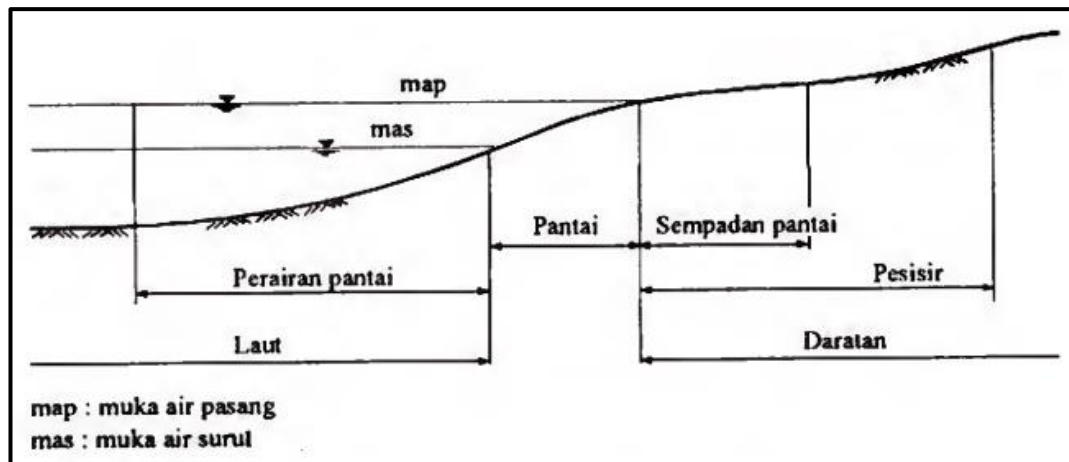


## BAB 3 LANDASAN TEORI

### 3.1. Pantai

Pantai adalah daerah tepi laut yang dipengaruhi pasang dan surutnya air laut. Sedangkan pesisir merupakan daerah daratan di tepi laut yang dipengaruhi oleh ekosistem darat dan laut seperti pasang surut air laut, angin laut dan perembesan air laut. Daerah lautan merupakan daerah yang letaknya di atas dan di bawah permukaan laut, diawali dari sisi pasang surut terendah air laut hingga ke dasar laut di bagian bumi bawahnya (Triatmodjo, 2016).

Selain itu, ada juga garis pantai yang memiliki pengertian garis pertemuan antara air laut dengan daratan di mana posisi garisnya tidak tetap karena mengikuti pasang-surut air laut dan erosi pantai yang terjadi. Lalu ada sempadan pantai, ialah kawasan khusus sepanjang pantai yang dibuat untuk tujuan mempertahankan kelestarian fungsi pantai itu sendiri (Triatmodjo, 1999).



Gambar 3.1. Batasan-batasan pantai

(Sumber: Triatmodjo, 1999)

Ada beberapa cara yang dapat dilakukan untuk melindungi pantai dari perubahan garis pantai, diantaranya seperti berikut:

- a. Melindungi pantai agar tetap aman menahan serangan gelombang yang menghantamnya,
- b. Mengubah laju angkutan sedimen di sepanjang pantai,
- c. Mengurangi energi gelombang yang sampai ke pantai,

d. Melakukan reklamasi dengan mendatangkan sedimen ke pantai.

### 3. 2. Analisis Pergerakan Gelombang

#### 3. 2. 1. Pembangkitan Gelombang

Gelombang di laut ada bermacam-macam dan dibedakan berdasarkan pada gaya pembangkitnya. Gelombang angin dibangkitkan oleh tiupan angin, gelombang pasang surut dibangkitkan oleh gaya tarik benda-benda langit seperti matahari dan bulan terhadap bumi, gelombang tsunami dibangkitkan oleh kapal yang bergerak, dan sebagainya (Triatmodjo, 1999).

Air yang tenang kemudian dihembuskan angin, menyebabkan gangguan pada permukaan tersebut dengan timbulnya riak gelombang kecil di atas permukaan air (Nur Yuwono, 1992). Peristiwa ini merupakan representatif dari jenis gelombang yang dibangkitkan oleh tiupan angin. Tinggi dan periode gelombang angin tersebut dapat diramalkan berdasarkan diketahuinya kecepatan angin yang terjadi pada ketinggian 10 meter di atas permukaan laut. Adapun Langkah-langkah dalam peramalan gelombang angin sebagai berikut:

Untuk memperkirakan pengaruh kecepatan angin terhadap pembangkitan gelombang dapat digunakan persamaan penentuan kecepatan angin pada ketinggian 10 m dengan persamaan (Triatmodjo, 1999):

$$U_{10} = U_z \left( \frac{10}{Z} \right)^{1/7} \dots\dots\dots(3.1)$$

Keterangan:

$U_z$  : Kecepatan angin di bawah 20 m

$Z$  : Elevasi terhadap permukaan air

#### 3. 2. 2. Konversi Kecepatan Angin

Mengkonversi kecepatan  $U_{10}$  tersebut menjadi kecepatan angin di atas permukaan laut  $U$  (Triatmodjo, 1999):

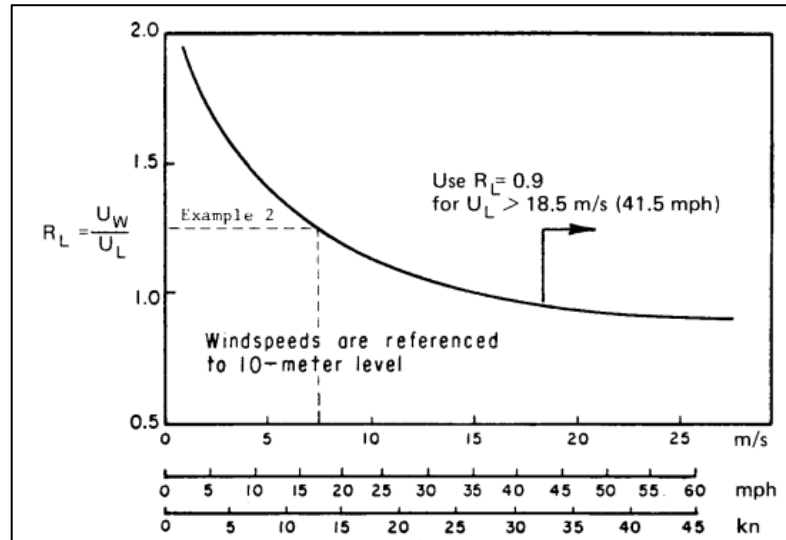
$$U = U_{10} \times R_L \times R_T \dots\dots\dots(3.2)$$

Keterangan :

$U$  : kecepatan angin di atas permukaan laut

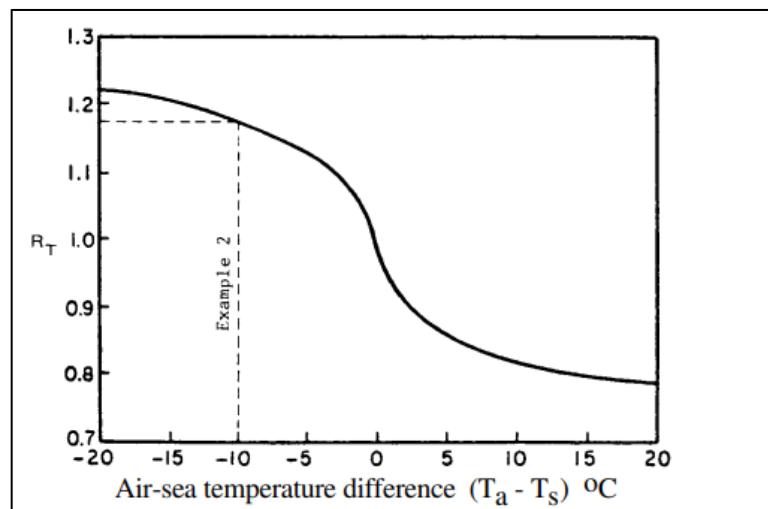
$R_L$  : faktor koreksi pencatatan angin daratan ke angin lautan (Gambar 3.2)

$R_T$  : faktor perbedaan temperatur antara udara dan air (Gambar 3.3)



Gambar 3.2. Koefisien koreksi terhadap perbedaan pencatatan kecepatan angin di darat dan laut ( $R_L$ )

(Sumber: CERC, 1984)



Gambar 3.3. Koefisien koreksi perbedaan temperature antara udara dan air ( $R_T$ )

(Sumber: CERC, 1984)

Untuk menggunakan grafik pada (Gambar 3.5) peramalan tinggi gelombang ( $H_0$ ) dan periode gelombang ( $T_0$ ), kecepatan angin yang didapat di atas ( $U$ ) masih harus dirubah ke faktor tegangan angin  $U_A$  (*wind-stress factor*). Menghitung faktor

tegangan angin ( $U_A$ ) untuk masing-masing kecepatan angin dengan persamaan (Triatmodjo, 1999):

$$U_A = 0,71 \cdot U^{1,23} \dots\dots\dots(3.3)$$

Keterangan :

- $U_A$  : faktor tegangan angin
- $U$  : kecepatan angin (m/s)

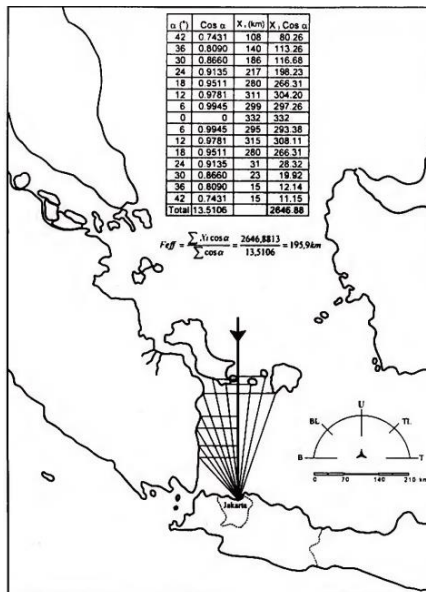
**3. 2. 3. Fetch**

Menghitung fetch efektif,  $F_{eff}$  yaitu jarak pembangkit gelombang dari daratan tinjauan dan dibatasi oleh bentuk daratan lain yang mengelilingi laut, di mana kecepatan dan arah angin adalah konstan. Fetch diukur untuk tiap arah angin di laut dan diukur tiap pertambahan sudut  $6^\circ$  pada interval  $-42^\circ$  sampai  $42^\circ$  untuk masing-masing arah (Triatmodjo, 1999). Adapun persamaan  $F_{eff}$  adalah sebagai berikut:

$$F_{eff} = \frac{\sum X_i \cos \alpha}{\sum \cos \alpha} \dots\dots\dots(3.4)$$

Dengan :

- $F_{eff}$  : fetch rata-rata efektif
- $X_i$  : panjang antara garis pantai yang diobservasi dengan daratan terdekat pada masing-masing sub-interval sudut
- $\alpha$  : deviasi pada kedua sisi dari arah angin yang berpengaruh



Gambar 3.4. Contoh penggambaran fetch

(Sumber: Triatmodjo, 1999).

### 3. 2. 4. Peramalan Gelombang di Laut Dalam

Menentukan tinggi dan periode gelombang di laut dalam ( $H_0$  dan  $T_0$ ) dengan data angin dan panjang fetch efektif yang telah dianalisis sebelumnya. Perhitungan tinggi gelombang yang terjadi di laut dalam menggunakan metode *Sverdrup Munk Bretschneider* (SMB) yang telah dimodifikasi (Coastal Engineering Research Center 1984) perumusan dengan metode SMB terdapat pada (Tabel 3.1). Di dalam table tersebut diklasifikasikan perhitungannya berdasarkan *Fetch Limited* dan *Fully Developed Sea*.

Pemilihan rumus untuk peramalan tinggi dan periode gelombang memperhatikan kondisi lapangan, sehingga hasil yang didapat bisa sesuai dengan kondisi yang sudah ada. Perhitungan dengan *Fetch Limited* berdasarkan kondisi pantai yang tertutup oleh penghalang (pulau atau teluk). Sedangkan perhitungan dengan *Fully Developed Sea* digunakan apabila pantai yang berhubungan langsung dengan laut bebas tanpa penghalang. Apabila hasil perhitungan berdasarkan kondisi *Fully Developed Sea* didapatkan durasi gelombang yang sangat besar, maka perlu dikoreksi terhadap peramalan gelombang dengan nomogram dari *Sverdrup Munk Bretschneider*, SPM (Gambar 3.5) agar sesuai dengan kondisi lapangan (Triatmodjo, 1999).

Penentuan dilakukan dengan sistem *Fetch Limited* dan *Time Duration Limited*. Hasil dari kedua sistem tersebut dipilih yang terkecil.

Tabel 3.1. Persamaan untuk peramalan tinggi dan periode gelombang dengan menggunakan metode SMB (SI)

Dimensionless	Metric Units	
	H(m), T(s), $U_A$ (m/s), F(m), t(s)	H(m), T(hr), $U_A$ (m/s), F(km), t(s)
Fetch Limited (F,U)		
$\frac{g \cdot H_{m_0}}{U_A^2} = 1,6 \times 10^{-3} \left( \frac{g \cdot F}{U_A^2} \right)^{1/2}$	$H_{m_0} = 5,112 \times 10^{-4} \cdot U_A \cdot F^{1/2}$	$H_{m_0} = 1,616 \times 10^{-2} \cdot U_A \cdot F^{1/2}$
$\frac{g \cdot T_m}{U_A} = 2,857 \times 10^{-1} \left( \frac{g \cdot F}{U_A^2} \right)^{1/3}$	$T_m = 6,238 \times 10^{-2} \cdot (U_A \cdot F)^{1/3}$	$T_m = 6,238 \times 10^{-1} \cdot (U_A \cdot F)^{1/3}$
$\frac{g \cdot t}{U_A} = 6,88 \times 10 \cdot \left( \frac{g \cdot F}{U_A^2} \right)^{2/3}$	$t = 3,215 \times 10 \cdot \left( \frac{F^2}{U_A} \right)^{1/3}$	$t = 8,93 \times 10^{-1} \cdot \left( \frac{F^2}{U_A} \right)^{1/3}$

Fully Developed		
$\frac{g \cdot H_{m0}}{U_A^2} = 2,433 \times 10^{-1}$	$H_{m0} = 2,482 \times 10^{-2} \cdot U_A^2$	$H_{m0} = 2,482 \times 10^{-2} \cdot U_A^2$
$\frac{g \cdot T_m}{U_A} = 8,134$	$T_m = 8,308 \times 10^{-1} \cdot U_A$	$T_m = 8,308 \times 10^{-1} \cdot U_A$
$\frac{g \cdot t}{U_A} = 7,15 \times 10^4$	$t = 7,296 \times 10^3 \cdot U_A$	$t = 2,027 \cdot U_A$
$g = 9.8 \text{ m/s}^2$		

(Sumber: CERC, 1984)

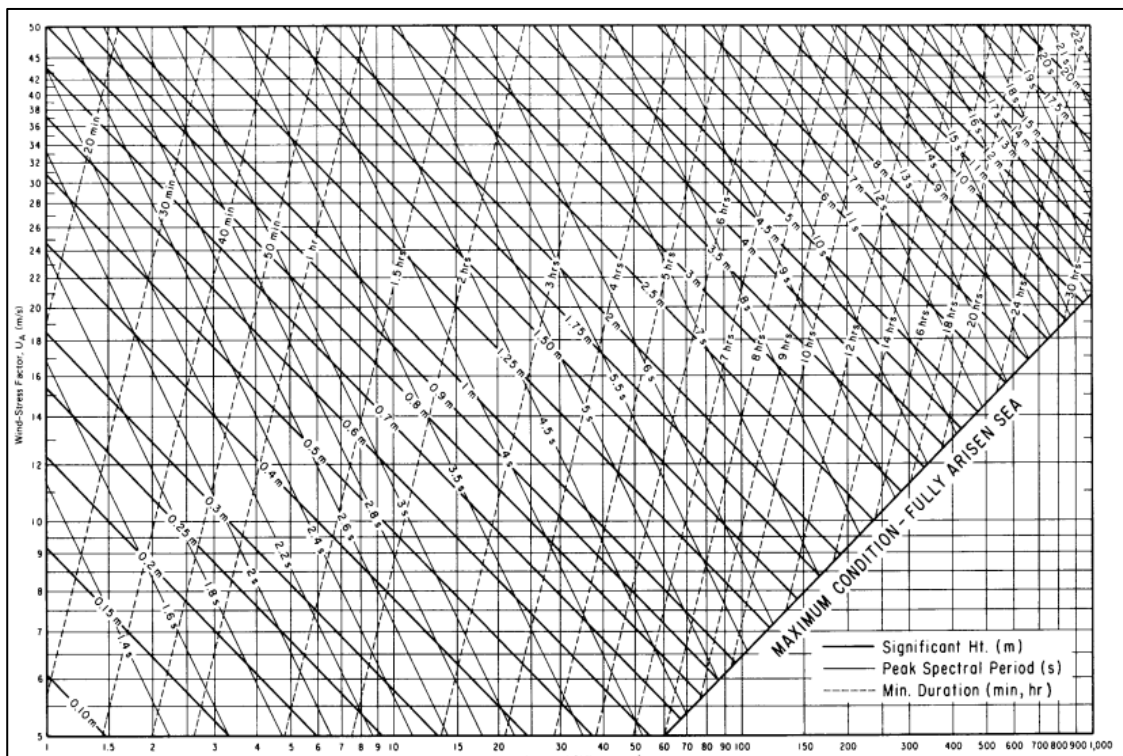
Keterangan :

$H_{m0}$  : tinggi gelombang signifikan

$T_0$  : periode gelombang puncak

F : panjang fetch

$U_a$  : tekanan angin



Gambar 3.5. Nomogram peramalan gelombang

(Sumber : CERC, 1984)

**3. 2. 5. Gelombang Representatif**

Gelombang representative adalah tinggi dan periode gelombang individu yang dipilih sehingga dapat mewakili suatu spektrum gelombang. Apabila tinggi gelombang dari suatu pencatatan diurutkan dari nilai tertinggi ke terendah atau sebaliknya maka akan dapat ditentukan tinggi  $H_n$  yang merupakan rata-rata dari  $n$  persen. Gelombang tertinggi. Dengan bentuk seperti itu akan dapat dinyatakan karakteristik gelombang alam dalam bentuk gelombang tunggal (Bunai. 2016).

Sebagai contoh,  $H_{20}$  adalah tinggi rata-rata gelombang dari 20 persen gelombang tertinggi dari pencatatan gelombang. Bentuk yang paling banyak digunakan adalah  $H_{33}$  atau tinggi rata-rata dari 33% nilai tertinggi dari pencatatan tinggi gelombang yang merupakan juga sebagai tinggi gelombang signifikan  $H_s$ . Cara yang sama juga dapat diperlakukan untuk periode gelombang. Tetapi untuk periode gelombang signifikan didefinisikan sebagai periode rata-rata untuk sepertiga gelombang tertinggi (Bunai. 2016).

**3. 2. 6. Perkiraan Gelombang Rencana dengan Periode Ulang**

Tinggi gelombang yang dihitung pada pembahasan sebelumnya merupakan tinggi gelombang pada laut dalam yang datanya merupakan hasil analisis dari kecepatan dan arah angin yang telah tercatat beberapa tahun secara urut sebelum adanya perlakuan terhadap pantai. Untuk menentukan tinggi gelombang rencana ini, maka hasil tinggi gelombang yang didapat sebelumnya dihitung menggunakan fungsi distribusi probabilitas. Metode yang digunakan untuk perhitungan tinggi gelombang rencana adalah metode Fisher Tippet Type I dan Weibull (Triatmodjo, 1999).

Kedua distribusi tersebut mempunyai bentuk berikut ini.

- a. Distribusi Fisher Tippet Type I

$$P(H_s \leq \hat{H}_s) = e^{-e^{\frac{\hat{H}_s - B}{A}}} \dots\dots\dots(3.5)$$

- b. Distribusi Weibull

$$P(H_s \leq \hat{H}_s) = 1 - e^{-\left(\frac{\hat{H}_s - B}{A}\right)^k} \dots\dots\dots(3.6)$$

Keterangan :

- $P(H_s \leq \hat{H}_s)$  : probabilitas bahwa  $\hat{H}_s$  tidak dilampaui
- $H$  : tinggi gelombang representatif
- $\hat{H}$  : tinggi gelombang dengan nilai tertentu
- $A$  : parameter skala
- $B$  : parameter lokasi
- $k$  : parameter bentuk

Data yang dimasukkan disusun dalam urutan dari besar ke kecil.

Selanjutnya probabilitas ditetapkan untuk setiap tinggi gelombang sebagai berikut:

a. Distribusi Fisher Tipper Type I

$$P(H_s \leq H_{sm}) = 1 - \frac{m-0,44}{N_T+0,12} \dots \dots \dots (3.7)$$

b. Distribusi Weibull

$$P(H_s \leq H_{sm}) = 1 - \frac{m-0,2-\frac{0,27}{\sqrt{k}}}{N_T+0,2+\frac{0,23}{\sqrt{k}}} \dots \dots \dots (3.8)$$

Keterangan :

- $P(H_s \leq H_{sm})$  : probabilitas dari tinggi gelombang representatif ke  $m$  yang tidak dilampaui
- $H_{sm}$  : tinggi gelombang urutan ke  $m$
- $m$  : nomorurut tinggi gelombang signifikan
- $N_T$  : jumlah kejadian gelombang selama pencatatan

Parameter  $a$  dan  $b$  di dalam persamaan (3.5) dan (3.6) dihitung dari metode kuadrat terkecil untuk setiap tipe distribusi yang digunakan (Triatmodjo, 1999). Hitungan didasarkan pada analisis regresi linier dari hubungan berikut :

$$H_{sm} = A \cdot y_m + B \dots \dots \dots (3.9)$$

Dimana  $y_m$  untuk distribusi Fisher Tippet tipe I :

$$y_r = -\ln\{-\ln F(H_s \leq H_{sm})\} \dots \dots \dots (3.10)$$

untuk distribusi Weibull :

$$y_r = [-\ln\{1-F(H_s \leq H_{sm})\}]^{\frac{1}{k}} \dots \dots \dots (3.11)$$

Tinggi gelombang signifikan untuk berbagai periode ulang dihitung dari fungsi probabilitas dengan rumus berikut ini.



$$H_{sr} = A \cdot y_r + B \dots \dots \dots (3.12)$$

Dimana  $y_r$  untuk distribusi Fisher-Tippett tipe I

$$y_r = -\ln\{-\ln(1 - \frac{1}{L \cdot T_r})\} \dots \dots \dots (3.13)$$

dan untuk distriusi Weibull

$$y_r = [\ln(L \cdot T_r)]^{\frac{1}{k}} \dots \dots \dots (3.14)$$

Keterangan :

- $H_{sr}$  : tinggi gelombang signifikan dengan periode ulang  $T_r$
- $T_r$  : periode ulang (tahun)
- $K$  : panjang data (tahun)
- $L$  : rerata jumlah kejadian per tahun

### 3. 2. 7. Interval Keyakinan

Perkiraan interval keyakinan adalah penting dalam analisis gelombang ekstrim. Hal ini mengingat bahwa biasanya periode pencatatan gelombang adalah pendek, tingkat ketidakpastian yang tinggi dalam perkiraan gelombang ekstrim. Batas keyakinan sangat dipengaruhi oleh penyebaran data, sehingga nilainya bergantung pada deviasi standar. Dalam perhitungan ini digunakan pendekatan yang dilakukan oleh Gumbel (1958) dan Goda (2000) dalam CERC (1992) untuk perkiraan deviasi standar dari nilai uang. Deviasi standar yang dinormalkan dihitung dengan persamaan berikut:

$$\sigma_{nr} = \frac{1}{\sqrt{N}} [1 + \alpha(y_r - c + \epsilon \text{Inv})^2]^{\frac{1}{2}} \dots \dots \dots (3.15)$$

Keterangan :

- $\sigma_{nr}$  : standar deviasi yang dinormalkan dari tinggi gelombang signifikan dengan periode ulang  $T$
- $N$  : jumlah data tinggi gelombang signifikan
- $\alpha$  :  $\alpha_1 e^{\alpha_2 N^{-1,3} + K\sqrt{-\ln v}}$
- $\alpha_1, \alpha_2, e, \epsilon, k$  : koefisien empiris yang diberikan pada (Tabel 3.2)

Tabel 3.2. Koefisien untuk menghitung deviasi standar

Distribusi	$\alpha_1$	$\alpha_2$	$k$	$c$	$\epsilon$
Fisher-Tippett Type I	0,64	9	0,93	0	1,33
Weibull ( $k = 0,75$ )	1,65	11,4	-0,63	0	1,15
Weibull ( $k = 1$ )	1,92	11,4	0	0,3	0,9
Weibull ( $k = 1,4$ )	2,05	11,4	0,69	0,4	0,72
Weibull ( $k = 2$ )	2,24	11,4	1,34	0,5	0,54

(Sumber: Triatmodjo, 1999)

Besaran absolut dari deviasi standar dari tinggi gelombang signifikan dihitung dengan rumus:

$$\sigma_r = \sigma_{nr} \sigma_{H_s} \dots \dots \dots (3.16)$$

Keterangan :

$\sigma_r$  : kesalahan standar dari tinggi gelombang signifikan dengan periode ulang  $T_r$

$\sigma_{H_s}$  : deviasi standar dari data gelombang signifikan

Interval keyakinan dihitung dengan anggapan bahwa perkiraan tinggi gelombang signifikan pada periode ulang tertentu terdistribusi normal terhadap fungsi distribusi yang diperkirakan. Batas interval keyakinan terhadap  $H_{sr}$  dengan berbagai tingkat keyakinan diberikan pada (Tabel 3.3) perlu diingat bahwa lebar interval keyakinan tergantung pada fungsi distribusi,  $N$  dan  $v$ , tetapi tidak berkaitan dengan seberapa baik data mengikuti fungsi distribusi (Triatmodjo, 1999).

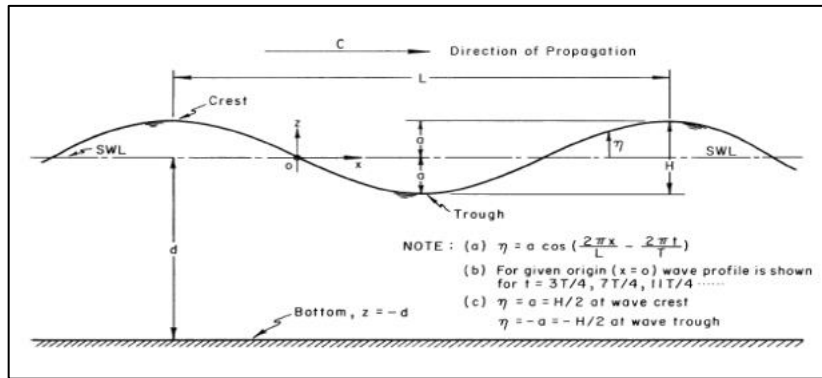
Tabel 3.3. Batas interval keyakinan tinggi gelombang signifikan

Tingkat keyakinan (%)	Batas Interval Keyakinan Terhadap $H_{sr}$	Probabilitas Batas Atas Terlampaui (%)
80	1,28 $\sigma_r$	10,0
85	1,44 $\sigma_r$	7,5
90	1,65 $\sigma_r$	5,0
95	1,96 $\sigma_r$	2,5
99	2,58 $\sigma_r$	0,5

(Sumber: Triatmodjo, 1999)

### 3.3. Mekanika Pergerakan Gelombang

Gelombang berada dalam system koordinat x-y seperti yang ditunjukkan pada (Gambar 3.6). Gelombang bergerak menjalar pada arah sumbu x (CERC, 1984).



Gambar 3.6. Sketsa definisi gelombang

(Sumber : CERC, 1984)

Keterangan :

- $d$  : jarak antara muka air rata-rata ke dasar laut (kedalaman laut)
- $\eta$  : fluktuasi muka air terhadap muka air diam
- $a$  : amplitudo
- $H$  : tinggi gelombang
- $L$  : panjang gelombang, yaitu jarak antara dua puncak gelombang yang berurutan
- $T$  : periode gelombang, yaitu interval waktu yang diperlukan oleh partikel air untuk kembali pada kedudukan yang sama dengan kedudukan sebelumnya
- $C$  : kecepatan rambat gelombang =  $L/T$
- $k$  : angka gelombang =  $2\pi/L$
- $\sigma$  : frekuensi gelombang =  $2\pi/T$

Berdasarkan kedalaman relative gelombang ( $d/L$ ), perbandingan kedalaman air dengan panjang gelombang, maka gelombang dapat diklasifikasikan menjadi 3 macam, yaitu : gelombang di laut dalam, gelombang di laut transisi dan gelombang di laut dangkal (CERC, 1984). Perbedaan ketiganya dapat dijelaskan dalam table berikut:

Tabel 3.4. Klasifikasi gelombang di laut dangkal, transisi dan dalam

	Laut Dangkal	Laut Transisi	Laut Dalam
<b>Kedalaman Relatif (<math>d/L_0</math>)</b>	$< \frac{1}{25}$	$\frac{1}{25} \leq \frac{d}{L_0} \leq \frac{1}{2}$	$> \frac{1}{2}$

<b>Cepat Rambat (<math>C_0</math>)</b>	$\sqrt{gd}$	$\frac{gT}{2\pi} \tanh kd$	$\frac{gT}{2\pi}$
<b>Panjang Gelombang (<math>L_0</math>)</b>	$\sqrt{gd}T$	$\frac{gT^2}{2\pi} \tanh kd$	$\frac{gT^2}{2\pi}$

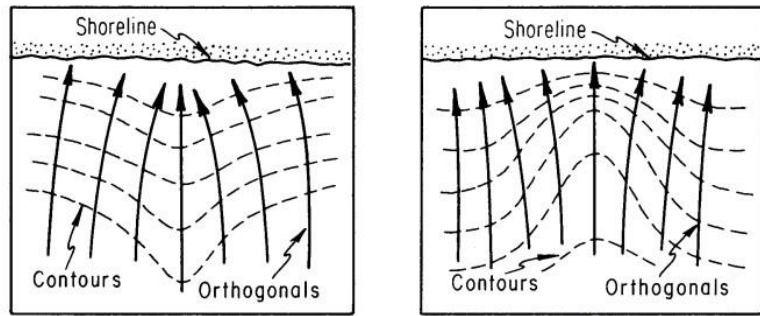
(Sumber : CERC, 1984)

### 3.4. Deformasi Gelombang

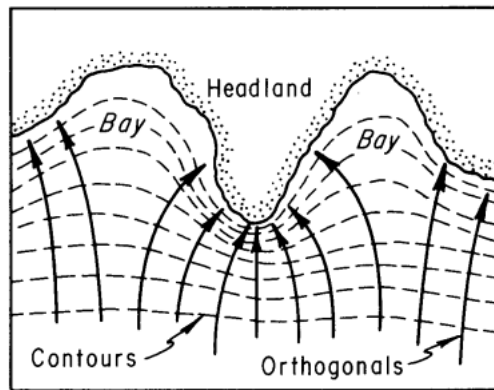
Gelombang yang berasal dari laut dalam menuju pantai biasanya akan mengalami perubahan bentuk (deformasi). Deformasi tersebut merupakan efek alamiah dipengaruhi oleh berbagai faktor antara lain perubahan kontur kedalaman gelombang, kelandaian pantai, dan interaksi gelombang dengan penghalang gelombang. Proses-proses deformasi gelombang terdiri atas beberapa jenis yaitu refraksi, pendangkalan gelombang, difraksi, refleksi, dan gelombang pecah (Triatmodjo, 1999).

#### 3.4.1. Pendangkalan dan Refraksi Gelombang

Ketika suatu gelombang menuju perairan dangkal maka akan terjadi perubahan karakteristik gelombang yang meliputi perubahan tinggi, panjang dan kecepatan. Refraksi gelombang diakibatkan perubahan kontur batimetri di laut yang menyebabkan perubahan kedalaman gelombang. Sedangkan proses pendangkalan gelombang (*shoaling*) adalah proses berkurangnya tinggi gelombang akibat perubahan kedalaman. Pada laut dalam, kedalaman laut lebih besar dari setengah panjang gelombang sehingga gelombang yang menjalar tidak dipengaruhi dasar laut. Namun, pada laut transisi dan dangkal, gelombang dipengaruhi dasar laut. Gelombang yang menjalar di laut dalam dengan membentuk sudut antara garis yang tegak lurus dengan garis puncak gelombang dan menunjukkan arah menjalar gelombang, akan berbelok hingga berusaha untuk mencapai posisi tegak lurus garis kontur dasar laut (Triatmodjo, 1999).

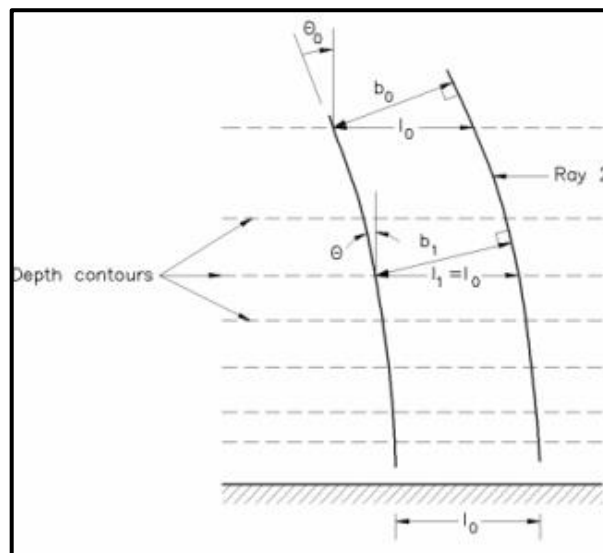


Gambar 3.7. Ilustrasi peristiwa konvergensi dan divergensi energi gelombang  
(Sumber: CERC, 1984)



Gambar 3.8. Ilustrasi peristiwa refraksi gelombang di garis pantai yang tidak beraturan

(Sumber: CERC, 1984)



Gambar 3.9. Refraksi gelombang pada kontur lurus dan sejajar

(Sumber: CERC, 1984)

Proses refraksi gelombang merupakan proses yang sama dengan refraksi cahaya ketika melintasi dua media perantara berbeda. Oleh karena persamaan tersebut maka penggunaan hukum Snell pada optic dapat juga dipakai dalam refraksi gelombang (Triatmodjo, 1999). Sudut yang terbentuk setelah proses refraksi gelombang dapat dihitung berdasarkan penurunan hukum *snell* dengan persamaan berikut:

$$\frac{\sin \theta_1}{C_1} = \frac{\sin \theta_0}{C_0} \dots\dots\dots(3.17)$$

$$\sin \theta_1 = \left(\frac{C_1}{C_0}\right) \sin \theta_0 \dots\dots\dots(3.18)$$

Keterangan :

- C<sub>1</sub> : kecepatan rambat gelombang di laut tertentu
- C<sub>0</sub> : kecepatan rambat gelombang di laut dalam
- θ<sub>0</sub> : sudut gelombang di laut dalam
- θ<sub>1</sub> : sudut gelombang di laut kedalaman tertentu

Untuk mendapatkan ketinggian gelombang di laut kedalaman tertentu (H<sub>i</sub>) atau gelombang setelah mengalami pendangkalan maka dapat digunakan persamaan berikut:

$$H_i = K_s \times K_r \times H_0 \dots\dots\dots(3.19)$$

Koefisien refraksi gelombang, K<sub>r</sub> dapat diestimasi melalui persamaan berikut (CERC, 2007):

$$K_r = \sqrt{\frac{b_0}{b_1}} = \sqrt{\frac{\cos \theta_0}{\cos \theta_1}} \dots\dots\dots(3.20)$$

Keterangan :

- H<sub>i</sub> : tinggi gelombang di kedalaman tertentu
- K<sub>r</sub> : koefisien refraksi gelombang
- b<sub>0</sub> : fungsi kemiringan di laut dalam
- b<sub>1</sub> : fungsi kemiringan di laut kedalaman tertentu

Sedangkan K<sub>s</sub> merupakan koefisien pendangkalan (*shoaling coefficient*). Nilai K<sub>s</sub> dalam persamaan berikut:

$$K_s = \frac{H}{H'_0} \dots\dots\dots(3.21)$$

Keterangan :

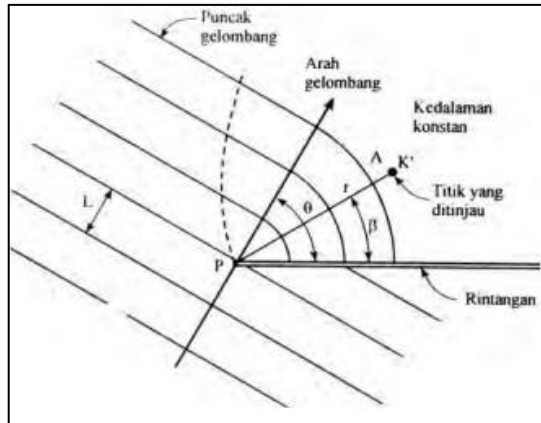
$K_s$  : koefisien pendangkalan gelombang

$H_0$  : tinggi gelombang di laut dalam

$H'_0$  : tinggi gelombang laut dalam ekuivalen

### 3.4.2. Difraksi Gelombang

Difraksi gelombang ialah apabila gelombang yang datang mengenai penghalang seperti *breakwater* atau pulau, menyebabkan gelombang tersebut akan membelok di sekitar ujung rintangan dan masuk ke daerah terlindung di belakangnya (Triatmodjo, 1999).



Gambar 3.10. Difraksi gelombang

(Sumber: Triatmodjo, 1999)

Sebelum terjadi difraksi gelombang, daerah di belakang rintangan akan tetap tenang tetapi Ketika adanya proses difraksi maka daerah tersebut akan terpengaruh oleh gelombang datang (Triatmodjo, 1999).

Persamaan tinggi gelombang akibat pengaruh difraksi gelombang dapat dilihat dalam persamaan sebagai berikut:

$$H_A = K' \times H_P \dots\dots\dots(3.22)$$

Keterangan :

$H_A$  : tinggi gelombang yang ditinjau di belakang rintangan

$H_P$  : tinggi gelombang di ujung rintangan pemecah gelombang

$K'$  : koefisien difraksi ( $\theta, \beta, r/L$ )

### 3.4.3. Gelombang Pecah

Dalam perjalanan gelombang yang menjalar dari laut dalam menuju laut dangkal, gelombang akan pecah pada suatu lokasi tertentu. Kemiringan, yaitu perbandingan antara tinggi dengan panjang gelombang, dan kecuraman gelombang memengaruhi kondisi gelombang pecah. Pada kemiringan gelombang di laut dalam, kecepatan partikel di puncak gelombang sama dengan kecepatan rambat gelombang. Pada saat gelombang bergerak menuju laut dangkal, kemiringan batas tersebut tergantung pada kedalaman relative  $d/L$  dan kemiringan dasar laut  $m$ . Selama penjalaran gelombang yang bergerak menuju pantai, kemiringan akan bertambah dan melebihi batas maksimum kemiringan gelombang di laut dalam, sampai akhirnya ada perbedaan kecepatan antara partikel di puncak gelombang yang lebih besar dari rambat gelombang dan menimbulkan ketidak-stabilan sehingga gelombang pecah pada kedalaman tertentu, yang disebut dengan kedalaman gelombang pecah  $d_b$ . Tinggi gelombang pecah diberi notasi  $H_b$  (Triatmodjo, 1999).

Terdapat persamaan hubungan antara tinggi dan kedalaman gelombang pecah. Tinggi gelombang pecah dapat dihitung dengan persamaan sebagai berikut (Triatmodjo, 1999):

$$\frac{d_b}{H_b} = \frac{1}{3,3 \left(\frac{H'_0}{L_0}\right)^3} \dots\dots\dots(3.23)$$

Kedalaman air saat gelombang pecah dapat dihitung dengan persamaan berikut :

$$\frac{d_b}{H_b} = \frac{1}{b - (\alpha \cdot H_b/g \cdot T^2)} \dots\dots\dots(3.24)$$

dimana  $a$  dan  $b$  ialah fungsi kemiringan pantai  $m$  dan diberikan oleh persamaan sebagai berikut:

$$\alpha = 43,75(1 - e^{-19 \cdot m}) \dots\dots\dots(3.25)$$

$$b = \frac{1,56}{(1 + e^{-19 \cdot m})} \dots\dots\dots(3.26)$$

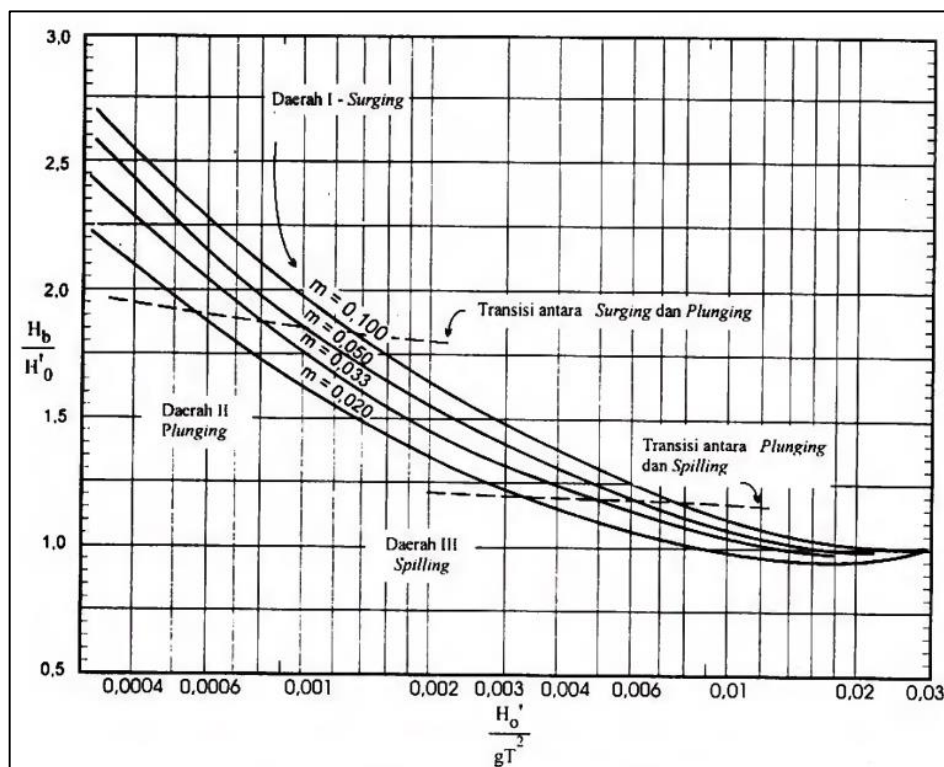
Keterangan :

- $d_b$  : kedalaman air laut saat gelombang pecah
- $H_b$  : tinggi gelombang pecah
- $H'_0$  : tinggi gelombang laut dalam ekuivalen



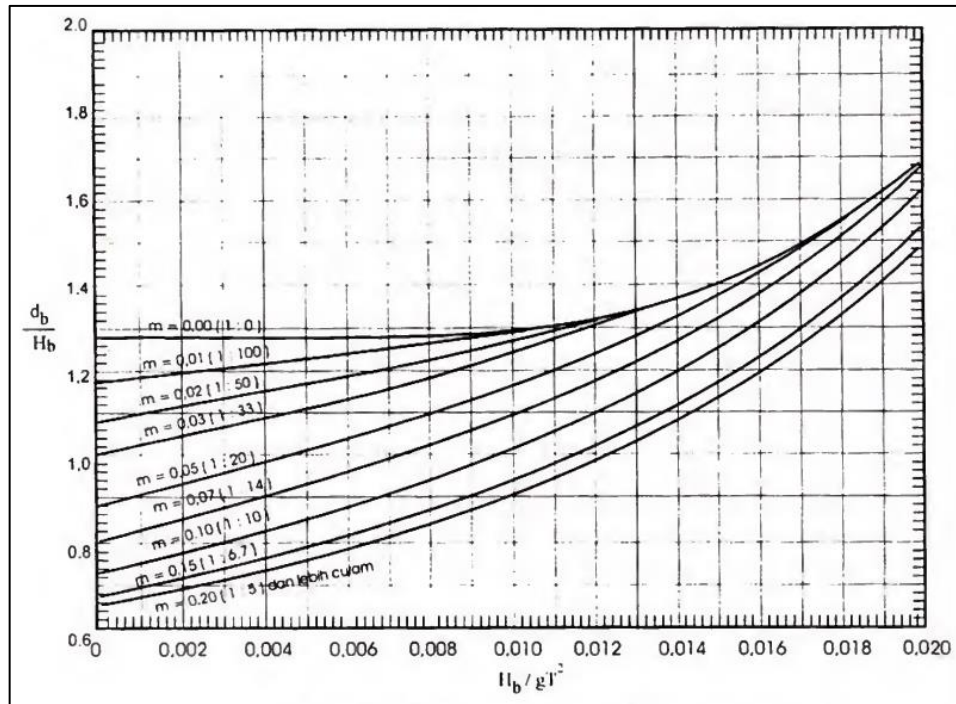
- $L_0$  : panjang gelombang di laut dalam  
 $m$  : kemiringan dasar laut  
 $T$  : periode gelombang  
 $\alpha$  : amplitudo gelombang  
 $g$  : percepatan gravitasi

Tinggi dan kedalaman gelombang pecah dapat juga dihitung dengan menggunakan metode SPM melalui (Gambar 3.6 dan 3.7).



Gambar 3.11. Penentuan tinggi gelombang pecah

(Sumber: Triatmodjo, 1999)



Gambar 3.12. Penentuan kedalaman gelombang pecah

(Sumber: Triatmodjo, 1999)

Menurut Triatmodjo (1999) gelombang pecah dapat dibagi menjadi tiga jenis sebagai berikut:

a. *Spilling*

*Spilling* biasanya terjadi saat gelombang dengan kemiringan kecil menuju ke pantai datar (kemiringan kecil). Gelombang mulai pecah pada jarak yang cukup jauh dari pantai dan pecahnya terjadi secara bertahap. Busa terjadi di puncak gelombang selama pecah dan meninggalkan lapisan busa tipis dalam jarak yang cukup panjang.

b. *Plunging*

Jika kemiringan gelombang dan dasar meningkat, gelombang akan pecah dan puncak gelombang akan berputar dengan massa air di puncak gelombang akan terjun ke depan. Energi pemecah ombak hancur dalam turbulensi, sejumlah kecil dipantulkan pantai ke laut, dan tidak banyak gelombang baru yang terjadi di perairan yang lebih dangkal.

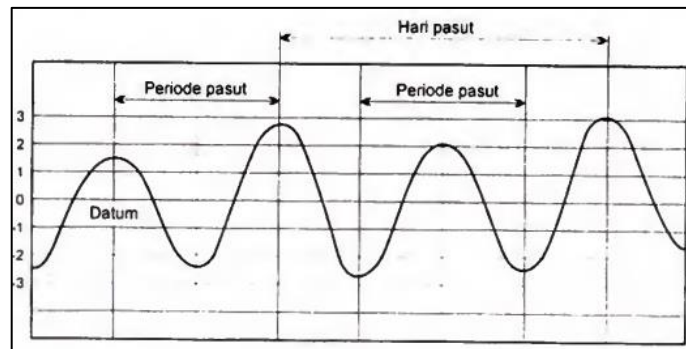
c. *Surging*

*Surging* terjadi di pantai dengan kemiringan yang sangat besar seperti itu yang terjadi di pantai berkarang. Daerah gelombang pecah sangat sempit, dan sebagian besar energi dipantulkan kembali ke laut dalam. Gelombang pecah tipe *surging*

mirip dengan plunging, tetapi sebelumnya puncaknya jatuh, dasar gelombang sudah pecah.

### 3. 5. Pasang dan Surut Air Laut

Gelombang terjadi pada permukaan laut referensi yaitu muka air diam (*Still Water Level*). Variasi muka air laut dengan periode panjang disebabkan oleh proses alam seperti tsunami (gempa), gelombang badai, perubahan suhu global dan pasang-surut. Pasang dan surut ialah fluktuasi muka air laut karena adanya gaya tarik menarik benda-benda di langit, terutama bulan dan matahari terhadap massa air laut di bumi (Triatmodjo, 1999).



Gambar 3.13. Kurva pasang-surut

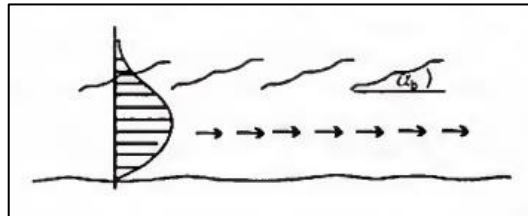
(Sumber: Triatmodjo, 1999)

Tinggi pasang surut adalah jarak vertikal antara air tertinggi (puncak air pasang) dan air terendah (lembah air surut) yang berurutan. Periode pasang surut adalah waktu yang diperlukan dari posisi muka air pada muka air rata-rata ke posisi yang sama berikutnya. Periode pasang surut bisa 12 jam 25 menit atau 24 jam 50 menit, yang tergantung pada tipe pasang surutnya. Periode pada muka air naik disebut pasang, sedang pada saat air turun disebut surut. Variasi muka air menimbulkan arus yang disebut dengan arus pasang surut yang mengangkut massa air dalam jumlah sangat besar (Triatmodjo, 1999).

### 3. 6. Arus

Gelombang yang menjalar menuju pantai membawa massa air dan momentum dalam arah penjalaran gelombang yang bisa menimbulkan arus yang berbeda pada beberapa daerah. Daerah yang dilintasi adalah daerah lepas pantai (*offshore zone*)

yaitu daerah yang terbentang dari lokasi gelombang pecah ke arah laut dan daerah *surf zone*, yaitu daerah antara gelombang pecah dan garis pantai, ditandai dengan gelombang pecah dan penjalaran gelombang setelah pecah ke arah pantai (Triatmodjo, 1999).



Gambar 3.14. Arus dekat pantai

(Sumber: Triatmodjo, 1999)

Arus sepanjang pantai (*longshore current*) dapat ditimbulkan oleh gelombang yang pecah dengan membentuk sudut besar ( $\alpha_b > 5^\circ$ ) terhadap garis pantai. Arus sepanjang pantai yang ditimbulkan oleh gelombang pecah dengan membentuk sudut terhadap garis pantai, seperti terlihat dalam (Gambar 3.9) di bangkitkan oleh momentum yang dibawa oleh gelombang. Longuet-Higgins (Komar, 1985) menurunkan rumus untuk menghitung arus sepanjang pantai berikut ini.

$$V = 1,17 (gH_b)^{1/2} \sin\alpha_b \cos\alpha_b \dots\dots\dots(3.27)$$

Keterangan :

- V : kecepatan arus sejajar pantai
- g : percepatan gravitasi
- $H_b$  : tinggi gelombang pecah
- $\alpha_b$  : sudut datang gelombang pecah

Rumus (3.27) untuk arus sejajar pantai yang dapat mengangkut sedimen. Sedimen yang digerakkan (dierosi) oleh gelombang dan terus terbawa sepanjang pantai. Sedimen yang terangkut tersebut dikenal dengan transpor sedimen sepanjang pantai.

### 3. 7. Transpor Sedimen Pantai

Transpor sedimen merupakan salah satu yang memengaruhi peristiwa perubahan garis pantai. Transpor sedimen pantai merupakan gerakan sedimen di wilayah pantai akibat dari gelombang dan arus yang dibangkitkannya. Transpor sedimen

pantai dapat diklasifikasikan menjadi transpor menuju (*onshore*) dan meninggalkan/keluar (*offshore*) pantai dan tegak lurus pantai. Sedangkan transpor sepanjang pantai (*longshore transport*) sejajar garis pantai. Transpor menuju dan meninggalkan pantai mempunyai arah rata-rata tegak lurus garis pantai, sedangkan transpor sepanjang pantai mempunyai arah rata-rata sejajar pantai (Triatmodjo, 1999).

Besarnya debit angkutan sedimen dapat diramalkan dalam metode *energy flux*. Dengan metode ini, angkutan sedimen dihitung ketika batas gelombang mulai pecah hingga garis pantai. Selanjutnya persamaan empiris untuk menghitung besarnya debit angkutan sedimen ialah sebagai berikut (Coastal Engineering Research Center, 1984)

$$Q_s = K.P_1^n \dots\dots\dots(3.28)$$

Dengan:

$$P_1 = E_b \cdot C_{gb} \cdot \sin \alpha_b \cdot \cos \alpha_b \dots\dots\dots(3.29)$$

$$E_b = \frac{\rho \cdot g \cdot H_b^2}{8} \dots\dots\dots(3.30)$$

$$C_{gb} = \sqrt{g \cdot d_b} \dots\dots\dots(3.31)$$

Keterangan:

- $Q_s$  : debit angkutan sedimen sepanjang pantai ( $m^3/hari$ )
- $P_1$  : komponen fluks energi gelombang sepanjang pantai pada saat pecah ( $ton\ m/hari/m$ )
- $\rho$  : rapat massa air laut ( $kg/m^3$ )
- $H_b$  : tinggi gelombang pecah (m)
- $C_{gb}$  : cepat rambat gelombang pecah (m/d)
- $\alpha_b$  : sudut datang gelombang pecah
- $K, n$  : konstanta

CERC (1984) memberikan hubungan persamaan berikut:

$$Q_s = 1290 P_1 \dots\dots\dots(3.32)$$

Dengan  $Q_s$  mempunyai satuan  $m^3/tahun$ . Apabila dikehendaki  $Q_s$  dalam satuan  $m^3/hari$  maka persamaannya menjadi :

$$Q_s = 3,534 P_1 \dots\dots\dots(3.33)$$

Nilai koefisien  $K$  dan  $n$  berbeda tiap peneliti.

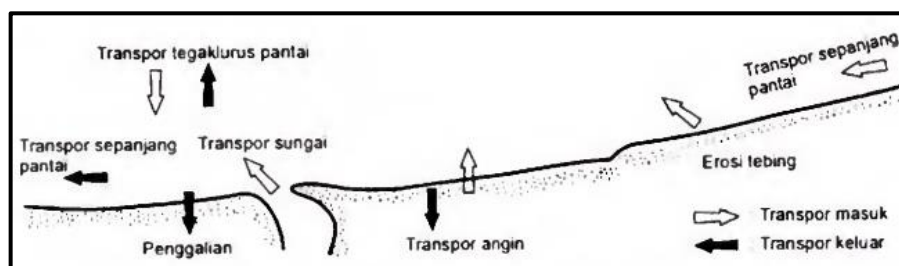
Tabel 3.5. Beberapa konstanta rumus transpor sedimen sepanjang pantai

No	Peneliti	$K$	$n$
1	Caldwell	1,200	0,8
2	Savage	0,219	1,0
3	Ijima, Sato, Aono, Ishii	0,130	0,54
4	Ichikawa, Achian, Tomita. Mourobuse	0,130	0,8
5	Ijima, Sato	0,060	1,0
6	Tanaka	0,120	1,0
7	Komar, Inman	0,778	1,0
8	Das	0,325	1,0
9	CERC	0,401	1,0

(Sumber: Triatmodjo, 1999)

### 3. 8. Sedimen Pantai

Analisis imbalan sedimen pantai dapat digunakan untuk mengevaluasi sedimen yang masuk dan keluar dari suatu pantai sehingga dapat diketahui pantai mengalami akresi atau erosi. Akresi dan erosi terjadi disertai dengan maju dan mundurnya garis pantai. Apabila nilai imbalan sedimen nol maka pantai dalam kondisi stabil, jika nilainya positif maka pantai mengalami akresi dan sebaliknya jika negative pantai mengalami erosi. Perubahan garis pantai sebenarnya dapat diprediksi dengan model matematika yang didasarkan pada imbalan sedimen pantai di daerah pantai yang ditinjau (Triatmodjo, 1999).



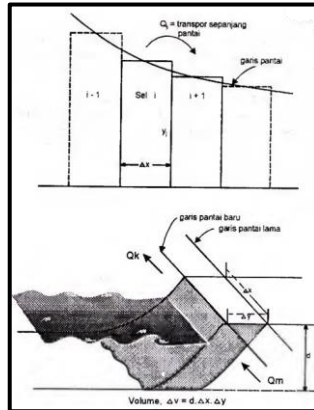
Gambar 3.15. Imbalan keluar-masuk sedimen pantai

(Sumber: Triatmodjo, 1999)

### 3. 9. Model Perubahan Garis Pantai

Salah satu model matematika yang dapat digunakan untuk mensimulasikan perubahan garis pantai adalah *One-Line Model*. Pada *One-Line Model* diasumsikan

bentuk profil garis pantai tidak berubah selama proses simulasi berlangsung. Dalam model ini garis pantai dibagi menjadi beberapa pias dan pada setiap pias akan dihitung angkutan sedimen yang masuk dan keluar (Purnaditya, 2012).



Gambar 3.16. Pembagian beberapa pias garis pantai

(Sumber: Triatmodjo, 1999)

Dalam model perubahan garis pantai menurut Triatmodjo (1999) dilakukan dengan urutan langkah sebagai berikut:

- a. Menentukan bentuk garis pantai awal.
- b. Membagi garis pantai dalam sejumlah pias.
- c. Menentukan berbagai sumber sedimen dan sedimen yang hilang pada seluruh pias.
- d. Menghitung debit trasport sedimen pada setiap pias berdasarkan tinggi dan rendah periode gelombang serta sudut datang gelombang.
- e. Menghitung perubahan garis pantai untuk setiap langkah waktu  $t$ .

Adapun persamaan umum dari *One-Line Model* ialah sebagai berikut:

Laju aliran massa sedimen netto di dalam sel adalah :

$$M_n = \rho_s (Q_m - Q_k) = -\rho_s (Q_k - Q_m) = -\rho_s \Delta Q \dots\dots\dots(3.34)$$

Laju pertumbuhan massa dalam sel tiap satuan waktu adalah :

$$M_l = \frac{\rho_s V}{\Delta t} \dots\dots\dots(3.35)$$

Dimana  $\rho_s$  ialah rapat massa sedimen,  $Q_m$  dan  $Q_k$  masing-masing adalah debit sedimen masuk dan keluar sel. Dengan menyamakan persamaan (3.34) dan (3.36) maka :

$$\begin{aligned}
-\rho_s \Delta Q &= \frac{\rho_s V}{\Delta t} \\
-\Delta Q &= \frac{d \Delta y \Delta x}{\Delta t} \\
\frac{\Delta y}{\Delta t} &= -\frac{1}{d} \frac{\Delta Q}{\Delta x} \dots\dots\dots(3.37)
\end{aligned}$$

Persamaan (3.36) adalah persamaan kontinuitas sedimen; dan untuk sel (elemen) yang kecil dapat ditulis menjadi :

$$\frac{\partial y}{\partial t} = -\frac{1}{d} \frac{\partial Q}{\partial x} \dots\dots\dots(3.38)$$

Permasalahan 3.38 merupakan persamaan diferensial perubahan garis pantai.

Keterangan :

- $y$  : jarak antara garis pantai dan garis referensi (m)
- $Q$  : transport sedimen sepanjang pantai
- $t$  : waktu
- $x$  : absis searah panjang pantai (m)
- $d$  : kedalaman air yang tergantung pada profil pantai. Kedalaman  $d$  dapat dianggap sama dengan kedalaman gelombang pecah (m).