

31.00099010917

**TUGAS AKHIR**  
**OE 1701**



**PENGGUNAAN METODE NUMERIK UNTUK  
MEMPREDIKSIKAN PENJALARAN DAN TINGGI  
GELOMBANG TSUNAMI**



RSke  
551.470 24  
Sam  
P-1  

---

1997

PERPUSTAKAAN ITS	
Tgl. Terima	15-Des-97
Terima Dari	H
No. Agenda Prp.	7801

Oleh :

**KRIYO SAMBODHO**

**NRP. 4392.100.004**

**JURUSAN TEKNIK KELAUTAN  
FAKULTAS TEKNOLOGI KELAUTAN  
INSTITUT TEKNOLOGI SEPULUH NOPEMBER  
SURABAYA  
1997**

## LEMBAR PENGESAHAN

Judul Tugas Akhir : PENGGUNAAN METODE NUMERIK UNTUK  
MEMPREDIKSIKAN PENJALARAN DAN TINGGI  
GELOMBANG TSUNAMI

Penulis : KRIYO SAMBODHO

NRP : 4392.100.004

Surabaya, 1997  
Mengetahui / Menyetujui

Pembimbing I

Pembimbing II



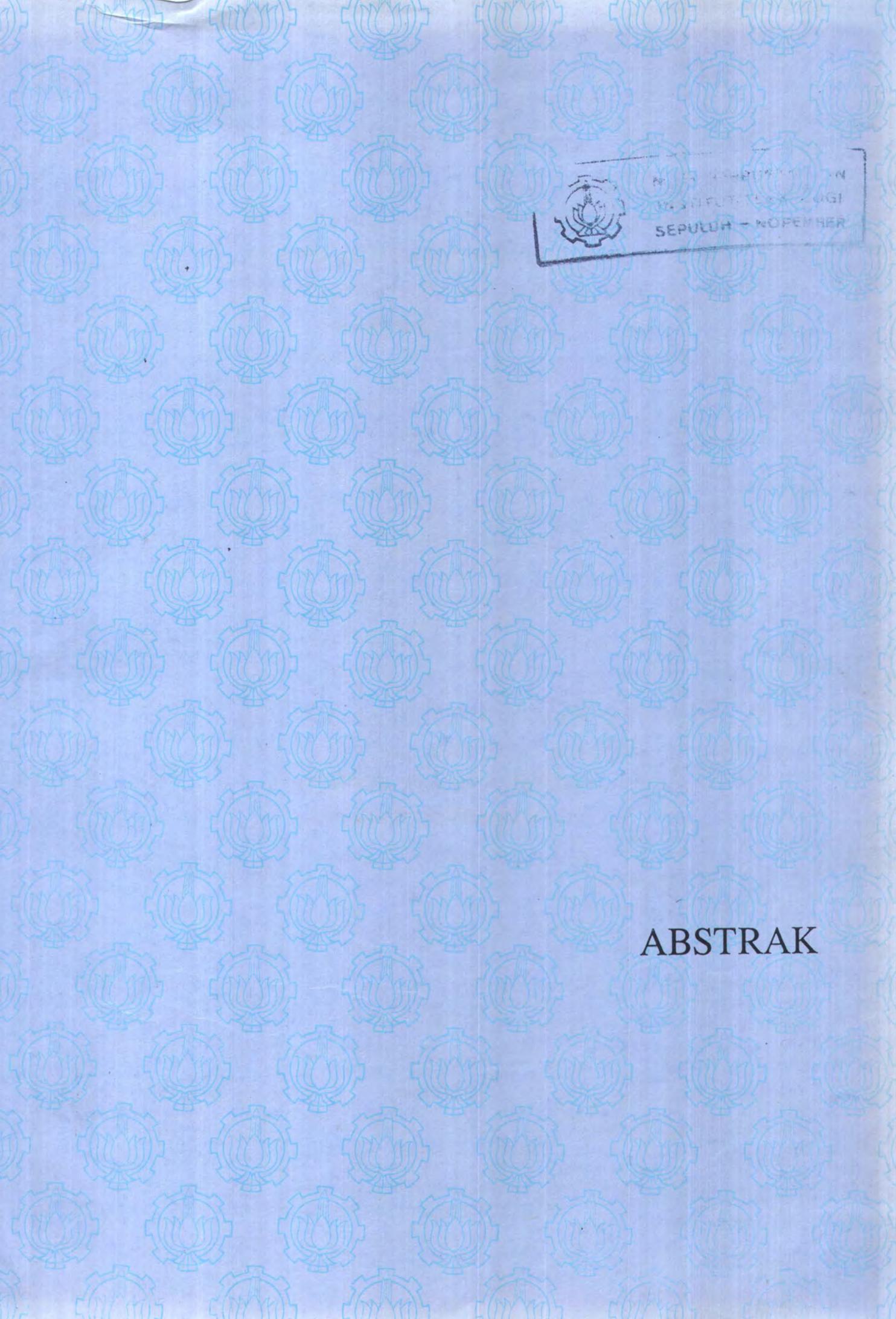
Ir. W.A. Pratikto, M.Sc., Ph.D.

NIP. 130 816 210

Ir. Imam Rochani, M.Sc.

NIP. 131 417 209

Tiada yang pantas menerima karya pertamaku ini  
selain Bapak dan Ibuku di sorga.  
Bapak dan Ibu tercinta di sorga,  
terimakasih . . . .



REKAM-REKAM  
KEMENTERIAN TEKNOLOGI  
SEPULUH - NOPEMBER

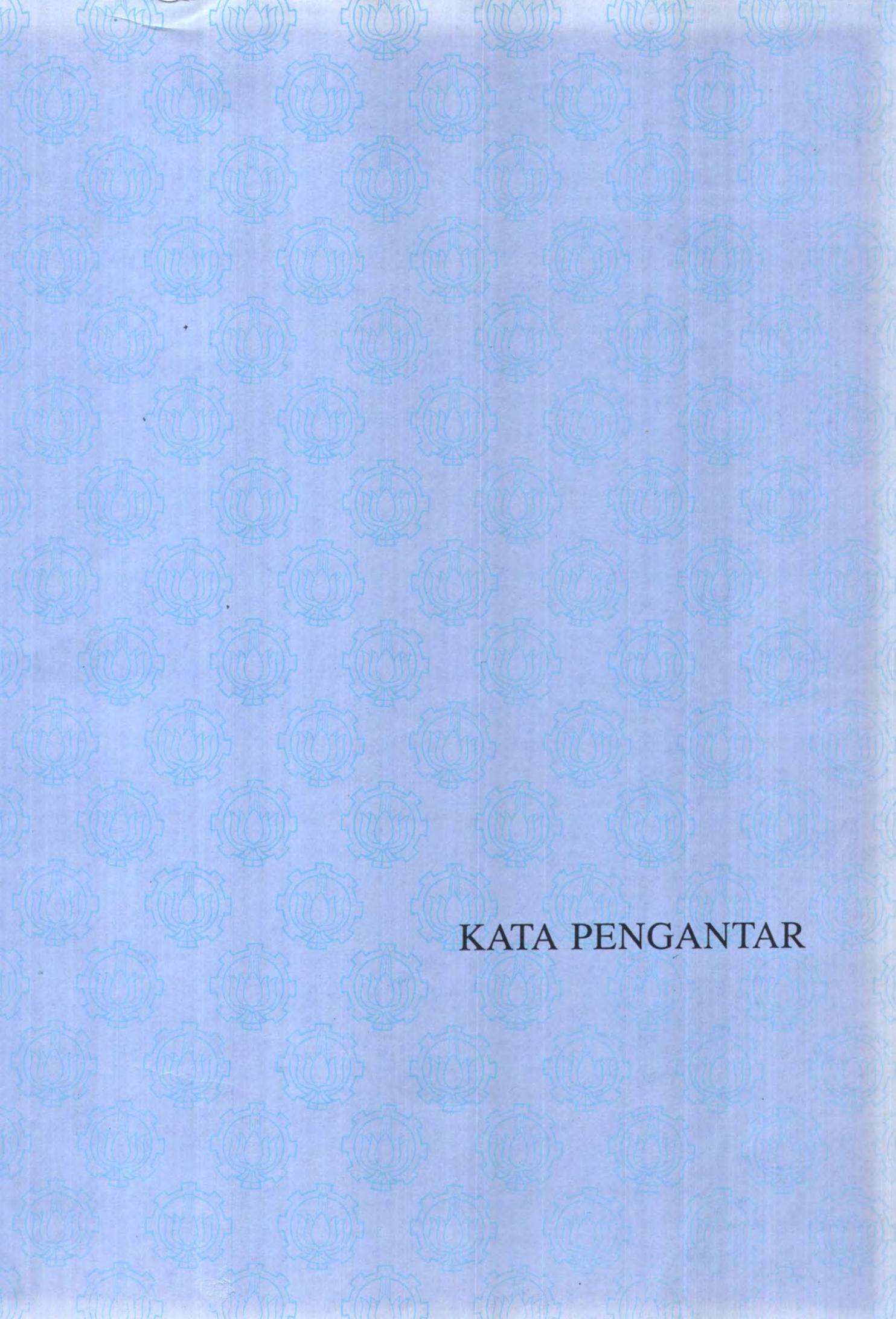
**ABSTRAK**

## ABSTRAK

*Dalam tugas akhir ini metode numerik digunakan untuk memodelkan penjalaran gelombang dan tinggi gelombang akibat adanya tsunami. Metode penyelesaian numerik eksplisit dengan skema Leap - Frog digunakan untuk menyelesaikan persamaan - persamaan gerak gelombang panjang suku linier, tanpa menyertakan suku gesekan dasar samudera. Penggunaan anggapan pantai sebagai dinding yang reflektif sempurna digunakan untuk mempermudah perhitungan.*

*Parameter - parameter gempa (Slip, Dip, Strike), dislokasi, kedalaman gempa, serta data bathimetri perairan tempat tsunami terjadi digunakan sebagai masukan untuk penjalaran gelombang tsunami awal yang terjadi, selanjutnya digunakan sebagai masukan data untuk model penjalaran dan tinggi gelombang tsunami. Hasil akhir berupa model penjalaran dan informasi tinggi gelombang dapat diketahui untuk setiap waktu yang telah ditentukan.*

*Pada bagian akhir disajikan contoh penggunaan model pada kasus tsunami di Banyuwangi pada bulan Juni 1994. Dari hasil penerapan model di Teluk Grajagan dan Teluk Rajegwesi didapatkan bahwa penggunaan skema Leap - Frog untuk memodelkan tsunami yang terjadi dapat memenuhi syarat kestabilan Courant-Frederic-Leuwy (CFL), dan memiliki akurasi perhitungan yang cukup baik.*



**KATA PENGANTAR**

## KATA PENGANTAR

Rasa syukur penulis haturkan kehadiran Tuhan Yang Maha Esa , karena berkat karunia dan anugerah Nya penulis dapat menyelesaikan salah satu syarat kurikuler agar penulis berhak atas gelar Sarjana Teknik Kelautan.

Betapapun keras usaha yang dilakukan penulis selama ini rasanya tidaklah berarti tanpa bantuan dan dorongan dari berbagai pihak. Untuk itu rasanya pantas bila penulis menyampaikan ucapan terima kasih serta penghargaan yang tulus kepada :

1. Bapak Ir.Widi Agus Pratikto, MSc,PhD, yang penulis anggap bukan hanya sebagai pembimbing, namun sekaligus sebagai 'bapak' dalam keseharian bagi penulis, 'rekan' dalam berdiskusi dan bertukar pendapat, yang telah membantu penulis baik saran, pendapat ataupun dana bea siswa yang sangat berarti bagi penulis selama studi di Teknik Kelautan ITS. Semoga Tuhan YME selalu bersama Bapak beserta keluarga.
2. Bapak Ir. Imam Rochani, MSc, sebagai dosen wali sekaligus 'guru' bagi penulis selama menyelesaikan studi di jurusan Teknik Kelautan ITS
3. Bapak Ir. Subandono Diposaptono, M Eng, atas pengarahan dan petunjuknya sehingga penulis mengerti dasar-dasar pemodelan numerik, dan dapat mengaplikasikannya di tugas akhir ini.
4. Bapak Ir. Eko Budi Djatmiko Msc, PhD dan Bapak Ir. Paulus Indiyono, Msc, PhD, sebagai dua ujung tombak kemajuan Teknik Kelautan, yang tidak bosan-bosannya mengingatkan penulis untuk segera menyelesaikan tugas akhir ini.
5. Mas Ir Budianto Ontowirjo, Msc , Mbak Ir Velly Asvaliantina , Mas Ir. Lukiyanto, Mas Ir Apriyanto, serta semua staf dan karyawan di LPTP BPP Teknologi baik di Jakarta atau di Yogyakarta yang dengan sabar membantu penulis menyelesaikan tugas akhir ini.
6. Kakak - kakak ku semua , tanpa kalian rasanya penulis tidak akan dapat mengenyam pendidikan dan kenikmatan seperti saat ini.

7. Kawan - kawan diskusi penulis selama menyelesaikan tugas akhir ini ; Afianto, Firman serta Taufik, tanpa kalian bertiga penulis sadar tidak akan mampu menyelesaikan ini semua.
8. Semua karyawan baik di lingkungan FTK ataupun Teknik Kelautan ITS, terutama Ibu Anna atas bantuannya sehingga penulis mengalami kemudahan selama studi.
9. Dasril, Joe, Wasis, Andy, PT, Satya, Bhimby serta semua saudaraku angkatan '92 yang sering sebagai tempat dan teman berbagi susah maupun duka. Terima kasih semuanya.
10. Rekan - rekan di Kayoon, Ardy, Eddy, Hafri, Hendro, Rusiadi dan semuanya. Terimakasih atas hiburannya selama ini
11. Intan, Nunik, Citta, Sonya, Verra, Asih, yang memberikan nuansa lain dalam keseharian sehingga penulis lebih rajin kuliah dan semangat dalam belajar.
12. *Sahabatku* yang selalu membantu dan mengingatkan penulis untuk segera menyelesaikan tugas akhir ini.
13. Saudara - saudaraku semua di Teknik Kelautan ITS yang tak mungkin penulis sebut satu persatu, terimakasih semuanya. Tanpa kalian rasanya penulis tidak akan betah berlama-lama di kampus.

Surabaya, Oktober 1997

Penulis



MILIK PERPUSTAKAAN  
INSTITUT TEKNOLOGI  
SEPULUH - NOPEMBER

## DAFTAR ISI

## Daftar Isi

Halaman Judul

Halaman Pengesahan

Halaman Persembahan

Abstrak

Kata Pengantar

Daftar Isi

Daftar Notasi

### **BAB I PENDAHULUAN**

1.1 Latar Belakang Masalah	I - 1
1.2 Metodologi Penelitian	I - 2
1.3 Batasan Masalah	I - 4
1.4 Tujuan	I - 5
1.5 Manfaat	I - 5

### **BAB II TEORI GELOMBANG TSUNAMI**

2.1 Definisi Tsunami	II - 1
2.2 Pembangkit Tsunami	II - 2
2.3 Energi Gelombang Tsunami	II - 3
2.4 Tsunami di Indonesia	II - 6
2.5 Persamaan Differensial Parsiil	II - 10
2.6 Perkiraan Differensial Dengan Beda Hingga	II - 11
2.7 Teori Dasar Gelombang Tsunami	II - 17
2.7.1 Persamaan Dasar Gelombang Tsunami	II - 17
2.7.1.1 Persamaan Gerak	II - 17
2.7.1.2 Persamaan Kontinuitas	II - 19
2.7.2 Persamaan Gelombang Tsunami Yang digunakan Dalam Model	II - 20

## **BAB III METODE NUMERIK UNTUK PEMODELAN**

3.1 Skema Metode Numerik	III - 1
3.1.1 Deskritisasi Persamaan Kontinuitas	III - 3
3.1.2 Deskritisasi Persamaan Gerak Suku Linier	III - 4
3.2 Stabilitas Dan Konsistensi	III - 5
3.2.1 Stabilitas	III - 6
3.2.2 Konsistensi	III - 8
3.3 Kondisi Awal dan Syarat Batas	III - 9
3.3.1 Kondisi Awal	III - 9
3.3.2 Kondisi Batas Terbuka	III - 10
3.3.3 Syarat Batas Tertutup	III - 12
3.4 Deformasi Dasar Laut Akibat Gerakan <i>Fault</i>	III - 12

## **BAB IV CONTOH PENGGUNAAN MODEL NUMERIK PADA KASUS TSUNAMI BANYUWANGI 1994**

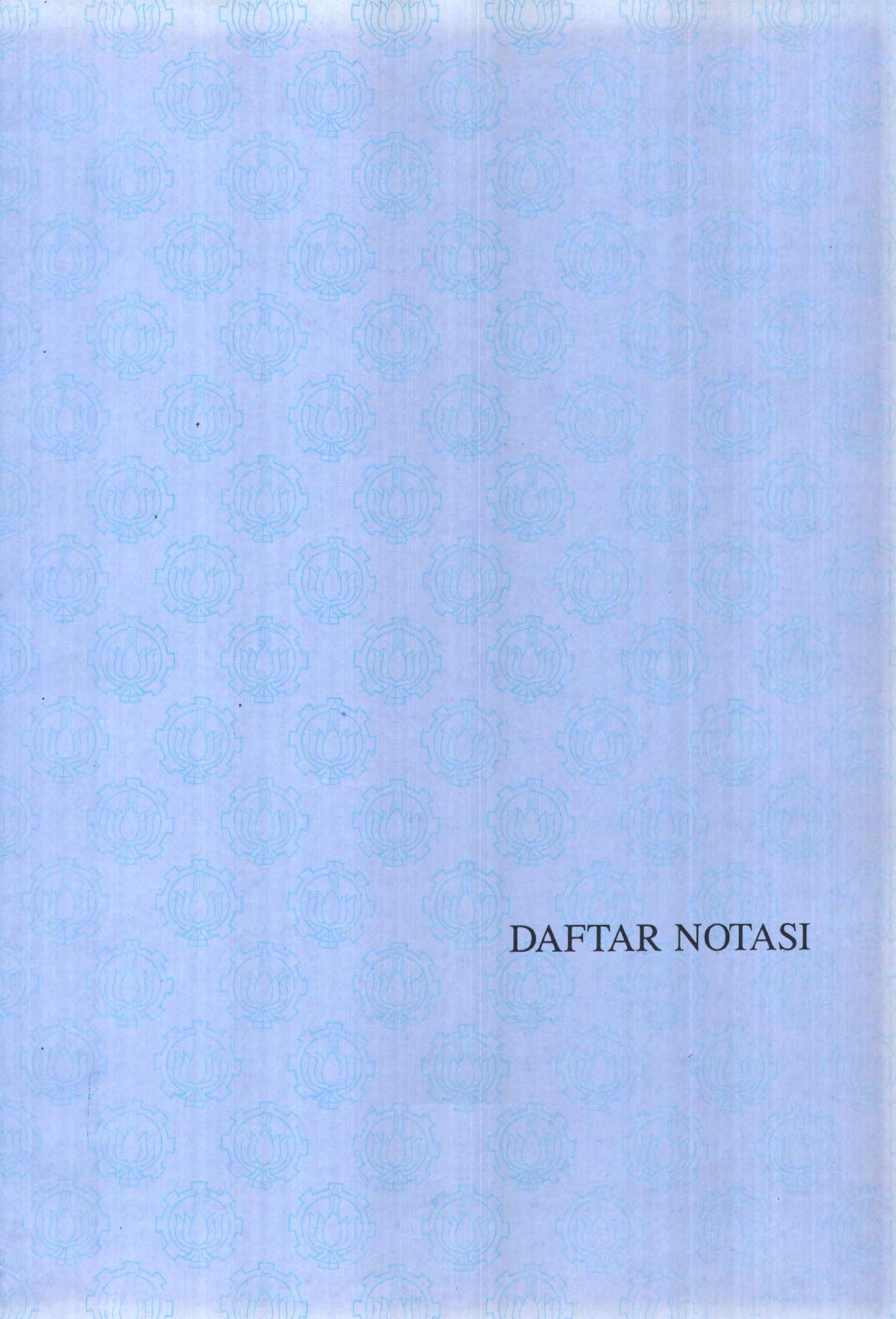
4.1 Pengolahan Data Input Model Numerik	IV - 1
4.1.1 Data <i>Mainshock dan Aftershock</i> Gempa Banyuwangi	IV - 1
4.1.2 Data Bathimetri Laut Selatan Jawa	IV - 2
4.2 Simulasi Model Numerik	IV - 3
4.2.1 Simulasi Gelombang Tsunami Awal	IV - 3
4.2.2 Simulasi Penjalaran Gelombang Tsunami	IV - 5
4.2.3 Inisialisasi Gelombang Tsunami Awal	IV - 6
4.2.4 Simulasi Penjalaran Gelombang Tsunami	IV - 7

## **BAB V KESIMPULAN DAN SARAN**

5.1 Kesimpulan	V - 1
5.2 Saran	V - 2

### **Daftar Pustaka**

#### **◆ Lampiran**



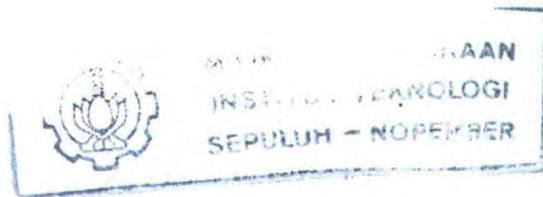
DAFTAR NOTASI

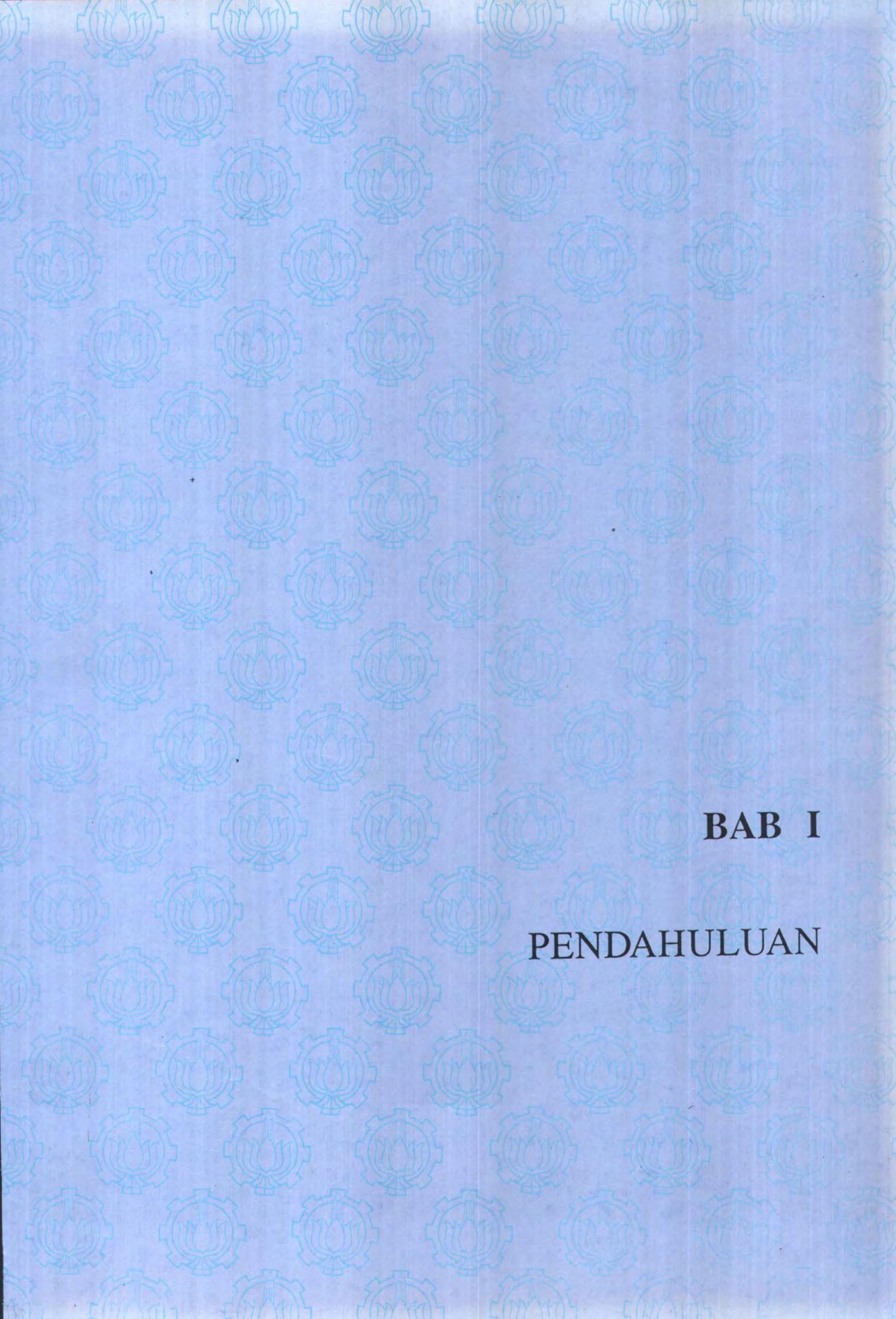
## Daftar Notasi

$a, b, c, d, \dots, g$	:	Variabel fungsi (tidak berdimensi)
$C_{max}$	:	Kecepatan fasa gelombang maksimum (m/det)
$C_x$	:	Kecepatan fasa gelombang arah $x$ (m/det)
$C_y$	:	Kecepatan fasa gelombang arah $y$ (m/det)
$D$	:	Kedalaman pusat gempa (m, km)
	:	Kedalaman total perairan (m)
	:	Solusi eksak persamaan beda hingga (tidak berdimensi)
$F', F'', \dots, F^n$	:	Turunan dari fungsi (tidak berdimensi)
$g$	:	Percepatan gravitasi bumi (m/det <sup>2</sup> )
$h$	:	Variabel kedalaman perairan (m)
$i, j$	:	Indeks arah $x, y$ (tidak berdimensi)
$K$	:	Bilangan gelombang (tidak berdimensi)
$M$	:	Discharge fluks arah $x$ (Vol / satuan waktu)
	:	Magnitudo gempa (Richter)
$M_m$	:	Magnitudo ambang gempa (Richter)
$m$	:	Magnitudo gempa (Imamura)
$N$	:	Discharge fluks arah $y$ (Vol / satuan waktu)

$n$	:	Indeks langkah waktu (tidak berdimensi)
$n(x), n(y)$	:	Jumlah grid dalam arah $x, y$ (grid)
$R_n$	:	Kesalahan pemotongan dalam deret Taylor (tidak berdimensi)
$T$	:	Variabel waktu (detik)
$t$	:	Variabel waktu (detik)
$U, V, W$	:	Variabel kecepatan arah $x, y, z$ (m/det)
$\bar{U}, \bar{V}$	:	Variabel kecepatan rata-rata arah $x, y$ (m/det)
$u, v, w$	:	Variabel kecepatan arah $x, y, z$ (m/det)
$x, y, z$	:	Variabel arah (m)
$\Delta x, \Delta y$	:	Jarak grid arah $x, y$ (m)
$\Delta t$	:	Jarak grid waktu (det)
$\delta$	:	Operator differensial (tidak berdimensi)
	:	Sudut dip (derajad)
$\varepsilon$	:	Kesalahan pembulatan dalam solusi numerik (tidak berdimensi)
	:	Viskositas kinematis eddy ( $m^2/det$ )
$\eta$	:	Perpindahan muka air di atas MSL (m)
$\eta_0$	:	Elevasi air (m)
$\lambda$	:	Sudut rake (derajad)

$\zeta$	:	Deformasi dasar laut (m)
	:	Elevasi muka air (m)
$\rho$	:	Densitas (massa / volume)
$\tau$	:	Tegangan ,regangan ( $N / m^2$ )
$\varphi$	:	Variabel tidak bebas (tidak berdimensi)
$\phi$	:	Sudut strike (derajad)





**BAB I**

**PENDAHULUAN**

# BAB I

## PENDAHULUAN

### 1.1. Latar Belakang Masalah

Selama periode antara 1900 sampai dengan 1996, telah terjadi kurang lebih lima belas tsunami di Indonesia. (Nanang P, 1995). Tsunami diakibatkan antara lain karena adanya gempa di sepanjang daerah seismik aktif di Indonesia.

Bencana tsunami tersebut telah menyebabkan banyak kerugian, baik jiwa ataupun harta benda. Tidak kurang dari tiga ribu nyawa melayang dan milyaran rupiah terbang selama kurun waktu tersebut akibat bencana tsunami. Berbeda dengan bencana gagal panen karena hama atau banjir yang tidak sampai menimbulkan korban yang besar karena sifatnya yang sporadis, bencana tsunami dampaknya sangat dahsyat dan seolah-olah dapat mencabut semua akar penyangga ekonomi keluarga : aset produksi ditabungkan mereka semuanya porak poranda dan hilang musnah dalam hitungan menit. Rumah-rumah ibadah dan fasilitas pendidikan rusak bahkan hancur total. Seperti bencana tsunami yang terjadi di Flores pada tanggal 12 Desember 1992, yang diakibatkan karena gempa berkekuatan 6,8 skala Richter. Menyebabkan 1.918 jiwa melayang dan kerugian material diperkirakan mencapai Rp 200 Milyar. (Harian Surya, 17 Des. 1992). Atau gempa tsunami yang terjadi di Biak pada tanggal 17 Pebruari 1996 yang berkekuatan 7,0 skala Richter,

menyebabkan kurang lebih 104 orang meninggal dunia dan 362 orang luka-luka serta kerugian materi mencapai Rp 112,6 Milyar. (Republika, 20 Feb. 1996)

Mengingat banyaknya kerugian yang ditimbulkan karena bencana tsunami, maka sangatlah perlu adanya informasi lengkap tentang tsunami tersebut. Hal ini perlu untuk pencegahan terhadap timbulnya kerugian akibat bahaya tsunami tersebut, terutama di daerah di sekitar pantai yang rawan tsunami.

Dengan kemajuan dibidang analisa numerik dewasa ini yang ditunjang pula dengan pesatnya perkembangan teknologi komputer, maka dapat dikembangkan suatu metode untuk mensimulasikan propagasi serta *run up* tsunami, sehingga dari pemodelan tersebut dapat diketahui perkiraan tinggi gelombang maksimum yang terjadi akibat tsunami. Sehingga dapat diperkirakan alternatif pencegahan terhadap timbulnya bahaya tsunami.

## 1.2. Metodologi Penelitian

Secara umum proses pengerjaan tugas akhir ini dapat dilihat sesuai dengan diagram di bawah ini :



Metodologi pengerjaan yang digunakan dalam tugas akhir ini adalah :

#### 1. Studi Literatur

Studi literatur dipakai untuk membantu perumusan masalah (pendekatan masalah) dalam mencari alternatif penyelesaian masalah pada tugas akhir ini. Studi literatur dilakukan mengenai teori gelombang secara umum, teori tsunami serta teori dasar pemodelan dengan metode beda hingga.

#### 2. Survey Lapangan

Survey lapangan adalah dengan mengumpulkan data-data tertulis yang sudah ada kemudian mengolahnya sehingga memudahkan proses penulisan selanjutnya. Data berupa peta yang didapat dari Jawatan Hidro-Oseanografi TNI-AL, dijadikan informasi kedalaman perairan yang akan dipakai.

#### 3. Digitasi Peta

Pada tahapan ini dilakukan digitasi peta yang sudah ada, yaitu merubah bentuk atau data berupa grafis kedalam bentuk numeris agar dapat digunakan sebagai input pada proses pemodelan. Digitasi dilakukan pada luasan peta daerah yang ditinjau. Data hasil digitasi adalah data numeris yang dapat ditampilkan dalam bentuk grafis.

#### 4. Pengembangan Persamaan – persamaan

Pemodelan ini dijalankan dengan mengembangkan persamaan gerak gelombang, yaitu persamaan kontinuitas dan persamaan momentum, yang didapat dari persamaan gelombang perairan dangkal yang diintegrasikan terhadap

kedalaman. Persamaan-persamaan tersebut nantinya didiskritkan kedalam bentuk numerik agar memudahkan dalam penggunaannya untuk pemrograman. Metode yang digunakan adalah metode numerik eksplisit dengan skema *Leap - Frog*.

#### 5. Penggunaan Program Komputer

Dilakukan penulisan program pemodelan berdasarkan data, kondisi awal, dan kondisi batas yang telah diberikan, dan beberapa persamaan yang telah diselesaikan di poin tiga dan empat

#### 6. Penggunaan *software* Spyglass

Untuk proses akhir, digunakan bantuan perangkat lunak Spyglass sebagai pemroses output dari perhitungan numerik yang telah dilakukan, sehingga tampilan akhir berupa grafik yang mudah dipahami.

### 1.3. Batasan Masalah

Dalam penyelesaian tugas akhir ini terdapat beberapa batasan terhadap permasalahan yang dibuat, yaitu :

1. Dalam tugas akhir ini digunakan model dua dimensional yang dikembangkan dari model Imamura, dimana model ini hanya sebagai pembanding dari pemodelan dengan perangkat lunak pemodelan tsunami yang sudah ada.
2. Fluida disini dianggap inkompresibel dan irrotasional, sehingga persamaan – persamaan yang dikembangkan berdasarkan anggapan tersebut.

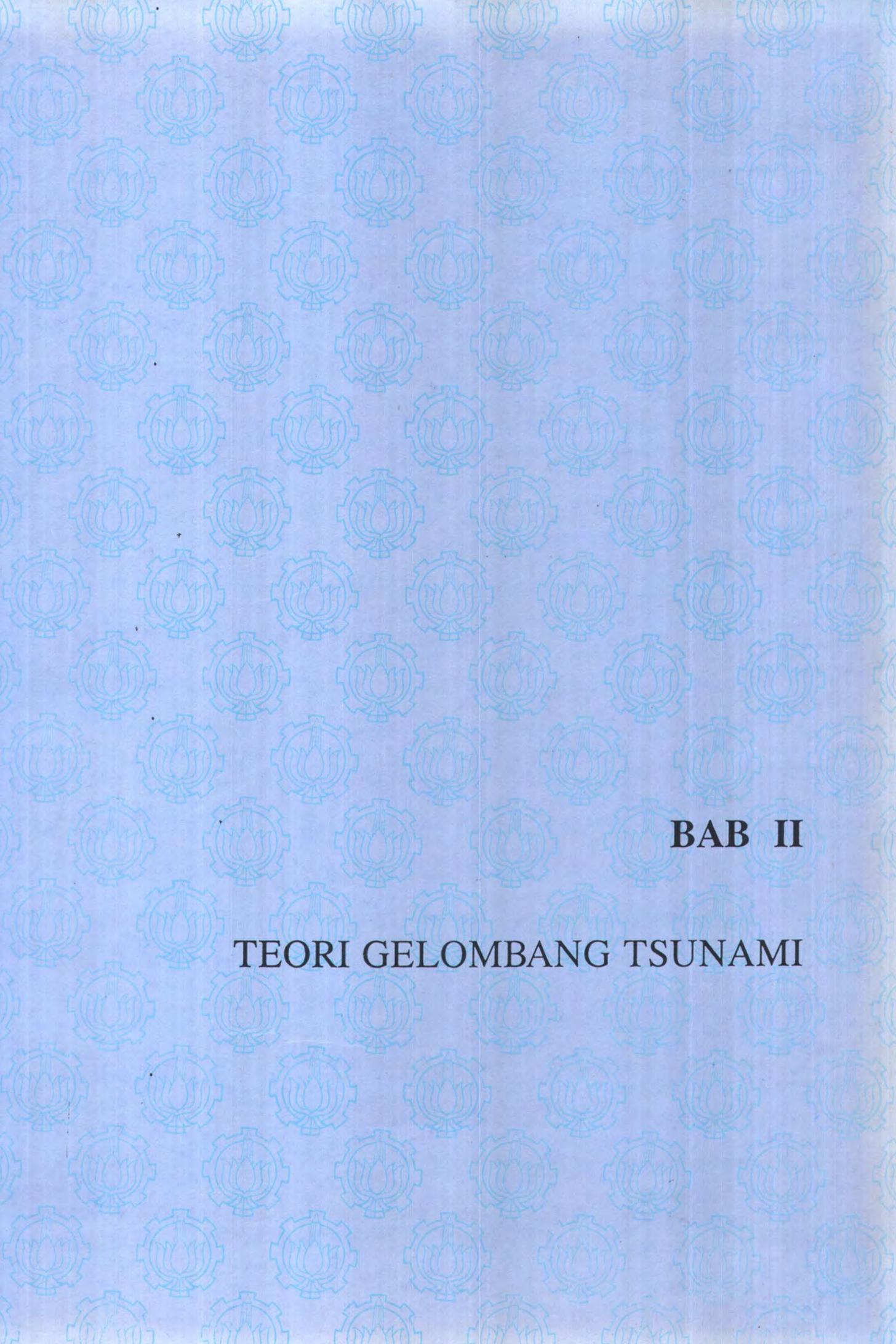
3. Syarat awal dan syarat batas dari daerah yang dimodelkan sudah diberikan dalam bentuk persamaan - persamaan matematis yang siap diselesaikan dalam bentuk diskrit agar mempermudah penerjemahan dalam bahasa program.
4. Dalam tugas akhir ini, pembangkit tsunami diasumsikan diakibatkan gempa bumi, pergeseran dasar laut dalam hal ini diabaikan.
5. Mekanisme gempa yang menyebabkan tsunami diasumsikan sebagai seperangkat persamaan yang telah siap diselesaikan.

#### **1.4. Tujuan**

Tujuan akhir dari tugas akhir ini memberikan informasi kuantitatif mengenai penggunaan secara luas untuk simulasi problem-problem praktis yang membutuhkan banyak data lapangan, serta memberikan informasi prediksi distribusi tinggi gelombang yang diakibatkan oleh tsunami, dan penjalaran gelombang tsunami sampai mencapai pantai untuk setiap waktu yang ditentukan.

#### **1.5 Manfaat**

Tugas akhir ini dapat memberikan manfaat berupa tindakan pencegahan terhadap bahaya tsunami yang mungkin terjadi dengan mempersiapkan perlindungan pantai (terutama daerah yang padat penduduk) terhadap bahaya tsunami. Sehingga kerugian yang timbul dapat diperkecil.



**BAB II**

**TEORI GELOMBANG TSUNAMI**

## **BAB II**

### **TEORI GELOMBANG TSUNAMI**

#### **2.1. Definisi Tsunami**

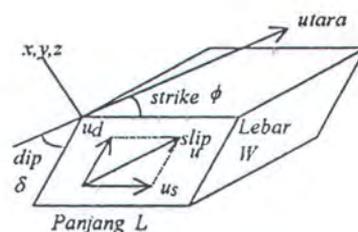
Istilah tsunami sebenarnya dua kata dalam Bahasa Jepang Dimana Tsu berarti pelabuhan, dan Nami yang berarti gelombang besar. Tsunami atau biasa juga disebut gelombang laut seismik adalah gelombang yang mempunyai periode sangat panjang dan tidak dapat dengan mudah dihamburkan (dipecah) Gelombang jenis ini dapat menyebabkan ombak-ombak besar dan perputaran air di daerah pantai atau pelabuhan yang biasanya tidak terjadi pada gelombang laut biasa. Menurut definisi aslinya, istilah tsunami digunakan untuk menyebutkan semua gelombang besar, ombak-ombak karena badai/topan Bahkan akhir-akhir ini istilah tsunami juga digunakan untuk menyebut gelombang karena aktifitas tektonik atau seismik, sehingga banyak yang menyebut tsunami sebagai gelombang laut seismik

Sebagian besar tsunami diakibatkan oleh adanya gangguan pada kulit bumi di dasar laut, seperti gempa bumi di dasar laut, atau letusan gunung berapi di dasar laut, dan menyebabkan naiknya permukaan air dalam area yang luas Hal ini dapat terjadi karena penjalaran gelombang dengan periode yang sangat panjang. Bahkan gelombang jenis ini mungkin mempunyai periode gelombang yang lebih dari satu jam, hal ini amat berlawanan dengan gelombang biasa yang disebabkan karena angin, dimana mempunyai periode kurang dari satu menit. Ketika tsunami disebabkan oleh aktivitas seismik atau pergeseran dasar laut, energi gelombang cenderung untuk menyebarkan sepanjang puncak gelombang. Akibat dari gelombang

tsunami ini kebanyakan dirasakan di daerah sekitar sumber kejadiannya. Tsunami yang disebabkan karena penarikan tektonik yang mungkin menjalar sepanjang pantai, dapat menyebabkan daya rusak yang amat hebat, bahkan dapat mencakup lokasi yang jauh dari sumbernya sendiri.

## 2.2. Pembangkit Tsunami

Tsunami yang menyebabkan naik turunnya muka air laut secara mendadak berkaitan erat dengan aktivitas vulkanik bumi. Sebagian besar tsunami di bangkitkan oleh deformasi vertikal dasar laut yang berasosiasi dengan pensesaran, gempa dan erupsi vulkanik di bawah laut. Parameter-parameter sesar seperti : panjang dan lebar bidang sesar, energi, kedalaman pusat gempa, slip dan mekanisme fokus (*strike*, *dip*, dan sudut *slip*) merupakan parameter utama dari sumber gempa. (Mahargono, 1986)



Gambar 2.1 Parameter orientasi sesar strike, dip, dan arah slip (Mahargono, 1986)

Tsunami biasanya terjadi pada gempa-gempa dangkal yang mengakibatkan deformasi pada kerak bumi yang selanjutnya memberikan pengaruh yang kuat terhadap perubahan dasar laut. Perubahan-perubahan tersebut dapat berupa struktur sesar naik (*thrusting fault*) atau sesar normal (*normal fault*), dua macam struktur yang menimbulkan tsunami secara signifikan.

Berdasarkan data tsunami di Jepang (Iada, 1970), menunjukkan bahwa gempa yang menimbulkan tsunami sebagian besar berupa gempa yang mempunyai mekanisme fokus dengan komponen dip-slip, terbanyak adalah tipe *thrust* dan sebagian kecil tipe *normal*. Untuk gempa dengan mekanisme fokus tipe *strike-slip* kecil sekali kemungkinannya untuk menimbulkan tsunami. Hal ini disebabkan sesar normal dan sesar naik mengakibatkan perubahan kerak bumi dalam arah vertikal yang ditunjukkan oleh komponen *dip-slip*. Komponen vertikal inilah yang membangkitkan tsunami, karena pergerakan vertikal lantai samudera dapat menyebabkan perubahan massa air diatas lantai samudera yang bergerak tersebut. Jika lantai samudera naik atau turun dengan cepat sebagai respon terhadap gempa bumi, maka akan menaikkan dan menurunkan air laut dalam skala besar, mulai lantai samudera sampai permukaan laut. Jadi pada dasarnya apa yang terjadi di dasar laut akan mencerminkan keadaan di permukaannya.

### 2.3. Energi Gelombang Tsunami

Kerusakan yang ditimbulkan karena adanya tsunami, disamping amat tergantung bentuk morfologi pantai, juga tergantung pada kekuatan dan intensitas (*magnitude* dan *intensity*) gempa bumi yang menyebabkan tsunami tersebut. Intensitas maksimum dari gempa bumi yang menyebabkan tsunami di wilayah Indonesia bervariasi antara VII sampai IX pada skala MMI (*Modified Mercalli Intensity*). Intensitas terbesar IX disebabkan karena gempa bumi Flores pada tahun 1992. Berdasarkan pada data tiga tsunami terbesar (Sumba 1977, Flores 1992, dan Banyuwangi 1994), maksimum *run-up* tsunami berkisar antara delapan sampai

dengan dua puluh empat meter di atas MSL (*Mean Sea Level*). Dimana *run-up* maksimum tsunami tersebut sama dengan besarnya kekuatan tsunami sebesar tiga sampai dengan empat pada skala Imamura.

Dari hasil studi tentang tsunami yang terjadi di Jepang dalam selang waktu 1926 - 1968 (Iada,1970) menurunkan hubungan empiris antara magnitudo ambang dengan kedalaman pusat gempa yang berpotensi menimbulkan tsunami sebagai berikut :

$$M_m = 6.3 + 0.005 D \quad (2.1)$$

Dimana  $M_m$  adalah magnitudo ambang atau minimum (dalam skala Richter) gempa yang menimbulkan tsunami,  $D$  adalah kedalaman pusat gempa.

Tinggi rendahnya gelombang tsunami dan energi yang ditimbulkannya diklasifikasikan dalam skala magnitudo tsunami yang disebut skala Imamura.

Tabel 2.1 menunjukkan klasifikasi tsunami (Iada, 1963)

Tabel 2.1 klasifikasi tsunami menurut Iada 1963

Magnitudo Tsunami	Energi Tsunami (erg) x 10 <sup>23</sup>	Run - up
5	25.6	> 32
4.5	12.8	24 - 32
4	6.4	16 - 24
3.5	3.2	12 - 16
3	1.6	8 - 12
2.5	0.8	6 - 8
2	0.4	4 - 6
1.5	0.2	3 - 4
1	0.1	2 - 3
0.5	0.05	1.5 - 2
0	0.025	1 - 1.5
-0.5	0.0125	0.75 - 1
-1	0.006	0.50 - 0.75
-1.5	0.003	0.30 - 0.50
-2	0.0015	< 0.30

Hubungan empiris antara magnitudo tsunami dengan magnitudo gempa yang menimbulkan tsunami diturunkan oleh Iada dari data di Jepang sebagai berikut :

$$m = 2.61M - 16.44 \quad (2.2)$$

dimana  $M$  adalah magnitudo gempa dalam skala Richter dan  $m$  adalah magnitudo tsunamidalam skala Immamura.

Iada (1963) membuat klasifikasi tsunami berdasarkan ukuran gelombangnya. Klasifikasi ini sifatnya sangat umum dan membagi tsunami dalam golongan amat kecil, kecil, menengah, besar, dan amat besar sedangkan yang besar dengan tinggi gelombang run-up mencapai 15 sampai 20 meter diberi angka 3. Tsunami amat besar yang jarang terjadi di beri angka 4. Apabila ada tsunami yang lebih kecil dari kategori amat kecil maka dapat bernilai minus. Dengan demikian ukuran tsunami menurut Iada adalah : amat kecil (0), kecil (1), menengah (2), besar (3), dan amat besar (4). Ukuran amat kecil biasanya dampaknya tidak terasa, tetapi masih dapat diamati, sedangkan ukuran kecil mulai terasa dan ukuran besar amat merusak.

Sedangkan Iada (1963) memperoleh gambaran bahwa terdapat hubungan antara kedalaman episenter dengan besarnya skala tsunami yang ditimbulkannya. Berdasarkan pengamatan diperoleh bahwa besarnya skala tsunami berbanding terbalik dengan kedalaman episenter.

#### 2.4. Tsunami di Indonesia

Tidak kurang dari lima belas tsunami telah terjadi di Indonesia selama periode tahun 1900 sampai dengan tahun 1994. Tsunami disebabkan oleh gempa bumi dangkal berkekuatan besar yang terjadi sepanjang daerah seismik aktif di wilayah Indonesia, yang terdiri dari zone *subduction*, zone *collision*, zone *fault*, zone *back-arc thrusting*, dan zone *back-arc* terbuka (gambar 2.2).

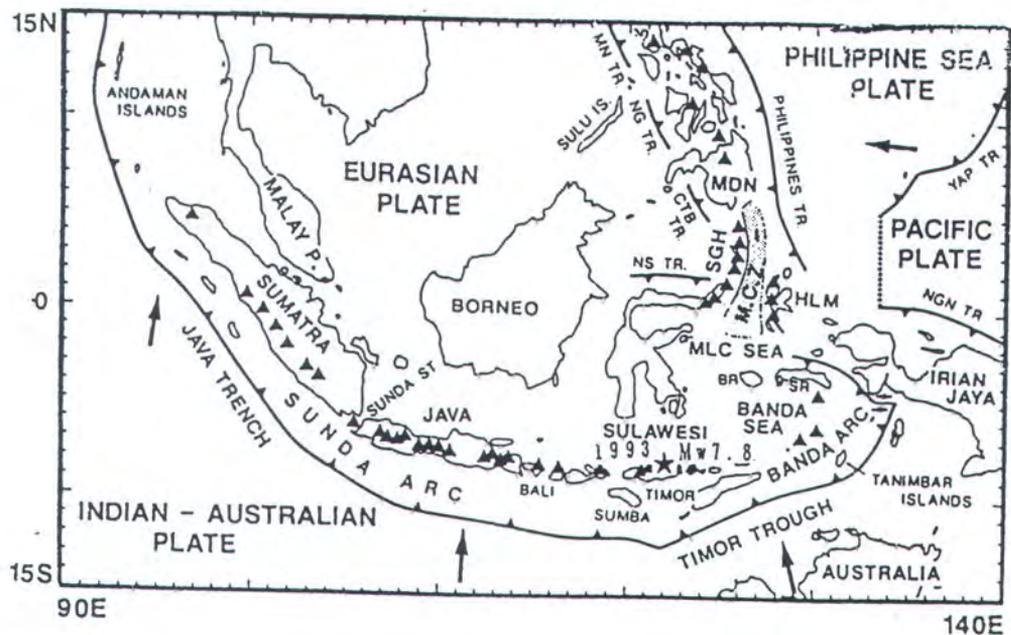
Tsunami di Indonesia telah menyebabkan total kurang lebih tiga ribu nyawa melayang dan beberapa milyar rupiah terbuang. Bahkan beberapa diantaranya menyebabkan kerusakan yang amat parah pada daerah pantai di wilayah Indonesia. Beberapa tsunami yang pernah terjadi di Indonesia adalah : Pada tanggal 14 Agustus 1968, terjadi di pantai barat Sulteng (dua ratus orang meninggal dunia), pada tanggal 19 Agustus 1977 terjadi di Sumba (189 orang meninggal dunia), pada tanggal 12 Desember 1992 tsunami terjadi di pantai utara Flores (2100 orang meninggal dunia), dan pada tanggal 3 Juni 1994 terjadi lagi tsunami di pantai selatan Banyuwangi (208 orang meninggal dunia). Tabel 2.2 berisi penjelasan tentang lima belas tsunami yang pernah terjadi di Indonesia selama periode tahun 1900 sampai dengan tahun 1994. Penjelasan tersebut juga berisi tanggal kejadian, hiposenter dari gempa yang menyebabkan tsunami, kekuatan gempa maupun kekuatan tsunami, intensitas gempa, penyebab gempa, dan penjelasan singkat tentang jumlah korban yang jatuh.

TABEL 2.2. DATA LIMA BELAS TSUNAMI DI INDONESIA

NO	TANGGAL	HIPOSENTER	MAGNITUDE		INTENSITAS MAKSIMUM	MEKANISME KEJADIAN	LOKASI DAN JML. KORBAN
			GEMPA	TSUNAMI			
1	24-03-1908	8.7S,124.7E,33KM	6.6	1	VII	-	ENDE,TAD
2	02-02-1938	5.0S,131.5E,33KM	6.6	1.5	VII	-	BANDA,TAD
3	20-05-1938	0.7S,120.3E,13KM	6.6	1.5	VIII-IX	-	
4	25-01-1965	2.6S,126.1E,13KM	6.3	2	VII	THRUST	SANA, 71
5	11-04-1967	3.7S,119.3E,55KM	6.3	-	VII-VIII	THRUST	TINABUNG, 58
6	12-04-1967	5.3N,07.3E,55KM	6.1	-	VII	THRUST	SIGLI, TAD
7	14-08-1968	0.7N,119.8E,23KM	6	2.5	VII-VIII	NORMAL	SULAWESI,200
8	23-02-1969	3.1S,118.5E,13KM	6.1	1.5	VIII	THRUST	MAJENE, 64
9	15-01-1975	5.0S,130E,33KM	5.4	-	VII	STRIKE-SLIP	BANDAANAIIRA, TAD
10	15-01-1975	2.4S,126.1E,33KM	6.5	-	VI	NORMAL	SANANAA, TAD
11	19-08-1977	11.1S,118.5E,33KM	7	3	VII	NORMAL	SUMBA,189
12	25-12-1982	8.4S,123E,33KM	5.6	1	VII-VIII	THRUST	LARANTUKA,13
13	08-01-1984	3S,118.8E,95KM	5.9	-	VII	-	MAMUJU,TAD
14	12-12-1992	8.4S,122.4E,15KM	6.8	3	IX	THRUST	FLORES,2100
15	03-06-1994	10.5S,113.2E,15KM	5.9	3	IV	THRUST	BANYUWANGI,208

Sebagian besar dari tsunami yang terjadi di Indonesia (empat belas tsunami), terjadi di bagian timur wilayah Indonesia, dimana daerah pertemuan kerak buminya lebih kompleks dari pada di bagian barat wilayah Indonesia.. Tsunami yang disebabkan karena gempa bumi dangkal berkekuatan besar terjadi di daerah seismik aktif di wilayah Indonesia. Dua kejadian tsunami (Sumba 1977, dan Banyuwangi 1994) disebabkan karena gempa bumi dangkal yang terjadi di zone *subduction* Sunda. Tiga kejadian tsunami (Ende 1908, Larantuka 1982, dan Flores 1992) disebabkan karena gempa bumi dangkal di zone *back-arc thrusting* di sepanjang utara Bali, Sumbawa dan Flores. Dua kejadian tsunami (Banda 1938 dan Bandanaira 1975) disebabkan karena gempa bumi dangkal pada zone *subduction* di daerah Banda.. Tiga kejadian tsunami (Teluk Tomini 1938, Sana 1965, Sanana 1975) disebabkan karena aktivitas gempa bumi dangkal di zone *fault* Sorong. Empat kejadian tsunami (Tinabung 1967, Sulteng 1968, Majene 1969 dan Mamuju

1984) disebabkan karena gempa bumi dangkal pada zone *back-arc* terbuka di Teluk Makasar, antara Kalimantan Dan Sulawesi.



Gambar 2.2 Peta Tektonik dan Tsunami Wilayah Indonesia

Berdasarkan studi tentang tsunami yang terjadi di kepulauan Jepang, Iida (1970) menyatakan bahwa kekuatan minimum gempa bumi yang potensial menyebabkan tsunami kurang lebih 6,3 skala Richter. Dalam kata lain, di kepulauan Jepang, tsunami dapat terjadi jika gempa bumi yang menyebabkan tsunami tersebut berkekuatan paling sedikit 6,3 skala Richter. Kelima belas data tsunami yang terjadi di Indonesia (tabel 2.4.1) menunjukkan bahwa besarnya kekuatan gempa yang menyebabkan tsunami berkisar antara 5,6 sampai 7,0 skala Richter. Hal ini dapat berarti bahwa kekuatan minimum gempa yang potensial menyebabkan terjadinya tsunami di Indonesia kelihatannya lebih kecil daripada yang terjadi di

kepulauan Jepang. Kedalaman gempa yang menyebabkan tsunami di Indonesia bervariasi antara 13 sampai 95 Km.. Sebagian besar gempa bumi (14 gempa bumi) mempunyai kedalaman kurang dari 60 Km. Hanya terdapat sekali gempa bumi (Mamuju 1984) yang mempunyai kedalaman lebih dari 60 Km.

Hasil penelitian Ward (1982) dan Okal (1988) menunjukkan bahwa sebagian besar tsunami yang terjadi di dunia disebabkan karena gempa bumi dangkal berkekuatan besar tipe mekanisme kejadiannya *dip-slip (thrusting & normal)*. *Run-up* tsunami yang disebabkan karena gempa bumi *thrusting dan normal*, biasanya akan menjadi tiga atau empat kali lebih besar daripada gempa bumi dengan mekanisme kejadian *strike-slip*. Diantara kelima belas tsunami yang terjadi di Indonesia hanya sebelas tsunami yang diketahui mekanisme penyebabnya (tabel 2.2). Tujuh tsunami (Sana 1965, Tinabung 1967, Sigli 1967, Majeni 1969, Larantuka 1982, Flores 1992 dan Banyuwangi 1994) disebabkan oleh gempa bumi dangkal berkekuatan besar tipe mekanisme kejadian *thrusting*. Tujuh tsunami menyebabkan total 2514 orang meninggal dunia. Tiga tsunami (pantai barat Sulteng 1968, Sanana 1975, Sumba 1977) disebabkan oleh gempa bumi dangkal berkekuatan besar dengan mekanisme kejadian *normal*. Tiga tsunami tersebut menyebabkan total 389 orang meninggal dunia. Hanya satu tsunami (Bandanaira 1975) yang disebabkan oleh gempa bumi dangkal berkekuatan besardengan tipe mekanisme kejadian *strike-slip*. Berdasarkan data tersebut dapat disimpulkan bahwa tsunami yng menyebabkan kerusakan parah di wilayah Indonesia disebabkan karena gempa bumi dangkal berkekuatan besar dengan tipe mekanisme kejadian *dip-slip*.

## 2.5 Persamaan Differensial Parsiil

Formulasi matematik dari kebanyakan permasalahan dalam ilmu pengetahuan dan teknologi dapat dipresentasikan dalam bentuk persamaan diferensial partiil. Persamaan tersebut merupakan laju perubahan terhadap dua atau lebih variabel bebas yang biasanya adalah waktu dan jarak (ruang). Bentuk umum persamaan diferensial partiil orde dua dan dua dimensi adalah :

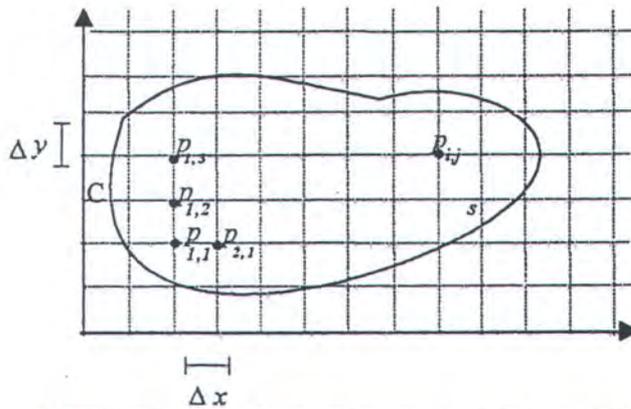
$$a\frac{\partial^2\phi}{\partial x^2} + b\frac{\partial^2\phi}{\partial y\partial x} + c\frac{\partial^2\phi}{\partial y^2} + d\frac{\partial\phi}{\partial x} + e\frac{\partial\phi}{\partial y} + f\phi + g = 0 \quad (2.3)$$

dengan :  $a, b, c, d, e, f$  dan  $g$  bisa merupakan fungsi dari variabel  $x$  dan  $y$  dan variabel tidak bebas  $\phi$ .

Persamaan diferensial partiil dapat dibedakan menjadi tiga tipe yaitu :

1. Persamaan Ellips jika :  $b^2 - 4ac < 0$
2. Persamaan Parabola jika :  $b^2 - 4ac = 0$
3. Persamaan Hiperbola jika :  $b^2 - 4ac > 0$

Persamaan parabola biasanya merupakan persamaan yang tergantung pada waktu (tidak permanen). Penyelesaian persamaan tersebut memerlukan kondisi awal dan batas. Persamaan ellips biasanya berhubungan dengan masalah keseimbangan atau kondisi permanen (tidak tergantung waktu), dan penyelesaiannya memerlukan kondisi batas di sekeliling daerah tinjauan. Persamaan hiperbola biasanya berhubungan dengan getaran, atau permasalahan dimana terjadi diskontinue dalam waktu, seperti gelombang kejut dimana terdapat diskontinu dalam kecepatan, tekanan dan rapat massa. Penyelesaian dari persamaan hiperbola mirip dengan penyelesaian persamaan parabola, yang menghitung nilai  $\phi$  untuk nilai  $i$  dan  $t$  yang diberikan.



Gambar 2.3 Penyelesaian Persamaan Differensial Parsial

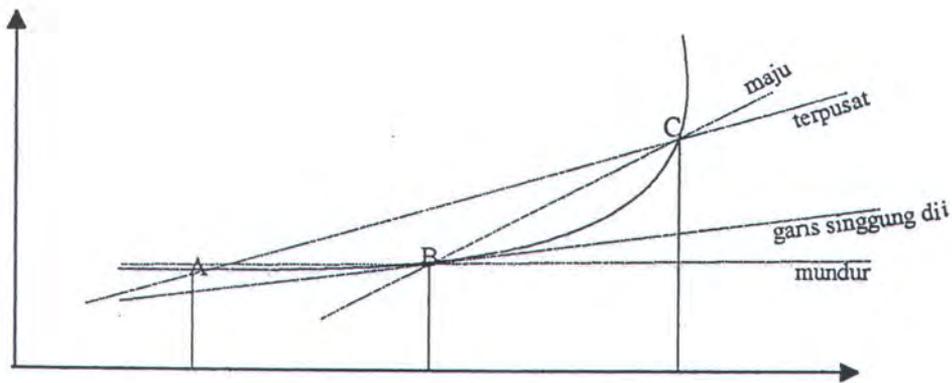
Penyelesaian persamaan diferensial parsial dengan kondisi awal dan batas dapat diselesaikan dengan metode beda hingga. Untuk itu dibuat jaringan titik hitungan pada daerah tinjauan. Sebagai contoh penyelesaian persamaan ellips pada daerah  $S$  yang dibatasi oleh kurva  $C$  seperti tampak dalam gambar (2.3). Daerah tinjauan  $S$  dibagi menjadi sejumlah pias (titik hitungan  $P$ ) dengan jarak antara pias adalah  $\Delta x$  dan  $\Delta y$ . Kondisi dimana variabel tidak bebas ( $\varphi$ ) harus memenuhi di sekeliling kurva  $C$  disebut dengan kondisi batas. Penyelesaian persamaan diferensial merupakan perkiraan dari nilai  $\varphi$  pada titik-titik hitungan  $P_{11}, P_{12}, \dots, P_{ij}, \dots$ . Perkiraan dilakukan dengan mengganti turunan dari persamaan diferensial parsial dengan menggunakan perkiraan beda hingga.

## 2.6. Perkiraan Diferensial Dengan Beda Hingga

Bentuk dasar perkiraan diferensial dengan beda hingga untuk persamaan diferensial parsial didapat dari ekspansi deret Taylor dengan menggunakan kisi-kisi hitungan. Deret Taylor :

$$f(x_{i+1}) = f(x_i) + f'(x_i) \frac{\Delta x}{1!} + f''(x_i) \frac{\Delta x^2}{2!} + f'''(x_i) \frac{\Delta x^3}{3!} + \dots + f^n(x_i) \frac{\Delta x^n}{n!} + R_n$$

(2.4)



Gambar 2.4 Perkiraan Garis Singgung Suatu Fungsi

dengan :

$f(x_i)$  : fungsi di titik  $x_i$

$f(x_{i+1})$  : fungsi di titik  $x_{i+1}$

$f', f'', \dots, f^n$  : turunan dari fungsi

$\Delta x$  : jarak antara  $x_i$  dan  $x_{i+1}$

$R_n$  : kesalahan pemotongan

Deret Taylor di atas dapat ditulis dalam bentuk :

$$f(x_{i+1}) = f(x_i) + f'(x_i)\Delta x + O(\Delta x^2) \tag{2.5}$$

atau

$$\frac{\partial f}{\partial x} = f'(x_i) = \frac{f(x_{i+1}) - f(x_i)}{\Delta x} - O(\Delta x) \tag{2.6}$$

Seperti yang ditunjukkan dalam gambar (2.4) dan persamaan (2.6), diferensial pertama fungsi  $f$  terhadap  $x$  di titik  $x_i$  atau turunan pertama dari  $f$  di titik  $x_i$  di dekati oleh kemiringan garis yang melalui titik B ( $x_i, f(x_i)$ ) dan titik C ( $x_{i+1}, f(x_{i+1})$ ).

Bentuk diferensial dari persamaan (2.6) disebut diferensial maju orde satu.

Disebut diferensial maju karena menggunakan data pada titik  $x_{i+1}$  untuk memperhitungkan diferensial. Jika data yang digunakan adalah di titik  $x_i$  dan  $x_{i-1}$ , maka disebut diferensial mundur, dan deret Taylor menjadi :

$$f(x_{i-1}) = f(x_i) - f'(x_i) \frac{\Delta x}{1!} + f''(x_i) \frac{\Delta x^2}{2!} - f'''(x_i) \frac{\Delta x^3}{3!} + \dots \quad (2.7)$$

atau

$$f(x_{i-1}) = f(x_i) - f'(x_i) \frac{\Delta x}{1!} + O(\Delta x^2) \quad (2.8)$$

$$\frac{\partial f}{\partial x} = f'(x_i) = \frac{f(x_i) - f(x_{i-1})}{\Delta x} + O(\Delta x) \quad (2.9)$$

Apabila data yang digunakan untuk memperkirakan diferensial dari fungsi adalah pada titik  $x_{i-1}$  dan  $x_{i+1}$ , maka perkiraannya disebut diferensial terpusat. Jika persamaan (2.4) dikurangi persamaan (2.7) didapat :

$$f(x_{i+1}) - f(x_{i-1}) = 2f'(x_i) \Delta x + f'''(x_i) \frac{\Delta x^3}{3!} + \dots$$

atau

$$\frac{\partial f}{\partial x} = f'(x_i) = \frac{f(x_{i+1}) - f(x_{i-1})}{2\Delta x} - f'''(x_i) \frac{\Delta x^2}{6} \dots$$

atau

$$\frac{\partial f}{\partial x} = f'(x_i) = \frac{f(x_{i+1}) - f(x_{i-1})}{2\Delta x} + O(\Delta x^2) \quad (2.10)$$

Dari persamaan (2.10) terlihat bahwa kesalahan pemotongan berorde  $\Delta x^2$  ; sedang pada diferensial maju dan mundur berorde  $\Delta x$ . Untuk interval  $\Delta x$  kecil, nilai kesalahan pemotongan berorde 2 ( $\Delta x^2$ ) lebih kecil dari orde 1 ( $\Delta x$ ). Hal ini menunjukkan bahwa perkiraan diferensial terpusat lebih teliti dibandingkan dengan diferensial maju atau mundur. Keadaan ini juga dapat dilihat pada gambar 2.4. Kemiringan garis yang melalui titik A dan C (diferensial terpusat) hampir sama

dengan garis singgung fungsi di titik  $x_i$  dibandingkan dengan garis singgung yang melalui titik A dan B (diferensial mundur) atau titik B dan C (diferensial maju).

Apabila persamaan (2.4) dijumlahkan dengan persamaan (2.7) didapat :

$$f(x_{i+1}) + f(x_{i-1}) = 2f(x_i) + 2f''(x_i)\frac{\Delta x^2}{2!} + 2f''''(x_i)\frac{\Delta x^4}{4!} + \dots$$

atau

$$f''(x_i) = \frac{f(x_{i+1}) - 2f(x_i) + f(x_{i-1}))}{\Delta x^2} - f''''(x_i)\frac{\Delta x^2}{12} - \dots$$

atau

$$\frac{\partial^2 f}{\partial x^2} = f''(x_i) = \frac{f(x_{i+1}) - 2f(x_i) + f(x_{i-1}))}{\Delta x^2} - O(\Delta x^2) \tag{2.11}$$

Dari uraian di atas dapat disimpulkan bahwa bentuk diferensial dapat diubah dalam bentuk diferensial numerik (beda hingga). Suatu fungsi  $f$  mempunyai variabel bebas  $x$  dan  $t$  misalnya, turunan pertama dan kedua dari  $f$  terhadap  $x$  dan  $t$  dapat ditulis :

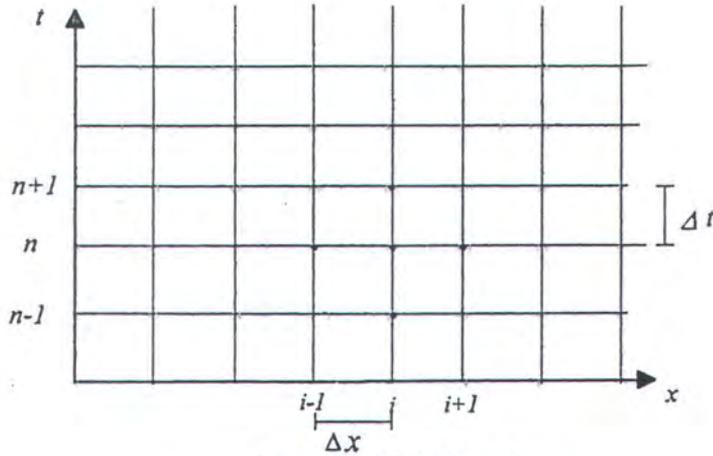
$$\frac{\partial f}{\partial x} = f'(x_i) \approx \frac{f(x_{i+1}) - f(x_i)}{\Delta x} \approx \frac{f(x_i) - f(x_{i-1}))}{\Delta x} \approx \frac{f(x_{i+1}) - f(x_{i-1}))}{2\Delta x} \tag{2.12}$$

$$\frac{\partial^2 f}{\partial x^2} \approx f''(x_i) = \frac{f(x_{i+1}) - 2f(x_i) + f(x_{i-1}))}{\Delta x^2} \tag{2.13}$$

Demikian juga diferensial fungsi  $f$  terhadap  $t$ ,

$$\frac{\partial f}{\partial t} = f'(t_n) \approx \frac{f(t_{n+1}) - f(t_n)}{\Delta t} \tag{2.14}$$

$$\frac{\partial^2 f}{\partial t^2} \approx f''(t_n) = \frac{f(t_{n+1}) - 2f(t_n) + f(t_{n-1}))}{\Delta t^2} \tag{2.15}$$



Gambar 2.5 Kisi Hitungan

Gambar 2.5 adalah kisi hitungan yang dipergunakan untuk memperkirakan diferensiasi parsial fungsi  $f$  terhadap  $x$  dan  $t$ .

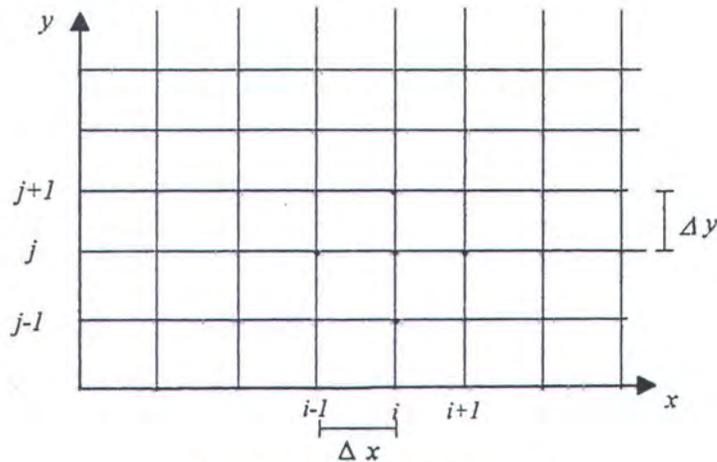
Gambar 2.6 adalah jaringan titik hitungan pada bidang  $x - y$  yang dapat dibagi menjadi sejumlah pias segi empat dengan sisi  $\Delta x$  dan  $\Delta y$ . Panjang pias dalam arah  $x$  adalah sama dan diberi notasi  $x_i = i\Delta x$ ,  $i = 0, 1, 2, \dots$ ; dan panjang pias dalam arah  $y$  juga sama dan diberi notasi  $y_j = j\Delta y$ ,  $j = 0, 1, 2, \dots$ . Dengan menggunakan jaringan pada titik hitungan dalam gambar (2.6), semua diferensial ditulis pada titik hitungan  $(i, j)$ . Bentuk turunan pertama dan kedua didekati oleh :

$$\frac{\partial \varphi}{\partial x} \approx \frac{\varphi_{i+1,j} - \varphi_{i,j}}{\Delta x} \tag{2.16}$$

$$\frac{\partial \varphi}{\partial x} \approx \frac{\varphi_{i,j} - \varphi_{i-1,j}}{\Delta x} \tag{2.17}$$

$$\frac{\partial \varphi}{\partial x} \approx \frac{\varphi_{i+1,j} - \varphi_{i-1,j}}{2\Delta x} \tag{2.18}$$

$$\frac{\partial^2 \varphi}{\partial x^2} \approx \frac{\varphi_{i-1,j} - 2\varphi_{i,j} + \varphi_{i+1,j}}{\Delta x^2} \tag{2.19}$$



Gambar 2.6 Kisi Hitungan

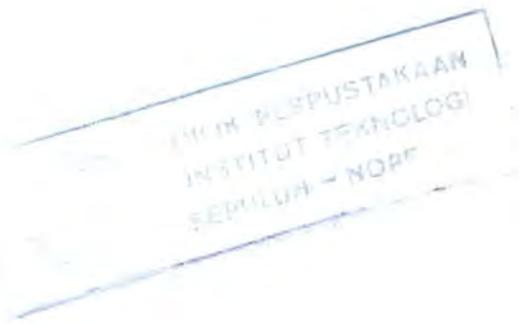
Bentuk persamaan (2.16),(2.17),(2.18) disebut dengan diferensial maju, mundur dan terpusat. Diferensial terhadap  $y$  juga dapat ditulis dalam bentuk seperti di atas. bentuk diferensial melintang dapat didekati dengan :

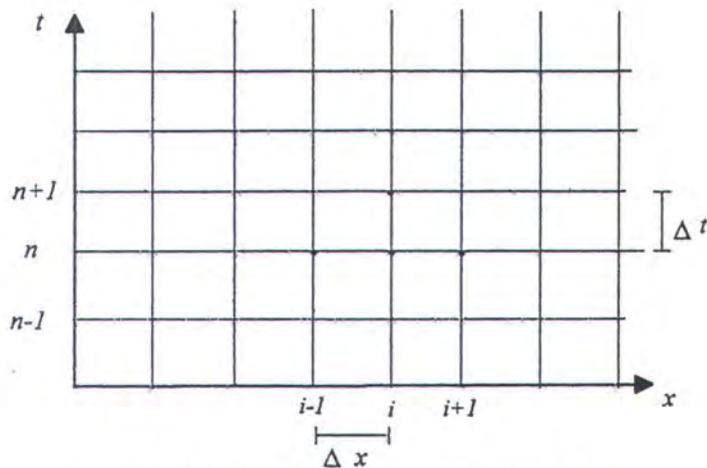
$$\frac{\partial^2 \varphi}{\partial x \partial y} \approx \frac{\varphi_{i+1,j+1} - \varphi_{i-1,j+1} - \varphi_{i+1,j-1} + \varphi_{i-1,j-1}}{4\Delta x \Delta y} \quad (2.20)$$

Untuk persamaan yang mengandung variabel  $x$  dan  $t$  , perkiraan beda hingga dilakukan dengan membuat jaringan titik hitungan pada bidang  $x - t$  gambar (2.7), yang dibagi dalam sejumlah pias dengan interval ruang dan waktu adalah  $\Delta x$  dan  $\Delta t$  . Bentuk turunan pertama dan kedua terhadap waktu dan ruang adalah :

$$\frac{\partial \varphi}{\partial t} \approx \frac{\varphi_i^{n+1} - \varphi_i^n}{\Delta t} \quad (2.21)$$

$$\frac{\partial^2 \varphi}{\partial x^2} \approx \frac{\varphi_{i-1}^n - 2\varphi_i^n + \varphi_{i+1}^n}{\Delta x^2} \quad (2.22)$$





Gambar 2.7 Kisi Hitungan Pada Bidang  $x - t$

Dalam bentuk beda hingga diatas superskrip  $n$  dan  $n+i$  menunjukkan nilai pada waktu  $n$  dan  $n+1$ . Penulisan  $n$  sebagai superskrip, yang menunjukkan waktu, untuk membedakan dengan subskrip untuk  $i, j$  dan  $k$  yang menunjukkan notasi ruang.

## 2.7. Teori Dasar Gelombang Tsunami

Gelombang laut dapat diklasifikasikan dalam beberapa tipe menurut perbandingan antara panjang gelombang dan kedalaman air. Salah satunya adalah gelombang panjang, yaitu gelombang yang menjalar di perairan dangkal,  $kh < \frac{\pi}{10}$ . Gelombang pasang surut, tsunami dan gelombang lain dengan periode dan panjang gelombang yang ekstrim adalah merupakan gelombang panjang.

### 2.7.1. Persamaan Dasar Gelombang Tsunami

#### 2.7.1.1 Persamaan Gerak

Teori gerak gelombang tsunami didekati dengan teori yang menggunakan kedalaman perairan relatif kecil bila dibandingkan dengan panjang gelombang.

Dalam teori ini percepatan vertikal partikel air dapat diabaikan, karena besarnya lebih kecil dari percepatan gravitasi.

Konsekuensi dari hal ini adalah gerakan vertikal partikel air sangatlah kecil dan tidak memiliki efek terhadap distribusi tekanan. Ini merupakan suatu pendekatan yang baik karena tekanan dibawah gelombang panjang adalah hidrostatik, dan penambahan suku kecepatan partikel air arah vertikal adalah seragam terhadap kedalaman. Berdasarkan pendekatan ini, gerak dari gelombang tsunami dapat diekspresikan dengan teori pada perairan dangkal (Robert G. Dean dan Robert A Dalrymple, 1984).

$$\frac{\partial U}{\partial T} + U \frac{\partial U}{\partial X} + V \frac{\partial U}{\partial Y} + W \frac{\partial U}{\partial Z} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial X} - \frac{1}{\rho} \left( \frac{\partial \tau_{XX}}{\partial X} + \frac{\partial \tau_{XY}}{\partial Y} + \frac{\partial \tau_{XZ}}{\partial Z} \right) \tag{2.23}$$

$$\frac{\partial U}{\partial T} + U \frac{\partial U}{\partial X} + V \frac{\partial U}{\partial Y} + W \frac{\partial U}{\partial Z} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial Y} - \frac{1}{\rho} \left( \frac{\partial \tau_{XY}}{\partial X} + \frac{\partial \tau_{YY}}{\partial Y} + \frac{\partial \tau_{YZ}}{\partial Z} \right) \tag{2.24}$$

$$-g - \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial Z} = 0 \tag{2.25}$$

dimana :

- X,Y : Koordinat dalam arah vertikal.
- Z : Koordinat dalam arah horisontal
- T : Waktu
- h : Variabel kedalaman laut.
- η : Perpindahan vertikal muka air di atas MSL
- U,V,W : Kecepatan dalam arah -X,-Y,-Z

$\tau$  : Tegangan atau regangan normal.

Persamaan momentum dalam koordinat  $z$  dengan kondisi dinamik pada permukaan  $p=0$  memberikan tekanan hidrostatik :

$$p = - \rho g (z - \eta) \tag{2.26}$$

### 2.7.1.2. Persamaan Kontinuitas

Persamaan konservasi massa tiga dimensi untuk fluida incompressibel dapat ditulis :

$$\frac{\partial U}{\partial X} + \frac{\partial V}{\partial Y} + \frac{\partial W}{\partial Z} = 0 \tag{2.27}$$

Persamaan ini berlaku dimana saja di dalam fluida. Dengan mengintegrasikan persamaan tersebut terhadap kedalaman diperoleh, (Robert G Dean dan Robert A. Dalrymple, 1984)

$$\int_{-h}^{\eta} \left( \frac{\partial U}{\partial X} + \frac{\partial V}{\partial Y} + \frac{\partial W}{\partial Z} \right) dZ =$$

$$\frac{\partial}{\partial X} [\bar{U}(h + \eta)] + \frac{\partial}{\partial Y} [\bar{V}(h + \eta)] - V(X, Y, \eta) \frac{\partial \eta}{\partial Y} - V(X, Y, -h) \frac{\partial h}{\partial Y}$$

$$- U(X, Y, \eta) \frac{\partial \eta}{\partial Y} - U(X, Y, -h) \frac{\partial h}{\partial Y} + W(X, Y, \eta) - W(X, Y, -h) = 0 \tag{2.28}$$

dimana  $\bar{U}$  dan  $\bar{V}$  merupakan harga rata-rata terhadap kedalaman.

Untuk menyederhanakan hasil di atas kita gunakan syarat batas. Dengan memasukkan syarat batas kinematik dan dinamik permukaan bebas serta syarat batas dasar kedalam integral persamaan kontinuitas kita peroleh bentuk akhir persamaan kontinuitas :

$$\frac{\partial \eta}{\partial T} + \frac{\partial M}{\partial X} + \frac{\partial N}{\partial Y} = 0 \quad (2.9)$$

Dimana M dan N adalah *discharge* fluks dalam arah X dan Y

$$M = \int_{-h}^{\eta} U dZ = \bar{U}(h + \eta) \quad (2.30)$$

$$N = \int_{-h}^{\eta} V dZ = \bar{V}(h + \eta) \quad (2.31)$$

### 2.7.2. Persamaan Gelombang Tsunami yang Digunakan Dalam Model

Model tsunami yang digunakan dalam studi ini, hanya dibangkitkan oleh pergerakan dasar laut akibat gempa. Sedangkan persamaan gerak gelombang yang digunakan adalah persamaan gerak gelombang panjang suku-suku linier.

Persamaan berikut merupakan persamaan dasar penjalaran gelombang tsunami yang digunakan (F. Imamura, 1996)

$$\frac{\partial \eta}{\partial T} + \frac{\partial M}{\partial X} + \frac{\partial N}{\partial Y} = 0 \quad (2.32)$$

$$\frac{\partial M}{\partial T} + gh \frac{\partial \eta}{\partial X} = 0 \quad (2.33)$$

$$\frac{\partial N}{\partial T} + gh \frac{\partial \eta}{\partial Y} = 0 \quad (2.34)$$

Dimana:

$$M = \int_{-h}^{\eta} U dZ = \bar{U}(h + \eta) \quad , \text{adalah } discharge \text{ fluks dalam arah X}$$

$$N = \int_{-h}^{\eta} V dZ = \bar{V}(h + \eta) \quad , \text{adalah } discharge \text{ fluks dalam arah Y}$$

$g$  = percepatan gravitasi bumi

$h$  = kedalaman perairan

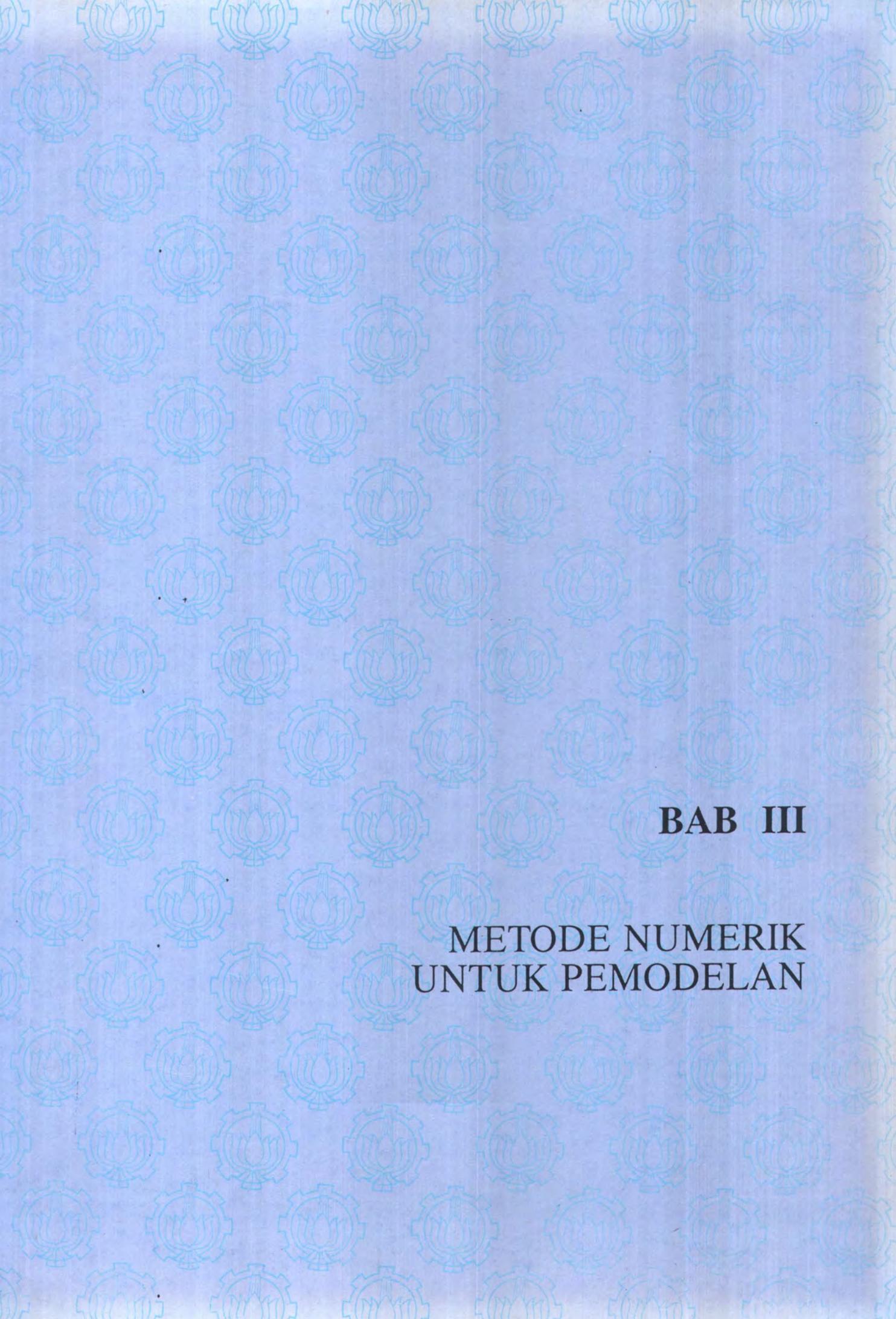
$\eta$  = elevasi muka air laut

Ekspresi yang lain dari persamaan perairan dangkal adalah dengan menggunakan perata-rataan kecepatan di dalam arah X dan Y :

$$\frac{\partial \eta}{\partial T} + \frac{\partial(\bar{U}D)}{\partial X} + \frac{\partial(\bar{V}D)}{\partial Y} \quad (2.35)$$

$$\frac{\partial \bar{U}}{\partial T} + gh \frac{\partial \eta}{\partial X} = 0 \quad (2.36)$$

$$\frac{\partial \bar{V}}{\partial T} + gh \frac{\partial \eta}{\partial Y} = 0 \quad (2.37)$$



**BAB III**

**METODE NUMERIK  
UNTUK PEMODELAN**

## BAB III

### METODE NUMERIK UNTUK PEMODELAN

#### 3.1. Skema Metode Numerik

Untuk menyelesaikan persamaan (2.34) sampai dengan (2.34) digunakan metode beda hingga. Dalam pemodelan ini digunakan skema *leap frog* dengan persamaan beda pusat dan kesalahan pemotongan pada orde dua.

Ekspresi deret Taylor untuk  $\eta(x, t + \Delta t)$  dan  $\eta(x, t - \Delta t)$  adalah

$$\eta(x, t + \Delta t) = \eta(x, t) + \Delta t \frac{\partial \eta(x, t)}{\partial t} + \frac{(\Delta t)^2}{2} \frac{\partial^2 \eta(x, t)}{\partial t^2} + \frac{(\Delta t)^3}{3!} \frac{\partial^3 \eta(x, t)}{\partial t^3} + \dots \quad (3.1)$$

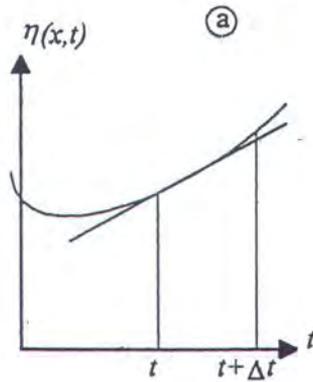
$$\eta(x, t - \Delta t) = \eta(x, t) - \Delta t \frac{\partial \eta(x, t)}{\partial t} + \frac{(\Delta t)^2}{2} \frac{\partial^2 \eta(x, t)}{\partial t^2} - \frac{(\Delta t)^3}{3!} \frac{\partial^3 \eta(x, t)}{\partial t^3} + \dots \quad (3.2)$$

dimana  $\Delta t$  adalah beda waktu. Dengan mudah dapat dibentuk persamaan beda maju dengan menggunakan persamaan (3.1) sebagai berikut :

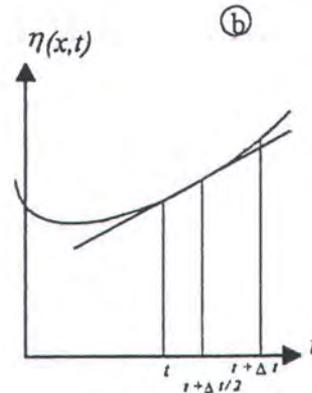
$$\frac{\partial \eta(x, t)}{\partial t} = \frac{\eta(x, t + \Delta t) - \eta(x, t)}{\Delta t} + o(\Delta t) \quad (3.3)$$

dimana ruas kanan dari persamaan (3.3) adalah representasi dari persamaan beda hingga orde pertama dari turunan terhadap waktu pada  $t = t$  seperti pada gambar

3.1



Gambar 3.1a



Gambar 3.1b

Gambar 3.1 Representasi model beda hinga (a) beda maju, (b) beda tengah

Kesalahan pemotongan yang memiliki orde  $\Delta t$ ,  $O(\Delta t)$ , adalah selisih antara turunan parsial dan representasi persamaan diferensialnya. Lebih lanjut ekspansi deret Taylor dalam persamaan (3.3) dapat dituliskan kembali dengan mengganti  $\Delta t$  dengan  $+\Delta t/2$  dan  $-\Delta t/2$  sehingga kita memperoleh persamaan beda hinga terpusat dengan kesalahan pemotongan orde dua :

$$\frac{\partial \eta(t)}{\partial t} = \frac{\partial \eta(t + \frac{1}{2}\Delta t) - \partial \eta(t - \frac{1}{2}\Delta t)}{\Delta t} + o(\Delta t^2) \quad (3.4)$$

Hal ini menarik, karena walaupun ekspansi beda hinga pada persamaan (3.3) dan persamaan (3.4) adalah sama, tetapi orde kesalahan pemotongan adalah berbeda dan akurasi dari persamaan beda hinga terpusat lebih tinggi dari persamaan beda hinga maju. Hal ini disebabkan karena titik-titik dari turunannya berbeda seperti pada gambar. Dengan menggunakan beda pusat diatas dengan titik-titik numerik disatukan antara paras air dengan *discharges* dalam satu skema numerik, metode ini dikenal dengan *staggered leap frog*.

**3.1.1. Deskretisasi Persamaan Kontinuitas**

Persamaan kontinuitas didekati dengan persamaan diferensial dengan menggunakan skema differensial pusat persamaan (3.4), sehingga tiga bentuk pada persamaan (2.32) - (2.34) menjadi :

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} = \frac{1}{\Delta t} [\eta_{i,j}^{n+1} - \eta_{i,j}^n] \tag{3.5}$$

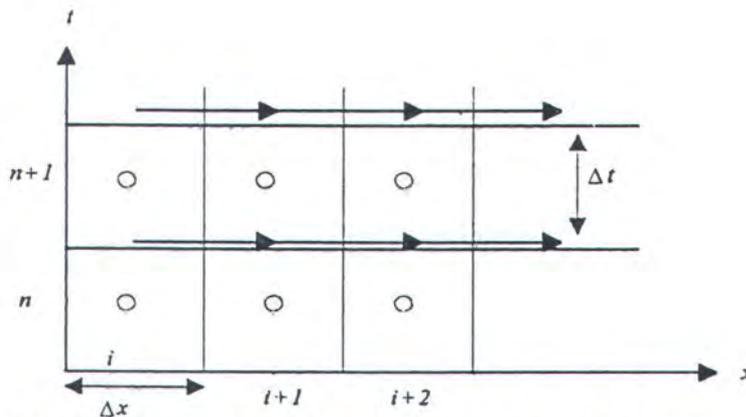
$$\frac{\partial M}{\partial x} = \frac{1}{\Delta x} [M_{i+1/2,j}^{n+1/2} - M_{i-1/2,j}^{n+1/2}] \tag{3.6}$$

$$\frac{\partial N}{\partial y} = \frac{1}{\Delta y} [N_{i,j+1/2}^{n+1/2} - N_{i,j-1/2}^{n+1/2}] \tag{3.7}$$

Dengan mengasumsikan nilai pada  $n$  dan  $n + 1/2$  pada langkah waktu diketahui,  $\eta_{i,j}^{n+1}$  hanya dapat diselesaikan dengan :

$$\eta_{i,j}^{n+1} = \eta_{i,j}^n - \frac{\Delta t}{\Delta x} [M_{i+1/2,j}^{n+1/2} - M_{i-1/2,j}^{n+1/2}] - \frac{\Delta t}{\Delta y} [N_{i,j+1/2}^{n+1/2} - N_{i,j-1/2}^{n+1/2}] \tag{3.8}$$

dimana  $\Delta x$  dan  $\Delta t$  adalah ukuran grid dalam arah  $x$  dan  $t$ . Skematisasi titik-titik perhitungan numerik dapat digambarkan :



**Gambar 3.2 titik-titik komputasi dalam skema Leapfrog (Imamura, 1995)**

### 3.2.1. Deskritisasi Persamaan Gerak Suku Linear

Persamaan gelombang tsunami yang dilinierkan tanpa gesekan dasar dalam satu dimensi (dalam arah  $x$ ) dapat ditulis :

$$\frac{\partial M}{\partial t} + gh \frac{\partial \eta}{\partial x} = 0 \quad (3.9)$$

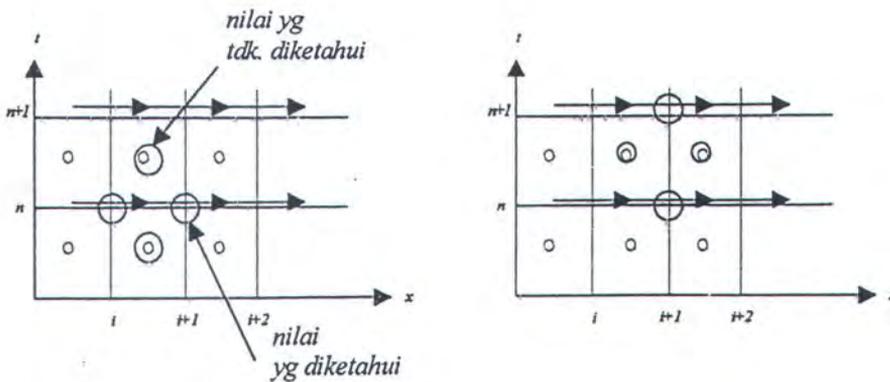
Beda pusat pada titik  $(i,j,n+1)$  mengikuti persamaan untuk titik yang diketahui untuk  $M_{i+1/2,j}^{n+1/2}$

$$M_{i+1/2,j}^{n+1/2} = M_{i+1/2,j}^n - g \frac{(h_{i+1/2,j} + h_{i-1/2,j})}{2} \frac{\Delta t}{\Delta x} [\eta_{i+1,j}^n - \eta_{i,j}^n] \quad (3.10)$$

Manipulasi yang sama dilakukan mengikuti persamaan differensial untuk persamaan linier gerak dalam arah  $y$

$$N_{i,j+1/2}^{n+1/2} = N_{i,j+1/2}^{n-1/2} - g \frac{(h_{i+1/2,j} + h_{i-1/2,j})}{2} \frac{\Delta t}{\Delta x} [\eta_{i,j+1}^n - \eta_{i,j}^n] \quad (3.11)$$

Dimana  $\Delta x$  dan  $\Delta t$  adalah ukuran grid dalam arah  $x$  dan  $t$ . Skematisasi titik-titik perhitungan dalam skema numerik digambarkan pada gambar dibawah. Kedalaman air,  $D$ , berada pada titik-titik yang sama dengan titik perhitungan elevasi  $\eta$ . Sekarang mungkin untuk menyelesaikan persamaan (3.8), persamaan (3.10), dan persamaan (3.11) secara bersamaan dan berisi solusi dari gelombang panjang linier. Jika  $h$  jauh lebih besar dari  $\eta$ , komputasi linear dengan persamaan (3.17) dan persamaan (3.18) dapat menghasilkan nilai yang benar. Tetapi harus diingat bahwa komputasi secara linier tidak akan stabil jika  $h$  lebih kecil dari  $\eta$ .



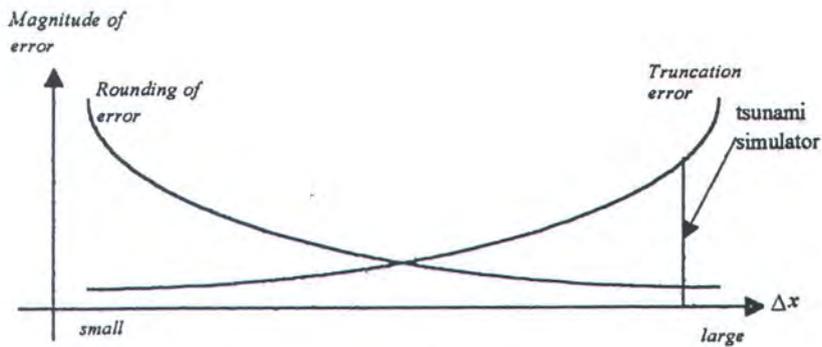
Gambar3.3 Skematisasi titik-titik perhitungan dalam metode numerik (Immamura,1995)

Metode beda hingga diatas dapat memberikan hasil yang stabil selama C.F.L (Courant Frederic Leuvy) dipenuhi :

$$C \frac{\Delta t}{\Delta x} \leq 1 \tag{3.12}$$

3.2. Stabilitas dan Konsistensi

Kesalahan pemotongan dan pembulatan didiskusikan terlebih dahulu sebelum mendiskusikan kondisi stabilitas dan konsistensi. Setiap solusi komputasi akan dipengaruhi oleh pembulatan dalam jumlah digit tertentu, dalam suatu operasi aritmatik yang menyebabkan terjadinya kesalahan pembulatan (Anderson, et all. 1984). Besarnya kesalahan pemotongan disini adalah sebanding dengan jumlah grid point dalam permasalahan. Di sisi lain, kesalahan pemotongan disebabkan oleh diskretisasi dalam merubah persamaan differensial kedalam bentuk beda hingga. Seperti yang diperlihatkan pada persamaan (3.4) besarnya kesalahan pemotongan diekspresikan oleh pangkat ke *n* dari Δ*x*. Oleh karena itu memperhalus grid akan menurunkan kesalahan pemotongan tetapi meningkatkan kesalahan pembulatan seperti yang diperlihatkan pada gambar (3.4).



Gambar3.4 Kesalahan pemotongan dan pembulatan (Imamura,1995)

Simulasi tsunami satu dimensi yang dilakukan oleh Imamura dan Goto (1986) memperlihatkan bahwa besarnya kesalahan pembulatan bervariasi dari  $10^{-4}$  persen sampai dengan  $10^{-2}$  persen dalam kasus presisi rendah dengan 7 digit adalah cukup kecil dibandingkan dengan kesalahan pemotongan  $10^{-1}$  persen sampai  $10^1$  persen. Sepanjang skema numerik dipenuhi dengan kondisi stabilitasnya, kesalahan pembulatan dapat diabaikan dalam simulasi tsunami.

### 3.2.1 Stabilitas

Penjalaran tsunami dikategorikan kedalam masalah dimana paras air dan *discharge* bervariasi terhadap waktu. Hasil yang tidak diharapkan dari simulasi numerik sangat bergantung kepada ukuran grid dan langkah waktu yang digunakan, yang memungkinkan terjadinya ketidak stabilan di dalam simulasi. Untuk menghindari ketidak stabilan ini, konsep kestabilan dan kondisinya harus diketahui.

Secara umum, skema numerik yang stabil adalah skema dimana kesalahan dari semua sumber yang mungkin (pembulatan, pemotongan, dll) tidak



dimungkinkan untuk membesar dalam suatu rangkaian prosedur numerik dari satu langkah perhitungan ke langkah selanjutnya.

Analisa Fourier dan Newman dapat diterapkan untuk memperoleh kondisi stabil dari skema numerik yang digunakan sepanjang skema numerik linier. Ambil  $\epsilon$  yang melambangkan kesalahan pembulatan di dalam solusi numerik.

Solusi numerik,  $F$  yang dihitung menggunakan skema numerik dapat dituliskan sebagai berikut :

$$F = D + \epsilon \tag{3.13}$$

dimana  $D$  adalah solusi eksak dari persamaan hingga. Solusi numerik  $F$  yang dihitung harus memenuhi persamaan differensial yang diberikan. Sebagai contoh, substitusikan persamaan (3.13) kedalam skema beda terpusat memberikan :

$$D_j^{n+1} + \epsilon_j^{n+1} = D_j^{n+1} + \epsilon_j^n - C \frac{\Delta t}{2\Delta x} [D_{j+1}^n + \epsilon_{j+1}^n - D_{j-1}^n - \epsilon_{j-1}^n] \tag{3.14}$$

Karena solusi eksak  $D$  harus memenuhi persamaan differensial, hal yang sama berlaku untuk :

$$\epsilon_j^{n+1} = \epsilon_j^n - C \frac{\Delta t}{2\Delta x} [\epsilon_{j+1}^n - \epsilon_{j-1}^n] \tag{3.15}$$

Sehingga diperoleh bahwa solusi eksak  $D$  dan kesalahannya, keduanya harus memenuhi persamaan differensial yang sama. Artinya, kesalahan numerik dan solusi eksak, keduanya memiliki orde pertumbuhan yang sama dalam waktu.

Dalam deret fourier, kesalahan dapat diekspresikan sebagai berikut :

$$\epsilon(x, t) = \sum_{i=1}^{\infty} e^{at} e^{ik_m x} \tag{3.16}$$

dimana  $k$  adalah riil tetapi  $a$  mungkin kompleks, dan  $i$  adalah komponen kompleks.

Jika persamaan (3.16) di substitusikan ke dalam persamaan (3.15) diperoleh :

$$e^{a(i+\Delta t)} e^{ik_m x} = e^{at} e^{ik_m x} - \frac{r}{2} [e^{at} e^{ik_m(x+\Delta x)} - e^{at} e^{ik_m(x-\Delta x)}]$$

(3.17)

dimana  $r = C \frac{\Delta t}{\Delta x}$  adalah rasio kecepatan gelombang  $C$  terhadap kecepatan numerik  $\frac{\Delta x}{\Delta t}$  yang disebut bilangan *Courant*. Dibagi dengan  $e^{at} e^{ik_m x}$ , persamaan diatas menjadi :

$$e^{at} = 1 [e^{ik_m(\Delta x)} - e^{at} e^{-ik_m(\Delta x)}] = 1 - r \cos \beta$$

(3.18)

dimana  $\beta = km\Delta x$  adalah bilangan gelombang tak berdimensi. Koefisien  $e^{at\Delta t}$  menggambarkan faktor amplifikasi yang merupakan ratio dari nilai dalam satu langkah waktu dan langkah waktu sebelumnya. Jelas bahwa jika  $|e^{at\Delta t}|$  kurang dari atau sama dengan satu, kesalahan tidak akan bertambah dari satu langkah ke waktu waktu berikutnya, ini merupakan kondisi stabil.

### 3.2.2. Konsistensi

Konsistensi ini berhubungan dengan pertimbangan sampai sejauh mana pendekatan persamaan beda hingga telah didefinisikan sebagai kesalahan pemotongan seperti yang diperlihatkan pada persamaan (3.4). Representasi persamaan beda hingga dari persamaan differensial parsial dikatakan berlaku, jika kita dapat memperlihatkan bahwa kesalahan pemotongan memenuhi pada jaringan grid yang diperhalus. sebagai contoh pada skema yang memiliki kesalahan pemotongan  $O(\frac{\Delta t}{\Delta x})$ , skema akan berlaku jika jaringan grid diperhalus sehingga  $\frac{\Delta t}{\Delta x}$  mendekati 0.

Secara umum, mendapatkan konsistensi pada skema numerik lebih mudah dibandingkan dengan memperoleh kondisi stbilitas dan teori keseimbangan Lax (Richmer dan Morton, 1967) membuktikan bahwa dengan memberikan nilai awal

yang tepat dan pendekatan beda hingga yang memenuhi kondisi konsistensi, maka stabilitas merupakan kondisi yang diperlukan dan cukup memenuhi kekonvergenan.

### 3.3. Kondisi Awal dan Syarat Batas

#### 3.3.1. Kondisi Awal

Pada program yang dimodifikasi dari program yang dikembangkan oleh Dr. F. Immamura ini hanya digunakan untuk gelombang tsunami. Pengaruh gelombang yang diakibatkan angin dan pasang surut tidak diperhitungkan. Paras muka laut diberikan oleh pasang surut saat tersebut dan diasumsikan konstan selama pemodelan tsunami. Hal ini dikarenakan simulasi tsunami hanya memiliki durasi sekitar satu atau dua jam. Sehingga sebagai kondisi awal di laut di tetapkan :

$$\eta_{ij}^{n-1}, M_{i+1/2,j}^{n+1/2}, N_{i,j+1/2}^{n-1/2} = 0 \quad (3.19)$$

Untuk simulasi tsunami di laut dalam yang melibatkan sumber tsunami, ada dua jenis kondisi awal yaitu dengan pengaruh dinamika gerak patahan (kecepatan patahan dan pertambahan waktu) dan tanpa pengaruh gerak patahan. Jika pengaruh dinamik seperti itu dapat diabaikan untuk penjalaran awal tsunami, deformasi akhir dari dasar laut yang disebabkan oleh patahan diberikan sebagai kondisi awal permukaan laut. Di sisi lain, dalam upaya untuk melibatkan efek semacam itu, modifikasi persamaan konserfasi massa dilakukan sehingga persamaan (3.19) menjadi :

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial y} = \frac{\partial \zeta}{\partial t} \quad (3.20)$$

dimana  $\zeta$  adalah deformasi dasar laut.

### 3.3.2. Kondisi Batas Terbuka

Metode nilai masukan pada batas laut diberikan pada saat penjalaran barisan gelombang sinusoidal. Gerakan aktual air pada kondisi batas tidak diberikan oleh gelombang sinus tetapi oleh resultan dari gerakan yang disebabkan penambahan dan pengurangan barisan gelombang sinus. Jika diasumsikan gerakan sinusoidal pada batas, tidak ada pantulan gelombang yang melewati batas, hal ini akan menimbulkan gaya osilasi. Untuk itu sangat diperlukan bahwa gelombang refleksi dapat melalui batas dengan bebas.

Pertama-tama kita perhatikan kasus satu dimensi. Persamaan linier untuk gelombang panjang dalam sebuah chanel dengan kedalaman konstan.

$$\frac{\partial u}{\partial t} + g \frac{\partial \eta}{\partial x} = 0 \quad (3.21)$$

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + h \frac{\partial u}{\partial x} = 0 \quad (3.22)$$

Persamaan (3.21) dapat disederhanakan.

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \sqrt{gh} \frac{\partial}{\partial x} \left( \sqrt{\frac{g}{h}} \eta \right) = 0 \quad (3.23)$$

Persamaan (3.22) dapat disederhanakan.

$$\frac{\partial}{\partial t} \left( \sqrt{\frac{g}{h}} \eta \right) + \sqrt{gh} \frac{\partial u}{\partial x} = 0 \quad (3.24)$$

Penambahan dan pengurangan dari kedua persamaan diatas menjadi :

$$\left\{ \frac{\partial}{\partial t} \pm \sqrt{gh} \frac{\partial}{\partial x} \right\} \left\{ u \pm \sqrt{\frac{g}{h}} \eta \right\} = 0 \quad (3.25)$$

Arti matematis dari persamaan diatas adalah persamaan karakteristik nilai tertentu diambil konstan,

$$u \pm \sqrt{\frac{g}{h}} \eta = \text{konstan pada } \frac{\partial x}{\partial t} = \pm \sqrt{gh} \quad (3.26)$$

Diasumsikan barisan gelombang sinusoidal bergerak dalam arah  $x$  negatif dengan muka gelombang pada  $x = x_0$  saat  $t = 0$ .

Persamaan (3.26) memberikan :

$$u_2 + \sqrt{\frac{g}{h}} \eta_2 = u_1 + \sqrt{\frac{g}{h}} \eta_1 \quad (3.27)$$

Sepanjang karakteristik positif dan :

$$u_2 - \sqrt{\frac{g}{h}} \eta_2 = u_1 - \sqrt{\frac{g}{h}} \eta_1 \quad (3.28)$$

Sepanjang karakteristik negatif.  $u_2$  dan  $\eta_2$  nilainya tidak diketahui dan ditentukan pada batas terbuka dengan menggunakan nilai-nilai dari  $u_1, \eta_1, u_0$ , dan  $\eta_0$ .

Barisan gelombang yang hanya menjalar dalam arah  $x$  negatif, memenuhi hubungan antara kecepatan partikel horisontal  $u_0$  dan elevasi air  $\eta_0$  sebagai berikut

:

$$u_0 = -\sqrt{\frac{g}{h}} \eta_0 \quad (3.29)$$

Dengan memasukkan hubungan diatas, maka persamaan (3.28) dapat ditulis dengan :

$$u_2 - \sqrt{\frac{g}{h}} \eta_2 = 2u_0 \quad (3.30)$$

Dari persamaan (3.27) dan (3.29), kita peroleh :

$$u_2 = u_0 + \frac{1}{2} \left( u_1 + \sqrt{\frac{g}{h}} \eta_1 \right) \quad (3.31)$$

atau

$$\eta_2 = \frac{1}{2} \eta_1 + \frac{1}{2} \sqrt{\frac{h}{g}} (u_1 + 2u_0) \quad (3.32)$$

Kedua; mempertimbangkan kasus dua dimensi dimana hubungan karakteristik diberikan oleh hubungan permukaan karakteristik. Pengembangan kasus satu dimensi yang dijelaskan di atas akan digunakan disini. Hanya perbedaannya dengan kasus satu dimensi adalah arah penjalaran gelombang akan dideterminasi secara perlahan. Pada umumnya arah penjalaran terbentuknya gelombang diberikan dan konstan, kemudian karakteristik negatif dalam arah yang

konstan. sedangkan pada sisi lain, arah karakteristik positif berhubungan dengan refleksi gelombang yang mungkin berbeda dengan terbentuknya gelombang.

Syarat batas pada daerah laut bebas dapat dituliskan sebagai :

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \sqrt{gh} \frac{\partial \zeta}{\partial x} = 0$$

### 3.3.3. Syarat Batas Tertutup

Syarat batas tertutup dalam model ini menggunakan asumsi garis sebagai dinding. Sehingga tidak ada aliran yang melewatinya, dan gelombang terefleksi secara sempurna. Secara matematis syarat batas ini dapat dituliskan :

$$\frac{\partial M}{\partial x} = 0 \quad \frac{\partial N}{\partial y} = 0 \quad (3.33)$$

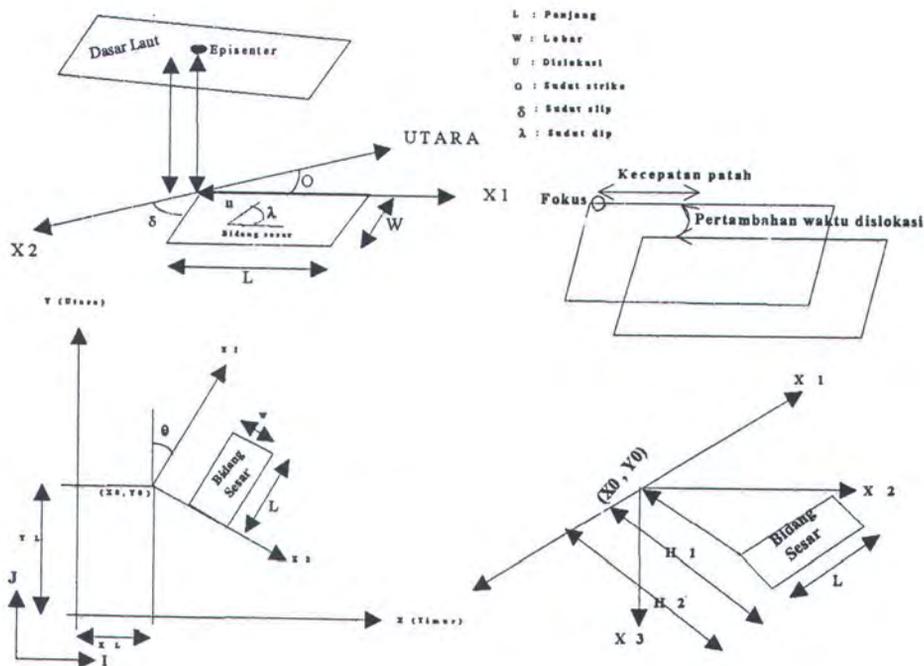
### 3.4. Deformasi Dasar Laut Akibat Gerakan Fault

Berdasarkan teori regangan dan tegangan dari *elastic body* (Manshina & Smylies, 1971 dan Okada, 1985), deformasi dasar dapat diestimasi melalui parameter patahan yang diperlihatkan pada gambar. Parameter patahan dibagi menjadi dua yaitu : Parameter statik (panjang, lebar, dislokasi, slip, dan sudut kemiringan) dan Parameter dinamik (kecepatan patahan dan pertambahan waktu dislokasi).

Parameter-parameter bidang sesar tersebut antara lain :

- a *Strike* (jurus)  $\phi$ , merupakan arah garis horisontal yang terletak pada bidang sesar diukur searah jarum jam dari arah utara serta dengan asumsi *hanging wall* berada di sebelah kanan ( $0^0 \leq \phi \leq 360^0$ )

- b *Dip* (kemiringan)  $\delta$  adalah sudut kemiringan *foot wall* terhadap bidang horizontal ( $0^0 \leq \delta \leq 90^0$ )
- c *Rake* (sudut pergeseran)  $\lambda$  merupakan sudut antara *strike* dengan garis bidang sesar atau *slip* yang merupakan arah *hanging wall*. *Rake*



Gambar 4.6 Parameter Sesar dan Sistem Koordinat

berharga positif pada sesar naik dan berharga negatif pada sesar normal ( $-180^0 \leq \lambda \leq 180^0$ )



## **BAB IV**

# **CONTOH PENGGUNAAN MODEL NUMERIK PADA KASUS TSUNAMI BANYUWANGI 1994**

**BAB IV**  
**CONTOH PENGGUNAAN MODEL NUMERIK**  
**PADA KASUS TSUNAMI BANYUWANGI 1994**

**4.1. Pengolahan Data Input Model Numerik**

Pengolahan data input model numerik ini terbagi dalam dua proses yaitu : *pertama*, proses pembuatan plot data *Mainshock* dan *Aftershock* untuk memperoleh panjang dan lebar dari sesar serta arah strike, sebagai masukan untuk menentukan model bidang sesar dalam kerangka pemodelan tsunami. *Kedua*, proses digitasi peta bathimetri laut selatan Jawa, khususnya Jawa Timur sebagai salah satu masukan untuk model penjalaran gelombang tsunami. Setelah proses digitasi, data hasil digitasi yang berupa file dengan ekstension xyz perlu di ubah agar dapat dijadikan input untuk proses selanjutnya.

**4.1.1. Data *Mainshock* dan *Aftershock* Gempa Banyuwangi**

Data *Mainshock* dan *Aftershock* gempa Banyuwangi, dan data distribusi gempa susulan yang terjadi diperoleh dari Badan Meteorologi dan Geofisika (BMG) dari tanggal 3 Juni 1994 s.d 5 Juni 1994, sedangkan data parameter-parameter gempa didapatkan dari hasil pengamatan tim gabungan dari Jepang dan Indonesia setelah gempa terjadi.

Plot data *Mainshock* dan *Aftershock* dibuat sampai tanggal 5 Juni 1994, dengan asumsi telah mewakili seluruh bidang sesar yang terbentuk. Plot data *Mainshock* dan *Aftershock* dan data distribusi gempa susulan dapat dilihat pada gambar lampiran A .

Dari hasil survei yang dilakukan oleh tim gabungan dari Jepang dan Indonesia, didapatkan arah *strike*, lebar, dan panjang sesar, diperoleh arah *strike* 284; panjang 85 km dan lebar 40 km. (Tsuji, 1994)

#### 4.1.2. Data Bathimetri Laut Selatan Jawa

Data bathimetri diperoleh dari peta keluaran Tentara Nasional Indonesia, Angkatan Laut, Jawatan Hidro-Oceanografi tahun 1991. Peta bathimetri laut selatan Jawa yaitu No.365 dengan skala 1 : 1.000.000.

Data bathimetri berupa peta grafik ini harus dirubah menjadi data numerik dengan cara digitasi. Digitasi adalah proses merubah data bentuk grafik ke dalam bentuk numerik. Selanjutnya digitasi dilakukan pada luasan peta bathimetri yang dimulai dari  $8^{\circ}$  LS s.d  $11,5^{\circ}$  LS dan  $111,7^{\circ}$  BT s.d  $114,8^{\circ}$  BT.

Karena luasnya peta bathimetri yang harus di digitasi, dan terbatasnya besar dari papan digitasi, maka peta tersebut dibagi dalam dua bagian, yaitu :

- Pertama,  $11,5^{\circ}$  LS s.d  $10^{\circ}$  LS dan  $111,7^{\circ}$  BT s.d  $114,8^{\circ}$  BT.
- Kedua,  $10^{\circ}$  LS s.d  $8^{\circ}$  LS dan  $111,7^{\circ}$  BT s.d  $114,8^{\circ}$  BT.

Digitasi dilakukan dengan memasukkan nilai-nilai kontur kedalaman, 20 m; 50 m; 200 m; 500 m; 1000 m; 1500 m; 1700 m; 2000 m; 2500 m; 3000 m; 3500 m; 4000 m; 5000 m. (untuk membedakan hasil digitasi digunakan tanda minus (-) untuk daratan, dan plus (+) untuk lautan). Kemudian data garis hasil digitasi ini dirubah ke dalam bentuk kedalaman setiap grid. Dalam merubah data garis hasil proses digitasi ini digunakan bantuan *software* yang dikembangkan oleh Ir. Subandono Diposaptono M. Eng. *Software* tersebut dikembangkan berdasarkan anggapan untuk mencari titik yang dimaksud, digunakan interpolasi dengan cara

membandingkan titik yang dicari dengan data-data sebanyak jumlah yang ada. Secara umum, makin banyak data yang tersedia *Software* ini dapat menyediakan hasil yang baik, tetapi dengan konsekuensi makin lama waktu yang diperlukan karena jumlah data pembanding untuk titik yang dicari semakin banyak.

Dari proses digitasi peta bathimetri ini diperoleh jumlah grid untuk seluruh panjang peta sebanyak 350 grid dan lebar peta sebanyak 395 grid dengan panjang dan lebar grid dibuat sebesar 1000 m.

## 4.2. Simulasi Model Numerik

Model numerik gelombang tsunami ini dapat diterapkan pada gelombang tsunami dekat (*near field tsunami*), yaitu gelombang tsunami yang penjarannya kurang dari 2000 km. Adapun tahapan-tahapan yang dilakukan untuk mensimulasi penjaran gelombang tsunami ini meliputi :

### 4.2.1. Simulasi Gelombang Tsunami Awal

Model gelombang tsunami awal (*initial condition*) dihitung berdasarkan akibat deformasi vertikal lantai samudera. Parameter-parameter sesar yang digunakan untuk simulasi awal gelombang tsunami ini adalah :

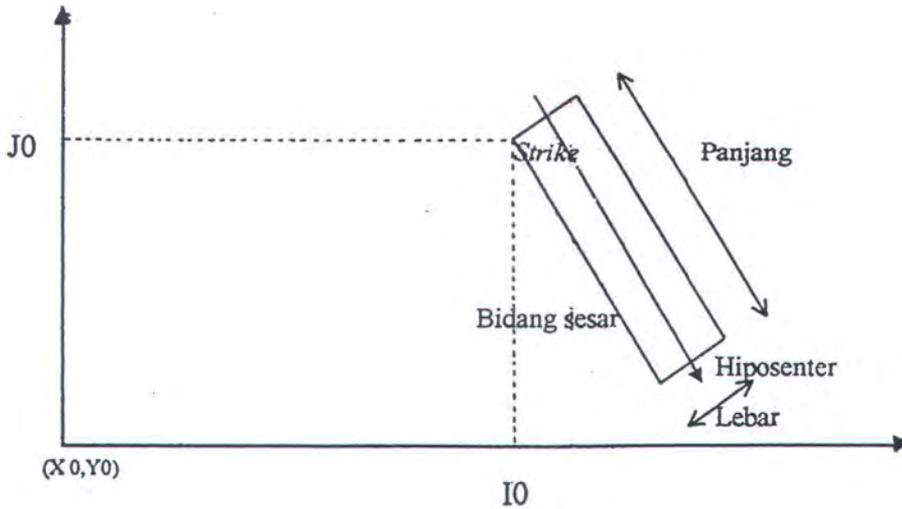
Panjang Sesar (L)	: 80 km.
Lebar Sesar (W)	: 40 km.
Dislocation (d)	: 5.0 m.
Kedalaman Gempa (h)	: 15 km.
Geometri Sesar	: (284, 60, 99); ( <i>strike, dip, slip</i> ).

Dalam simulasi gelombang tsunami awal ini diasumsikan dislokasi tidak dipengaruhi oleh bathimetri.

*Strike* bidang sesar diambil sebesar N 284 E, sesuai hasil dari plot data *Mainshock* dan *Aftershock*. Demikian juga data panjang dan lebar sesar diambil sebesar 80 km dan 40 km.

Untuk menempatkan model bidang sesar dalam kerangka model penjalaran gelombang tsunami, digunakan acuan titik sudut kiri bawah dari model penjalaran gelombang tsunami, yang disebut dengan  $(X_0, Y_0)$ . Sedangkan titik sudut kiri atas dari model kerangka bidang sesar disebut dengan  $(I_0, J_0)$ .  $I_0$  dan  $J_0$  dinyatakan dalam koordinat lokal (koordinat kerangka model penjalaran gelombang) yang ditentukan sedemikian rupa sehingga model bidang sesar terletak dalam kerangka model penjalaran gelombang tsunami dan membentuk bidang sesar pada kondisi sebenarnya.

Dengan menggunakan distribusi data gempa yang diplot kedalam peta Banyuwangi, kita dapat mengestimasi letak dari koordinat lokal  $(I_0, J_0)$ . Diperoleh  $I_0 = 107$ , dan  $J_0 = 104$ . Model bidang sesar yang disesuaikan dalam kerangka model penjalaran gelombang tsunami terlihat seperti pada gambar. Dalam gambar terlihat bahwa dengan menempatkan model sedemikian rupa, diusahakan agar posisi atau letak model bidang sesar dapat memberikan hasil yang baik untuk model penjalaran gelombang tsunami yang akan di buat . Kalau letak model bidang sesar tidak tepat pada bidang penjalaran tsunami, hal ini menyebabkan arah atau kontur gelombang yang terbentuk bisa terpotong. Sehingga kita tidak mengetahui dengan tepat informasi yang didapatkan dari model penjalaran tsunami.



**Gambar 4.1 Model Bidang Sesar Dalam Kerangka Model Penjalaran Gelombang**

Dalam model bidang sesar ini, diambil ukuran grid sebesar 1000 m x 1000 m, dengan jumlah grid dalam sumbu X = 350 dan sumbu Y = 395. Hasil tinggi gelombang yang terbentuk dari simulasi gelombang awal ini selanjutnya digunakan sebagai syarat awal pada simulasi penjalaran gelombang tsunami.

#### 4.2.2. Simulasi Penjalaran Gelombang Tsunami

Data input yang digunakan untuk simulasi penjalaran gelombang tsunami adalah :

- Data bathimetri dalam bentuk kedalaman setiap grid.
- Data hasil simulasi awal gelombang tsunami (*initial condition*).

Desain model yang diterapkan adalah :

- $dt = 2$  detik;
- $dx, dy = 1000$  m;
- $n(x) = 350$ ;
- $n(y) = 395$ ;

Dalam simulasi ini diasumsikan pengaruh gelombang laut akibat angin dan pasang surut diabaikan. Selain itu paras muka laut diberikan oleh paras muka laut saat pasut pada waktu yang bersangkutan, dan paras muka laut dianggap konstan selama terjadinya tsunami. Hal ini dimungkinkan karena simulasi tsunami hanya memiliki durasi sekitar satu atau dua jam. Selain itu model menggunakan refleksi gelombang sempurna pada garis pantai, yaitu dianggap merupakan dinding vertikal.

Simulasi dibuat untuk total durasi 1 jam (3600 detik) dengan delta waktu 2 detik. Pada dua lokasi dilakukan pencatatan elevasi untuk muka air akibat gelombang tsunami selama simulasi (*time series gelombang*) berlangsung.

Tinggi gelombang tsunami didefinisikan sebagai elevasi air laut vertikal yang dapat dicapai oleh tsunami yang diukur dari muka air laut rata-rata (*mean sea level*). Hasil simulasi berupa kontur tinggi gelombang tsunami di beberapa tempat diperlihatkan dalam gambar pada lampiran C. Sedangkan *time series* elevasi muka air laut akibat gelombang tsunami dapat dilihat pada lampiran E.

#### 4.2.3. Inisialisasi Gelombang Tsunami Awal

Inisialisasi gelombang tsunami diperoleh dengan menghitung perpindahan vertikal kolom air laut di atas dasar samudera akibat gempa. Untuk membuat estimasi awal pembangkitan tsunami, digunakan data-data bidang sesar yang ditentukan berdasarkan distribusi data *Mainshock* dan *Aftershock*.

Dari hasil distribusi data *Mainshock* dan *Aftershock* diperoleh panjang dan lebar bidang sesar adalah 80 km x 40 km. dengan menggunakan input tersebut ditambah dengan input data berupa arah strike 284° ; dip 60 ; dan arah slip 99° ;

serta kedalaman gempa 15 km (estimasi Universitas Harvard) ; dan dislokasi bidang sesar adalah sebesar 5 m. Semua data diatas digunakan sebagai input pada program perhitungan kondisi awal, untuk mengetahui inisialisasi dari gelombang tsunami awal. Dari estimasi tersebut, kemudian dengan menggunakan metode yang dikembangkan Imamura diperoleh tinggi inisialisasi gelombang tsunami sebesar 1.5 m. Hasil plot data *Mainshock* dan *Aftershock* dan data distribusi gempa yang terjadi dalam periode 3 – 5 Juni 1994 di perairan banyuwangi dapat dilihat pada lampiran A.

Dari inisialisasi tsunami awal tersebut diamati pergerakannya sampai mencapai pantai. Penjalaran gelombang tsunami sampai mencapai pantai dapat dilihat pada gambar lampiran

#### 4.2.4. Simulasi Penjalaran Gelombang Tsunami

Model penjalaran gelombang tsunami disimulasikan dengan input hasil estimasi tinggi gelombang tsunami awal (inisialisasi gelombang tsunami) yang terbangkitkan oleh deformasi dasar laut akibat gempa.

Model penjalaran gelombang tsunami ini menggunakan interval grid  $\Delta x=1000$  m,  $\Delta y=1000$  m dan interval waktu 2 detik. Kondisi ini cukup mewakili syarat stabilitas dari  $CFL \leq 1$ , yaitu:

$$\begin{aligned} C_{\max} &= \sqrt{gh_{\max}} \\ &= \sqrt{(10 \times 4000)} \\ &= 198,057 \text{ m/dt} \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
 \text{maka CFL} &= C \frac{dt}{dx} \\
 &= 198,057 \times \frac{2}{1000} \\
 &= 0,396
 \end{aligned}$$

Sehingga syarat CFL terpenuhi.

Sedangkan untuk syarat kestabilan menurut Von Newman, metode *Leap*

*Frog* Stabil bila memenuhi kriteria :

$$C_x + C_y \leq \left[ \sqrt{gh_{\max}} \left( \frac{1}{\Delta X} + \frac{1}{\Delta Y} \right) \right]^{-1}$$

Dimana

$$C_x = \frac{u \cdot \Delta t}{\Delta X}$$

Dan

$$C_y = \frac{v \cdot \Delta t}{\Delta y}$$

Dalam hubungan di atas,  $C_x$  dan  $C_y$  adalah bilangan Courant dalam arah  $X$  dan  $Y$ . Dalam bentuk lain, persamaan di atas dapat dituliskan :

$$\Delta t \leq \left[ \sqrt{gh_{\max}} \left( \frac{1}{\Delta X} + \frac{1}{\Delta Y} \right) \right]^{-1}$$

Dimana  $h_{\max}$  : Kedalaman perairan maximum

$\Delta t$  : Langkah waktu perhitungan

Sehingga syarat stabilitas menjadi :

$$\left[ \sqrt{9.81 \times 4000 \left( \frac{1}{1000} + \frac{1}{1000} \right)} \right]^{-1}$$

$$= 2,525$$

Maka syarat kestabilan terpenuhi.

Persamaan penjalaran gelombang tsunami ini dikembangkan dari persamaan gerak gelombang linier, yaitu gelombang di perairan dangkal, dengan mengabaikan suku gesekan dasar laut. Persamaan gerak gelombang linier ini cukup mewakili untuk jenis *near field tsunami* , karena jarak antara pembangkitan tsunami dengan pantai cukup dekat.

Dalam pemodelan ini digunakan dua kondisi batas yaitu syarat batas tertutup dan syarat batas terbuka. Syarat batas tertutup berupa garis pantai yang dianggap sebagai dinding vertikal sehingga tidak ada fluks yang melewatinya. Syarat batas terbuka dimana untuk kecepatan gelombang tsunami digunakan

$$c_{max} = \sqrt{gh_{max}}$$

Data *time series* juga dapat dibuat dari hasil akhir pemodelan (dari empat tempat), dapat dilihat di lampiran E. Pencatatan pada satu tempat dibuat untuk mendapatkan tinggi elevasi tsunami sebenarnya, bukan pada titik-titik simpul gelombang. Dari gambar *time series* elevasi gelombang tsunami dapat dilihat bahwa pada waktu awal, gelombang tsunami umumnya terekam membentuk grafik yang halus, tetapi untuk waktu berikutnya terjadi gelombang sekunder. Fenomena ini dapat terjadi karena saat gelombang tsunami pertama datang, gelombang ini belum mengalami proses refleksi dan superposisi dengan gelombang tsunami yang

datang berikutnya, sehingga membentuk grafik yang halus. Tetapi untuk waktu berikutnya telah mengalami proses refleksi dan superposisi dengan gelombang tsunami yang lain, sehingga terbentuk gelombang sekunder.

Simulasi model dilakukan selama 1 jam dengan pengambilan hasil pada saat waktu awal menit ke-10, menit ke-15, menit ke-30, menit ke-45 dan jam ke-1.

Hasil simulasi model tersebut diterapkan dalam skala besar (Jawa, khususnya bagian timur), dan dalam skala kecil (Banyuwangi; Tel. Grajagan, Pancer dan Tel.Rajegwesi), lihat lampiran C.

Secara umum didapatkan bahwa gelombang tsunami mulai mencapai Tel. Grajagan, Pancer dan Tel. Rajegwesi setelah menit ke-30, dan perhitungan memberikan hasil tinggi gelombang berkisar antara 2.5 sampai dengan 3.5 meter ketika gelombang tsunami telah mencapai mencapai teluk-teluk tersebut.

Dari gambar pada lampiran C-2 terlihat pada saat menit ke 10, gelombang tsunami menjalar dengan dengan ketinggian antara 0,1 meter sampai dengan 0,4 meter. Pada saat sepuluh menit setelah gelombang tsunami awal terjadi, terlihat bahwa gelombang sudah mulai menjalar ke arah pantai Teluk Grajagan, Pancer dan Teluk Rajegwesi, tempat dimana dihitung tinggi elevasi gelombang yang terjadi akibat tsunami. Hal ini mungkin karena posisi dari kedua teluk tersebut tepat persis menghadap arah terjadinya gempa. Adanya perbedaan tinggi gelombang pada kedua tempat yang diamati tersebut lebih dikarenakan bentuk bathimetri pantai, dan kedalaman dasar laut.

Secara umum di pantai perairan Banyuwangi, setelah terjadi gempa muka air naik terlebih dahulu (*positif front*) dan kondisi awal gelombang tsunami sangat curam akibat pergeseran vertikal lantai samudera.

Kontur gelombang di pantai terlihat lebih rapat bila dibandingkan di laut lepas, dimungkinkan karena gelombang tsunami yang menjalar ke arah batas terbuka (laut lepas) akan tertransmisi dengan bebas, sedangkan gelombang tsunami yang menuju pantai akan mengalami proses refraksi dan difraksi. Disini terlihat kontur tinggi gelombang lebih rapat di daerah pantai daripada di perairan bebas (lihat lampiran), ini menandakan bahwa gelombang yang menjalar ke arah pantai mengalami amplifikasi tinggi gelombang.

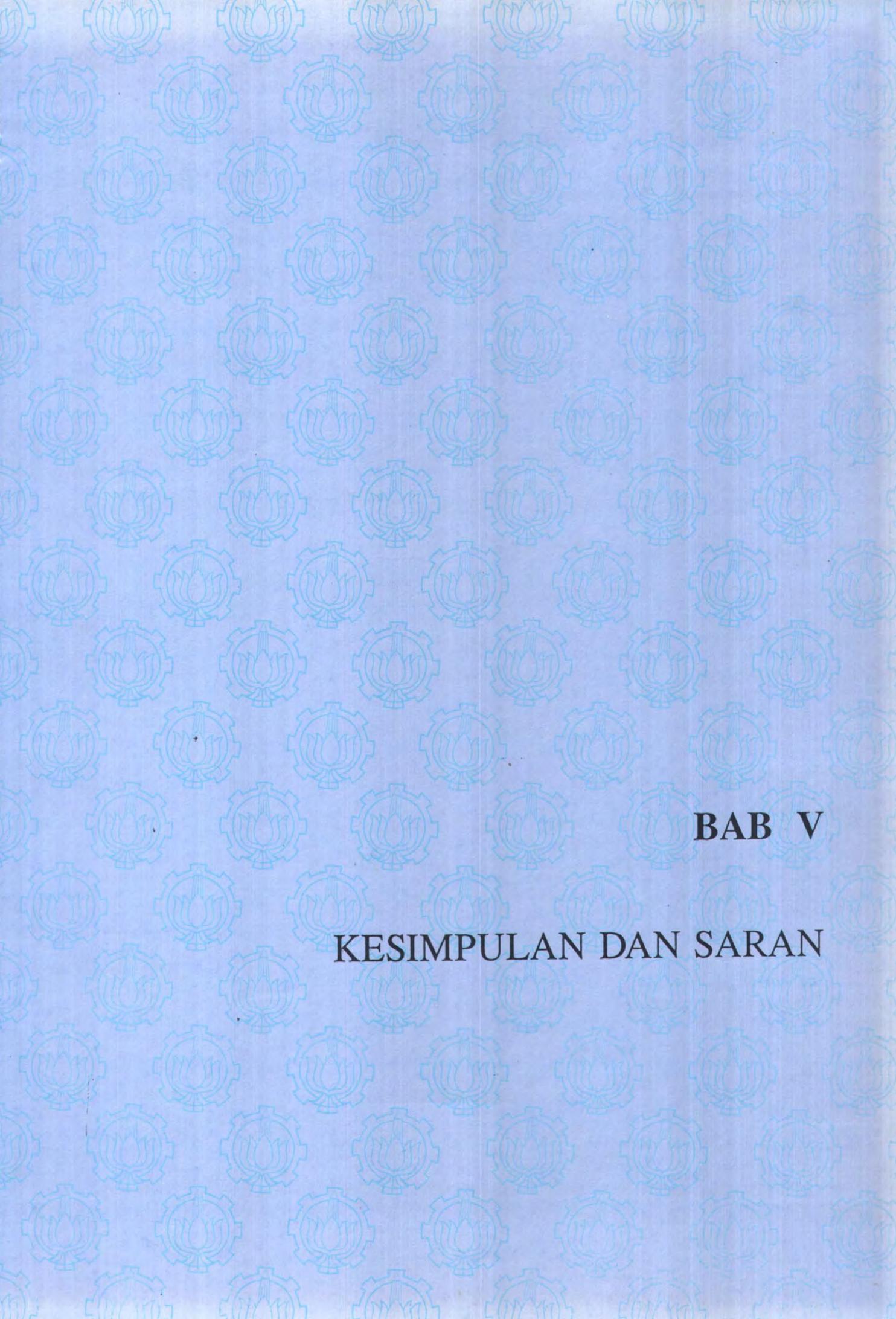
Pada menit ke 15, terlihat bahwa gelombang tsunami terlihat makin rapat dan makin bergerak ke arah pantai Teluk Grajagan, Pancer, Teluk Rajegwesi, dan daerah sekitarnya termasuk Bandialit (sekitar Pulau Sempu). Terlihat kontur tinggi gelombang sedikit lebih rapat bila di bandingkan pada menit ke 10 (lihat lampiran gambar C-3, hal ini menunjukkan terjadinya pembesaran tinggi gelombang di dekat pantai akibat pengaruh bathimetri pantai. Tampak terlihat juga bahwa muka gelombang tidak lagi berarah sama dengan waktu sebelumnya, ini menunjukkan gelombang telah mengalami proses difraksi dan refleksi, terutama karena pengaruh bathimetri seperti yang telah di sebutkan.

Pada menit ke 30 gelombang tsunami telah di refleksikan oleh kedua pantai daerah yang ditinjau. Kontur gelombang makin kelihatan rapat, ini menunjukkan terjadinya amplifikasi gelombang di daerah tersebut.

Secara umum gelombang tsunami telah menghantam pantai pada menit ke 30 tetapi tinggi maksimum yang terjadi dari hasil penjalanan model terjadi pada menit ke 45 dan menit ke 60 setelah gelombang tsunami awal terbentuk. Dari sini dapat dilihat bahwa pada saat gelombang pertama menghantam pantai, dari anggapan pantai adalah dinding vertikal, maka langsung gelombang yang datang

dipantulkan kembali, begitu gelombang pertama dipantulkan datang gelombang kedua, begitu seterusnya sehingga terjadi penumpukan gelombang di daerah pantai (lihat lampiran gambar C).

Dari perhitungan tinggi elevasi gelombang terhadap waktu, terlihat bahwa pada waktu awal gelombang tsunami hasil simulasi model umumnya membentuk grafik yang halus, tetapi untuk waktu-waktu selanjutnya terjadi gelombang sekunder. Fenomena tersebut dapat diterangkan sebagai berikut ; di saat gelombang tsunami pertama datang, gelombang ini belum mengalami proses refleksi dan superposisi dengan gelombang tsunami yang datang berikutnya, sehingga membentuk grafik yang halus. Tetapi pada waktu-waktu selanjutnya, gelombang tsunami telah mengalami proses refleksi dan superposisi dengan gelombang yang datang berikutnya, sehingga terbentuklah bentuk gelombang yang terlihat tidak teratur (lihat lampiran gambar C)



**BAB V**

**KESIMPULAN DAN SARAN**

## BAB V

### KESIMPULAN DAN SARAN

#### 5.1. Kesimpulan

Dengan melihat hasil penerapan model penjalaran dan tinggi gelombang tsunami pada tugas akhir ini, maka dapat ditarik beberapa kesimpulan mengenai penggunaan model numerik untuk penjalaran dan tinggi gelombang tsunami

1. Dari hasil uji coba penerapan model pada kasus tsunami di Banyuwangi pada bulan Juni 1994, hasil yang diberikan oleh model numerik tidaklah terlalu jauh bila dibandingkan dengan hasil survey lapangan. Ketepatan program pemodelan dapat dilihat dari hasil running pada beberapa titik yang telah yang berbeda pada dua lokasi yang berlainan. Di Teluk Grajagan, berdasarkan hasil analisa model diperoleh tinggi gelombang berkisar antara 2,5 meter sampai dengan 3 meter (lihat lampiran C dan D). Sedangkan hasil pemodelan untuk Teluk Rajegwesi diperoleh tinggi gelombang antara 1 meter sampai dengan 3 meter.
2. Secara umum penjalaran gelombang tsunami dari hasil pemodelan didapatkan bahwa gelombang mulai menjalar mendekati pantai setelah model dijalankan untuk 30 menit setelah gelombang tsunami awal terjadi. Dari hasil (lampiran C) terlihat, setelah 30 menit setelah inisialisasi tsunami awal terjadi, gelombang tsunami mulai menghantam daerah pantai yang berhadapan langsung

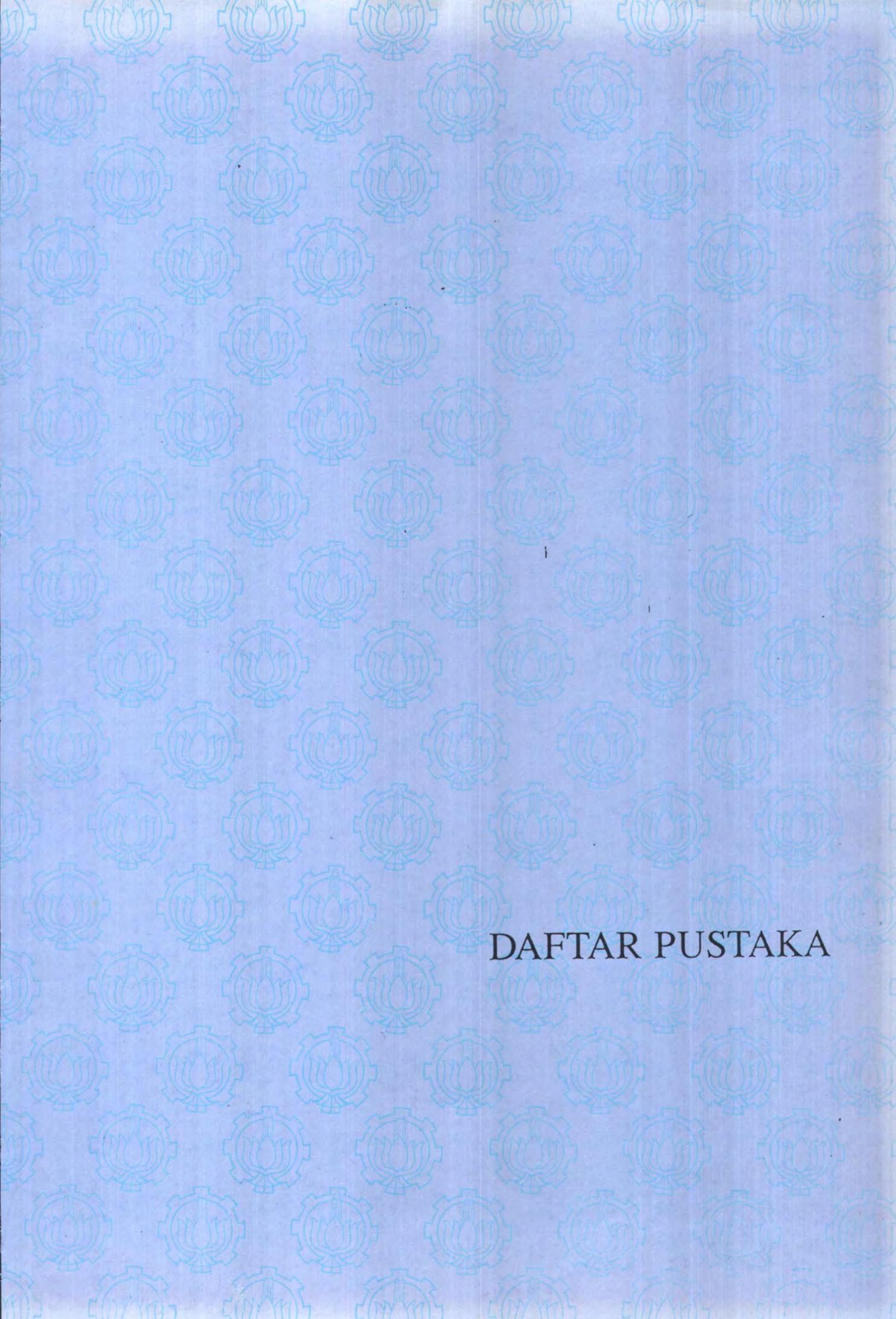
dengan bidang sesar yang terjadi. Pada menit - menit berikutnya terlihat bahwa gelombang tsunami makin terlihat rapat, terutama pada daerah yang sejajar dengan bidang sesar gempa.

3. Penggunaan metode numerik eksplisit dengan skema *Leap - Frog*, ternyata memenuhi syarat kestabilan yang telah ditetapkan. Tetapi penggunaan metode ini memerlukan waktu penyelesaian yang lama, hal ini karena dalam metode ini diperlukan iterasi sepanjang daerah domain yang di tinjau.

## 5.2. Saran

Adanya perbedaan dari pemodelan dibandingkan pengukuran sebenarnya di lapangan dapat disebabkan karena beberapa faktor yang telah disebutkan. Maka untuk lebih menyempurnakan hasil untuk studi selanjutnya perlu dilakukan pemodelan dengan melibatkan suku - suku non linier serta melibatkan suku - suku gesekan dasar samudera. Begitu pula untuk anggapan bahwa pantai adalah dinding yang secara sempurna merefleksikan semua gelombang yang datang perlu lebih disempurnakan. Perhitungan *run-up* tsunami juga perlu ditambahkan untuk mengetahui bagaimana kondisi gelombang setelah menerpa pantai dan penjarannya di daerah pantai.

Selain itu semua penulis disini beranggapan bahwa dari hasil studi ini dapat dikembangkan kearah studi mengenai penggunaan alternatif pembangunan fasilitas perlindungan pantai terutama untuk mengantisipasi timbulnya bahaya tsunami, khususnya untuk daerah yang rawan tsunami di Indonesia.



DAFTAR PUSTAKA

## DAFTAR PUSTAKA

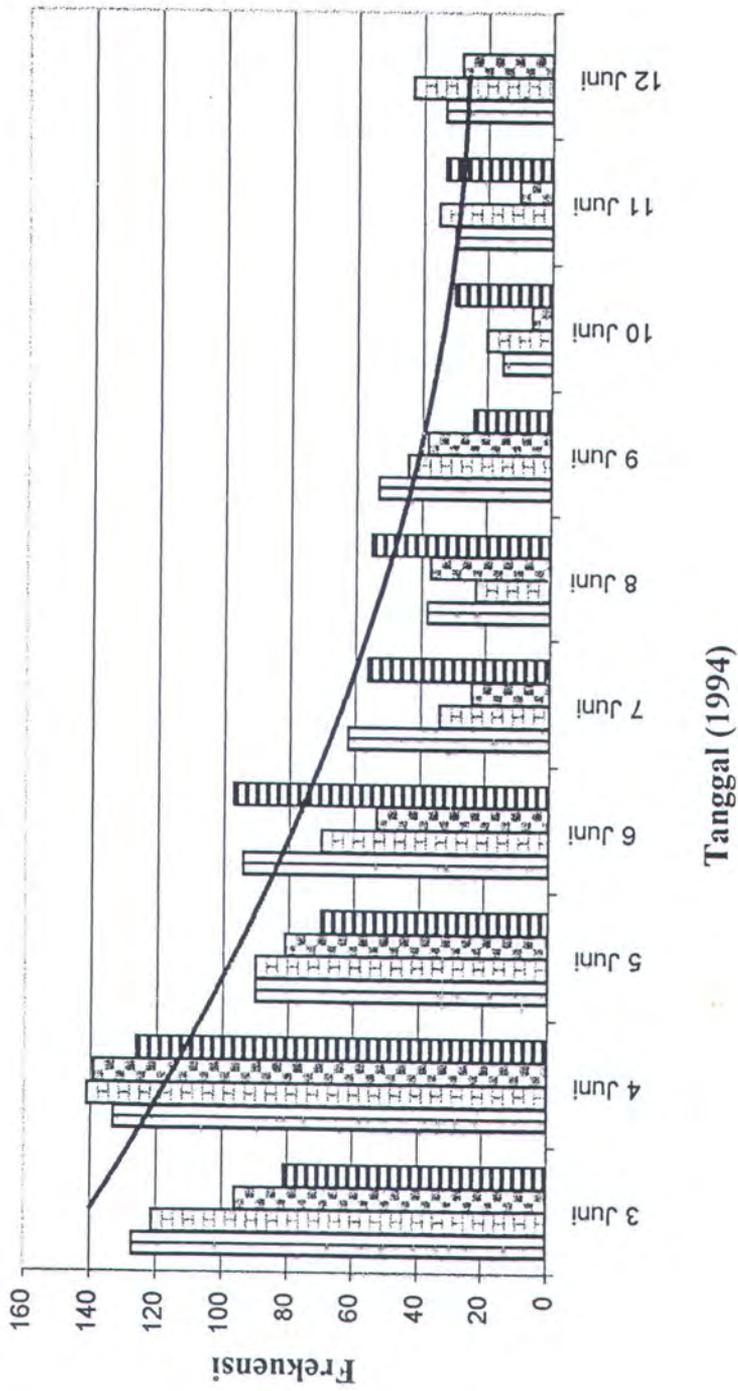
- Camfield, Fredrick E. (1980), *Tsunami Engineering*, Special Report No. 6, February 1980. U.S Army Corps Of Engineering, Coastal Engineering Research Center
- Dean, Robert G. and Dalrymple, Robert A. (1984), *Water Wave Mechanics or Engineers and Scientist*. Prentice Hall. Inc. New Jersey.
- Goto, C. and Ogawa, Y. (1982), *Numerical Methode Of Tsunami Simulation With The Leap - Frog Scheme*, Internal Report Faculty Of Engineering, Tohoku University, Japan.
- Goto, C. and Shuto, N. (1993), *Numerical Simulation Of Tsunami Propagation and Run-Up*, in Iida and T. Imasaki (eds), *Tsunami Their Science and Engineering*, Tera Science Pub. Co, Pages 439 - 451.
- Imamura, F. (1995), *Tsunami Numerical Simulation (Numerical Code Of Tsunami -N1 and N2)*. School Of Civil Engineering, Asian Institute Of Technology And Disaster Control Research Center, Tohoku University, Japan.
- Jogianto, H.M. (1990), *Teori Dan Aplikasi Program Komputer Bahasa Fortran*, Andi offet Yogyakarta.
- Kawamata, S, et.al.(1993), *Numerical Simulation Of The 1883 Krakatau Tsunami*, Proc XXV IAHR, Technical Session C, Tokyo Japan.
- Murty, T.S. (1977), *Seismic Sea Wave Tsunami*, Dept. Of Fisheries and Environment, Fisheries and Marine service, Ottawa, Canada.

- Puspito, Nanang .T. dan Trioso, Wahyu. (1994), *Aspek Kegempaan Tsunami di Indonesia*, kumpulan Makalah seminar Sehari Masalah tsunami di Indonesia dan aspek-Aspeknya, Hal. 167-172.
- Smith G.D. (1985), *Numerical Solution of Partial Differensial Equations : Finite Difference Methode*. 3<sup>rd</sup> Edition, Oxford Applied Mathematics and Computing Science Series.
- Diposaptono, Subandono, et.al. (1995), *Physical and Mathematical Modeling for Tsunami*, Workshop Tsunami 1995, BPP Teknologi.
- Tsuji, Yoshinobu, et.al. , (1994), *Field Survey of The East Java Earthquake and Tsunami of June 3 1994*. PP Geopg, Vol 144.

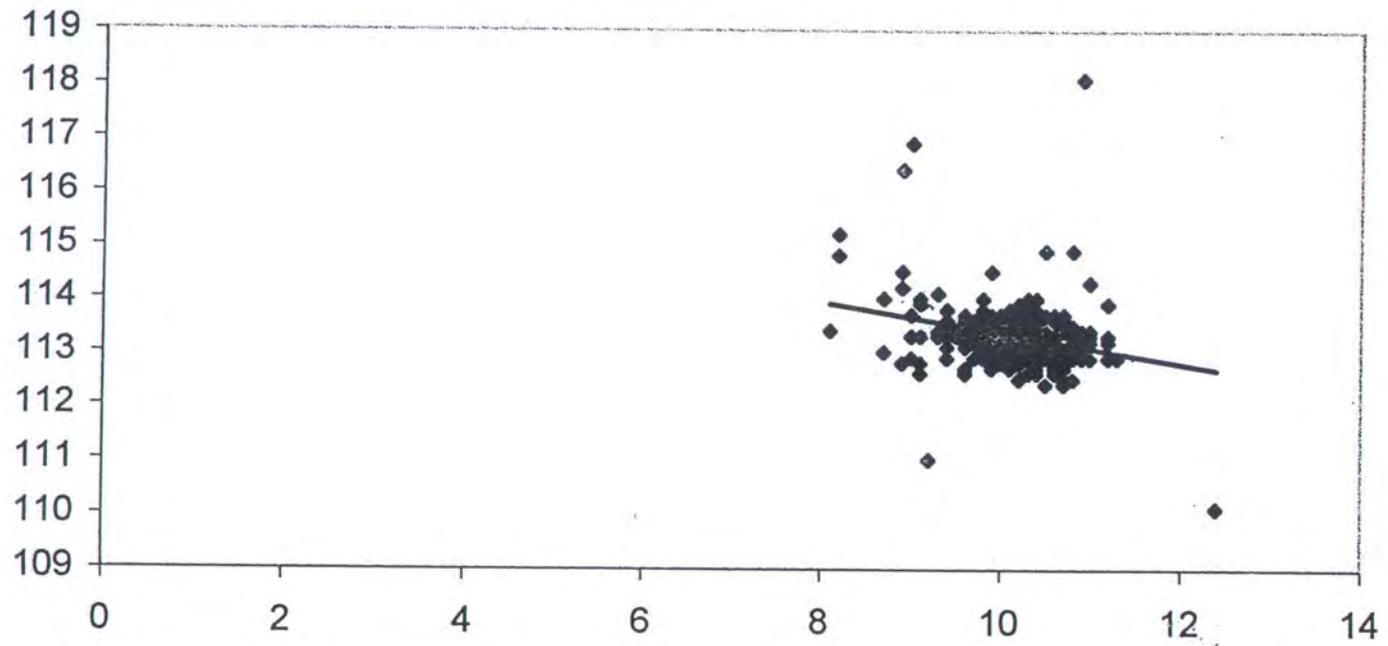
BUKLA PERUSTAKAAN  
INSTITUT TEKNOLOGI  
SEPULUH - NOPEMBER

LAMPIRAN

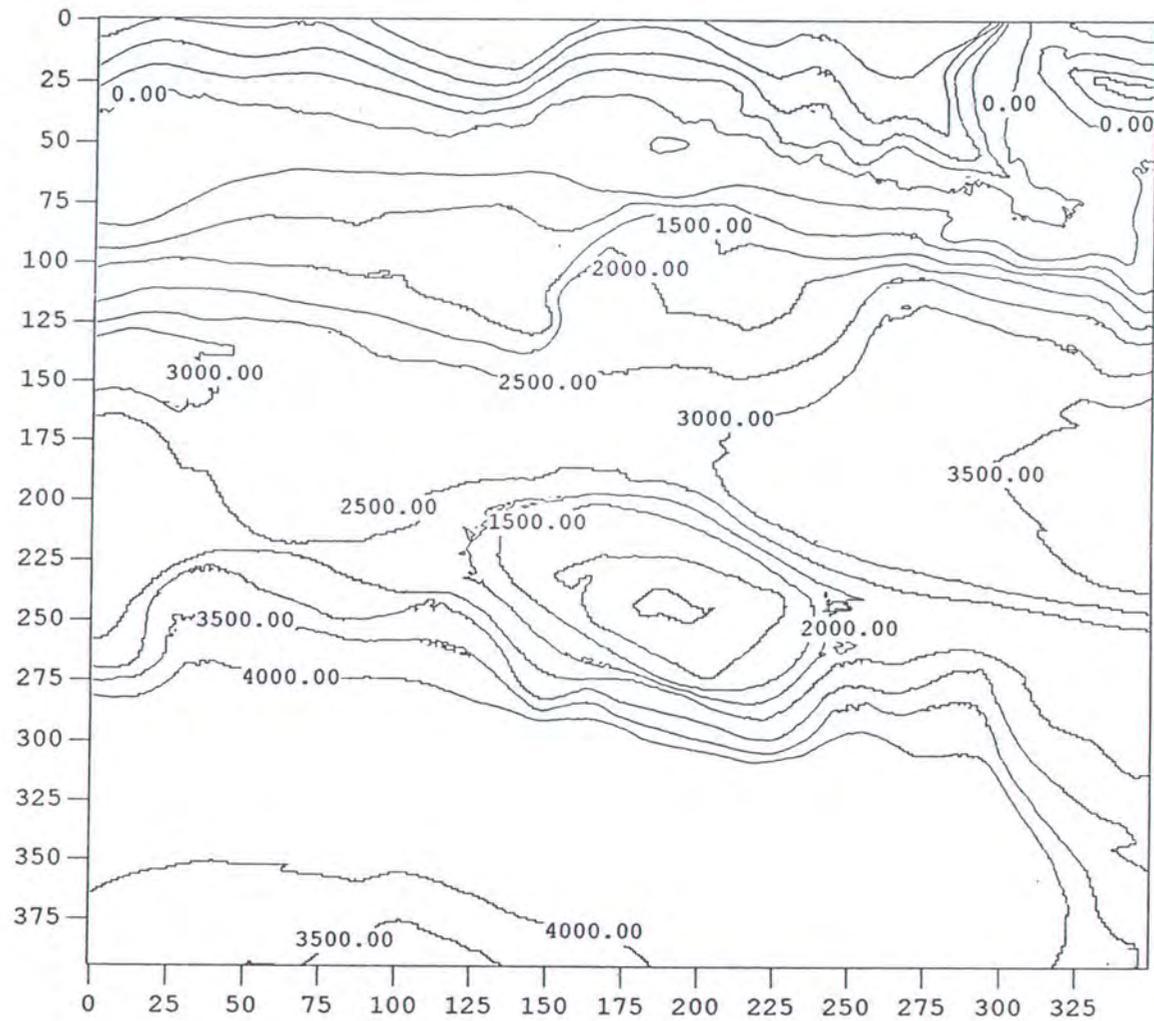
## LAMPIRAN A



Gambar A-1. Distribusi Frekuensi Gempa Susulan Dari 3 Juni 1994



Gambar A-2. Plot Data Mainshock dan Aftershock Tanggal 3 – 5 Juni 1994

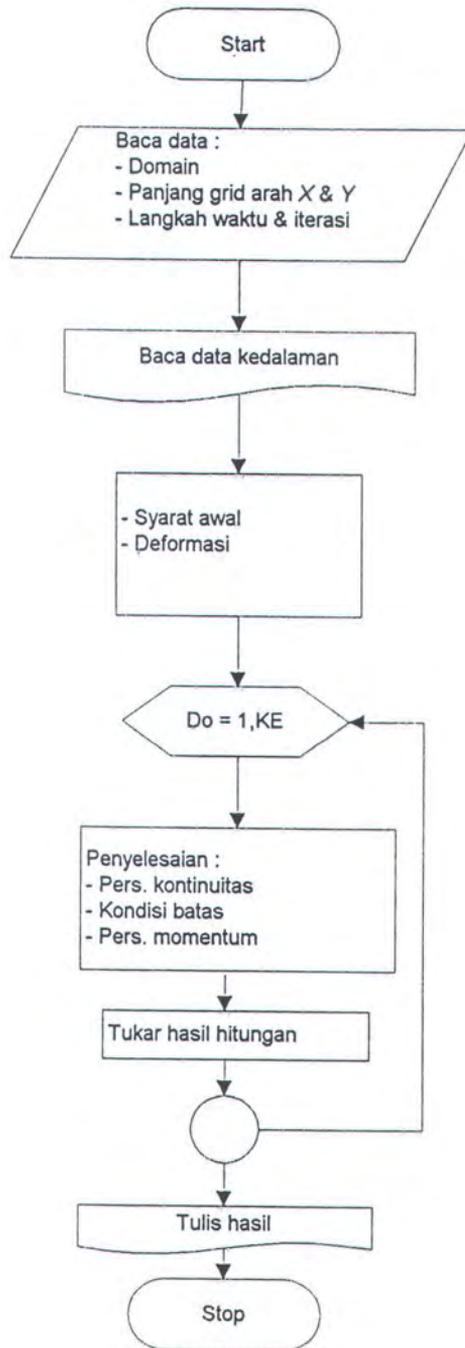


Gambar A-3. Gambar Bathimetri Perairan Jawa Timur

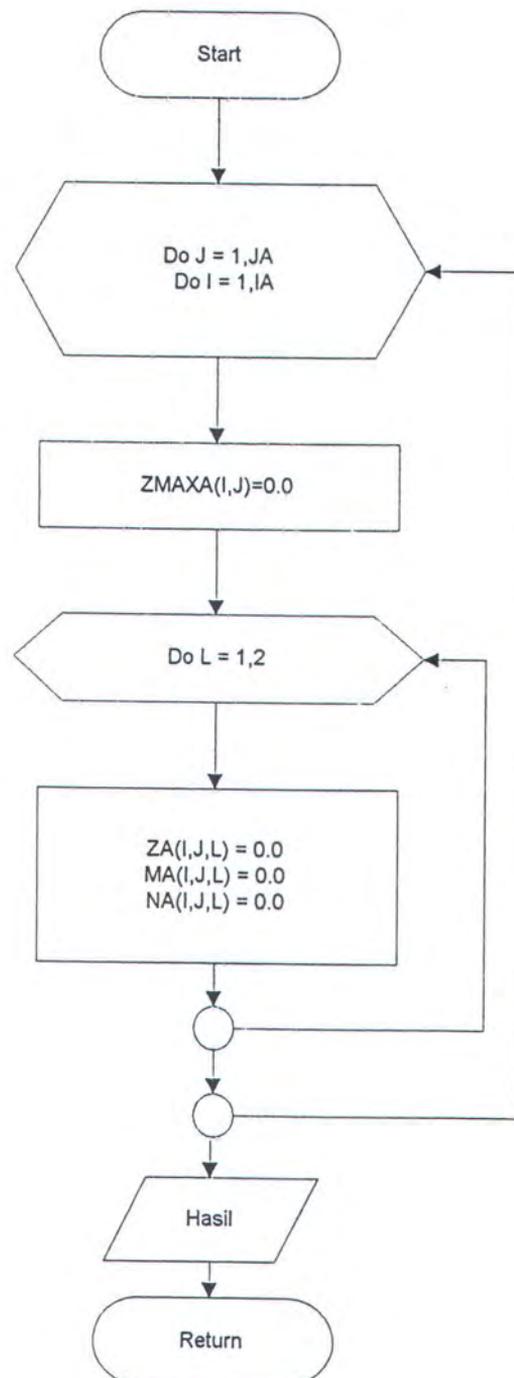
## **LAMPIRAN B**

# BAGAN ALUR PEMODELAN TSUNAMI

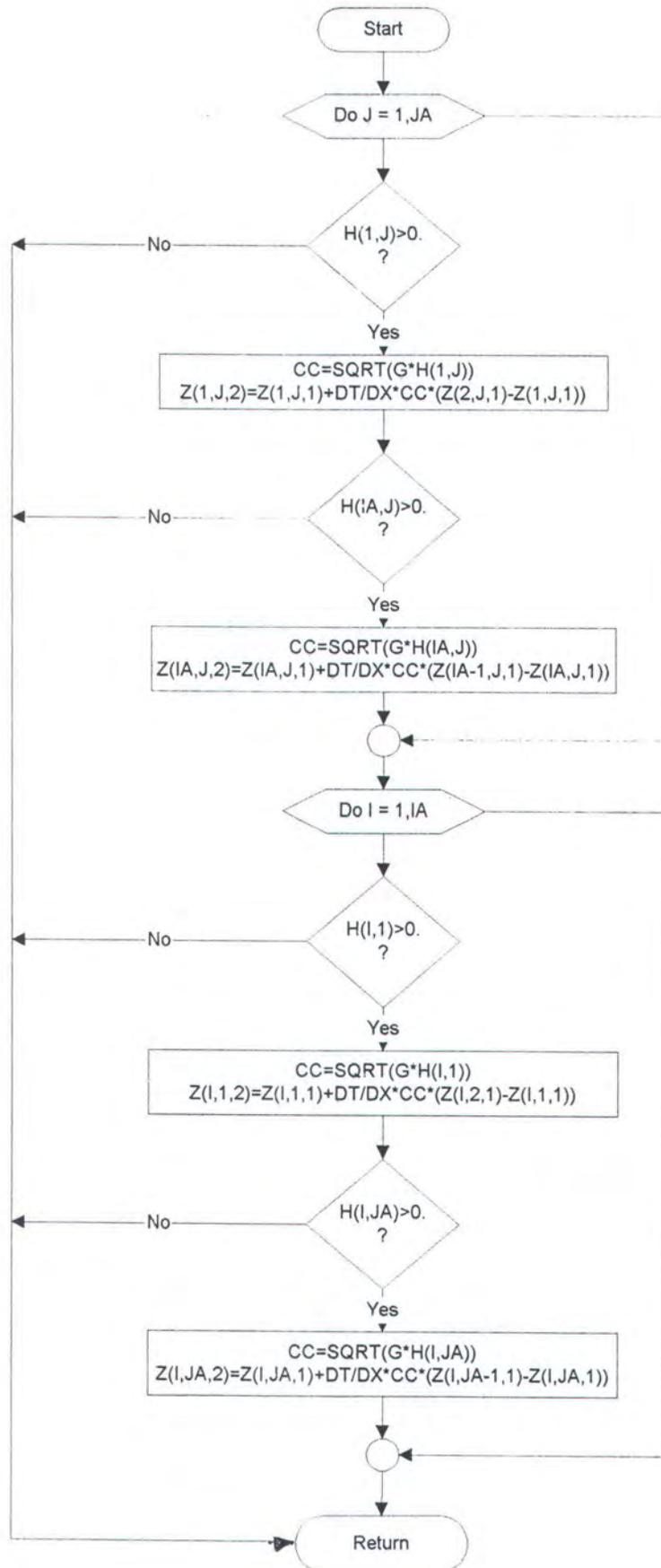
B-1



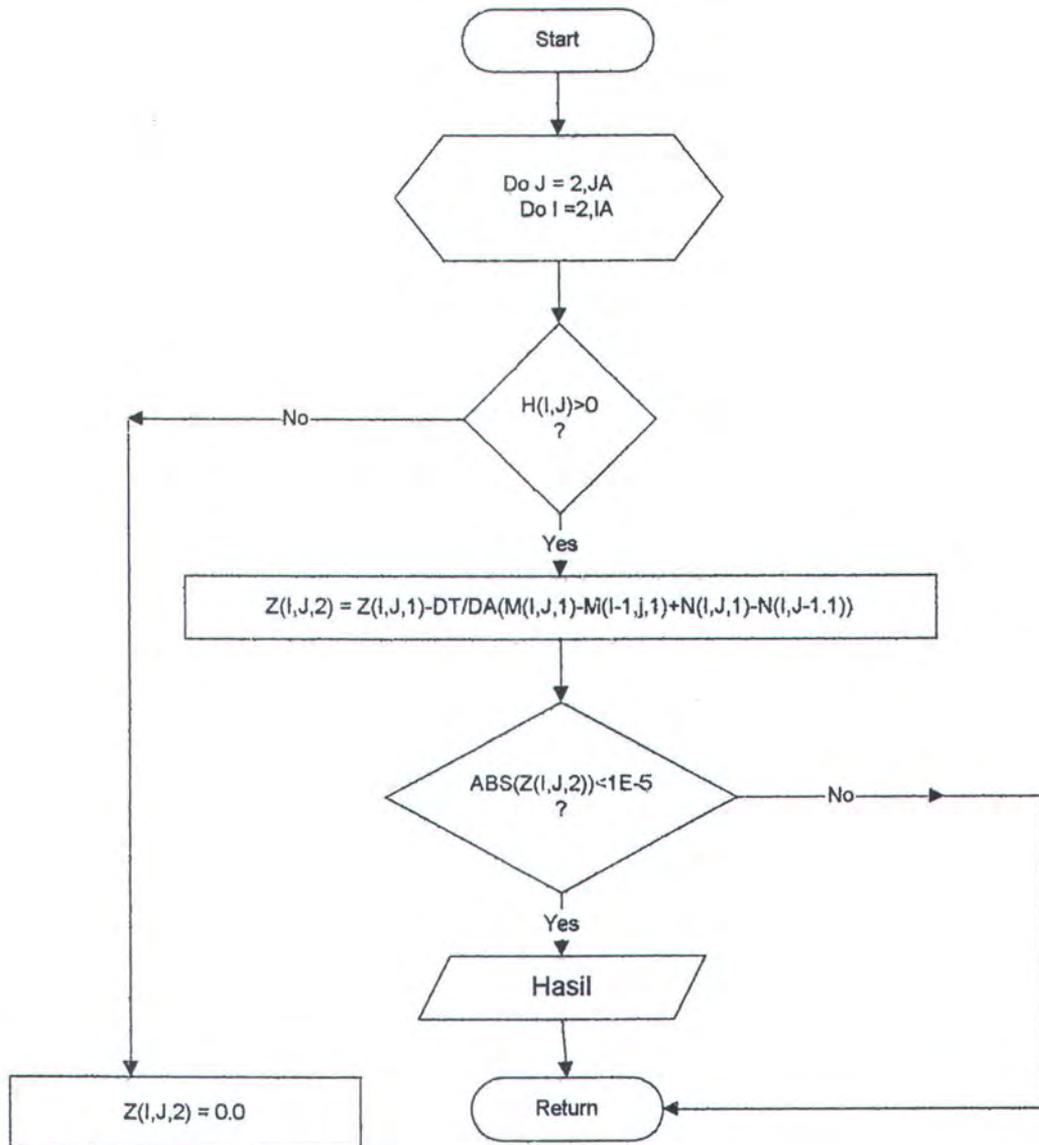
## BAGAN ALUR PERHITUNGAN KONDISI AWAL



# BAGAN ALUR PENYELESAIAN KONDISI BATAS

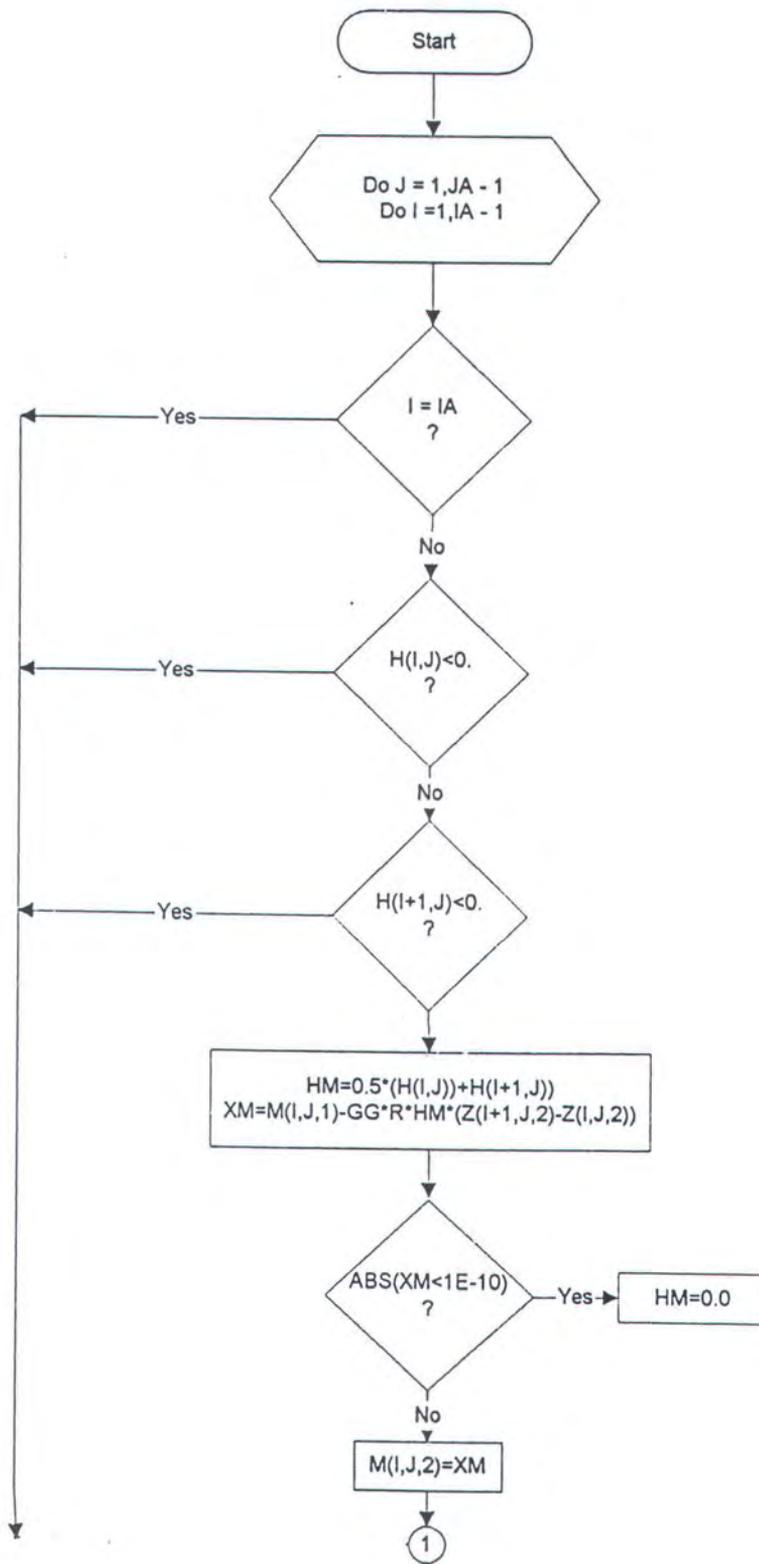


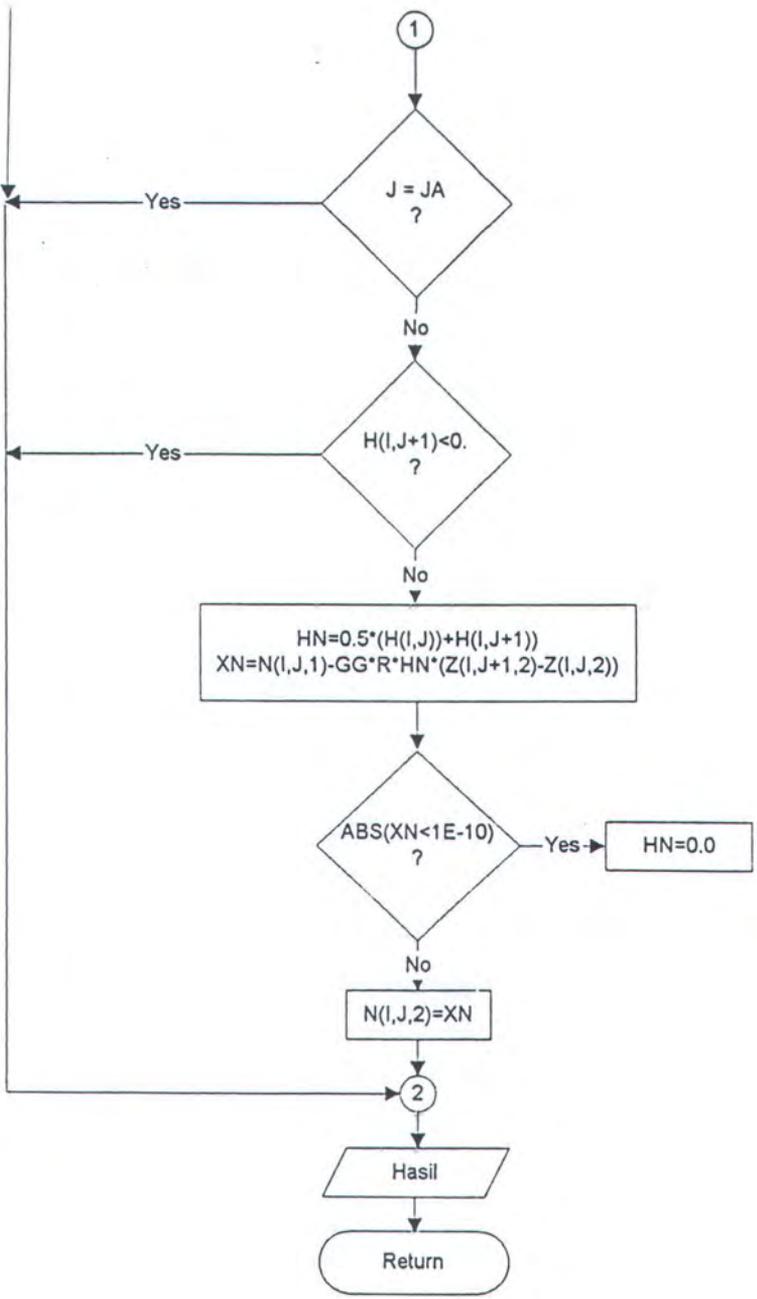
## BAGAN ALUR PENYELESAIAN PERS. KONTINUITAS



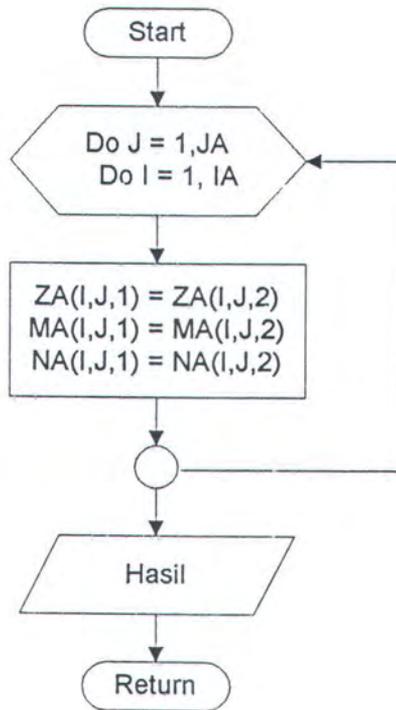
# BAGAN ALUR PENYELESAIAN PERS. MOMENTUM

B-5

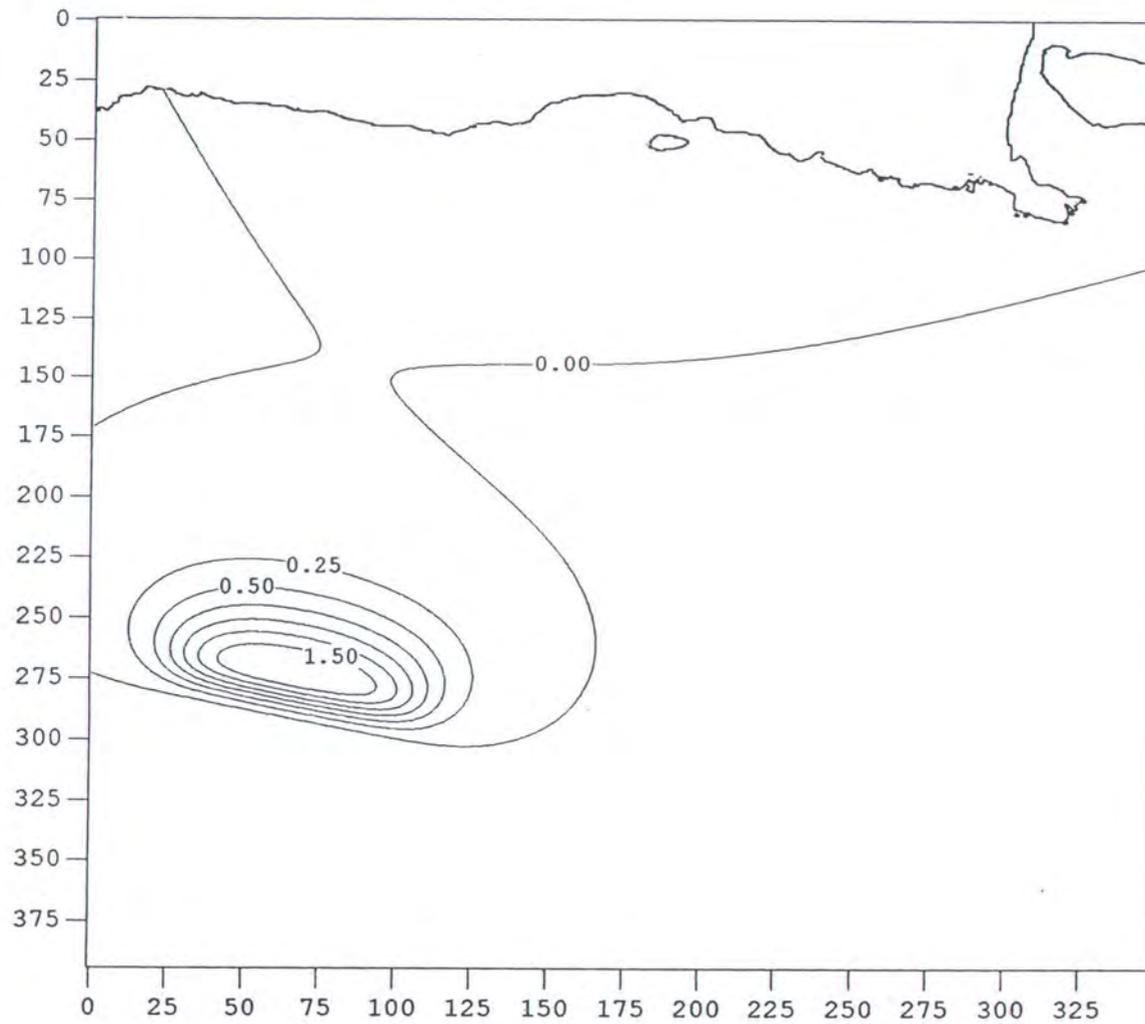




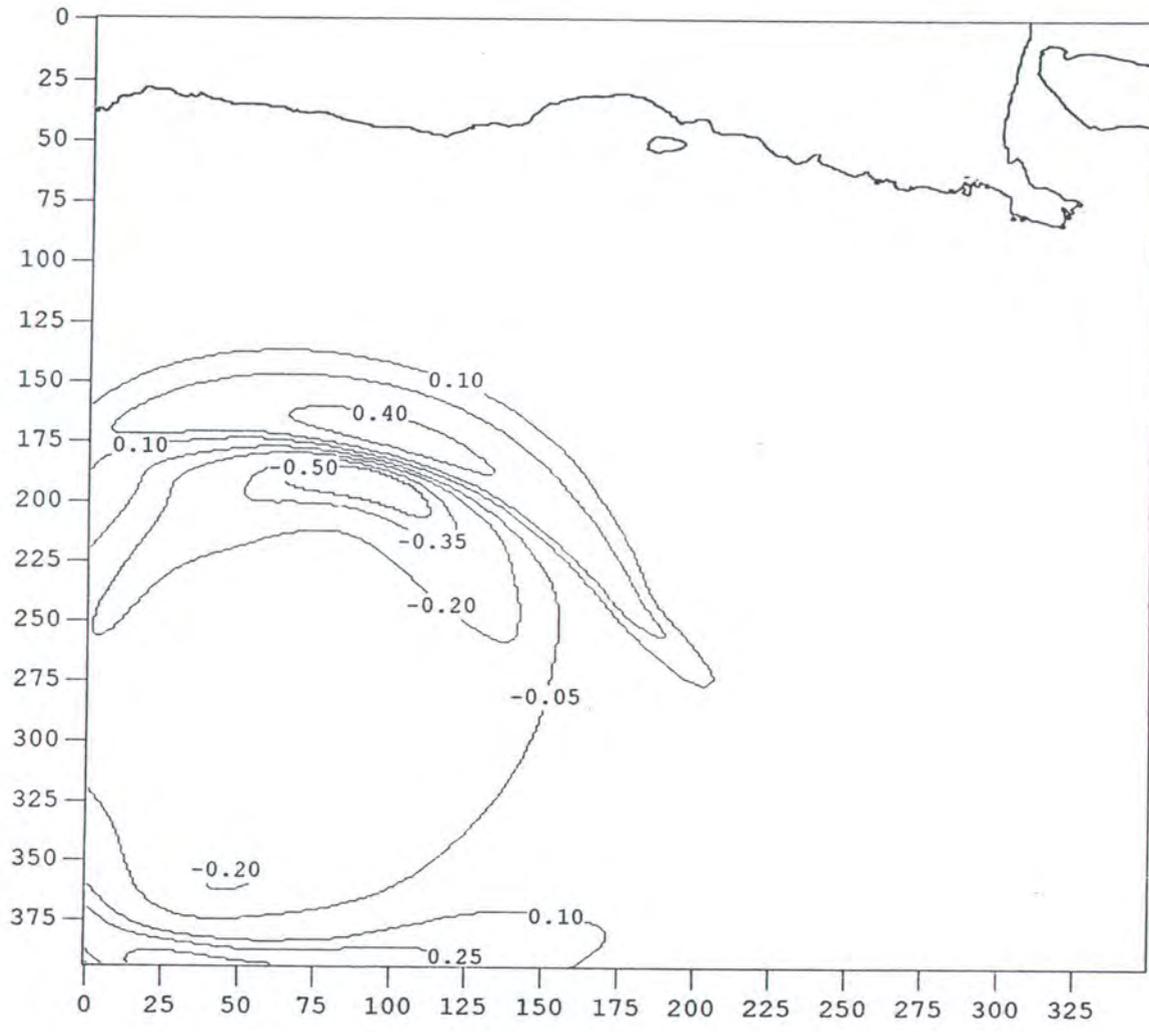
## SUBROUTINE PENGUBAH MASUKAN



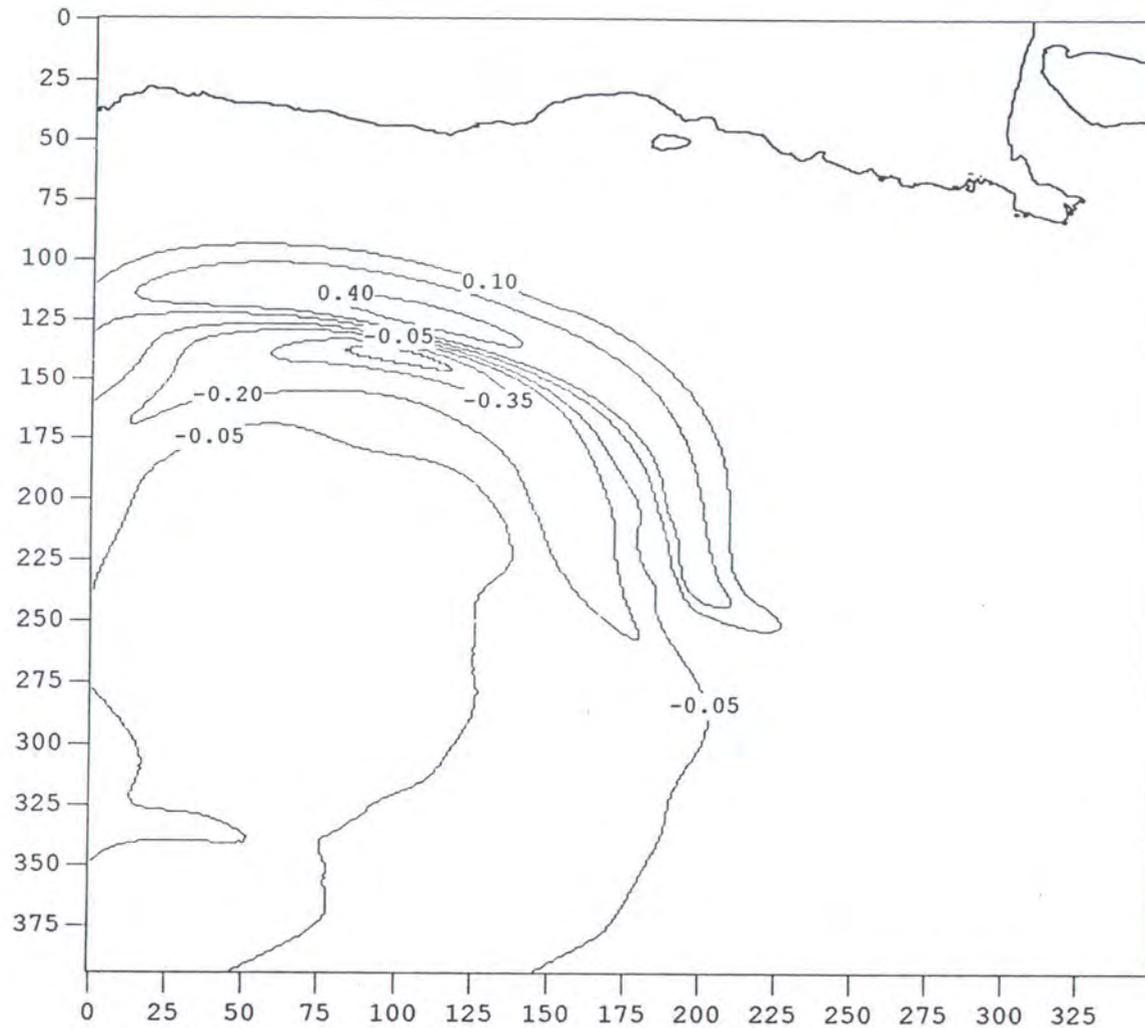
## LAMPIRAN C



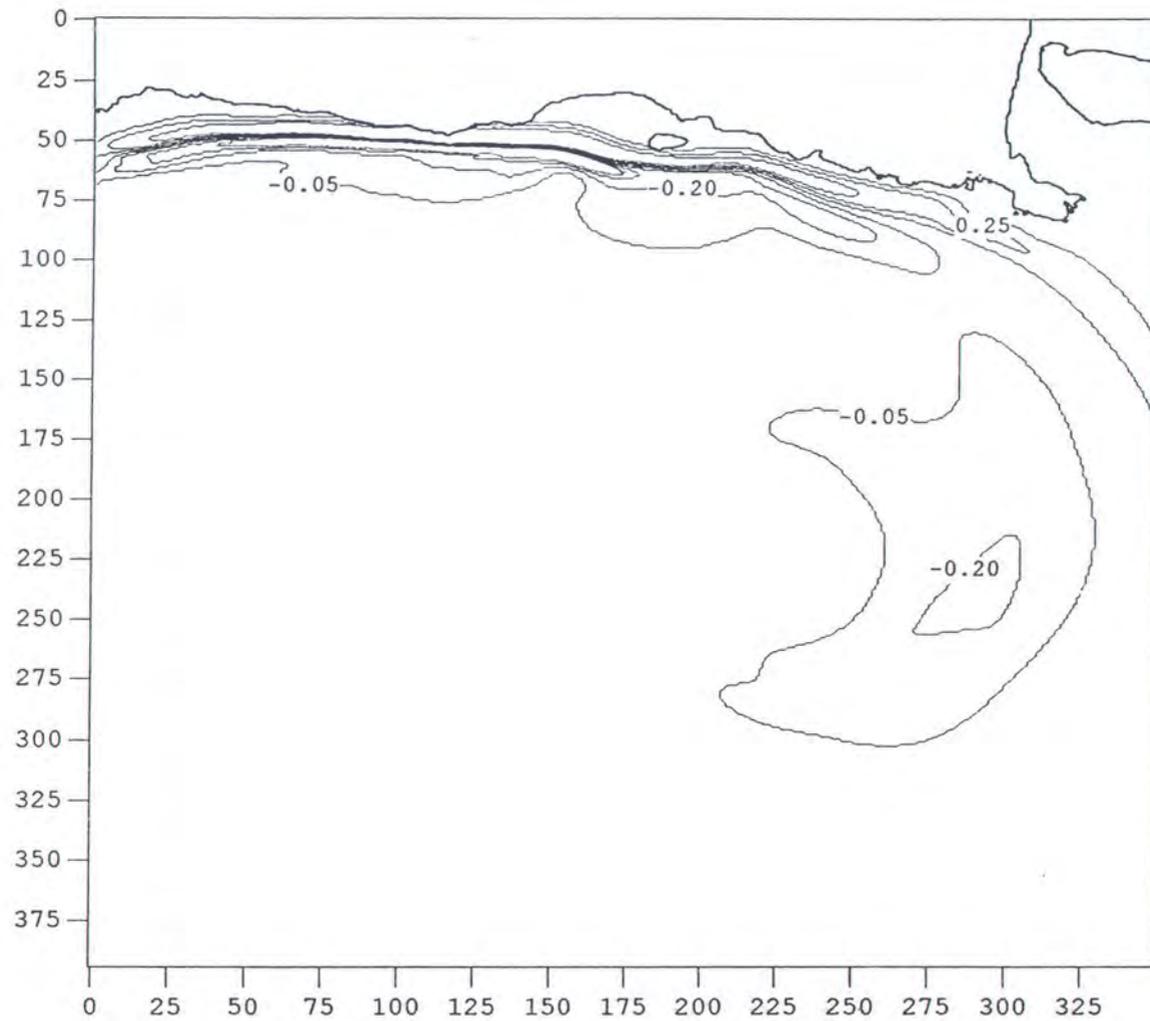
**Gambar C-1. Gambar Kontur Tinggi Gelombang Tsunami Awal**



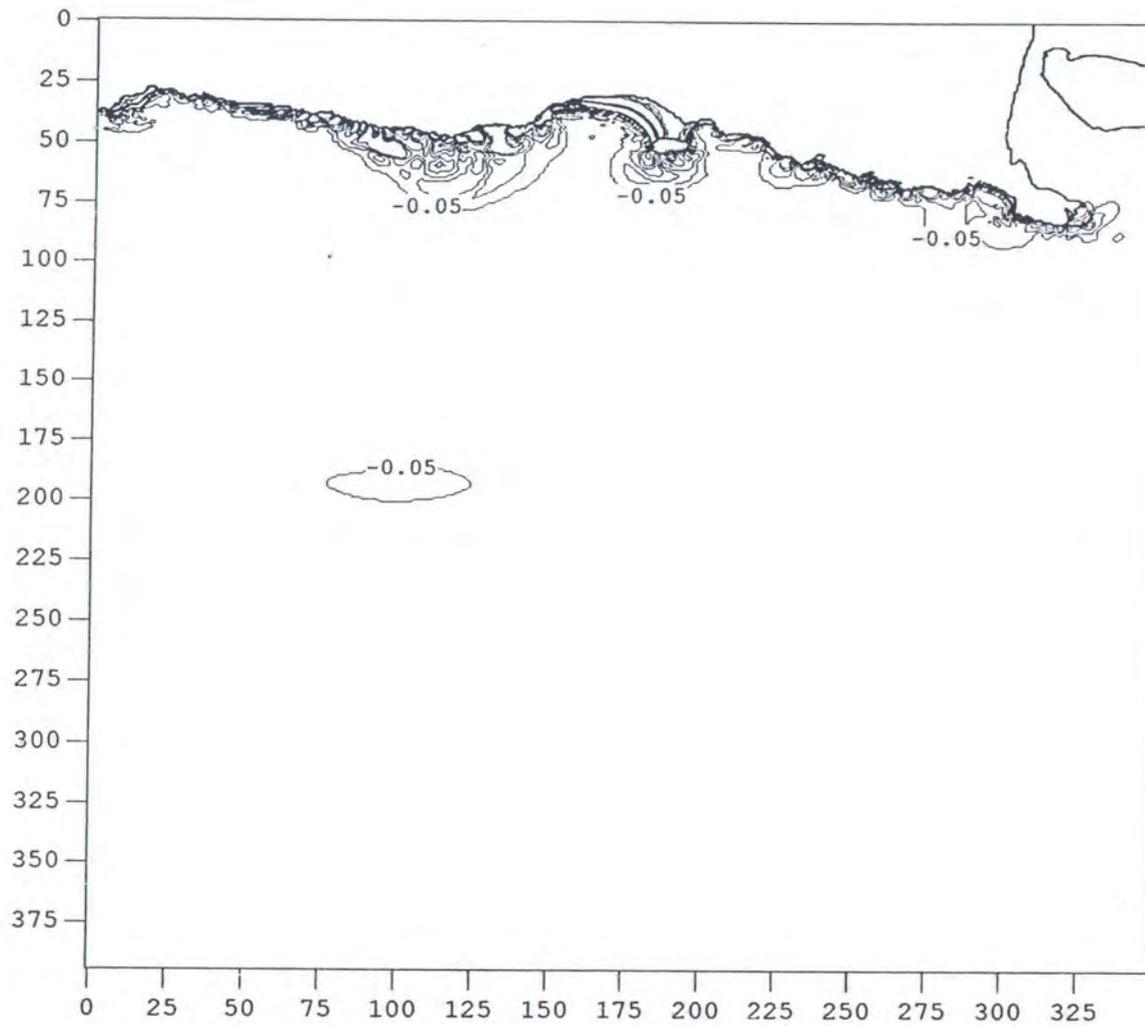
Gambar C-2. Gambar Kontur Tinggi Gelombang Tsunami Menit Ke - 10



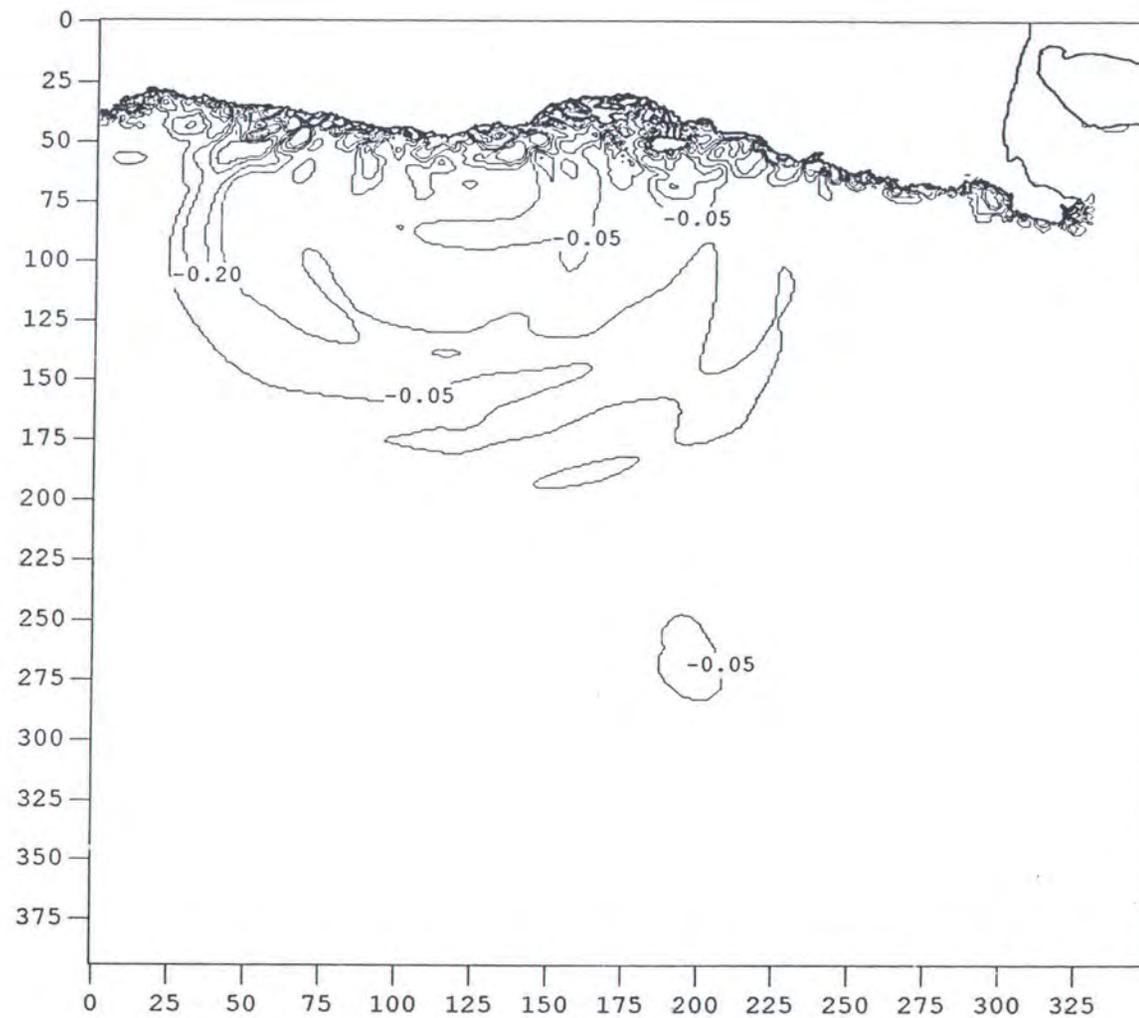
**Gambar C-3. Gambar Kontur Tinggi Gelombang Tsunami Menit Ke – 15**



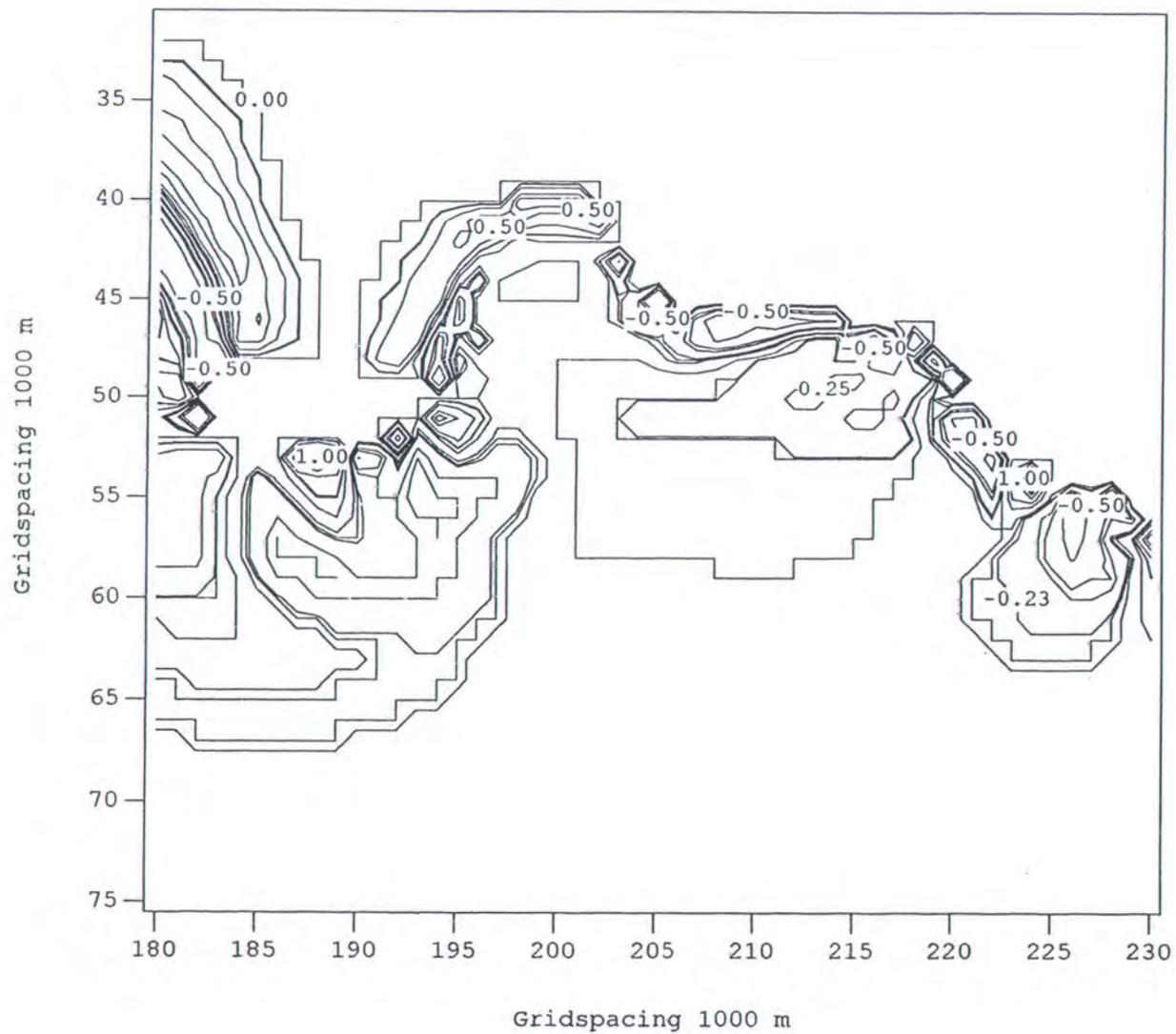
**Gambar C-4. Gambar Kontur Tinggi Gelombang Tsunami Menit Ke - 30**



**Gambar C-5. Gambar Kontur Tinggi Gelombang Tsunami Menit Ke - 45**

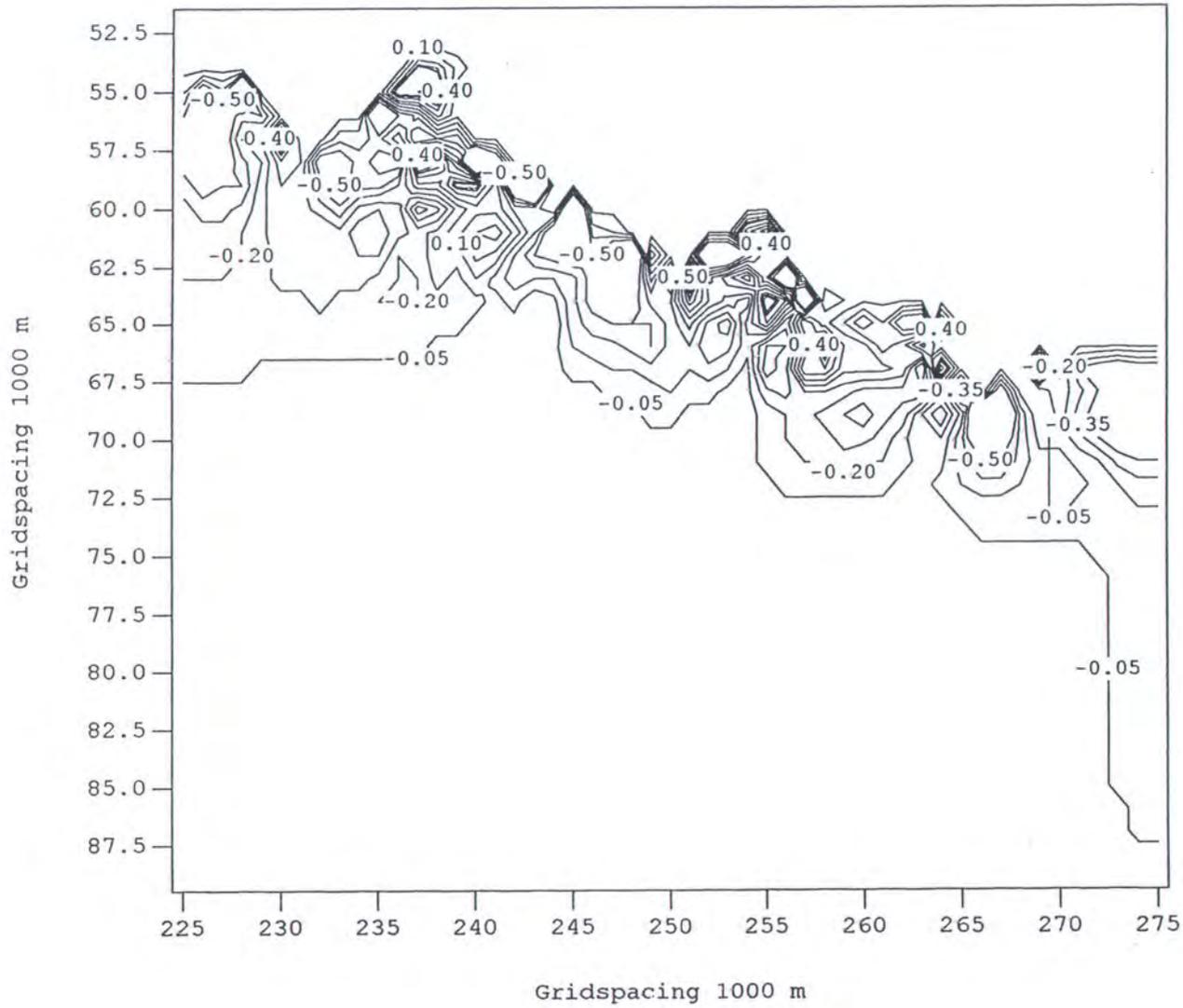


**Gambar C-6. Gambar Kontur Tinggi Gelombang Tsunami Menit Ke - 60**

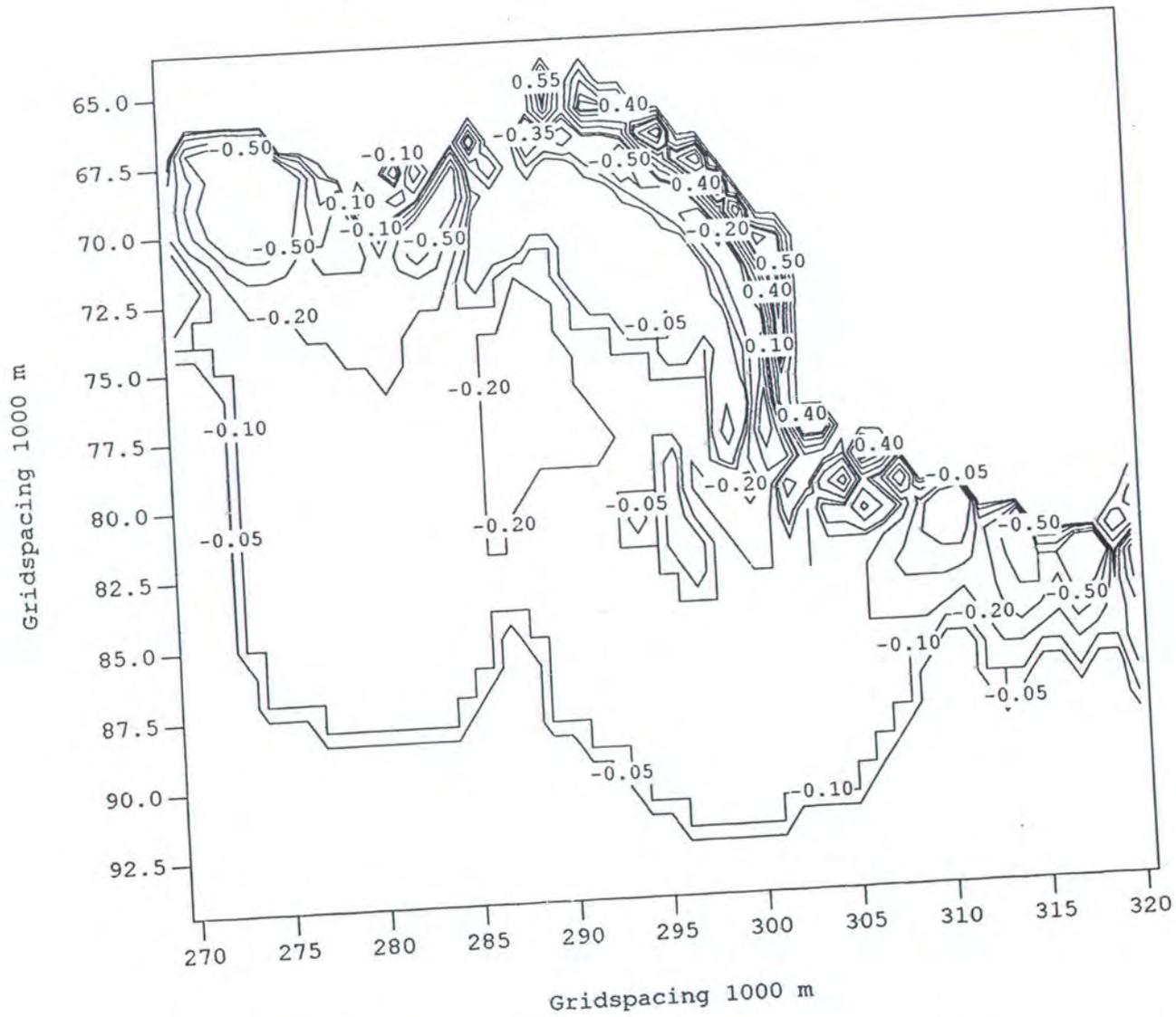


**Gambar C-7. Gambar Kontur Tinggi Gelombang Tsunami Sekitar Bandialit – Tel.**

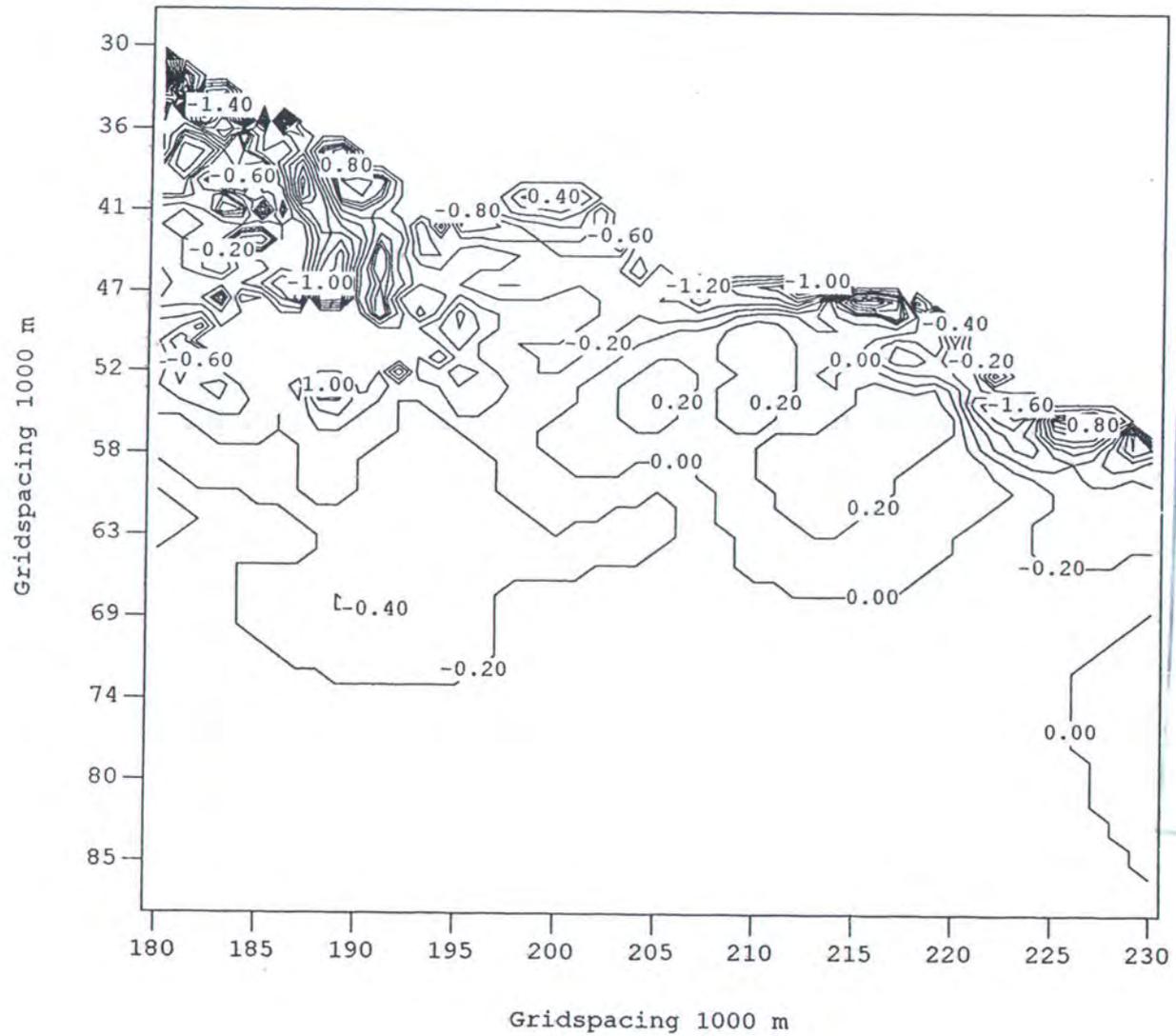
**Rajegwesi Menit Ke – 45**



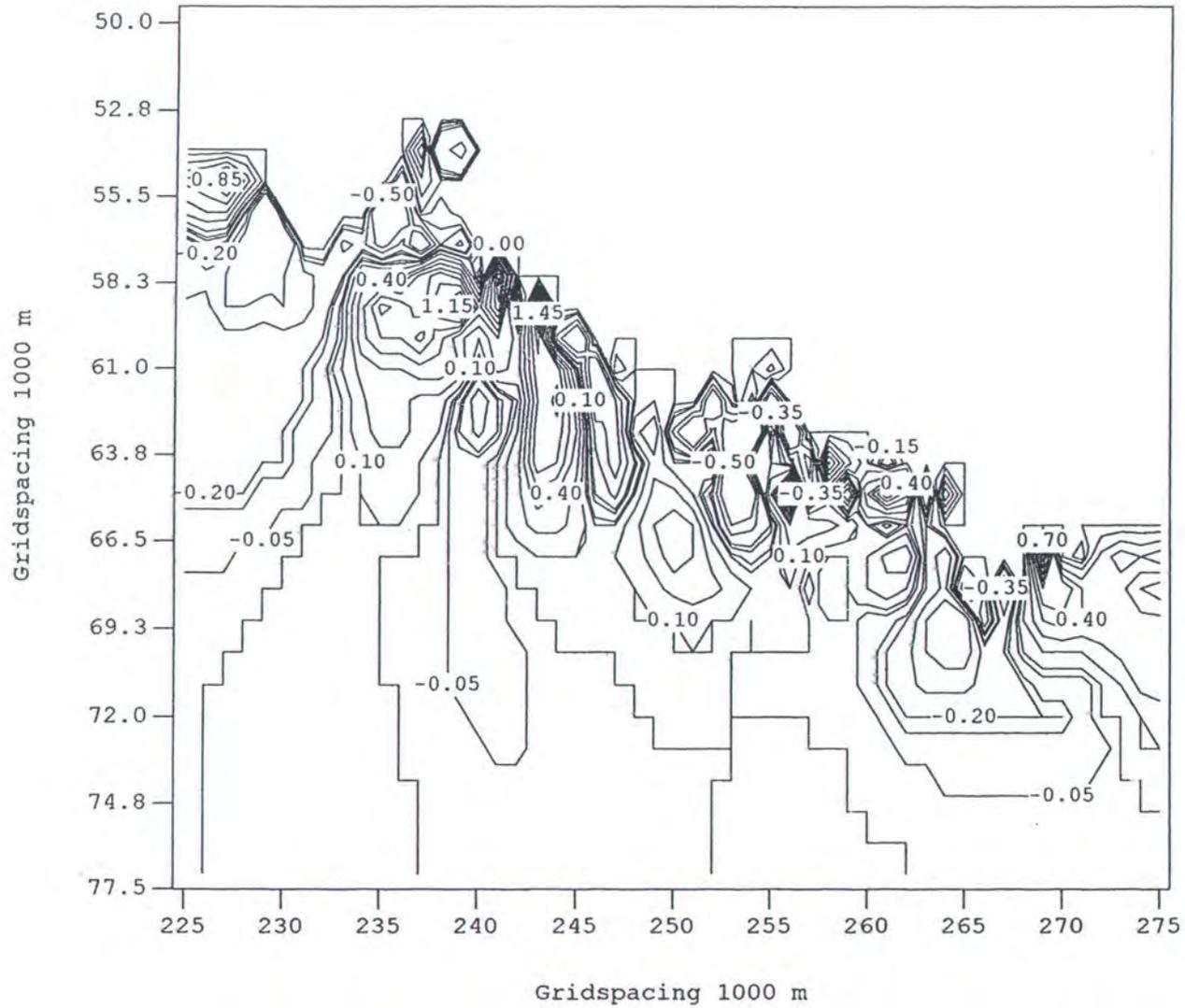
**Gambar C-8. Gambar Kontur Tinggi Gelombang Tsunami Sekitar Pancer Menit Ke**



Gambar C-9. Gambar Kontur Tinggi Gelombang Tsunami Sekitar Tel. Grajagan

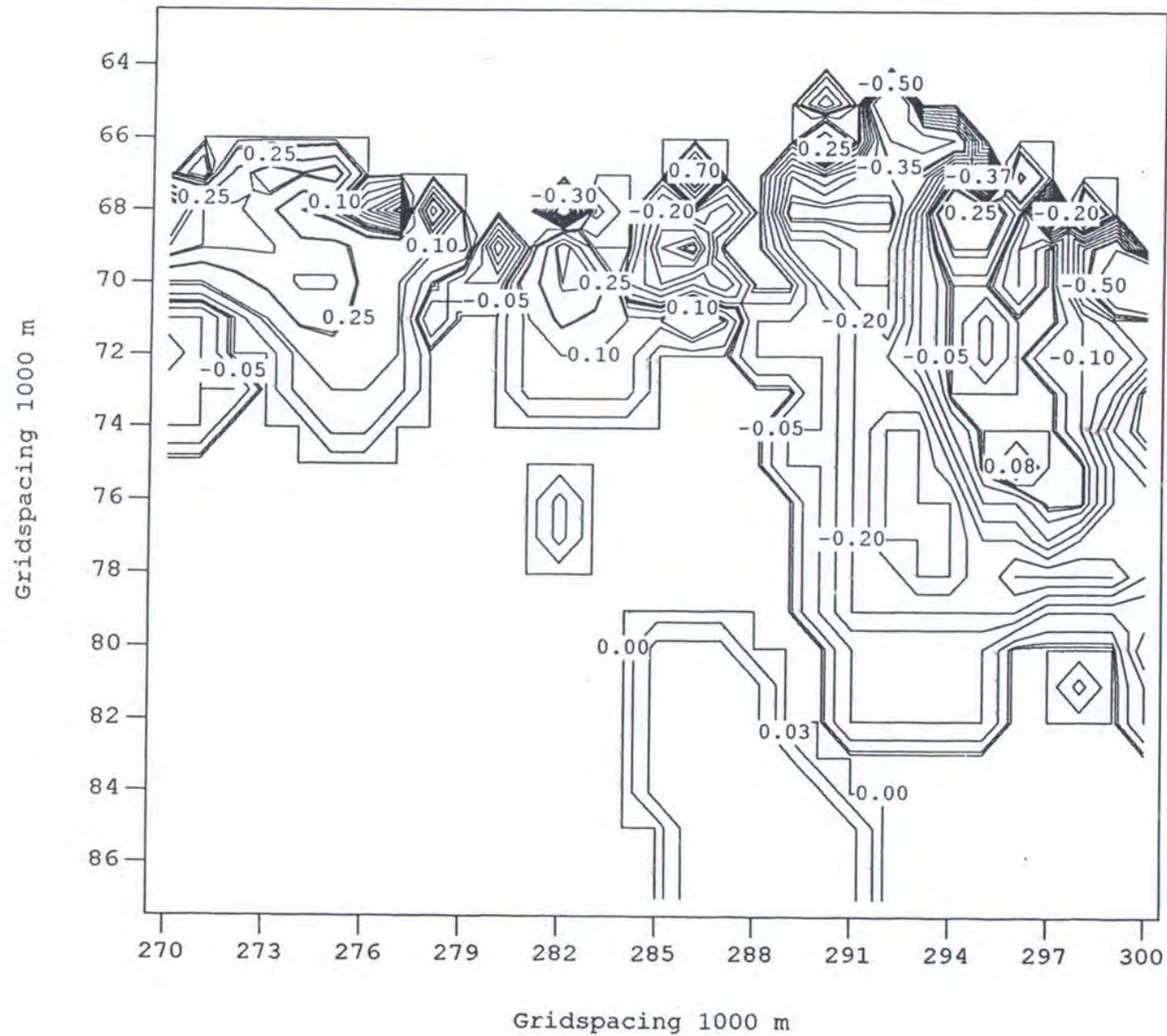


**Gambar C-10. Gambar Kontur Tinggi Gelombang Tsunami Sekitar Bandialit - Tel. Rajegwesi Menit Ke - 60**



**Gambar C-11. Gambar Kontur Tinggi Gelombang Tsunami Sekitar Pancer Menit**

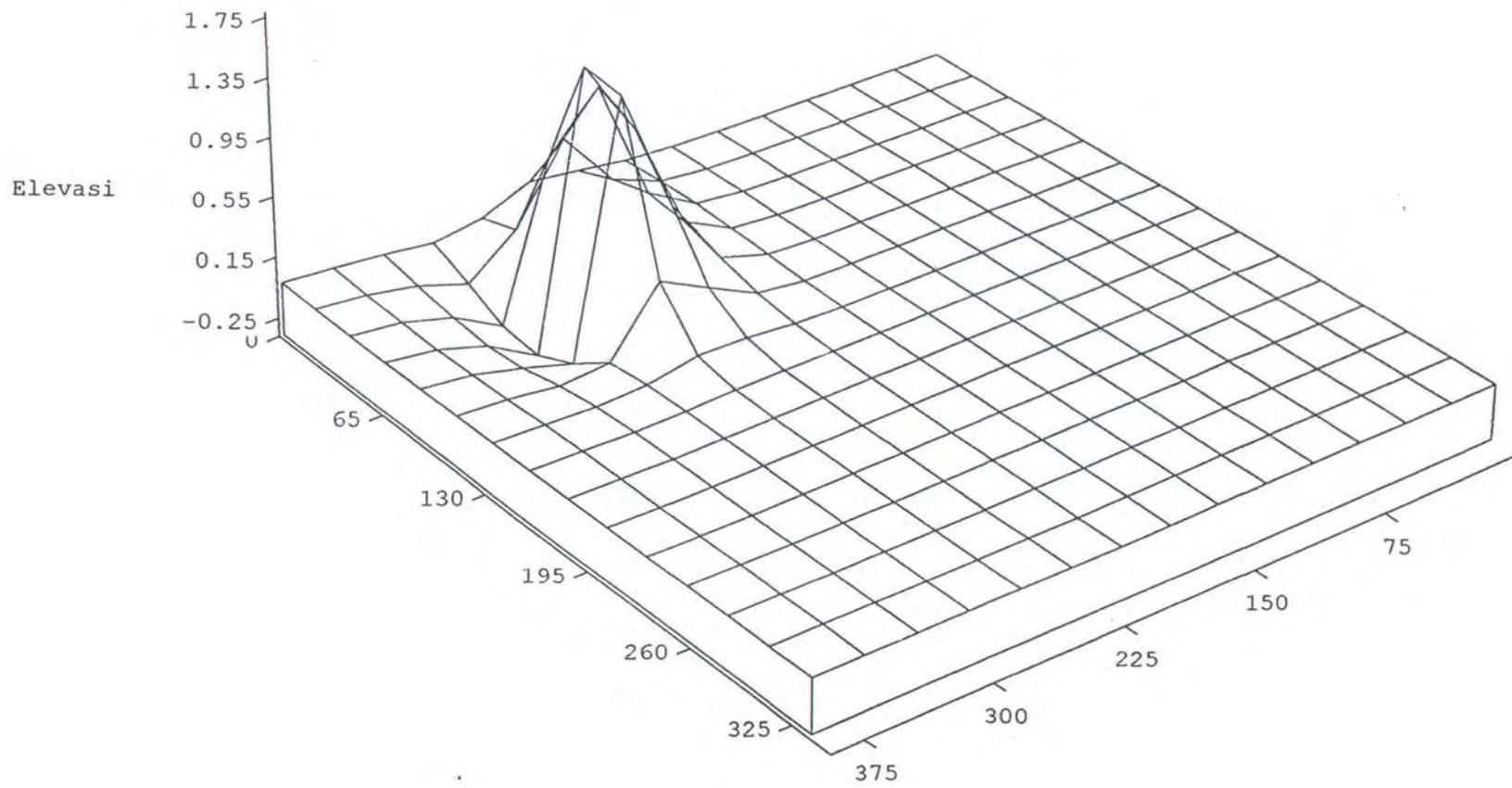
**Ke - 60**



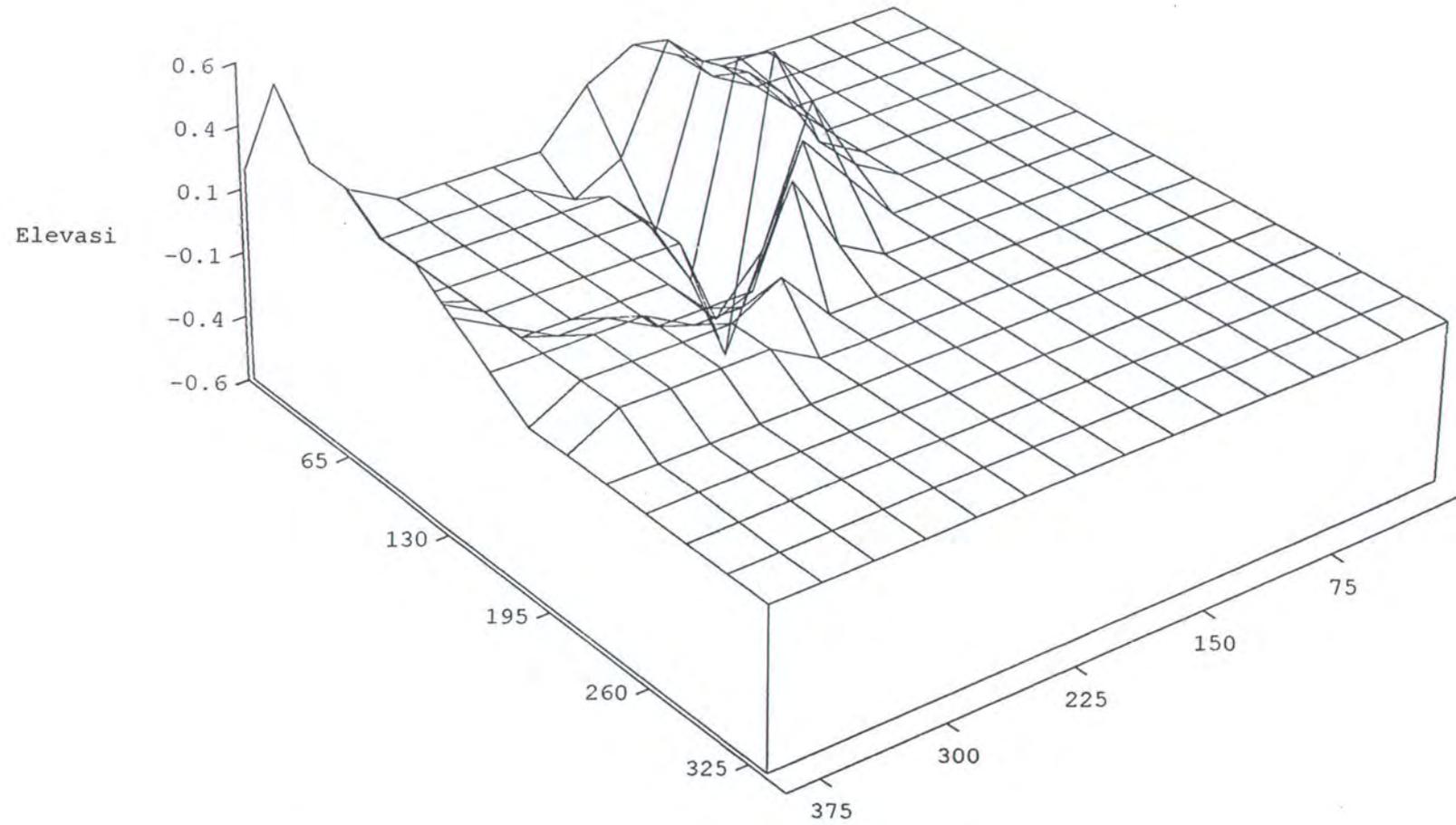
**Gambar C-12. Gambar Kontur Tinggi Gelombang Tsunami Sekitar Tel. Grajagan**

**Menit Ke - 60**

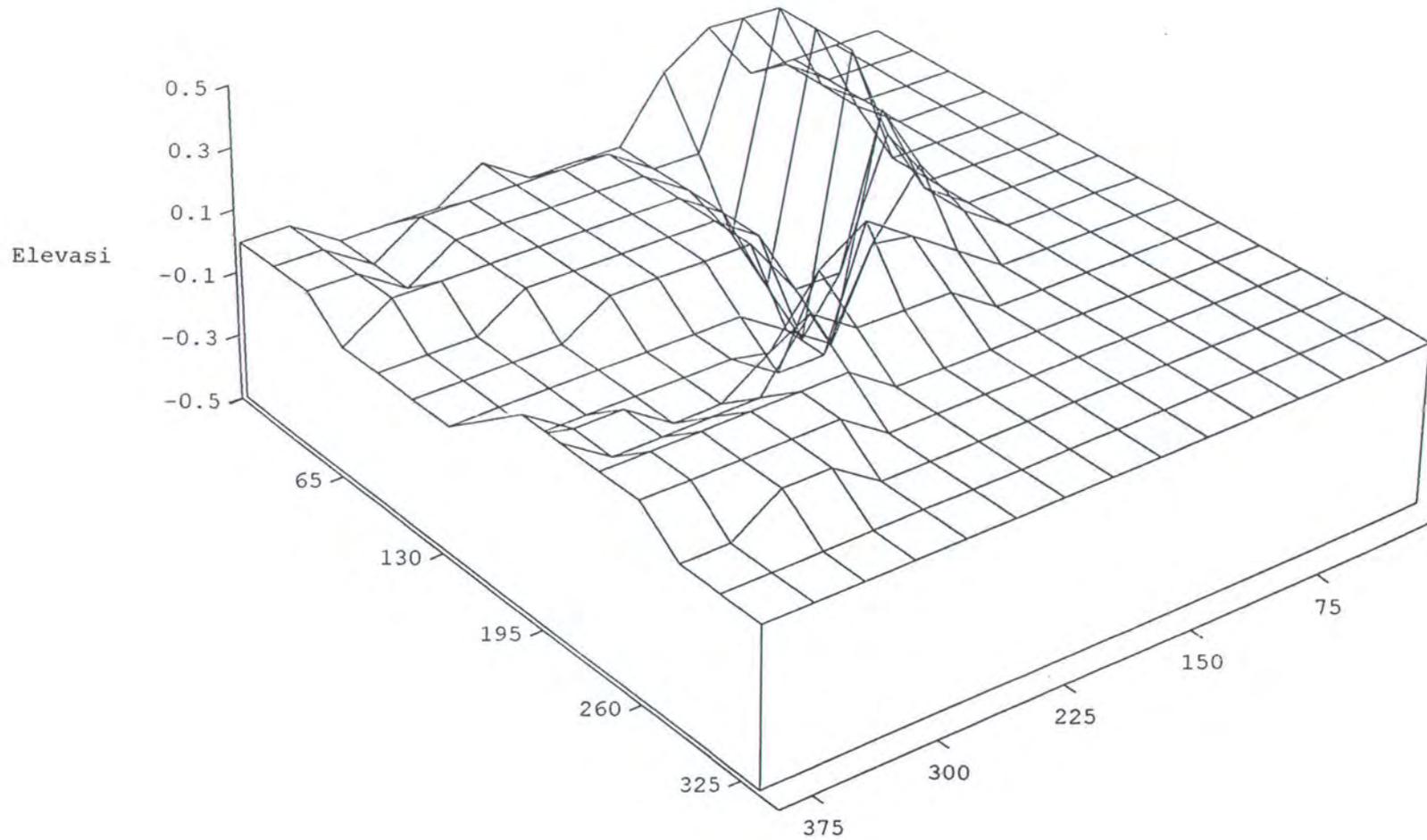
## **LAMPIRAN D**



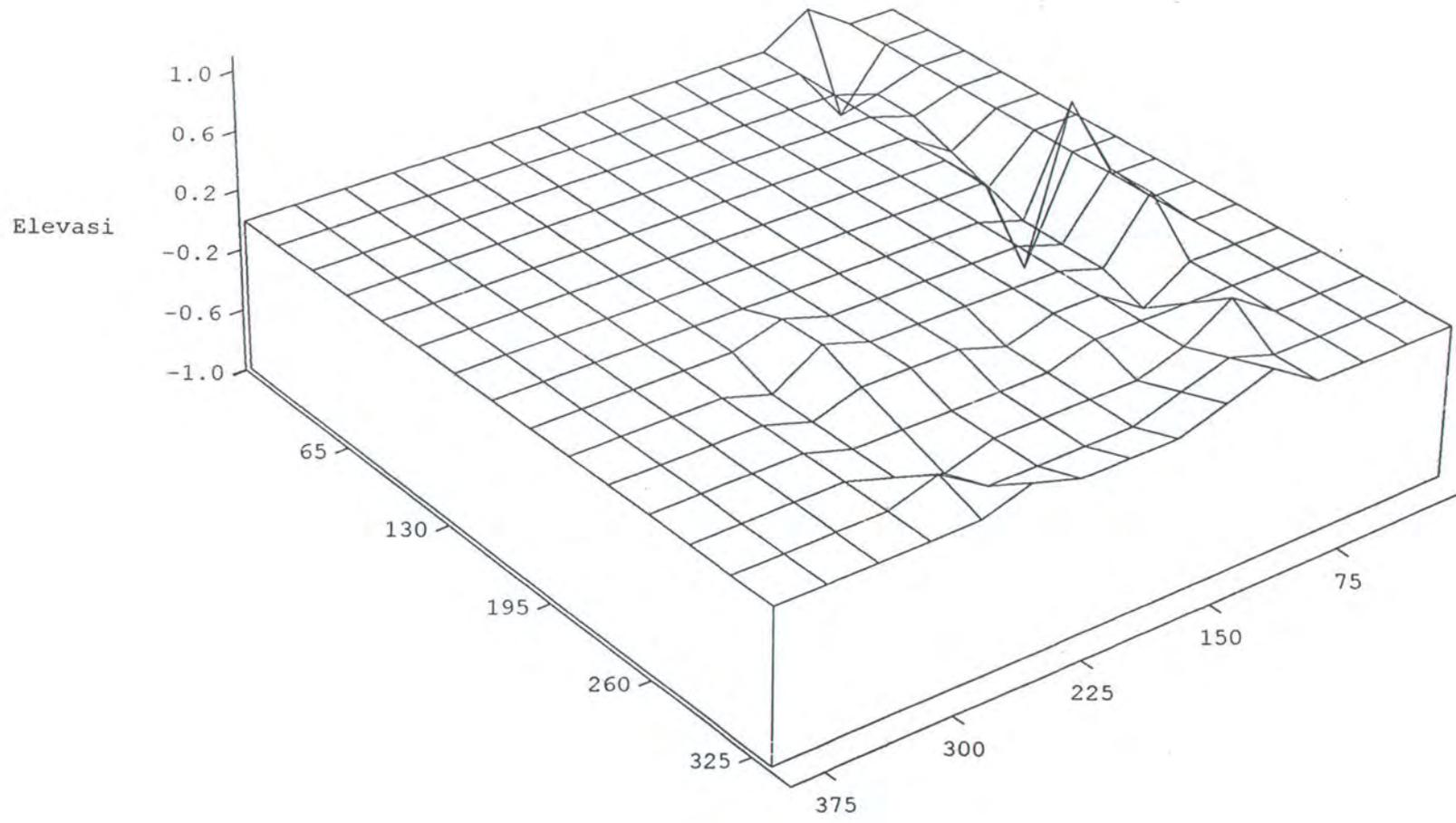
**Gambar D-1. Gambar Kontur 3D Tinggi Gelombang Tsunami Awal**



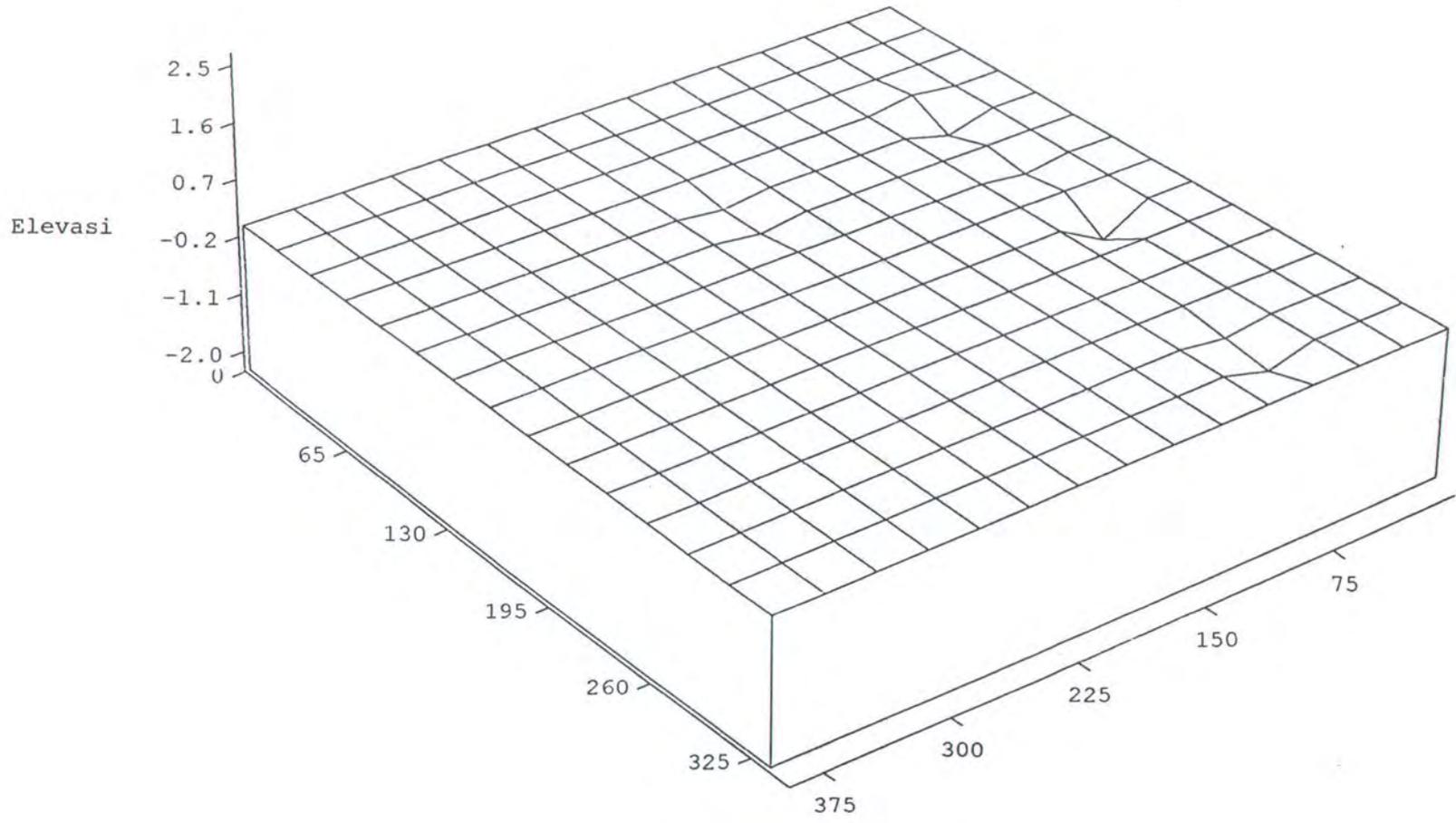
**Gambar D-2. Gambar Kontur 3D Tinggi Gelombang Tsunami Menit Ke - 10**



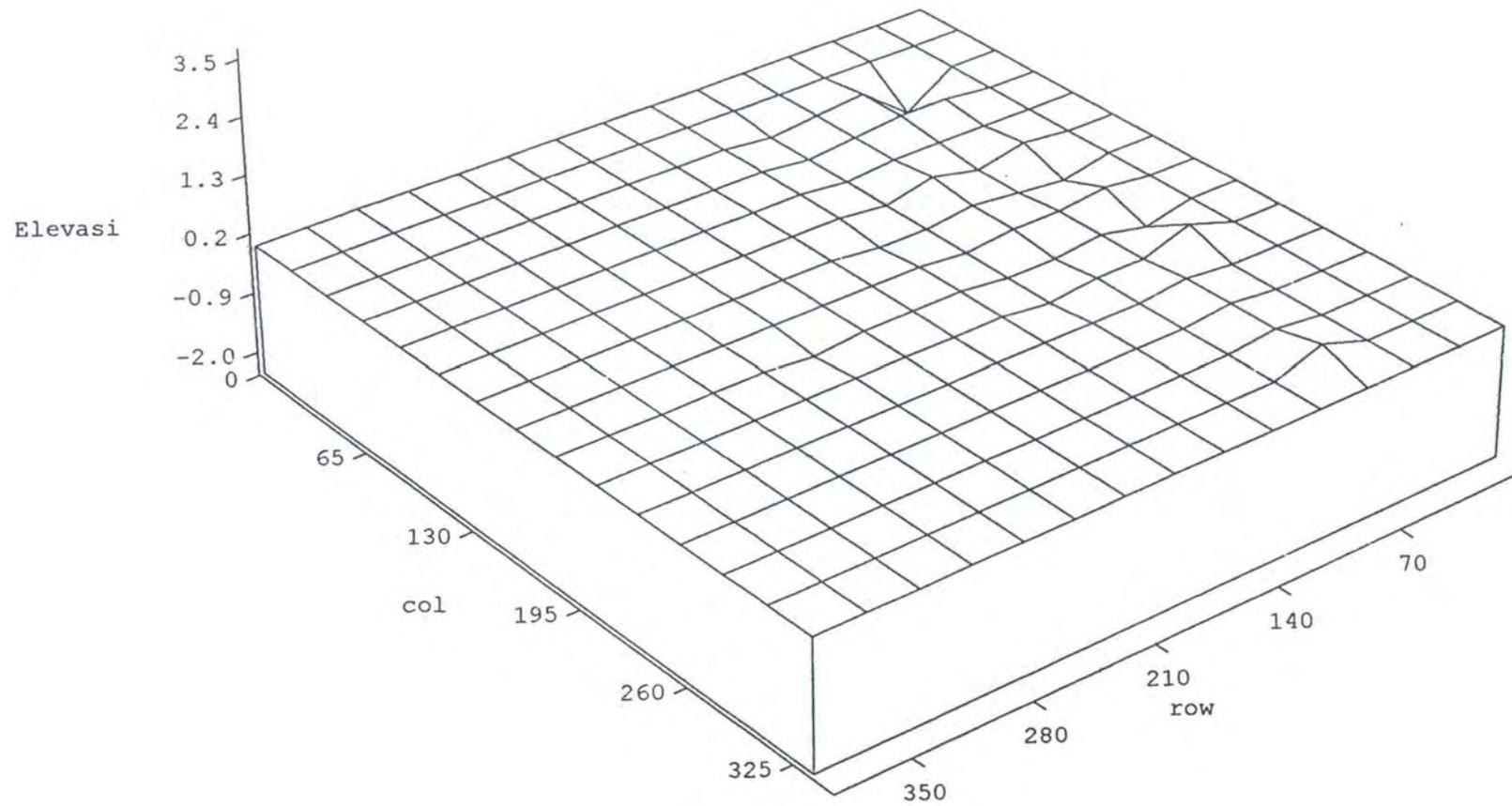
**Gambar D-3. Gambar Kontur 3D Tinggi Gelombang Tsunami Menit Ke - 15**



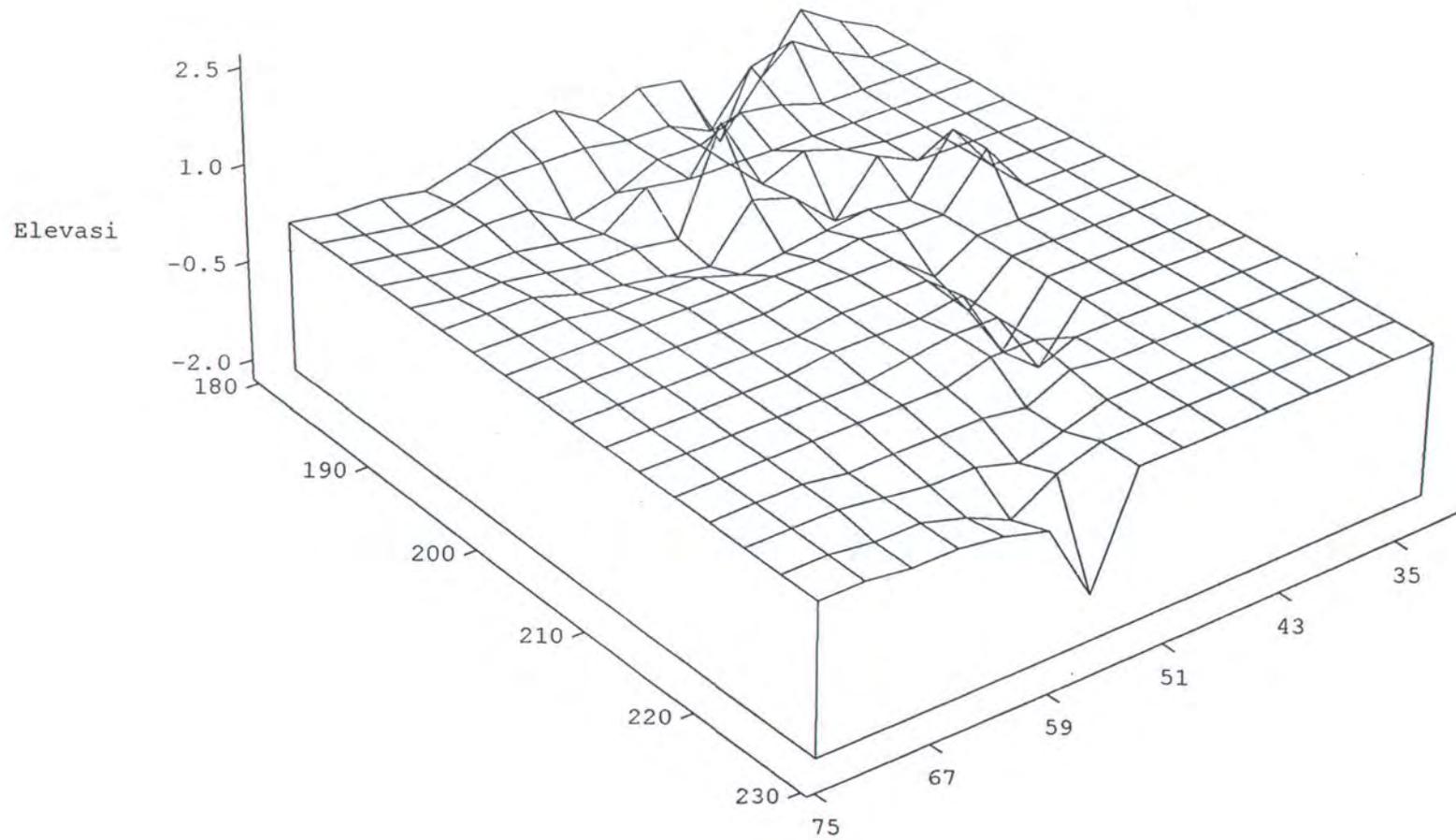
**Gambar D-4. Gambar Kontur 3D Tinggi Gelombang Tsunami Menit Ke - 30**



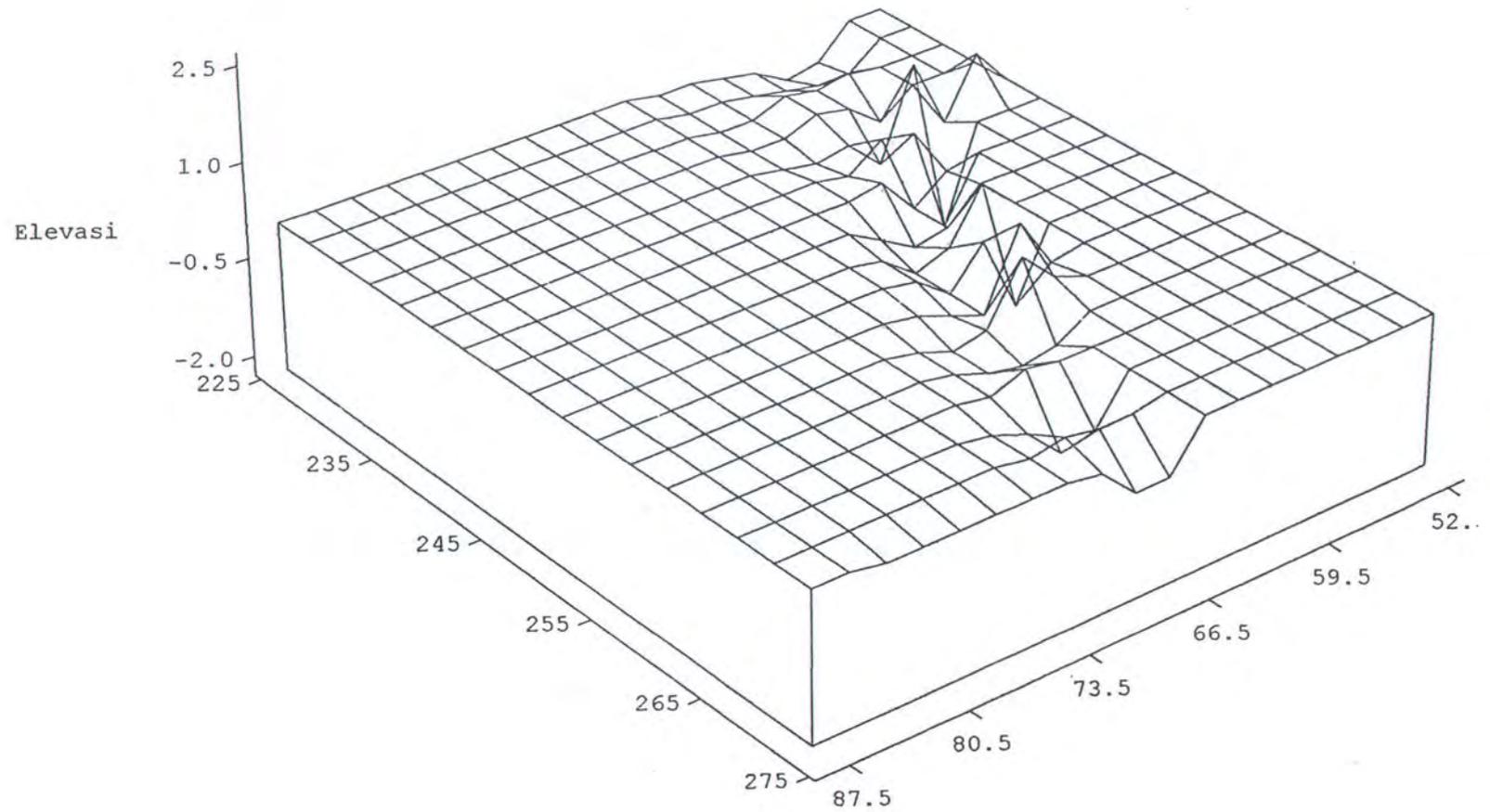
**Gambar D-5. Gambar Kontur 3D Tinggi Gelombang Tsunami Menit Ke - 45**



**Gambar D-6. Gambar Kontur 3D Tinggi Gelombang Tsunami Menit Ke - 60**

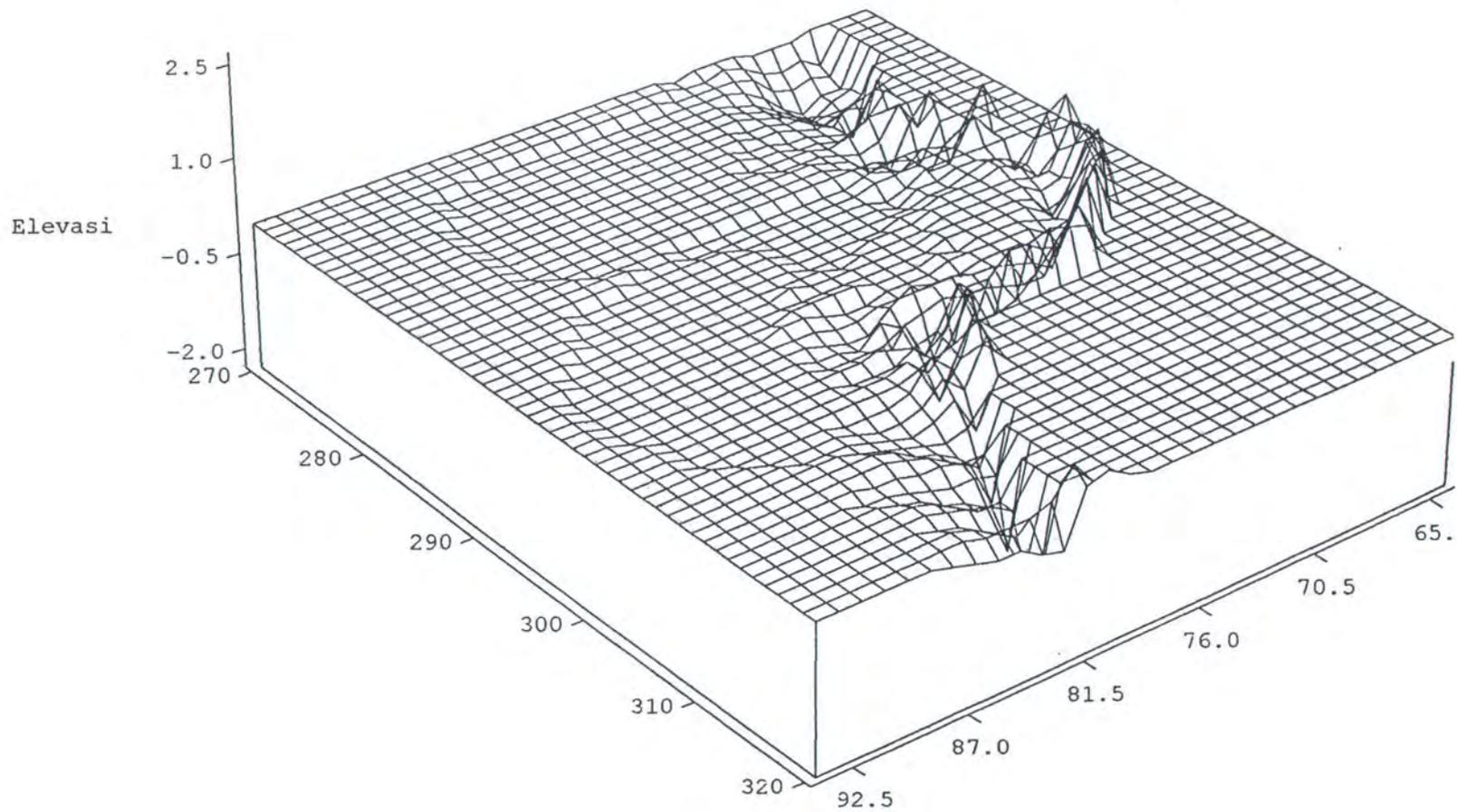


**Gambar D-7. Gambar Kontur 3D Tinggi Gelombang Tsunami Sekitar Bandialit –  
Tel. Rajegwesi Menit Ke – 45**

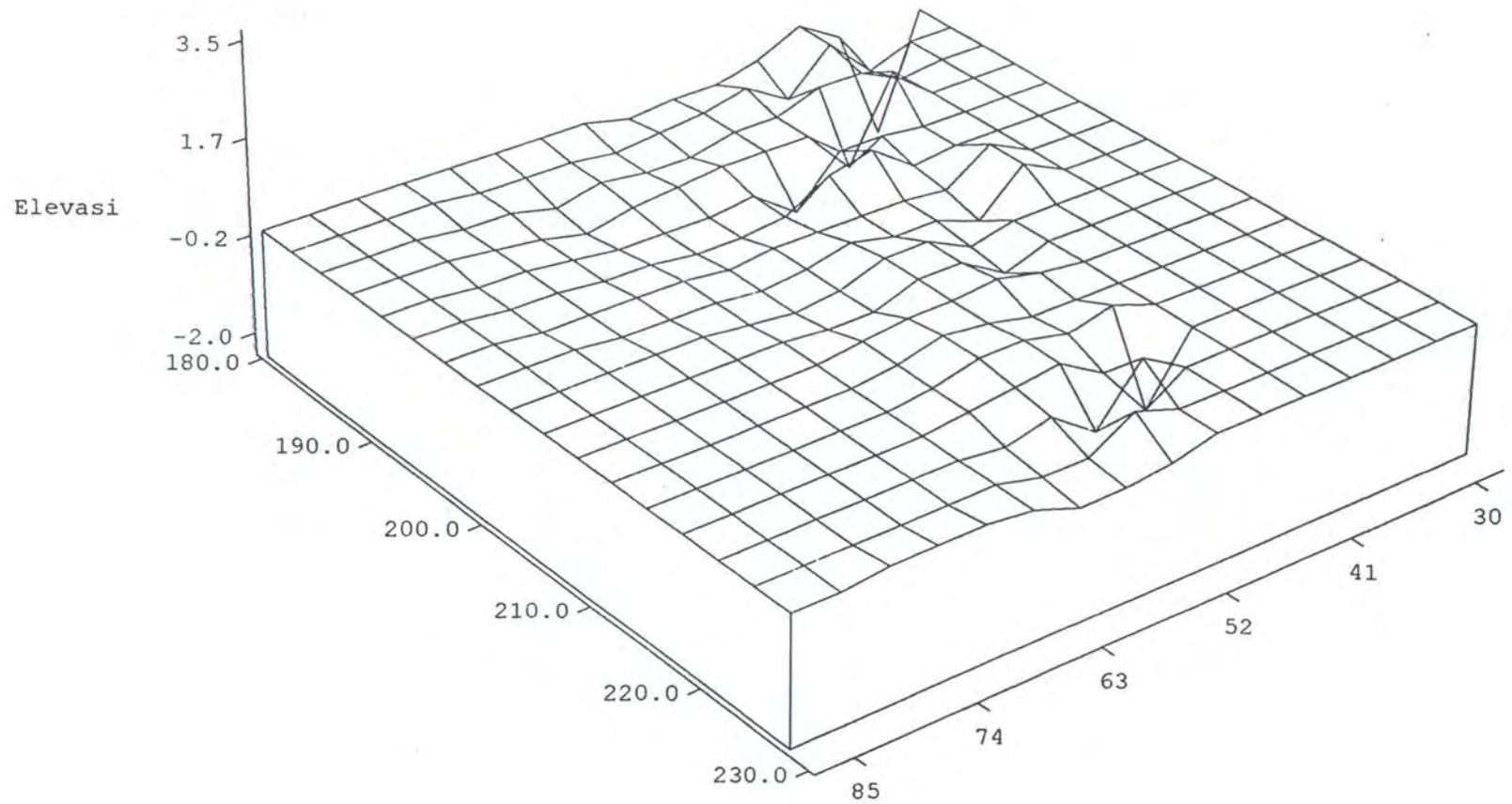


**Gambar D-8. Gambar Kontur 3D Tinggi Gelombang Tsunami Sekitar Pancer Menit**

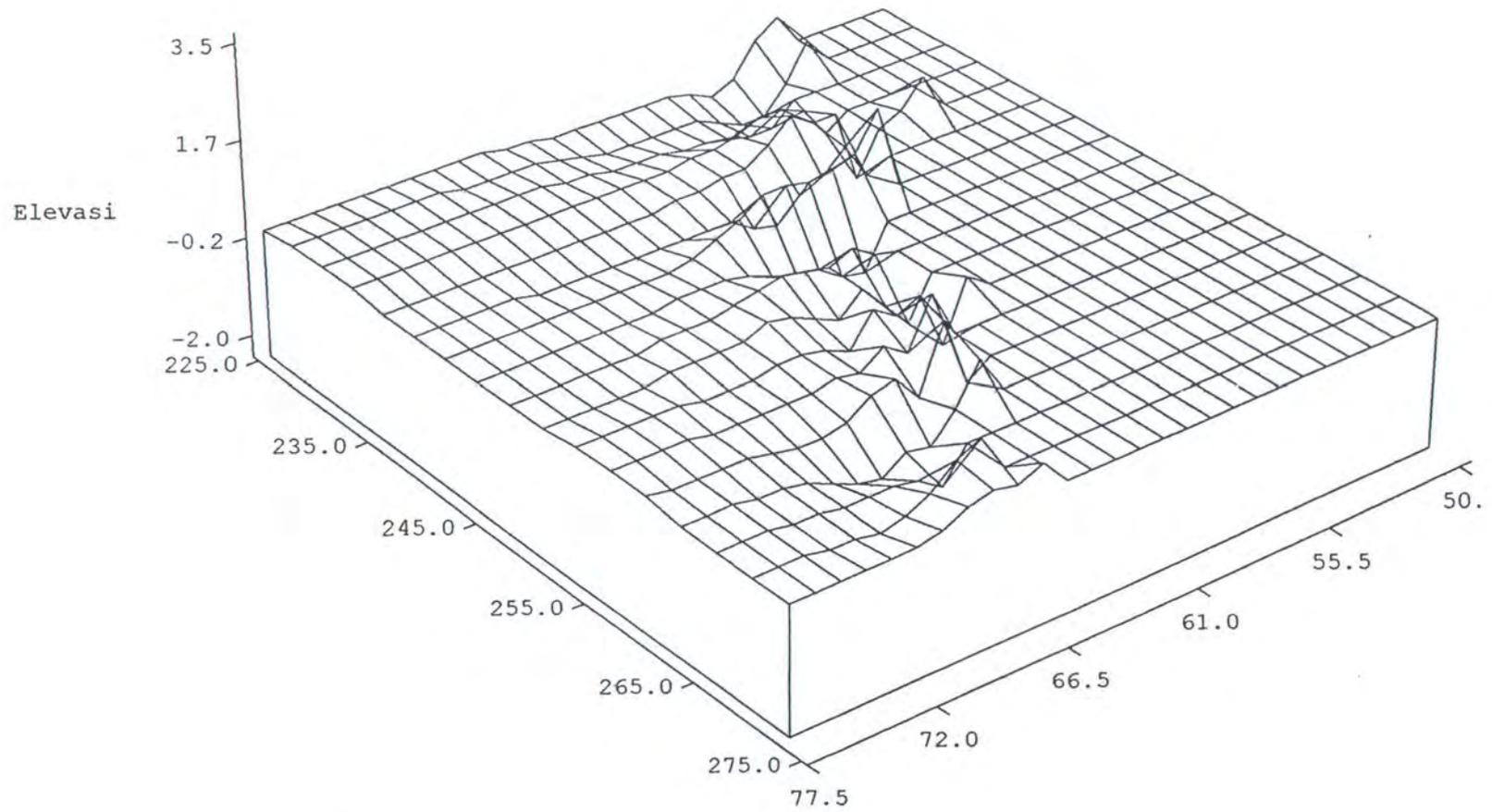
**Ke - 45**



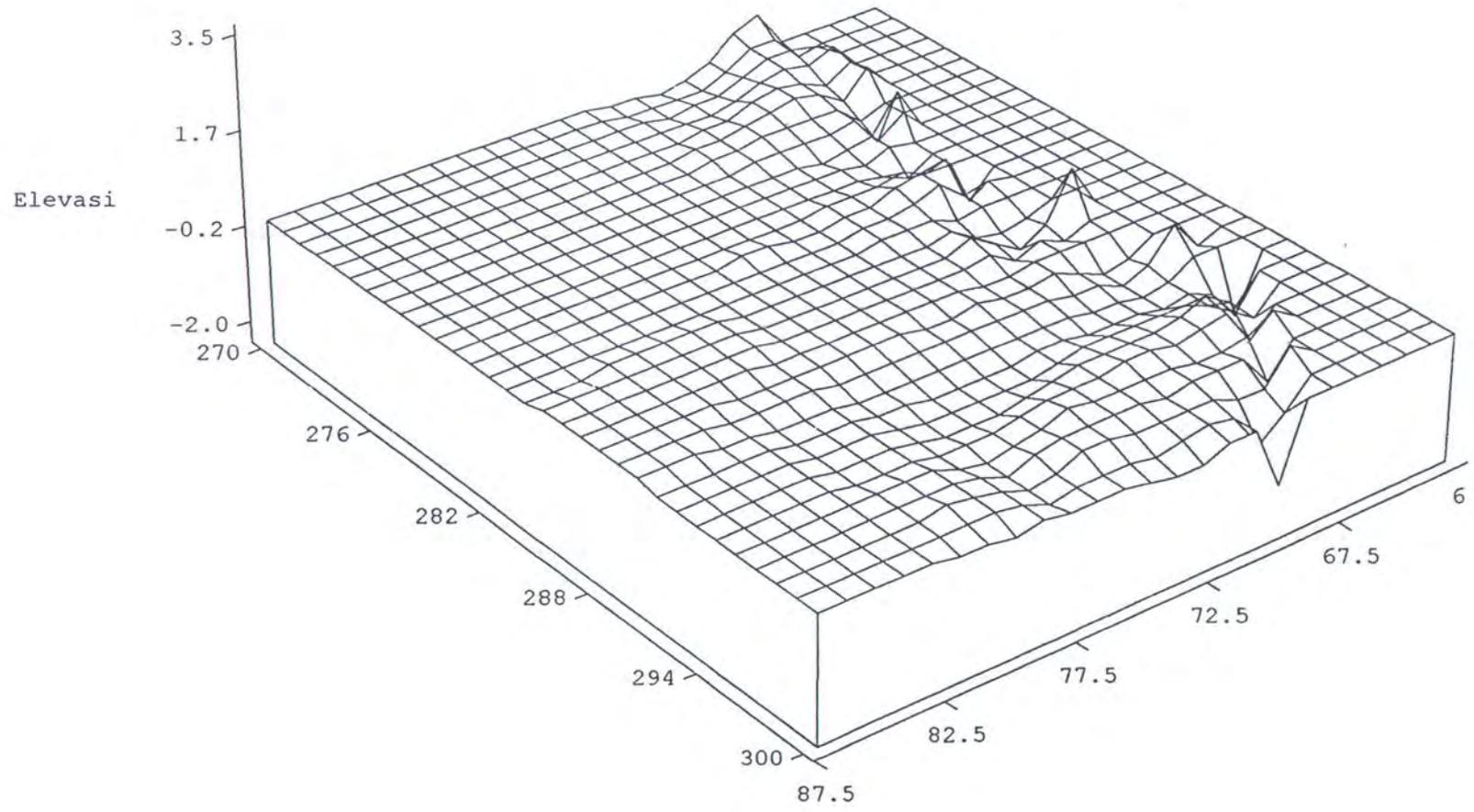
**Gambar D-9. Gambar Kontur 3D Tinggi Gelombang Tsunami Sekitar Tel. Grajagan Menit Ke - 45**



**Gambar D-10. Gambar Kontur 3D Tinggi Gelombang Tsunami Sekitar Bandialit –  
Tel. Rajegwesi Menit Ke – 60**



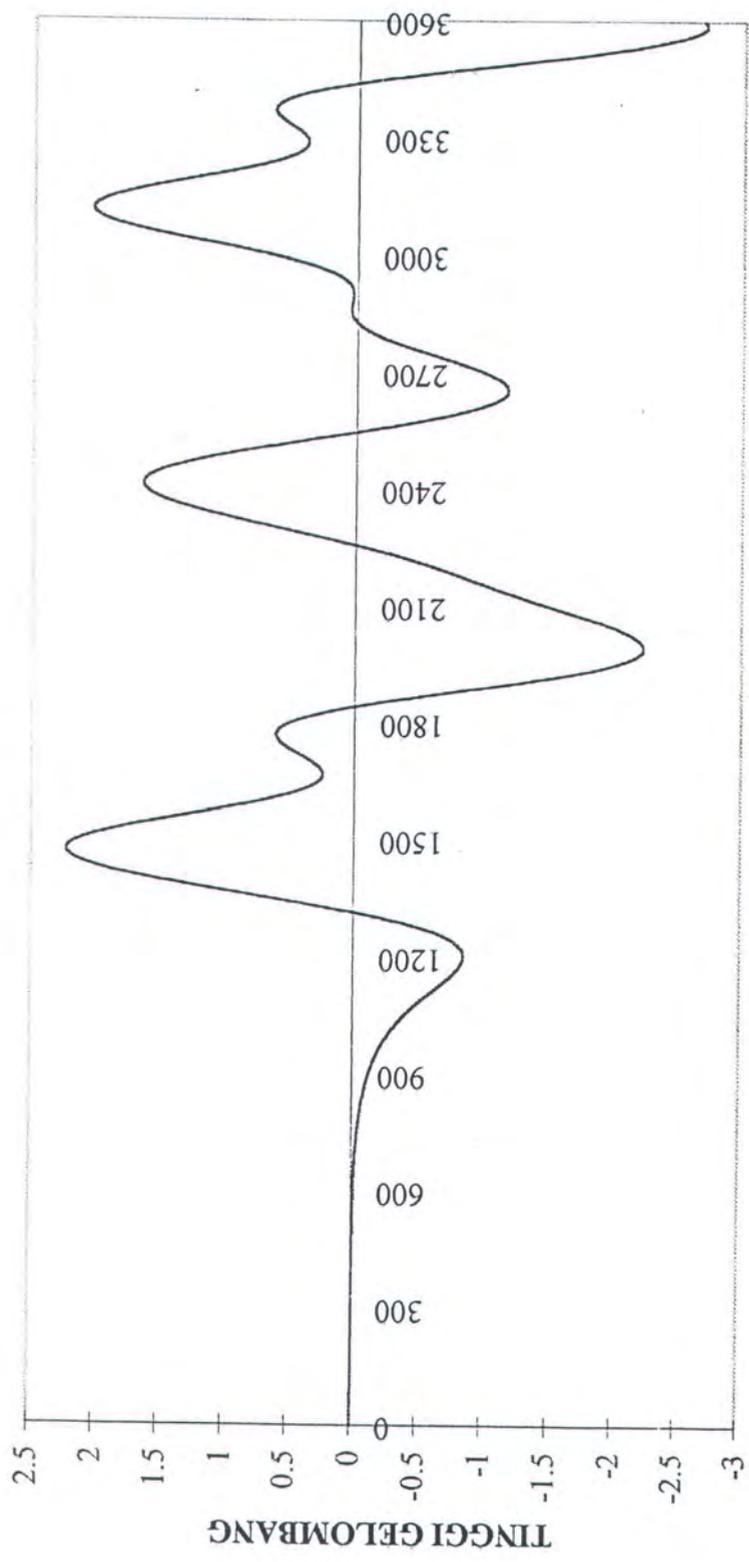
**Gambar D-12. Gambar Kontur 3D Tinggi Gelombang Tsunami Sekitar Tel. Grajagan Menit Ke - 60**



**Gambar D-11. Gambar Kontur 3D Tinggi Gelombang Tsunami Sekitar Pancer**

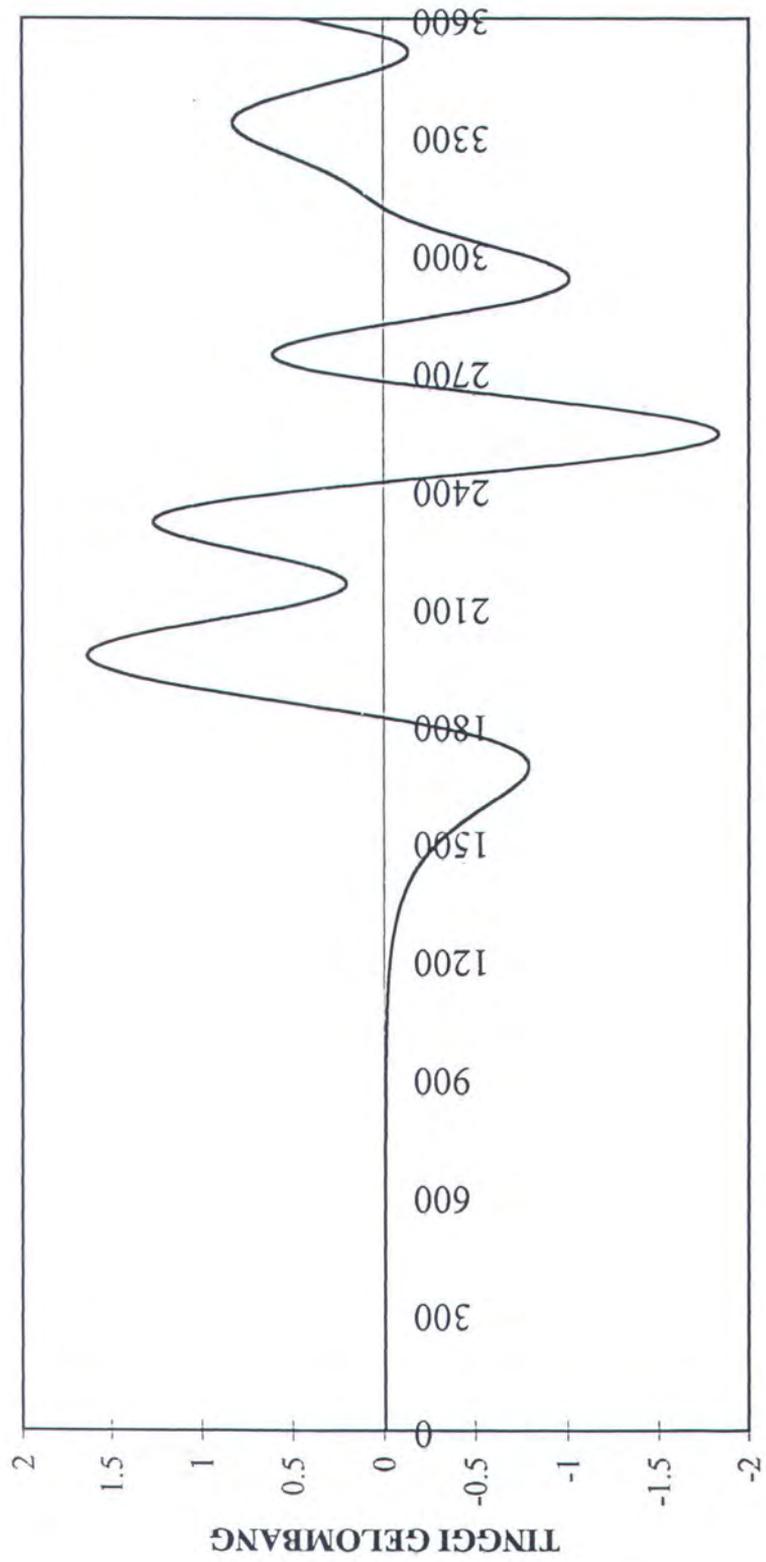
**Menit Ke - 60**

## **LAMPIRAN E**

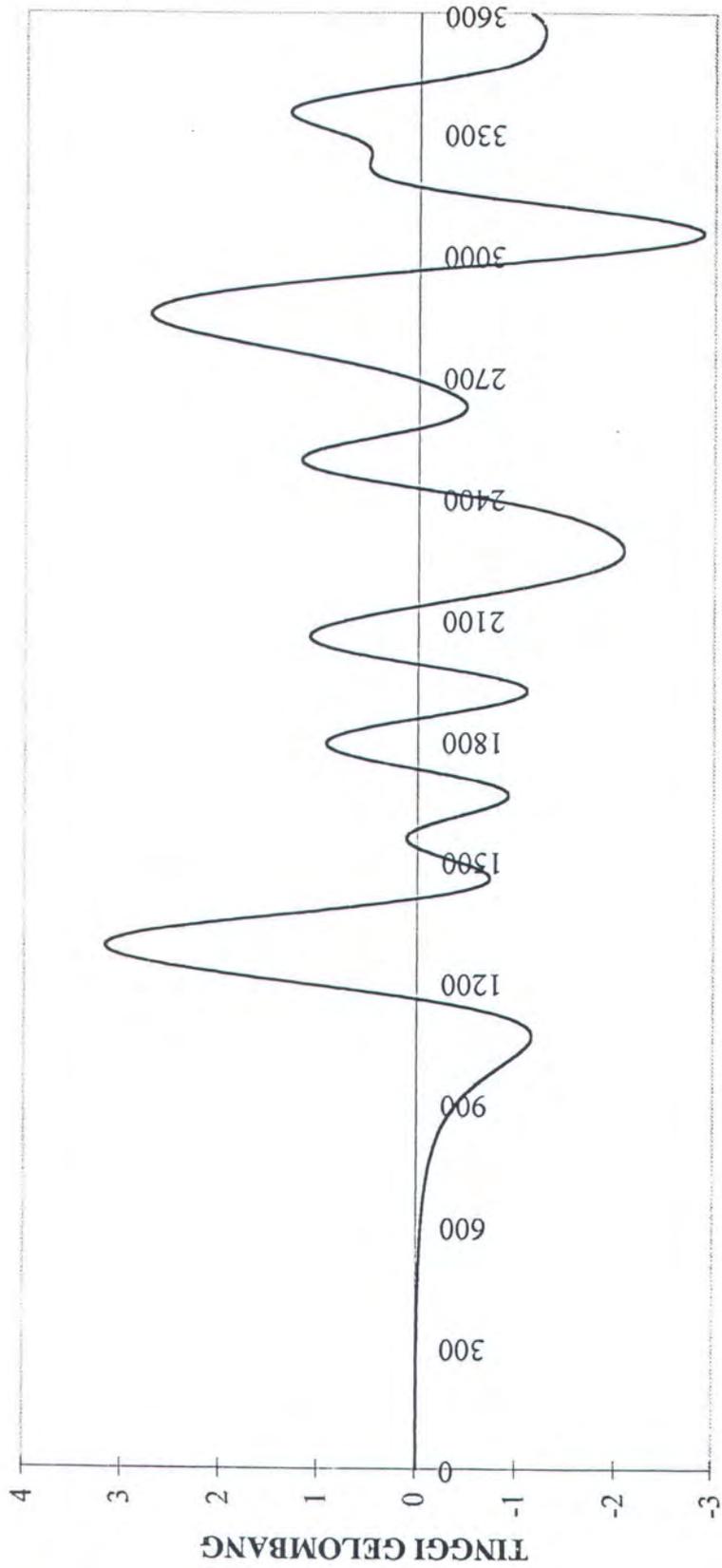


WAKTU

Gambar E-1. Gambar Time Series Teluk Grajagan

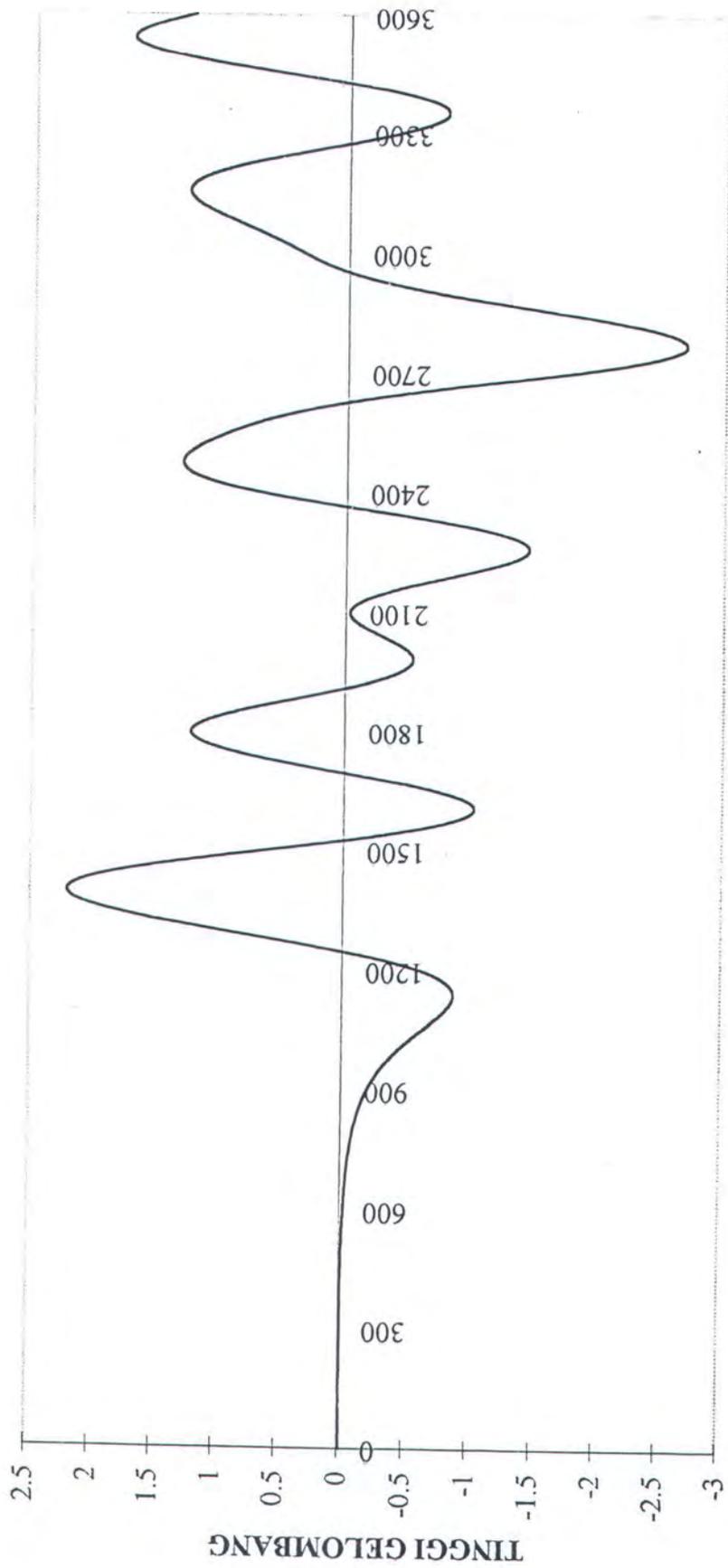


Gambar E-2. Gambar Time Series Mulut Teluk Grajagan



WAKTU

Gambar E-3. Gambar Time Series Teluk Rajegwesi



WAKTU

Gambar E-4. Gambar Time Series Mulut Teluk Rajegwesi



DEPARTEMEN PENDIDIKAN DAN KEBUDAYAAN  
INSTITUT TEKNOLOGI SEPULUH NOPEMBER  
FAKULTAS TEKNOLOGI KELAUTAN  
JURUSAN TEKNIK KELAUTAN

Kampus ITS - Sukolilo, Surabaya 60111 Telp. 5928105, 5994251 -5 psw. 1104 - 1107  
Telex 34224 Fax5947254

TUGAS AKHIR ( OE.1702 )

NO. : 0151/PT.12.FTK4.HB/Q/97

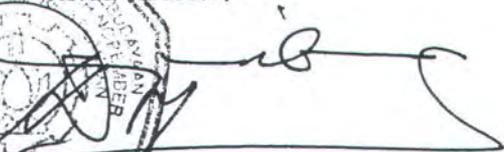
MATA KULIAH : TUGAS AKHIR  
NOMOR MATA KULIAH : OE.1702  
NAMA MAHASWA : Kriyo Sambodo.  
NOMOR POKOK : 4392100004  
TGL.DIBERIKAN TUGAS : 22 Juli 1997  
TGL.SELESAINYA TUGAS : 22 Januari 1998  
DOSEN PEMBIMBING : 1. Dr.ir. W.A.Pratikto, M.Sc  
2. Ir. Imam Rochani, MSc

TEMA / URAIAN / DATA-DATA YANG DIBERIKAN / JUDUL TUGAS AKHIR :

PENGGUNAAN METODE NUMERIK UNTUK MEMPREDIKSIKAN PENJALARAN DAN TINGGI GELOMBANG TSUNAMI

DIBUAT RANGKAP 4 :

- 1.Mahasiswa ybs.
- 2.Dekan FTK-ITS
- 3.Dosen Pembimbing
- 4.Arsip Jurusan .

Surabaya, 22 Juli 1997  
Ketua Jurusan ;  
  
Dr. Ir. Eko Budi Djatmiko, MSc.  
NIP.131 407 592

