Gorontalo dan lainnya. Daerah yang berpotensi terjadinya tsunami adalah pusat gempa di laut yang mempunyai tebing laut curam terhadap pantai/daratan, seperti Majene, Mamuju, Palu-Tolitoli,

Banggai-Sula, Kendari-Buton dan Siwa-Palopo. Hal senada juga dikemukakan oleh Cipta et al (2016) dalam penelitiannya seperti terlihat pada gambar 5.25 dimana intensitas gempa besar terjadi di sekitar sesar-sesar yang berada di wilayah Pulau Sulawesi dimana Pulau Sulawesi di bagi menjadi empat zona kerawanan bencana yaitu *high hazard zone* (MMI \geq VIII), *medium hazard zone* (MMI VII–VIII), *low hazard zone* (MMI V–VII), dan *very low hazard zone* (MMI , V).



Gambar 5. 25 Peta intensitas gempa di Sulawesi dan lokasi gempa merusak yang pernah terjadi (Cipta et al, 2016)

BAB VI PENUTUP

V.1 Kesimpulan

Adapun beberapa kesimpulan yang dihasilkan dari penelitian ini antara lain

yaitu:

1. Hasil tomografi yang diperoleh dari penelitian ini menunjukkan bahwa nilai kecepatan grup gelombang Rayleigh (U) di wilayah Pulau Sulawesi bervariasi dari 0.4 km/s hingga 4.8 km/s dan secara umum akan semakin tinggi seiring dengan bertambahnya periode atau dengan kata lain nilai kecepatan gelombang seismik yang diperoleh meningkat seiring dengan bertambahnya kedalaman. Dari tomogram yang diperoleh teridentifikasi beberapa struktur geologi seperti cekungan, patahan, dan zona gunung api.
2. Representasi metode Ambient Noise Tomography pada data rekaman seismik jaringan INA-TEWS BMKG di wilayah Pulau Sulawesi menghasilkan citra tomografi kecepatan grup gelombang Rayleigh (U) 3D untuk daerah Lengan Utara Pulau Sulawesi, Bagian Tengah Pulau Sulawesi, Lengan Selatan Pulau Sulawesi, Lengan Timur Pulau Sulawesi dan Lengan Tenggara Pulau Sulawesi yang secara umum berkorelasi dengan kondisi geologi daerah tersebut. Sesar-sesar yang berada di wilayah Pulau Sulawesi dengan jelas teridentifikasi pada tomogram yang direpresentasikan oleh batas antara kontras zona anomali kecepatan rendah dan zona anomali kecepatan tinggi.

V.2 Saran

Beberapa saran untuk studi selanjutnya yang dapat diberikan guna meningkatkan kualitas hasil tomografi yang diperoleh antara lain yaitu:

1. Menambah jaringan stasiun di sekitar wilayah Lengan Utara Pulau Sulawesi, Bagian Tengah Pulau Sulawesi, Lengan Selatan Pulau Sulawesi, Lengan Timur Pulau Sulawesi dan Lengan Tenggara Pulau Sulawesi agar data *waveform* lebih banyak sehingga jejak gelombang antar pasangan stasiun lebih rapat dan menghasilkan model kecepatan gelombang Rayleigh dengan tingkat resolusi yang lebih tinggi.
2. Memperpanjang waktu perekaman agar dapat meningkatkan *Signal to Noise Ratio* (SNR) sehingga menghasilkan hasil *crosscorrelation* yang lebih baik.
3. Memanfaatkan metode tomografi lainnya sehingga hasilnya dapat diperbandingkan dan memperkuat interpretasi.

DAFTAR PUSTAKA

- Afnimar. 2009. *Seismologi*. Penerbit ITB, Bandung.
- Amaliyah, A. Resky Nur. 2017. *Studi Tingkat Resiko Bahaya Seismik Berdasarkan Analisis Pengukuran Mikrotremor Di Kecamatan Alla Kabupaten Enrekang*. Skripsi, Universitas Islam Negeri Alauddin Makassar
- Anshori, Muhajir. 2013. *Pencitraan Tomografi Ambient Noise Untuk Menentukan Model Kecepatan Gelombang Rayleigh Di Pulau Jawa*. Skripsi, Universitas Brawijaya.
- Anshori, M., Maryanto, S., Rahman, T.D., Panshori, A. 2018. *Ambient Noise Tomography for Determining the Velocity Model of Rayleigh Wave in Java Island, Indonesia*. SSRG International Journal of Applied Physics (SSRG-IJAP) – Vol.5 Issue 1 ISSN: 2350 – 0301
- Ardhuin, E. Stutzmann, M. Schimmel, and A. Mangeny. 2011. *Ocean Wave Sources of Seismic Noise*. Journal of Geophysics Research, volume 115.
- Awaliah, W. 2018. *Identification of 3-D Shear Wave Velocity Structure Beneath Sulawesi Island Using Ambient Noise Tomography Method*. Master's Program Thesis, Institut Teknologi Bandung.
- Barmin, M.P., Ritzwoller M.H., dan Levshin, A.L., 2001. *A Fast and Reliable Method for Surface Wave Tomography*. Pure Applied Geophysics., 158, 1351 – 1375.
- Bensen, G.D., Ritzwoller M.H., Barmin M.P., Levshin A.L., Lin F., Moschetti M.P., Shapiro N.M. dan Yang Y. 2007. *Processing Seismic Ambient Noise Data to Obtain Reliable Broad band surface wave dispersion measurements*. Geophysics Jornal International.
- Bonnefoy-Claudet, F. Cotton, and P.-Y. Bard. 2006. *The nature of noise wavefield and its applications for site effects studies. A literature reviews*. Earth Science Review, volume 79. p.205–227.
- Cipta, A. Robiana, R., Griffin, J. D. Horspool, N. Hidayati, S. & Cummins, P. A *probabilistic seismic hazard assessment for Sulawesi, Indonesia*. Australian National University. DOI: 10.1144/SP441.6
- Cho, K.H., Hermann, R.B., Ammon, C.J. dan Lee, K., 2006. *Imaging the crust of Korean Peninsula by surface wave tomography*, Bull. Seism. Soc. Am., in press.

Dziewonski A., Bloch S., dan Landisman M. 1969. *A Technique For The Analysis Of Transient Seismic Signals*. Bulletin of the Seismological Society of America, 59, No. 1, 427-444.

Elnashai, S., & Sarno, L. Di. 2008. *Fundamental of Earthquake Engineering*.

Hongkong: A John Wiley & Sons, Ltd, Publication.

Gafoer S, Ratman N. 1999. *Peta Geologi Indonesia*. Pusat Penelitian dan Pengembangan Geologi, Bandung

Hall, R. & Wilson, M. E. J., 2000, *Neogene sutures in eastern Indonesia*. Journal of Asian Earth Sciences, 18, 781–808.

Hasselmann, K. 1963, *A statistical analysis of the generation of micro-seisms*. Review of Geophysics, volume 1, issue 2, p.177–210.

Herrman, R.B. 2013. *Computer Programs in Seismology: an Evolving Tool for Instruction and Research*. Seismological Research Letters, 84, 1081-1088

Ibrahim, G., & Subardjo. 2004. *Pengetahuan Seismologi*. Badan Meteorologi dan Geofisika. Jakarta.

Ilahude, D & Rachmat, B. 2017. *Magnetic Anomaly Relationship with Litology on the Geology And Geophysicalmapping in the Water of Morowali, Central Sulawesi*. Journal of Marine Geology. Vol. 15, No. 1,

Jablonski, D., Priyono, P., Westlake, S., dan Larsen, O. A. 2007. *Geology and Exploration Potential og Gorontalo Basin, Central Indonesia–Eastern Exstention of the North Makassar Basin*. Proceedings Indonesian Petroleum Association, 31st Annual Convention, 197-224.

Kaharuddin, M.S., Hutagalung, R. dan Nurhamdan, 2011. *Perkembangan Tektonik dan Implikasinya Terhadap Potensi Gempa dan Tsunami di Kawasan Pulau Sulawesi*, Proceeding JCM Makassar 2011, 1-10, Makassar: The 36th HAGI and 40th IAGI Annual Convention and Exhibition, 26-29 September 2011.

Kedar, S, Longuet-Higgins, F. W. N. Graham, R. Clayton, and C. Jones. 2008. *The origin of deep ocean microseisms in the north Atlantic oceans*. Proceedings of the Royal Society of London, series A, p.1–35.

Lay, T., & Wallace, T. C. 1995. *Modern Global Seismology*. USA: Academic Press.

Lee, Sang-Jun., Rhie, Junkee., Kim, Seongryong., Kang, Tae-Seob., Kim, Gi Bom. 2015. *Ambient seismic noise tomography of the southern East Sea (Japan Sea) and the Korea Strait*. Geosciences Journal, Volume 19, Issue 4, pp 709–720

Legendre, C'edric P., Tseng, Tai-Lin., Chen, Ying-Nien., Huang, Tzu-Ying., Gung, Yuan-Cheng., Karakhanyan, Arkadiy., Huang, Bor-Shouh. 2017. *Complex Deformation in the Caucasus Region Revealed by Ambient Noise Seismic Tomography*. Tectonophysics, doi: 10.1016/j.tecto.2017.05.024

Li, Hongyi., Li, S., Song, X. D., Gong, M., Li, X., & Jia, J.. 2011. *Crustal and uppermost mantle velocity structure beneath northwestern China from seismic ambient noise tomography*. Geophysical Journal International doi: 10.1111/j.1365-246X.2011.05205.x

Lin F., Ritzwoller M.H. dan Shapiro N.M. 2007. *Is Ambient Noise Tomography Across Ocean Basins Possible?.* Geophysics Research Letters, Vol 33

Liu, Zhikun. Huang, Jinli . Yao, Huajian . 2016. *Anisotropic Rayleigh wave tomography of Northeast China using ambient seismic noise*. Journal Physics of the Earth and Planetary Interiors 256 (2016) 37–48

Longuet-Higgins, M.S. 1950. *A theory of the origin of microseisms*. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*. Series A, volume 243, p.1–35.

Lowrie, W. 2007. *Fundamental of Geophysics*. New York: Cambridge University.

Lü, Z., Lei, J., 2018. *Shear-wave velocity structure beneath the central Tien Shan from seismic ambient noise tomography*, Journal of Asian Earth Sciences, doi: doi.org/10.1016/j.jseaes.2018.05.024

Martha AA, Widiyantoro S, Cummins PR, Saygin E, Masturyono. 2015. *Upper Crustal Structure Beneath East Java from Ambient Noise Tomography: A Preliminary Result*. AIP Conf Proc 1658:030009

Martha AA, Widiyantoro S, Cummins PR, Saygin E, Masturyono. 2016. *Investigation of upper crustal structure beneath Eastern Java*. AIP Conf Proc 1730:020011

Moschetti, M. P., M. H. Ritzwoller, F. C. Lin, and Y. Yang. 2010. *Crustal Shear Wave Velocity Structure Of The Western United States Inferred From Ambient Seismic Noise And Earthquake Data*. Journal of Geophysics. Res., 115, B10306, doi:10.1029/2010jb007448.

Natawidjaya, D. H. dan Triyoso, W., 2007. *The Sumatran Fault Zone – from Source to Hazard*, Journal of Earthquake and Tsunami, Vol.1, No. 1, 21-47.

Natawidjaja, D H dan Daryono, M R. 2015. *The Lawanopo Fault, central Sulawesi, East Indonesia*. AIP Conference Proceedings 1658, 030001 (2015); doi: 10.1063/1.4915009

Nicolson H., Curtis A., Baptie B. dan Galetti E. 2011. *Seismic Interferometry and Ambient Noise Tomography in the British Isles*. Proceedings of the Geologists' Association.

Nugraha, A.D. 2010. *Bahan Kuliah Geotomografi*, ITB. Bandung

Rawlinson, Nick. 2005 *FMST: fast marching surface tomography package*. Research School of Earth Sciences, Australian National University, Canberra.

Parkinson, C. D. 1991. *The petrology, structure and geological history of the metamorphic rocks of central Sulawesi, Indonesia*, PhD Thesis, University of London.

Pawirodikromo, Widodo. 2012. *Seismologi Teknik dan Rekayasa Kegempaan*. Pustaka Pelajar, Yogyakarta.

Peterson. 1993. *Observation and Modeling of Seismic Background Noise*. U.S. Geological Survey Technical Report 93-322, p.1-95

Purbo-Hadiwidjoyo MM, Samudro H, Amin TC. 1998. *Peta Geologi Lembar Sulawesi*. Pusat Penelitian dan Pengembangan Geologi, Bandung

Purnamasari, Yeni. 2016. *Studi Mitigasi Bencana Gempabumi Dengan Pemetaan Mikrozonasi Daerah Makassar Sulawesi Selatan Menggunakan Data Mikrotremor Berdasarkan Analissi HVSr (Horizontal to Vertical Spectral Ratio)*. Skripsi. Lampung: Jurusan Teknik Geofisika Universitas Lampung

Sadeghisorkhani, Hamzeh. 2017. *Analyses and Application of Ambient Seismic Noise in Sweden Source, Interferometry, Tomography*. Digital Comprehensive Summaries of Uppsala University Dissertations from the Faculty of Science and Technology.

Salsabella, Yashinta, Madlazim, & Rahmawati, E. 2014. *Penentuan Model Kecepatan 1D Gelombang P, Koreksi Stasiun dan Relokasi Hiposenter Gempa Bumi di Jawa Barat dengan Metode Coupled Velocity-Hypocenter*. (Volume 03). Jurnal Fisika.

Saygin E & Kennet B. 2008. *Ambient Seismic Noise Tomography of Australian Continent*. Research School of Earth Science, The Australian National University.

Saygin, E., dan Kennet, B.L.N. 2010. *Ambient Seismic Noise Tomography Of Australian Continent*. Tectonophysics, 481. 116-125.

Saygin E & Kennett BLN. 2012 *Crustal structure of Australia from ambient seismic noise tomography*, J Geophys Res 117(B1)

Schuster, Arthur. 1904. *An Introduction to the Theory of Optics*. London: Edward Arnold.

Shapiro NM, Campillo M. 2004. *Emergence of Broadband Rayleigh Waves from Correlations of the Ambient Seismic Noise*. Geophys Res Lett 31(7):1615–1619

Shearer, P.M. 2009. *Introduction to Seismology*. Cambridge University Press

Sholihan, J. N., & Santosa, B. J. 2013. *Analisis Dispersi Gelombang Rayleigh Struktur Geologi Bawah Permukaan Studi Kasus Daerah Pasir Putih Dalangan Gresik*. Jurnal ITS Undergraduate.

Simamora. B M M, Fajerianti I, Utamingtyas. B, Apriliaji. T M, Fatimah. A, Nafi. K., 2017. *Identification of Fault Poso Earthquake Causes 2017 Mw 6.6 with Gradient Vertical Gravity Satellite Imagery*. IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science **98** (2017) 012009 doi :10.1088/1755-1315/98/1/012009

Sompotan, Amstrong F. *Struktur Geologi Sulawesi*. Bandung: Perpustakaan Sains Kebumihan ITB, 2012.

Stankiewcs J, Ryberg T, Haberland C, Fauzi, Natawidjaja D. 2010. *Lake Toba Volcano Magma Chamber Imaged by Ambient Seismic Noise Tomography*. Geophys Res Let 37:L17306. doi:10.1029/2010GL044211

Stehly L. et all. 2011. *Short Period Surface Wave Dispersion from Ambient Noise Tomography in Western China*. University of Colorado at Boulder.

Subagio dan Widijono, S. 2012. *Interpretasi Pola Anomali Gaya Berat Regional Kaitannya Terhadap Potensi Sumber Daya Geologi di Lengan Selatan Sulawesi*. JSDG Vol.22.

Sukanto R., and Simandjuntak T.O., 1981. *Tectonic Relationship Between Geologic Aspect of Western Sulawesi, Eastern Sulawesi dan Banggai – Sula In the Light Of Sedimentological Aspects*, GRDC Bandung. Indonesia.

Surono. 1995. *Sedimentology of the Tolitoli Conglomerate Member of the Langkowala Formation, Southeast Sulawesi, Indonesia*. Journal of Geology and Mineral Resources, GRDC Bandung, Indonesia 5, 1–7.

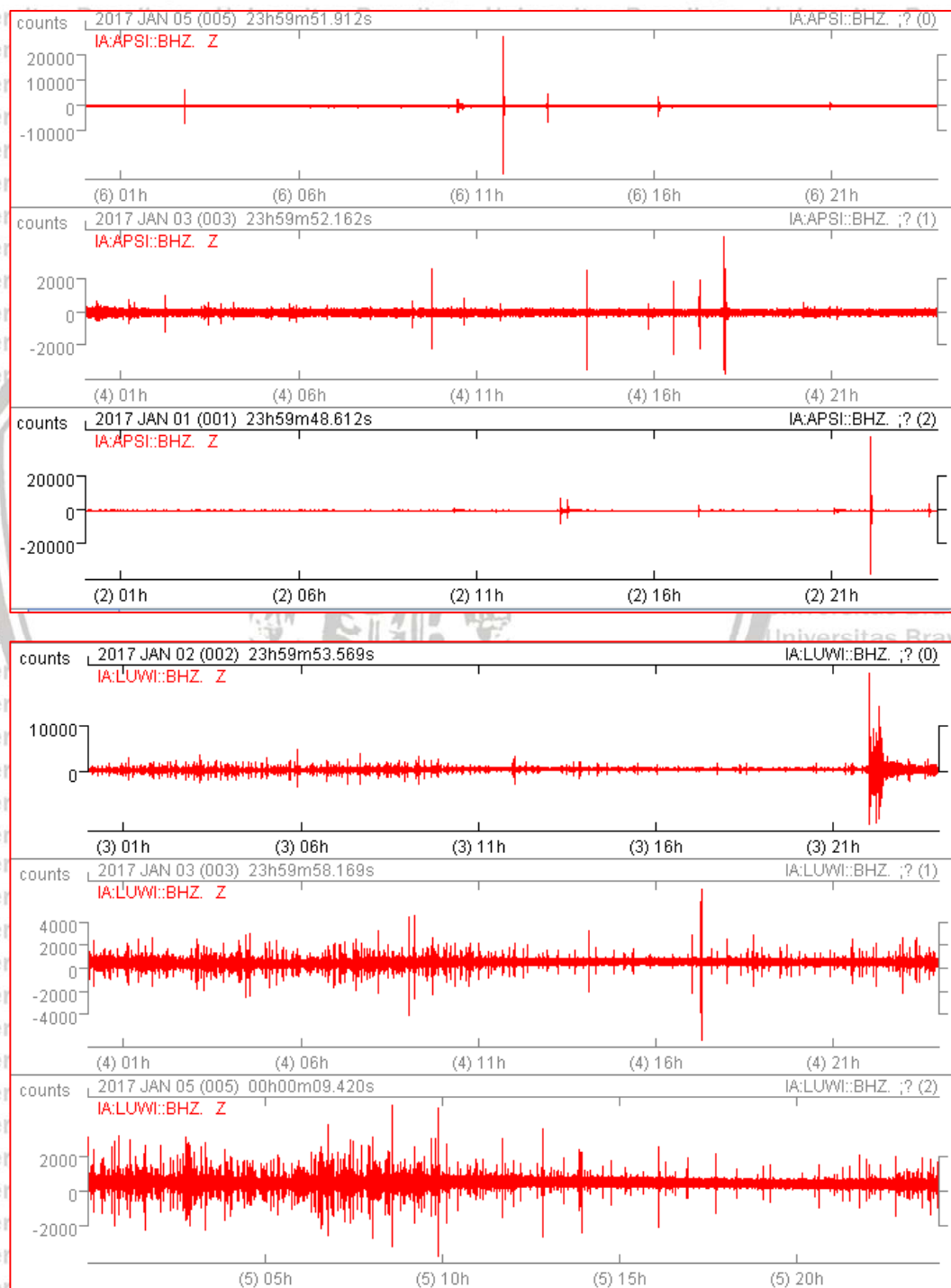
Susilawati. 2008. *Penerapan Penjalaran Gelombang Seismik Gempa Pada Penelaahan Struktur Bagian Dalam Bumi*. Medan: Universitas Sumatera Utara.

- Telford, W., Geldart, L. & Sheriff, R., 1990. *Applied Geophysics, Second Edition*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Van Bemmelen, R. W. V. 1995. *The Geology of Indonesia*. Government Printing Office. The Hague.
- Van Leeuwen, T.M. 1994. *25 Years of Mineral Exploration and Discovery in Indonesi*. Journal of Geochemical Exploration.
- Villeneuve, M., Gunawan, W., Cornee, J. J., Vidalet, O. 2002. *Geology of the central Sulawesi belt (eastern Indonesia)*. Int. J. Earth Sci., 91, 524–537.
- Wapenaar, K. 2003. *Synthesis of an Inhomogeneous Medium from its Acoustic Transmission Responce*. Geophysics 68 (5), 1756-1759
- Wapenaar, K.S 2004. *Retrieving the Elastodynamic Green's function of an Arbitrary Homogeneous Medium by Crosscorlation*. Physics Review E 69, 046610.
- Widyantoro, S. 2008. *Seismisitas dan Model Zona Subduksi di Indonesia Resolusi Tinggi*. Seminar dan pameran HAKI
- Yang, Y., Ritzwoller, M.H., Levshin, A.L. & Shapiro, N.M. 2007. *Ambient noise Rayleigh wave tomography across Europe*. Geophys. J. Int., 168, 259–274.
- Yao, H. , Xu G., Zhu L., dan Xiao X., 2005. *Mantle Structure from Inter-station Rayleigh Wave Dispersion and Its Tectonic Implication in Western China and Neighboring Regions*. Phys. Earth Planet. Inter., 148(1), 39-54.
- Yao, H., Gouedard, P., McGuire, J., Collins, J. dan van der Hilst, R.D. 2011. *Structure of young East Pacific Rise Lithosphere from Ambient Noise Correlation Analysis of Fundamental- and Higher-mode Scholte-Rayleigh Waves*. Comptes Rendues Geoscience de l'Académie des Sciences., 343, 571–583, doi:10.1016/j.crte.2011.04.004
- Yao, H., van der Hilst, R.D. & de Hoop, M.V., 2006. *Surface-wave tomography in SE Tibet from ambient seismic noise and two-station analysis: I.—Phase velocity maps*. Geophys. J. Int., 166, 732–744.
- Zulfakriza Z, Saygin E, Cummins PR, Widiyantoro S, Nugraha AD, Lühr BG, Bodin T. 2014. *Upper Crustal Structure of Central Java, Indonesia, from Transdimensional Seismic Ambient Noise Tomography*. Geophys J Int 197:630–635

LAMPIRAN

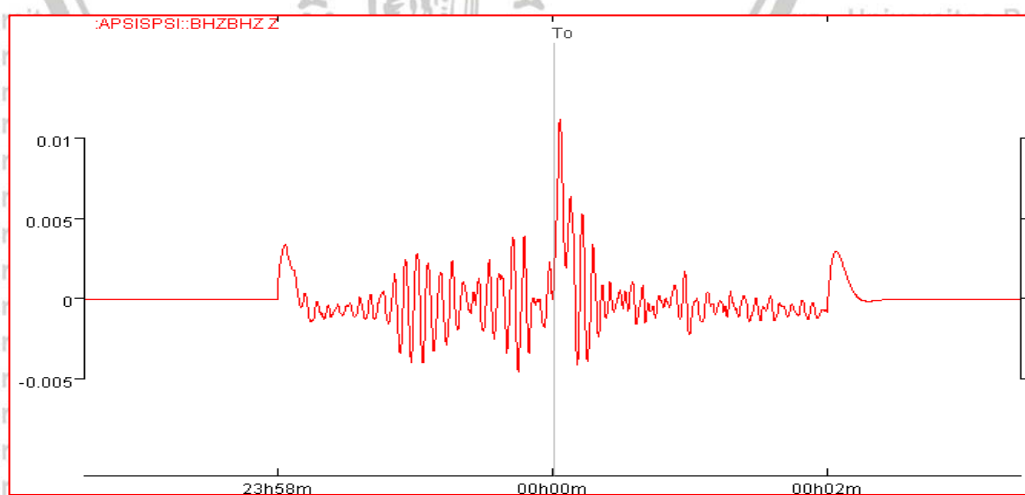
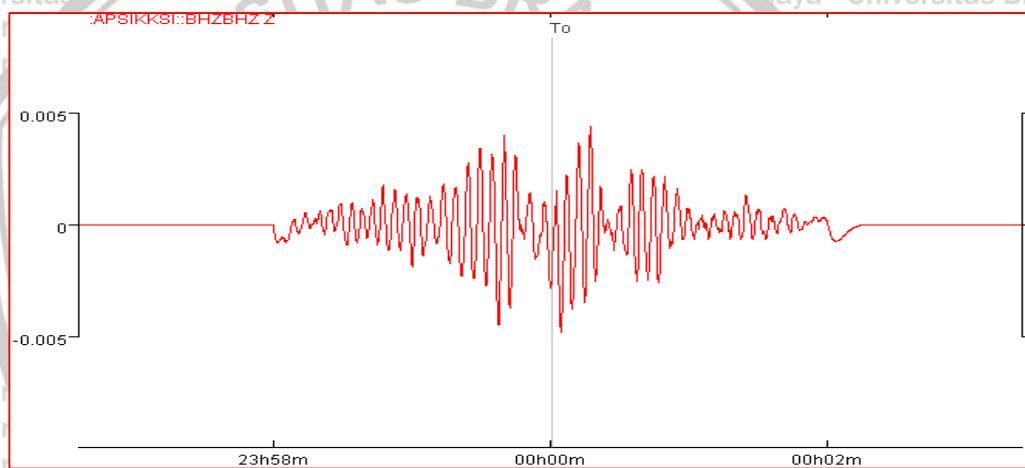
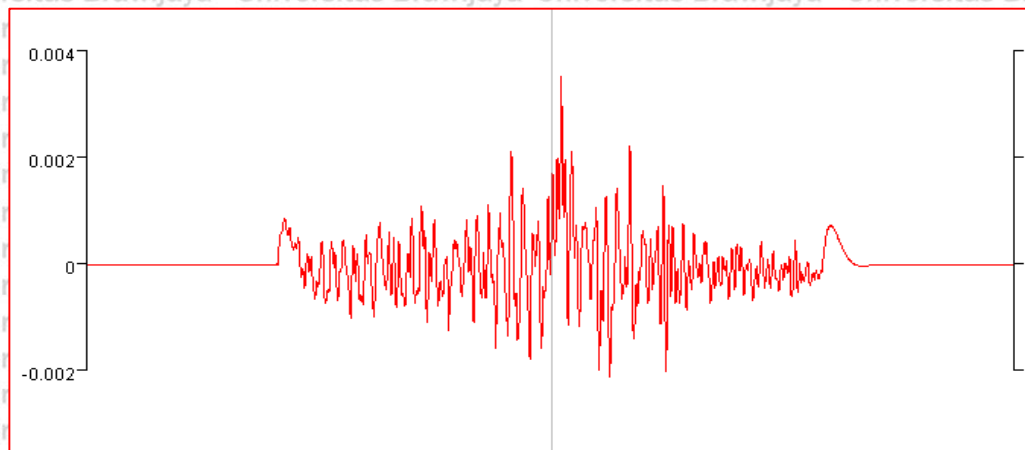
Lampiran 1

Contoh *waveform* beberapa stasiun di Sulawesi pada bulan januari 2017



Lampiran 2

Contoh hasil *crosscorrelation* beberapa pasang stasiun di Sulawesi

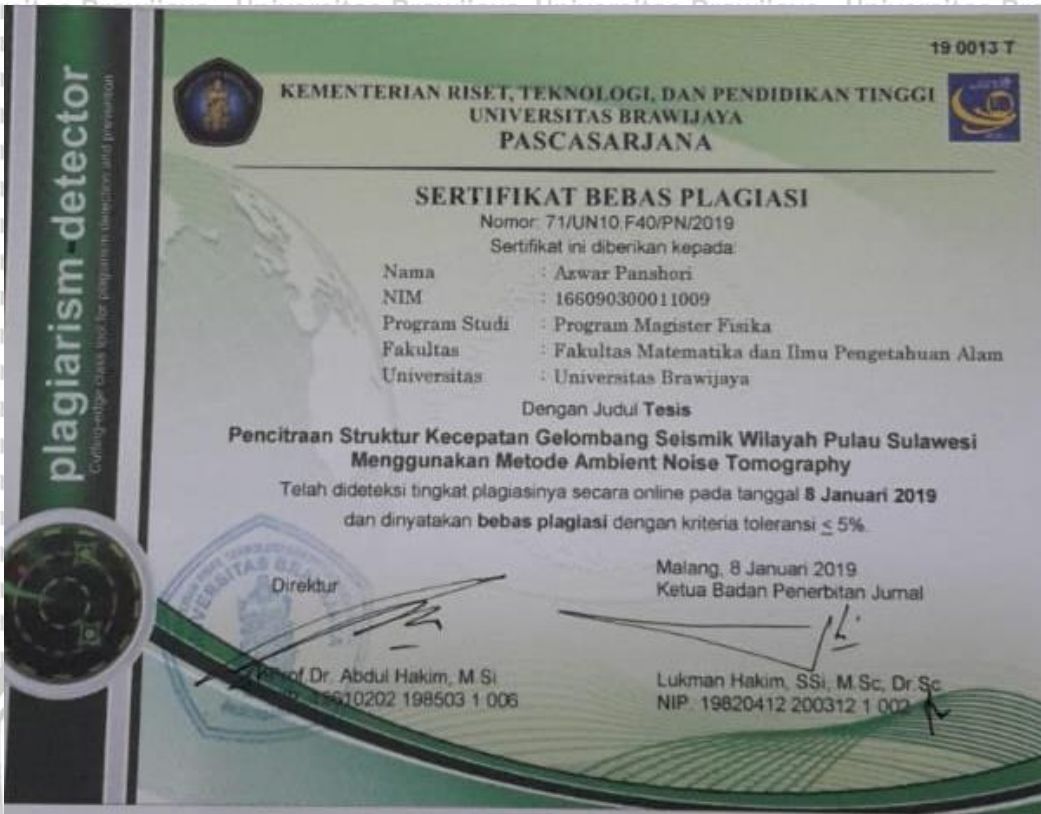


Lampiran 3

Volume data 25 stasiun seismik selama tahun 2017

No	Station	JAN	FEB	MAR	APR	MEI	JUN	JUL	AGST	SEPT	OKT	NOV	DES
1	MMSI												
2	PMSI												
3	MKS												
4	KAPI												
5	SPSI												
6	TTSI												
7	PCI												
8	MPSI												
9	BNSI												
10	BKSI												
11	MSSI												
12	BSSI												
13	TOLI2												
14	SKSI												
15	APSI												
16	KKSI												
17	MRSI												
18	SMSI												
19	BBSI												
20	KDI												
21	LUWI												
22	GTO1												
23	KMSI												
24	MNI												
25	TMSI												





Imaging the Velocity Structure of Rayleigh Wave in Sulawesi Island Using Ambient Noise Tomography

Azwar Panshori¹, Agustya Adi Martha² and Sukir Maryanto^{3*}

¹Magister Program, Department of Physics, University of Brawijaya,
Malang, East Java, Indonesia

²Meteorological, Climatological and Geophysical Agency (BMKG),
Jakarta, Indonesia

³Brawijaya Volcano and Geothermal Reserach Centre (Bravo GRC), University of Brawijaya
Malang, East Java, Indonesia

ABSTRACT

Ambient Noise Tomography (ANT) had been applied to describe the Rayleigh wave group velocity model in the crust part of Sulawesi Island. The research data were vertical component waveform data from July 2016 to December 2017 of 25 INA TEWS BMKG network seismograph in Sulawesi Island. In general, the steps of conducting research are divided into several parts, namely single data preparation, crosscorrelation and stacking, cross-correlogram analysis, measurement of dispersion curves, velocity tomography and the last is the interpretation of research results. The estimated travel time of the Rayleigh wave group for both 5 s and 12 s periods was obtained from the time delay of the cross-correlation result. The tomography process was conducted by using FMST v1.1 where forward and inverse modeling was performed iteratively. The modeling result for the period 5 s showed that the distribution of negative anomalies corresponded to volcanoes and Inter-Volcano plains which were Quarter-old. For the period 12 s, the east arm of Sulawesi Island had a lower velocity anomaly than around other regions on the Sulawesi Island. This indicated that the tectonic activity and geological condition of Sulawesi Island was complex.

Key Words: Tomography, Ambient Noise, Cross-Correlation, Rayleigh Wave, Sulawesi Island.

1. INTRODUCTION

Sulawesi Island is one of the Islands in Indonesia with high seismicity and complex geological phenomena. This can be seen from the geometry of Sulawesi Island which resembles the letter K. This complexity is caused by the location of Sulawesi Island and its surroundings which are at the confluence of three large plates namely the Eurasian Plate which moves towards the South-Southeast, the Pacific Plate which moves west, and the plate The Indo-Australians are moving northward, as well as the microplate, the Philippine Plate [1].

Based on plate tectonic analysis [2], it is believed that Sulawesi Island is an island built by masses from Sundaland (Western Indonesia) and masses from Australia and oceanic masses that were originally located between Sundaland and Australia before both collided. Even now, in South Sulawesi and West Sulawesi there are believed to be pre-Tertiary micro continents from Australia that infiltrate as alleged in the Gorontalo Basin.

Seismic tomography is a method to describe the subsurface condition using seismic data recorded on the earth surface. Tomography is a special technique that can be used to get the contents of an object with a solid object without cutting or slicing it. It is performed by taking measurements outside the object from various directions to make projections, then reconstruct [3]. Most seismic tomography is performed using waveform data from earthquakes occurring in a region and recorded on some seismograph equipment networks. For areas with high seismicity, this method is good enough to provide information about the subsurface structure of the earth. For areas that are aseismic this method is difficult to implement because in its implementation is very dependent on the earthquake as a source and seismograph network that record it.

A new method of tomography was developed by using ambient noise signals as the main ingredient [4]. Seismic noise generating sources do not depend on the presence of earthquakes and can be recorded whenever and wherever. Based on previous

studies [5] [6], this method proved reliable in obtaining superficial information under the surface of the earth. This method has also been developed both experimentally [7][8] and theoretically [9][10]. This research has been conducted in various parts of the world such as California, USA [11], South Korea [12], Tibet [13], Europe [14], New Zealand [15], Australia [16], several locations in Indonesia, including Lake Toba [17], Central Java [18], the Jakarta Basin [19], the western part of East Java [20], and East Java and Bali [21] and several other areas. Ambient noise is an elastic wave that travels through the earth and it is not generated by earthquakes or explosions [22]. Ambient noise is often overlooked because it is not impulsive. These signals are usually discarded or not taken into account in seismic data analysis. However, a new method is able to prove that ambient noise signals can be useful to provide information about subsurface conditions. By using ambient noise tomography, the resolution of tomographic images is no longer dependent on earthquake occurrence but depends only on the distribution of existing seismograph networks.

In seismology, there are two types of signals generated from random wave fields. First, seismic coda results from multiple scattering of seismic waves on a small scale inhomogene [23]. Second is ambient seismic noise that does not depend on earthquakes and can be recorded anytime and anywhere. Ambient seismic noise in short periods ($T < 20$ seconds) or commonly referred to as microseism is considered to be related to the interaction of ocean waves and ocean floor near the coastline. The peak of microseism is in the period of 10-20 seconds (primary) and 5-10 seconds (secondary)[24].

Rayleigh wave tomography that utilizes earthquake waveforms is only able to describe perturbation with periods over 20 seconds while the period below 20 seconds will be attenuated before it could be recorded by a seismograph. The ambient noise tomography is able to describe the velocity of Rayleigh waves with periods under 20 s, so that it could illustrate the shallow structures of the Earth's crust and the upper mantle [25].

2. METHODS

2.1 Data

In this study the study area was on Sulawesi Island as seen in Figure 1, whose station network was limited to coordinates 6.5° - 2° latitude and 117.83° - 125.5° longitude. The research data in this study were the waveform data of vertical component of broadband seismometer from 25 Indonesian network station Tsunami Early Warning System (INA TEWS) BMKG spread in Sulawesi Island from July 2016 to December 2017.



Figure 1: BMKG network stations spread in Sulawesi Island

We followed the steps taken by [26] and [27] in processing of the ambient seismic noise signal data to obtain maps of Rayleigh wave group velocity. In general, the steps of conducting research were divided into several parts, namely single data preparation, cross correlation and stacking, cross correlogram analysis, measurement of dispersion curves, velocity tomography and the last was the interpretation of research results.

2.2 Single Data Preparation

The data needed in processing data in this study is noise data so that all recorded events must be removed. With the hope that the final output of this process is a clean signal from the event, both if analyzed in the time domain or frequency domain. To achieve this, several signal processing such as instrument correction, remove mean, remove trend, band pass filtering, temporal normalization, and spectral whitening were performed.

Remove mean aims to return the signal position at zero-mean by removing the mean while the remove trend aims to suppress the frequency increase coming from outside influences. Then bandpass filtering was applied on each day data segment using multiple connecting period bands. Furthermore, instrument correction was carried out because the seismometers distributed on the island of Sulawesi are of different types, so they have different reactions to ground motion. This aims to get pure ground

motion data. Ground motion can be in the form of ground displacement, ground velocity, and ground acceleration. In this study instrument correction was carried out on all data based on polish and zeros values by applying deconvolution.

Temporal normalization was carried out to reduce the effects of earthquake cross correlation, instrument irregularity, and non-stationary noise sources near the station. Temporal normalization is a mandatory procedure if an area has a high level of seismicity. It was explained several methods of normalizing time domains namely one bit normalization, clipped waveform normalization, Automated event detection and removal normalization, Absolute Running mean normalization and Water level normalization. Among the methods introduced, the one-bit nomination method is the fastest and easiest method to implement. This method replaces all the positive amplitude of the waveform to 1 and the negative amplitude to -1. In this study, one bit normalization method was chosen [26].

After normalization in the time domain, normalization in the fermentation domain was also applied or commonly called spectral whitening. Spectral whitening was conducted to homogenize signals in the frequency domain which serves to flatten the frequency magnitude in the bandpass filter frequency range.

2.3 Crosscorrelation and Stacking

Crosscorrelation and stacking were processed after all single steps of data preparation were carried out. Crosscorrelation was carried out on all possible pairs of stations with the following formula as Equation 1:

$$\text{Number of pairs} = n(n-1) / 2 \quad (1)$$

with n is the number of stations.

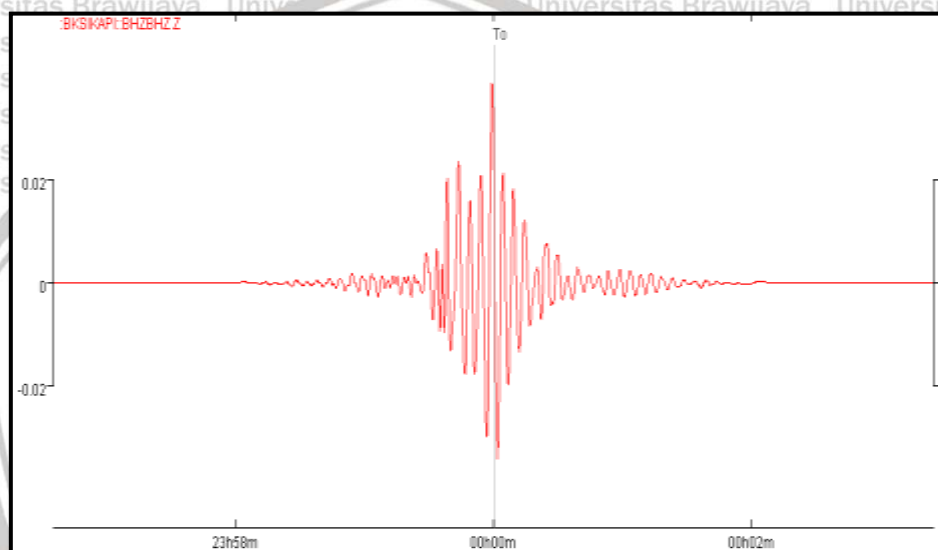


Figure 2: The crosscorrelation results of seismic noise data between BKSII-KAPI stations.

In the crosscorrelation phase, the seismogram used in this process was a vertical component (Z), this was done because the Rayleigh wave is a surface wave that is more visible in the vertical component (Z). The number of pairs of stations that could be crosscorrelation in this study are 196 pairs. The process at this stage used the Python program with the name Corr_days.py which was a program package that calculates cross correlation with one run. The stacking signal was performed by Gaussian Bandpass Filter operation with a period of 10-20 s. Result of crosscorrelation is showed as in Figure 2.

2.4 Cross Correlogram Analysis and Measurement of Dispersion Curves

Analysis of cross correlogram was generally performed to determine whether the results of cross correlation are of good quality or not. The analysis was conducted by making crosscorrelation curves on the distance between stations and time in several different periods of time. Based on the results of cross correlogram analysis it was estimated that the wave velocity ranges from 1.14 km/s - 4.22 km/s with an average speed of around 3.25 km/s.

The measurement of the dispersion curve used a program package from Herrmann (2013) with the name of the do_mft program. This program is a GUI that can be used to extract the dispersion of group speed and phase velocity from the empirical surface wave Green function (EGF) or crosscorrelation function (CF) of ambient noise. Dispersion analysis is based on imaging analysis techniques [28][29], which automatically tracing dispersion curves on group velocity and phase images over a period of time.

In this study Multiple Filtering Technique [30] was applied to each Green function to obtain the spectrogram of each group velocity dispersion. This was performed to isolate the fundamental Rayleigh wave mode of the vertical component by picking on the envelope peaks.

Some things that need to be considered in this processing are the selection of period ranges, window speed ranges, gamma values, and filters to get the optimal window and dispersion curve resolution. In this research, a window speed range of 1.0-5.0 km/s was used. This determination is based on an initial velocity model analysis that the average velocity is estimated to be around 3 km/s. Figure 3 is an example of the spectrogram measurement of the SP5I-KAPI station dispersion curve measurement.

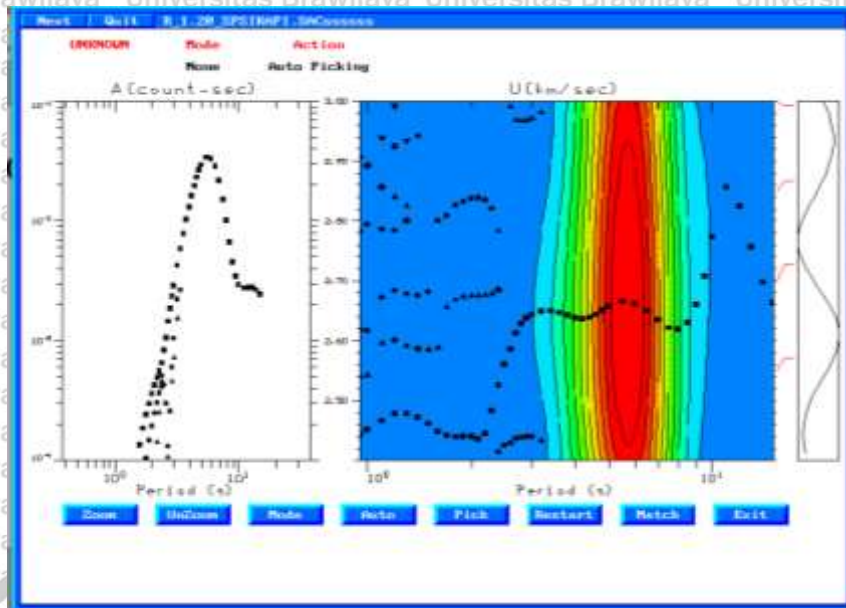


Figure 3: Example of the spectrogram measurement of the SP5I-KAPI station dispersion curve measurement

3. RESULTS AND DISCUSSION

3.1 Resolution Test

Before Rayleigh Wave modeling was carried out in the study area using existing observation data, first a resolution test was used which serves to see how well the geometry of the distribution of virtual sources and recipients to the subsurface conditions to be mapped. This could be conducted by making synthesis wave velocity data, adding Gaussian noise, then applying tomography to the synthesis data. The inversion Tomogram will have a different resolution area coverage depending on the spread of the ray. In general, the more raypaths that pass through an area, the higher the resolution. Figure 4 shows the distribution of raypaths for the Sulawesi island region where the number of raypaths obtained is 362 paths.

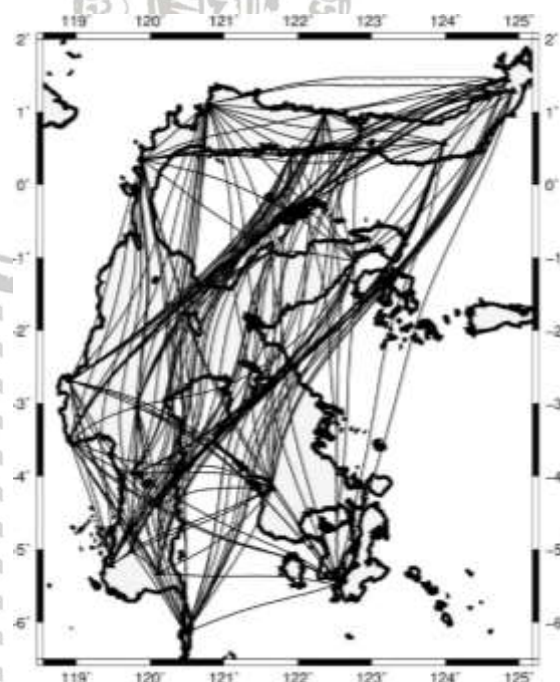


Figure 4: Raypaths distribution of Sulawesi Island at period 7 s.

The resolution test was conducted using a checkerboard test by making a synthetic data model with an initial model in the form of a checkerboard. In this study a chessboard model with cell size of $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ (111 km x 111 km) was made for the 7 s period with a damping factor of 1000 and a smoothing factor of 1000. The purpose of the damping value was to give the weight of



the dampers so the value of the solution model was not far from the initial model. Figure 5 is a checkerboard model test and recovery model results for period 7 s with trace amounts of wave 362 paths.

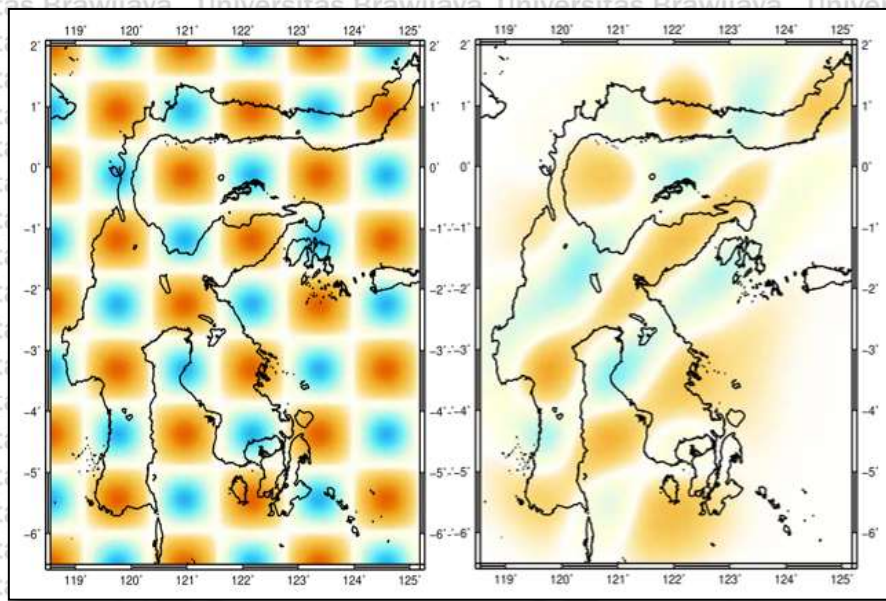


Figure 5: Checkerboard test and model selection results at period 7 s

3.2. Period 5 s

The Rayleigh wave velocity map in period 5 s (figure 6) is sensitive to the upper crust with a depth of up to 8 km [30]. Overall, the tomogram in figure 6 shows quite good results after being compared with the geological conditions (figure 7). Variations in speed in the study area can be seen quite clearly in several regions.

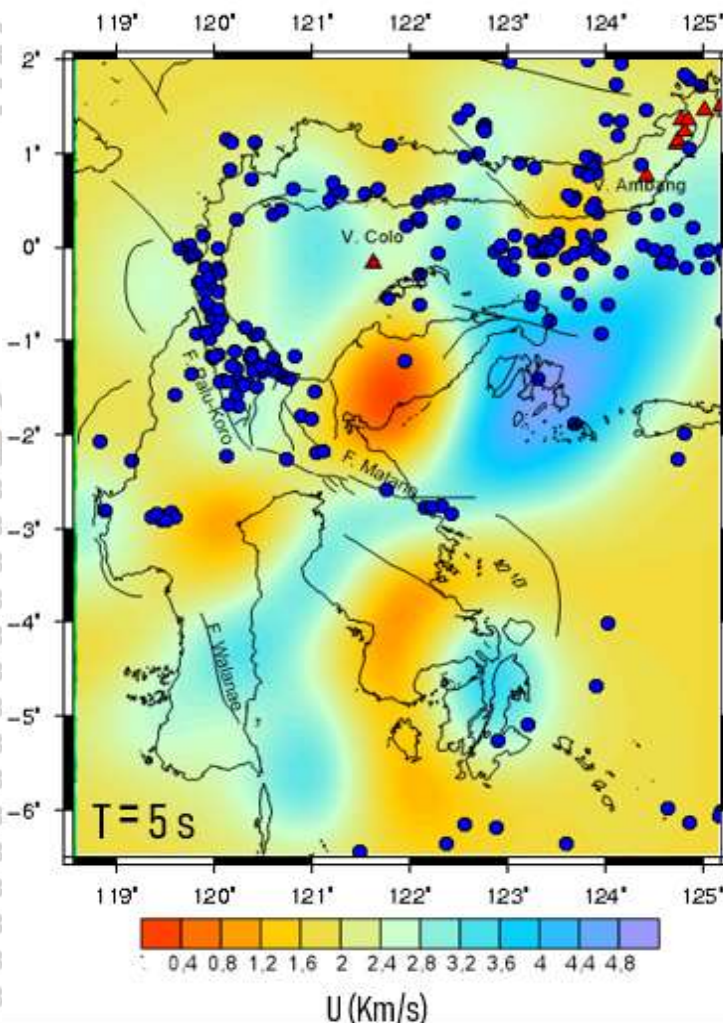


Figure 6: Rayleigh wave group velocity map with period 5 s in Sulawesi Island (red triangle is volcano, black line is fault and blue circle is earthquake from 2016 to 2018)

Low speed zones (0.4-2.4 km/s) clearly identified on the northern arm of Sulawesi island associated with a series of quaternary volcanoes which generally consist of Paleogene-Quaternary volcanic-plutonic rocks with mesozoic-tertiary-aged sedimentary rocks and metamorphic rocks that dominate a large part of the northern part of the Sulawesi arm. This is also in accordance with the study [32] as shown in figure 8 which shows that at a depth of 2-10 km, the shear wave velocity structure (Vs) of the North Arm is very low (1.7-3.5 km/s) and generally homogeneous.

Rows of volcanoes in the northern arm region of Sulawesi are seen at low speed zone boundaries and high speed zones. This is in accordance with the theory that spatially low speed regions can be explained by several parameters, such as rocks that are soft, have low density, contain fluid, and have high temperatures.

Quaternary volcanoes that dominate the island of Sulawesi are composed of quarterly volcanic rocks that have a loose, decomposed, yet well-compiled nature. This condition causes a low speed of seismic waves to pass through it. When there is a thrust from below that causes a volcano to occur, it automatically has a destruction zone or a weak zone associated with a low anomaly next to it. This condition can be the reason why the volcanic sequence in the northern arm region of Sulawesi Island is at the boundary between the zone of low speed anomalies and high speed anomalies. This condition also applies to the geological features of normal faults.

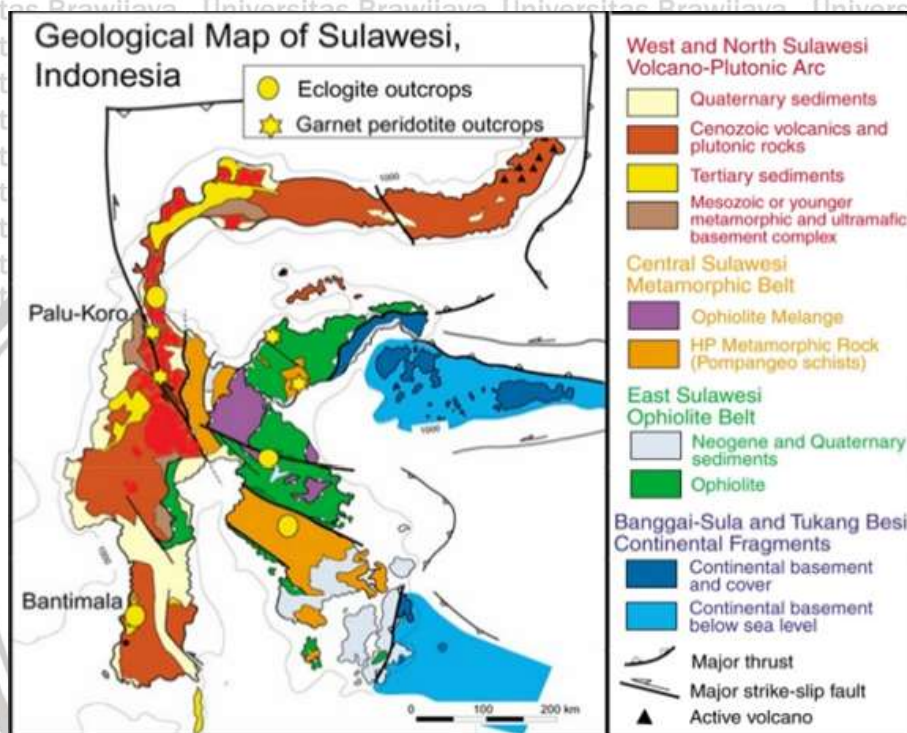


Figure 7: Simplified geological map of Sulawesi (Hall and Wilson, 2000)

The central Sulawesi region is generally in an area that has a very low Rayleigh Wave velocity especially in the eastern arm of Sulawesi Island and rises eastward to the Banggai Islands region. This condition is supported by the Raypath distribution in the Sulawesi region in the 5 s period as shown in (figure 9) where the area not passed by the raypath is indicated to have sufficient deep sediment thickness. This is in accordance with the fermat principle where the wave will spread from one point to another through the shortest path of its propagation time. Thus if the wave passes through a medium that has a variation in the speed of seismic waves, then the wave will tend through high speed zones and avoid low speed zones [33]. In the central region of Sulawesi the koro hammer faults are seen stretching between the low speed zone and the high speed zone.

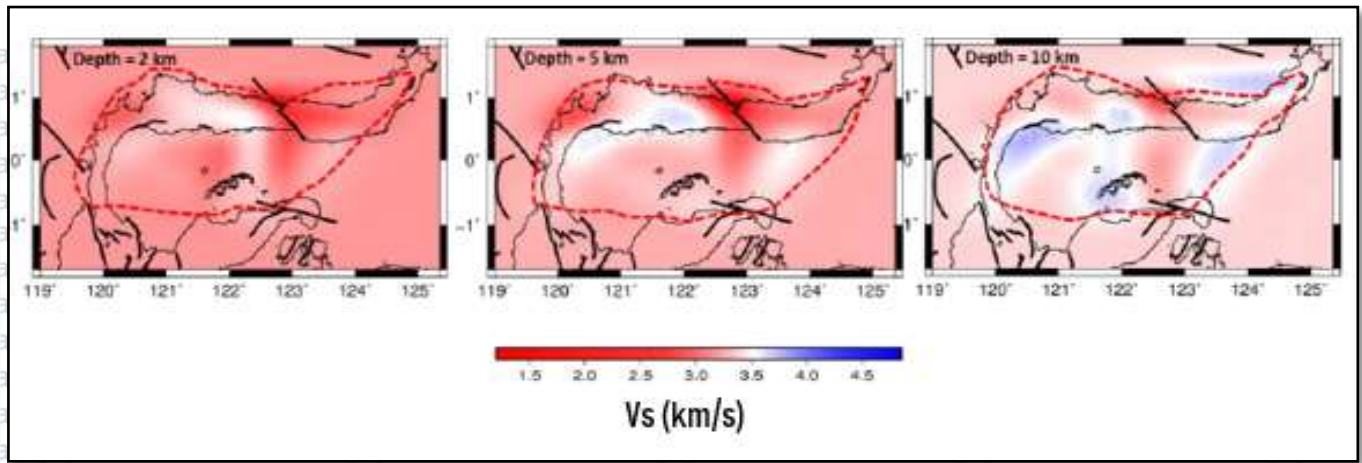


Figure 8: Shear wave velocity structure (V_s) of the North Arm at a depth of 2-10 km (Awaliah, 2018)

The South arm region of Sulawesi island the speed of the Rayleigh wave group also degrades from high to low starting from the south to the north. Sedimentary rocks dominate most of the South Sulawesi Arm, especially along the coast and in the middle of this arm [34]. The speed value increases northeast towards the southeast arm of Sulawesi Island. In the Southeast arm region the speed value varies where the velocity value in the southeastern arm is of high value and low value in the southern region. The high speed zone began to return high in the Tukang Besi archipelago.

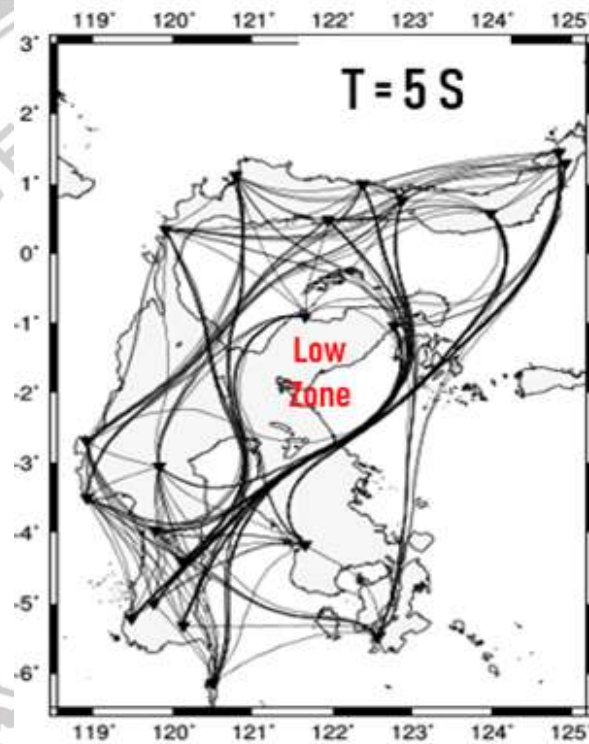


Figure 9: Raypath distribution in the Sulawesi Island at period 5 s

To validate the results of tomography, we also compared them with Complete Bouger Anomaly data (figure 10) obtained from the International Gravimetric Bureau. From these data show that the zone with a complete value of low bouger anomaly is associated with a zone that has a low Rayleigh wave velocity as well as a zone with a complete value of high bougain anomaly associated with a zone that has a high rayleigh wave velocity. Increasing rock density is always accompanied by greater rigidity or compressibility so that the same wave speed will increase. This proves that material that has a high density tends to have high seismic wave velocities and materials that have low density tend to have low seismic wave velocities even though there are some regions that are not in accordance with the bouger anomaly map due to the quality of seismic data not good enough to produce a less suitable Tomogram in some areas of Sulawesi Island.

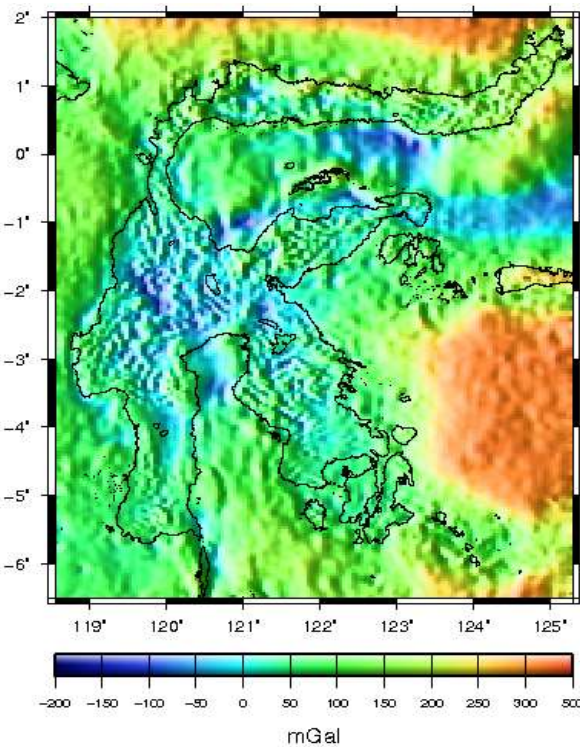


Figure 10: Complete Bouguer Anomaly map obtained from data of the International Gravimetric Bureau

3.3 Period 12 s

In contrast to the period 5 s Tomogram where the island area of Sulawesi is dominated by low seismic wave speeds (0.4-2.4 km/s), the results of the 12 s tomogram as showed in figure 11 (dominated by high seismic speeds (2.4-4.8 km/s)). This shows that the value of the Rayleigh (U) wave velocity will be higher as the period increases. Rayleigh waves are dispersive or waves with different frequencies propagate at different speeds. Rayleigh waves with a longer period will arrive earlier and can penetrate deeper into the body of the earth compared to those with smaller periods. Therefore Rayleigh waves with long periods are more sensitive to deeper earth structures and vice versa. This is consistent with the theory that older rocks will be in the lower layers while younger rocks will be in the upper layers. The Rayleigh wave velocity map in the 12 s period is sensitive to the subsurface structure of the earth to a depth of 15 km [35].

Rayleigh wave velocity is high in the northern arm, south arm and part of the southern southeast arm indicating that the earth's crust becomes more compact as depth increases. Based on the tomogram of the 12 s period it can be seen that the bay part of Tol has very low seismic speed which indicates that the area has sufficient thick sediment. These results are supported by research [36] in the Morowali waters region where the northern and southern parts of the study area are dominated by sedimentary rock which is quite thick.

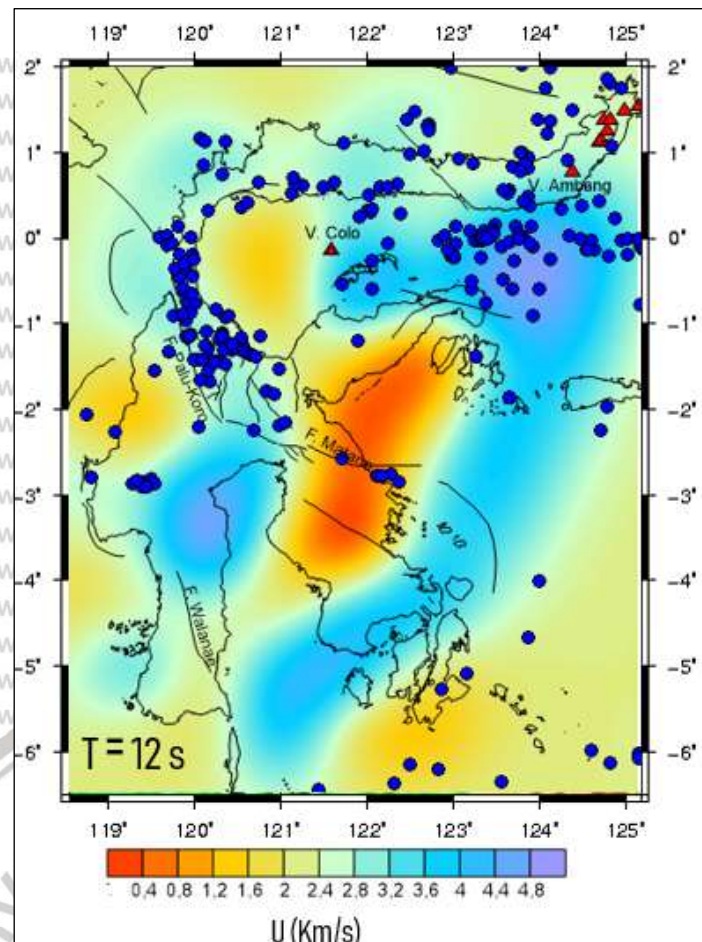


Figure 11: Rayleigh wave group velocity map with period 12 s in Sulawesi Island (red triangle is volcano, black line is fault and blue circle is earthquake from 2016 to 2018)

4. CONCLUSION

The representation of the ANT method on BMKG seismic record data results in the Rayleigh wave group speed tomography for the Sulawesi Island region and its surroundings which generally correlates with the geological conditions of the area. Zones that have high seismic velocity are associated with areas with high Bouger anomalies while zones with which have low seismic velocities are associated with areas with low Bouger anomalies. The tomographic results obtained from this study indicate that the speed value of the Rayleigh wave group (U) in the Sulawesi Island region varies from 0.4 km/s to 4.8 km/s and in general will be higher as the period increases or in other words the value the velocity of seismic waves obtained increases with increasing depth. The faults in the Sulawesi Island region are clearly identified on the Tomogram which is represented by the boundary between the low speed anomaly zone contrast and the high speed anomaly zone.

ACKNOWLEDGEMENT

We would like to thank the Ministry of Education and Culture of the Republic of Indonesia for scholarship assistance (BU-201703040154). Our thanks to members of Brawijaya Volcano & Geothermal Laboratory, Physics Department, University of Brawijaya Malang, Meteorological, Climatological and Geophysical Agency Republic of Indonesia (BMKG) that supported the data used in this study. We also thank to all members of Bravo Energieobhas Research Group and PS ESDA (Center for Energy and Natural Resources Studies, University of Brawijaya)

REFERENCES

- 1] Van Leeuwen, T.M. 1994. *25 Years of Mineral Exploration and Discovery in Indonesia*. Journal of Geochemical Exploration.
- 2] Sukanto, R. 1975b. Tectonic development in Sulawesi and the surrounding area, a synthesis of development based on plate tectonics. IAGI Magazine, (2) 1: 1-13.
- 3] Munadi, S.1992. Knowing the LPL Seismic Tomography, No. 3/1992. p.239-248. Lemigas, Indonesia (in Indonesian)
- 4] Campillo, Michel. 2004. Ambient Noise Imaging. Institut des scieces de la terre. France
- 5] Saphiro N. M., Campillo, M., Stehly, L., dan Ritzwoller, M. H. 2005. High-Resolution Surface-Wave Tomography from Ambient Seismic Noise. Science, Vol 307.

- [6] Porrit, R.W., Miller, M.S., O'Driscoll, L.J., Harris, C.W., Rosmawati, N., da Costa, L.T. 2016. Continent-arc Collision in the Banda arc Imaged by Ambient Noise Tomography. *Earth and Planetary Science Letters* 449 (2016) 246–258.
- [7] Weaver, R. L., dan Lobkis, O. I. 2002. On The Emergence Of The Green's Function In The Correlations Of A Diffuse Field: Pulse-Echo Using Thermal Phonons. *Ultrasonics*, 40, 435–439.
- [8] Larose, E., A. Derode, M. Campillo, dan M. Fink. 2004. Imaging From One-Bit Correlations Of Wideband Diffuse Wavefields. *J. Appl. Phys.*, 95, 8393–8399.
- [9] Snieder, R. 2004. Extracting The Green's Function From The Correlation Of Coda Waves: A Derivation Based On Stationary Phase. *Physical Review*. E69 046610.
- [10] Wapenaar, K. 2004. Retrieving The Elastodynamic Green's Function Of An Arbitrary Inhomogeneous Medium By Cross Correlation. *Physical Review Letters*, 93, 254301–1–254301–4.
- [11] Yang, Y., & Ritzwoller M. H. 2008. The Characteristics of Ambient Seismic Noise as a Source for Surface Wave Tomography. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9(2), Q02008, 18 pages, doi: 10.1029/2007 GC001814.
- [12] Cho, K.H., Hermann, R.B., Ammon, C.J. and Lee, K., 2006. Imaging the crust of Korean Peninsula by surface wave tomography. *Bull. Seism. Soc. Am.*, in press.
- [13] Yao, H., van der Hilst, R.D. & de Hoop, M.V., 2006. Surface-wave tomography in SE Tibet from ambient seismic noise and two-station analysis: I.—Phase velocity maps, *Geophys. J. Int.*, 166, 732–744.
- [14] Yang, Y., Ritzwoller, M.H., Levshin, A.L. & Shapiro, N.M., 2007. Ambient noise Rayleigh wave tomography across Europe, *Geophys. J. Int.*, 168, 259–274.
- [15] Lin F., Ritzwoller M.H. dan Shapiro N.M. 2006. Is Ambient Noise Tomography Across Ocean Basins Possible? *Geophysics Research Letters*, Vol 33
- [16] Saygin, E & Kennet, B. 2008. Ambient Seismic Noise Tomography of Australian Continent Research School of Earth Science. The Australian National University.
- [17] Stankiewicz J, Ryberg T, Haberland C, Fauzi, Natawidjaja D. 2010. Lake Toba Volcano Magma Chamber Imaged by Ambient Seismic Noise Tomography. *Geophys Res Let* 37:L17306. doi:10.1029/2010 GL044211
- [18] Zulfakriza Z, Saygin E, Cummins PR, Widiyantoro S, Nugraha AD, Lühr BG, Bodin T. 2014. Upper Crustal Structure of Central Java, Indonesia, from Transdimensional Seismic Ambient Noise Tomography. *Geophys J Int* 197:630–635
- [19] Saygin E, Cummins PR, Cipta A, Hawkins R, Pandhu R, Murjaya J, Masturyono, Irsyam M, Widiyantoro S, Kennett BLN. 2016. Imaging architecture of the Jakarta Basin, Indonesia with transdimensional inversion of seismic noise. *Geophys J Int* 204(2):918–931
- [20] Martha AA, Widiyantoro S, Cummins PR, Saygin E, Masturyono. 2015. Upper Crustal Structure Beneath East Java From Ambient Noise Tomography: a preliminary result. *AIP Conf Proc* 1658:030009
- [21] Martha AA, Widiyantoro S, Cummins PR, Saygin E, Masturyono. 2016. Investigation of Upper Crustal Structure beneath Eastern Java. *AIP Conf Proc* 1730:020011
- [22] Stehly L. et all. 2011. Toward improving ambient noise tomography using simultaneously curvalet denoising filters and SEM simulations of seismic ambient noise. *Internal geophysics (Physics of Earth's interior)*.
- [23] Paul, A., Campillo, M., Margerin, L., Larose, E. dan Derode, A. 2005. Empirical Synthesis of Time-Asymmetrical Green Functions from the Correlation of Coda Waves. *J.Geophys. Res.*, 110.
- [24] Yang Y., Ritzwoller M.H., Lin F.C., Moschetti M.P., 2008. Structure of the crust and uppermost mantle beneath the western United States revealed by ambient noise and earthquake tomography. *Journal of Geophysics Research*.
- [25] Anshori, M., Maryanto, S., Rahman, T.D., Panshori, A. 2018. Ambient Noise Tomography for Determining the Velocity Model of Rayleigh Wave in Java Island, Indonesia. *SSRG International Journal of Applied Physics (SSRG-IJAP) – Vol.5 Issue 1 ISSN: 2350 – 0301*
- [26] Bensen, G.D., Ritzwoller M.H., Barmin M.P., Levshin A.L., Lin F., Moschetti M.P., Shapiro N.M. and Yang Y. 2007. Processing Seismic Ambient Noise Data to Obtain Reliable Broad band surface wave dispersion measurements. *Geophysics Journal International*.
- [27] Saygin E, Kennett BLN. 2012. Crustal structure of Australia from ambient seismic noise tomography, *J Gephys Res* 117(B1)
- [28] Yao, H. , Xu G., Zhu L., dan Xiao X., 2005. Mantle Structure from Inter-station Rayleigh Wave Dispersion and Its Tectonic Implication in Western China and Neighboring Regions. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 148(1), 39-54.
- [29] Yao, H., Gouedard, P., McGuire, J., Collins, J. dan van der Hilst, R.D. (2011). Structure of young East Pacific Rise Lithosphere from Ambient Noise Correlation Analysis of Fundamental-and Higher-mode Scholte Rayleigh Waves. *Comptes Rendues Geoscience de l'Académie des Sciences.*, 343, 571583, doi:10.1016/j.crte.2011.04.004

- [30] Dziewonski A., Bloch S., dan Landisman M. 1969. A Technique For The Analysis Of Transient Seismic Signals. Bulletin of the Seismological Society of America, 59, No. 1, 427-444.
- [31] Nicolson H., Curtis A., Baptie B. Dan Galetti E. 2011. Seismic Interferometry and Ambient Noise Tomography in the British Isles. Proceedings of the Geologists' Association.
- [32] Awaliah, W. 2018. Identification of 3-D Shear Wave Velocity Structure Beneath Sulawesi Island Using Ambient Noise Tomography Method. Master's Program Thesis, Institut Teknologi Bandung.
- [33] Schuster, Arthur. 1904. An Introduction to the Theory of Optics. London: Edward Arnold.
- [34] Sukanto, R. 1978. The Structure of Sulawesi in the Light of Plate Tectonics. Proc. Reg. Conf. Geol. Min. Res. SE Asia, 121-141.
- [35] Liu, Zhikun, Huang, Jinli, Yao, Huajian, 2016. Anisotropic Rayleigh Wave Tomography of Northeast China Using Ambient Seismic Noise. Journal Physics of the Earth and Planetary Interiors 256 (2016) 37-48
- [36] Ilahude, D & Rachmat, B. 2017. Magnetic Anomaly Relationship with Litology on the Geology And Geophysicalmapping in the Water of Morowali, Central Sulawesi. Journal of Marine Geology Vol. 15, No. 1,

