

## BAB II

### TINJAUAN PUSTAKA

#### II.1. Tinjauan Fluida

Menurut tinjauan Mekanika Fluida, semua bahan di alam ini terdiri atas dua keadaan saja yaitu fluida dan zat padat. Secara teknis perbedaan kedua keadaan tersebut terletak pada reaksi kedua zat itu terhadap tegangan geser atau tegangan singgung yang dialaminya. Zat padat dapat menahan tegangan geser dengan deformasi statik, sedangkan fluida adalah sebaliknya. Setiap tegangan geser yang dikenakan pada fluida, betapapun kecilnya akan menyebabkan fluida itu bergerak. Fluida bergerak dan berubah bentuk secara terus-menerus selama tegangan tersebut bekerja. Maka dapat dikatakan bahwa fluida yang diam berada dalam keadaan tegangan geser nol (M. White, 1988).

Fluida adalah gugusan molekul yang jarak pisahnya besar untuk gas dan kecil untuk zat cair. Jarak antar molekul ini sangat besar jika dibandingkan dengan garis tengah molekul tersebut. Molekul-molekul fluida tidak terikat pada suatu inti, melainkan saling bergerak bebas terhadap satu sama lain, sehingga kerapatan fluida atau massanya persatuan volume tidak mempunyai jumlah yang tepat, sebab jumlah yang menempati volume tertentu terus-menerus berubah (M. White, 1988).

Menurut Yuwono (1980) perbedaan sifat-sifat dari fluida (zat cair dan gas) dapat dibedakan sebagai berikut :

**zat cair :**

- Mempunyai permukaan bebas
- Zat tersebut apabila ditempatkan dalam suatu tabung hanya akan mengisi sebesar volume yang diperlukan saja.
- Zat cair praktis merupakan suatu zat yang *incompressibel*.

**Gas :**

- Tidak mempunyai suatu permukaan bebas
- Gas apabila ditempatkan dalam suatu tabung akan mengisi seluruh ruangan tabung tersebut.
- Gas merupakan suatu zat yang *compressibel*.

Dalam keperluan penganalisaan suatu fluida (dalam hal ini zat cair) telah dibagi menjadi dua cabang yaitu zat cair yang diam (hidrostatika) dan zat cair yang bergerak (hidrodinamika).

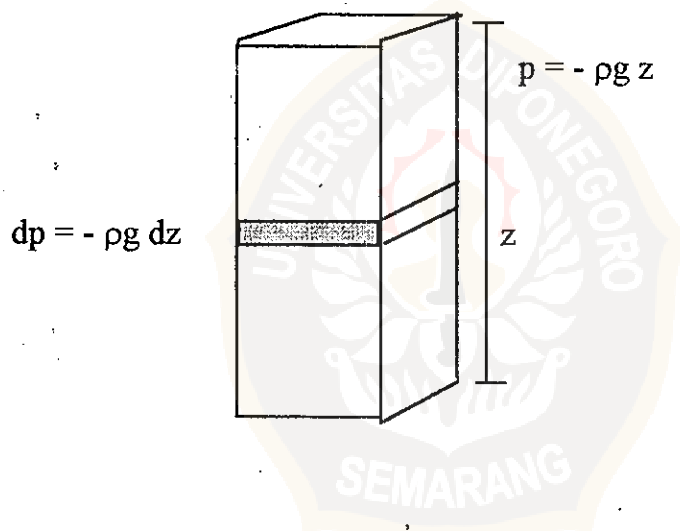
### **II.1.1. Hidrostatika**

Semisal suatu kolom air laut (Gambar 2.1) dapat terdiri dari lapisan-lapisan yang tak terhingga banyak. Suatu lapisan dz dari air laut tersebut akan mempunyai tekanan dp yaitu :

$$dp = - \rho g dz \quad (\text{II.1})$$

sehingga tekanan total pada kedalaman  $z$  adalah jumlah dari seluruh  $dp$ . Apabila dianggap kerapatan  $\rho$  tidak tergantung pada kedalaman atau didapat suatu harga rata-rata untuk  $\rho$ , maka tekanan hidrostatis pada setiap kedalaman dapat dicari dengan (The Open, 1989) :

$$p = - \rho g z \quad (\text{II.2})$$



Gambar 2.1. Tekanan Hidrostatis pada lapisan  $dz$  dan pada kedalaman  $z$ .

### II.1.2. Hidrodinamika

Berbagai gaya yang dilakukan pada fluida (lautan) ada yang berasal dari luar maupun dari dalam laut sendiri. Gaya-gaya seperti Gaya Gravitasi, Gaya Tarik Bulan dan Matahari dan juga Tekanan angin di permukaan laut

adalah adalah gaya-gaya yang berasal dari luar. Suatu gaya yang dilakukan pada suatu fluida dan berasal dari fluida itu sendiri adalah Gaya Gradien Tekanan, dimana ini terjadi karena variasi kerapatan dari fluida atau karena perbedaan elevasi (kemiringan) dari permukaan fluida. Gaya lain yang mempengaruhi gerakan fluida adalah Gaya Coriolis, yaitu gaya defleksi yang timbul pada suatu benda yang bergerak di permukaan bumi karena pengaruh dari rotasi bumi.

Aliran fluida di lautan yang juga dikenal sebagai Arus Laut, pergerakannya ditentukan oleh Hukum II Newton dan oleh Hukum Kekekalan Massa (M. Bishop, 1984). Hukum II Newton menyatakan bahwa perubahan gerak terhadap suatu benda berhubungan langsung dengan gaya yang menggerakkan benda tersebut (Handoko, 1988), yaitu :

$$\frac{dv}{dt} = \frac{\Sigma F}{m} \quad (\text{II.3})$$

Persamaan tersebut menghubungkan jumlah vektor gaya  $\Sigma F$  yang dilakukan pada suatu fluida yang bermassa  $m$  dengan percepatan  $dv/dt$ . Gaya-gaya utama yang dilakukan pada suatu fluida adalah Gaya Gradien Tekanan, Gaya Coriolis, Gaya Gesek dan Gaya-gaya eksternal (gravitasi). Jika gaya-gaya ini dinyatakan dalam Hukum II Newton dalam bentuk percepatan adalah :

$$\frac{d\bar{v}}{dt} = -\frac{1}{\rho} \nabla p + \bar{C} + \bar{R} + \bar{K} \quad (\text{II.4})$$

Dalam Koordinat Kartesian dengan sumbu-x menuju ke arah timur sumbu-y menuju arah utara dan sumbu-z vertikal ke bawah, maka diperoleh persamaan (Neumann & Pierson, 1966) :

$$\begin{aligned}\frac{du}{dt} &= -\frac{1}{\rho} \frac{\delta p}{\delta x} - v^2 \omega \sin \varphi - w^2 \omega \cos \varphi + R_x + X \\ \frac{dv}{dt} &= -\frac{1}{\rho} \frac{\delta p}{\delta y} - u^2 \omega \sin \varphi - R_y + Y \\ \frac{dw}{dt} &= -\frac{1}{\rho} \frac{\delta p}{\delta z} - u^2 \omega \cos \varphi - R_z + Z\end{aligned}\quad (\text{II.5})$$

M. Bishop (1984) menyatakan bahwa percepatan yang terjadi pada suatu fluida adalah jumlahan dari percepatan lokal dan percepatan advectif. Percepatan Lokal adalah perubahan yang terjadi pada tempat tertentu dalam fluida dalam satu waktu tertentu, sedangkan Percepatan Advectif adalah perubahan yang terjadi sebagai paket fluida yang ditransport oleh aliran fluida, sehingga bentuk percepatan pada ruas kiri dari persamaan II.4 akan menjadi :

$$\begin{aligned}\frac{du}{dt} &= \frac{\delta u}{\delta t} + u \frac{\delta u}{\delta x} + v \frac{\delta u}{\delta y} + w \frac{\delta u}{\delta z} \\ \frac{dv}{dt} &= \frac{\delta v}{\delta t} + u \frac{\delta v}{\delta x} + v \frac{\delta v}{\delta y} + w \frac{\delta v}{\delta z} \\ \frac{dw}{dt} &= \frac{\delta w}{\delta t} + u \frac{\delta w}{\delta x} + v \frac{\delta w}{\delta y} + w \frac{\delta w}{\delta z}\end{aligned}\quad (\text{II.6})$$

Sehingga persamaan geraknya akan menjadi :

$$\begin{aligned} \frac{\delta u}{\delta t} + u \frac{\delta u}{\delta x} + v \frac{\delta u}{\delta y} + w \frac{\delta u}{\delta z} &= -\frac{1}{\rho} \frac{\delta p}{\delta x} - v2\omega \sin \varphi - w2\omega \cos \varphi + R_x + X \\ \frac{\delta v}{\delta t} + u \frac{\delta v}{\delta x} + v \frac{\delta v}{\delta y} + w \frac{\delta v}{\delta z} &= -\frac{1}{\rho} \frac{\delta p}{\delta y} - u2\omega \sin \varphi - R_y + Y \\ \frac{\delta w}{\delta t} + u \frac{\delta w}{\delta x} + v \frac{\delta w}{\delta y} + w \frac{\delta w}{\delta z} &= -\frac{1}{\rho} \frac{\delta p}{\delta z} - u2\omega \cos \varphi - R_z + Z \end{aligned} \quad (II.7)$$

Pada persamaan-persamaan diatas X, Y, dan Z adalah komponen-komponen gaya eksternal,  $R_x$ ,  $R_y$ , dan  $R_z$  adalah gaya-gaya gesekan, sedangkan  $v2\omega \sin \varphi + w2\omega \cos \varphi$ ,  $u2\omega \sin \varphi$  dan  $u2\omega \cos \varphi$  masing-masing adalah komponen gaya coriolis, dengan :

- $u, v, \text{ dan } w$  = komponen kecepatan arah x, y, z.
- $\omega$  = kecepatan rotasi bumi
- $\varphi$  = sudut lintang bumi
- $\rho$  = densitas air laut

Gaya-gaya gesekan  $R_x$ ,  $R_y$  dan  $R_z$  yang terdapat pada persamaan gerak diatas mempunyai perumusan (Dietrich et. al., 1973) :

$$R = \nu \Delta^2 V + 1/3 \mu \Delta (\Delta \bullet V) \quad (II.8)$$

dengan  $\nu$  adalah viskositas kinematika molekuler. Jika air laut dianggap fluida yang tak termampatkan (*incompressible*) maka  $(\Delta \bullet V)=0$  dan juga untuk aliran

arus yang dalam kita meniadakan gaya-gaya eksternal komponen horisontal (Asmoro H, 1992), maka persamaan gerak diatas akan menjadi :

$$\begin{aligned} \frac{\delta u}{\delta t} + u \frac{\delta u}{\delta x} + v \frac{\delta u}{\delta y} + w \frac{\delta u}{\delta z} &= \\ -\frac{1}{\rho} \frac{\delta p}{\delta x} - v 2\omega \sin \varphi - w 2\omega \cos \varphi + \nu \left[ \frac{\delta^2 u}{\delta x^2} + \frac{\delta^2 u}{\delta y^2} + \frac{\delta^2 u}{\delta z^2} \right] \\ \frac{\delta v}{\delta t} + u \frac{\delta v}{\delta x} + v \frac{\delta v}{\delta y} + w \frac{\delta v}{\delta z} &= \\ -\frac{1}{\rho} \frac{\delta p}{\delta y} - u 2\omega \sin \varphi - \nu \left[ \frac{\delta^2 v}{\delta x^2} + \frac{\delta^2 v}{\delta y^2} + \frac{\delta^2 v}{\delta z^2} \right] & \quad (II.9) \\ \frac{\delta w}{\delta t} + u \frac{\delta w}{\delta x} + v \frac{\delta w}{\delta y} + w \frac{\delta w}{\delta z} &= \\ -\frac{1}{\rho} \frac{\delta p}{\delta z} - u 2\omega \cos \varphi - \nu \left[ \frac{\delta^2 w}{\delta x^2} + \frac{\delta^2 w}{\delta y^2} + \frac{\delta^2 w}{\delta z^2} \right] \end{aligned}$$

Gaya eksternal komponen vertikal biasanya adalah berupa gaya gravitasi g.

Jika air laut dianggap sebagai fluida yang termampatkan (*compressible*) maka perumusan untuk gaya gesekan faktor  $1/3 \mu \Delta(\Delta \cdot V)$  harus diperhitungkan, sehingga persamaan gerak pada persamaan (II.7) akan menjadi (Asmoro H, 1992) :

$$\begin{aligned}
\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} &= \\
-\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} - v 2\omega \sin \varphi - w 2\omega \cos \varphi + \nu \left[ \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \right] + \frac{1}{3} \mu \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} \\
\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} &= \\
-\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} - u 2\omega \sin \varphi - v \left[ \frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} \right] + \frac{1}{3} \mu \frac{\partial^2 v}{\partial x^2} & \quad (\text{II.10}) \\
\frac{\partial w}{\partial t} + u \frac{\partial w}{\partial x} + v \frac{\partial w}{\partial y} + w \frac{\partial w}{\partial z} &= \\
-\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} - u 2\omega \cos \varphi - v \left[ \frac{\partial^2 w}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 w}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 w}{\partial z^2} \right] + \frac{1}{3} \mu \frac{\partial^2 w}{\partial x^2}
\end{aligned}$$

dengan  $\mu = \nu\rho$  adalah viskositas dinamik molekuler.

### II.1.3. Persamaan Kontinuitas

Persamaan Kontinuitas tidak lain adalah formulasi matematik dari pada Hukum Kekekalan Massa yang menyatakan bahwa massa tidak dapat tercipta dengan sendirinya dan tidak dapat pula dimusnahkan (Dietrich et.al, 1973).

Pernyataan demikian itu, dinyatakan dengan persamaan berikut ini :

$$\frac{1}{\rho} \left[ \frac{d\rho}{dt} + u \frac{d\rho}{dx} + v \frac{d\rho}{dy} + w \frac{d\rho}{dz} \right] + \left[ \frac{du}{dx} + \frac{dv}{dy} + \frac{dw}{dz} \right] = 0 \quad (\text{II.11})$$

Menurut Haris (1994) hubungan antara modulus bulk, tekanan dan kerapatan fluida dinyatakan dengan persamaan  $E = \rho dp/d\rho$ , sehingga dapat



ditulis dalam hubungan seperti berikut ini  $d\rho/\rho dt = dp/Edt$ . Modulus Bulk untuk air laut berkisar  $E=2,07.10^8 \text{ Nm}^{-2}$  sehingga perubahan tekanan pada air laut yang cukup besarpun tidak berpengaruh pada perubahan kerapatan  $\rho$ . Oleh karena itu patut bila dianggap bahwa air laut adalah fluida homogen. Akibat fluida homogen, 4 suku pertama pada persamaan (II.11) adalah nol (tidak ada perubahan kerapatan terhadap ruang dan waktu) sehingga persamaan kontinuitas untuk aliran tak termampatkan adalah :

$$\Delta \cdot \mathbf{V} = \left[ \frac{du}{dt} + \frac{dv}{dy} + \frac{dw}{dz} \right] = 0 \quad (\text{II.12})$$

## II.2. Tinjauan Oseanografi

Dalam penelitian Oseanografi ada tiga faktor yang berperan dalam menganalisa proses maju mundurnya garis pantai yaitu angin, gelombang dan arus. Ketiga faktor tersebut merupakan gejala alam yang saling berhubungan, terutama dalam proses abrasi dan akresi. Selain itu kondisi geologi pantai, perubahan vertikal air laut secara terus-menerus (pasang surut) dan ulah manusia, baik langsung maupun tidak langsung dapat mempengaruhi lingkungan pantai.

### II.2.1. Tinjauan Wilayah Pantai

Garis pantai adalah merupakan garis singgung atau batas muka air laut dengan daratan. Posisi garis pantai dapat berubah-ubah tergantung besar sudut kemiringan pantai terhadap pengaruh pasang surut. Hal ini dapat diartikan sebagai garis batas dalam ruang tiga dimensi antara muka air laut dan daratan.

Bloom (1975) membagi wilayah pantai menjadi Zona Pantai Dalam (*inshore-zone*) adalah daerah yang terletak antara garis pantai pada waktu air laut surut terendah sampai pada garis gelombang pecah (*break line*) dan Zona Lepas Pantai (*offshore-zone*) adalah daerah yang terletak di luar garis gelombang pecah ke arah laut. Lebih lanjut dikatakan *coast* adalah daerah yang terletak dari batas aksi gelombang ke arah darat, seberapa jauh batas yang ada di darat belum ada batasan yang pasti. *Berm* adalah teras-teras yang terletak pada Pantai Belakang, sedangkan *cliff* adalah pantai yang terjal di belakang *berm*.

Pantai merupakan kenampakan bentang alam yang terletak diantara tepi laut dan tepi daratan yang sekaligus sebagai batas diantara keduanya. Pantai merupakan bentang alam yang selalu berubah, hal ini disebabkan banyak faktor baik yang berasal dari dalam laut sendiri seperti sedimentasi oleh arus laut, gelombang dan lain-lain. Sedangkan faktor dari luar seperti adanya suplai material sedimen, pengaruh organisme dan lain-lain (ongkosongo, 1982).

## II.2.2. Gelombang

Setiap gelombang mempunyai tiga unsur yang penting yakni panjang gelombang, tinggi gelombang dan frekuensi gelombang. Panjang Gelombang adalah jarak mendatar antara dua puncak yang berurutan, tinggi gelombang ialah jarak menegak antara puncak dan lembah gelombang, sedangkan frekuensi gelombang adalah waktu yang diperlukan oleh dua puncak yang berurutan untuk melalui suatu titik (Nontji, 1990).

Menurut Nontji (1990), ada tiga faktor yang menentukan besarnya gelombang yang disebabkan oleh angin yakni kuatnya hembusan, lamanya hembusan dan jarak tempuh angin (*fetch*). Jarak tempuh angin ialah bentang air terbuka yang dilalui angin. Sekali gelombang telah terbentuk oleh angin maka gelombang itu akan merambat terus sampai jauh. Dalam garis ' besarnya gelombang atau ombak yang pecah dapat dibagi menjadi dua macam yakni ombak terjun dan ombak landai. Ombak Terjun kerap kali terlihat di pantai yang dasar lautnya terjal. Ombak semacam ini menggulung tinggi lalu jatuh dengan hampasan hebat dan bunyi gemuruh. Ombak Landai ini selamanya berada dalam keadaan hampir pecah, tetapi tidak benar-benar pecah. Berkurangnya kedalaman air tidak secara mendadak sehingga gelombang bergulung ke pantai sampai agak jauh sebelum benar-benar pecah.

Gelombang yang terhempas ke pantai melepaskan energinya disitu. Makin tinggi gelombang makin besar tenaganya memukul ke pantai. Pasir

laut atau terumbu karang yang membuat dangkalnya suatu perairan berfungsi sebagai peredam pukulan gelombang. Oleh sebab itu pengambilan pasir laut, pengambilan atau kerusakan terumbu karang memberikan kesempatan lebih besar bagi gelombang untuk menggempur dan merusak kestabilan garis pantai.

### **II.2.2.1. Jenis Gelombang Laut**

Gelombang di laut sebenarnya tidak hanya terjadi di permukaan saja. Gelombang yang terjadi di lapisan dalam dikenal sebagai gelombang internal. Gelombang internal semacam ini biasanya tinggi, tetapi gerakannya sangat lambat, berbeda dengan gelombang permukaan yang disebabkan oleh angin. Hal ini antara lain dapat terlihat jelas dengan mengikuti terus menerus pola sebaran vertikal suhu di suatu posisi yang dapat menunjukkan gerak yang bergelombang.

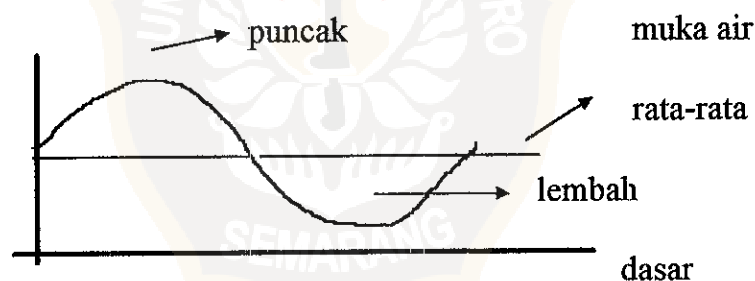
The Open University (1989) membagi gelombang di permukaan laut menjadi dua bagian, yaitu :

1. Gelombang Kapiler, yaitu gelombang di permukaan laut yang mempunyai panjang gelombang kurang dari 1,7 cm dan gaya pemulih gelombangnya adalah tegangan permukaan air laut.

- 2. Gelombang Gravitasi, yaitu gelombang di permukaan air laut yang mempunyai panjang gelombang lebih dari 1,7 cm dan gaya pemulihnya adalah berasal dari gravitasi bumi.

Gelombang gravitasi ini dibagi lagi menjadi 3 macam gelombang yaitu :

- \* Gelombang Angin (Wind Waves), yaitu gelombang yang ditimbulkan oleh hembusan angin di permukaan laut.
- \* Gelombang Periode Panjang (Long-period Waves), yaitu gelombang dengan periode ( $T$ ) yang panjang/besar dan terjadi di samudera yang luas.
- \* Gelombang Pasang (Tide Waves), yaitu gelombang yang terjadi karena adanya gaya tarik dan bulan atau matahari.



Gambar 2.2. Gelombang sederhana merambat dalam arah x

#### II.2.2.2. Energi Gelombang Laut

The Open University (1989) menyatakan bahwa energi yang dimiliki oleh gelombang mempunyai dua bentuk, yaitu :

1. Energi Kinetik, yaitu energi yang memang ada dalam gerak orbital dari partikel air.
2. Energi Potensial, yaitu energi yang dimiliki oleh partikel ketika dipindahkan dari posisi rata-ratanya.

Harris, A (1994) menyatakan bahwa energi total rata-rata persatuan luas yang terkandung pada suatu gelombang adalah :

$$E = 1/8 \rho g H^2 \quad (\text{II.13})$$

Dengan kata lain bahwa total energi gelombang persatuan lebar tegak lurus pada bidang penjaran adalah :

$$E = 1/8 \rho g L H^2 \quad (\text{II.14})$$

Dari persamaan diatas tampak jelas bahwa baik energi kinetik maupun energi potensial dari suatu gelombang persatuan luas, sama sekali tidak tergantung pada kedalaman perairan maupun panjang gelombangnya tetapi secara sederhana hanya sebanding dengan kuadrat ketinggiannya.

### II.2.3. Arus Laut

Arus adalah gerakan air yang mengakibatkan perpindahan massa air. Massa air permukaan selalu dalam keadaan bergerak. Gerakan ini terutama ditimbulkan oleh kekuatan angin yang bertiup melintasi permukaan

air. Angin ini menghasilkan dua macam gerakan yaitu gelombang dan arus (Hutabarat dan Evans, 1985).

The Open University (1989), mengemukakan bahwa ketika angin bertiup di atas lautan, energi ditransfer dari angin ke permukaan laut. Energi ini selain dapat membangkitkan gelombang permukaan juga dapat membangkitkan arus. Besarnya tekanan angin (*Wind Stress*) yang dilakukan angin pada permukaan laut adalah :

$$\sigma = c \cdot W^2 \quad (\text{II.15})$$

W adalah kecepatan angin dan c adalah konstanta yang tergantung kondisi atmosfer. Perkiraan mengenai besarnya arus permukaan yang dibangkitkan oleh angin adalah sekitar 3% dari kecepatan angin. Jadi apabila terdapat angin dengan kecepatan 10 m/s maka akan dibangkitkan arus permukaan dengan kecepatan sekitar 0,3 m/s.

Judson dan Kauffman (1990) menyatakan bahwa arus di dalam pergerakannya dipengaruhi oleh topografi dan bentuk dari pantai dan kekuatan arus ini lebih besar di daerah pantai dibandingkan dengan yang di laut lepas.

Dari Hukum II Newton tentang gerak, maka gaya-gaya yang bekerja pada suatu fluida yang mengalir di lautan dapat dikelompokkan menjadi tiga bagian yaitu :

$$\frac{du}{dt} = \frac{1}{\rho} \times [\text{Gradien Tekanan} + \text{Gaya Coriolis} + \text{Gaya-gaya lain}] \quad (\text{II.16})$$

Persamaan diatas adalah persamaan dalam arah x. Dalam bentuk matematika persamaan gerak dalam arah x, y dan z adalah :

$$\begin{aligned} \frac{du}{dt} &= \frac{1}{\rho} \times \left[ -\frac{dp}{dx} + \rho f_v + F_x \right] \\ \frac{dv}{dt} &= \frac{1}{\rho} \times \left[ -\frac{dp}{dy} - \rho f_u + F_y \right] \\ \frac{dw}{dt} &= \frac{1}{\rho} \times \left[ -\frac{dp}{dz} - \rho g + F_z \right] \end{aligned} \quad (\text{II.17})$$

$F_x$ ,  $F_y$  dan  $F_z$  dapat berupa Tekanan Angin, Gaya Gesekan atau Gaya Pasang sedangkan  $g$  adalah gaya Gravitasi.

#### II.2.4. Teori Fourier

Jika  $f$  adalah suatu fungsi yang didefinisikan dalam interval  $(-\pi, \pi)$ , maka fungsi tersebut dapat dideretkan dalam suatu deret Fourier, yaitu (Churchill, RV & Brown, JW, 1978) :

$$f(t) = a_0 + \sum_{n=1}^{\infty} (a_n \cos n\omega_0 t + b_n \sin n\omega_0 t) \quad (\text{II.18})$$

dengan komponen-komponennya :



$$\begin{aligned} \omega_0 &= 2\pi/T & a_n &= \frac{2}{T} \int_0^T f(t) \cos n\omega_0 t \, dt \\ a_0 &= \frac{1}{T} \int_0^T f(t) \, dt & b_n &= \frac{2}{T} \int_0^T f(t) \sin n\omega_0 t \, dt \end{aligned} \quad (\text{II.19})$$

Fungsi  $f(t)$  yang didefinisikan dalam persamaan (II.18) diatas adalah fungsi dalam daerah sumbu x. Apabila diinginkan perhitungan dalam bentuk kompleks, maka persamaan (II.18) dapat diubah menjadi (Hirose, A & Lonngren, 1985) :

$$f(t) = \sum_{-\infty}^{\infty} C_n e^{jn\omega_0 t} \quad (\text{II.20})$$

dimana  $C_n = \frac{1}{T} \int f(t) e^{-jn\omega_0 t} \, dt$  dan dengan menggunakan identitas :

$$e^{-j\omega t} = \cos \omega t - j \sin \omega t \quad (\text{II.21})$$

Transformasi Fourier adalah suatu persamaan Fourier yang mentransformasikan suatu fungsi dalam daerah (misal) waktu  $t$  ke dalam fungsi dalam daerah (misal) frekuensi  $\omega$ . Embree, PM & Kimble, B (1991) mengemukakan bahwa spektrum frekuensi dari suatu gelombang kontinu fungsi waktu  $f(t)$  bisa didapat dengan menggunakan transformasi Fourier :

$$X(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} f(t) e^{-j2\pi f t} \, dt \quad (\text{II.22})$$