

BAB II

TINJAUAN PUSTAKA

2.1. Perubahan Garis Pantai

Menurut Triatmodjo (1999) garis pantai ialah garis batas pertemuan antara daratan dan air laut, di mana posisinya tak tetap dan bisa berpindah sesuai pasang surut air dan erosi pantai yang terjadi. Garis pantai adalah batas dari ekosistem darat dan ekosistem laut yang dalam pengolahannya kedua ekosistem ini memiliki karakteristik yang berbeda. Garis pantai juga berguna untuk menentukan batas wilayah negara ataupun daerah pengolahan sumber daya alam yang ada, contohnya ZEE diukur sejauh 200 mil dari garis pantai ke arah laut lepas (Kusumaningtyas, 2020).

Perubahan garis pantai merupakan suatu proses tanpa henti (terus – menerus) melalui berbagai proses alam di pantai yang meliputi pergerakan sedimen, arus susur pantai (*longshore current*) tindakan ombak dan penggunaan lahan (Istiqomah et al., 2018)

Menurut Niya & Aleaheikh perubahan garis pantai disebabkan oleh proses alami dan aktivitas manusia. Faktor alam seperti adanya sedimen, tenaga gelombang serta naiknya permukaan air laut ialah penyebab utama perubahan garis pantai. Sedangkan aktivitas manusia yang dapat mengakibatkan perubahan garis pantai yaitu dalam memanfaatkan kawasan pantai guna mencukupi kebutuhannya. Seluruh fenomena tersebut berdampak pada terjadinya abrasi dan akresi (Kusumaningtyas, 2020).

Perubahan garis pantai dapat dilihat dengan adanya perubahan maju dan mundurnya garis pantai, pengangkatan pantai atau progradasi oleh deposisi merupakan penyebab utama perubahan garis pantai menjadi maju, sedangkan erosi merupakan penyebab pantai mundur yang menjadi pantai tenggelam atau retrogradasi. Selain itu, hal ini dapat dilihat dari faktor- faktor tersebut yang menunjukkan kecenderungan perubahan apakah menjorok ke laut dan/atau terkikis (Kusumaningtyas, 2020)

2.2. Angin

2.2.1. Distribusi Kecepatan Angin

Distribusi kecepatan angin di atas permukaan air laut terbagi ke dalam tiga daerah berdasarkan elevasi di atas permukaan. Kecepatan angin konstan jika berada 1000 m pada atas wilayah geostropik. Di bawah elevasi tersebut ada dua wilayah yaitu ekman yang berada pada elevasi 100 sampai dengan 1000 meter dan daerah di mana tegangan konstan yang berada pada elevasi 10 hingga 100 meter. Di kedua wilayah tadi kecepatan dan arah angin berubah berdasarkan elevasi, sebab adanya gesekan di atas permukaan serta perbedaan temperatur antara air dan udara (Margotila, 2018).

2.2.2. Data Angin

Data angin yang digunakan untuk melakukan peramalan gelombang yaitu data di permukaan laut di lokasi pembangkitan. Data tadi bisa diperoleh dari pengukuran di atas permukaan laut (menggunakan kapal yang berlayar) atau pengukuran di daratan dekat lokasi peramalan lalu dikonversi sebagai data angin laut. Kecepatan angin diukur menggunakan anemometer dan dinyatakan dengan knot. Data angin dicatat setiap jam serta disajikan ke dalam bentuk tabel. Pencatatan angin setiap jam tersebut bisa diketahui angin dengan kecepatan dan durasi tertentu, kecepatan angin maksimum, arah angin serta kecepatan angin rata – rata harian (Margotila, 2018).

2.2.3. Koreksi Kecepatan Angin

Data angin yang digunakan untuk peramalan gelombang adalah data angin di permukaan laut pada lokasi pembangkitan. Pengukuran data angin pada bagian permukaan laut ialah yang paling sesuai untuk peramalan gelombang. Untuk memperoleh data angin pada permukaan laut maka data angin darat perlu dikonversi ke data angin laut. Adapun koreksi kecepatan angin adalah sebagai berikut : (SPM, 1984)

a. Koreksi Elevasi Pengukuran Kecepatan Angin

Data angin yang digunakan untuk peramalan gelombang merupakan kecepatan angin pada elevasi 10 meter dari permukaan air diam (*Still Water Level*).

Kecepatan angin harus dikonversi ke dalam elevasi 10 meter apabila data kecepatan angin tidak diukur pada elevasi tersebut. Adapun persamaan yang digunakan adalah sebagai berikut : (Danial, 2008)

$$U(10) = U_{(z)} \left(\frac{10}{z} \right)^{\frac{1}{7}} \quad (2.1)$$

dengan :

$U(10)$: kecepatan angin pada elevasi 10 m

$U_{(z)}$: kecepatan angin pada elevasi z

Z : elevasi kecepatan angin diukur dari muka air diam

b. Koreksi Durasi Rata – Rata Kecepatan Angin

Data kecepatan angin dari BMKG biasanya dicatat setiap jam, sehingga data yang diperoleh merupakan kecepatan angin ekstrim dalam satu jam. Untuk peramalan gelombang, diperlukan kecepatan angin dengan durasi rata – rata satu jam (3600 detik) sehingga perlu dikoreksi dengan rumus : (Danial, 2008)

Untuk $1 < t_i < 3600$

$$\frac{U_i}{U_{3600}} = 1.277 + 0.296 \tanh \left(0.9 \log_{10} \left(\frac{45}{t_i} \right) \right) \quad (2.2)$$

Untuk $3600 < t_i < 36000$

$$\frac{U_i}{U_{3600}} = -0.15 \log t_i + 1.5334 \quad (3.4)$$

dengan :

t_i : durasi angin yang ditentukan berdasarkan grafik fungsi kecepatan angin atau dapat dihitung dengan rumus :

$$t_i = \frac{1609}{U_i} (\text{detik}) \quad (2.3)$$

dengan :

U_i : kecepatan angin hasil observasi

U_{3600} : kecepatan angin dengan durasi rata – rata 1 jam

c. Koreksi Lokasi Pengukuran Kecepatan Angin

Apabila data kecepatan angin tidak diukur di permukaan laut, tetapi di daratan maka harus dikoreksi dengan persamaan berikut ini. (Danial, 2008)

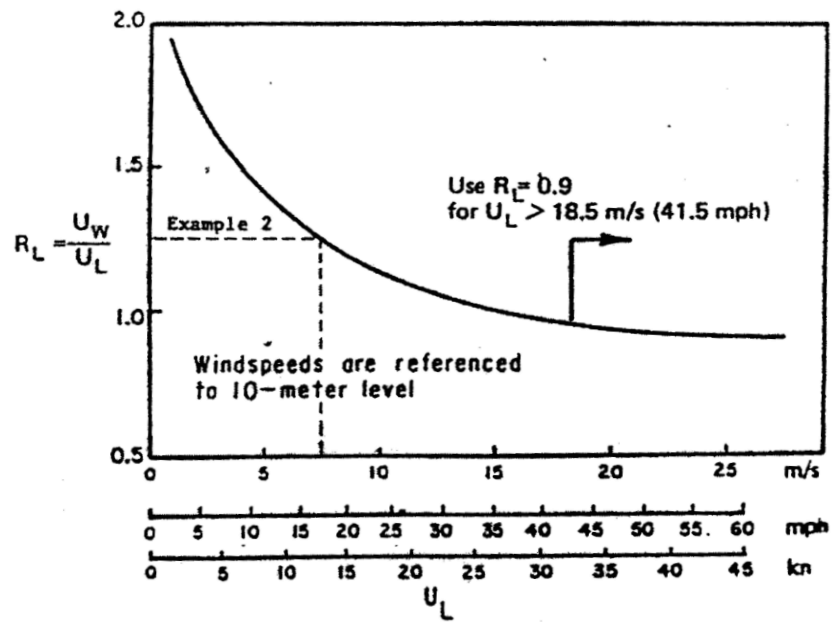
$$R_L = \frac{U_w}{U_L} \quad (2.4)$$

dengan :

U_w : kecepatan angin di atas permukaan laut

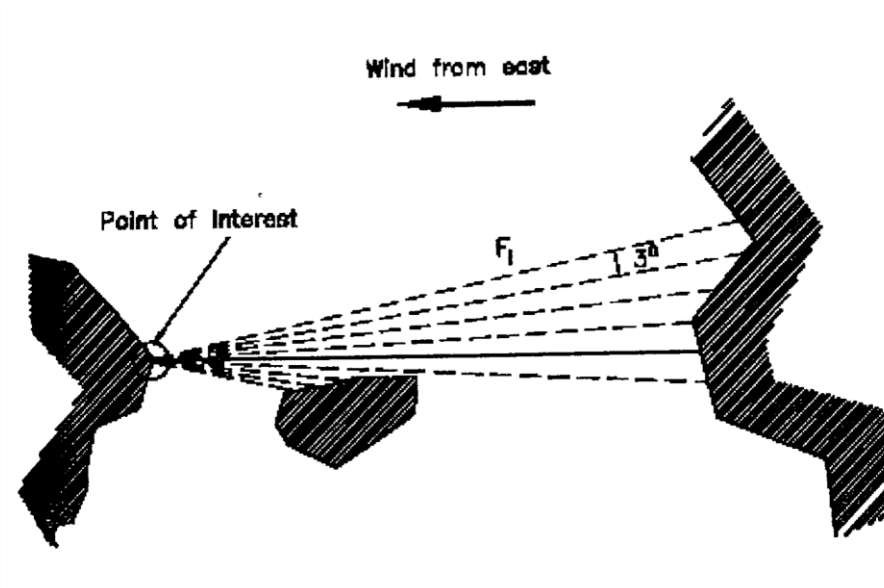
U_L : kecepatan angin di darat

R_L : grafik faktor lokasi



Gambar 2. 1 Koreksi kecepatan angin akibat perbedaan lokasi pengukuran
Sumber : Triatmodjo,1999

2.2.4. Fetch



Gambar 2. 2 Ilustrasi perhitungan fetch
Sumber : Danial,2008

Berdasarkan SPM 1984 sebagaimana dilihat pada gambar di atas merekomendasikan untuk membuat *fetch* sebanyak 9 buah dengan interval sudut 3° . Sehingga Panjang *fetch* adalah :

$$F = \frac{\sum_{i=1}^9 F_i}{9} \quad (2.5)$$

Untuk peramalan gelombang digunakan Panjang *fetch* efektif yang dapat dihitung dengan persamaan berikut ini. (Danial, 2008)

$$F_{eff} = \frac{\sum X_i \cos \alpha}{\sum \cos \alpha} \quad (2.6)$$

dengan :

F_{eff} : *fetch* rerata efektif

X_i : Panjang segmen *fetch* ke- i

α : deviasi pada kedua sisi arah angin, dengan penambahan 6° sampai sudut sebesar 42° pada kedua sisi arah angin

2.3. Gelombang Laut

Gelombang laut dapat dibedakan berdasarkan gaya pembangkitnya. Gelombang tersebut yaitu gelombang angin yang dibangkitkan oleh angin pada permukaan laut, gelombang pasang surut yang dibangkitkan gaya tarik benda – benda langit berupa bulan dan matahari terhadap bumi, gelombang tsunami yang terjadi karena letusan gunung berapi atau gempa pada dasar laut, gelombang yang dibangkitkan oleh kapal, dan sebagainya. (Triatmodjo, 1999)

Triatmodjo (1999) mengemukakan bahwa bentuk gelombang di alam biasanya sangat kompleks dan sulit digambarkan secara matematis sebab ketidak-linieran, tiga dimensi serta memiliki bentuk yang acak. Beberapa teori yang ada umumnya hanya menggambarkan bentuk gelombang yang sederhana serta merupakan pendekatan gelombang alam. Ada beberapa teori yang digunakan mendeskripsikan gelombang alam yaitu teori *Airy*, *Stokes*, *Gerstner*, *Mich*, *Knoidal*, dan tunggal.

2.3.1. Perkiraan Gelombang Dengan Periode Ulang

Menurut Triatmodjo (1999) untuk memperoleh gelombang dengan periode ulang memerlukan data gelombang dengan waktu yang cukup panjang. Data tadi bisa berupa data pengukuran langsung atau data gelombang prediksi berdasarkan

analisis data angin. Dari setiap tahun pencatatan atau peramalan gelombang bisa ditentukan gelombang representatifnya. Berdasarkan data gelombang representatif tersebut dapat diperkirakan gelombang yang diharapkan terlampaui satu kali dalam periode ulang tertentu. Misalnya $T=50$ tahun, gelombang yang diperkirakan artinya gelombang 50 tahunan atau gelombang menggunakan periode ulang 50 tahun. Artinya bahwa gelombang tadi diharapkan dilampaui rata – rata sekali dalam 50 tahun. Hal ini bukan berarti gelombang hanya terjadi sekali dalam 50 tahun .

Di bawah ini ada 3 metode untuk memprediksi gelombang dengan periode ulang tertentu, yaitu distribusi Gumbel (*Fisher-Tippet Type I*), distribusi Weibull (CERC,1984) dan kerapatan teoritik person III. Pada metode ini prediksi dilakukan untuk memperkirakan tinggi gelombang signifikan dengan berbagai periode ulang (Triatmodjo, 1999).

Pada metode distribusi Gumbel (*Fisher-Tippet Type I*) data probabilitas ditetapkan untuk setiap tinggi dengan cara sebagai berikut : (Triatmodjo,1999)

$$P(H_s \leq H_{sm}) = 1 - \frac{m-0,44}{N_T+0,12} \quad (2.7)$$

Keterangan :

$P(H_s \leq H_{sm})$: nilai probabilitas dari tinggi gelombang ke m

H_s : tinggi gelombang signifikan

H_{sm} : tinggi gelombang urutan ke m

m : nomor urut tinggi gelombang

N_T : jumlah kejadian gelombang selama pencatatan

Tinggi gelombang signifikan dibeberapa periode ulang dihitung dari fungsi probabilitas dengan rumus sebagai berikut :

$$H_{sr} = \hat{A}y_r + \hat{B} \quad (2.8)$$

Keterangan :

H_{sr} : tinggi gelombang signifikan dengan perriode ulang T_r

\hat{A} dan \hat{B} : perkiraan dari parameter skala dan lokal yang didapat dari analisis regresi linear

$$y_r : -\ln\left(-\ln\left(1 - \frac{1}{LT_r}\right)\right) \quad (2.9)$$

$$y_m : -\ln\{-\ln F(H_s \leq H_{sm})\} \quad (2.10)$$

Pada metode distribusi Weibull (CERC,1982) perhitungan tinggi gelombang yang diperkirakan adalah perkiraan tinggi gelombang ekstrim dengan cara sama seperti metode distribusi gumbel (*Fisher-Tippet Type I*), hanya saja ada perbedaan pada persamaan dan koefisien yang digunakan disesuaikan dengan metode Weibull itu sendiri. Untuk rumus probabilitas yang digunakan pada metode Weibull dapat dilihat sebagai berikut (Triatmodjo, 1999).

$$P(H_s \leq H_{sm}) = 1 - \frac{m-0,22\frac{0,27}{\sqrt{k}}}{N_T+0,2+\frac{0,23}{\sqrt{k}}} \quad (2.11)$$

Keterangan :

$P(H_s \leq H_{sm})$: nilai probabilitas dari tinggi gelombang ke m

H_s : tinggi gelombang signifikan

H_{sm} : tinggi gelombang urutan ke m

m : nomor urut tinggi gelombang

N_T : jumlah kejadian gelombang selama pencatatan

k : parameter bentuk

Tinggi gelombang signifikan di beberapa periode ulang dihitung dengan menggunakan rumus probabilitas sebagai berikut :

$$H_{sr} = \hat{A}y + \hat{B} \quad (2.12)$$

Keterangan :

H_{sr} : tinggi gelombang signifikan dengan periode ulang T_r

T_r : periode ulang (tahun)

\hat{A} dan \hat{B} : perkiraan dari parameter skala dan lokal yang didapat dari analisis regresi linear

$$y_r : \{\ln(LT_r)\}^{l/k} \quad (2.13)$$

$$y_m : -\ln\{1 - P(H_s \leq H_{sm})\} \quad (2.14)$$

Untuk metode kerapatan teoritik person III perhitungan tinggi gelombang signifikan maksimum dapat dihitung dengan menggunakan rumus sebagai berikut : (Triatmodjo, 1999)

- Standar Deviasi (S)

$$S = \sqrt{\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^{i=n} (H_{Si} - H_{Sbar})^2} \quad (2.15)$$

Keterangan :

- n : 10 (jumlah data)
 $\sum Hs_i$: jumlah tinggi gelombang signifikan 10 tahun
 T : tahun peramalan gelombang
 P : peluang
 K : koefisien frekuensi

- Koefisien Skew (C_s)

$$C_s = \frac{n^2}{(n-1)(n-2)} \times \frac{\left(\frac{1}{n}\right) \sum_{i=1}^{i=n} (Hs_i - Hs_{bar})^3}{S^3} \quad (2.16)$$

- Koefisien Kurtosis (C_k)

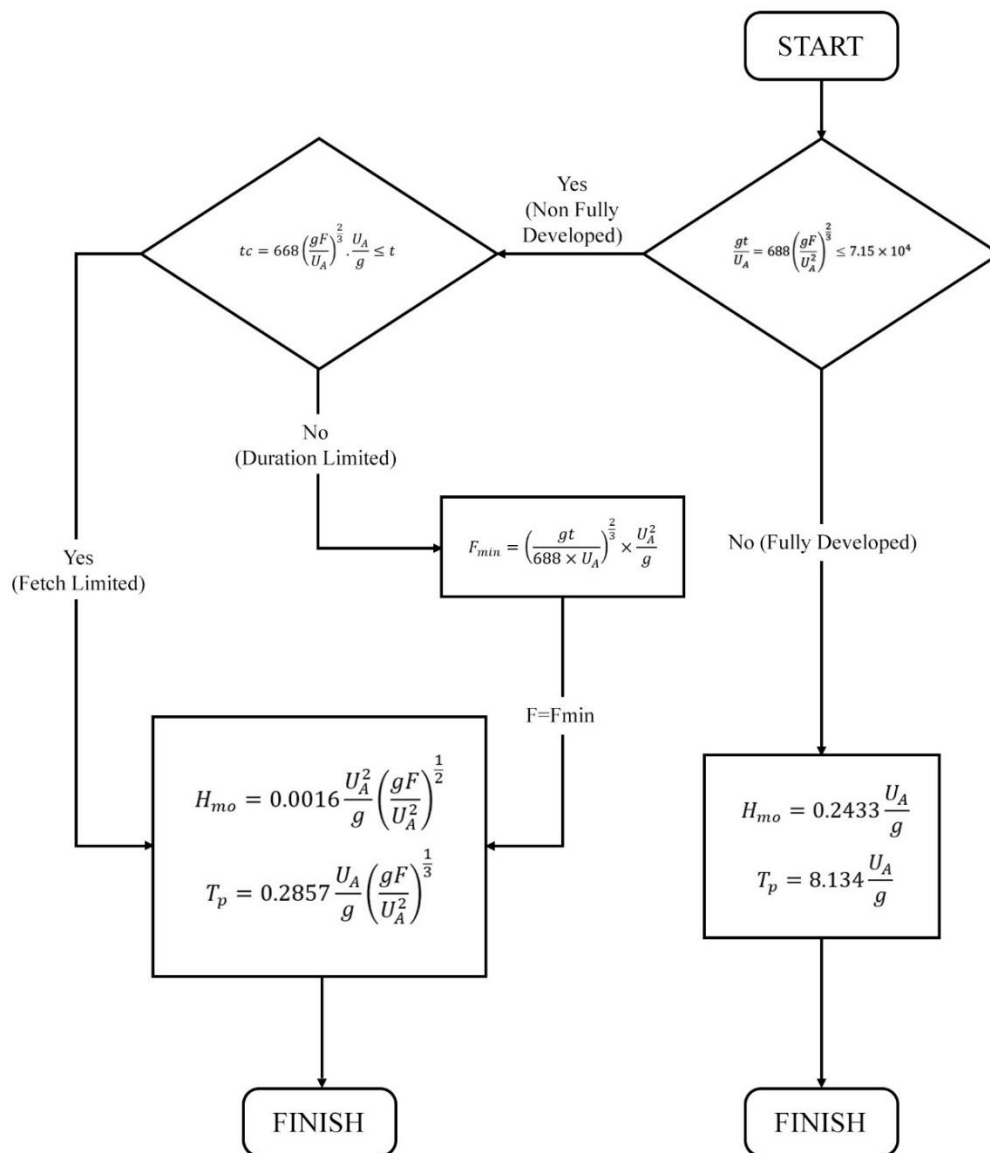
$$C_k = \frac{n^4}{(n-1)(n-2)(n-3)} \times \frac{\left(\frac{1}{n}\right) \sum_{i=1}^{i=n} (Hs_i - Hs_{bar})^4}{S^4} \quad (2.17)$$

2.3.2. Hindcasting Gelombang

Hindcasting adalah salah satu cara peramalan gelombang dari pengolahan data angin. Gelombang yang diramalkan adalah gelombang laut dalam yang dibangkitkan oleh angin serta merambat ke arah pantai lalu pecah beriringan dengan pendangkalan perairan menuju pantai. Adapun data yang dibutuhkan dalam peramalan gelombang berupa data angin rerata per jam yang dikonversi menjadi *wind stress factor* (U_A), panjang *fetch* efektif dan lama hembusan angin sehingga diperoleh tinggi (H_s) dan periode gelombang signifikan (T_s). Terdapat dua cara peramalan gelombang yaitu :

a. Cara Analitis

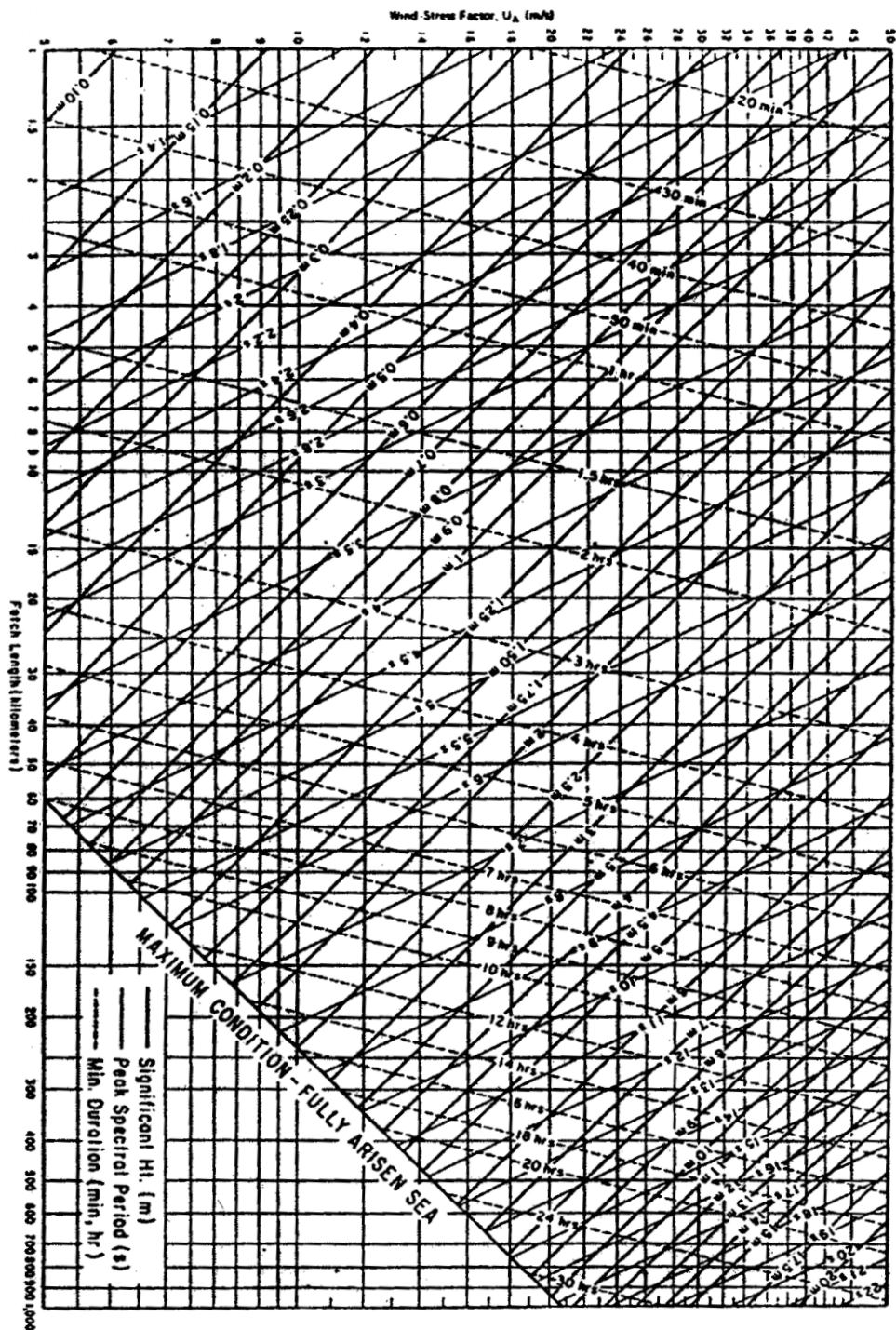
Peramalan gelombang dengan cara analitis digunakan untuk mendapatkan data gelombang. Hal ini dilakukan karena data gelombang untuk jangka panjang sulit didapatkan, maka digunakan data angin sebagai sumber data peramalan gelombang. Pada cara analitis dilakukan peramalan gelombang dengan metode SPM 1984 (CERC, 1984).



Gambar 2. 3 Flowchart dan rumus peramalan gelombang
Sumber : CERC 1984

b. Cara Grafis

Peramalan gelombang angin dapat dipersingkat dengan menggunakan Nomogram dari *Shore Protection Manual* (SPM, 1984) sebagaimana ditunjukkan pada gambar 2.4. Nomogram pada gambar 2.4 dapat dibuat dengan sederhana menggunakan program *Microsoft Visual Basic 6.0* sehingga dapat menentukan tinggi dan periode gelombang dengan lebih teliti. (Danial, 2008)



Gambar 2. 4 Nomogram peramalan tinggi gelombang dan periode untuk gelombang laut dalam
 Sumber : CERC 1984

2.4. Transformasi Gelombang Laut

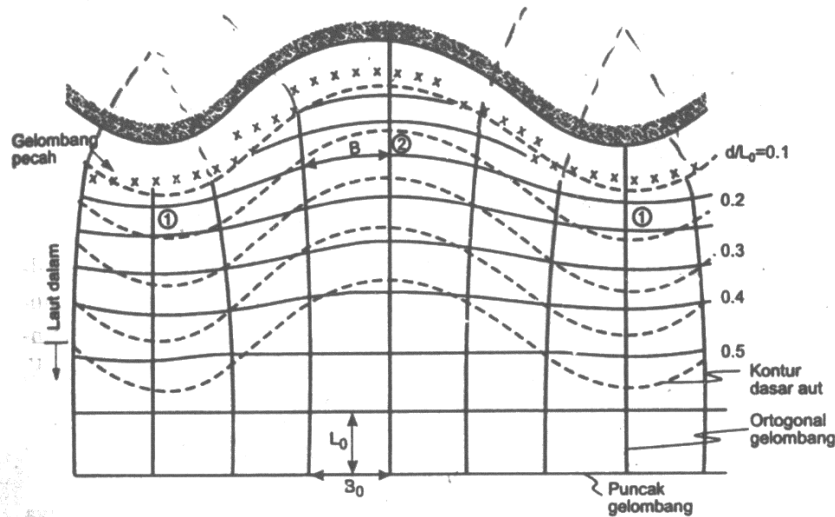
Gelombang akan mengalami perubahan bentuk bila bergerak menuju pantai yang disebabkan oleh proses refraksi, difraksi, refleksi dan gelombang pecah. Perubahan kedalaman laut dapat mengakibatkan terjadinya refraksi. Di daerah laut dalam gelombang menjalar tanpa dipengaruhi oleh dasar laut. Tetapi di laut transisi dan laut dangkal, dasar laut akan berpengaruh terhadap gelombang. Di daerah ini bagian dari puncak gelombang yang berada di air yang lebih dangkal akan menjalar dengan kecepatan yang lebih kecil daripada bagian air yang lebih dalam. Akibatnya garis puncak gelombang akan membelok dan berusaha untuk sejajar dengan garis kontur dasar laut (Triatmodjo, 1999).

Difraksi dapat terjadi apabila tinggi gelombang di suatu titik pada garis puncak gelombang lebih besar daripada titik didekatnya, yang menyebabkan perpindahan energi sepanjang puncak gelombang ke arah tinggi gelombang yang lebih kecil. Difraksi terjadi apabila suatu deretan gelombang terhalang oleh rintangan seperti pemecah gelombang atau suatu pulau. Gelombang yang menjalar menuju rintangan, Sebagian atau seluruhnya akan dipantulkan kembali (Triatmodjo, 1999).

2.4.1. Refraksi Gelombang

Kecepatan rambat gelombang tergantung pada kedalaman air. Apabila cepat rambat gelombang berkurang dengan kedalaman, panjang gelombang juga berkurang secara linier. Variasi cepat rambat gelombang terjadi sepanjang garis puncak gelombang yang bergerak dengan membentuk suatu sudut terhadap garis kedalaman laut, karena bagian dari gelombang di laut dalam bergerak lebih cepat daripada bagian di laut yang lebih dangkal. Variasi tersebut menyebabkan puncak gelombang membelok dan berusaha untuk sejajar garis kontur dasar laut (Triatmodjo, 1999).

Refraksi dan pendangkalan gelombang (*wave shoaling*) dapat menentukan tinggi gelombang berdasarkan karakteristik gelombang datang. Perubahan arah gelombang karena refraksi tersebut menghasilkan konvergensi (penguncupan) dan divergensi (penyebaran) (Triatmodjo, 1999). Contoh refraksi gelombang dapat dilihat pada gambar 2.5 dengan penjalaran gelombang yang terjadi di daerah pantai yang mempunyai garis kontur dasar laut dan garis pantai yang tidak teratur.



Gambar 2.5 Refraksi gelombang
Sumber : Triatmodjo,1999

Anggapan – anggapan yang digunakan dalam studi refraksi adalah sebagai berikut (Triatmodjo, 1999).

1. Energi gelombang antar dua orthogonal adalah konstan.
2. Arah penjalaran gelombang tegak lurus pada puncak gelombang, yaitu dalam arah orthogonal gelombang.
3. Cepat rambat gelombang yang mempunyai periode tertentu disuatu tempat hanya bergantung pada kedalaman ditempat tersebut.
4. Perubahan topografi dasar adalah berangsur – angsur.
5. Gelombang mempunyai puncak yang Panjang, periode konstan, amplitude kecil dan monokromatik.
6. Pengaruh arus, angin dan refleksi dari pantai dan perubahan topografi dasar laut diabaikan.

Persamaan cepat rambat gelombang adalah :

$$C^2 = \frac{gL}{2\pi} \tanh \frac{2\pi d}{L} \quad (2.18)$$

Di laut transisi, kecepatan rambat gelombang dihitung dengan persamaan (2.18), sedangkan di laut dangkal persamaan tersebut menjadi

$$C = \sqrt{gd} \quad (2.19)$$

Energi total gelombang tiap satu satuan lebar gelombang adalah :

$$E = \frac{\rho g H^2 L}{8} \quad (2.20)$$

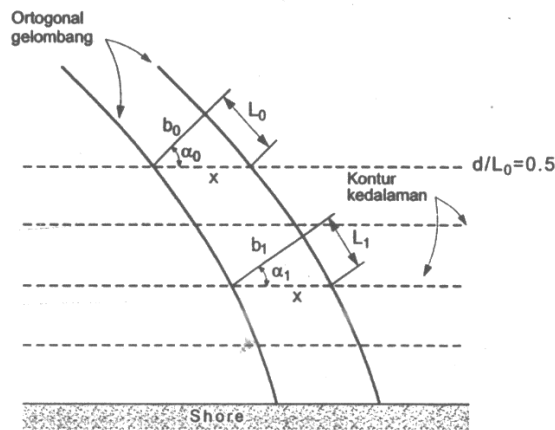
Sedang tenaga gelombang :

$$P = \frac{nE}{T} \quad (2.21)$$

Dipandang dua garis orthogonal yang melintas dari laut dalam menuju pantai dan dianggap tidak ada energi gelombang yang keluar dari lintasan tersebut. Tenaga yang terkandung di antara dua garis orthogonal dapat dianggap konstan. Apabila jarak antara garis orthogonal adalah b , maka tenaga gelombang di laut dalam dan di suatu titik di laut yang lebih dangkal adalah (Triatmodjo, 1999).

$$P_0 = \frac{n_0 E_0 b_0}{T_0} \quad (2.21)$$

$$P = \frac{nEb}{T} \quad (2.22)$$



Gambar 2. 6 Refraksi gelombang pada kontur lurus dan sejajar
Sumber : Triatmodjo,1999

Tenaga gelombang yang tersimpan di antara dua garis orthogonal gelombang sepanjang lintasannya adalah konstan.

$$\frac{b_0 n_0 L_0}{T_0} = \frac{bnE}{T} = \text{konstan} \quad (2.23)$$

Apabila energi gelombang seperti yang diberikan oleh persamaan (2.23) disubstitusikan ke dalam persamaan di atas maka :

$$\frac{H^2}{H_0^2} = \frac{b_0 n_0 L_0}{bnL}$$

$$\frac{H}{H_0} = \sqrt{\frac{n_0 L_0}{nL}} \sqrt{\frac{b_0}{b}} \quad (2.24)$$

Suku pertama dari persamaan (2.24) adalah pengaruh pendangkalan sedang suku kedua adalah pengaruh garis orthogonal konvergen atau divergen yang

disebabkan oleh refraksi gelombang. Kedua suku tersebut dikenal sebagai koefisien pendangkalan K_s dan koefisien refraksi K_r , sehingga persamaan (2.25) menjadi : (Triatmodjo, 1999).

$$H = K_s K_r H_0 \quad (2.25)$$

Koefisien pendangkalan K_s merupakan fungsi Panjang gelombang dan kedalaman air. Koefisien tersebut untuk berbagai nilai d/L_0 diberikan dalam tabel L-1. Persamaan (2.25) dapat digunakan untuk menghitung tinggi gelombang di laut transisi dan dangkal, berdasarkan tinggi gelombang di laut dalam dan jika jarak antara dua orthogonal (b dan b_0) diketahui (dari studi refraksi) (Triatmodjo, 1999).

Dapat diketahui bahwa $K_s = H/H'_0$, sehingga persamaan (2.25) dapat ditulis menjadi : (Triatmodjo,1999)

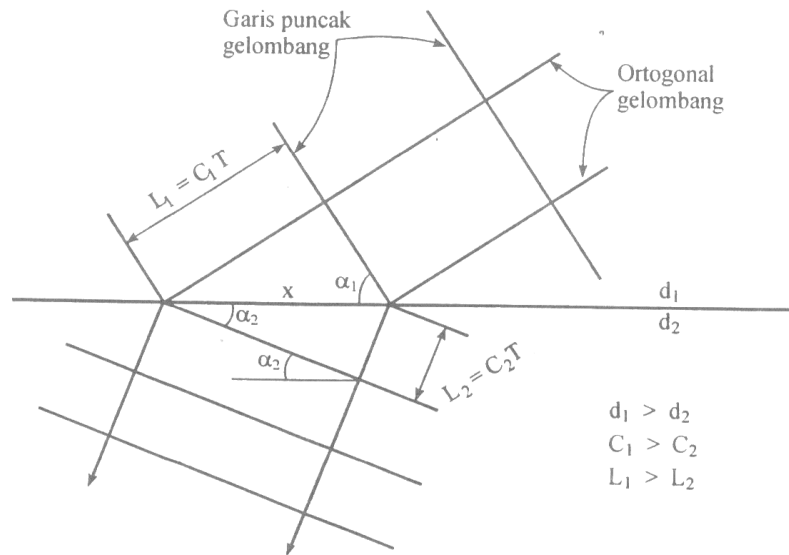
$$\frac{H}{H_0} = \frac{H}{H'_0} K_r$$

$$\frac{H'_0}{H_0} = K_r$$

$$H'_0 = K_r H_0 \quad (2.26)$$

Proses refraksi gelombang adalah sama dengan refraksi cahaya yang terjadi karena cahaya melintas dua media perantara berbeda. Dengan kesamaan tersebut maka pemakaian hukum Snell pada optik dapat digunakan untuk menyelesaikan masalah refraksi gelombang yang disebabkan karena perubahan kedalaman (Triatmodjo, 1999).

Dalam gambar 2.6, suatu deretan gelombang menjalar dari laut dengan kedalaman d_1 menuju kedalaman d_2 , dengan perubahan kedalaman mendadak (seperti anak tangga) dan dianggap tidak ada refleksi gelombang pada perubahan 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 Snell, berlaku : (Triatmodjo, 1999)



Gambar 2. 7 Hukum Snell untuk refraksi gelombang
Sumber : Triatmodjo,1999

$$\sin \alpha_2 = \left(\frac{C_2}{C_1} \right) \sin \alpha_1 \quad (2.27)$$

Dengan :

α_1 : sudut antar garis puncak gelombang dengan kontur dasar di mana gelombang melintas

α_2 : sudut yang sama yang diukur saat garis puncak gelombang melintasi kontur dasar berikutnya

C_1 : kecepatan gelombang pada kedalaman di kontur pertama

C_2 : kecepatan gelombang pada kedalaman di kontur kedua.

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

$$\sin \alpha = \left(\frac{c}{c_0} \right) \sin \alpha_0 \quad (2.28)$$

Dengan α adalah sudut antara garis puncak gelombang dan garis kontur dasar laut di titik yang ditinjau, dan α_0 adalah sudut garis puncak gelombang di laut dalam dan garis pantai (Triatmodjo, 1999).

Seperti terlihat pada gambar 2.5, jarak antara orthogonal di laut dalam dan di suatu titik adalah b_0 dan b . Apabila kontur dasar laut adalah lurus dan sejajar maka jarak x di titik 0 dan di titik berikutnya adalah sama sehingga : (Triatmodjo, 1999)

$$x = \frac{b_0}{\cos \alpha_0} = \frac{b}{\cos \alpha}$$

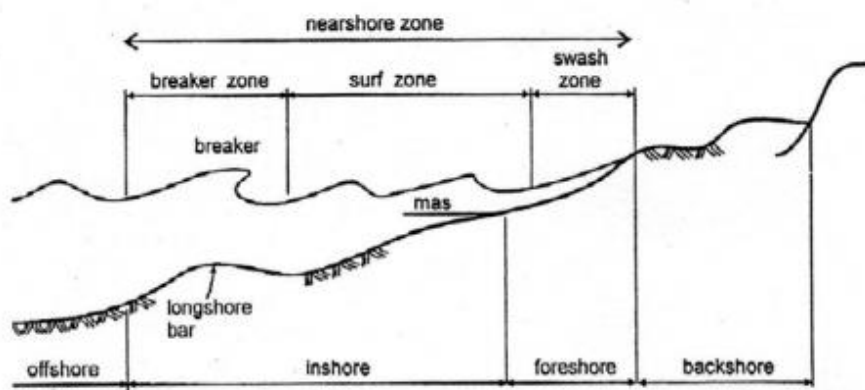
Sehingga koefisien refraksi adalah :

$$K_r = \sqrt{\frac{b_0}{b}} = \sqrt{\frac{\cos \alpha_0}{\cos \alpha}} \quad (2.29)$$

Analisis refraksi dapat dilakukan secara analitis apabila garis kontur lurus dan saling sejajar dengan menggunakan hukum Snell secara langsung.

2.4.2. Gelombang Pecah

Menurut Triatmodjo (1999) gelombang yang menuju pantai akan mengalami perubahan bentuk karena pengaruh kedalaman laut. Pengaruh ini mulai terasa pada kedalaman yang lebih kecil dari setengah kali panjang gelombang. Gelombang yang bergerak menuju pantai akan bertambah kemiringannya sampai akhirnya tidak stabil dan pecah pada kedalaman tertentu. Jadi gelombang pecah dipengaruhi oleh kemiringannya, yaitu perbandingan antara tinggi dan panjang gelombang. Kedalaman gelombang pecah diberi notasi d_b sedangkan tinggi gelombang pecah diberi notasi H_b .



Gambar 2. 8 Karakteristik gelombang pecah di daerah pantai
Sumber : Triatmodjo,1999

Daerah dari garis gelombang pecah ke arah laut disebut dengan *Offshore*, sedangkan daerah yang terbentang ke arah pantai dari gelombang pecah dibedakan menjadi tiga daerah yaitu *Breaker Zone*, *Surf Zone* dan *Swash Zone* : (Triatmodjo, 1999).

1. *Breaker Zone* (daerah gelombang pecah) yaitu daerah di mana gelombang yang datang dari laut (lepas pantai) mencapai ketidakstabilan dan pecah.
2. *Surf Zone* yaitu daerah yang terbentang antara bagian dalam dari gelombang pecah dan batas naik turunnya gelombang di pantai.

3. *Swash Zone* yaitu daerah yang dibatasi oleh garis batas tertinggi naiknya gelombang dan batas terendah turunnya gelombang pantai.

Daerah ke arah pantai dari garis gelombang pecah dapat dibagi menjadi tiga daerah apabila ditinjau dari profil pantai. Daerah tersebut yaitu *Inshore*, *Foreshore*, dan *Backshore*. Perbatasan antara ketiganya adalah pada saat muka air rendah dan permukaan pantai : (Triatmodjo, 1999).

1. *Inshore* yaitu daerah di mana terjadinya proses mulai gelombang pecah dan sering menyebabkan terbentuknya *Longshore Bar* (gemuk pasir yang memanjang dan kira – kira sejajar dengan garis pantai).
2. *Foreshore* adalah daerah yang terbentang dari garis pantai pada saat muka air rendah sampai batas atas dari *Uprush* pada saat air pasang tertinggi. Profil pantai daerah ini mempunyai kemiringan yang lebih curam dari pada profil di daerah *Inshore* dan *Backshore*.
3. *Backshore* yaitu daerah yang dibatasi oleh *Foreshore* dan garis pantai yang terbentuk pada saat terjadi gelombang badai bersamaan dengan muka air tinggi.

Untuk mengetahui tinggi gelombang pecah (H_b) dan kedalaman gelombang pecah (d_b) digunakan grafik penentuan tinggi gelombang pecah dan grafik penentuan gelombang pecah dengan faktor kemiringan m . Selanjutnya dicari hubungan antara : (Triatmodjo, 1999)

$$\frac{H'_0}{gT^2} \rightarrow \frac{H_b}{H'_0} ; \text{ untuk tinggi gelombang pecah} \quad (2.30)$$

$$\frac{H_b}{gT^2} \rightarrow \frac{d_b}{H_b} ; \text{ untuk kedalaman gelombang pecah} \quad (2.31)$$

Di mana :

H'_0 : tinggi gelombang di laut apabila tidak mengalami refraksi

g : gravitasi (9,81 m/s)

T : periode gelombang (s)

Selain itu, tinggi gelombang pecah (H_b) dan kedalaman gelombang pecah (d_b) dapat dihitung dengan persamaan berikut : (Triatmodjo, 1999)

$$\frac{d_b}{H_b} = \frac{1}{b - (aH_b/gT^2)} \quad (2.32)$$

$$a = 43,75(1 - e^{-19m}) \quad (2.33)$$

$$b = \frac{1,56}{(1+e^{-19m})} \quad (2.34)$$

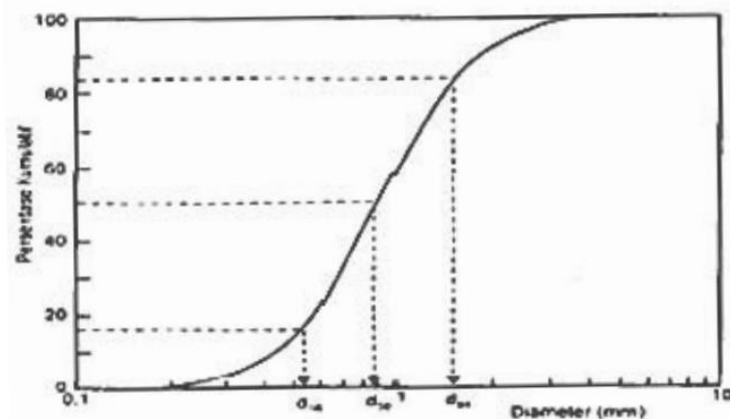
$$H_b = 0,7980 \times d \quad (2.35)$$

2.5. Teori Sedimentasi

Gelombang yang datang menuju pantai membawa sedimen dan membentuk sudut terhadap garis pantai sehingga mengakibatkan lepasnya sedimen pada daerah pantai serta berpindah sejajar arah pantai tersebut ke daerah pantai lain kemudian mengendap dan terjadi sedimentasi. Sifat-sifat sedimen pantai dapat mempengaruhi laju transpor sedimen sepanjang pantai. Sifat tersebut adalah ukuran partikel, rapat massa, berat jenis, serta kecepatan endap. Di antara beberapa sifat tersebut, distribusi ukuran butir adalah yang paling penting (Margotila, 2018).

2.5.1. Ukuran Partikel Sedimen

Menurut Wentwirth sedimen pantai diklasifikasikan berdasar ukuran butir menjadi lempung, lumpur, pasir, kerikil, koral (*pebble*), *Cobble* dan batu (*boulder*). Distribusi ukuran butir biasanya dianalisis dengan saringan dan dipresentasikan dalam bentuk kurva persentase berat kumulatif seperti pada Gambar 2.9. Ukuran butir median D50 adalah yang sering digunakan sebagai ukuran butir pasir (Margotila, 2018).



Gambar 2.9 Grafik distribusi ukuran butir
Sumber : Triatmodjo,1999

Tabel 2. 1 Klasifikasi Ukuran Butir dan Sedimen

Klasifikasi		Diameter Partikel	
		mm	Satuan phi
Batu (Boulder)		256	-8
Cobble		128	-7
Koral	Besar	64	-6
	Sedang	32	-5
	Kecil	16	-4
	Sangat Kecil	8	-3
Kerikil		4	-2
Pasir	Sangat Kasar	2	-1
	Kasar	1	0
	Sedang	0.5	1
	Halus	0.25	2
	Sangat Halus	0.125	3
Lumpur	Kasar	0.063	4
	Sedang	0.031	5
	Halus	0.015	6
	Sangat Halus	0.0075	7
Lempung	Kasar	0.0037	8
	Sedang	0.0018	9
	Halus	0.0009	10
	Sangat Halus	0.0005	11
		0.0003	12

Sumber : Triatmodjo,1999

2.5.2. Transpor Sedimen Pantai

Transpor sedimen pantai adalah pergerakan sedimen di pantai yang diakibatkan oleh gelombang dan arus yang dibangkitkannya. Terdapat dua jenis transpor sedimen yaitu transpor menuju dan meninggalkan pantai yang mempunyai arah rata-rata tegak lurus garis pantai, sedangkan transpor sepanjang pantai mempunyai arah rata-rata sejajar pantai pada komponen tegak lurus, sedimen pada

dasar laut terangkut dan membawa sedimen ke daerah pantai sehingga terjadi sedimentasi/akresi pada garis pantai. Pada komponen sejajar garis pantai, sedimen akan terangkut oleh arus sepanjang pantai sampai ke tempat yang cukup jauh sehingga di tempat tertentu terjadi kemunduran garis pantai dan pada tempat tertentu terjadi sedimentasi (Triatmodjo, 1999).

2.6. Model Perubahan Garis Pantai dengan CEDAS (*Coastal Engineering Design Analisis System*) Modul NEMOS (*Nearshore Evolution Modeling System*)

NEMOS adalah program yang digunakan sebagai suatu sistem untuk mensimulasikan perubahan dalam jangka waktu panjang sebagai reaksi dari kondisi gelombang, struktur pantai dan kegiatan teknik di pantai (Yasin, 2017). Terdapat program lain yang bisa digunakan untuk mensimulasikan perubahan garis pantai diantaranya GENESIS (model untuk menghitung perubahan garis pantai terutama yang disebabkan oleh gerakan gelombang dan dapat diterapkan pada berbagai kondisi, lokasi dan kombinasi groin, jetti, *breakwater* terpisah, dinding pantai dan pengerukan pantai), RCPWAVE (model 2D gelombang tetap, model *finite difference* untuk mensimulasikan penyebaran gelombang sepanjang kondisi batimetri sebarangan di luar area gelombang/*surfzone*) dan STWAVE (menggunakan 2D *finite difference* menggambarkan bentuk sederhana persamaan keseimbangan spektrum untuk mensimulasikan daerah pantai dengan waktu tak terbatas penyebaran spektrum energi gelombang (Yasin, 2017).

NEMOS dibangun dan dilengkapi dengan program lainnya antara lain : (Yasin, 2017)

1. RCPWAVE (*Regional Processes Wave*)

Merupakan program untuk mensimulasikan penjalaran gelombang dan perubahan bentuk gelombang akibat adanya perubahan kontur dasar laut (batimetri).

2. STWAVE (*Steady-state Spectral Wave*)

Merupakan sub program untuk transformasi dan membangun spektrum gelombang *steady-state*. Sub ini merupakan *finite difference model* berdasarkan pembangkitan dan penjalaran dengan *grid rectilinear* 2 dimensi.

3. SPECGEN (*Spectrum Generator*)

Merupakan sub program untuk *import* data membangun dan menampilkan spektrum gelombang untuk STWAVE.

4. GRIDGEN (*Grid Generator*)

Merupakan sub program dalam NEMOS untuk membangun *spatial domain* dari wilayah kajian.

5. WMV (*Wave Model Visualization*)

Merupakan program untuk menampilkan hasil simulasi dalam bentuk gambar maupun grafik.

6. WSAV (*Wave Station Analysis and Visualization*)

Merupakan sub program untuk analisis statistik dari data seri kejadian gelombang, menampilkan grafik hasil analisis serta menghasilkan kejadian gelombang yang representatif untuk simulasi.

7. WWVL Data (*Wave, Winds and Water Level Data*)

Digunakan untuk *editing* data gelombang, dan tinggi muka air.

8. WISHPH3 (*Wave Information Study Phase 3*)

Merupakan sub program untuk transformasi spectral data gelombang.

2.7. Penelitian Terdahulu

Sebelum penulis melakukan penelitian tentang “Studi Transformasi Gelombang Terhadap Perubahan Garis Pantai di Desa Mendalok, Kecamatan Sungai Kunit, Kabupaten Mempawah, Kalimantan Barat” penulis melakukan beberapa kajian dari beberapa jurnal ilmiah.

Berdasarkan penelitian Wahyuningsih, S. M. Kartikawati, (2018) dengan judul “ Analisa Perubahan garis Pantai Di Teluk Pacitan, Kabupaten Pacitan, Jawa Timur” menggunakan aplikasi CEDAS sub program NEMOS bahwa simulasi perubahan garis pantai dari tahun 2001-2011 di Teluk Pacitan mengalami abrasi. Rata-rata trasportasi sedimen kotor (Q_g) pertahun $9.447.312 \text{ m}^3$ dan $5.252.514 \text{ m}^3$ untuk trasportasi sedimen bersih (Q_n). Kemudian hasil simulasi prediksi perubahan garis pantai dari tahun 2012-2022 adalah pantai mengalami abrasi dengan abrasi terluas pada tahun 2016, yaitu seluas 82.820 m^2 dan lahan terakresi seluas 32.900 m^2 .

Berdasarkan penelitian Sadono et al., (2014) dengan judul “Prediksi Perubahan Garis Pantai Tahun 2012-2022 dengan Menggunakan Pemodelan

Numerik Nemos (*Nearshore Evolution Modeling System*) di Pantai Sigandu Kabupaten Batang Provinsi Jawa Tengah” bahwa hasil simulasi menunjukkan volume transpor sedimen kotor Q_g sebesar $10.859.989 \text{ m}^3$ dan volume transpor sedimen Q_n sebesar $10.424.692 \text{ m}^3$. Simulasi selama sepuluh tahun (2012-2022) menunjukkan bahwa Pantai Sigandu akan mengalami erosi sebesar $-106.548,2 \text{ m}^2$ dan mengalami akresi sebesar $105.241,3 \text{ m}^2$.

Berdasarkan penelitian Irfan et al.,(2014) dengan judul “Studi Perubahan Garis Pantai di Kawasan Gas Alam PT Arun NGL, Pantai Ujong Blang, Kota Ljokseumawe, Aceh” bahwa perubahan garis pantai Ujong Blang dari tahun 2008-2018 diperkirakan mundur sebesar 53,10 meter sepanjang 1,73 km dengan luas lahan yang mengalami kemunduran garis pantai (erosi) sebesar $86.318,90 \text{ m}^2$ (8,63 Ha) dan maju sebesar 51,61 meter sepanjang 0,42 km dengan luas lahan yang maju (akresi) sebesar $22.755,55 \text{ m}^2$ (2,27 Ha).

Berdasarkan penelitian Ardianto et al., (2015) dengan judul “Studi Akresi dan Erosi Pantai di Pantai Sikucing, Kabupaten Kendal Dengan Menggunakan Model GENESIS (*Generalized Model for Simulating Shoreline Change*)” bahwa hasil penelitian menunjukkan gelombang di Pantai Sikucing dominan datang dari arah barat laut saat musim barat dan peralihan I serta dari arah timur laut saat musim timur dan peralihan II. Pada tahun 2014-2019 Pantai Sikucing mengalami akresi sebesar $229,39 \text{ m}^2$ dan mengalami erosi sebesar $217,24 \text{ m}^2$. Pada wilayah Desa Sikucing mengalami akresi lebih besar daripada Desa Gempolsewu, dengan demikian 5 tahun ke depan Pantai Sikucing diprediksi mengalami penambahan luasan atau akresi.

Berdasarkan penelitian Margotila (2018) dengan judul “Pemodelan Perubahan Garis Pantai Watu Dodol Kabupaten Banyuwangi Menggunakan Model Numerik CEDAS-NEMOS” bahwa hasil pemodelan garis pantai Watu Dodol menunjukkan perubahan garis pantai lebih dominan mengalami abrasi dengan kalibrasi model $k_1 0,5$ dan $k_2 0,25$. Hasil simulasi menunjukkan bahwa pantai lebih dominan mengalami abrasi dengan rata-rata sedimen kotor (Q_g) pertahun $122.276,1 \text{ m}^3$ dan transpor sedimen bersih (Q_n) sebesar 95.250 m^3 .

Berdasarkan penelitian Situmorang et al., (2018) dengan judul “Analisis Perubahan Garis Pantai di Sekitar Muara Kali Porong” menunjukkan bahwa dari

perhitungan laju sedimen transport didapatkan untuk formula CERC sebesar (pias 1 sebesar 752,210 m³/tahun, piast 2 sebesar 807,962 m³/tahun, dan piast 3 sebesar 758,474 m³/tahun), sedangkan untuk formula Komar, Inman (piast 1 sebesar 1459,400 m³/tahun, piast 2 sebesar 1567,568 m³/tahun, dan piast 3 sebesar 1471,553 m³/tahun). Sedangkan untuk perubahan garis pantai, pada model satu menggunakan data tahun 2004 untuk kondisi awal dan menghasilkan dua hasil yang berbeda dari tiap-tiap formula untuk 10 tahun ke depan. Setelah dibandingkan dengan data pada tahun 2014, formula Komar, Inman merupakan hasil dengan nilai *error* terkecil yaitu sebesar 3.561% dari data 2014. Lalu dengan menggunakan data tahun 2014 sebagai kondisi awal, model menghasilkan estimasi perubahan garis pantai untuk periode berikutnya selama 10 tahun. Setelah dilakukan perhitungan dengan menggunakan model 2014, model ini memberikan hasil perubahan garis pantai sebesar 9447,0697 m dengan menggunakan formula dari Komar, Inman.

Berdasarkan penelitian Lubis et al., (2018) dengan judul “Studi Perubahan Garis Pantai Timur Laut Kabupaten Aceh Besar dan Pidie pada Tahun 2002-2014” bahwa penelitian ini bertujuan untuk mengetahui perubahan garis di sepanjang timur laut Kabupaten Aceh Besar dan Pidie pada tahun 2002 – 2014 dengan interval selama dua tahun. Metode penelitian memanfaatkan teknologi Sistem Informasi Geografis (SIG) dan penginderaan jauh, dengan mengambil data citra satelit Landsat 7 dan Landsat 8 yang diproses menggunakan ArcGIS 10.5. Hasil penelitian menunjukkan bahwa perubahan garis pantai yang terjadi sangat signifikan untuk perubahan abrasi maupun sedimentasi.

Berdasarkan penelitian Wattimena dan Ayal (2019) dengan judul “Analisis Perubahan Garis Pantai Desa Rutong Kota Ambon” menunjukkan hasil perubahan garis pantai dengan menggunakan metode CERC yaitu dengan membagi panjang garis pantai menjadi 50 piast untuk memprediksi perubahan garis pantai untuk 5 tahun dan 10 tahun ke depan. Dari analisis data tersebut diperoleh hasil bahwa Desa Rutong mengalami kemunduran garis pantai pada 5 tahun sebesar -6,63 m di mana erosi terjadi pada piast 12 dan pada 10 tahun sebesar 16,04 m di mana erosi terjadi pada piast 0.

Berdasarkan penelitian Apriansyah et al., (2019) dengan judul “ Pengaruh Gelombang dan Perubahan Garis Pantai di Perairan Batu Burung Singkawang,

Kalimantan Barat” bahwa hasil analisis menunjukkan tinggi gelombang signifikan (H_s) maksimal hingga 0,13 meter dengan frekuensi gelombang antara 0,12 – 0,71 Hz dan energi gelombang yang didapatkan sebesar 21,87 joule/m. Besarnya energi gelombang yang dihasilkan mengakibatkan perubahan garis pantai di lokasi penelitian. Hasil ini dibuktikan dengan analisis berdasarkan data citra satelit bahwa perubahan garis pantai pada interval waktu 2008 – 2017 yang dibagi menjadi dua *grid* area (*grid* A dan B) di mana terjadi pergeseran garis pantai ke arah darat berkisar antara 3,8 – 16,4 meter dan akresi dengan jarak garis pantai ke arah laut berkisar antara 1-39,8 meter sepanjang 2,03 km garis pantai (*grid* A). Kemudian pergeseran garis pantai ke arah laut berkisar antara 3,2 – 18 meter sepanjang 2,12 km garis pantai (*grid* B).