



TUGAS AKHIR - SF 141501

**PEMODELAN TSUNAMI DI SEKITAR LAUT BANDA DAN
IMPLIKASI INUNDASI DI AREA TERDAMPAK**

**Nisrina Ikbar Rahmawati
NRP 1113 100 034**

**Dosen Pembimbing I
Prof. Dr. rer.nat Bagus Jaya Santosa, S.U**

**Dosen Pembimbing II
Wiko Setyonegoro S.Si, M.Kom**

**Departemen Fisika
Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam
Institut Teknologi Sepuluh Nopember
Surabaya 2017**



TUGAS AKHIR - SF141501

**PEMODELAN TSUNAMI DI SEKITAR LAUT BANDA
DAN IMPLIKASI INUNDASI DI AREA TERDAMPAK**

Nisrina Ikbar Rahmawati
NRP 1113 100 034

Dosen Pembimbing I
Prof. Dr. rer.nat Bagus Jaya Santosa, S.U

Dosen Pembimbing II
Wiko Setyonegoro S.Si, M.Kom

Departemen Fisika
Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam
Institut Teknologi Sepuluh Nopember
Surabaya 2017



FINAL PROJECT - SF141501

**TSUNAMI MODELING AROUND BANDA SEA AND
INUNDATION IMPLICATIONS IN AFFECTED AREAS**

Nisrina Ikbar Rahmawati
NRP 1113 100 034

Advisor I
Prof. Dr. rer.nat Bagus Jaya Santosa, S.U

Advisor II
Wiko Setyonegoro S.Si, M.Kom

Physics Department
Faculty of Mathematics and Natural Science
Sepuluh Nopember Institute of Technology
Surabaya 2017

LEMBAR PENGESAHAN

**PEMODELAN TSUNAMI DI SEKITAR LAUT BANDA
DAN IMPLIKASI INUNDASI DI AREA TERDAMPAK**

TUGAS AKHIR

Diajukan untuk Memenuhi Salah Satu Syarat Memperoleh
Gelar Sarjana Sains
pada
Bidang Fisika Bumi
Program Studi S-1 Departemen Fisika
Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam
Institut Teknologi Sepuluh Nopember

Oleh :

**Nisrina Ikbar Rahmawati
1113 100 034**

Disetujui oleh Pembimbing Tugas Akhir :

Prof. Dr. rer. nat. Bagus Jaya Santosa, S.U

()

Wiko Setyonegoro, S.Si.M.Kom

()

SURABAYA, JUNI 2017

“Halaman ini sengaja dikosongkan”

PEMODELAN TSUNAMI DI SEKITAR LAUT BANDA DAN IMPLIKASI INUNDASI DI AREA TERDAMPAK

Nama : Nisrina Ikbar Rahmawati
NRP : 1113 100 034
Departemen : Fisika, FMIPA – ITS
Pembimbing 1 : Prof. Dr. rer. nat. Bagus Jaya Santosa, S.U.
Pembimbing 2 : Wiko Setyonegoro, S.Si. M.Kom

ABSTRAK

Hasil penelitian memperlihatkan bahwa 67% tsunami terjadi di Indonesia timur, salah satunya di sekitar laut Banda. Penelitian terbaru membuktikan adanya palung terdalam Indonesia di Laut Banda, yang pernah memicu tsunami besar pada tahun 1674. Oleh karena itu, pemodelan tsunami di wilayah tersebut penting dilakukan sebagai upaya mitigasi tsunami di masa datang. Penelitian ini bertujuan untuk memodelkan sumber, penjalaran dan run-up tsunami di sekitar Laut Banda serta menganalisis inundasi di area terdampak menggunakan software L2008. Pemodelan tsunami dilakukan menggunakan skenario gempa bumi 26 Desember 2009 dengan memodifikasi kekuatan menjadi $M_w=8.3$, kedalaman 33 km dan mekanisme sumber gempa bumi ditentukan dengan software ISOLA. Dimensi patahan dan slip diperkirakan menggunakan persamaan empiris dari Papzachos (2004), Hanks and Kanamori (1979) dan Wells & Coppersmith (1984). Analisis inundasi mengacu pada persamaan Hills, J. G. & Mader, C. L., 1997. Hasil pemodelan tsunami menunjukkan nilai vertical displacement maksimal sekitar 7,7 m, penjalaran tsunami ke segala arah dan pertama kali memasuki daerah Seram bagian timur pada menit ke 05.40. Run up tertinggi dijumpai di Tual sekitar 7,71 m dan inundasi tsunami berkisar antara 64,18 m di Kepulauan Aru hingga 1.009,49 m di Kota Tual.

Kata kunci: Inundasi, L2008, Pemodelan Tsunami, Run Up.

“Halaman ini sengaja dikosongkan”

TSUNAMI MODELING AROUND BANDA SEA AND INUNDATION IMPLICATIONS IN AFFECTED AREAS

Name : Nisrina Ikbar Rahmawati
NRP : 1113 100 034
Department : Physics, FMIPA – ITS
Supervisor 1 : Prof. Dr. rer. nat. Bagus Jaya Santosa, S.U.
Supervisor 2 : Wiko Setyonegoro, S.Si. M.Kom

ABSTRACT

Research results show that 67% of tsunamis occur in eastern Indonesia, one of them around in Banda Sea. Rcent research proves the existence of the deepest trench in the Banda Sea, Indonesia that has ever triggered a huge tsunami in 1674. Therefore, modeling of tsunami in the area an important as mitigation effort of tsunami in the future. The research aims to modeling the source, wave propagation, and run up tsunami around the Banda Sea as well as analyzing inundation in the affected areas using software L2008. Tsunami modeling is done using the earthquake scenario, on December 26, 2009 by modifying the strength to Mw-8,3 , the depth of 33 km and source mechanism of earthquake is determined by software ISOLA. The dimension of fault and slip is estimated using the empirical equation of Papzachos (2004), Hanks and Kanamori (1979) dan Wells & Coppersmith (1984). Inundation analysis refers to the equation of Hills, J. G. & Mader, C. L., 1997. Tsunami modeling results show the value of vertical displacement of approximately 7,7 meters, propagation tsunamis in all directions and first entered the East Seram in minute to 05.40. Run Up the highest found in Tual about 7,71 meters and inundation of tsunami ranges from 64,18 meters in Aru Island up to 1009,49 meters in the town of Tual.

Keyword: *Inundation, L2008, Tsunami Modeling, Run Up.*

“Halaman ini sengaja dikosongkan”

KATA PENGANTAR

Puji syukur penulis panjatkan kehadirat Allah SWT atas limpahan rahmat dan hidayah-Nya, sehingga penulis dapat menyelesaikan laporan Tugas Akhir sebagai syarat wajib untuk memperoleh gelar Sarjana Sains (S.Si) di Departemen Fisika FMIPA ITS dengan judul:

Pemodelan Tsunami di Sekitar Laut Banda dan Implikasi Inundasi di Area Terdampak

Penulis menyadari dengan terselesaikannya penyusunan laporan Tugas Akhir ini tidak terlepas dari bantuan serta dukungan dari berbagai pihak, maka pada kesempatan ini penulis mengucapkan terimakasih kepada:

1. Allah SWT yang telah memberikan kemudahan dan kelancaran kepada penulis sehingga penulis dapat menyelesaikan Tugas Akhir ini dengan tepat waktu.
2. Bapak Prof. Dr. rer.nat Bagus Jaya Santosa S.U, selaku dosen pembimbing yang telah memantau dan memberikan pengarahan kepada penulis selama penelitian dan penyusunan laporan ini.
3. Bapak Wiko Setyonegoro S.Si, M.Kom, selaku selaku pembimbing Tugas Akhir penulis di Badan Meteorologi Klimatologi dan Geofisika (BMKG) yang telah senantiasa memberikan bimbingan, wawasan, dan pemantauan, sehingga penulis dapat menyelesaikan Tugas Akhir ini.
4. Kedua Orang Tua tercinta, Ayah Abdul Choliq dan Ibu Budiharti yang senantiasa memberikan do'a, nasihat, serta dukungan moral dan spiritual terhadap keberhasilan penulis menyelesaikan Tugas Akhir ini.

5. Kedua kakak penulis Fanbrian R. S dan M. Risal N. serta kakak ipar penulis Titis K. yang begitu sabar memberi dukungan serta motivasi kepada penulis.
6. Bapak Dr. Rer. nat Eko Minarto, M. Si dan Ibu Nurrisma, M. Si selaku Dosen Penguji dalam sidang Tugas Akhir penulis.
7. Bapak Drs. Agus Purwanto, M.Sc. D.Sc selaku Dosen Wali yang senantiasa membimbing penulis.
8. Dr. Yono Hadi Pramono, M.Eng. selaku Ketua Jurusan Jurusan Fisika FMIPA ITS.
9. Seluruh Staf Pengajar di Jurusan Fisika ITS dan Kepala Laboratorium Geofisika yang telah membantu penulis dalam menyelesaikan Tugas Akhir ini.
10. Kepada Bapak Bambang Sunardi, M.T dan Bapak Drajat Ngadmanto, S.Si yang setia memberikan bimbingan jarak jauh kepada penulis serta Bapak/Ibu karyawan di Puslitbang Geofisika, Badan Meteorologi Klimatologi dan Geofisika (BMKG) yang telah membantu selama penyelesaian Tugas Akhir ini.
11. Sahabat seperjuangan penulis Pambayun Purbandini yang setia menemani, mengajari, memotivasi, dan membantu dalam segala hal termasuk penulisan dan penyelesaian Tugas Akhir ini.
12. Teman satu tim selama pengambilan data Tugas Akhir Vidya Amalia H. dan Nurin Amalina yang senantiasa menemani serta memberi dukungan kepada penulis,
13. Sahabat penulis Vinda Zakiyatuz Z. yang selama ini setia mendengarkan keluh kesah penulis, serta menemani dan membantu penulis dalam menyelesaikan program studi S1.
14. Kepada teman penulis personil “Samsolese KW Super” Anisah, Farhan yang selalu menghibur, memberikan canda tawa dan memotivasi penulis untuk tetap bangkit dan menyelesaikan Tugas Akhir ini.

15. Teman-Teman Laboratorium Geofisika yang senantiasa membantu dalam proses pengerjaan Tugas Akhir.
16. Segenap teman-teman Fisika 2013 “SUPERNOVA” yang telah menjadi keluarga penulis selama di Surabaya dan telah memberikan banyak energi positif kepada penulis.
17. Semua pihak yang turut membantu dalam pengerjaan Tugas Akhir kali ini yang tidak dapat penulis sebutkan satu persatu.

Penulis menyadari atas keterbatasan ilmu pengetahuan dan kemampuan yang dimiliki, oleh karena itu penulis berharap kritik dan saran yang bersifat membangun demi kesempurnaan penulisan Tugas Akhir ini. Semoga Tugas Akhir ini bermanfaat serta memberikan inspirasi bagi pembaca dan menyumbangkan ilmu khususnya dalam bidang Geofisika.

Surabaya, 16 Juni 2017

Penulis
nara.rina@gmail.com

“Halaman ini sengaja dikosongkan”

DAFTAR ISI

HALAMAN JUDUL	i
COVER PAGE	iii
LEMBAR PENGESAHAN	Error! Bookmark not defined.
ABSTRAK	vii
ABSTRACT	ix
KATA PENGANTAR	xi
DAFTAR ISI	xv
DAFTAR TABEL	xviii
DAFTAR GAMBAR	xxi
BAB I PENDAHULUAN	1
1.1 Latar Belakang	1
1.2 Perumusan Masalah	3
1.3 Tujuan Penelitian	3
1.4 Batasan Penelitian	4
1.5 Manfaat penelitian.....	4
1.6 Sistematika Penulisan.....	4
BAB II TINJAUAN PUSTAKA	7
2.1 Setting Tektonik.....	7
2.1.1 Kondisi Geologi dan Setting Tektonik Maluku	7
2.2 Gempabumi.....	10
2.3 Teori <i>Elastic Rebound</i>	11
2.4 Tsunami	12
2.4.1 Definisi Tsunami dan Karakteristiknya	12

2.4.2	Penyebab Tsunami	13
2.4.3	Jenis-jenis Tsunami	16
2.4.4	Parameter Tsunami.....	16
2.4.5	Faktor-faktor Yang Mempengaruhi Tinggi Tsunami	18
2.4.6	Dispersi Tsunami.....	19
2.4.7	Parameter Gempa Pembangkit Tsunami.....	21
2.5	Mekanisme Fokus	25
BAB III METODOLOGI PENELITIAN.....		27
3.1	Waktu dan Tempat Penelitian	27
3.2	Pengumpulan Data	27
3.3	Metode Penelitian.....	27
3.3.1	Desain Model (Source Modeling)	27
3.3.2	Model Penjalaran Gelombang (<i>Ocean Modeling</i>)	29
3.3.3	Pemodelan <i>Run Up</i> Tsunami (<i>Run Up Modeling</i>)	30
3.3.4	Analisis Inundasi Area Terdampak.....	30
BAB IV HASIL DAN PEMBAHASAN.....		33
4.1	Analisa Desain Model (<i>Source Modeling</i>).....	33
4.2	Analisa Penjalaran Gelombang (<i>Ocean Modeling</i>)	34
4.3	Analisa Run Up Modeling.....	36
BAB V KESIMPULAN DAN SARAN		41
5.1	Kesimpulan	41
5.2	Saran	41
DAFTAR PUSTAKA.....		43

LAMPIRAN A	45
LAMPIRAN B.....	61
LAMPIRAN C	63
BIODATA PENULIS	65

“Halaman ini sengaja dikosongkan”

DAFTAR TABEL

Tabel 3. 1 *Input* Parameter Gempa Untuk *Source Modeling*25

Tabel 4. 1 Korelasi Antara Run Up Tsunami dengan Panjang
Inundasi dan Area Terdampak33

“Halaman ini sengaja dikosongkan”

DAFTAR GAMBAR

Gambar 1. 1 Sebaran kejadian tsunami di Indonesia bagian Timur	2
Gambar 2. 1 Peta Maluku (Sumber: Posko BNPB).....	9
Gambar 2. 2 Tahapan yang Menggambarkan Proses Terjadinya Gempabumi atau Dikenal Sebagai Teori Bingkai Elastik	11
Gambar 2. 3 Proses Terjadinya Tsunami Akibat Gempa Tektonik	14
Gambar 2. 4 Parameter Tsunami.....	17
Gambar 2. 5 <i>Kiri</i> : Pasang surut tsunami di Hilo, Hawaii, dari gempa besar Chilean 1960. Dispersi terlihat, dengan gelombang periode lebih lama tiba lebih dulu (setelah Eaton et al., 1961). <i>Kanan</i> : Kurva dispersi tsunami teoritis mengesampingkan (U) dan kecepatan fase (V) untuk kedalaman laut yang berbeda	19
Gambar 2. 6 Jalur sinar untuk tsunami gambar 2.6 (kiri). Tanda centang menunjukkan waktu tempuh dalam beberapa jam. Variasi kedalaman laut dan oleh karena itu dalam kecepatan tsunami, menyebabkan multipathing yang menghasilkan variasi besar amplitudo.....	21
Gambar 2. 7 Parameter Bidang Sesar (Nakamura, 2006).....	23
Gambar 2. 8 (A) <i>Normal Fault</i> (B) <i>Thrust Fault</i> (C) <i>Strike Slip</i> (D) <i>Oblique Fault</i>	25
Gambar 2. 9 Tiga Macam Bentuk Gerakan Dasar Sesar	26
Gambar 3. 1 Setting Parameter Untuk <i>Source Modeling</i>	28
Gambar 3. 2 Diagram Alir Penelitian.....	31
Gambar 4. 1 <i>Vertical Displacement</i> Hasil Desain Model (<i>Source Modeling</i>)	34
Gambar 4. 2 Model Penjalaran Gelombang Tsunami Beserta Tinggi Tsunami.....	35
Gambar 4. 3 Hasil <i>Run up Modeling</i>	37

“Halaman ini sengaja dikosongkan”

BAB I

PENDAHULUAN

1.1 Latar Belakang

Secara geografis Indonesia terletak di antara 95° - 140° BT dan 6° LU - 11° LS yang berkedudukan di Katulistiwa. Dimana Indonesia merupakan suatu wilayah yang terbentuk akibat pertemuan tiga lempeng kerak bumi aktif yaitu lempeng Eurasia, lempeng Indo-Australia dan lempeng pasifik yang bergerak secara konvergen. Hal ini menyebabkan Indonesia menjadi salah satu negara yang memiliki tingkat kegempaan yang cukup tinggi, sehingga seringkali masyarakatnya merasa khawatir akan bencana yang akan terjadi, salah satu kemungkinan bencana yang akan terjadi akibat gempabumi dangkal adalah tsunami (Natawidjaja, 2012).

Peningkatan frekuensi kejadian tsunami yang terjadi di Indonesia cukup banyak, khususnya Indonesia bagian Timur sejak tahun 1975 semakin menegaskan bahwa kompleksnya tatanan tektonik di daerah ini menyimpan potensi tsunami yang cukup besar. Sementara itu, dalam kajian Puspito (2007) tentang karakteristik gempa pembangkit tsunami di Indonesia menunjukkan bahwa 67% tsunami berada di Indonesia bagian Timur (Ibrahim, *et al.*, 2005)-dalam makalah tersebut ditunjukkan bahwa pada 115° BT sampai 139° BT yang tersebar merata dari Sulawesi sampai Papua dan dari Timor sampai kepulauan Sangihe Talaud (gambar 1). Selama periode waktu antara tahun 1600 sampai 2004 telah terjadi kurang lebih 109 tsunami di Indonesia bagian Timur.



Gambar 1. 1 Sebaran kejadian tsunami di Indonesia bagian Timur

Maluku merupakan wilayah yang memiliki potensi tsunami yang cukup tinggi, hal ini dibuktikan dengan terekamnya data kejadian tsunami lebih dari 25 kejadian di daerah Maluku mulai dari tahun 1629-2006 (Katalog *database online* Gusiakov (2005), Ryandi *et al.*, Katalog Gempa Merusak dan Tsunami BMKG, 2010), Arkwright (2012), (Natawidjaja, 2007).

Berdasarkan penelitian terbaru membuktikan adanya palung terdalam Indonesia di Laut Banda, Maluku yang berkedalaman 7,2 kilometer dengan ukuran 120 km x 450 km. Dimana palung itu merupakan zona sesar yang terbentuk dari tumbukan lempeng raksasa (*megathrust*) Australia dengan Asia yang memiliki konsekuensi ancaman gempa dan tsunami besar (Dalam publikasi Jonathan M. Pownall¹, Robert Hall, and Gordon S. Lister) Berdasarkan catatan sejarah, di sekitar Laut Banda pernah terjadi gempabumi pada tahun 1674 dengan kekuatan 8 SR yang menimbulkan tsunami besar dengan ketinggian 80 m, yang menelan banyak korban jiwa di Ambon, hingga 2243 korban meninggal. (Wichman (1918), Sieberg (1932), dan Heck (1947). Pada 1 Februari 1938, kembali terjadi gempabumi di sekitar Laut banda dengan kekuatan 8.5 SR.

Catatan sejarah kegempaan tersebut memperlihatkan bahwa wilayah di Laut Banda dan sekitar Palung Weber memungkinkan terjadi gempa bumi dengan kekuatan lebih dari 8 SR dan mampu membangkitkan tsunami besar.

Katalog gempa bumi USGS juga mencatat pada tanggal 26 Desember 2009 terjadi gempa bumi di laut Banda dengan kekuatan 6,1 SR. Data gempa bumi tersebut relatif lebih lengkap dan dapat dipergunakan untuk memodelkan mekanisme sumber gempanya. Berdasarkan historis gempa 26 Desember 2009 tersebut kita dapat melakukan simulasi tsunami yang mungkin terjadi dengan melakukan skenario gempa dengan kekuatan lebih dari 8 SR. Simulasi tersebut merupakan salah satu upaya mitigasi bencana tsunami. Diharapkan dengan simulasi tsunami akan diketahui dampak yang akan ditimbulkan akibat dari propagasi gelombang tsunami, sehingga dapat digunakan sebagai acuan untuk melakukan mitigasi bencana tsunami yang terjadi di area penelitian.

1.2 Perumusan Masalah

Berdasarkan latar belakang yang telah dibahas, permasalahan pada penelitian ini adalah:

1. Bagaimana membuat desain model (*source modeling*), penalaran gelombang tsunami (*ocean modeling*), dan *run-up modeling* tsunami tanggal 26 Desember 2009?
2. Bagaimana memperkirakan inundasi di area terdampak berdasarkan model tsunami 26 Desember 2009 yang didapatkan?

1.3 Tujuan Penelitian

Tujuan dari penelitian ini adalah sebagai berikut :

1. Membuat desain model (*source modeling*), penalaran gelombang tsunami (*ocean modeling*), dan *run-up modeling* tsunami di sekitar palung Weber tanggal 26 Desember 2009.

2. Melakukan analisis inundasi tsunami di area terdampak berdasarkan model tsunami 26 Desember 2009 yang didapatkan.

1.4 Batasan Penelitian

Adapun batasan dalam penelitian ini adalah :

1. Simulasi tsunami dilakukan berdasarkan sejarah gempa 26 Desember 2009 dengan mengasumsikan magnitudo sekitar 8.3 SR.
2. Parameter dimensi patahan diperkirakan menggunakan persamaan empiris dari Papazachos (2004), Wells and Coppersmith (1994), dan Hanks and Kanamori (1979).
3. Simulasi tsunami dilakukan dengan menggunakan *software* L2008 yang meliputi desain model (*source modeling*), penjalaran gelombang tsunami (*ocean modeling*), dan *run-up modeling*.
4. Analisis inundasi di area terdampak dilakukan berdasarkan rumusan empiris dari Hills, J. G. & Mader, C. L. 1997 berdasarkan model tsunami yang didapatkan.

1.5 Manfaat penelitian

Simulasi tsunami bermanfaat dalam upaya mitigasi bencana tsunami. Hasil simulasi tsunami diharapkan dapat memberikan gambaran area terdampak, ketinggian dan genangan tsunami yang mungkin terjadi sehingga dapat digunakan sebagai acuan untuk melakukan mitigasi bencana tsunami yang terjadi di area penelitian.

1.6 Sistematika Penulisan

Sistematika penulisan laporan tugas akhir ini dapat diuraikan sebagai berikut:

1. Bab I – Pendahuluan, berisi uraian mengenai latar belakang, rumusan masalah, tujuan penelitian, batasan masalah, dan sistematika penulisan laporan penelitian.

2. Bab II– Tinjauan Pustaka, berisi uraian mengenai teori yang mendukung analisis.
3. Bab III – Metodologi Penelitian, berisi waktu dan tempat penelitian, data penelitian, *software* yang digunakan dalam penelitian, serta uraian mengenai metode-metode dan tahapan-tahapan yang dilakukan selama penelitian.
4. Bab IV – Analisa Data dan Pembahasan, menjelaskan tentang hal-hal yang didapat selama penelitian, hal ini berkaitan dengan data parameter sumber gempa dan hasil *run up* tsunami yang terjadi di laut Banda. Selain itu berisi tentang penjelasan *run up* tsunami di beberapa daerah yang terdampak berdasarkan hasil pemodelan tsunami.
5. Bab V– Penutup, berisi uraian mengenai simpulan dari hasil analisa data dan pembahasan serta saran-saran untuk mendukung hasil penelitian.
6. Lampiran, berisi data – data yang digunakan dalam penelitian beserta beberapa gambar yang menunjang penelitian ini.

“Halaman ini sengaja dikosongkan”

BAB II

TINJAUAN PUSTAKA

2.1 Setting Tektonik

Secara geografis Indonesia terletak di antara 95° - 140° BT dan 6° LU - 11° LS serta berkedudukan di Katulistiwa. Secara tektonik Wilayah Indonesia merupakan suatu wilayah yang terbentuk akibat pertemuan tiga lempeng besar kerak bumi aktif yaitu Lempeng Eurasia, Lempeng Indo-Australia dan Lempeng pasifik yang bergerak secara konvergen (Natawidjaja, 2012). Dengan sembilan lempeng kecil, yaitu Lempeng Birma, Lempeng Laut Maluku, Lempeng Laut Banda, Lempeng Timor, Lempeng Filipina, Lempeng Caroline, Lempeng Birdhead, Lempeng Mauke, dan Lempeng Woodlark (Bird, 2003). Akibat dari keberadaan dan interaksi antar lempeng-lempeng tersebut menyebabkan Indonesia menjadi salah satu negara yang memiliki tingkat kegempaan yang cukup tinggi. (Natawidjaja, 2012).

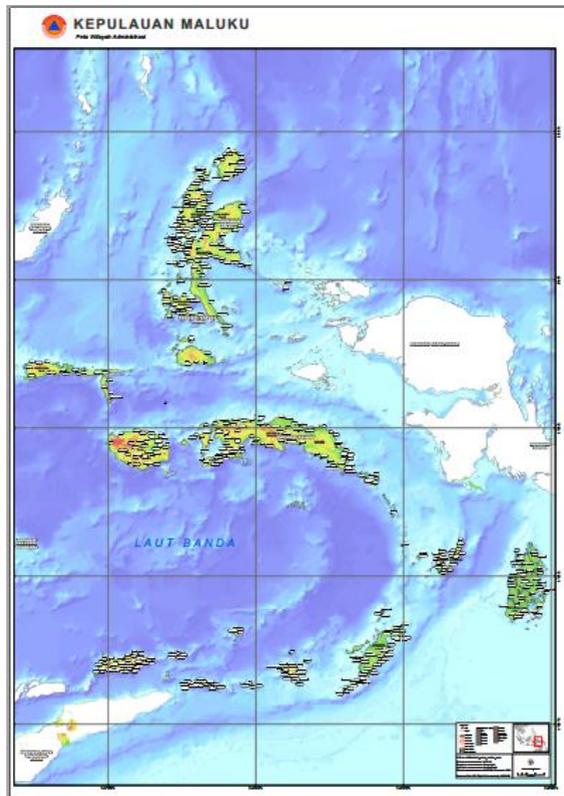
Secara umum untuk kondisi tektonik di Wilayah Indonesia dapat dikelompokkan menjadi dua, yaitu:

1. Kondisi Indonesia bagian Timur dengan batas lempeng tektonik yang cukup rumit, sehingga tidak mudah dikenal dan pada beberapa tempat terjadi *collision* pada batas antara pertemuan dua lempeng tektonik.
2. Kondisi tektonik Indonesia bagian Barat dengan batas lempeng tektonik yang sederhana dan mudah dikenal.

2.1.1 Kondisi Geologi dan Setting Tektonik Maluku

Kepulauan Maluku adalah gugusan pulau-pulau yang terletak di sebelah Timur Indonesia, memiliki panjang 180 kilometer dari utara ke selatan dan lebar 70 kilometer dari barat ke timur. Berdasarkan keadaan geologis dan fisiografisnya dapat dibagi menjadi dua provinsi, yakni Halmahera bagian barat dan Halmahera bagian timur laut – tenggara. Halmahera bagian barat merupakan provinsi yang tersusun dari busur vulkanik Ternate

dan Halmahera Barat, sedangkan Halmahera bagian timur laut – tenggara merupakan provinsi yang tersusun dari melange. Secara garis besarnya, Maluku dapat dibagi menjadi dua bagian yakni Maluku Utara dan Maluku Selatan. Maluku Utara sebagian dihubungkan dengan rangkaian pulau-pulau Asia Timur, dan sebagian sistem Melanesia, sedangkan Maluku Selatan (Busur banda) merupakan suatu bagian dari Sistem Pegunungan Sunda. Daerah Obi Utara, Kabupaten Halmahera Selatan, Provinsi Maluku Utara. Secara geografis terletak antara koordinat $127^{\circ}45'$ – $128^{\circ}00'$ BT dan antara $01^{\circ}25'$ – $01^{\circ}40'$ LS. Morfologinya hampir sama dengan Pulau Sulawesi yakni memiliki 4 lengan dan bentuknya seperti huruf K, yang membedakan adalah skalanya. Pulau Halmahera memiliki ukuran sepertiga dari Pulau Sulawesi dan luas permukaannya sepersepuluh dari Pulau Sulawesi. Teluk antar lengan dan teluk Kau berada di timur laut, teluk Buli disebelah timur, dan teluk Weda di sebelah selatan. (Amarullah dan Tobing ; 2005) Pada dasarnya Kepulauan Maluku ini memiliki topografi yang bergunung dan berbukit, kecuali di pantai sebelah timur di lengan tenggara umumnya adalah daerah banjir. Pegunungan yang ada di Kepulauan Halmahera ini menjulang dari timur laut – barat daya dengan relief yang beraneka, yakni berada pada kisaran 500 meter hingga 1.000 meter. Bukit Solat merupakan pegunungan tertinggi yang menjulang dengan ketinggian 1.508 meter di bagian tengah pulau. Pulau maluku dibagi menjadi dua bagian yaitu Maluku Utara dan Maluku Selatan. Maluku Utara sebagian dihubungkan dengan rangkaian pulau-pulau Asia Timur, dan sebagian dengan sistem Melanesia, Maluku Selatan (Busur Banda) merupakan suatu bagian dari Sistem Pegunungan Sunda.



Gambar 2. 1 Peta Maluku (Sumber: Posko BNPB)

a) Maluku Utara

Provinsi Maluku Utara terletak di kepulauan Maluku sebelah utara dengan posisi $3^{\circ} 90' \text{ LU}-2^{\circ} 10' \text{ LS}-123^{\circ} 15' \text{ BT}$. Luas provinsi Maluku Utara yang beribukota di Sofifi adalah sekitar 53.836 km^2 , dengan jumlah penduduk 1.282.439 jiwa. Provinsi ini memiliki perairan laut yang relatif luas dengan sumberdaya perikanan yang relatif besar. Maluku Utara merupakan wilayah kepulauan yang terdiri atas pulau-pulau vulkanik dan pulau-pulau non vulkanik. Pulau vulkanik menempati bagian barat termasuk diantaranya adalah Pulau

Ternate, Pulau Tidore, Pulau Moti, Pulau Mare, Pulau Makian, dan Pulau Sangihe. Sedangkan pulau non vulkanik antara lain Pulau Bacan, Pulau Kasiruta, Pulau Talaud, dan Pulau Obi. (Amarullah dan Tobing ; 2005)

b) Maluku Selatan

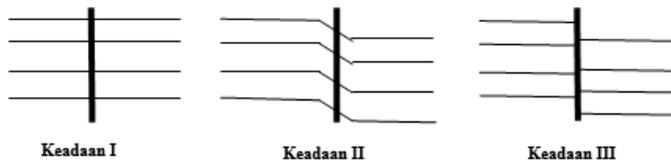
Maluku Selatan secara geologi merupakan Busur Banda, yaitu sistem kepulauan yang membentuk busur mengelilingi tapal kuda basin Laut Banda yang membuka ke arah barat. Sistem Kepulauan Maluku Selatan dibedakan menjadi busur dalam yang vulkanis dan busur luar yang non vulkanis. Busur dalam vulkanis terdiri dari pulau-pulau kecil (kemungkinan puncak gunungapi bawah laut/seamount) seperti Pulau Damar, Pulau Teun, Pulau Nila, Pulau Serua, Pulau Manuk dan Kepulauan Banda. Busur luar non vulkanis terdiri dari beberapa pulau yang agak luas dan membentuk kompleks-kompleks kepulauan antara lain Kepulauan Leti, Kepulauan Babar, Kepulauan Tanimbar, Kepulauan Aru, Kepulauan Kai, Kepulauan Watu Bela, Pulau Seram, dan Pulau Buru. (Sumardi, dkk. 2011)

2.2 Gempabumi

Gempabumi merupakan suatu proses berguncangnya bumi yang diakibatkan tumbukan antar lempeng bumi, patahan aktif, aktivitas gunung api atau runtuhannya batuan. Kekuatan gempabumi akibat aktivitas gunung berapi dan runtuhannya batuan relatif kecil. Proses gempabumi pada saat lempeng samudera yang memiliki kerapatan massa lebih besar ketika bertumbukan dengan lempeng benua di zona tumbukan (subduksi) akan menyusup ke bawah. Gerakan lempeng itu akan mengalami perlambatan akibat adanya gesekan dari selubung bumi. Akibat perambatan gerak itu menyebabkan penumpukan energi di zona subduksi dan zona patahan. Akibatnya, di zona-zona patahan itu terjadi tekanan, tarikan dan geseran. Saat batas elastis lempeng terlampaui maka akan terjadi patahan yang diikuti oleh terlepasnya energi secara tiba-tiba. Proses ini menimbulkan getaran dari sumber ke segala arah yang disebut gempabumi. (Departemen ESDM, 2005).

2.3 Teori *Elastic Rebound*

Teori bingkai elastik atau *Elastic Rebound Theory* (Reid, 1906) menyatakan bahwa pada saat lempeng tektonik bergerak relatif satu sama lain, akan terakumulasi energi *strain* elastik di sepanjang tepi batuan pada bidang patahan. Hal tersebut yang biasanya menyebabkan bidang patahan tidak rata sehingga sebagian besar energi akan tersimpan (bila batuan cukup kuat) saat pergerakan tertahan akibat penguncian yang terjadi di sepanjang patahan. Bila terjadi stress geser (*shear stress*) yang bekerja pada bidang patahan maka akan dapat memperbesar kekuatan geser dari batuan sehingga dapat mengakibatkan terjadinya *rupture*. Dengan menggunakan prinsip ini, yaitu apabila suatu batuan pada patahan dengan panjang tertentu dan mengalami *slip* satu sama lain dengan laju tertentu, maka dapat memungkinkan untuk menghitung waktu yang diperlukan untuk akumulasi energi *strain* elastik, dan kemungkinan besarnya magnitudo gempa bumi yang akan terjadi (Sapiie, 1999).



Gambar 2. 2 Tahapan yang Menggambarkan Proses Terjadinya Gempabumi atau Dikenal Sebagai Teori Bingkai Elastik (Yatimantoro, 2013)

Berdasarkan teori dari “*Elastic Rebound*” gempa bumi dapat terjadi melalui beberapa tahapan yaitu karena adanya gaya tektonik mengakibatkan terjadinya gesekan antar blok kerak batuan. Pada saat tegangan dalam batuan melebihi ambang batas, maka terjadi patah (*rupture*). Energi yang tersimpan dalam sistem setelah *rupture* terpancarkan keluar dalam bentuk gelombang seismik (Madlazim, 2010).

2.4 Tsunami

2.4.1 Definisi Tsunami dan Karakteristiknya

Kata tsunami adalah kata dalam bahasa Jepang yang ditulis dalam dua karakter yaitu **tsu** yang berarti pelabuhan dan **nami** yang artinya gelombang besar. Keduanya berarti “gelombang besar di pelabuhan”. Istilah ini pertama kali muncul di kalangan nelayan Jepang. Karena panjang gelombang tsunami sangat besar, pada saat berada di tengah laut, para nelayan tidak merasakan keberadaan gelombang ini. Namun, setibanya kembali ke pelabuhan, mereka mendapati wilayah di sekitar mereka rusak parah, karena itulah mereka menyimpulkan bahwa gelombang tsunami hanya timbul di wilayah sekitar pelabuhan, dan tidak di tengah lautan yang dalam. Istilah tsunami lebih tepatnya diartikan sebagai gelombang laut yang terjadi secara mendadak yang disebabkan karena terganggunya kestabilan air laut yang diakibatkan oleh gempa bumi tektonik (Wawanwae, 2011).

Tsunami tidak termasuk dalam gelombang tunggal tapi berupa rangkaian gelombang pada laut dalam yang mana tinggi gelombangnya hanya sampai 0,5 meter, namun sewaktu mendekati pantai tingginya sampai 15 meter bahkan lebih besar. Tsunami mempunyai gaya yang sangat besar karena volume air yang sangat besar dan pengaruh kecepatannya. Kecepatannya mendekati pantai sekitar 48 km/jam namun kekuatannya jutaan ton (UNESCO-IOC, 2006).

Tinggi tsunami disebabkan karena terjadinya konversi energi kinetik gelombang menjadi energi potensial. Artinya, kehilangan energi akibat berkurangnya kecepatan ditransfer ke dalam bentuk pembesaran tinggi gelombang (*run up*) (Disaptono dan Budiman, 2006). Kecepatan *run up* ke daratan bisa mencapai 25-100 km/jam. Kecepatan gelombang tsunami ini yang akan menyebabkan jatuhnya korban jiwa, rusaknya lahan pertanian, sarana prasarana wilayah, dan dataran rendah menjadi tergenang membentuk lautan baru. Kembalinya air ke laut setelah mencapai puncak gelombang (*run down*) juga bersifat merusak karena

menyeret segala sesuatu kembali ke laut (Disaptono dan Budiman, 2006).

Untuk gempabumi bawah laut, mekanisme pembentukan gelombang tsunami adalah ketika gempa terjadi maka terdapat perpindahan yang nyata dari kerak samudera, yang secara tiba-tiba pengangkatan atau penurunan dasar laut dapat terjadi. Jika hal tersebut terjadi, maka permukaan air laut di atas wilayah deformasi dasar laut akan menunjukkan deformasi (perubahan) yang serupa. Tsunami juga dapat terjadi di sepanjang patahan horisontal, sehingga tsunami yang dihasilkan berupa tsunami lokal dan umumnya tidak menjalar menuju tempat yang jauh (Disaptono dan Budiman, 2006).

Kecepatan penjalaran gelombang tsunami bergantung pada kedalaman air. Jika kedalaman air berkurang, kecepatan tsunami berkurang. Suatu gelombang progresif dengan nilai panjang gelombang yang jauh lebih besar daripada nilai kedalaman air yang dilaluinya ini disebut perairan dangkal atau gelombang panjang. Karena gelombangnya sangat panjang, bagian yang berbeda dari gelombang tersebut mungkin berada pada kedalaman yang lebih bervariasi secara luas (khususnya di daerah pantai) pada saat yang bersamaan. Dimana kedalaman menentukan kecepatan gelombang panjang, bagian yang berada bejalan dengan kecepatan yang berbeda, menyebabkan gelombang menekuk dan hal ini disebut pembiasan gelombang (Disaptono dan Budiman, 2006).

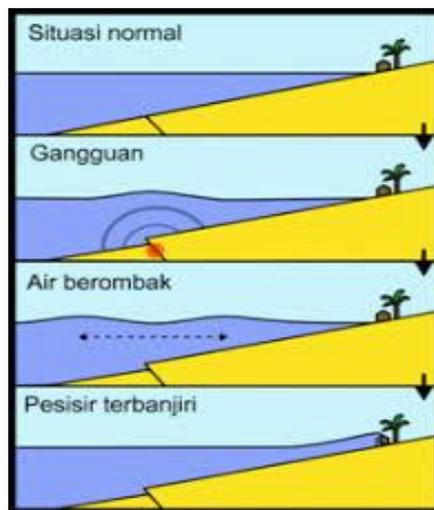
2.4.2 Penyebab Tsunami

Seberapa jenis aktivitas alam di atas yang menjadi penyebab terjadinya tsunami dapat menyebabkan terjadinya perpindahan sejumlah besar massa air yang kemudian akan mengakibatkan suatu penjalaran gelombang. Berdasarkan presentase penyebab kejadiannya tsunami umumnya dibangkitkan oleh gempa bumi yakni sebesar 97,90%, gempa yang dapat menyebabkan tsunami adalah gempa dengan episenter terletak di laut dan memiliki kedalaman gempa yang dangkal.

Secara umum faktor penyebab terjadinya tsunami adalah:

a. Gempa Tektonik

Gempa tektonik merupakan gempa bumi yang diakibatkan oleh dislokasi atau perpindahan yang disebabkan pergeseran lapisan bumi yang terjadi secara tiba-tiba pas struktur bumi, yaitu adanya tarikan atau tekanan (Bowler, 2003). Gempa tektonik ini merupakan salah satu penyebab utama terjadinya tsunami yang biasanya terjadi di zona subduksi atau zona tumbukan antar lempeng tektonik. Pada zona subduksi ini, lempeng yang memiliki berat jenis lebih tinggi (lempeng samudera) akan menyusup di bawah lempeng yang memiliki berat jenis lebih ringan (lempeng benua), sehingga kondisinya lempeng yang memiliki berat jenis lebih ringan (lempeng benua) akan berada di atas lempeng yang memiliki berat jenis yang lebih tinggi (lempeng samudera). Apabila akumulasi tegangan dari lempeng benua yang ada di sekitar tumbukan mencapai batass maksimum, maka ujung dari lempeng samudera akan melenting ke atas sehingga mengakibatkan terjadinya patahan (sesar) dan selanjutnya dapat menimbulkan tsunami. (UNESCO-IOC, 2006).



Gambar 2. 3 Proses Terjadinya Tsunami Akibat Gempa Tektonik (Departemen ESDM, 2005)

Secara umum karakteristik gempa yang dapat menimbulkan tsunami adalah sebagai berikut:

1. Episenter (Pusat gempa) berada di laut
2. Kedalaman pusat gempa (hiposenter) adalah dangkal, pada umumnya kurang dari 60 km dari permukaan
3. Mekanisme patahan gempa tektonik bertipe sesar naik (*reverse fault*) atau sesar turun (*normal fault*)
4. Magnitudo gempa besar, pada umumnya di atas $M=7$ SR
5. Batimetri, kelandaian, dan bentuk dari pantai yang sesuai.
6. Gerakan vertikal ini dapat terjadi pada patahan bumi atau sesar ketika hal ini terjadi air laut akan berupaya untuk kembali pada kondisi seimbang mengikuti gravitasi. Sehingga gerakan ini akan menyebabkan terjadinya energi yang dapat mendorong gelombang laut naik secara vertikal dan memunculkan tsunami.

(Disaptono dan Budiman, 2006).

b. Letusan Vulkanik

Akibat aktivitas dari erupsi vulkanik juga dapat menjadi salah satu penyebab terjadinya tsunami, namun frekuensinya sangat jarang terjadi karena kekuatan vulkanik biasanya tidak terlalu besar dan sifatnya lokal (Disaptono dan Budiman, 2006). Untuk wilayah Indonesia, daerah yang memiliki potensi besar terjadinya tsunami akibat letusan vulkanik merupakan bagian dari lingkaran api Pasifik (*The Pacific Ring of Fire*) yang bermula dari Kamchatka Alaska, Jepang, Sumatra, Jawa, Bali Lombok, Flores, Sulawesi dan berakhir di Filipina (USGS, 2007).

c. Longsoran (*Landslide*)

Longsoran (*Landslide*) dapat mengakibatkan terjadinya tsunami dan biasanya longsoran ini terjadi akibat gempabumi yang cukup kuat, letusan vulkanik, longsor di dasar laut dan longsor di atas permukaan laut (*sea level*) (Disaptono dan Budiman, 2006).

2.4.3 Jenis-jenis Tsunami

a. Tsunami Lokal (*Near Field/Local Field Tsunami*)

Tsunami lokal merupakan tsunami yang terjadi apabila jarak antara gempa dan daerah bencana tsunami kurang dari 100 km. Dari segi waktu terjadinya tsunami, tsunami lokal terjadi 5 sampai 40 menit setelah terjadinya gempa utamanya. Hal ini menunjukkan bahwa secara teoritis kejadian tsunami lebih mudah untuk diprediksi daripada kejadian gempa. Adanya tenggang waktu antara terjadinya gempa dengan waktu tibanya tsunami di pantai memungkinkan untuk dapat dilakukan analisis apakah suatu gempa itu dapat menimbulkan tsunami atau tidak (Fauzi, 2006).

Secara umum, kebanyakan tsunami yang terjadi di Indonesia adalah tsunami lokal dan mengingat keterbatasan sistem informasi di Indonesia belum memadai, sehingga biasanya sebelum informasi kejadian tsunami sampai ke masyarakat, gelombang tsunami telah lebih dulu menyapu pantai. Hal ini yang menyebabkan Indonesia belum dapat memaksimalkan peringatan dini tsunami (*Tsunami Early Warning System*) (Nakamura, 2006).

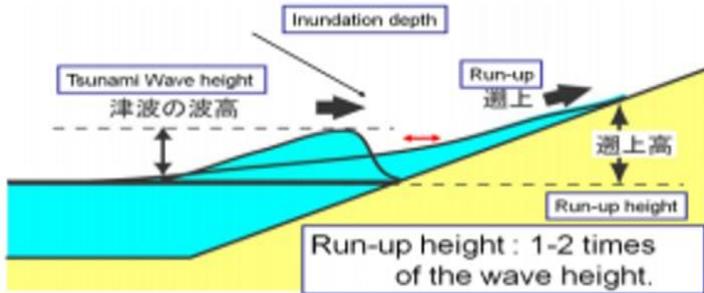
b. Tsunami Jarak Jauh (*Far Field Tsunami*)

Tsunami Jarak Jauh (*Far Field Tsunami*) merupakan bencana tsunami yang diakibatkan oleh gempa laut yang jaraknya ribuan kilometer dari pantai. Waktu datang tsunami berkisar antara beberapa jam sampai 24 jam setelah terjadinya gempa utama. Salah satu contoh tsunami jarak jauh adalah tsunami Aceh pada tahun 2004, dimana pada kejadian tsunami ini gelombang tsunami merambat hingga menyeberangi Samudera Hindia sampai ke Pantai Afrika Selatan (Fauzi, 2006).

2.4.4 Parameter Tsunami

Bencana tsunami biasanya dibangkitkan di perairan yang dalam kemudian menjalar ke perairan yang lebih dangkal. Saat telah memasuki perairan yang dangkal tsunami kemudian akan mengalami transformasi gelombang, sehingga akan

menghasilkan beberapa parameter. Parameter-parameter akibat tranformasi tersebut adalah:



Gambar 2. 4 Parameter Tsunami (Nakamura, 2006)

a. Tinggi Tsunami

Didefinisikan sebagai jarak vertikal antara puncak gelombang dengan titik nol muka laut (*mean sea level*) yang membesar pada saat tsunami menjalar dari pusat tsunami ke garis pantai. Tinggi tsunami akan mencapai nilai maksimum di pantai-pantai yang berbentuk seperti huruf U atau V, misalnya di teluk atau di muara sungai. Pantai yang terentuk seperti pelabuhan, taluk atau muara sungai tergolong sebagai pantai yang rawan terhadap bencana tsunami

b. *Run up* Tsunami

Merupakan jarak vertikal antara ujung tsunami di pantai dengan titik nol muka laut atau *mean sea level*. Tinggi run up dan tinggi tsunami bergantung pada magnitude gempa, morfologi dasar laut, dan bentuk pantai. Limit atas run up merupakan parameter yang sangat penting untuk menentukan profil pantai. Kesulitan-kesulitan yang kerap ditemui saat memprediksi run up adalah transformasi gelombang, refleksi gelombang, batimetri, gelombang infragravitasi, porositas, dll.

c. Genangan (Inundation)

Menurut (Nakamura, M. 2006) genangan didefinisikan sebagai jarak horizontal antara ujung tsunami terjauh yang

sampai di pantai (Run up) dengan garis pantai. Jarak genangan bergantung pada tinggi tsunami dan morfologi daratan pantai. Pada pantai yang landai, genangan dapat mencapai ratusan meter, sedangkan pada pantai yang curam hanya puluhan meter saja.

2.4.5 Faktor-faktor Yang Mempengaruhi Tinggi Tsunami

Adapun beberapa faktor yang dapat mempengaruhi ketinggian tsunami yakni

a. Bentuk Pantai

Refraksi adalah transformasi gelombang akibat adanya perubahan geometri dasar laut. Di tempat dimana terjadi penyempitan maka akan terjadi konsentrasi yang lebih, sehingga timbul gelombang di tempat itu akan membesar.

b. Kelandaian Pantai

Jarak jangkauan terjadinya tsunami ke daratan juga ditentukan oleh terjal dan landainya morfologi pantai dimana pada pantai terjal tsunami tak akan terlalu jauh mencapai daratan karena tertahan dan dipantulkan kembali oleh tebing pantai, sementara dipantai landai, tsunami menerjang sampai beberapa kilometer masuk ke daratan. Bila tsunami menjalar ke pantai maka ia akan mengalami perubahan kecepatan, tinggi dan arah, suatu proses yang sangat kompleks meliputi shoaling, refraksi, difraksi, dan lain-lain. *Shoaling* adalah proses pembesaran tinggi gelombang karena pendangkalan dasar laut. Gempa bumi biasanya terjadi di dekat pertemuan lempeng benua dan samudera di laut dalam, lalu menjalar ke pantai yang lebih dangkal. Aliran ini akan teramplifikasi ketika mendekati daratan akibat efek *shoaling*. Sedangkan difraksi merupakan perubahan gelombang akibat ada struktur penghalang atau bangunan. Ini terjadi bila gelombang terintangi sehingga dipantulkan kembali. Suatu bangunan tegak dan padat akan lebih mampu memecah daripada yang miring dan tembus air. Bangunan tembok laut (breakwater) seperti di Jepang, memang efektif menghalangi terjangan tsunami.

c. Vegetasi Dan Struktur Penghalang Di Sekitar Pantai

Kekuatan hutan pantai meredam tsunami makin terbukti jika hutan semakin tebal, misalnya hutan dengan lebar 400 meter dihantam tsunami dengan ketinggian 3 meter maka jangkauan Run up tinggal 57%, tinggi genangan setelah melewati hutan pantai tersisa 18%, arus tinggal 2%.

d. Arah Gelombang Tsunami

Gelombang tsunami yang datang dengan arah tegak lurus dengan pantai tentu akan menyebabkan tinggi gelombang tsunami lebih tinggi jika dibandingkan tinggi gelombang tsunami dengan arah sejajar atau dengan sudut tertentu. Seperti datang dari arah barat, timur, barat daya ataupun dari arah tenggara.

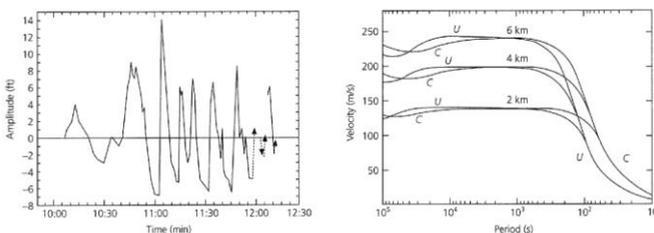
e. Efek Pemantulan Dari Pulau Lain

Gelombang tsunami yang terjadi tidak langsung berasal dari sumbernya, akan tetapi terjadi karena akibat adanya pemantulan gelombang dari sekitar pulau yang terkena dampak gelombang tsunami.

(Natawidjaja, 2007)

2.4.6 Dispersi Tsunami

Dispersi juga diamati untuk tsunami, gelombang air yang dihasilkan oleh gempa bumi. Tsunami seperti gelombang air yang digerakkan angin, di dalamnya melibatkan energi potensial gravitasi yang tersimpan oleh perpindahan vertikal air. Meskipun dalam ilmu fisika yang mendasari propagasi berbeda, ada kesamaan dalam cara gelombang tsunami dan gelombang permukaan menyebar.



Gambar 2. 5 *Kiri*: Pasang surut tsunami di Hilo, Hawaii, dari gempa besar Chilean 1960. Dispersi terlihat, dengan gelombang periode lebih

lama tiba lebih dulu (setelah Eaton et al., 1961). *Kanan*: Kurva dispersi tsunami teoritis mengesampingkan (U) dan kecepatan fase (V) untuk kedalaman laut yang berbeda (Ward, 1989)

Seperti ditunjukkan pada gambar 2.5 (kiri), dispersi tsunami serupa dengan gelombang rayleigh dan love, karena gelombang dengan waktu yang lebih lama berjalan lebih cepat dan dengan demikian tiba lebih awal. Hubungan dispersi (Gambar 2.5, kanan) menunjukkan dua efek yang bergantung pada periode, dan dengan demikian pada panjang gelombang. Pada periode yang panjang, di mana panjang gelombang jauh lebih besar daripada kedalaman samudera, d , kecepatan fase pada dasarnya nondispersif dan diberikan oleh

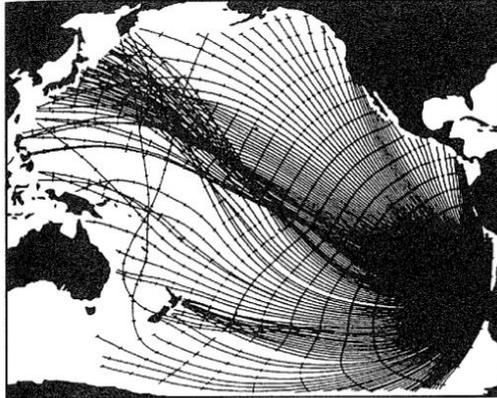
$$c = \sqrt{gd} \quad (2.1)$$

Dimana g adalah percepatan gravitasi. Dengan demikian kecepatan tsunami bergantung pada kedalaman laut, seperti yang ditunjukkan. Namun, pada periode yang lebih pendek, di mana panjang gelombangnya jauh lebih kecil dari kedalaman samudera sehingga tidak terasa dasar laut, kecepatan tsunami bergantung pada panjang gelombang seperti

$$c = (\lambda \cdot g / 2\pi)^{\frac{1}{2}} \quad (2.2)$$

Jadi, gelombang yang memiliki periode lebih pendek akan berjalan lebih lambat. Seperti gelombang permukaan, tsunami bergerak melintasi permukaan bumi, sehingga amplitudo mereka membusuk kira-kira sesuai dengan $1/\sqrt{r}$ karena penyebaran dua dimensi. Namun, menerapkan hukum Snell pada propaganda horizontal mereka menunjukkan bahwa jalur gelombang dan tsunami permukaan menyimpang dari jalur lingkaran terpendek yang paling dekat jika ada variasi kecepatan lateral yang besar. Efek ini, disebut *multipathing* karena gelombang tiba di receiver dari beberapa arah, bisa menyebabkan perubahan besar pada amplitudo gelombang akibat efek fokus dan pemfokusan. Akibatnya, variasi amplitudo dapat disimpulkan dari konsentrasi jalur sinar yang meninggalkan sumber secara seragam. Jalur Denser menunjukkan sinar yang memusatkan

perhatian dan meningkatkan amplitudo, sedangkan jalur sparser mengindikasikan defocus dan amplitudo yang lebih rendah. gambar 2.6 menunjukkan fokus dan pemfokusan untuk tsunami pada gambar 2.5 (kiri), karena variasi kedalaman laut.



Gambar 2. 6 Jalur sinar untuk tsunami gambar 2.5 (kiri). Tanda centang menunjukkan waktu tempuh dalam beberapa jam. Variasi kedalaman laut dan oleh karena itu dalam kecepatan tsunami, menyebabkan multipathing yang menghasilkan variasi besar amplitudo (Woods dan Okal, 1987)

2.4.7 Parameter Gempa Pembangkit Tsunami

Gempa yang dapat membangkitkan tsunami (*tsunamigenic earthquake*) untuk menghasilkan deformasi di dasar laut harus gempa yang memiliki momen seismik yang besar dengan posisi episenter yang dangkal. Momen seismik menghitung besarnya energi yang dilepaskan oleh gempa dengan memperhitungkan perpindahan yang terjadi di dalam slip di sepanjang sesar dan luas permukaan sesar yang mengalami slip. Magnitudo gempa tidak cocok untuk digunakan dalam gempa yang memiliki skala kecil, karena perpindahan dalam slipnya relatif lebih kecil atau bahkan kurang signifikan. Hubungan antara momen seismik dan deformasi sapat dilihat pada persamaan berikut ini:

$$M_0 = \mu \cdot A \cdot D \quad (2.3)$$

dimana :

- Mo = momen seismic gempa (Mm)
 μ = rigiditas (tingkat kekakuan benda, semakin keras bendanya maka energy yang diperlukan untuk menggerakannya semakin besar, artinya momen seismicnya semakin besar) (N/m²)
 A = luas bidang sesar (m²)
 D = deformasi atau dislokasi (m)
- (Hanks and Kanamori, 1979)

Adapun hubungan antara magnitudo gempa dengan momen seismic menurut persamaan

$$M_w = \frac{2}{3} \log M_o - 6,07 \quad (2.4)$$

(Wells and Coppersmith, 1994)

Beberapa parameter gempa yang perlu diketahui dalam hubungannya dengan pembentukan tsunami adalah momen seismic, lokasi atau episenter pusat gempa, kedalaman pusat gempa, dan mekanisme fokus serta geometri sesar (Madrinovella, 2011)

Sedangkan untuk panjang dan lebar dari deformasi dapat ditentukan dari daerah distribusi terjadinya gempa utama (*main shock*), gempa-gempa kecil sebelum gempa utam (*fore shock*), dan gempa-gempa susulan (*after shock*). Magnitudo dari *foreshock* dan *aftershock* selalu lebih kecil daripada *mainshock* .

Secara empiris panjang, lebar dan slip *fault* dapat ditentukan dengan melakukan interpolasi berdasarkan persamaan Papazachos, et al. (2004) sebagai berikut:

a. Panjang Sesar (L)

$$\log L = -2,42 + (0,58 * M_w) \quad (2.5)$$

b. Lebar Sesar

$$\log W = -1,61 + (0,41 * M_w) \quad (2.6)$$

c. Maximum Displcement (MD)

$$\log MD = -1,38 + (1,02 * \log L) \quad (2.7)$$

d. Average Displacement

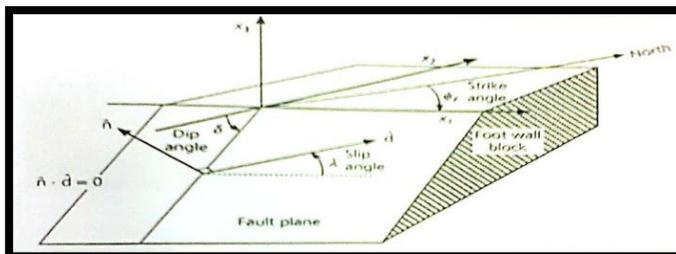
$$\text{Log AD} = -1,43 + (0,88 * \log L)$$

(2.8)

(Madrinovella, 2011)

Khusus untuk bidang sesar, orientasinya ditentukan oleh bidang sesar seperti ditunjukkan pada Gambar 2.7, terdiri atas :

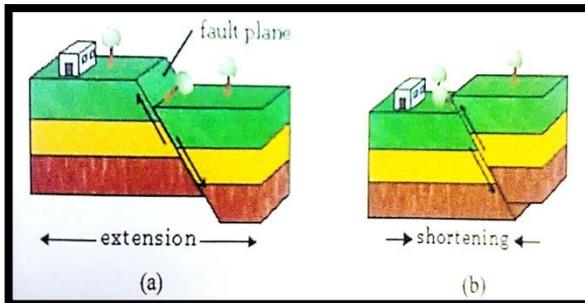
1. Strike (θ) adalah sudut yang dibentuk oleh jurus sesar dengan arah utara. Strike diukur dari arah utara ke timur searah jarum jam hingga jurus patahan ($0^{\circ} \leq \theta \leq 360^{\circ}$).
2. Dip (δ) adalah sudut yang dibentuk oleh bidang sesar dengan bidang horizontal, dan diukur pada bidang vertikal yang arahnya tegak lurus jurus patahan ($0^{\circ} \leq \delta \leq 90^{\circ}$).
3. Rake atau slip (λ) adalah sudut pergerakan hanging-wall terhadap strike ($-180^{\circ} \leq \lambda \leq 180^{\circ}$). Rake berharga positif untuk sesar naik dan negatif untuk sesar turun. Slip memiliki dua komponen yaitu magnitude slip yang menunjukkan seberapa jauh kedua sisi patahan bergerak satu sama lainnya dan arah slip yang diukur dari permukaan patahan (arah slip berupa derajat). Dalam pemodelan tsunami yang menjadi input (parameter dalam menjalankan software yakni magnitude slip yang diperoleh dari *average displacement* atau *maximum displacement*).

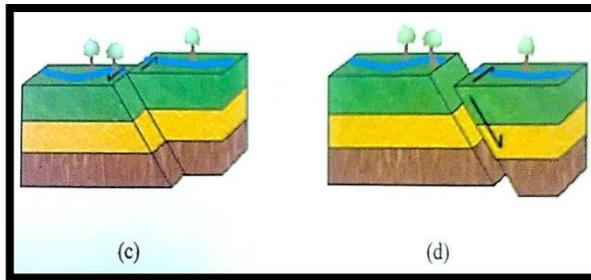


Gambar 2. 7 Parameter Bidang Sesar (Nakamura, 2006)

Dalam keadaan yang sebenarnya permukaan bidang sesar dapat mempunyai keadaan yang berbeda dan demikian pula dengan gerakannya dapat mempunyai arah yang berlainan sepanjang permukaannya.

Adapun bentuk gerakan dasar dari bidang sesar dapat dibedakan menjadi 3 bagian yaitu, sudut patahan terhadap permukaan (disebut sebagai dip) dan arah gelinciran sepanjang patahan dipakai geologis untuk membedakan jenis-jenis patahan. Patahan yang bergerak disepanjang bidang dip disebut sebagai patahan dip-slip. Patahan ini dapat dibagi dalam 2 jenis : normal (sesar turun) dan reverse (sesar naik) tergantung dari gerakannya. Patahan yang bergerak horisontal sebagai patahan strike-slip (sesar geser) dan dapat dibagi atas 2 jenis : right-lateral (sesar lateral kanan) atau left-lateral (sesar lateral kiri). Patahan yang bergerak disepanjang kearah dip dan juga bergerak horisontal disebut patahan oblique-slip (sesar miring).





Gambar 2. 8 (A) *Normal Fault* (B) *Thrust Fault* (C) *Strike Slip* (D) *Oblique Fault*

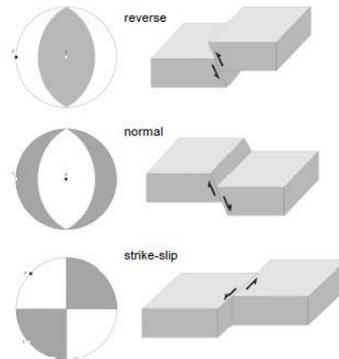
2.5 Mekanisme Fokus

Gempa tektonik terjadi akibat terjadinya proses lempeng yang berupa pergeseran, tumbukan, pelipatan atau penyusupan yang dapat mempengaruhi media yang dilewati dalam proses tersebut. Di daerah pertemuan lempeng akan timbul suatu tegangan yang diakibatkan oleh tumbukan dan pergeseran antara lempeng serta sifat-sifat elastisitas dari batuan. Tegangan dari batuan-batuan tersebut akan terkumpul secara terus-menerus sehingga sesuai dengan karakteristik batuan hingga mencapai titik patah, dimana pada saat energi tersebut terkumpul selama terjadi tegangan maka kemudian akan dilepaskan, dan pada saat itulah akan terjadi gempa bumi (Briggs, 2006).

Secara umum solusi untuk mekanisme fokus yang dinyatakan dalam proyeksi stereografik dengan tiga macam sesar yaitu, sesar mendatar, sesar normal dan sesar naik bisa dilihat seperti pada gambar di bawah ini:

- a) Sesar mendatar: Gerakan sejajar jurus sesar, disebut juga sesar geser atau *strike slip fault*. Stress yang terbesar adalah stress horizontal dan stress vertikal kecil sekali atau *transform fault*.
- b) Sesar turun: Gerakan relative ke bawah terhadap blok dasar, disebut juga sesar normal atau *gravity fault*.

- c) Sesar naik: Gerakan relative ke atas terhadap blok dasar, disebut juga *thrust fault* atau *reverse fault*. *Thrust fault* adalah *reverse fault* yang mempunyai $\text{dip} < 45^\circ$.



Gambar 2. 9 Tiga Macam Bentuk Gerakan Dasar Sesar (Nakamura, 2006)

BAB III METODOLOGI PENELITIAN

3.1 Waktu dan Tempat Penelitian

Proses pengambilan data dan pengolahan data pada penelitian ini dilakukan pada bulan Januari 2017 hingga Maret 2017 di Pusat Penelitian dan Pengembangan (Puslitbang) bidang Geofisika BMKG Jakarta Pusat yang kemudian dilanjutkan di Institut Teknologi Sepuluh Nopember Surabaya.

3.2 Pengumpulan Data

Dalam penelitian ini dilakukan pemodelan tsunami untuk daerah di Laut Banda, di sekitar palung Weber. Data yang digunakan adalah data mekanisme fokus gempa yang terjadi di sekitar Palung Weber pada tanggal 26 Desember 2009 berdasarkan skenario sumber gempa dari USGS dan data batimetri ETOPO 2 dengan batas koordinat 125° - 135° BT dan 1° LU - 9° LS.

3.3 Metode Penelitian

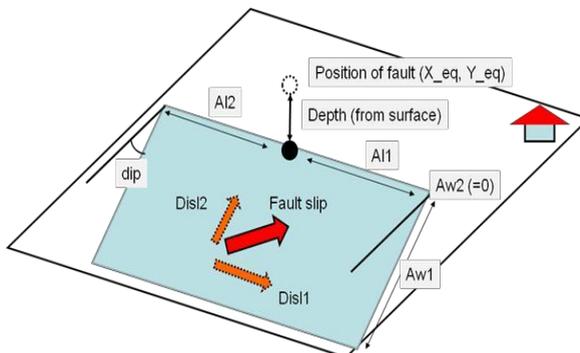
Pada penelitian ini dilakukan pengumpulan beberapa sumber referensi untuk pemodelan tsunami dan beberapa data mekanisme sumber gempa serta data batimetri. Adapun *input* yang dibutuhkan dalam penelitian ini adalah parameter gempa (lokasi episenter, magnitudo, panjang dan lebar sesar, *strike*, *dip*, dan *slip*). Dimana pada penelitian ini *strike* dan *dip* didapatkan dari hasil simulasi menggunakan *software* ISOLA, dengan data tiga stasiun dari GFZ. Semua data dikumpulkan dari berbagai sumber agar lebih akurat dalam melakukan pemodelan tsunami. Tahapan-tahapan dalam penelitian ini adalah:

3.3.1 Desain Model (Source Modeling)

Titik awal sumber tsunami diperoleh dengan memperkirakannya sebagai deformasi yang terjadi di dasar laut dengan parameter patahan yang ditentukan menggunakan mekanisme sumber gempa. Dalam penelitian ini mekanisme sumber gempa yang digunakan adalah data hasil *running*

menggunakan *software* ISOLA. Dimensi dari deformasi dapat diperkirakan dengan menggunakan perumusan empiris yang dikemukakan oleh Papzachos (2004), Wells and Coppersmith (1994), dan Hanks and Kanamori (1979), sehingga akan dapat diperkirakan panjang, lebar, dan luas *fault* serta *slip* yang dihasilkan.

Setting parameter untuk desain model (*source modeling*) ditunjukkan pada gambar 3.1. Panjang A_{11} (km) dan A_{12} (km) merupakan panjang *fault*, A_{w1} merupakan lebar *fault*. *Position fault* x_{eq} merupakan letak bujur dan y_{eq} merupakan letak lintang dari *epicenter* gempa sedangkan z_{eq} merupakan *depth* (kedalaman) gempa. Hasil penentuan parameter *input* untuk desain model (*source modeling*) ditunjukkan pada tabel 3.1. Input parameter tersebut didasarkan pada parameter dan mekanisme gempa 26 Desember 2009 dari USGS serta estimasi dimensi deformasi berdasarkan rumusan empiris dari persamaan Wells and Coppersmith (1994). Selanjutnya dilakukan *source modeling* dengan bantuan *software* L2008. *Output* dari *source modeling* adalah *vertical displacement* yaitu deformasi yang terjadi di dasar laut yang selanjutnya akan dipergunakan dalam *ocean modeling* dan *run up modeling*.



Gambar 3. 1 Setting Parameter Untuk *Source Modeling*

3.3.2 Model Penjalaran Gelombang (*Ocean Modeling*)

Data yang dibutuhkan dalam *ocean modeling* ini adalah data *output* dari *source modeling* dengan data batimetri. Untuk mendapatkan hasil simulasi yang baik, maka dibutuhkan data batimetri yang sesuai dan tepat dengan daerah penelitian. Pada penelitian ini data batimetri yang digunakan adalah ETOPO 2 yang dapat diperoleh dari situs <http://www.blumarblegeo.com/products/global-mapper-formats-elevation>. Data batimetri untuk *input* di *software* tsunami L2008 harus dengan format '*.xyz' (Lon Lat Depth).

Tabel 3. 1 *Input* Parameter Gempa Untuk *Source Modeling*

PARAMETER		MODEL PENELITIAN	
Length (km)	A11	123.8711029	123.8711029
	A12	123.8711029	123.8711029
Width (km)	Aw1	62.0869034	62.0869034
	Aw2	0	0
Depth (km)		33	33
Strike(Degree)		336	50
Dip (Degree)		218	61
Slip (m)		22.692312	22.692312
Mw (Richter)		8.3	8.3
Center Fault	Lat	5.530°	5.530°
Coor.	Lon	131.205°	131.205°
Tipe Fault		<i>Normal Fault</i>	<i>Normal Fault</i>

Pada *ocean modeling* ini parameter simulasi yang menjadi *input software* tsunami L2008 adalah *Max Time* yang merupakan waktu yang dibutuhkan untuk menjalar simulasi, dimana dalam

penelitian ini *Max Time* yang digunakan adalah 5400 detik. Selanjutnya *Data Save Interval* diisi 20 maka *output* yang dihasilkan adalah 1 *output* untuk setiap 20 detik.

3.3.3 Pemodelan *Run Up* Tsunami (*Run Up Modeling*)

Pada penelitian ini dilakukan pemodelan ketinggian tsunami (*run up modelling*). Pada *run up modeling* ini dilakukan dengan digitasi pada daerah-daerah yang telah ditentukan, untuk diketahui nilai *run up* nya. Dalam penelitian ini dilakukan digitasi di banyak titik di setiap garis pantai di area terdampak, kemudian diambil nilai *run up* terbesar untuk setiap daerah/kabupaten yang terdampak tsunami tersebut.

3.3.4 Analisis Inundasi Area Terdampak

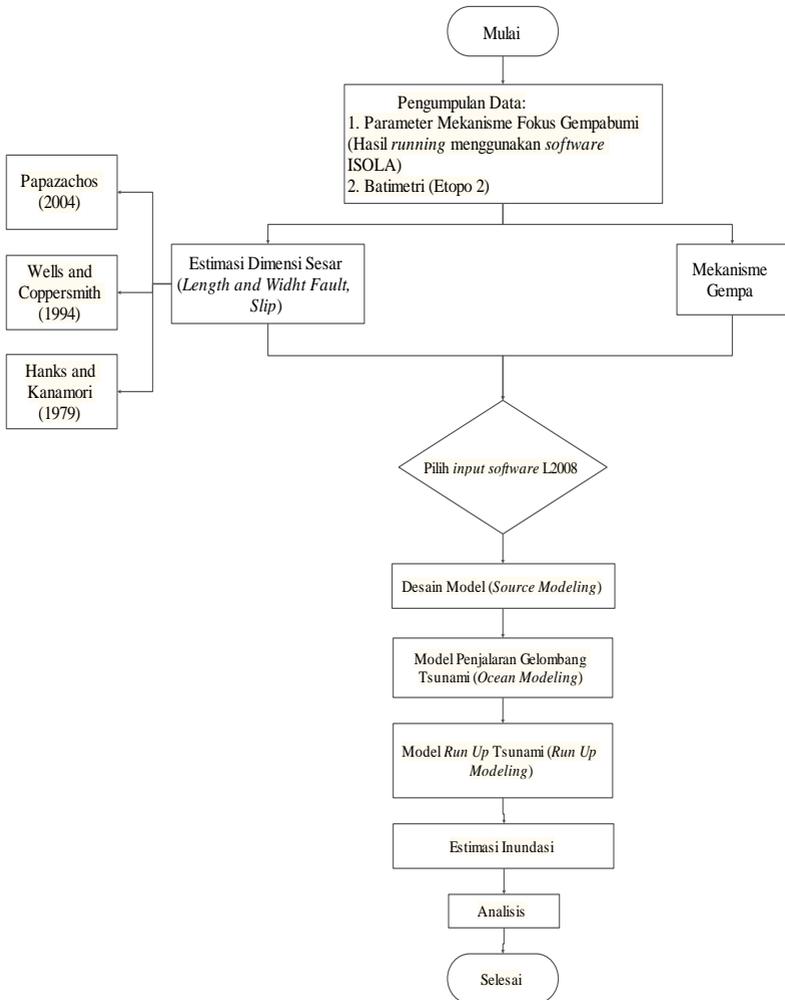
Setelah dilakukan *run up modeling*, maka dilakukan analisis inundasi untuk area terdampak tsunami berdasarkan beberapa wilayah kabupaten di Maluku. Analisis inundasi dilakukan dengan menggunakan perumusan inundasi berdasarkan *run up* tsunami dihitung oleh Hills, J. G. & Mader, C. L. 1997, dengan persamaan sbb. :

$$X_{max} = (H_s)^{1,33} \times n^{-2} \times k \quad (3.1)$$

dimana :

- X_{max} : Inundasi maksimum (m),
- H_s : Run-up tsunami maksimum (m),
- k : konstanta (0,06 selama bertahun-tsunami),
- n : konstan (0.015 untuk daerah halus,
0,03 untuk kawasan bangunan dan,
0,07 untuk kawasan hutan).

Gambaran singkat metode penelitian dapat dilihat pada diagram alir penelitian sebagaimana diperlihatkan pada Gambar 3.2.



Gambar 3. 2 Diagram Alir Penelitian

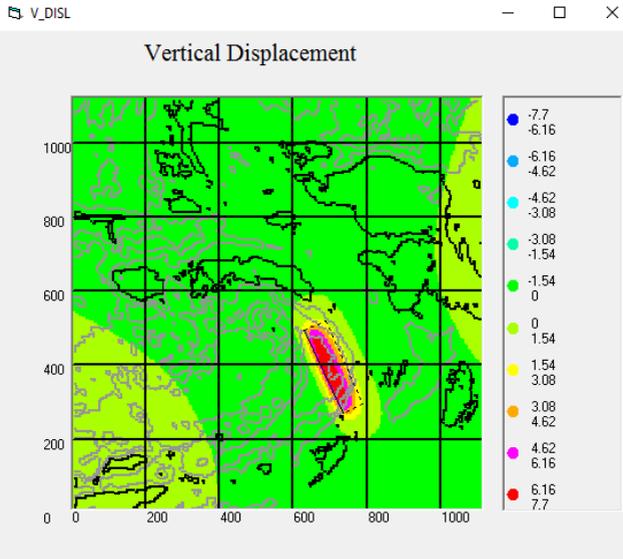
“Halaman ini sengaja dikosongkan”

BAB IV HASIL DAN PEMBAHASAN

Penelitian ini dilakukan dengan menggunakan data batimetri dengan koordinat 125° - 135° BT 1° dan LU- 9° LS dan data mekanisme sumber gempa bumi didapatkan menggunakan *software* ISOLA yang terjadi di sekitar palung Weber pada tanggal 26 Desember 2009.

4.1 Analisa Desain Model (*Source Modeling*)

Input parameter yang dibutuhkan untuk desain model (*source modeling*) berupa dimensi *fault* (panjang dan lebar) serta slip diperoleh berdasarkan perhitungan empiris menggunakan persamaan Papazachos (2004), Wells and Coppersmith (1994), dan Hanks and Kanamori (1997). Dalam penelitian ini input parameter yang digunakan adalah panjang dan lebar *fault* sekitar 247,742 km x 62,086 km. Dengan demikian diperoleh luas *fault* sebesar 15381, 54 km², dan *slip* 22,69 meter. Hasil dari desain model (*source modeling*) berupa *vertical displacement*, yang menunjukkan deformasi yang terjadi di dasar laut. Dimana pergerakan yang terjadi di kerak samudera dasar laut ini diikuti oleh pergeseran permukaan air laut yang mengikuti gerakan deformasinya. Hasil *source modeling* ditunjukkan pada Gambar 4.1 yang menggambarkan variasi nilai *maximum vertical displacement* untuk *event* ini adalah 7,7 meter dan nilai *minimum vertical displacement* sebesar -7,7 m. Dari nilai (+) *maximum vertical displacement* menunjukkan terjadinya pergerakan vertikal lantai samudera naik, sedangkan untuk nilai (-) *minimum vertical displacement* menunjukkan terjadinya pergerakan vertikal lantai samudera turun. Dari hasil pergerakan vertikal naik turun lantai samudera secara cepat ini sebagai respon dari gempa bumi dan menyebabkan naik dan turunnya air laut.

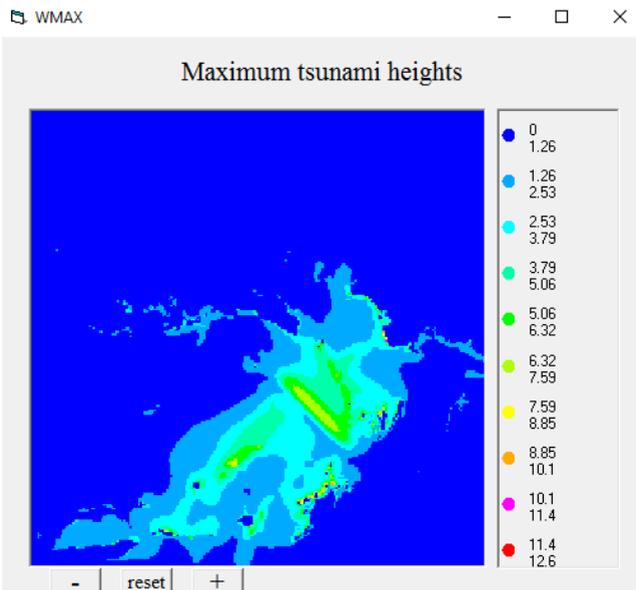


Gambar 4. 1 *Vertical Displacement* Hasil Desain Model (*Source Modeling*)

4.2 Analisa Penjalaran Gelombang (*Ocean Modeling*)

Hasil analisa penjalaran gelombang (*ocean modeling*) menunjukkan gelombang tsunami menjalar dari sumber gempa ke segala arah. Hasil penelitian juga menunjukkan penjalaran gelombang tsunami mulai memasuki kabupaten Seram Bagian Timur pada menit ke 05.40. Tidak lama kemudian, pada menit ke 11.00 gelombang tsunami menjalar masuk ke daerah Tual. Pada menit ke 16.20 gelombang tsunami mulai mejalar memasuki kabupaten Maluku Tengah, kemudian menit ke menit ke 22.00 gelombang tsunami mulai memasuki kabupaten Maluku Tenggara. Pada menit ke 14.40 gelombang tsunami mulai menjalar masuk ke kabupaten Maluku Tenggara Barat. Gelombang tsunami mulai memasuki Kabupaten Seram Bagian Barat pada menit ke 18.20, Kota Ambon pada menit ke 27.40. Sementara itu, gelombang tsunami baru memasuki kabupaten Buru pada menit ke 39.20, dan untuk Buru Selatan gelombang tsunami mulai memasuki kabupaten itu menit ke 41.40.

Selanjutnya, gelombang tsunami sampai ke Kabupaten Maluku Barat Daya pada menit ke 43.20. Gelombang tsunami tiba di Kepulauan Aru pada menit ke 49.00. Adanya perbedaan waktu dalam penjarangan gelombang tsunami ini disebabkan oleh beberapa faktor, seperti kondisi batimetri bawah permukaan laut wilayah persebaran tsunami yang berbeda-beda dan tingkat kelandaian pantai. Pada gambar 4.2 disajikan nilai *maximum tsunami height* dimana semuanya nilainya adalah positif, hal ini menunjukkan amplitudo gelombang tsunami terhadap titik nol muka laut (*mean sea level*). Pada saat amplitudo besar maka tinggi tsunami yang dihasilkan juga semakin besar, dan sebaliknya, apabila amplitudo kecil maka tinggi tsunami akan bernilai rendah. Gambar simulasi penjarangan gelombang tsunami dapat dilihat pada lampiran.

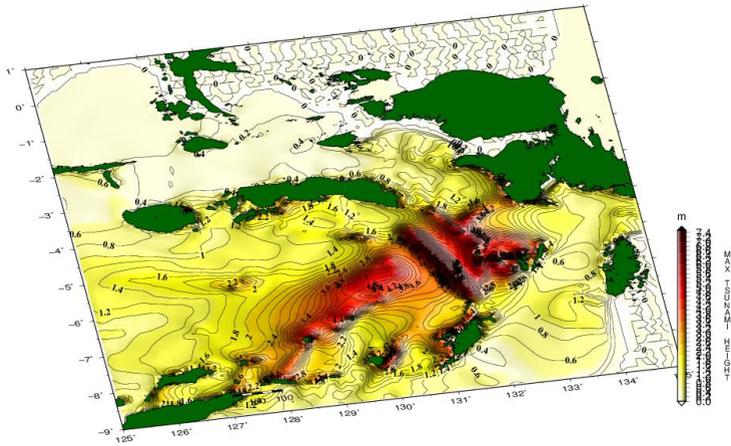


Gambar 4. 2 Model Penjarangan Gelombang Tsunami Beserta Tinggi Tsunami

4.3 Analisa Pemodelan *Run Up* (*Run Up Modeling*)

Istilah *run up* tsunami dengan tinggi tsunami memiliki perbedaan, dimana *run up* tsunami merupakan jarak vertikal antara titik nol muka laut (*mean sea level*) dengan ketinggian tsunami di pantai, sedangkan tinggi tsunami dianggap sebagai jarak vertikal antara puncak gelombang dengan titik nol muka laut (*mean sea level*). *Run up* dan tinggi tsunami bergantung pada magnitude gempa, morfologi dasar laut, dan bentuk pantai. Beberapa kesulitan yang seringkali ditemukan pada saat memprediksi *run up* tsunami adalah transformasi gelombang, refleksi gelombang, batimetri, dan faktor-faktor lainnya yang tidak dapat dimasukkan dalam model.

Hasil *run up modeling* menunjukkan tsunami menjalar di sepanjang pantai di sekitar wilayah Maluku, seperti ditunjukkan pada gambar 4.3. Nilai *run up* tertinggi berdasarkan model terjadi di sekitar kabupaten Tual dengan kisaran nilai 7,71 meter, kemudian daerah Maluku Tenggara dengan *run up*nya sekitar 6,84 meter. Nilai *run up* daerah Maluku Tenggara Barat mencapai 5,00 meter, Ambon sekitar 2.38 meter, Seram Bagian Timur sekitar 2,67 meter, Seram Bagian Barat sekitar 2,50 meter, Buru sekitar 1,92 meter, Buru Selatan mencapai 1,22 meter, Kepulauan Aru sekitar 0,97 meter, Maluku Barat Daya sekitar 2,37 meter dan untuk wilayah Maluku Tengah sekitar 1,82 meter.



Gambar 4. 3 Hasil *Run up Modeling*

Berdasarkan penelitian yang telah dilakukan, *run up* tsunami di setiap daerah memiliki nilai yang berbeda-beda hal ini disebabkan salah satunya karena jarak episenter gempa ke setiap daerah itu berbeda-beda. Nilai *run up* tsunami di masing-masing daerah yang berbeda-beda menyebabkan perbedaan inundasi yang ditimbulkan. Inundasi merupakan jarak maksimum *run up* atau jarak maksimum air yang sampai ke daratan akibat penjalaran gelombang tsunami. Dalam penelitian ini, dilakukan analisa antara tinggi *run up* tsunami dengan inundasi yang dihasilkan. Panjang inundasi akan mempengaruhi juga pada banyaknya populasi penduduk yang terdampak oleh gelombang tsunami. tabel 4.1 memperlihatkan hubungan antara *run up* tsunami, inundasi dan area terdampak akibat tsunami. Dimana panjang inundasi akan bernilai semakin besar, ketika tinggi tsunami mencapai nilai maksimum.

Tabel 4. 1 Korelasi Antara *Run Up* Tsunami dengan Panjang Inundasi dan Area Terdampak

No.	Daerah	Garis Bujur	Garis Lintang	Hs (m)	Xmax For Building Area (m)
1	Kepulauan Buru	127.20833	-3.25887	1.92158	158.92
2	Buru Selatan	126.93817	-3.79787	1.22526	87.35
3	Kepulauan Aru	134.1875	-5.81915	0.97178	64.18
4	Maluku Barat Daya	126.84812	-7.57092	2.37847	211.05
5	Maluku Tengah	129.68481	-3.3487	1.82625	148.52
6	Maluku Tenggara	132.74664	-5.45981	6.8407	860.19
7	Maluku Tenggara Barat	131.44086	-7.2565	5.00487	567.68
8	Seram Bagian Barat	128.87433	-3.25887	2.50571	226.20
9	Seram Bagian Timur	130.81048	-3.84279	2.67135	246.30
10	Kota Ambon	128.10887	-3.75296	2.38959	212.36
11	Kota Tual	132.25134	-5.50473	7.71547	1009.49

Nilai *run up* tidak hanya dipengaruhi oleh jarak episenter gempa ke suatu daerah terdampak, melainkan dipengaruhi juga oleh beberapa faktor lain seperti batimetri, bentuk pantai, kelandaian pantai dan tinggi gelombang tsunami. Tinggi

gelombang tsunami akan mengalami peningkatan sebanding dengan kedangkalan atau saat mendekati daratan. Fenomena tersebut akan diikuti oleh adanya refraksi, refleksi dan difraksi sehingga menjadikan gelombang tsunami semakin tinggi. Di daerah-daerah yang mengalami penyempitan, gelombang tsunami akan membesar akibat adanya konsentrasi energi. Batimetri akan mempengaruhi ketinggian tsunami yang berdampak pada tinggi *run up* tsunami. Jika gelombang mendekati pantai dengan kedalaman laut yang kecil, maka kecepatan gelombang juga akan semakin kecil, yang akan diimbangi oleh periode gelombang yang berkurang dan disertai oleh kenaikan amplitudo gelombang (tinggi gelombang). Hal ini menyebabkan tinggi *run up* tsunami semakin besar.

Penelitian terbaru menunjukkan bahwa di Laut Banda terdapat sebuah palung raksasa dengan luas 120 km x 450 km dengan kedalaman 7,2 km. Palung ini kemudian dikaitkan dengan kejadian tsunami pada 17 Februari 1674. *Run up* tsunami untuk kejadian gempa 17 Februari 1674 mencapai 80 meter hingga menelan kurang lebih 2.970 korban jiwa (Gusiakov, 2005 dan Puspito, 2007). *Run up* tsunami yang begitu besar kemungkinan disebabkan oleh refleksi transversal gelombang dan rigiditas batuan. Pada kejadian 17 Februari 1674 terjadi gempabumi yang menyebabkan penjalaran gelombang di dasar laut dan menghasilkan turbulensi aliran air laut, dimana turbulensi ini terjadi akibat adanya perpindahan energi yang menjalar dari pusat gempabumi. Diperkirakan akibat dari keberadaan Palung Weber, terjadi akumulasi energi di sekitar palung tersebut, sehingga timbul refleksi gelombang transversal dari penjalaran gelombang yang datang. Karena palung tersebut memiliki kedalaman yang sangat curam, refleksi gelombang laut terakumulasi sehingga amplitudo gelombang yang dihasilkan sangat besar. Hal ini menyebabkan ketinggian maksimum gelombang tsunami yang ditimbulkan bisa mencapai 80 meter.

Pemodelan tsunami yang dilakukan pada kejadian gempabumi tanggal 26 Desember 2009 menggunakan *software*

tsunami L2008. *Software* tersebut tidak memperhitungkan keberadaan Palung Weber. Sehingga, hasil simulasi nilai ketinggian maksimum tsunaminya hanya mencapai 7-8 meter, jauh lebih rendah dibandingkan dengan kejadian tsunami 17 Februari 1674. Faktor lain yang mempengaruhi penelitian ini yaitu besarnya rigiditas batuan yang digunakan pada saat perhitungan untuk *input* parameter dalam *software* tsunami L2008, yang dapat mengakibatkan perbedaan dari nilai *slip* yang digunakan. Apabila nilai rigiditas batuan semakin besar maka, nilai *slip* yang dihasilkan akan lebih rendah, dan sebaliknya jika rigiditas batuan yang digunakan rendah maka *slip* yang dihasilkan akan besar.

BAB V

KESIMPULAN DAN SARAN

5.1 Kesimpulan

Berdasarkan penelitian yang telah dilakukan, diperoleh kesimpulan sebagai berikut :

1. Hasil pemodelan sumber (*source modeling*), penjalaran gelombang tsunami (*ocean modeling*), dan ketinggian tsunami (*run-up modeling*), yaitu:
 - *Vertical displacement* maksimal adalah 7,7 meter dan . *Vertical displacement* minimum adalah -7,7 meter.
 - Penjalaran gelombang tsunami ke segala arah, dimana daerah yang pertama kali terkena tsunami adalah daerah Seram bagian timur pada menit ke 05.40.
 - *Run up* tertinggi berdasarkan model terjadi di Maluku Tenggara dengan ketinggian sekitar 7,71 meter.
2. Hasil analisis inundasi diperoleh perkiraan panjang inundasi untuk daerah Kepulauan Buru 158,92 meter, Buru Selatan 87,35 meter, Kepulauan Aru 64,18 meter, Maluku Barat Daya 211,05 meter, Maluku Tengah 148,52 meter, Maluku Tenggara 860,19 meter, Maluku Tenggara Barat 567,68 meter, Seram Bagian Barat 226,20 meter, Seram Bagian Timur 246,30 meter, kota Aambon 212,36 meter dan kota Tual 1009,49 meter.

5.2 Saran

Dari hasil penelitian dalam Tugas Akhir ini, untuk penelitian selanjutnya disarankan :

1. Memodifikasi *software* L2008 sehingga memungkinkan untuk menambahkan data batimetri dengan resolusi yang lebih tinggi sehingga hasil pemodelan tsunami akan semakin dapat diandalkan.
2. Menambah skenario tsunami dengan mempertimbangkan sejarah gempa bumi yang pernah ada dan memungkinkan terjadi di masa mendatang.

“Halaman ini sengaja dikosongkan”

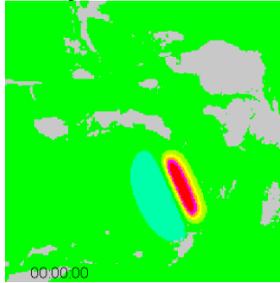
DAFTAR PUSTAKA

- Amarullah, Deddy dan Robert L. Tobing. 2005. Inventarisasi Batubara Marginal. Daerah Obi Utara Kabupaten Halmahera Selatan Provinsi Maluku Utara.
- Bowler, Sue. (2003). Bumi yang Gelisah. Jakarta: Erlangga.
- Departemen ESDM. 2005. *Geologi dan Mineral Sumatra*. Jakarta: Departemen ESDM.
- Disaptono, S dan Budiman. 2006. *Tsunami. Buku Ilmiah Populer*. Bogor: ITB.
- Fauzi. 2006. Daerah Rawan Gempa Tektonik di Indonesia. <http://www.bmg.go.id>. Diunduh pada 19 September 2012.
- Geospasial-BNPB. 2009. Peta Kepulauan Maluku. geospasial.bnpb.go.id. Diunduh pada 21 Juni 2017.
- Hanks, Thomas C., Kanamori, H. 1979. "Moment magnitude scale". *Journal of Geophysical Research*, 84 (B5): 2348–2350. Retrieved 2007-10-06.
- Hills, J. G. & Mader, C. L. (1997). Tsunami produced by the impacts of the small asteroids. *Annals of the New York Academy of Sciences*, 822, 381-394.
- Ibrahim, G. & Subardjo. 2005. Pengetahuan Seismologi. Jakarta : Badan Meteorologi dan Geofisika.
- Madlazim, Sentosa, B. J., Less, J. M., Utama, W. 2010. *The Four Earthquake of The Sumatran Fault Plane*. Journal of Seismology and Earthquake Engineer, Winter 11.4.
- Madrinovella, Iktri., Sri Widiyantoro, dan Irwan Meilano. 2011. *Reloksi Hiposenter Gempa Padang 30 September 2009 Menggunakan Metode Double Difference*. JTM Vol. XVII No.1/2011.
- Nakamura, M. 2006. Source fault model of the 1771 Yaeyama Tsunami Southern Ryukyu island Japan Inferred from Numerical Simulation, *Pure Appl. Geophys.*, 163, 41-54.
- Natawidjaja, D. H. 2012. "Tectonic Setting Indonesia dan Pemodelan Sumber Gempa dan Tsunami". PELATIHAN

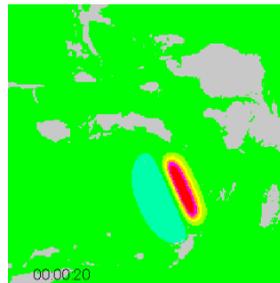
- PEMODELAN RUN-UP TSUNAMI. Geoteknologi-LIPI, 2007.
- Papazachos, B.C., Scordilis, E. M., Panagiotopoulos, D. G., Papazachos, C.B., and Karakaisis, G. F. 2004. Global Relations between Seismic Fault Parameters and Moment Magnitude of Earthquakes. *Bull. Geol. Soc. Greece*, Vol. XXXVI. *Proceedings of the 10 International Congress*, Thessaloniki, April 2004Th.
- Sapiie, B., Natawidjaja, D. H., and Cloos, M., 1999. Strike-Slip Tectonics of New Guinea: Transform Motion Between The Caroline and Australian Plates: In: Busono, i. And Alam, H. (Eds), *Developments in Indonesian Tectonics and Structural Geology; Proceedings of Indonesian Association of Geologist*, 28th Annual Convention, Jakarta, I, p. 1-5.
- UNESCO-IOC. 2006. Tsunami Glossary: IOC Information Document No. 1221. Paris. www.shoa.ci diunduh pada 13 September 2012.
- United State Geologyc Survey (USGS). 2007. *Seamless Shuttle Radar Topography Mission (SRTM)*. [HTTP://rockyweb.cr.usgs.gov/nmpstds/demstds.html](http://rockyweb.cr.usgs.gov/nmpstds/demstds.html). Diunduh pada 20 September 2013.
- Wawanwae. 2011. Definisi dan Penyebab Terjadinya Tsunami. <http://wawanwae.blogspot.com>. Diakses 12 September 2013.
- Ward, S. 1989. Tsunamis, in D. E. James (ed.), *The Encyclopedia of Solid Earth Geophysics*, Van Nostrand-Reinhold, New York, pp. 1279-92.
- Wells, D.L., dan Coppersmith, K. J. 1994. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, and surface displacements: *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 84, p. 974–1002.
- Woods, M. T. , and E. A. Okal . 1987. Effect of variable bathymetry on the amplitude of teleseismic tsunamis: A ray-tracing experiment, *Geophys. Res. Lett.*, 14, 765-8.

LAMPIRAN A

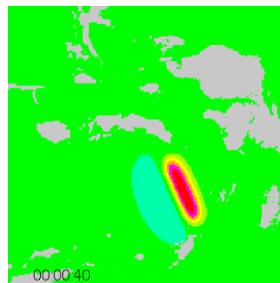
Hasil Pemodelan Penjalaran Gelombang Tsunami



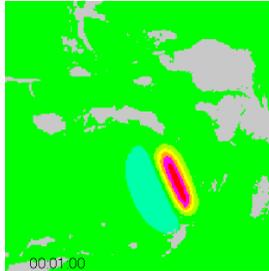
Gambar 1. Gambar Penjalaran Gelombang Detik ke 00



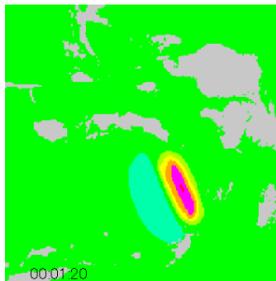
Gambar 2. Gambar Penjalaran Gelombang Detik ke 20



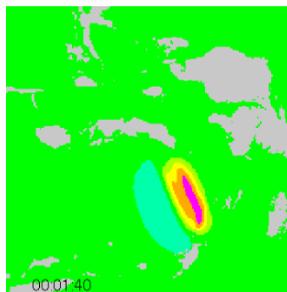
Gambar 3. Gambar Penjalaran Gelombang Detik ke 40



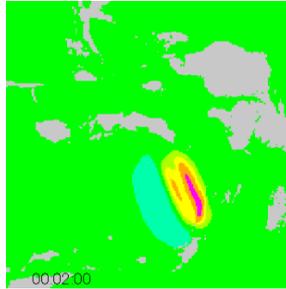
Gambar 4. Gambar Penjalaran Gelombang Menit ke 01



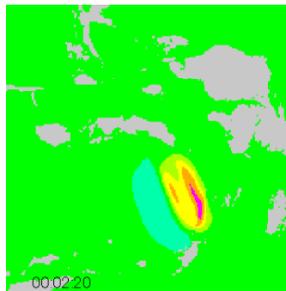
Gambar 5. Gambar Penjalaran Gelombang Menit ke 01 Detik ke 20



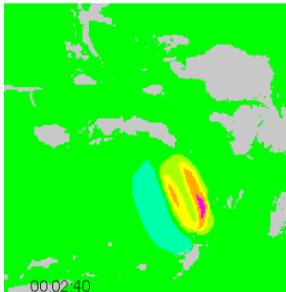
Gambar 6. Gambar Penjalaran Gelombang Menit ke 01 Detik ke 40



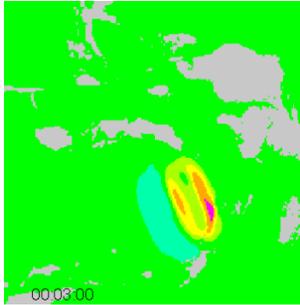
Gambar 7. Gambar Penjalaran Gelombang Menit ke 02



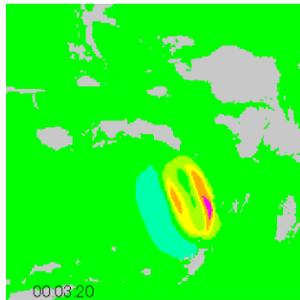
Gambar 8. Gambar Penjalaran Gelombang Menit ke 02.20



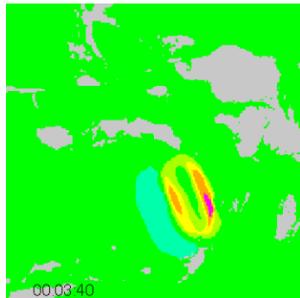
Gambar 9. Gambar Penjalaran Gelombang Menit ke 02.40



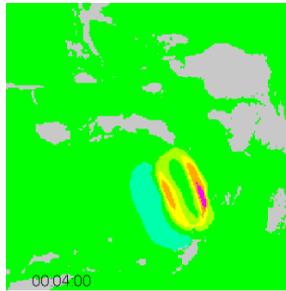
Gambar 10. Gambar Penjalaran Gelombang Menit ke 03



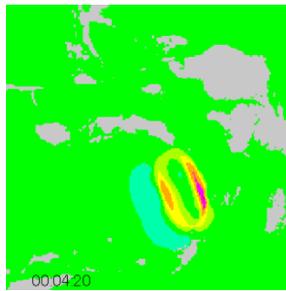
Gambar 11. Gambar Penjalaran Gelombang Menit ke 03 Detik ke 20



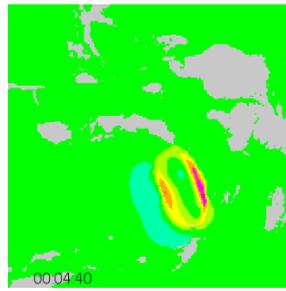
Gambar 12. Gambar Penjalaran Gelombang Menit ke 03 Detik ke 40



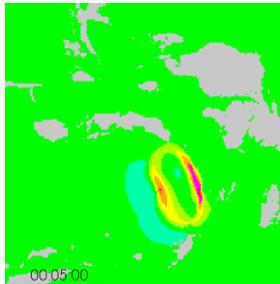
Gambar 13. Gambar Penjalaran Gelombang Menit ke 04



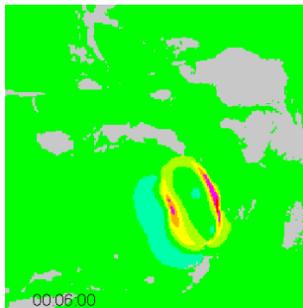
Gambar 14. Gambar Penjalaran Gelombang Menit ke 04 Detik ke 20



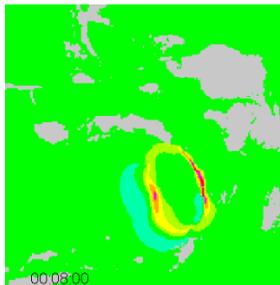
Gambar 15. Gambar Penjalaran Gelombang Menit ke 04 Detik ke 40



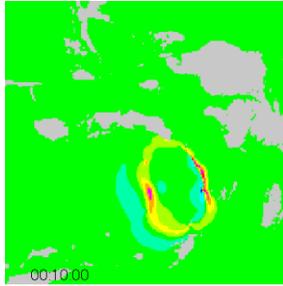
Gambar 16. Gambar Penjalaran Gelombang Menit ke 05



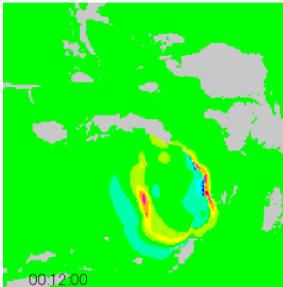
Gambar 17. Gambar Penjalaran Gelombang Menit ke 06



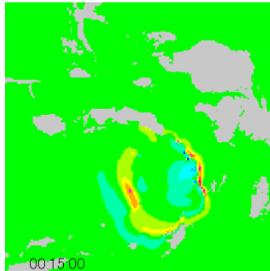
Gambar 18. Gambar Penjalaran Gelombang Menit ke 08



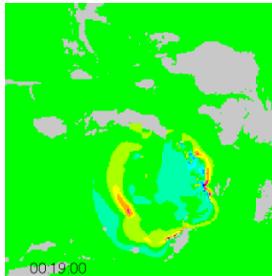
Gambar 19. Gambar Penjalaran Gelombang Menit ke 10



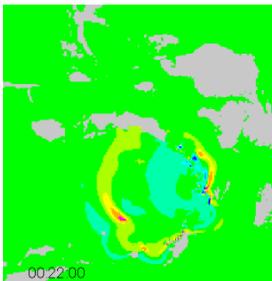
Gambar 20. Gambar Penjalaran Gelombang Menit ke 12



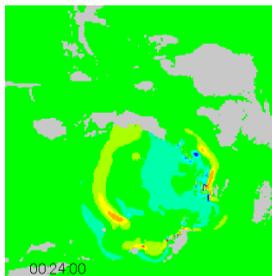
Gambar 21. Gambar Penjalaran Gelombang Menit ke 15



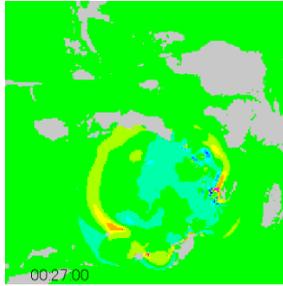
Gambar 22. Gambar Penjalaran Gelombang Menit ke 19



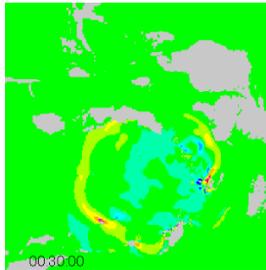
Gambar 23. Gambar Penjalaran Gelombang Menit ke 22



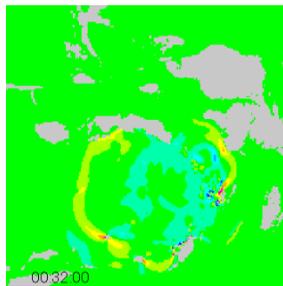
Gambar 24. Gambar Penjalaran Gelombang Menit ke 24



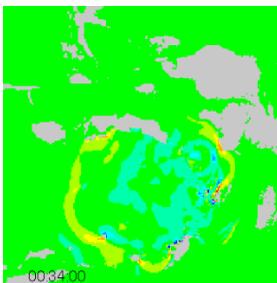
Gambar 25. Gambar Penjalaran Gelombang Menit ke 27



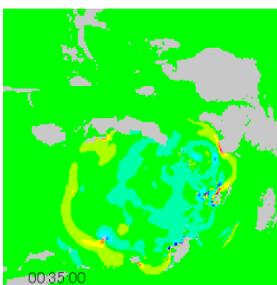
Gambar 26. Gambar Penjalaran Gelombang Menit ke 30



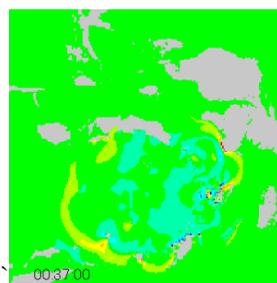
Gambar 27. Gambar Penjalaran Gelombang Menit ke 32



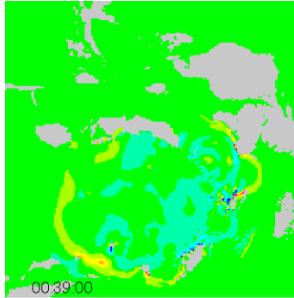
Gambar 28. Gambar Penjalaran Gelombang Menit ke 34



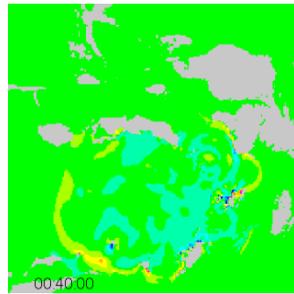
Gambar 29. Gambar Penjalaran Gelombang Menit ke 35



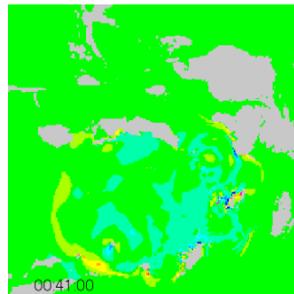
Gambar 30. Gambar Penjalaran Gelombang Menit ke 37



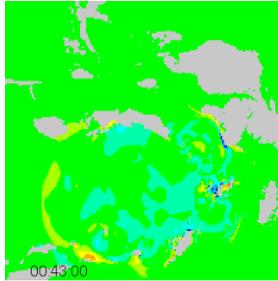
Gambar 31. Gambar Penjalaran Gelombang Menit ke 39



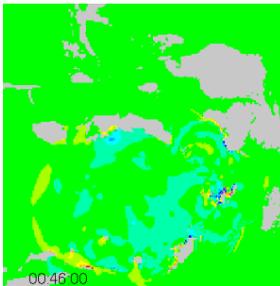
Gambar 32. Gambar Penjalaran Gelombang Menit ke 40



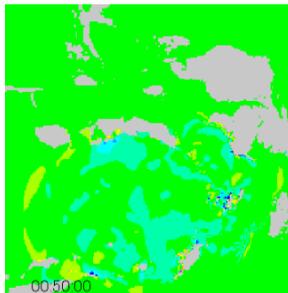
Gambar 33. Gambar Penjalaran Gelombang Menit ke 41



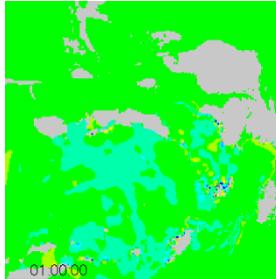
Gambar 34. Gambar Penjalaran Gelombang Menit ke 43



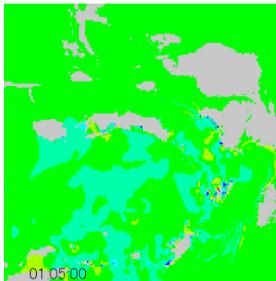
Gambar 35. Gambar Penjalaran Gelombang Menit ke 46



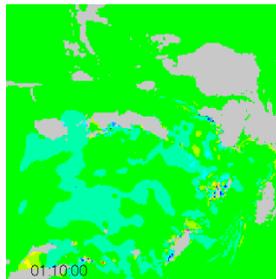
Gambar 36. Gambar Penjalaran Gelombang Menit ke 50



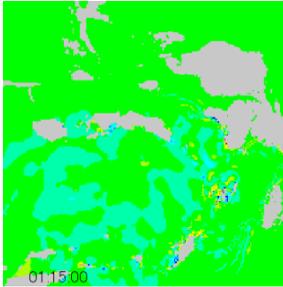
Gambar 37. Gambar Penjalaran Gelombang Menit ke 60



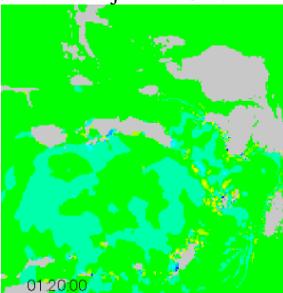
Gambar 38. Gambar Penjalaran Gelombang Menit ke 65



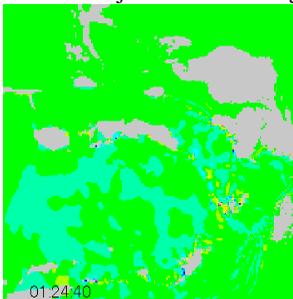
Gambar 39. Gambar Penjalaran Gelombang Menit ke 70



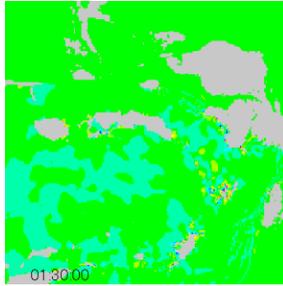
Gambar 40. Gambar Penjalaran Gelombang Menit ke 75



Gambar 41. Gambar Penjalaran Gelombang Menit ke 80



Gambar 42. Gambar Penjalaran Gelombang Menit ke 85



Gambar 43. Gambar Penjalaran Gelombang Menit ke 90

“Halaman ini sengaja dikosongkan”

LAMPIRAN B

Perhitungan Parameter Sumber Gempabumi
Berdasarkan persamaan Papazachos et. al (2004):

- Panjang *fault* :
$$\text{Log } L = -2,42 + (0,58 \times Mw)$$
- Lebar *fault* :
$$\text{Log } W = -1,61 + (0,41 \times Mw)$$
- *Slip* atau *Displacement* :
$$\text{Log } D = -1,38 + (1,02 \times \text{Log } L)$$

Berdasarkan persamaan Wells and Coppersmith (1994) :

$$Mw = \frac{2}{3} \text{Log } Mo - 6,07$$

Berdasarkan persamaan Hanks and Kanamori (1979) :

$$Mo = \mu \times A \times D$$

Perhitungan untuk Mw 8,3 SR:
Diketahui : $\mu = 3 \times 10^{10} \text{ N/m}^2$

- Panjang (L)

$$\text{Log } L = -2,42 + (0,58 \times 8,3)$$

$$= -2,42 + 4,814$$

$$\text{Log } L = 2.294$$

$$L = 247,74 \text{ km}$$

- Lebar (W)

$$\begin{aligned} \text{Log } W &= -1,61 + (0,41 \times 8,3) \\ &= -1,61 + 3,403 \end{aligned}$$

$$\text{Log } W = 1,793$$

$$W = 62,08 \text{ km}$$

- Jadi, luas *fault* (A)

$$A = L \times W$$

$$= 247,74 \times 62,08$$

$$A = 15381,54 \text{ km}^2$$

- $M_w = \frac{2}{3} \text{Log } M_o - 6,07$

$$8,3 = \frac{2}{3} \text{Log } M_o - 6,07$$

$$8,3 + 6,07 = \frac{2}{3} \text{Log } M_o$$

$$\frac{14,37}{\frac{2}{3}} = \text{Log } M_o$$

$$21,555 = \text{Log } M_o$$

$$M_o = 1,0471 \times 10^{22} \text{ N/m}$$

- $M_o = \mu \times A \times S$

$$1,0471 \times 10^{22} = 3 \times 10^{10} \times 15381,54 \times S$$

$$S = 22,69 \text{ m}$$

LAMPIRAN C



Gambar 1. Pusat Terjadinya Gempa Utama yang Dgunakan sebagai Pemodelan Tsunami

Event Gempa yang digunakan dalam penelitian yaitu:

- Event 26 Desember 2009, pukul 08:57:27 UTC
- Magnitudo 6.1 SR – di Laut Banda
- Kedalaman 85.0 km
- Koordinat Event 5.530°S 131.205°E

“Halaman ini sengaja dikosongkan”

BIODATA PENULIS



Penulis atas nama “Nisrina Ikbar Rahmawati” merupakan anak ketiga (bungsu) dari tiga bersaudara yang lahir di Lamongan, 16 Januari 1995 dari pasangan Abdul Choliq dan Budiharti. Penulis telah menempuh pendidikan formal di SD Negeri 1 Gembong pada tahun 2001-2007. Setelah itu menempuh Sekolah Menengah Pertama (SMP) di SMP Negeri 1 Babat pada tahun 2007-2010, kemudian melanjutkan di Sekolah Menengah Atas (SMA) di SMA Negeri 2 Lamongan pada tahun 2010-2013. Selanjutnya, penulis diterima di jurusan Fisika, Fakultas MIPA di Institut Teknologi Sepuluh Nopember pada pertengahan 2013 melalui jalur undangan dan terdaftar sebagai mahasiswa dengan NRP 1113100034. Selama menempuh S1, penulis juga mengikuti beberapa organisasi kemahasiswaan. Dimana beberapa organisasi yang telah diikuti penulis adalah sebagai staff PSDM HIMASIKA ITS (2014-2015), kemudian menjabat sebagai staff ahli PSDM HIMASIKA ITS (2015-2016). Selain itu, penulis ikut serta di beberapa organisasi dalam bidang Geofisika, seperti HMGI, AAPG. Penulis juga pernah menjadi Asisten Dosen Fisika Dasar 1. Apabila sari teman-teman pembaca ingin bertanya, sharing dan memberikan kritik saran, bisa menghubungi penulis melalui email (nara.rina@gmail.com)

“Halaman ini sengaja dikosongkan”

