

## **BAB III**

### **LANDASAN TEORI**

#### **3.1. Pembangkitan Gelombang**

Angin yang berhembus di atas permukaan air akan memindahkan energinya ke air. Kecepatan angin tersebut akan menimbulkan tegangan pada permukaan laut, sehingga pada permukaan laut yang semulanya tenang menjadi terganggu dan menimbulkan riak kecil di atas permukaan air. Apabila kecepatan angin bertambah, riak tersebut menjadi semakin besar, dan apabila terjadi secara terus menerus maka akan terbentuklah gelombang. Semakin lama dan kuat angin berhembus, maka gelombang juga akan semakin besar.

Tinggi dan periode gelombang yang dibangkitkan dipengaruhi oleh angin yang meliputi kecepatan angin  $U$ , lama angin berhembus  $D$ , arah angin dan *fetch*  $F$ . *Fetch* adalah daerah dimana kecepatan dan arah angin adalah konstan. Arah angin dianggap konstan jika perubahannya tidak lebih dari  $15^\circ$ . Sedangkan kecepatan angin masih dianggap konstan jika perubahannya tidak lebih dari 5 knot (2,5 m/d) terhadap kecepatan rerata. Panjang *fetch* membatasi waktu yang diperlukan gelombang untuk terbentuk karena pengaruh angin, jadi mempengaruhi waktu untuk mentransfer energi angin ke gelombang. *Fetch* ini juga berpengaruh pada periode dan tinggi gelombang yang dibangkitkan. Gelombang periode panjang terjadi jika *fetch* besar. Gelombang di laut bisa mempunyai periode 20 detik atau lebih, tetapi pada umumnya berkisar antara 10 dan 15 detik.

##### **3.1.1. Angin**

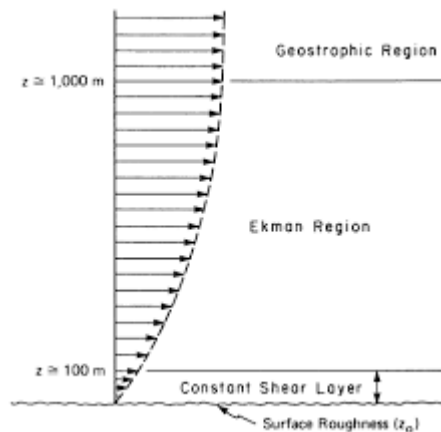
###### **1. Distribusi kecepatan angin**

Distribusi kecepatan angin di atas permukaan laut dapat dilihat dalam gambar 3.1 yang terbagi dalam tiga daerah sesuai dengan elevasi di atas

permukaan. Di daerah geostropik yang berada di atas 1000 m kecepatan angin konstan. Di bawah elevasi tersebut terdapat dua daerah yaitu daerah Ekman yang berada pada elevasi 100 m sampai 1000 m dan daerah di mana tegangan konstan yang berada pada elevasi 10 sampai 100 m. Di kedua daerah tersebut kecepatan dan arah angin berubah sesuai dengan elevasi, karena adanya gesekan dengan permukaan laut dan perbedaan temperatur antara air dan udara.

Di daerah tegangan konstan, profil vertikal dari kecepatan angin mempunyai bentuk sebagai berikut:

$$U(y) = \frac{U^*}{k} \left( \ln \left( \frac{y}{y_0} \right) - \psi \left( \frac{y}{L} \right) \right)$$



**Gambar 3.1.** Distribusi vertikal kecepatan angin

dengan:

$U^*$ : kecepatan geser

$k$  : koefisien von Karman (=0,4)

$y$  : elevasi terhadap permukaan air

$y_0$  : tinggi kekasaran permukaan

$L$  : panjang campur yang tergantung pada perbedaan temperatur antara air dan udara

$\psi$  : fungsi yang tergantung pada perbedaan temperatur antara air dan udara. Di Indonesia, mengingat perbedaan temperatur antara air laut dan udara kecil, maka parameter ini bisa diabaikan.

Untuk memperkirakan pengaruh kecepatan angin terhadap pembangkitan gelombang, parameter  $\Delta T_{as}$ ,  $U^*$  dan  $y_0$  harus diketahui. Beberapa rumus atau grafik untuk memprediksi gelombang didasarkan pada kecepatan angin yang diukur pada  $y=10$  m. Apabila angin tidak diukur pada elevasi 10 m, maka kecepatan angin harus dikonversi pada elevasi tersebut. Untuk itu digunakan persamaan di bawah ini:

$$U(y) = \frac{U^*}{k} \left( \ln \left( \frac{y}{y_0} \right) - \psi \left( \frac{y}{L} \right) \right)$$

Tetapi pemakaian persamaan tersebut agak sulit karena terlebih dahulu harus di tentukan parameter  $U^*$ ,  $y_0$ ,  $\psi \left( \frac{y}{L} \right)$ . Untuk memudahkan hitungan dapat digunakan persamaan yang lebih sederhana berikut ini:

$$U(10) = U(y) \left( \frac{10}{y} \right)^{1/7}$$

yang berlaku untuk  $y$  lebih kecil dari 20 m.

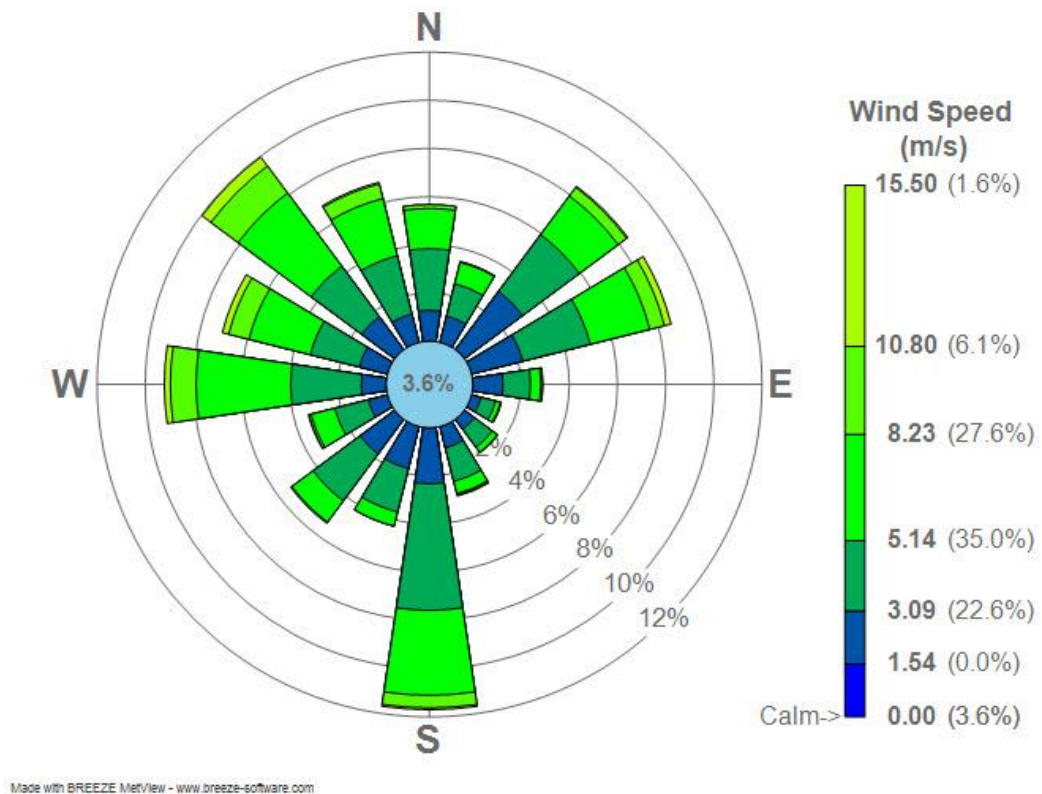
## 2. Data angin

Data angin yang digunakan untuk peramalan gelombang adalah data di permukaan laut pada lokasi pembangkitan. Data tersebut dapat diperoleh dari pengukuran langsung di atas permukaan laut atau pengukuran di darat di dekat lokasi permalan yang kemudia di konversi menjadi data angin laut. Kecepatan angin di ukur dengan anemometer, dan biasanya dinyatakan dalam knot. Satu knot adalah panjang satu menit garis bujur melalui khatulistiwa yang di tempuh dalam satu jam, atau  $1 \text{ knot} = 1,852 \text{ km/jam} = 0,5 \text{ m/d}$ . Data angin dicatat tiap jam dan biasanya di sajikan dalam **Gambar 3.2**. Dengan pencatatan angin jam-jaman tersebut akan dapat diketahui angin dengan kecepatan tertentu dan durasinya,



Kecepatan (knot)	Arah Angin							
	U	TL	T	Tg	S	BD	B	BL
0 – 10	88,3 %							
10 – 13	1,23	0,27	0,32	0,06	0,08	0,6	0,56	1,35
13 – 16	1,84	0,40	0,48	0,13	0,13	0,70	0,70	2,03
16 – 21	0,17	0,07	0,08	0,01	0,01	0,12	0,12	0,20
21 - 27	0,01	-	-	-	-	0,03	0,03	-

Gambar 3.3. Tabel penyajian data angin



Gambar 3.4. Mawar angin

### 3. Konversi kecepatan angin

Data angin dapat diperoleh dari pencatatan di permukaan laut dengan menggunakan kapal yang sedang berlayar atau pengukuran di darat yang biasanya di bandara. 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:

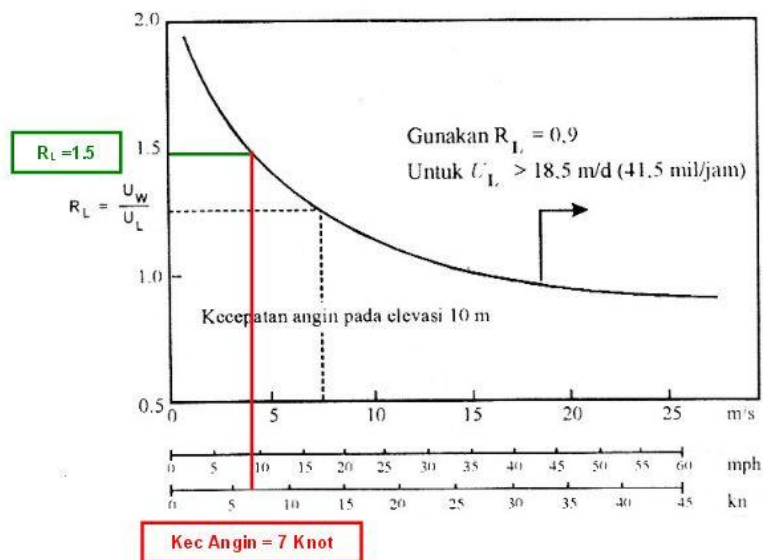
$$U = 2,16U_s^{7/9}$$

dengan:

$U_s$  : kecepatan angin yang di ukur oleh kapal (knot)

$U$  : kecepatan angin terkoreksi (knot)

Biasanya pengukuran angin di lakukan di daratan, padahal rumus-rumus pembangkitan gelombang data angin yang di gunakan adalah yang ada di atas permukaan laut. Oleh karena itu diperlukan transformasi dari data angin 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  $R_L = U_w / U_L$ , seperti pada **Gambar 3.5**



**Gambar 3.5.** Hubungan antara kecepatan angin di laut dan di darat

Rumus-rumus dan grafik-grafik pembangkitan gelombang mengandung variabel  $U_A$ , yaitu faktor tegangan angin yang dapat dihitung dari kecepatan angin. Setelah dilakukan berbagai konversi kecepatan angin seperti yang dijelaskan di atas, kecepatan angin dikonversikan pada faktor tegangan angin dengan menggunakan rumus berikut:

$$U_A = 0,71U^{1,23}$$

dimana U adalah kecepatan angin dalam m/d.

### 3.1.2 Fetch

Di 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. **Gambar 3.6** menunjukkan cara untuk mendapatkan fetch efektif. Fetch rerata efektif diberikan oleh persamaan berikut:

$$F_{eff} = \frac{\sum X_i \cos a_i}{\sum \cos a_i}$$

dengan :

$F_{eff}$  = fetch rerata efektif

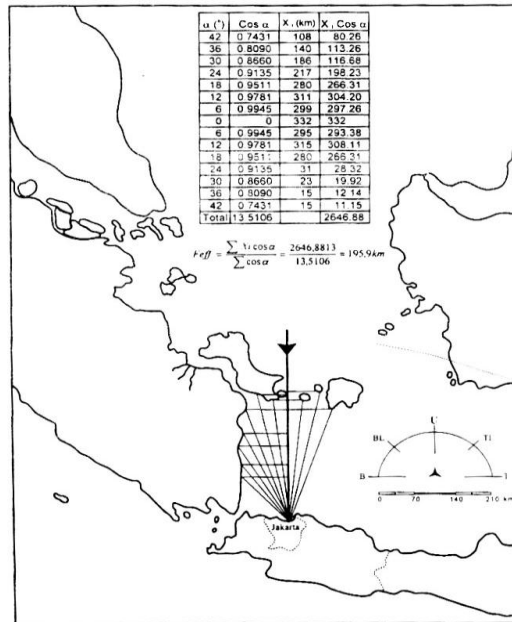
$X_i$  = panjang segmen fetch yang diukur dari titik observasi gelombang ke ujung akhir fetch

$a$  = deviasi pada kedua sisi dari arah angin, dengan menggunakan penambahan  $6^\circ$  sampai sudut sebesar  $42^\circ$  pada kedua sisi dari arah angin

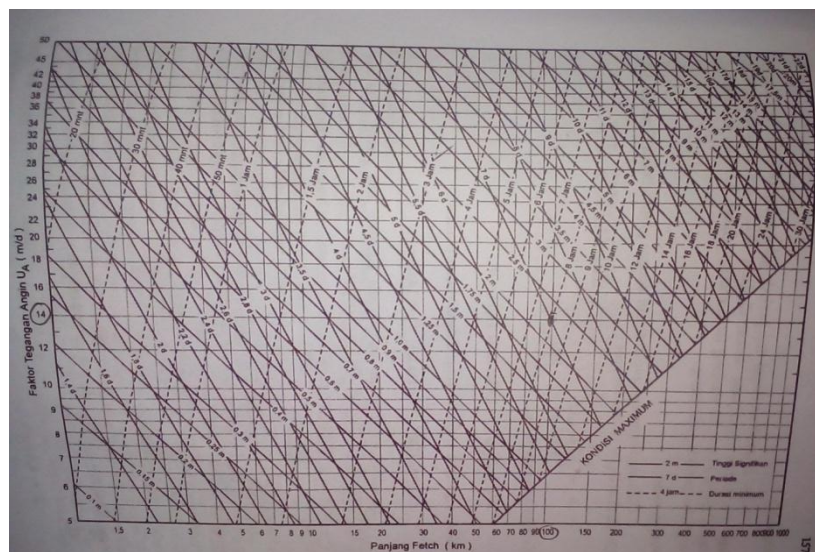
### 3.1.3. Peramalan Gelombang di laut dalam

Berdasarkan pada kecepatan angin, lama berhembus angin dan fetch seperti yang telah dibicarakan di depan, dilakukan peramalan gelombang dengan menggunakan grafik pada **Gambar 3.7**

Dari grafik tersebut apabila jika panjang fetch (F), faktor tegangan angin ( $U_A$ ) dan durasi diketahui maka tinggi dan periode gelombang signifikan dapat dihitung.



Gambar 3.6. Cara untuk mendapatkan fetch efektif



Gambar 3.7. Peramalan gelombang dengan menggunakan grafik



### 3.1.4 Perkiraan Gelombang dengan Periode Ulang (Analisis Frekuensi)

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) berdasarkan data angin. Di Indonesia, pengukuran gelombang dalam jangka waktu panjang belum banyak dilakukan. Pengukuran gelombang selain sulit juga mahal. Sementara itu pengukuran angin sudah banyak dilakukan. 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. Berdasarkan 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. Misalnya apabila  $T = 50$ , gelombang yang diperkirakan adalah gelombang 50 tahunan atau gelombang periode ulang 50 tahun, artinya gelombang tersebut diharapkan disamai atau dilampaui rata-rata sekalo dalam 50 tahun. Hal ini tidak berarti bahwa gelombang 50 tahunan hanya akan terjadi sekali 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  $1/50$ .

Pengukuran gelombang dapat dilakukan dalam waktu sekitar 15 sampai 20 menit dan biasanya dianggap bisa mewakili kondisi gelombang dalam periode beberapa jam, dan dalam periode tersebut dianggap kondisi gelombang adalah stasioner (tetap) dan sifat-sifatnya tidak berubah. Dari setiap pencatatan tersebut dapat ditetapkan gelombang representatif, sehingga dalam satu tahun terdapat banyak gelombang representatif. Dari banyak data gelombang representatif dalam satu tahun tersebut ditetapkan satu gelombang representatif

maksimum atau bentuk lainnya. Apabila terdapat  $N$  tahun pencatatan maka terdapat  $N$  data yang digunakan untuk memprediksi gelombang dengan periode ulang tertentu.

Apabila data yang tersedia adalah data angin maka analisis frekuensi dilakukan terhadap data angin tersebut yang selanjutnya digunakan untuk memprediksi gelombang. Dapat juga data angin digunakan untuk meramalkan gelombang, selanjutnya data gelombang tersebut digunakan untuk analisis frekuensi. Dalam hal ini gelombang hasil peramalan adalah gelombang signifikan.

### 3.1.5 Fungsi distribusi probabilitas

Berikut ini diberikan dua metode untuk memprediksi gelombang dengan periode ulang tertentu, yaitu distribusi Gumbel (Fisher-Tippett Type I) dan distribusi Weibull (CERC,1992). Dalam metode ini prediksi dilakukan untuk memperkirakan tinggi gelombang signifikan dengan berbagai periode ulang/ Tidak ada petunjuk yang jelas untuk memilih salah satu dari kedua metode tersebut. Biasanya pendekatan yang dilakukan adalah mencoba beberapa metode tersebut untuk data tersedia dan Kemudian dipilih yang memberikan hasil terbaik. Namun dalam penelitian ini kita akan menggunakan metode Weibull (CERC,1992).

$$\text{Distribusi Weibull } P(H_s \leq \hat{H}_s) = 1 - e^{-\left(\frac{\hat{H}_s - B}{A}\right)^C}$$

$P(H_s \leq \hat{H}_s)$  = Probabilitas bahwa  $\hat{H}_s$  tidak dilampaui

$H$  = tinggi gelombang representatif

$\hat{H}$  = tinggi gelombang dengan nilai tertentu

$A$  = parameter skala

$B$  = parameter lokasi

$\kappa$  = parameter bentuk

Data masukan disusun dalam urutan dari besar ke kecil. Selanjutnya probabilitas ditetapkan untuk setiap tinggi gelombang sebagai berikut :

$$P(H_s \leq \hat{H}_s) = 1 - \frac{m - 0,2 - \frac{0,27}{\sqrt{k}}}{N_T + 0,2 + \frac{0,23}{\sqrt{k}}}$$

Dengan :

$P(H_s \leq \hat{H}_s)$ : Probabilitas dari tinggi gelombang representatif ke  $m$  yang tidak dilampaui

$H_{sm}$  : tinggi gelombang urutan ke  $m$

$m$  : nomor urut tinggi gelombang signifikan = 1, 2, . . . ,  $N$

$N_T$  : jumlah kejadian gelombang selama pencatatan (bisa lebih besar dari gelombang representatif)

Parameter  $A$  dan  $B$  dihitung dari metode kuadrat terkecil untuk setiap tipe distribusi yang digunakan. Hitungan didasarkan pada analisis regresi linier dari hubungan berikut :

$$H_m = \hat{A} y_m + \hat{B}$$

Dimana  $y_m$  diberikan oleh bentuk berikut :

$$y_m = [-\ln \{1 - F(H_s \leq H_{sm})\}]^{1/\kappa}$$

Dengan  $\hat{A}$  dan  $\hat{B}$  adalah perkiraan dari parameter skala dan lokal yang diperoleh dari analisis regresi linier.

### 3.1.6. Periode Ulang

Tinggi gelombang signifikan untuk berbagai periode ulang dihitung dari fungsi distribusi probabilitas dengan rumus berikut :

$$H_{sr} = \hat{A}y_r + \hat{B}$$

Dimana  $y_r$  diberikan oleh bentuk berikut :

$$y_r = \{\ln(L T_r)\}^{1/k}$$

Dengan:

$H_{nr}$  : tinggi gelombang signifikan dengan periode ulang  $T_r$

$T_r$  : periode ulang (tahun)

$K$  : panjang data (tahun)

$L$  : rerata jumlah kejadian pertahun

$$= \frac{N_T}{K}$$

### 3.1.7. Interval keyakinan

Perkiraan interval keyakinan adalah penting dalam analisis gelombang ekstrim. Hal ini mengingat bahwa biasanya periode pencatatan gelombang adalah pendek, dan tingkat ketidak-pastian yang tinggi dalam perkiraan gelombang ekstrim. Batas keyakinan sangat dipengaruhi oleh penyebaran data, sehingga nilainya tergantung pada deviasi standar. Dalam (CERC, 1992) untuk perkiraan deviasi standar dari nilai ulang. Deviasi standar yang dinormalkan dihitung dengan persamaan berikut :

$$\sigma_{nr} = \frac{1}{\sqrt{N}} [1 + a(y_r - c + \varepsilon \ln v)^2]^{1/2}$$

Dengan:

$\sigma_{nr}$  : standar deviasi yang dinormalkan dari tinggi gelombang signifikan dengan periode ulang  $T_r$

$N$  : jumlah data tinggi gelombang signifikan

$$a = a_1 e^{a_2 N^{-1,3} + k \sqrt{-\ln v}}$$

$a_1, a_2, e, \varepsilon, k$  : koefisien empiris yang diberikan oleh **Tabel 3.1**

$$v = \frac{N}{N_T}$$

**Tabel 3.1.** Koefisien untuk menghitung deviasi standar

Distribusi	$a_1$	$a_2$	$k$	$C$	$\varepsilon$
FT-1	0,64	9,0	0,93	0,0	1,33
Weibull (k=0,75)	1,65	11,4	-0,63	0,0	1,15
Weibull (k=1,0)	1,92	11,4	0,00	0,3	0,90
Weibull (k=1,4)	2,05	11,4	0,69	0,4	0,72
Weibull (k=2,0)	2,24	11,4	1,34	0,5	0,54

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

$$\sigma = \sigma_{nr} \sigma H_s$$

Dengan:

$\sigma_r$  : Kesalahan standar dari ketinggian gelombang signifikan dengan periode ulang  $T_r$

$\sigma H_s$  : deviasi standar dari data tinggi gelombang signifikan

Interval keyakinan dihitung dengan anggapan bahwa perkiraan tinggi gelombang signifikan pada periode ulang tertentu terdistribusi normal terhadap fungsi distribusi yang diperkirakan. Batas interval keyakinan terhadap  $H_{sr}$  dengan berbagai tingkat keyakinan diberikan dalam **Tabel 3.2**. Perlu diingat bahwa lebar interval keyakinan tergantung

pada fungsi distribusi,  $N$  dan  $\nu$ ; tetapi tidak berkaitan dengan seberapa baik data mengikuti fungsi distribusi.

**Tabel 3.2** Batas interval keyakinan tinggi gelombang signifikan ekstrim

Tingkat keyakinan (%)	Batas interval keyakinan terhadap $H_{sr}$	Probabilitas Batas Atas Terlampaui (%)
80	$128\sigma_r$	10,0
85	$1,44\sigma_r$	7,5
90	$1,65\sigma_r$	5,0
95	$1,96\sigma_r$	2,5
99	$2,58\sigma_r$	0,5