

BAB II

TINJAUAN PUSTAKA

2.1. Pantai

Pantai adalah wilayah batas antara darat dan laut, diukur pada saat pasang tertinggi dan surut terendah, dipengaruhi oleh sifat fisik laut dan kegiatan sosial ekonomi bahari, sedangkan ke arah daratan dibatasi oleh proses alami dan kegiatan manusia di lingkungan darat [8]. Morfologi pantai dan dasar laut dekat pantai akibat pengaruh terhadap gelombang dibagi menjadi empat kelompok yang berurutan dari darat ke laut sebagai berikut [9]:

1. *Backshore* merupakan bagian dari pantai yang tidak terendam air laut kecuali bila terjadi gelombang badai
2. *Foreshore* merupakan bagian pantai yang dibatasi oleh *beach face* atau muka pantai pada saat surut terendah hingga *uprush* pada saat air pasang tinggi.
3. *Inshore* merupakan daerah dimana terjadinya gelombang pecah, memanjang dari surut terendah sampai ke garis gelombang pecah. Daerah ini menjadi lokasi yang berpotensi mulai terbentuknya *rip current*.
4. *Offshore* yaitu bagian laut yang terjauh dari pantai (lepas pantai), yaitu daerah dari garis gelombang pecah ke arah laut.

2.2. Rip Current

Rip current merupakan arus yang bergerak dari wilayah pantai menuju ke laut lepas yang dapat terjadi setiap saat dengan kondisi yang bervariasi, mulai dari yang kecil, lambat dan tidak berbahaya, hingga membentuk arus kuat yang dapat menyeret orang ke tengah laut dan dibangun oleh hubungan antara gelombang yang datang menuju pantai dan kondisi morfologi pantai

[4]. *Rip current* terkonsentrasi membentuk jalur sempit (*rip chanel*) yang mengalir kuat ke arah laut lepas dari zona hempasan melintasi gelombang pecah hingga ada di laut lepas-pantai [5].

Rip current terdiri dari beberapa bagian, yaitu arus pengisi, leher arus dan kepala arus. Arus pengisi terbentuk dari pertemuan dua arus sepanjang pantai (*long shore current*) yang berkumpul dan berbelok arah ke tengah laut. Leher arus *rip* merupakan sebuah jalur arus yang relatif sempit. Arus di bagian ini mengalir dengan sangat deras dan kuat menuju ke tengah laut. Bagian leher arus ini dapat mengalahkan gelombang yang datang sehingga jalur gelombang terputus. Kepala *rip current* adalah bagian ujung *rip current* yang arah arusnya melebar karena kekuatan arus melemah. Kepala *rip current* melebar seiring dengan melemahnya *rip current* dan akhirnya menghilang [10].

Besarnya volume air yang mengalir sebagai *rip current*, kecepatan *rip current*, dan panjang *rip current* ditentukan oleh tinggi gelombang. Semakin tinggi gelombang maka semakin besar volume air yang mengalir membentuk *rip current*. Serta semakin tinggi gelombang maka *rip current* yang terbentuk semakin panjang dan cepat [11]. Kenampakan *rip current* dapat dilihat pada gambar 2.1 di bawah ini.



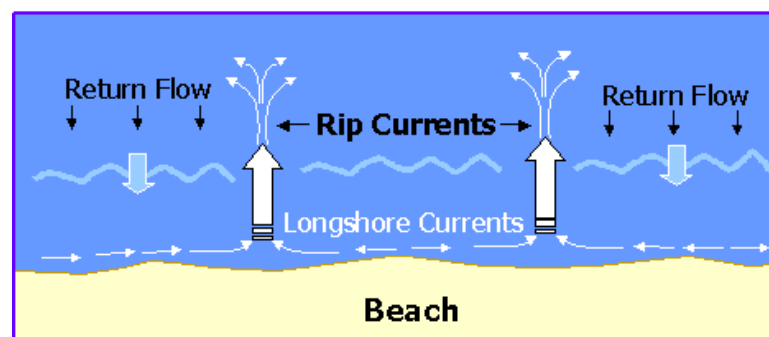
Gambar 2.1. Kenampakan *rip current* dari foto udara [12].

2.2.1. Faktor Pembentuk *Rip Current*

Ketika gelombang bergerak dari perairan dalam ke perairan dangkal, gelombang akan pecah dan bertransformasi menjadi arus dekat pantai (*nearshore current*). Gelombang yang datang menuju perairan dangkal akan membentuk sudut terhadap garis pantai yang menentukan gelombang akan bertransformasi menjadi *longshore current* atau *rip current*. Adapun faktor-faktor pembentuk *rip current* antara lain sebagai berikut [4].

1. Arah Datang Gelombang

Ketika gelombang datang membentuk sudut lebih dari lima derajat maka gelombang akan bertransformasi menjadi arus sejajar pantai (*long shore current*), sedangkan jika gelombang datang membentuk sudut kurang dari 5 derajat maka gelombang akan bertransformasi menjadi *rip current* [13]. Titik dimana arah datang gelombang kurang dari lima derajat merupakan tempat yang berpotensi menjadi titik pertemuan antara dua *longshore current* yang diindikasikan dengan adanya cekungan ke arah daratan (*beach cusp*). kemudian aliran arus terbentuk ketika bagian air yang sempit dan bergerak cepat bergerak ke arah lepas pantai [14]. Proses terbentuknya *rip current* yang diakibatkan dari pertemuan dua *longshore current* dapat dilihat pada gambar 2.2 di bawah ini.



Gambar 2.2. Proses terbentuknya *rip current* [15].

2. Kemiringan Pantai (*Slope*)

Morfologi pantai hasil aktivitas pesisir merupakan bentuk bentuk bentang alam yang proses terjadinya sangat dipengaruhi oleh aktivitas daratan dan lautan. Adanya *beach cusp* menandakan terjadinya pertemuan dua *longshore curent* dari arah yang berbeda, ketika gelombang yang datang bertemu aliran air yang kembali ke laut dari gelombang sebelumnya, maka dihasilkan gelombang yang bergerak ke kiri dan kanan, sejajar dengan garis pantai sehingga energi menumpuk di satu tempat dan mengalir mengikuti arah *slope* dan kembali menuju laut membentuk kolom arus yang disebut *rip current*. *Rip current* muncul biasa muncul pada pantai dengan kemiringan datar hingga landai. Semakin besar sudut kemiringan (*slope*) di wilayah pantai maka kecepatan *rip current* akan semakin besar atau berbanding searah.

3. Gelombang Pembentuk

gelombang merupakan bentuk gerakan air laut yang paling umum dan mudah kita amati, gelombang adalah turun naik permukaan air laut, membentuk puncak dan lembah. Secara umum, gerak gelombang laut terbentuk karena adanya pengaruh angin, terutama berhubungan dengan hal berikut :

1. Kecepatan angin, semakin kencang angin bertiup maka akan semakin besar gelombang laut yang terbentuk. Selain itu, kecepatan angin juga mempengaruhi panjang gelombang dan cepat rambat gelombang yang terbentuk.
2. Lamanya angin bertiup, semakin lama angin bertiup gelombang semakin besar.
3. *Fetch*, yaitu daerah yang terkena pengaruh gerakan angin. Semakin luas *fetch*, gelombang yang terbentuk memiliki panjang gelombang lebih besar.

Gelombang yang menjalar dari laut dalam menuju perairan dangkal akan mengalami peningkatan tinggi gelombang akibat efek pendangkalan (*shoaling*), puncak gelombang menjadi semakin tajam sementara lembah gelombang menjadi semakin landai. Pada suatu kedalaman tertentu puncak gelombang sedemikian tajam sehingga tidak stabil dan pecah. Setelah pecah gelombang terus menjalar ke arah pantai. Semakin dekat dengan pantai, tinggi gelombang akan berkurang dan akhirnya menghilang. Tipe gelombang *plunging* merupakan indikasi terjadinya *rip current* [16].

2.3. *Hindcasting* Gelombang

Untuk melakukan peramalan gelombang, maka dibutuhkan data gelombang pada kejadian masa lalu. Namun data gelombang sulit diperoleh dikarenakan berbagai faktor seperti sulitnya metode pelaksanaan, alat dan biaya yang sangat mahal, hal ini disebabkan karena gelombang adalah proses acak yang terjadi dalam satuan detik sehingga diperlukan *storage* dan baterai yang sangat besar [17]. Dikarenakan pengambilan data gelombang pada umumnya sulit dilakukan serta memakan waktu yang lama, maka untuk memperoleh data gelombang dapat menggunakan metode merekonstruksi kejadian masa lalu dari tinggi gelombang (*hindcasting*) yang diperoleh dari transformasi data angin. Salah satu metode yang banyak digunakan untuk melakukan *hindcasting* gelombang adalah metode *Shore Protection Manual* (SPM84). Dalam melakukan *hindcasting* menggunakan metode SPM84 data yang diperlukan antara lain sebagai berikut [18]:

1. Data kecepatan dan durasi angin
2. *Fetch* (jarak bertiup angin di laut)
3. Kedalaman air

Pada melakukan *hindcasting* data kecepatan angin yang digunakan pada wilayah penelitian yaitu pada pantai Labuhan Jukung Kabupaten Pesisir

Barat diasumsikan sama dengan wilayah pengambilan data yaitu pada Kecamatan Selebar Kota Bengkulu. Hal ini dikarenakan tidak ada stasiun pengamatan angin di dekat lokasi penelitian dan Stasiun Meteorologi Fatmawati Soekarno Bengkulu merupakan stasiun pengamatan angin terdekat yang juga dapat merepresentasikan angin di wilayah penelitian dikarenakan lokasinya berada pada Pesisir Barat Sumatera yang dalam hal ini sama seperti pada lokasi penelitian. Dengan begitu pengukuran *fetch* efektif pada lokasi penelitian dapat dilakukan [19]. Pada umumnya, peningkatan nilai *fetch*, kecepatan angin, atau durasi juga akan meningkatkan gelombang angin yang dihasilkan. Gelombang yang dihasilkan dari angin menggunakan metode SPM84 dapat ditentukan berdasarkan analisa nilai *windstress factor*, *fetch* efektif dan durasi angin dimana dapat diketahui gelombang yang terbentuk merupakan gelombang yang terbentuk penuh (*fully developed*), terbatas oleh durasi (*duration limited*) atau terbatas oleh *fetch* (*fetch limited*) [18].

2.3.1. Faktor Tegangan Angin (*Windstress Factor*)

Untuk melakukan analisa gelombang di lokasi rencana, digunakan data angin harian dan data panjang *fetch* [20]. Namun dikarenakan ketersediaan stasiun pengukuran angin di Indonesia masih terbatas pada lokasi-lokasi tertentu sehingga menyebabkan perbedaan nilai faktor tegangan angin (*wind stress factor*) yang merupakan parameter yang digunakan untuk menghitung tinggi gelombang. Faktor tegangan angin dapat dihitung menggunakan persamaan 2.2 di bawah ini [18].

$$UA = 0,71 U^{1,23} \quad (2.2)$$

Dimana :

UA = Faktor tegangan angin (m/s).

U = Kecepatan angin setelah dilakukan koreksi (m/s).

Oleh sebab itu sebelum mengubah kecepatan angin menjadi *wind stress factor*, koreksi terhadap data kecepatan angin perlu dilakukan. Berikut ini adalah koreksi yang perlu dilakukan pada data angin untuk

mendapatkan nilai *windstress factor* yang dibangkitkan dalam proses *hindcasting* [20].

1. Koreksi Elevasi

Kecepatan angin yang digunakan dalam metode *hindcasting* adalah kecepatan angin pada suatu lapisan di atmosfer yang disebut sebagai *constant shear layer*. Lapisan ini berada pada rentang ketinggian hingga 10 meter di atas permukaan laut atau elevasi 10 m. Jika posisi stasiun pengamatan data angin tidak terletak pada elevasi 10 m, maka perlu dilakukan koreksi untuk menghitung kecepatan angin di elevasi tersebut yaitu dengan persamaan 2.3 di bawah ini.

$$U_{10} = U_z \times \left(\frac{10}{z}\right)^{\frac{1}{z}} \quad (2.3)$$

Dimana :

U_z = Kecepatan angin menurut pencatatan stasiun pada elevasi z (m/s).

U_{10} = Kecepatan angin pada elevasi 10 m di atas permukaan laut (m/s).

2. Koreksi Durasi

Data angin yang tersedia biasanya tidak disebutkan durasinya atau data angin yang diperoleh merupakan data hasil pengamatan sesaat. Kondisi kecepatan angin sebenarnya selalu berubah-ubah meskipun datang dari arah yang sama. Untuk melakukan *hindcasting*, diperlukan juga durasi atau lama angin bertiup, dimana selama dalam durasi tersebut kecepatan angin dianggap konstan. Oleh karena itu, koreksi durasi ini dilakukan untuk mendapatkan kecepatan angin rata-rata selama durasi angin bertiup yang diinginkan. Dalam melakukan *hindcasting* data angin yang digunakan adalah data angin dengan durasi 3 jam. Berdasarkan data hasil pengamatan angin sesaat, dapat dihitung kecepatan angin rata-rata untuk durasi angin tertentu, dengan prosedur sebagai berikut [17]:

- 1) Menghitung durasi data angin yang belum diketahui menjadi kecepatan rata-rata pada durasi 3600 detik (u_{3600}) yang diformulasikan dengan persamaan di bawah ini.

$$t_f = \frac{1609}{u_f} \quad (2.4)$$

Dimana :

u_f = kecepatan angin hasil pengukuran (m/s).

$$c_f = 1.277 + 0.296 \tanh\left(0.9 \log \frac{45}{t_f}\right); 1 \leq t_f \leq 3600 \text{ s} \quad (2.5)$$

$$c_f = -0.5 \log t_f + 1.5334; 3600 \leq t_f \leq 36000 \text{ s} \quad (2.6)$$

Sehingga dapat dihitung,

$$u_{3600} = \frac{u_f}{c_f} \quad (2.7)$$

- 2) Menghitung kecepatan angin pada durasi tertentu (u_t) yang dapat dirumuskan dengan persamaan berikut.

$$c_t = 1.277 + 0.296 \tanh\left(0.9 \log \frac{45}{t}\right); 1 \leq t_f \leq 3600 \text{ s} \quad (2.8)$$

$$c_t = -0.5 \log t_f + 1.5334; 3600 \leq t_f \leq 36000 \text{ s} \quad (2.9)$$

Sehingga dapat dihitung,

$$u_t = c_t \times u_{3600} \quad (2.10)$$

3. Koreksi Stabilitas

Jika udara (pada lokasi pengamatan angin) dan laut (tempat pembentukan gelombang) memiliki perbedaan temperatur, maka harus dilakukan koreksi terhadap stabilitas kecepatan angin yang didefinisikan sebagai berikut [18].

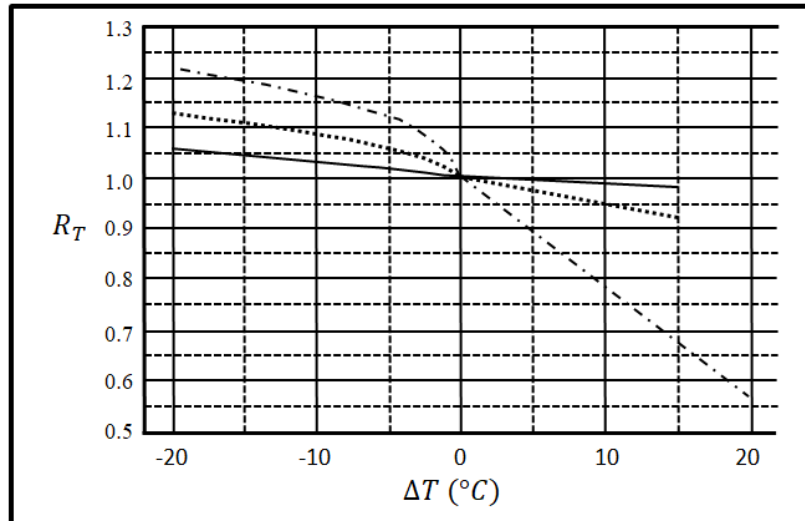
$$U = R_T \times U_{10} \quad (2.11)$$

dimana :

R_T = Besar koreksi (dibaca dari grafik pada SPM 1984)

U = Kecepatan angin setelah dikoreksi (m/s).

Grafik untuk menentukan nilai R_T dapat dilihat pada gambar 2.3 di bawah ini. Jika tidak terdapat data temperatur pada lokasi penelitian maka nilai R_T adalah sebesar 1,1 [18].



Gambar 2.3. Grafik nilai R_T terhadap ΔT [18].

4. Koreksi Efek Lokasi

Data angin yang diperoleh di stasiun pengamat angin (biasanya di bandara) merupakan data angin yang dicatat di daratan, sedangkan terbentuknya gelombang adalah akibat dari angin yang terbentuk dan berhembus di laut, sehingga perlu dilakukan koreksi terhadap data hasil pencatatan dengan suatu reduksi yang diberi notasi R_L [17]. Persamaan untuk menghitung koreksi durasi dari manual SPM84 yaitu :

$$R_L = \frac{U_W}{U_L} \quad (2.12)$$

Dimana:

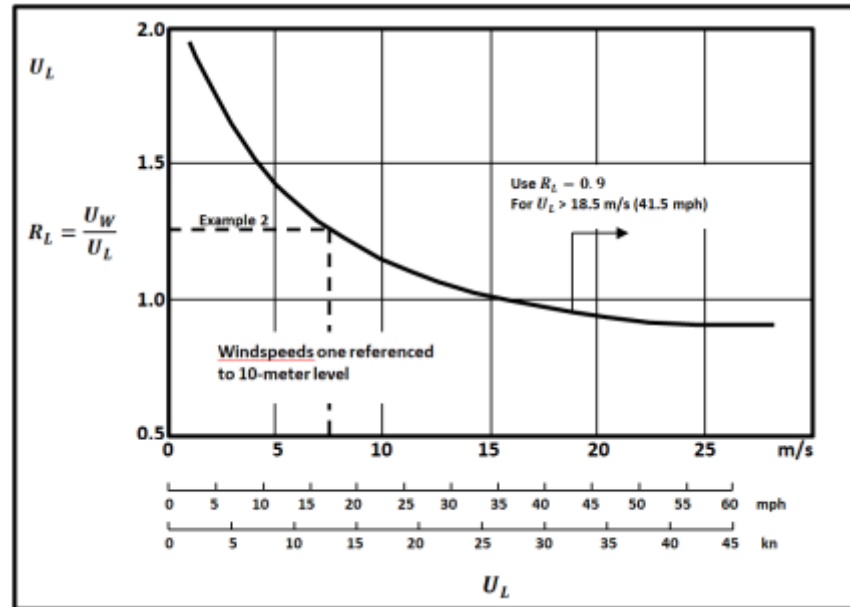
R_L = Rasio antara kecepatan angin dilautan dengan kecepatan angin di

daratan.

U_W = Kecepatan angin di lautan (m/s).

U_L = Kecepatan angin di daratan (m/s).

Harga R_L ini didapat dari grafik hubungan antara R_L dan U_L yang terdapat pada manual SPM84 berdasarkan data kecepatan angin di daratan U_L dalam satuan knot. Harga R_L diperoleh dari Gambar 2.4 dibawah ini [9].



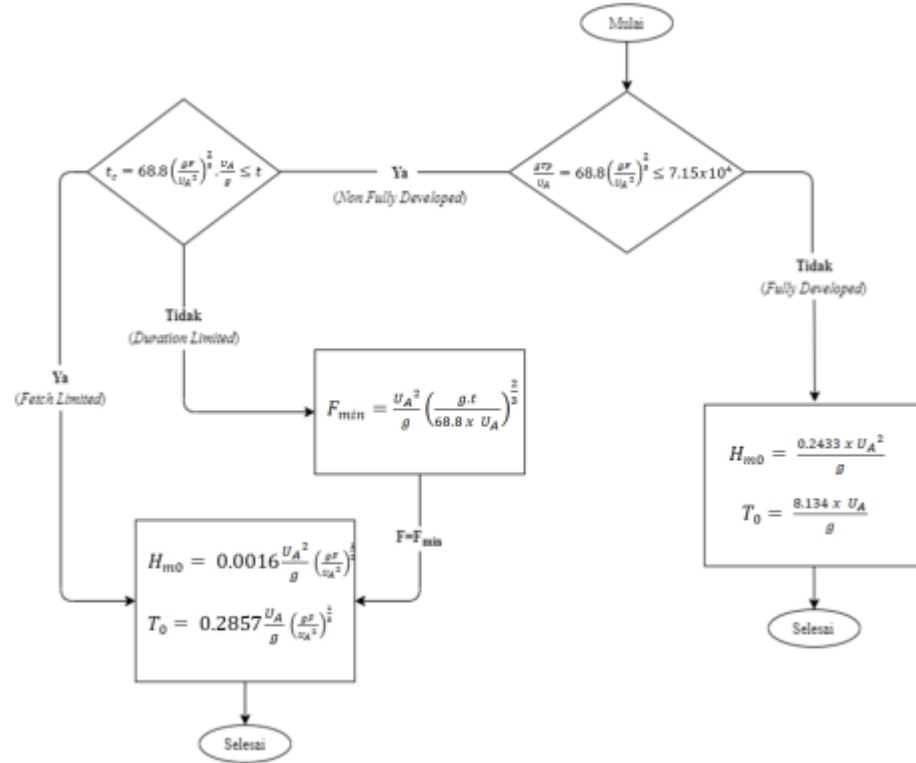
Gambar 2.4. Perhitungan harga rasio R_L sebagai fungsi dari U_L [18].

Untuk pengukuran angin yang dilakukan di pantai atau laut, koreksi ini tidak perlu dilakukan ($R_L=1$) [18].

2.3.2. Penentuan Tinggi Gelombang Di Laut Dalam

Dalam penentuan tinggi dan periode gelombang perlu dilakukan analisis apakah gelombang yang terbentuk merupakan gelombang yang terbentuk secara penuh (*fully developed sea*) dan daerah dengan *fetch* maupun durasi tertentu (*non fully developed sea*). Untuk daerah dengan kondisi *non fully developed sea*, kondisi di lokasi pembentukan gelombang dapat menghasilkan gelombang yang terbatas oleh *fetch* (*fetch limited*) atau gelombang yang terbatas oleh durasi (*duration limited*). Pada kondisi *fetch limited*, angin bertiup tetap cukup lama untuk tinggi gelombang pada daerah akhir *fetch* namun belum terbentuk secara penuh. Pada kondisi *duration limited* tinggi gelombang ditentukan oleh lama waktu angin berhembus. Pada umumnya bentuk terjadinya gelombang merupakan kombinasi dari dua kasus tersebut [21].

Analisis yang dilakukan akan menentukan persamaan yang akan digunakan untuk menghitung tinggi dan periode gelombang. Analisis pembentukan gelombang dilakukan dengan melihat diagram alir pada gambar 2.5 di bawah ini [21].



Gambar 2.5. Diagram alir penentuan tinggi dan periode gelombang di laut dalam [21].

2.3.3. Daerah Pembentukan Gelombang (*Fetch* Efektif)

Fetch adalah daerah pembentukan gelombang yang diasumsikan memiliki arah dan kecepatan angin yang relatif konstan. Karakteristik gelombang yang ditimbulkan oleh angin ditentukan juga oleh panjang *fetch*. Dalam melakukan *hindcasting* gelombang digunakan nilai *fetch* efektif (cakupan dimana angin masih dapat mempengaruhi gelombang). *Fetch* efektif di titik tertentu adalah area dalam radius perairan yang melingkupi titik tersebut dimana dalam area tersebut angin bertiup dengan kecepatan konstan dari arah manapun menuju titik tertentu. Penghitungan panjang *fetch* efektif ini dilakukan dengan menggunakan bantuan peta laut pada lokasi penelitian dengan skala

yang cukup besar, sehingga dapat terlihat pulau-pulau atau daratan yang mempengaruhi pembentukan gelombang di lokasi penelitian [17].

Penentuan titik *fetch* diambil pada posisi laut dalam dari lokasi perairan yang ditinjau. Ini karena gelombang yang dibangkitkan oleh angin terbentuk dilaut dalam, kemudian merambat kearah pantai dan pecah seiring dengan mendangkalnya dasar perairan didekat pantai. Pada peramalan gelombang, data angin yang digunakan adalah data angin maksimum jam - jaman berikut arahnya yang dibuat dalam delapan arah mata angin. Setelah itu panjang *fetch* efektif dapat ditentukan kemudian besar nilai *fetch* efektif dapat ditentukan. Penentuan nilai *fetch* efektif dapat dilakukan dengan persamaan di bawah ini [17].

$$F_{eff} = \frac{\sum Xi \cdot \cos \alpha_i}{\sum \cos \alpha_i} \quad (2.13)$$

Dimana:

F_{eff} = Panjang *fetch* efektif (km).

Xi = Panjang *fetch* pada arah yang diincar (km).

α_i = Sudut antara jalur *fetch* yang ditinjau dengan garis yang tegak lurus pantai (°).

2.4. Teori Gelombang Airy

Teori gelombang *Airy* merupakan teori gelombang yang paling sederhana, teori ini biasa disebut teori gelombang linier atau gelombang sinus yang didasarkan pada asumsi bahwa tinggi gelombang relatif lebih kecil bila dibandingkan dengan panjang gelombang dan kedalaman air [22]. Klasifikasi gelombang dibagi menjadi tiga berdasarkan panjang gelombang terhadap kedalaman. Berikut tabel klasifikasi gelombang terhadap kedalaman.

Tabel 2.1. Klasifikasi gelombang terhadap kedalaman [18].

Klasifikasi	d/L	$2\pi d/L$	$\tanh(2\pi d/L_0)$
Perairan Dalam	$>1/2$	$>\pi$	1
Perairan Peralihan	$1/25-1/2$	$1/4 - \pi$	$\tanh(2\pi d/L)$
Perairan Dangkal	$<1/25$	$<1/4$	$(2\pi d/L)$

Pada laut dalam, ketika kedalaman relatif d/L lebih besar dari 0,5 nilai $\tanh(2\pi d/L) = 1,0$ sehingga persamaan akan menjadi :

$$L_0 = \frac{gT^2}{2\pi} \quad (2.14)$$

$$C_0 = \frac{gT}{2\pi} \quad (2.15)$$

$$L_0 = 1,56T^2 \quad (2.16)$$

Dimana :

L_0 = Panjang gelombang di laut dalam (m).

C_0 = Kecepatan gelombang di laut dalam (m/s).

g = Percepatan gravitasi (9,81 m/s).

Sedangkan untuk di laut dangkal nilai kedalaman relatif $d/L < 1/25$, dan nilai $\tanh(2\pi d/L) = 2\pi d/L$ sehingga persamaan menjadi:

$$C = \sqrt{gd} \quad (2.17)$$

$$L = \sqrt{gd}.T \quad (2.18)$$

Dimana :

L = Panjang gelombang di laut dangkal (m).

C = Kecepatan gelombang di laut dangkal (m/s).

T = Periode gelombang (s).

d = Kedalaman gelombang (m).

Berikut merupakan tabel rangkuman kecepatan dan panjang gelombang di laut dalam, laut transisi dan laut dangkal.

Tabel 2.2. Klasifikasi Kecepatan dan Panjang gelombang terhadap kedalaman [9].

Klasifikasi	Laut Dangkal	Laut Transisi	Laut Dalam
Kecepatan Gelombang	$C = \frac{L}{T} = \sqrt{gd}$	$C = \frac{gT}{2\pi} \tanh\left(\frac{2\pi d}{L}\right)$	$C_0 = \frac{gT^2}{2\pi}$
Panjang Gelombang	$L = T\sqrt{gd} = C \cdot T$	$L = \frac{gT^2}{2\pi} \tanh\left(\frac{2\pi d}{L}\right)$	$L_0 = C_0 \cdot T$

2.5. Deformasi Gelombang

Deformasi gelombang adalah perubahan karakteristik gelombang seperti tinggi, panjang, periode, arah dan sebagainya akibat pengaruh perubahan kedalaman dasar laut, adanya hambatan pulau-pulau atau tanah meninggi di dasar laut, kemiringan dasar laut yang tidak sejajar dengan arah datangnya gelombang, dan lain-lain. Deformasi gelombang yang sering dihadapi adalah Gelombang Pecah, *Shoaling*, Difraksi, Refraksi dan Refleksi Gelombang [23].

2.5.1. Refleksi Gelombang

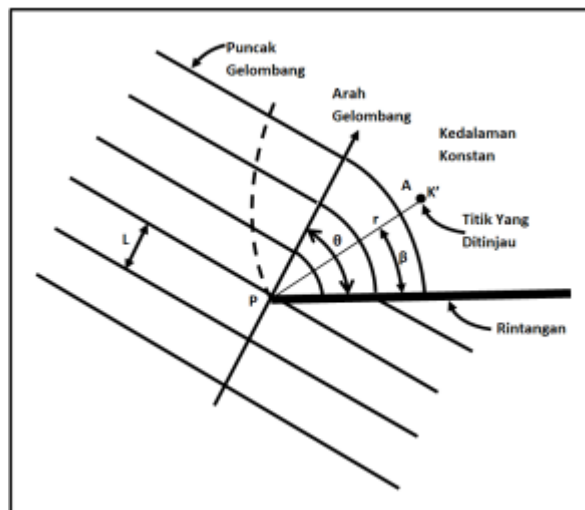
Gelombang datang yang mengenai atau membentur suatu rintangan akan dipantulkan sebagian atau seluruhnya. Suatu bangunan yang mempunyai sisi miring dan terbuat dari tumpukan batu akan bisa menyerap energi gelombang yang lebih banyak dibanding dengan bangunan yang tegak dan masif [9].

Tinggi dan periode gelombang yang diperoleh dari metode SPM84 merupakan tinggi dan periode gelombang di laut dalam. Gelombang yang datang dari perairan dalam akan mengalami pembelokan arah saat memasuki daerah perairan dangkal. Bagian gelombang yang berada pada perairan dalam akan memiliki kecepatan yang lebih besar dibandingkan bagian gelombang lainnya yang berada pada perairan

dangkal. Akibatnya puncak gelombang di perairan dalam akan mengalami efek pembelokan untuk mencapai kesejajaran dengan puncak gelombang yang berada di perairan lebih dangkal. Efek pembelokan ini disebut refraksi. Sedangkan efek lain yang ditimbulkan oleh perubahan kecepatan pada perambatan gelombang ini adalah pembesaran tinggi gelombang yang disebut *shoaling* [20].

2.5.2. Difraksi Gelombang

Apabila gelombang datang terhalang oleh suatu rintangan seperti pemecah gelombang atau pulau, maka gelombang tersebut akan membelok di sekitar ujung rintangan dan masuk di daerah terlindung di belakangnya. Garis puncak gelombang di belakang rintangan membelok dan mempunyai bentuk busur lingkaran dengan pusatnya berada pada ujung rintangan atau pulau [9]. Pada gambar 2.6 di bawah ini dapat dilihat proses difraksi gelombang pada kontur lurus dan sejajar.

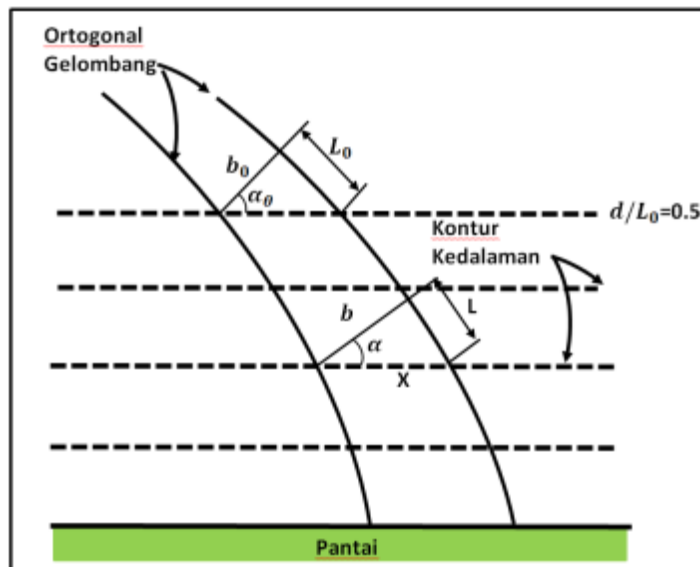


Gambar 2.6. Proses terjadinya difraksi [9].

2.5.3. Refraksi Gelombang

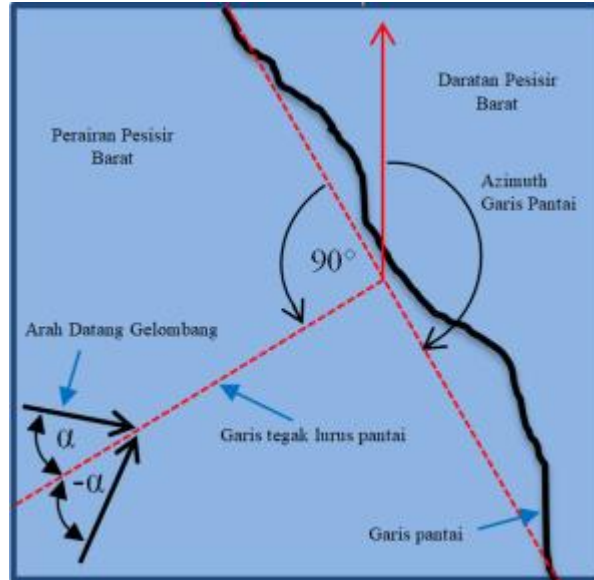
Refraksi terjadi karena adanya pengaruh perubahan kedalaman laut. Di daerah mana kedalaman air lebih besar dari setengah panjang gelombang, yaitu laut dalam, gelombang menjalar tanpa dipengaruhi

dasar laut. Tetapi di laut dangkal, dasar laut mempengaruhi gelombang. Akibatnya puncak gelombang akan membelok dan berusaha untuk sejajar dengan garis kontur dasar laut. Proses refraksi mempunyai pengaruh yang cukup besar terhadap tinggi dan arah gelombang serta distribusi energi gelombang di sepanjang pantai [9]. Pada gambar 2.7 di bawah ini dapat dilihat ilustrasi terjadinya refraksi gelombang.



Gambar 2.7. Proses terjadinya refraksi gelombang [9].

Penentuan konstanta refraksi dilakukan dengan menentukan sudut arah datang gelombang di laut dalam. Penentuan sudut datang gelombang dilakukan dengan menghitung sudut antara arah datangnya gelombang dengan garis pantai yang dapat dilihat pada gambar 2.8 di bawah ini.



Gambar 2.8. Penentuan sudut datang gelombang [24].

Arah datang gelombang dari laut dalam (α_0) memiliki nilai 0 jika berada tegak lurus terhadap garis pantai (membentuk sudut 90° terhadap garis pantai), nilai arah datang gelombang akan bernilai positif jika nilai sudut arah gelombang lebih dari 90° terhadap garis pantai dan bernilai negatif jika nilai sudut arah gelombang kurang dari 90° terhadap garis pantai digunakan untuk menghitung sudut datang gelombang di laut dangkal dengan persamaan di bawah ini [9].

$$\alpha = \arcsin \frac{c}{c_0} \times \sin \alpha_0 \quad (2.19)$$

dimana:

C_0 = Kecepatan gelombang di laut dalam (m/s).

C = Kecepatan gelombang di laut dangkal (m/s).

α = Sudut datang gelombang ($^\circ$).

α_0 = Sudut datang gelombang awal ($^\circ$).

Setelah sudut datang gelombang diketahui maka penentuan konstanta refraksi dapat dihitung dengan persamaan di bawah ini [9].

$$K_r = \sqrt{\frac{\cos \alpha_0}{\cos \alpha}} \quad (2.20)$$

dimana:

K_r = Koefisien refraksi.

α = Sudut datang gelombang

α_0 = Sudut datang gelombang awal

2.5.4. *Shoaling*

Shoaling adalah istilah yang menggambarkan gelombang yang bergerak dari laut dalam memasuki laut dangkal dan mulai mengalami gesekan dari dasar laut. Akibatnya kecepatan gelombang berkurang lalu panjang gelombang pun memendek. Karena energi gelombang belum lepas (gelombang belum pecah) maka tinggi gelombang semakin besar, sampai akhirnya pecah [23].

Besar nilai efek pendangkalan (*shoaling*) disebut koefisien *shoaling* (K_S) yang dapat ditentukan dengan menggunakan persamaan di bawah ini.

$$K_S = \sqrt{\frac{n_0 L_0}{nL}} \quad (2.21)$$

dimana:

K_S = Koefisien *shoaling*.

n = koefisien pengali di laut dalam.

n_0 = koefisien pengali di laut dangkal.

L_0 = Panjang gelombang laut dalam (m).

L = Panjang gelombang laut dangkal (m).

Besar nilai panjang gelombang di laut dangkal ditentukan berdasarkan hubungan antara kedalaman dan panjang gelombang awal. Semakin dangkal perairan maka panjang gelombang akan semakin pendek. Penentuan panjang gelombang di laut dangkal dapat dilakukan dengan menggunakan persamaan di bawah ini.

$$L = L_0 \tanh\left(\frac{2\pi d}{L}\right) \quad (2.22)$$

Atau

$$L = \frac{gxT^2}{2\pi} \tanh\left(\frac{2\pi d}{L}\right) \quad (2.23)$$

dimana:

L_0 = Panjang gelombang laut awal (m).

L = Panjang gelombang laut dangkal (m).

g = Percepatan gravitasi (9.81 m/s^2).

d = Kedalaman pantai (m).

Dikarenakan dalam penentuan nilai panjang gelombang dibutuhkan nilai panjang gelombang lagi, maka dalam penentuan panjang gelombang di laut dangkal dilakukan dengan teknik iterasi. Dalam penentuan nilai koefisien pendangkalan (*shoaling*) juga membutuhkan nilai konstanta pengali (n), dimana dapat ditentukan dengan persamaan di bawah ini.

$$n = \frac{1}{2} \left(1 + \frac{2kd}{\sinh 2kd} \right), \quad (2.24)$$

dimana:

n = konstanta pengali. Nilai n_0 pada laut dalam adalah 0.5 [25].

k = angka gelombang.

d = Kedalaman pantai (m).

Nilai k adalah angka gelombang yang dapat ditentukan dengan persamaan berikut.

$$k = \frac{2\pi}{L} \quad (2.25)$$

dimana:

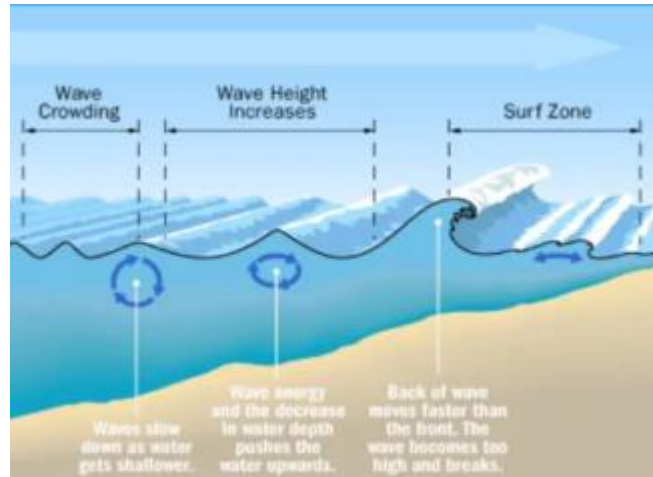
k = angka gelombang.

L = Panjang gelombang laut dangkal (m).

2.5.5. Gelombang Pecah

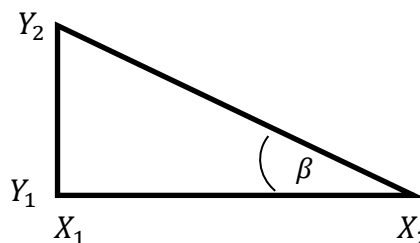
Gelombang Pecah adalah bentuk deformasi gelombang yang paling dapat terlihat secara jelas. Pada saat suatu gelombang pecah dia melepas seluruh energinya sekaligus kepada apa saja yang ada di sekitarnya. Jika yang ada di sekitarnya hanya air maka energi itu akan lepas ke udara dan air sekitarnya. Setelah suatu gelombang pecah maka dia dipandang telah lenyap, walaupun sebenarnya sisa-sisa energinya dapat berupa gerakan air translasi (disebut arus) di tepi

pantai atau diserap oleh gelombang-gelombang lebih kecil di sekitarnya. Walaupun suatu gelombang telah lenyap karena pecah, namun gelombang-gelombang lain yang lebih kecil tetap berjalan terus sampai terjadi kondisi yang mengharuskannya juga pecah [23]. Ilustrasi proses pecahnya gelombang dapat dilihat pada gambar 2.9 di bawah ini.



Gambar 2.9. Proses pembentukan gelombang pecah [26].

Di laut dangkal hingga laut transisi, kedalaman air yang semakin berkurang mulai mempengaruhi bentuk gelombang. Akibatnya gelombang semakin tinggi dan curam hingga akhirnya pecah. Dalam penentuan tinggi gelombang pecah membutuhkan nilai tinggi gelombang laut dalam ekivalensi (tinggi gelombang baru akibat efek pendangkalan) dan kemiringan pantai yang diperoleh dengan cara menghitung menggunakan persamaan berdasarkan gambar 2.10 di bawah ini [10].



Gambar 2.10. Hubungan antara sudut kemiringan pada segitiga [10].

$$m = \frac{Y_2 - Y_1}{X_2 - X_1} \quad (2.26)$$

$$\beta = \text{atan} \left(\frac{Y_2 - Y_1}{X_2 - X_1} \right) \quad (2.27)$$

dimana :

m = kemiringan pantai.

β = sudut kemiringan pantai ($^\circ$).

Y = Titik vertikal (m).

X = Titik Horizontal (m).

Nilai tinggi gelombang laut dalam ekivalensi H'_0 yang dihitung dengan persamaan di bawah ini [9].

$$H'_0 = H_0 \cdot K_S \quad (2.28)$$

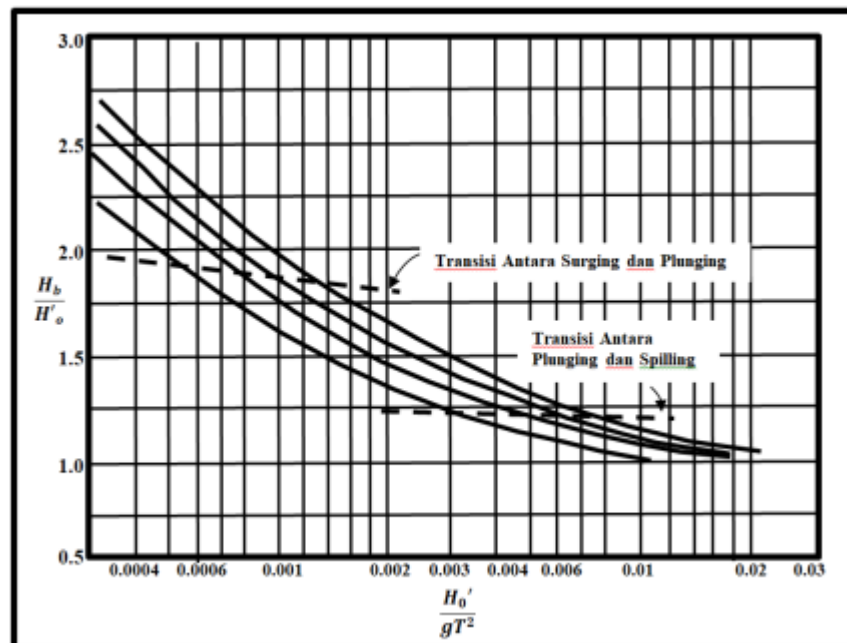
dimana:

H'_0 = Tinggi gelombang laut dalam ekivalensi (m).

H_0 = Tinggi gelombang di laut dalam (m).

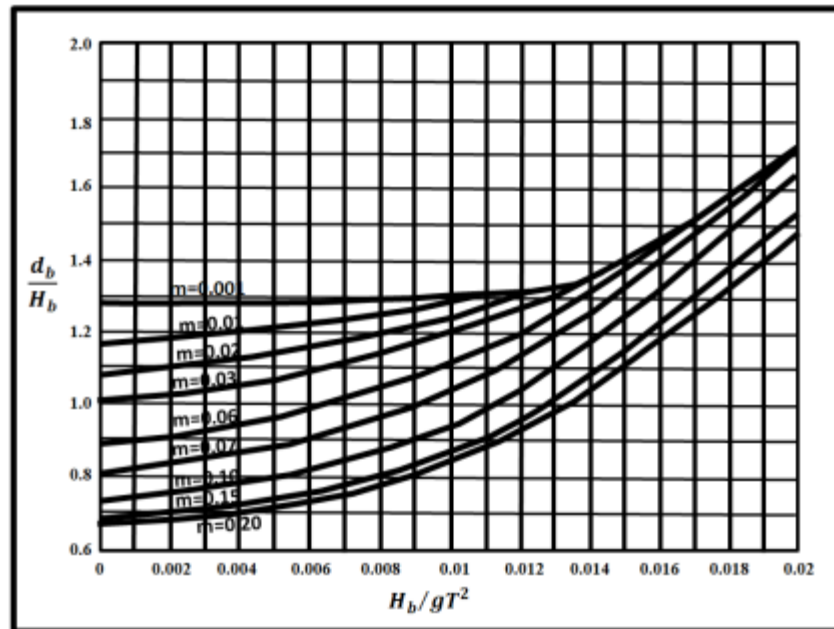
K_S = Koefisien *shoaling*.

Setelah diperoleh nilai tinggi gelombang laut dalam ekivalensi dan kemiringan pantai diperoleh kemudian tinggi gelombang pecah dapat diketahui dengan melihat grafik hubungan antara H'_0/gT^2 dan H_b/H'_0 seperti gambar 2.11 di bawah ini [9].



Gambar 2.11. Grafik hubungan antara H_b/H'_0 dan H'_0/gT^2 [9].

Jika nilai ketinggian gelombang pecah sudah diketahui, maka kedalaman gelombang pecah dapat ditentukan dengan melihat grafik hubungan antara H_b/gT^2 dan d_b/H_b seperti gambar 2.12 di bawah ini [9].



Gambar 2.12. Grafik hubungan antara H_b/gT^2 dan d_b/H_b [9].

Gelombang pecah terbagi menjadi beberapa tipe berdasarkan kemiringannya. Ada 4 tipe gelombang pecah yaitu [27] :

1. *Spilling breaker*. Pecahan gelombang jenis ini terjadi bila gelombang menjalar di pantai dengan dasar yang landai. Pada pecahan jenis ini, puncak gelombang yang tidak stabil turun sebagai “white water” (gelembung-gelembung dan buih).
2. *Plunging breaker*. Pecahan jenis ini terjadi bila gelombang menjalar di pantai yang miring. Pada pecahan jenis ini, gelombang yang mendekat ke pantai memiliki lereng depan yang menghadap ke daratan menjadi vertikal, puncak gelombang kemudian menggulung dan akhirnya menghunjam ke depan. Tipe gelombang *plunging* merupakan indikasi terjadinya *rip current* [16].
3. *Surging breaker*. Pecahan jenis ini terjadi bila lereng pantai sangat curam. Pada pecahan jenis ini, puncak gelombang naik

seperti akan menghunjam ke depan, tetapi kemudian dasar gelombang naik ke atas permukaan pantai sehingga gelombang jatuh dan menghilang.

4. *Collapsing breaker*. Pecahan ini adalah bentuk menengah antara pecahan tipe *plunging* dan *surging*.

Tipe gelombang pecah di atas, dari urutan satu sampai tiga adalah tiga macam gelombang pecah yang umum mudah dikenal. Adapun tipe gelombang yang ke-empat, adalah tipe gelombang pecah transisi antara *plunging breaker* dan *surging breaker*. Tipe ini ditemukan oleh Galvin tahun 1968 yang mempelajari gelombang mempergunakan film berkecepatan tinggi [27].

Tipe gelombang pecah ditentukan berdasarkan hubungan antara sudut kemiringan pantai (*slope*), ketinggian gelombang dan panjang gelombang. Tipe gelombang pecah ditentukan dengan nilai N_i (*Surf Similarity* atau sering disebut Bilangan *Iribaren*) [9]. Berikut merupakan persamaan nilai *Surf Similarity* atau bilangan *Iribaren* :

$$N_i = \frac{\tan \beta}{\sqrt{H/L_0}} \quad (2.1)$$

Dimana :

N_i : *Surf Similarity* (Bilangan *Iribarren*).

β : Sudut kemiringan pantai ($^\circ$).

H : Tinggi gelombang (m).

L_0 : Panjang gelombang laut dalam (m).

Dengan parameter tersebut, tipe gelombang pecah dapat klasifikasikan sebagai berikut :

Tabel 2.1. Klasifikasi tipe gelombang [28].

<i>Spilling</i>	$N_i < 0,4$
<i>Plunging</i>	$0,4 < N_i < 2,3$
<i>Collapsing</i>	$2,3 < N_i < 3,2$
<i>Surging</i>	$N_i > 3,2$