

## KAJIAN HIDRO-OSEANOGRAFI UNTUK DETEKSI PROSES-PROSES FISIK DI PANTAI

Nur Hidayat \*

### Abstract

*This paper is a literature study about Hydro-oceanography and Longshore Transport Sediment. The hydro-oceanography study will give brief illustration and fundamental theory of wave, wind analysis, tidal wave and coastal batimetry condition. By conduction a hydro-oceanography study on one coastal area, the physical processes can be predicted. One of physical processes which are frequently happened is the destruction of coastal area due to the change of coastal line in the form of coastal accretion and erotion caused by longshore transport sediment.*

**Keywords:** *Hydro-oceanography, longshore transport sediment*

### Abstrak

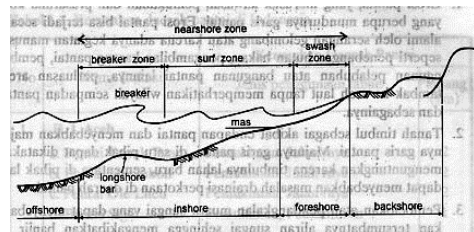
Penulisan ini adalah kajian literatur tentang Hidro-oseanografi dan Longshore transport sediment, Dalam kajian hidro-oseanografi diberikan gambaran ringkas dan teori dasar tentang gelombang, analisa angin, arus, pasang surut dan kondisi batimetri pantai. Dengan melakukan kajian hidro-oseanografi pada suatu perairan pantai dapat diprediksi proses-proses fisik yang terjadi, salah satu proses fisik yang sangat sering didapati adalah kerusakan daerah pantai akibat perubahan garis pantai berupa akresi dan erosi pantai yang disebabkan oleh longshore transport sediment.

**Kata kunci:** *Hidro-oseanografi, longshore transport sediment*

## 1. Pendahuluan

Pantai selalu menyesuaikan bentuk profilnya sedemikian sehingga mampu meredam energi gelombang yang datang. Penyesuaian bentuk tersebut merupakan tanggapan dinamis alami pantai terhadap laut. Sering pertahanan alami pantai tidak mampu menahan serangan aktifitas laut (gelombang, arus, pasang surut) sehingga pantai dapat tererosi, namun pantai akan kembali ke bentuk semula oleh pengaruh gelombang normal. Tetapi adakalanya pantai yang tererosi tersebut tidak kembali ke bentuk semula karena material pembentuk pantai terbawa arus ke tempat lain dan tidak kembali ke tempat semula (pantai tererosi).

Dalam keadaan tersebut dibutuhkan upaya-upaya perlindungan pantai buatan (bangunan- bangunan pelindung pantai).



Gambar 1. Profil Pantai

## 2. Tinjauan Pustaka

### 2.1 Gelombang

Gelombang di laut dapat dibedakan menjadi beberapa macam yang tergantung kepada gaya pembangkitnya. Gelombang tersebut adalah gelombang angin yang dibangkitkan oleh tiupan angin dipermukaan laut, gelombang pasang surut dibangkitkan oleh gaya tarik benda-benda langit terutama matahari dan bulan terhadap bumi, gelombang tsunami terjadi karena letusan gunung

---

\* Staf Pengajar Jurusan Teknik Sipil Fakultas Teknik Universitas Tadulako, Palu

berapi atau gempa di laut, gelombang yang dibangkitkan oleh kapal yang bergerak, dan sebagainya (Triatmodjo.1999).

Gambar 2. menunjukkan ilustrasi suatu gelombang yang berada pada sistem kordinat x-y. gelombang menjalar pada arah sumbu X, beberapa notasi (karakteristik) yang digunakan adalah :

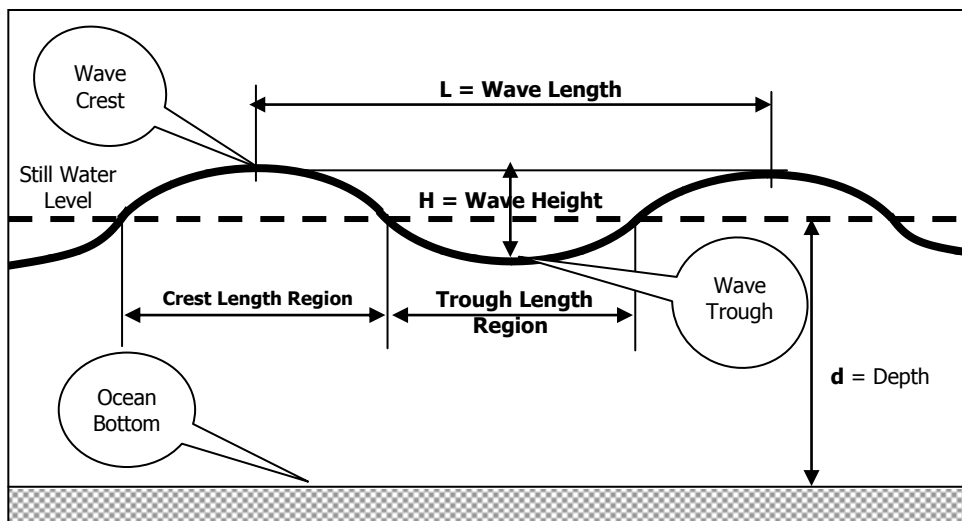
- d = kedalaman laut (jarak antara muka air rerata dan dasar laut)
- H = tinggi gelombang =  $2a$  ( $a = \frac{1}{2} H$ )
- a = amplitudo gelombang
- L = panjang gelombang (jarak antara dua puncak gelombang yang berurutan)
- T = periode gelombang (interval waktu yang diperlukan oleh partikel air untuk kembali pada kedudukan yang sama dengan kedudukan sebelumnya)
- C = kecepatan rambat gelombang =  $L/T$
- $\sigma$  = frekuensi gelombang =  $2\pi/T$
- k = angka gelombang =  $2\pi/L$

Defenisi gelombang tersebut di atas digunakan untuk memudahkan pemahaman mengenai gelombang dan merupakan pemahaman awal untuk menyelesaikan persoalan maupun perhitungan yang berhubungan dengan teknik pantai.

## 2.2 Energi gelombang

Gelombang yang terjadi di laut secara dominan dibangkitkan oleh angin dan biasa disebut dengan gelombang angin. Gelombang dapat menimbulkan energi untuk membentuk pantai, menimbulkan arus dan transport sedimen dalam arah tegak lurus dan sepanjang pantai dan menyebabkan gaya-gaya yang bekerja pada bangunan pelindung pantai. Gelombang merupakan faktor utama dalam perencanaan bangunan pelindung pantai.

Berdasarkan teori gelombang amplitudo kecil / teori gelombang Airy-1845 (*small amplitude wave theory*) energi total suatu panjang gelombang merupakan penjumlahan dari energi kinetik dan energi potensial. Energi kinetik gelombang adalah energi yang disebabkan kecepatan partikel air karena adanya gerak gelombang. Sedangkan energi potensial gelombang adalah energi yang dihasilkan oleh perpindahan muka air karena adanya gelombang.. Besarnya energi kinetik persatuan lebar untuk satu panjang gelombang diperoleh dengan persamaan (Triatmodjo 1999) :



Gambar 2. Defenisi Gelombang

$$E_k = \frac{\rho g H^2 L}{16} \dots\dots\dots(1)$$

Energi potensial persatuan lebar untuk satu panjang gelombang diperoleh dengan persamaan :

$$E_p = \frac{\rho g H^2 L}{16} \dots\dots\dots(2)$$

Dengan demikian total energi dalam sebuah gelombang persatuan lebar panjang gelombang adalah :

$$E_T = E_k + E_p = \frac{\rho g H^2 L}{8} \dots\dots\dots(3)$$

sedangkan tenaga gelombang adalah

$$P = \frac{nE}{T} = nEC \dots\dots\dots(4)$$

di mana,

$$n = \frac{1}{2} \left( 1 + \frac{2kd}{\sinh 2kd} \right) \dots\dots\dots(5)$$

- $E_T$  = total energi gelombang (Nm/d/m)
- $E_k$  = energi kinetik gelombang (Nm/d/m)
- $E_p$  = energi potensial gelombang (Nm/d/m)
- $\rho$  = rapat massa air laut = 1,03 ton/m<sup>3</sup>
- $g$  = gaya gravitasi
- $H$  = tinggi gelombang pecah (m)
- $d$  = kedalaman gelombang (m)
- $C$  = cepat rambat gelombang (m/d)
- $T$  = periode gelombang (d)
- $L$  = panjang gelombang (m)
- $K, n$  = konstanta, indeks (dimensionless) dapat dilihat pada Tabel L-1  
Triatmodjo, 1999

### 2.3 Deformasi gelombang

Suatu deretan gelombang yang bergerak menuju pantai akan mengalami perubahan bentuk yang disebabkan oleh proses refraksi dan pendangkalan gelombang, difraksi, refleksi, dan gelombang pecah.

Dalam analisa deformasi gelombang sering dilakukan dengan konsep gelombang laut dalam ekivalen. Pemakaian gelombang ini bertujuan untuk menetapkan tinggi gelombang yang mengalami refraksi dan difraksi.

Tinggi gelombang laut dalam ekivalen diberikan oleh bentuk (Triatmodjo 1999) :

$$H'_0 = K_s \cdot K_r \cdot H_0 \dots\dots\dots(6)$$

di mana :

- $H'_0$  = tinggi gelombang laut dalam ekivalen
- $K_s$  = koefisien pendangkalan (shoaling)
- $K_r$  = koefisien refraksi
- $H_0$  = tinggi gelombang laut dalam

Konsep tinggi gelombang laut dalam ekivalen ini digunakan dalam analisis gelombang pecah yang meliputi tinggi dan kedalaman gelombang pecah

### 2.4 Refraksi dan pendangkalan gelombang

Defraksi terjadi karena adanya pengaruh perubahan kedalaman laut. Refraksi dan pendangkalan gelombang (wave shoaling) akan dapat menentukan tinggi gelombang di suatu tempat berdasarkan karakteristik gelombang datang. Refraksi mempunyai pengaruh yang cukup besar terhadap tinggi dan arah gelombang serta distribusi energi gelombang di sepanjang pantai.

Suatu deretan gelombang yang di laut dalam mempunyai panjang gelombang  $L_0$  dan garis puncak gelombang sejajar bergerak menuju pantai yang memiliki kontur dasar laut dan garis pantai yang tidak teratur, seperti pada gambar 3. Terlihat bahwa garis puncak gelombang berubah bentuk dan berusaha untuk sejajar garis contour dan garis pantai. Garis ortogonal gelombang membelok dalam arah menuju tegak lurus garis kontur. Pada lokasi 1, garis orthogonal menguncup (konvergen) sedang di lokasi 2, garis ortogonal menyebar (divergen).

Karena energi gelombang di antara dua garis ortogonal adalah konstan sepanjang lintasan, berarti energi gelombang tiap satuan lebar di lokasi 1 adalah lebih besar daripada di lokasi 2 (jarak antara garis orthogonal di lokasi 1 lebih kecil daripada di laut dalam sedangkan di lokasi 2 jarak tersebut lebih besar).

Dalam menyelesaikan masalah refraksi gelombang yang disebabkan karena perubahan kedalaman laut, seperti pada gambar 3, suatu deretan gelombang menjalar dari laut dengan kedalaman  $d_1$  menuju kedalaman  $d_2$ , dianggap tidak ada refleksi gelombang pada kedalaman tersebut. Karena adanya perubahan kedalaman maka cepat rambat dan panjang gelombang berkurang dari  $C_1$  dan  $L_1$  menjadi  $C_2$  dan  $L_2$ . Sesuai dengan hukum Snellius, berlaku :

$$\sin \alpha_2 = \left( \frac{C_2}{C_1} \right) \sin \alpha_1 \dots\dots\dots(7)$$

dengan :

- $\alpha_1$  : sudut antara garis puncak gelombang dengan kontur dasar di mana gelombang melintas.
- $\alpha_2$  : sudut yang sama diukur dari garis puncak gelombang melintasi kontur dasar berikutnya.
- $C_1$  : kecepatan gelombang pada kedalaman di kontur pertama.

Apabila ditinjau gelombang di laut dalam dan di suatu titik yang ditinjau, maka :

$$\sin \alpha = \left( \frac{C}{C_0} \right) \sin \alpha_0 \dots\dots\dots(8)$$

dengan  $\alpha$  adalah sudut antara garis puncak gelombang dan garis kontur

dasar laut di titik yang ditinjau, dan  $\alpha_0$  adalah sudut antara garis puncak gelombang di laut dalam dan garis pantai.

Dari perumusan tersebut diperoleh suatu koefisien yang disebut koefisien refraksi ( $Kr$ ) yang diformulasikan sebagai berikut :

$$Kr = \sqrt{\frac{\cos \alpha_0}{\cos \alpha}} \dots\dots\dots(9)$$

Selanjutnya tinggi gelombang pada kedalaman tertentu ( $H'o$ ) dapat dihitung dengan menggunakan rumus :

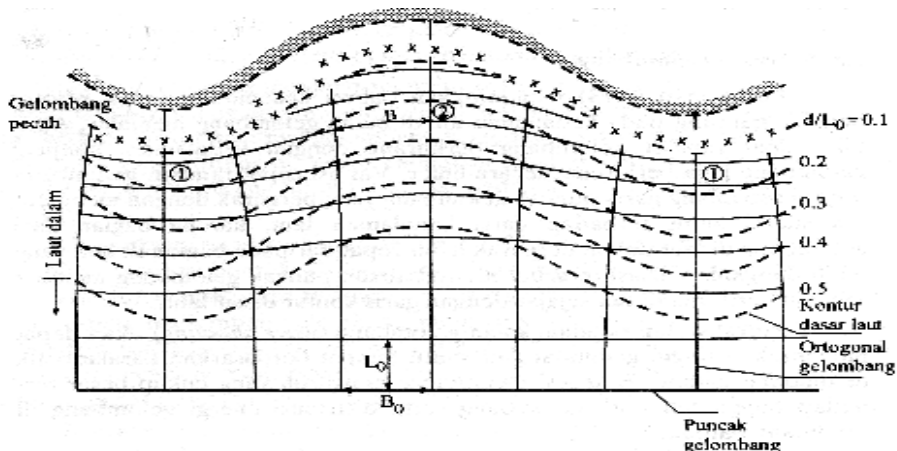
$$H'o = Ks . Kr . Ho \dots\dots\dots(10)$$

Dimana :

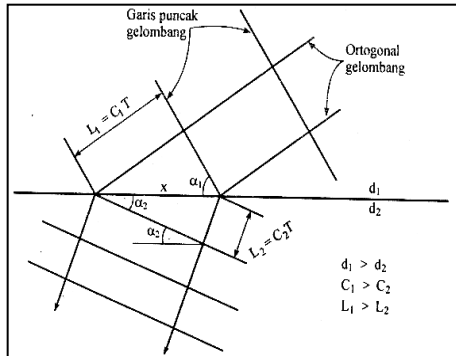
- $Ks$  : koefisien pendangkalan (*shoaling*), dapat diperoleh secara langsung dari tabel L-1 (Triatmodjo 1999).
- $Ho$  : Tinggi gelombang di laut dalam.

2.5 Difraksi gelombang

Difraksi gelombang terjadi apabila suatu deretan gelombang terhalang oleh rintangan seperti pemecah gelombang atau suatu pulau, dimana tinggi gelombang di suatu titik pada garis puncak gelombang lebih besar daripada titik di dekatnya, yang menyebabkan perpindahan energi sepanjang puncak gelombang ke arah tinggi gelombang yang lebih kecil (Triatmodjo, 1999).



Gambar 3. Refraksi Gelombang (Triatmodjo, 1999)

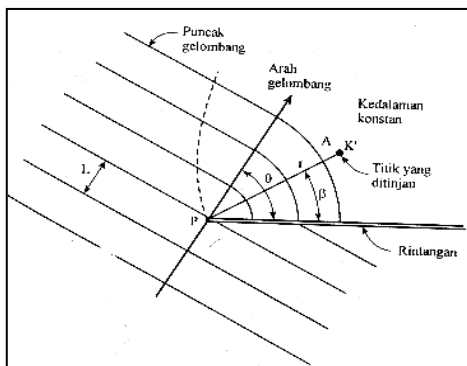


Gambar 4. Hukum Snellius untuk refraksi gelombang (Triatmodjo, 1999)

Pada pemecah gelombang tunggal seperti pada gambar 5, tinggi gelombang di suatu tempat di daerah terlindung tergantung pada jarak titik tersebut terhadap ujung rintangan  $r$ , sudut antara rintangan dan garis yang menghubungkan titik tersebut dengan ujung rintangan  $\beta$ , dan sudut antara arah penjalaran gelombang dan rintangan  $\theta$ . Perbandingan antara tinggi gelombang di titik yang terletak di daerah terlindung  $H_A$  dan tinggi gelombang datang  $H_P$  disebut dengan koefisien difraksi  $K'$ .

$$K' = \frac{H_A}{H_P};$$

$$K' = f(\theta, \beta, r/L) \dots \dots \dots (11)$$



Gambar 5. Difraksi gelombang di belakang rintangan (Triatmodjo, 1999)

2.6 Gelombang pecah

Gelombang pecah dipengaruhi oleh kemiringannya, yaitu

perbandingan antara tinggi dan panjang gelombang. Di laut dalam kemiringan gelombang maksimum di mana gelombang mulai tidak stabil diberikan oleh bentuk berikut (CERC, 1984) :

$$\frac{H_o}{L_o} = \frac{1}{7} = 0,142 \dots \dots \dots (12)$$

2.7 Refleksi gelombang

Gelombang datang yang mengenai breakwater sebagian energinya akan diserep dan sebagiannya akan dipantulkan. Besar kemampuan suatu bangunan memantulkan gelombang diberikan oleh koefisien refleksi, yaitu perbandingan antara tinggi gelombang refleksi  $H_r$  dan tinggi gelombang datang  $H_i$  (CERC, 1984) :

$$\chi = \frac{H_r}{H_i} \dots \dots \dots (13)$$

Koefisien refleksi bangunan diperkirakan berdasarkan tes model. Dalam Triatmodjo (1999), Koefisien refleksi untuk tipe bangunan tumpukan batu sisi miring diberikan 0,3 sampai 0,6.

2.8 Pembangkitan gelombang angin

Angin yang berhembus di atas permukaan air laut akan memindahkan energinya ke air. Kecepatan angin akan menimbulkan tegangan pada permukaan laut, sehingga permukaan air yang semula tenang akan terganggu dan timbul riak gelombang kecil di atas permukaan air laut. Apabila kecepatan angin bertambah, riak tersebut semakin besar dan apabila angin berhembus terus akhirnya akan terbentuk gelombang. Semakin lama dan semakin kuat angin berhembus, semakin besar gelombang yang terbentuk.

Tinggi dan periode gelombang yang dibangkitkan oleh angin dipengaruhi oleh kecepatan angin  $U$ , lama hembus angin  $D$ , arah angin, dan **fetch F**.

**Fetch** adalah daerah dimana kecepatan dan arah angin adalah konstan. Arah angin masih dianggap konstan apabila perubahan-

perubahannya tidak lebih dari 15°. Sedangkan kecepatan angin masih dianggap konstan jika perubahannya tidak lebih dari 5 knot (m/det) terhadap kecepatan rerata.

2.9 Data angin

Data angin yang digunakan untuk peramalan gelombang adalah data angin dipermukaan laut pada lokasi pembangkitan. Data tersebut dapat diperoleh dari pengukuran langsung di laut atau pengukuran di darat di dekat lokasi peramalan yang kemudian dikonversi menjadi data angin di laut.

Kecepatan angin dinyatakan dalam knot. Satu knot adalah panjang satu menit garis bujur yang melalui katulistiwa yang ditempuh dalam satu jam, atau 1 knot = 1,852 km/jam = 0,5144 m/det. Data angin dicatat tiap jam sehingga dapat diketahui kecepatan tertentu dan durasinya, kecepatan angin maksimum, arah angin dan dapat dihitung kecepatan angin rerata harian. Jumlah data angin untuk beberapa tahun pengamatan sangat banyak, untuk itu data tersebut harus diolah dan disajikan dalam bentuk tabel atau diagram yang disebut dengan **mawar angin**.

2.10 Konversi kecepatan angin

Pengukuran data angin di permukaan laut adalah yang paling sesuai untuk peramalan gelombang. Data angin dari pengukuran dengan kapal perlu dikoreksi dengan menggunakan persamaan berikut :

$$U = 2,16 U_s^{7/9} \dots\dots\dots(14)$$

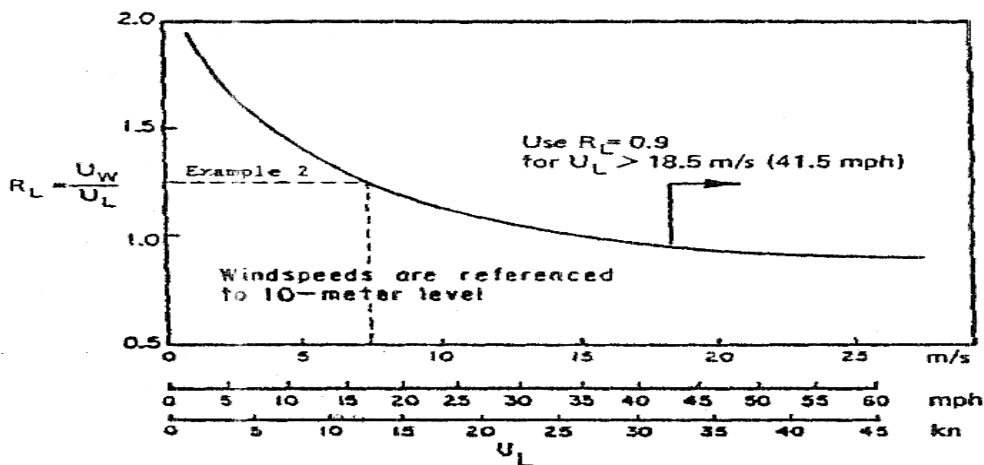
di mana :

- Us : kecepatan angin diukur dengan kapal
- U : kecepatan angin terkoreksi

Biasanya pengukuran angin dilakukan di daratan, padahal di dalam rumus-rumus pembangkit gelombang data angin yang digunakan adalah yang diukur di atas permukaan laut. Oleh karena itu diperlukan transformasi dari data angin yang di atas daratan yang terdekat dengan lokasi studi ke data angin di atas permukaan laut. Hubungan antara angin di atas laut dan angin di atas daratan terdekat diberikan oleh

$$R_L = U_w/U_L \text{, seperti pada gambar 6.}$$

Rumus-rumus dan grafik pembangkitan gelombang mengandung variable  $U_A$ , yaitu faktor tegangan angin (*wind-stress-factor*) yang dapat dihitung dari kecepatan angin. Kecepatan angin dikonversikan pada faktor tegangan angin dengan menggunakan rumus 15 :



Gambar 6. Hubungan antara kecepatan angin di permukaan laut dan daratan (CERC, 1984).

$$U_A = 0,71 U_w^{1,23} \dots\dots\dots(15)$$

di mana :  $U_w$  = kecepatan angin dalam m/det.

2.11 Fetch

Fetch adalah daerah pembentukan gelombang yang diasumsikan memiliki kecepatan dan arah angin relatif konstan. Dalam tinjauan pembangkitan gelombang di laut, fetch dibatasi oleh bentuk daratan yang mengelilingi laut. Di daerah pembentukan gelombang, gelombang tidak hanya dibangkitkan dalam arah yang sama dengan arah angin tetapi juga dalam berbagai sudut terhadap arah angin, maka panjang fetch diukur dari titik pengamatan dengan interval  $6^\circ$ .

Untuk mendapatkan fetch efektif dapat diberikan oleh persamaan berikut (Triatmodjo, 1999) :

$$F_{eff} = \frac{\sum X_i \cos \alpha}{\sum \cos \alpha} \dots\dots\dots(16)$$

dengan :

- $F_{eff}$  : fetch rerata efektif.
- $X_i$  : panjang segmen fetch yang diukur dari titik observasi gelombang ke ujung akhir fetch.
- $\alpha$  : deviasi pada kedua sisi dari arah angin, dengan menggunakan pertambahan  $6^\circ$  sampai sudut sebesar  $42^\circ$  pada kedua sisi dari arah angin.

2.12 Peramalan gelombang di laut dalam

Pembentukan gelombang di laut dalam dianalisa dengan pendekatan empiris berdasarkan model parametrik (Hasselmann et.al, 1976 dalam CERC, 1984) dan digunakan untuk peramalan gelombang yang dibatasi *fetch* dan untuk kondisi *fully Developed* pada perairan dalam sebagai berikut :

→ Kondisi dibatasi *fetch*

- $H_{mo} = 0,01616 U_A \cdot F^{1/2}$
- $T_m = 0,6238 (U_A \cdot F)^{1/3}$
- $t = 0,893 \left( \frac{F^2}{U_A} \right)^{1/3} \dots\dots\dots(17)$

→ Kondisi *Fully Developed*

- $H_{mo} = 0,024821 U_A^2$
- $T_m = 0,830 U_A$
- $t = 2,027 U \dots\dots\dots(18)$

di mana :

- $H_{mo}$  : tinggi gelombang signifikan yang didasarkan pada energi spektral (m)
- $T_m$  : periode gelombang puncak pada spektral (detik)
- $T_s$  : periode gelombang signifikan,  $T_s = 0,95 \cdot T_m$
- $t$  : durasi angin (jam)
- $U_A$  : factor tegangan angin disebut sebagai kecepatan yang disesuaikan (*adjusted speed*), (m/det)
- $F$  : fetch efektif (km)

2.13 Perkiraan Gelombang Ekstrim (Gelombang dengan Periode Ulang)

Frekuensi gelombang-gelombang besar merupakan faktor yang mempengaruhi perencanaan bangunan pantai. Untuk menetapkan gelombang dengan periode ulang tertentu dibutuhkan data gelombang dalam jangka waktu pengukuran cukup panjang (beberapa tahun). Data tersebut bisa berupa data pengukuran gelombang atau data gelombang hasil prediksi (peramalan) berdasar data angin. Keandalan dari gelombang ekstrim yang diprediksi tergantung pada kebenaran data yang tersedia dan jumlah tahun pencatatan.

Dari setiap tahun pencatatan dapat ditentukan gelombang representatif seperti  $H_s, H_{10}, H_1, H_{maks}$  dan sebagainya. Berdasar data representatif untuk beberapa tahun pengamatan dapat diperkirakan gelombang yang diharapkan disamai atau dilampaui satu kali dalam T tahun, dan gelombang tersebut dikenal dengan gelombang periode ulang T tahun atau gelombang T tahunan.

Misalkan  $T = 50$ , gelombang yang diperkirakan adalah gelombang 50 tahunan atau gelombang dengan periode ulang 50 tahun, artinya bahwa gelombang tersebut diharapkan disamai atau dilampaui rata-rata sekali

dalam 50 tahun. Hal ini tidak berarti bahwa gelombang 50 tahunan hanya akan terjadi satu kali dalam setiap periode 50 tahun yang berurutan, melainkan diperkirakan bahwa gelombang tersebut jika dilampaui k kali dalam periode panjang M tahun akan mempunyai nilai k/M yang kira-kira sama dengan 1/50.

2.14 Arus Dekat Pantai (Nearshore Currents)

Gelombang yang menjalar menuju pantai membawa massa air dan momentum dalam arah penjalaran gelombang. Transport massa air dan momentum tersebut menimbulkan arus di daerah dekat pantai.

Daerah yang dilintasi gelombang tersebut adalah **offshore zone, surf zone dan swash zone**. Di daerah lepas pantai (**offshore zone**), yaitu daerah yang terbentang dari lokasi gelombang pecah ke arah laut, gelombang menimbulkan gerak orbit partikel air yang menimbulkan transport massa air disertai terangkutnya sedimen dasar dalam arah menuju pantai (*onshore*) dan meninggalkan pantai (*offshore*).

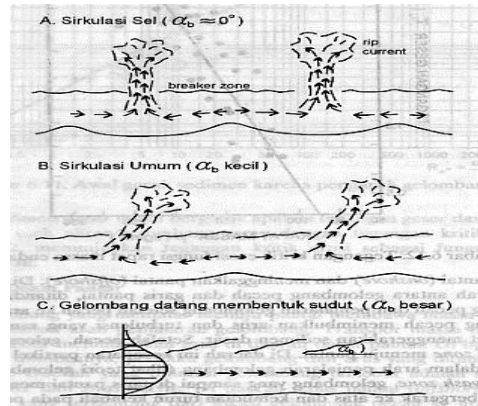
Di **surf zone**, yaitu daerah antara gelombang pecah dan garis pantai, ditandai dengan gelombang pecah dan penjalaran gelombang setelah pecah ke arah pantai.

Gelombang pecah menimbulkan arus dan turbolensi yang sangat besar yang dapat menggerakkan sendimen dasar. Setelah pecah, gelombang melintasi *surf zone* menuju pantai dengan kecepatan partikel air hanya bergerak dalam arah penjalaran gelombang.

Di *swash zone* gelombang yang sampai di garis pantai pantai menyebabkan massa air bergerak ke atas kemudian turun lagi pada permukaan pantai disertai dengan terangkutnya sendimen.

Bila garis puncak gelombang sejajar dengan garis pantai, maka akan terjadi arus dominan di pantai berupa sirkulasi sel dengan **rip current** yang menuju ke laut. Bila sudut gelombang pecah terhadap garis pantai adalah  $\alpha_b > 5^\circ$ ,

akan menimbulkan arus sejajar pantai di sepanjang pantai. Sedangkan yang umumnya terjadi adalah kombinasi dari kedua kondisi tersebut.



Gambar 7. Arus Dekat Pantai,  
A.Rip current,  
B.Longshore current,  
C.Kombinasi A dan B.

Komar dan Inman (1970) menurunkan rumus untuk menghitung arus sepanjang pantai sebagai berikut (Komar, 1976) :

→ Jika sudut datang gelombang pecah,  $\alpha_b$  **kecil**

$$\nabla l = 2,7Um \sin \alpha_b \dots\dots\dots(19)$$

→ Jika sudut datang gelombang pecah,  $\alpha_b$  **Besar**

$$\nabla l = 2,7Um \sin \alpha_b \cos \alpha_b \dots\dots\dots(20)$$

dengan :

$$U_m = \left( \frac{2 E_b}{\rho H_b} \right)^{1/2} \text{ atau}$$

$$U_m = \sqrt{\frac{g H_b}{4}} \dots\dots\dots(21)$$

di mana,

$U_m$  : harga maksimum dari kecepatan orbital horisontal yang dihitung pada breaker zone

$\nabla l$  : kecepatan arus sejajar pantai

$\rho$  : rapat massa air laut

$H_b$  : tinggi gelombang pecah

$\alpha_b$  : sudut datang gelombang pecah

2.15 Pasang Surut

Pasang surut adalah fluktuasi muka air laut karena adanya gaya tarik



benda-benda langit, terutama matahari dan bulan terhadap massa air laut di bumi. Meskipun massa bulan jauh lebih kecil dari massa matahari, tetapi karena jaraknya terhadap bumi jauh lebih dekat, maka pengaruh gaya tarik bulan terhadap bumi lebih besar dari pada pengaruh gaya tarik matahari. Gaya tarik bulan mempengaruhi pasang surut adalah 2,2 kali lebih besar daripada gaya tarik matahari (Triatmodjo, 1999).

#### 2.15.1 Tipe Pasang Surut

Bentuk pasang surut di berbagai daerah tidak sama. Di suatu daerah dalam satu hari dapat terjadi satu kali atau dua kali pasang surut.

Secara umum pasang surut di berbagai daerah dapat dibedakan dalam empat tipe yaitu (Triatmodjo, 1999)

1. Pasang surut harian tunggal (*diurnal tide*)
2. Pasang surut harian ganda (*semidiurnal tide*)
3. Pasang surut campuran condong ke harian ganda (*mixed tide prevailing semidiurnal*)
4. Pasang surut campuran condong ke harian tunggal (*mixed tide prevailing diurnal*)

#### 2.15.2 Elevasi muka air pasang surut

Elevasi muka air pasang surut ditentukan berdasarkan pengukuran selama 15 hari atau 30 hari. Pengukuran dilakukan dengan system topografi local di lokasi pekerjaan.

Beberapa elevasi pasang surut didefinisikan sebagai berikut :

1. Muka air tertinggi (HWL), muka air tertinggi yang dicapai pada saat air pasang dalam satu siklus pasang surut.
2. Muka air rendah (LWL), kedudukan air terendah yang dicapai pada saat air surut dalam satu siklus pasang surut.
3. Muka air tinggi rerata (MHWL), adalah rerata dari muka air tinggi selama periode 19 tahun.
4. Muka air rendah rerata (MLWL), adalah rerata dari muka air rendah selama period 19 tahun.

5. Muka air laut rerata (MSL), adalah muka air rerata antara muka air tinggi rerata dan muka air rendah rerata. Elevasi ini digunakan sebagai referensi untuk elevasi di daratan.
6. Muka air tinggi tertinggi (HHWL), air tertinggi pada saat pasang surut purnama atau bulan mati.
7. Muka air rendah terendah (*lowes low water level, LLWL*), air terendah pada saat pasang surut purnama atau bulan mati.

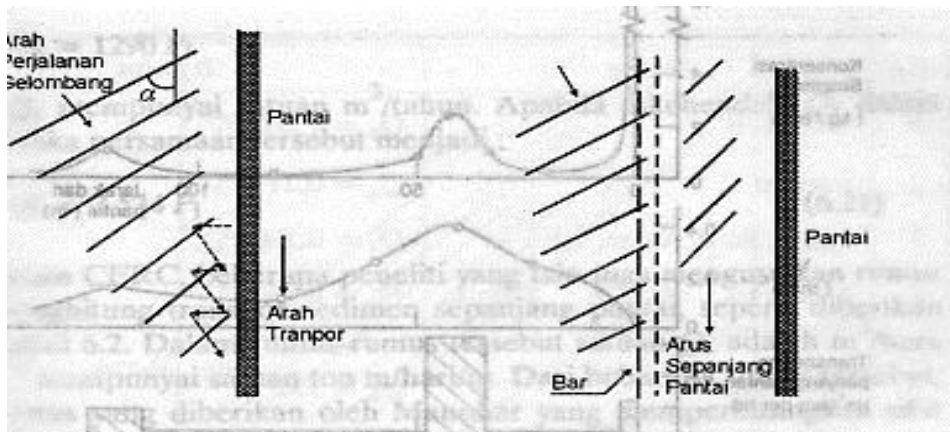
#### 2.16. Transpor Sedimen Sepanjang Pantai (*Longshore Sedimen Transport*)

Secara umum proses transport sedimen dapat dibagi atas tiga tahapan sebagai berikut (Pratikto 1997)" :

1. Teraduknya material kohesif dari dasar laut hingga tersuspensi atau lepasnya material non kohesif dari dasar laut.
2. Perpindahan material secara horizontal.
3. Pengendapan kembali partikel/material sedimen tersebut.

Masing-masing tahap tersebut tergantung pada gerakan air dan karakteristik sedimen yang terangkut. Gerakan air pada dasarnya berbeda antara arus semata (kanal/sungai) atau gelombang semata (kolam/danau) atau kombinasi gelombang dan arus yang terjadi di pesisir pantai.

Transport sedimen sepanjang pantai terdiri dari dua komponen utama, yaitu transport sedimen dalam bentuk mata gergaji di garis pantai dan transport sepanjang pantai di *surf zone*. Pada waktu gelombang menuju pantai dengan membentuk sudut terhadap garis pantai maka gelombang tersebut akan naik ke pantai (*uprush*) yang juga membentuk sudut. Massa air yang naik kemudian turun dalam arah tegak lurus pantai. Gerak air tersebut membentuk lintasan seperti mata gergaji, yang disertai dengan terangkutnya sedimen dalam arah sepanjang pantai.



Gambar 8. Transport sediment sepanjang pantai

Dalam aplikasi teknik, transport sediment sepanjang pantai adalah ekspresi dari volume transport rate,  $Q_\ell$  yang mempunyai satuan  $m^3/hari$  atau  $m^3/tahun$ .

Gambaran lain dari transport sediment sepanjang pantai diekspresikan sebagai kecepatan transport dari immersed weight  $I_\ell$ . Korelasi antara kedua parameter ini dapat dirumuskan sebagai berikut (CEM, 2002) :

$$I_\ell = (\rho_s - \rho)g(1 - n) \dots\dots\dots(22)$$

atau

$$Q_\ell = \frac{I_\ell}{(\rho_s - \rho)g(1 - n)} \dots\dots\dots(23)$$

di mana,

$\rho$  : rapat massa air laut (1025  $kg/m^3$ )

$\rho_s$  : rapat massa butiran sediment (2650  $kg/m^3$ )

$g$  : perc. gravitasi (9,81  $m/det^2$ )

$n$  : porositas sediment ( $n = 0,4$ )

$1 - n$  : pore-space factor

$\rho_s - \rho$  : buoyancy factor

Komar dan Inman (1970), memprediksi transport sendimen sepanjang pantai merupakan hubungan sederhana kecepatan transport dari immersed weight  $I_\ell$  dan komponen fluks energi gelombang

(component of wave energy flux)  $P_\ell$  yang dikenal dengan CERC formula sebagai berikut (Komar, 1976 lihat juga CEM, 2002) :

$$I_\ell = K P_\ell \dots\dots\dots(24)$$

dengan :

$$P_\ell = (EC_g)_b \sin \alpha_b \cos \alpha_b \dots\dots(25)$$

untuk,

$$E = \frac{\rho g H_b^2}{8} \dots\dots\dots(26)$$

di mana ,

$K$  : koefisien dimensional ( $K = 0,39$ )

$P_\ell$  : Komponen fluks energi gelombang, (N/det)

$H_b$  : tinggi gelombang pecah (m)

$C_{gb}$  : kecepatan group gelombang pecah, (m/d)

$$= \sqrt{gd_b} = \left[ g \frac{H_b}{\kappa} \right]^{1/2} \dots\dots\dots(27)$$

$\kappa = \frac{H_b}{d_b}$ , indeks gelombang pecah

$\alpha_b$  : sudut datang gelombang pecah

$$\sin \alpha_b = \sqrt{g \frac{H_b}{\kappa} \frac{\sin \alpha_1}{C_1}} \dots\dots\dots(28)$$

sehingga :

$$P_{\ell} = \frac{\rho g}{8} H_b^2 C_{gb} \sin \alpha_b \cos \alpha_b \dots (29)$$

atau

$$P_{\ell} = \frac{\rho g}{16} H_b^2 C_{gb} \sin(2\alpha_b) \dots (30)$$

Sehingga akan diperoleh rumusan volume transport sediment (volume transport rate) sepanjang pantai sebagai berikut :

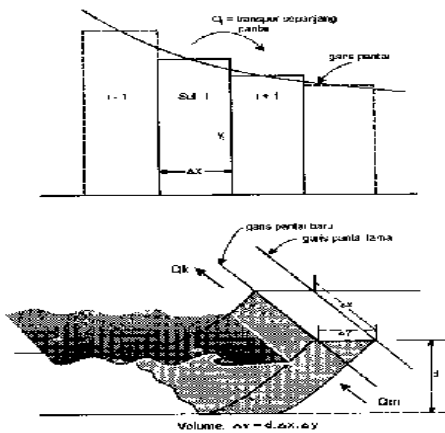
$$Q_{\ell} = \frac{K}{(\rho_s - \rho)g(1-n)} P_{\ell} \dots (31)$$

)

$$Q_{\ell} = \left( \frac{0,39}{(\rho_s - \rho)g(1-n)} \right) P_{\ell} \dots (32)$$

### 2.17 Model Perubahan Garis Pantai

Perubahan garis pantai dapat diprediksi dengan membuat model matematik yang didasarkan pada imbalanced sediment pantai pada daerah pantai yang ditinjau. Perubahan profil pantai sangat dipengaruhi oleh angkutan sedimen tegak lurus pantai (Triatmodjo 1999).



Gambar 9. Pembagian pantai menjadi sejumlah sel (Triatmodjo 1999)

Model perubahan garis pantai didasarkan pada persamaan kontinuitas sedimen. Untuk itu pantai dibagi menjadi sejumlah sel (ruas). Pada setiap sel ditinjau angkutan sedimen yang masuk dan keluar. Sesuai dengan hukum kekentalan massa, jumlah laju aliran massa netto di dalam sel adalah sama dengan laju perubahan massa di dalam sel tiap satuan waktu. Gambar 15

memberikan gambaran pembagian pantai menjadi sejumlah sel dengan panjang yang sama yaitu  $\Delta x$ . Maju atau mundurnya garis pantai  $\Delta y_i$  pada sel  $i$ , dimana  $Q_i$  adalah volume transport rate sepanjang pantai dari sel  $i$  ke sel  $i + 1$  ( $Q_{keluar}$ ), dan  $Q_{i-1}$  adalah volume transport rate dari sel  $i - 1$  masuk ke sel  $i$  ( $Q_{masuk}$ ),  $\Delta t$  adalah pertambahan waktu dalam tahun. Apabila  $\Delta y_i$  adalah positif dimana  $Q_{i-1} > Q_i$  memberikan indikasi terjadi akresi, sebaliknya  $\Delta y_i$  negatif dimana  $Q_i > Q_{i-1}$  memberikan indikasi terjadi erosi. Laju aliran massa sendimen netto di dalam sel adalah :

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

Laju perubahan massa dalam sel tiap satuan waktu adalah :

$$M_t = \frac{\rho_s}{\Delta t} V \dots (33)$$

di mana  $\rho_s$  adalah rapat massa sedimen,  $Q_m$  dan  $Q_k$  masing-masing adalah debit sedimen masuk dan keluar sel, sehingga diperoleh :

$$\rho_s \Delta Q = \frac{\rho_s}{\Delta t} V \dots (34)$$

$$\Delta Q = \frac{d\Delta y \Delta x}{\Delta t} \dots (35)$$

$$\frac{\Delta y}{\Delta t} = \frac{1}{d} \frac{\partial Q}{\partial x} \dots (36)$$

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

$$\frac{\partial y}{\partial t} = \frac{1}{d} \frac{\partial Q}{\partial x} \dots (37)$$

di mana :

- y : jarak antara garis pantai dan garis referensi
- Q : transport sedimen sepanjang pantai
- x : absis searah sepanjang pantai
- d : kedalaman air yang tergantung pada profil pantai

(kedalaman  $d$  dapat dianggap sama dengan kedalaman gelombang pecah)

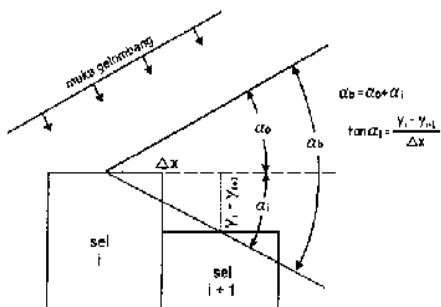
$d \Delta y$  : luas tampang dari sendimen yang diendapkan atau tererosi

Dalam persamaan kontinuitas tersebut nilai  $\Delta t$ ,  $d$  dan  $\Delta x$  adalah tetap, sehingga nilai  $\Delta y$  tergantung pada  $\Delta Q$ . Apabila  $\Delta Q$  negatif (transpor sendimen yang masuk lebih kecil dari yang keluar sel) maka  $\Delta y$  akan negatif, yang berarti pantai mengalami erosi dan sebaliknya pada pantai yang mengalami akresi (sedimentasi).

Apabila  $\Delta Q = 0$  maka  $\Delta y = 0$  yang berarti pantai stabil.

Transpor sedimen sepanjang pantai tergantung pada sudut datang gelombang pecah  $\alpha_b$ . Sudut gelombang pecah akan berubah dari satu sel ke sel yang lain karena adanya perubahan garis pantai. Seperti yang ditunjukkan dalam gambar 16, sudut  $\alpha_i$  yang dibentuk oleh garis pantai dengan garis sejajar sumbu  $x$ , antara sel  $i$  dan  $i + 1$  diberikan oleh :

$$\tan \alpha_i = \frac{y_i - y_{i-1}}{\Delta x} \dots\dots\dots(38)$$



Gambar 9. Hubungan antara  $\alpha_0$ ,  $\alpha_i$ , dan  $\alpha_b$  (Triatmojo 1999)

Apabila gelombang datang dengan membentuk sudut  $\alpha_0$  dengan arah sumbu  $x$ , maka sudut datang gelombang pecah terhadap garis pantai adalah :

$$\alpha_b = \alpha_i \pm \alpha_0 \dots\dots\dots(39)$$

Sudut gelombang pecah dapat dihitung dengan menggunakan rumus sebagai berikut :

$$\tan \alpha_b = \tan(\alpha_i \pm \alpha_0) = \frac{\tan \alpha_i \pm \tan \alpha_0}{1 \pm \tan \alpha_i \tan \alpha_0} \dots\dots(40)$$

Model perubahan garis pantai dilakukan dengan urutan langkah sebagai berikut :

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

Dalam model perubahan garis pantai, persamaan kontinuitas dapat diselesaikan dengan menggunakan skema eksplisit sebagai berikut, (Triatmojo, 1999) :

$$F(x,t) = f_i \dots\dots\dots(41)$$

$$\frac{\partial f(x,t)}{\partial t} = \frac{f_i^{n+1} - f_i^n}{\Delta t} \dots\dots\dots(42)$$

$$\frac{\partial f(x,t)}{\partial x} = \frac{f_{i+1}^n - f_i^n}{\Delta x} \dots\dots\dots(43)$$

Dengan menggunakan skema tersebut persamaan kontinuitas dapat ditulis dalam bentuk :

$$\frac{y_i^{n-1} - y_i^n}{\Delta t} = \frac{1}{d_i} \frac{Q_{i-1}^n - Q_i^n}{\Delta x} \dots\dots(44)$$

$$\Delta y_i = \frac{\Delta t}{d_i \Delta x} (Q_{i-1}^n - Q_i^n) \dots\dots\dots(45)$$

Persamaan tersebut dengan kondisi batas kiri dan batas kanan, memungkinkan untuk menghitung

$$y_i^{n-1} \quad (i = 1, \dots\dots\dots, N) \dots\dots\dots(46)$$

Kondisi batas kiri dan kanan adalah transpor sendimen pada batas-batas tersebut. Pada awal hitungan,

nilai awal posisi garis pantai ( $y$ ) didapat dari data pengukuran sebagai kondisi awal. Dengan menetapkan nilai  $\Delta t$  dan  $\Delta x$  maka nilai  $y_i^{n-1}$  dapat dihitung. Hasil tersebut kemudian digunakan sebagai nilai awal baru untuk menghitung berikutnya. Prsedur ini diulang lagi untuk langkah waktu berikutnya, yang pada akhirnya akan didapatkan volume transport yang terjadi di suatu pantai.

### 3. Kesimpulan

Dengan melakukan kajian hidro-oseanografi pada suatu perairan pantai dapat diprediksi proses-proses fisik yang terjadi, yaitu kerusakan daerah pantai akibat perubahan garis pantai berupa akresi dan erosi pantai yang disebabkan oleh longshore transport sediment.

### 4. DAFTAR PUSTAKA

- CEM. (2002). *Coastal Sediment Processes, Solution to Disasters Conference 2002 San Diego, CA*
- CEM. (1992). *Coastal Groins and Nearshore Breakwaters, Engineering and Design*, Department of the Army, US. Army Corps of Engineers, Washington DC.
- CERC (1984). *Shore Protection Manual*, Department of the ARMY, Waterways Experiment Station, Corps of Engineers, Coastal Engineering Research Center, Washington DC.
- Goda, Y. (2000). *Random Seas ang Design of Maritime Structure*, University of Tokyo.
- Komar, P.D. (1976). *Beach Process And Sedimentation*, School of Oceanography. Oregon State University, Prentice-Hall, Inc, Englewood Cliffs, New Jersey.
- Ongkosono, O.S.R, Suyarso. (1989). *Pasang Surut*, Lembaga Ilmu Pengetahuan Indonesia, Pusat Penelitian dan Pengembangan Oseanologi, Jakarta.
- Praktikto,W.A (2000). *Perencanaan fasilitas Pantai dan laut*, BPFYogyakarta, Yogyakarta.
- Triatmodjo Bambang. (1999). *Teknik Pantai*. Unit Antar Universitas Ilmu Teknik, Universitas Gaja Mada, Beta Offset, Yogyakarta.