

## TINJAUAN PUSTAKA

### Produktivitas Primer

Di laut, khususnya laut terbuka, fitoplankton merupakan organisme autotrof utama yang menentukan produktivitas primer perairan. Produktivitas primer adalah jumlah bahan organik yang dihasilkan oleh organisme autotrof, yaitu organisme yang mampu menghasilkan bahan organik dari bahan anorganik dengan bantuan energi matahari. Produktivitas primer sering diestimasi sebagai jumlah karbon yang terdapat di dalam material hidup dan secara umum dinyatakan sebagai jumlah gram karbon yang dihasilkan dalam satu meter kuadrat kolom air per hari ( $\text{g C/m}^2/\text{hari}$ ) atau jumlah gram karbon yang dihasilkan dalam satu meter kubik per hari ( $\text{g C/m}^3/\text{hari}$ ) (Levinton, 1982). Selain jumlah karbon yang dihasilkan, tinggi rendahnya produktivitas primer perairan dapat diketahui dengan melakukan pengukuran terhadap biomassa fitoplankton dan konsentrasi klorofil-a, dimana kedua metode ini dapat diukur secara langsung di lapangan (Valiela, 1984).

Produktivitas primer perairan sangat ditentukan oleh beberapa faktor. Faktor-faktor utama yang mempengaruhi produktivitas primer di laut adalah cahaya, nutrisi, dan suhu (Valiela, 1984; Parsons *et al.*, 1984; Cloern *et al.*, 1995; Tomascik *et al.*, 1997). Selain ketiga faktor tersebut, tingginya laju *grazing* dan *sinking* (Lehman, 1991) serta jenis fitoplankton (Heyman and Lundgren, 1988) juga berperan dalam mendukung produktivitas primer perairan.

### Cahaya

Ketersediaan cahaya di dalam perairan baik secara kuantitatif maupun kualitatif sangat tergantung pada waktu (harian, musiman, tahunan), tempat (letak geografis, kedalaman), kondisi prevalen di atas permukaan perairan (penutupan awan, inklinasi matahari) atau dalam perairan (refleksi, absorpsi oleh air dan material-material terlarut, serta penghamburan oleh partikel-partikel tersuspensi).

Menurut Tomascik *et al.* (1997), besarnya intensitas cahaya matahari yang masuk ke dalam badan perairan hingga kedalaman tertentu dapat diketahui dengan menggunakan persamaan:

$$I_z = I_0 e^{-kz}$$

dimana:

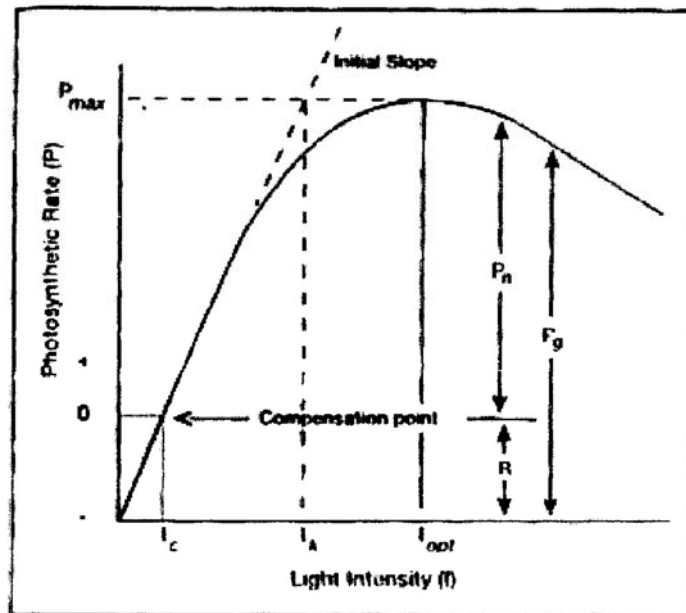
- $I_0$  dan  $I_z$  = intensitas cahaya pada permukaan perairan dan kedalaman  $z$
- $k$  = koefisien peredaman
- $z$  = kedalaman

Secara kualitatif cahaya dicirikan oleh distribusi spektral dengan panjang gelombang yang berbeda. Sinar matahari yang mencapai permukaan perairan terdiri atas spektrum cahaya yang luas. Cahaya dengan panjang gelombang ( $\lambda$ ) lebih panjang dari 760 nm merupakan infra merah dan cahaya dengan panjang gelombang lebih pendek dari 300 nm merupakan ultra violet. Panjang gelombang antara infra merah dan ultra violet yang biasa disebut dengan sinar tampak merupakan cahaya yang sangat penting untuk fotosintesis dan secara visual direspon oleh organisme. Panjang gelombang antara 390 dan 720 nm dibutuhkan oleh alga untuk fotosintesis dan total radiasi dalam gelombang ini disebut sebagai *Photosynthetic Available Radiation* (PAR). Panjang gelombang yang lebih pendek dari 400 nm atau lebih panjang dari 700 nm secara efektif diabsorpsi oleh lapisan atas dekat permukaan perairan. Sedangkan PAR dapat menembus hingga lapisan yang lebih dalam. Di perairan oseanik yang jernih, penyebaran maksimum terjadi pada panjang gelombang sekitar 480 nm (blue green), sedangkan bila perairan keruh terjadi perubahan hingga menjadi merah (maksimum sekitar 550 nm) sebagai akibat dari disebarkannya cahaya biru oleh material partikulat.

Laju pertumbuhan fitoplankton sangat tergantung pada ketersediaan cahaya di dalam perairan. Menurut Heyman and Lundgren (1988), laju pertumbuhan maksimum fitoplankton akan mengalami penurunan bila perairan berada pada kondisi ketersediaan cahaya yang rendah. Parsons *et al.* (1988) juga memperlihatkan adanya hubungan antara cahaya dan laju fotosintesis fitoplankton dalam kondisi laboratorium (**Gambar 2**).

**Gambar 2** memperlihatkan bahwa fotosintesis akan meningkat sejalan dengan meningkatnya intensitas cahaya hingga mencapai nilai asimptot,  $P_{max}$ , dimana sistem menjadi jenuh cahaya. Fotosintesis tidak akan terjadi hingga cahaya melalui suatu batas dimana produksi dan respirasi memiliki nilai yang sama. Keadaan ini disebut titik kompensasi ( $I_c$ ). Setelah itu, meningkatnya produksi akan berbanding lurus dengan meningkatnya cahaya hingga mencapai saturasi cahaya ( $I_k$ ) dimana produksi akan mencapai titik maksimum ( $P_{max}$ ). Pada saat ini fotosintesis tidak lagi tergantung pada cahaya. Intensitas cahaya

yang sangat tinggi dalam perairan dapat menghambat fotosintesis dan akhirnya produksi semakin berkurang.



**Gambar 2.** Grafik hubungan fotosintesis dan cahaya ( $P_{max}$ , fotosintesis maksimum;  $I_c$ , intensitas cahaya pada titik kompensasi;  $R$ , respirasi;  $P_n$ , fotosintesis bersih;  $P_g$ , fotosintesis kotor;  $I_{opt}$ , intensitas cahaya pada  $P_{max}$ ;  $I_k$ , intensitas cahaya saturasi (Parsons *et al.*, 1984)

Tingkat kekeruhan suatu perairan juga dapat menentukan dalam atau dangkalnya penetrasi cahaya. Pada perairan jernih, cahaya matahari dapat mencapai lapisan yang lebih dalam, akibatnya fotosintesis dapat berlangsung. Keadaan ini berbeda dengan perairan dengan tingkat kekeruhan yang tinggi. Menurut Alpine and Cloern (1988), berdasarkan hasil eksperimen yang dilakukan di perairan estuaria Teluk San Fransisco, biomassa fitoplankton meningkat lebih cepat ( $2 \text{ divisions } d^{-1}$ ) pada kedalaman lapisan fotik yang lebih besar terhadap kedalaman lapisan permukaan tercampur, dan sebaliknya laju pertumbuhan fitoplankton menjadi sangat kecil dan negatif pada perairan dengan turbiditas yang sangat tinggi.

Perairan oseanis tropis merupakan perairan yang cukup jernih dan penyinaran matahari yang terjadi hampir sepanjang tahun memungkinkan tersedianya cahaya matahari pada lapisan permukaan tercampur. Hal ini memungkinkan klorofil-a lebih banyak terdapat pada bagian bawah dari lapisan permukaan tercampur atau bagian atas dari lapisan termoklin jika dibandingkan

dengan bagian pertengahan atau bawah dari lapisan termoklin. Hal mana juga dikemukakan oleh Matsuura *et al.* (1997) berdasarkan hasil pengamatan di timur laut Samudera Hindia (barat laut Australia) yang mengatakan bahwa sebaran konsentrasi klorofil-a pada bagian atas lapisan permukaan tercampur sangat sedikit dan mulai meningkat menuju bagian bawah dari lapisan permukaan tercampur dan menurun secara drastis pada lapisan termoklin hingga tidak ada lagi klorofil-a pada lapisan di bawah termoklin.

### **Nutrien**

Suplai unsur dan senjawa essential ke dalam suatu sistem perairan, khususnya N (nitrogen), P (fosfat), dan Si (silikat) sering dilihat sebagai faktor pembatas yang mempengaruhi penyebaran dan pertumbuhan populasi dan komunitas fitoplankton. Howarth (1988) dalam Pomeroy (1991) mengatakan bahwa dinamika populasi fitoplankton sangat ditentukan oleh nutrien yang berperan sebagai faktor pembatas. Penggunaan nutrien sebagai faktor pembatas dapat dibedakan sebagai:

1. Nutrien sebagai faktor pembatas pertumbuhan populasi yang dominan. Perubahan atau pertukaran populasi dominan terjadi di bawah batas saturasi dari populasi dominan yang ada.
2. Nutrien sebagai faktor pembatas terhadap laju potensial produksi primer bersih. Perubahan populasi melebihi batas populasi dominan yang ada, ditentukan oleh perubahan spesies yang dominan.
3. Nutrien sebagai faktor pembatas produksi ekosistem bersih, populasi primer kotor melebihi total respirasi ekosistem. Perubahan populasi ini berdampak pada meningkatnya kandungan organik bersih atau hasil dari ekosistem.

Unsur-unsur utama yang sangat dibutuhkan oleh fitoplankton merupakan faktor pembatas pada perairan yang berbeda. Menurut Hecky and Kilham (1988), dari ke tiga unsur nutrien utama tersebut, yakni N, P, Si, di perairan air tawar, fosfat lebih bersifat faktor pembatas bagi pertumbuhan alga bila dibandingkan dengan unsur yang lain, sedangkan di perairan laut, ke tiga unsur tersebut bersama-sama bersifat sebagai faktor pembatas pertumbuhan, terutama nitrogen. Caroco *et al.* (1987) berdasarkan hasil penelitiannya tentang pengaruh pengkayaan N dan P di perairan estuaria hingga perairan pantai (perairan laut) dengan salinitas 32 ‰ menyatakan bahwa fitoplankton pada perairan dengan

salinitas 0 – 6,5 ‰ merespon terhadap penambahan konsentrasi P dan biomasanya meningkat hingga 2 – 6 kali, sedangkan penambahan nitrogen merangsang pertumbuhan fitoplankton di perairan bersalinitas yang lebih tinggi (31 ‰). Smith and Hitchcock (1994) mendapatkan bahwa fosfat dan silikat secara potensial merupakan faktor pembatas bagi pertumbuhan fitoplankton selama musim dingin sedangkan nitrat bersifat sebagai faktor pembatas pada perairan dengan salinitas yang lebih tinggi. Pada perairan dengan tingkat salinitas sedang, pertumbuhan fitoplankton tidak merespon terhadap penambahan N atau P. Peningkatan biomassa secara drastis terjadi bila penambahan N dan P dilakukan secara bersamaan.

Pertumbuhan dan reproduksi fitoplankton dipengaruhi oleh kandungan nutrisi di dalam badan perairan. Kebutuhan akan besarnya kandungan dan jenis nutrisi oleh fitoplankton sangat tergantung pada kelas atau jenis fitoplankton itu sendiri disamping jenis perairan dimana fitoplankton tersebut hidup. Dengan demikian nitrogen secara signifikan berpengaruh terhadap struktur komunitas fitoplankton (Piehler *et al.*, 2004). Namun demikian laju pertumbuhan fitoplankton akan tergantung pada ketersediaan nutrisi yang ada. Menurut Pomeroy (1991), laju pertumbuhan fitoplankton akan sebanding dengan meningkatnya konsentrasi nutrisi hingga mencapai suatu konsentrasi yang saturasi. Setelah keadaan ini, pertumbuhan fitoplankton tidak tergantung lagi pada konsentrasi nutrisi.

Nitrogen dibutuhkan untuk mensintesa protein. Menurut Parsons *et al.* (1984), nitrogen di laut terutama berada dalam bentuk molekul-molekul nitrogen dan garam-garam anorganik seperti nitrat, nitrit, dan amonia, dan beberapa senyawa nitrogen organik (asam amino dan urea).

Fosfat di laut berada dalam bentuk fosfat anorganik terlarut, fosfat organik terlarut, dan partikulat fosfat (Levinton, 1984; Parsons *et al.*, 1984). Fitoplankton secara normal dapat mengasimilasi secara langsung fosfat anorganik terlarut (ion orthophosphat) dan kadang-kadang menggunakan fosfat organik terlarut. Fosfat berperan didalam mentransfer energi dalam sel fitoplankton (misalnya dalam *phosphorylation*) dari energi ADP (Adenosine Diphosphate) rendah menjadi ATP (Adenosine Triphosphate) tinggi (Tomascik *et al.*, 1997).

Dari berbagai jenis nutrisi, silikat meskipun dibutuhkan dalam jumlah yang cukup besar namun bukan merupakan senyawa atau unsur utama yang esensial bagi fitoplankton seperti fosfat dan nitrat. Karena silikat tidak terlalu

penting dalam komposisi protoplasma tumbuhan tetapi hanya berfungsi untuk menyusun kerangka (shell) diatom dan *cyst* dari *yellow-brown algae* (Reid and Wood, 1976) serta berperan dalam sintesa DNA pada *Cylindrotheca fusiform* (Kennish, 1990). Meskipun demikian, bila kandungan silikat terlarut dalam suatu perairan berkurang dapat menghambat laju pembelahan sel dan menekan aktivitas metabolisme sel fitoplankton. Ketersediaan silikat seringkali berdampak terhadap kelimpahan dan produktivitas fitoplankton dan menjadi faktor pembatas bagi populasi fitoplankton lainnya (Kennish, 1990). Artinya bila ketersediaan silikat dalam perairan berada dalam konsentrasi yang cukup maka pertumbuhan fitoplankton, khususnya diatom akan meningkat dan mendominasi perairan, tetapi sebaliknya jika konsentrasinya rendah maka kepadatan populasi diatom akan rendah bila dibandingkan dengan kelompok fitoplankton lainnya seperti dinoflagellata. Hal yang sama juga dikemukakan oleh Levinton (1982) bahwa berkurangnya konsentrasi silikat di dalam perairan dapat membatasi pertumbuhan populasi fitoplankton dan secara langsung akan terjadi suksesi spesies fitoplankton ke arah spesies yang kekurangan silikat. Dengan demikian silikat merupakan faktor pembatas bagi pertumbuhan fitoplankton diatom di dalam suatu perairan.

Konsentrasi nutrien di lapisan permukaan sangat sedikit dan akan meningkat pada lapisan termoklin dan lapisan di bawahnya. Hal mana juga dikemukakan oleh Brown *et al.* (1989), bahwa nutrien memiliki konsentrasi rendah dan berubah-ubah pada permukaan laut dan konsentrasinya akan meningkat dengan bertambahnya kedalaman serta akan mencapai konsentrasi maksimum pada kedalaman 500 – 1500 m.

### **Suhu**

Suhu secara langsung maupun tidak langsung berpengaruh terhadap produktivitas primer di laut (Tomascik *et al.*, 1997). Secara langsung, suhu berperan dalam mengontrol reaksi kimia enzimatik dalam proses fotosintesis. Tingginya suhu dapat meningkatkan laju maksimum fotosintesis ( $P_{max}$ ), sedangkan secara tidak langsung, suhu berperan dalam membentuk stratifikasi kolom perairan yang akibatnya dapat mempengaruhi distribusi vertikal fitoplankton.

Dalam berperan sebagai faktor pendukung produktivitas primer di laut, suhu perairan berinteraksi dengan faktor lain seperti cahaya dan nutrien. Valiela

(1984) mengatakan bahwa dalam kaitannya dengan produktivitas primer di laut, suhu lebih berperan sebagai kovarian dengan faktor lain dari pada sebagai faktor bebas. Sebagai contoh, plankton pada suhu rendah dapat mempertahankan konsentrasi pigmen-pigmen fotosintesis, enzim-enzim dan karbon yang besar. Ini disebabkan karena lebih efisiennya fitoplankton menggunakan cahaya pada suhu rendah dan laju fotosintesis akan lebih tinggi bila sel-sel fitoplankton dapat menyesuaikan dengan kondisi yang ada. Perubahan laju penggandaan sel hanya pada suhu yang tinggi. Tingginya suhu memudahkan terjadinya penyerapan nutrisi oleh fitoplankton. Dalam kondisi konsentrasi fosfat sedang di dalam kolom perairan, laju fotosintesis maksimum akan meningkat pada suhu yang lebih tinggi.

Grazing dan daya tenggelamnya fitoplankton dalam perairan juga berperan dalam menentukan tinggi rendahnya produktivitas primer perairan. Grazing fitoplankton oleh zooplankton atau nekton akan menurunkan kelimpahan fitoplankton dalam perairan. Tingginya grazing ditentukan oleh kelimpahan zooplankton. Zooplankton memiliki kelimpahan yang tinggi setelah puncak peledakan populasi fitoplankton. Menurut Levinton (1982), terjadinya kelimpahan zooplankton, kemungkinan karena waktu *lag* dalam produksi zooplankton dan grazing *standing crop* fitoplankton secara gradual. Tenggelamnya fitoplankton akan mengakibatkan terjadinya perubahan dalam distribusi fitoplankton secara vertikal. Laju tenggelam fitoplankton akan berkurang dengan meningkatnya densitas perairan. Kuatnya stratifikasi perairan terutama pada lapisan termoklin mengakibatkan fitoplankton yang tenggelam tidak dapat melewati lapisan termoklin (Tomascik *et al.*, 1997). Hal inilah yang mengakibatkan tingginya produktivitas primer pada lapisan atas termoklin. Fitoplankton yang tenggelam hingga di bagian bawah lapisan eufotik akan sulit terangkat ke lapisan permukaan kecuali bila terjadi pergerakan vertikal massa air.

### **Sistim Angin Muson**

Keadaan atmosfer dan perubahan tekanan yang terjadi di atas suatu perairan dan daratan sekitarnya sangat berpengaruh terhadap pola angin yang bertiup di atas suatu perairan. Interaksi yang erat antara udara dan laut tersebut mengakibatkan sirkulasi oseanis Samudera Hindia sangat berhubungan erat dengan sirkulasi angin muson yang bertiup di atas perairan tersebut. Webster

(1987) dalam Clark *et al.* (1999) mengatakan bahwa mekanisme sirkulasi muson didasarkan oleh adanya gradien tekanan yang memotong katulistiwa akibat perbedaan bahang dari daratan dan lautan sebagai dampak dari perputaran bumi, dan perubahan kelembaban antara laut, atmosfer dan daratan.

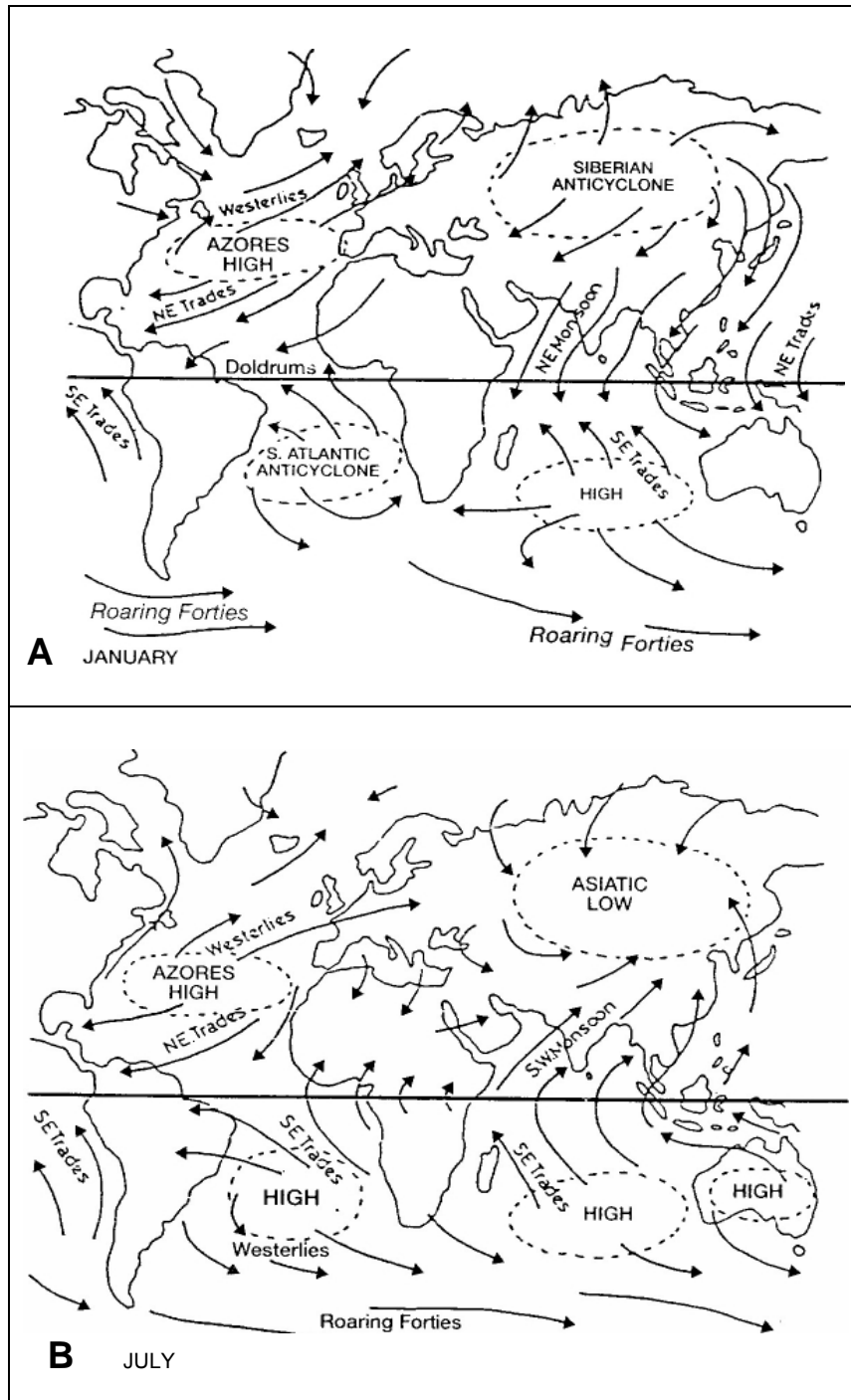
Perairan timur laut Samudera Hindia yang terletak di antara benua Asia dan Australia merupakan wilayah yang ideal untuk terjadinya angin muson. Berubahnya posisi matahari mengakibatkan terjadinya perubahan tekanan di kedua benua tersebut, dan pergerakan *Equatorial Pressure Trough* (EPT) dan berubahnya arah angin. Menurut Wyrtki (1961), EPT akan bergerak melewati katulistiwa sebanyak dua kali dalam setahun.

Angin muson yang bertiup di atas perairan barat Sumatera dan selatan Jawa - Sumbawa dicirikan oleh pembalikan arah angin permukaan secara musiman. (**Gambar 3**). Menurut Tchernia (1980), angin muson barat laut terjadi selama bulan Desember – Februari (musim barat) dan angin muson tenggara selama bulan Juni – Agustus (musim timur).

Pada musim barat, di belahan bumi utara (daratan Asia) terjadi musim dingin dan di belahan bumi selatan (daratan Australia) terjadi musim panas. Pada saat ini, pusat tekanan tinggi berada di daratan Asia dan pusat tekanan rendah di daratan Australia. Keadaan ini menyebabkan angin bertiup dari daratan Asia menuju daratan Australia, dan sebaliknya terjadi pada saat musim barat. Pada bulan April – Mei dan Oktober – November, arah angin tidak menentu dan periode ini dikenal sebagai musim pancaroba awal tahun dan akhir tahun. Menurut Clark *et al.* (1999), di Samudera Hindia selama musim timur, angin bertiup dari belahan bumi selatan, akibatnya terjadi akumulasi kelembaban dan presipitasi yang tinggi di daratan Asia, sedangkan pada musim barat, angin kering bertiup dari daratan Asia Barat yang dingin ke Lautan Selatan yang panas. Perubahan angin muson di perairan barat Sumatera dan selatan Jawa - Sumbawa memiliki karakteristik yang sama dengan perairan Indonesia lainnya.

Perubahan arah dan kekuatan angin yang bertiup di atas perairan mengakibatkan terjadinya perubahan dinamika di dalam perairan tersebut. Menurut Clark *et al.* (1999), kuatnya angin muson mengakibatkan meningkatnya transpor Ekman, pencampuran vertikal, dan tingginya bahang yang hilang akibat evaporasi sepanjang musim panas, sehingga mengakibatkan terjadinya pendinginan suhu permukaan perairan, dan sebaliknya bila angin menjadi lemah dimana pencampuran vertikal massa air akan lemah dan bahang yang hilang

melalui evaporasi menjadi berkurang. Keadaan ini berdampak terhadap tingginya suhu permukaan perairan.



**Gambar 3.** Sistem cuaca global yang mempengaruhi formasi muson barat laut (A) dan tenggara (B) di perairan barat Sumatera dan selatan Jawa - Sumbawa (Robert, 1985 dalam Tomascik et al., 1997)

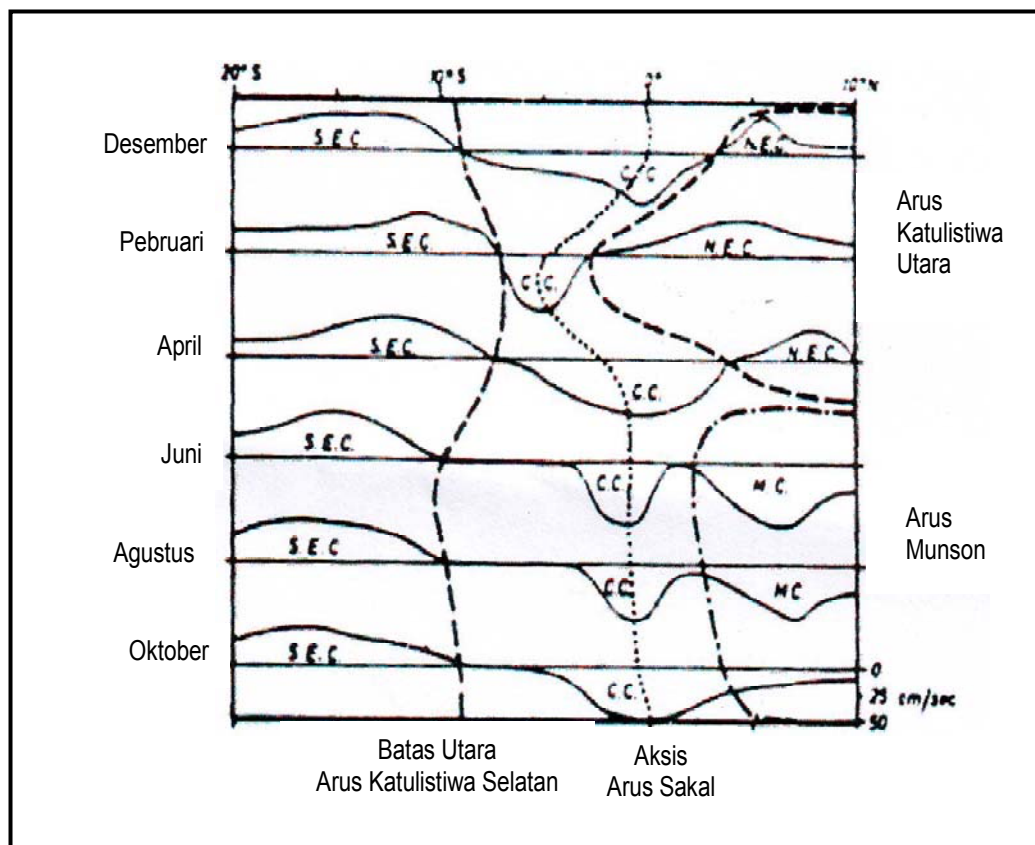
### **Sirkulasi permukaan perairan timur laut Samudera Hindia**

Perairan timur laut Samudera Hindia yang meliputi perairan barat Sumatera dan selatan Jawa - Sumbawa, sepanjang tahun disuplai oleh massa air dari Arus Katulistiwa Selatan (AKS) dan Arus Sakal Katulistiwa (ASK), sedangkan Arus Katulistiwa Utara (AKU) dan Arus Muson (AM) hanya pada bulan-bulan tertentu (Wyrcki, 1961 dan Tchernia, 1980). Perairan ini juga dipengaruhi oleh massa air yang berasal dari Perairan Indonesia yang diantaranya masuk melalui Laut Timor, Selat Lombok, Laut Sawu dan Selat Sunda (Wyrcki, 1961; Meyers *et al.*, 1995; Quadfasel *et al.*, 1996). Quadfasel *et al.* (1996) mengatakan bahwa AKS disuplai oleh aliran dari kepulauan Indonesia dengan kecepatan arus  $1,5 \text{ m det}^{-1}$ .

Perubahan pola arus dan suplai massa air mengakibatkan karakteristik massa air perairan ini selalu berbeda berdasarkan muson yang berlaku. Sirkulasi dengan percabangan yang tetap di Samudera Hindia adalah AKS. AKS meluas dari barat laut Australia antara  $20^{\circ}$  LS dan  $10^{\circ}$  LS hingga Madagaskar dan mencapai perkembangan yang sangat kuat pada bulan Agustus. Menurut Woodberry *et al.* (1989), maksimum transpor AKS berada antara  $12^{\circ}$  LS dan  $15^{\circ}$  LS. Suplai massa air AKS berasal dari Samudera Hindia bagian selatan, Laut Timor dan Perairan Indonesia, daerah upwelling antara Indonesia - Australia dan juga oleh ASK yang berbelok ke arah selatan di perairan lepas pantai Barat Sumatera (Wyrcki, 1961). Batas utara AKS selalu berubah-ubah sepanjang tahun dan berkisar antara  $7^{\circ}$  LS dan  $10^{\circ}$  LS. Poros AKS sangat bervariasi dimana pada muson tenggara di selatan katulistiwa, AKS lebih ke selatan dengan posisi maksimal dicapai pada bulan Agustus yakni pada posisi  $16^{\circ}$  LS, sedangkan saat angin muson barat laut bertiup di bagian selatan katulistiwa AKS lebih ke utara hingga mencapai posisi  $7^{\circ}$  LS pada bulan Februari (Wyrcki, 1961).

Di perairan bagian utara katulistiwa, saat bertiup angin muson timur laut berkembang arus *drift* dengan pergerakan yang stabil di perairan barat Sumatera yakni pada daerah antara  $10^{\circ}$ LU dan  $2 - 3^{\circ}$  LS. Arus ini disebut Arus Katulistiwa Utara (AKU) (Tchernia, 1980). AKU mulai berkembang di dekat Sumatera dan Semenanjung Malaka dan kemudian bergerak ke Selatan Srilanka, terus meluas ke arah barat laut dan selanjutnya ke arah barat daya. Wyrcki (1961) mengatakan bahwa sumber utama AKU adalah ASK yang bergerak ke utara di sekitar perairan lepas pantai Barat Sumatera dan massa air yang mengalir melalui Selat Malaka.

ASK terbentuk sepanjang tahun dan terdapat di bagian selatan katulistiwa, kecuali pada bulan Januari hingga Maret dimana ASK lebih bergeser ke selatan (**Gambar 4**). Pegeseran ini erat kaitannya dengan pembentukan AKU (Wyrcki, 1961). Menurut Matchida and Yoritaka (1996), ASK bergerak ke arah timur sepanjang tahun antara  $2^{\circ}$  –  $8^{\circ}$  LS, sedangkan Wyrcki (1961) mengatakan bahwa pada saat bertiupnya angin muson timur laut (Desember – Februari) ASK meluas ke selatan dan mengalir antara  $3^{\circ}$  LS dan  $5^{\circ}$  LS. Pada saat muson timur laut, kecepatan ASK akan berkurang ke selatan hingga  $6^{\circ}$  LS, sedangkan ke utara hingga  $6^{\circ}$  LU ASK masih berkembang dengan baik. Pada muson ini di jumpai zona divergensi pada  $2^{\circ}$  LS sebagai akibat dari bergerak ASK ke utara dengan kecepatan yang tinggi dan ke selatan dengan kecepatan yang rendah. Zona ini akan bergerak ke selatan dan hilang pada bulan Februari saat berhentinya arus sakal yang berbelok ke selatan. Zona divergensi kemudian berganti menjadi zona konvergensi dimana ASK akan meningkat kekuatannya.



**Gambar 4.** Skema komponen arus barat – timur di Samudera Hindia sepanjang  $90^{\circ}$  BT pada bulan yang berbeda. SEC: Arus Katulistiwa Selatan; NEC: Arus Katulistiwa Utara; CC: Arus Sakal Katulistiwa (Wyrcki, 1961).

Perairan selatan Jawa merupakan perairan yang sangat dinamik, selain dipengaruhi oleh sirkulasi angin muson juga oleh masukan massa air dari perairan Indonesia Timur. Perbedaan tinggi muka air antara bagian barat tropik Samudera Pasifik dengan Samudera Hindia dan adanya selat-selat dan laut yang terbuka terhadap Samudera Hindia memungkinkan mengalirnya massa air Arus Lintas Indonesia (Arlindo). Gordon *et al.* (1994) mengatakan bahwa gaya penggerak utama Arlindo pada lapisan 0 – 200 m adalah perbedaan tinggi paras laut antara Samudera Pasifik dan Samudera Hindia yang terjadi sepanjang tahun. Besarnya transpor massa air Arlindo ke Samudera Hindia mencapai maksimum pada muson tenggara yaitu 11 Sv dan minimum pada muson barat laut yaitu sekitar 4 Sv (Potemra *et al.*, 1997).

Fenomena upwelling, downwelling, pencampuran massa air secara vertikal maupun horisontal merupakan proses dinamika massa air yang ditemukan di perairan timur laut Samudera Hindia. Susanto *et al.* (2001) mengatakan bahwa di sepanjang perairan pantai barat Sumatera dan selatan Jawa terjadi upwelling sebagai respon terhadap bertiupnya angin muson tenggara. Kondisi yang berbeda terjadi selama muson barat laut. Selama periode transisi atau pancaroba (April – Mei dan Oktober – November) massa air yang mengalir di daerah katulistiwa menyebabkan terjadinya downwelling di sepanjang pantai barat Sumatera dan selatan Jawa (Clarke and Liu, 1993; Sprintall, 2000). Menurut Wyrki (1961), upwelling di selatan Jawa terjadi secara temporal dan menempati zona di sepanjang batas Arus Pantai Jawa dan Arus Katulistiwa Selatan.

Di Samudera Hindia, interaksi antara lautan dan atmosfer pada waktu-waktu tertentu menunjukkan suatu pola variabilitas internal dengan penyimpangan suhu permukaan laut di bagian barat dan timur lautan yang disertai dengan penyimpangan arah tiupan angin dan presipitasi. Fenomena ini disebut sebagai kejadian *dipole mode* (Saji *et al.*, 1999). Struktur *dipole mode* dicirikan oleh anomali suhu permukaan laut yang lebih hangat dari biasanya di bagian barat Samudera Hindia dan lebih dingin dari biasanya di perairan lepas pantai Sumatera. Pada saat ini, curah hujan meningkat di bagian timur dari wilayah tropik Afrika dan bagian barat Samudera Hindia sedangkan di wilayah kepulauan Indonesia terjadi kekeringan (Saji *et al.*, 1999). Kondisi *dipole mode* seperti yang dikemukakan di atas oleh Vinayachandran *et al.* (2001) disebut sebagai *dipole mode positif*. Kejadian sebaliknya disebut sebagai *dipole mode*

*negatif* yang dicirikan oleh menghangatnya suhu permukaan perairan di perairan bagian timur Samudera Hindia dan menurunnya suhu permukaan di bagian barat Samudera Hindia (Vinayachandran *et al.*, 2001). Berdasarkan hasil analisa time series Indeks *Dipole Mode* selama 40 tahun, Saji *et al.* (1999) mengatakan bahwa penyimpangan suhu permukaan laut dan angin secara signifikan terjadi pada bulan Juni dan mengalami puncaknya pada bulan Oktober.

### **Arus Pantai Jawa**

Arus Pantai Jawa (APJ) adalah aliran massa air permukaan yang bergerak ke arah tenggara di sepanjang perairan pantai barat Sumatera dan selanjutnya berbelok ke arah timur di sepanjang perairan selatan Jawa hingga Sumbawa (Soeriaatmadja, 1957; Wyrski, 1961; Quadfasel and Cresswell, 1992; Fieux *et al.*, 1996).

Arus Pantai Jawa berkembang dengan baik selama bertiup angin muson timur laut di belahan utara dan muson barat laut di belahan selatan katulistiwa. Pada bulan November, ketika AKS di selatan Jawa menjauhi pantai Jawa, mulai berkembangnya arus-arus kecil (lemah) yang merupakan kelanjutan dari aliran arus yang berasal dari perairan lepas pantai barat Sumatera (Soeriaatmadja, 1957). Di bulan Desember, angin muson tenggara tidak mencapai pantai Jawa, memungkinkan APJ mulai berkembang dan mengalir ke arah timur hingga Pulau Sumbawa dengan kecepatan yang relatif cukup tinggi. Arus Pantai Jawa akan mengalami perkembangan yang sempurna selama bulan April namun aliran arusnya hanya mencapai perairan bagian ujung timur Pulau Jawa (Wyrski, 1961).

Arus Pantai Jawa di selatan Jawa dan Bali selama muson barat laut antara Desember – Maret, bergerak lebih mendekati pantai (50 km) dengan kecepatan yang tinggi yaitu  $1,5 \text{ m det}^{-1}$ , sedangkan di barat Sumatera aliran arusnya lemah dan lebih menjauhi pantai dengan kecepataannya  $0,5 \text{ m det}^{-1}$  (Quadfasel and Cresswell, 1992).

### **Hubungan antara Faktor Oseanografis dan Produktivitas Primer Perairan**

Tingginya produktivitas di perairan oseanis tropis umumnya merupakan dampak dari berbagai proses dinamika di dalam perairan kolom perairan. Gabric and Parslow (1989) mengatakan bahwa laju produktivitas primer di lingkungan laut ditentukan oleh berbagai faktor fisika. Faktor-faktor utama yang mengontrol produksi fitoplankton di perairan eutropik adalah pencampuran vertikal, penetrasi

cahaya dan laju tenggelam sel (fitoplankton). Percampuran vertikal massa air dapat menyuburkan kolom perairan dengan cara mengangkat nutrisi dari lapisan dalam ke lapisan permukaan. Meningkatnya nutrisi dan dibantu dengan penetrasi cahaya matahari yang cukup mengakibatkan terjadinya peningkatan laju produktivitas primer.

Difusi turbulensi melalui lapisan termoklin juga dapat mengakibatkan masuknya nutrisi ke zona eufotik sehingga meningkatkan laju penyerapan nitrat oleh fitoplankton dan laju produktivitas primer baru. Chaves and Barber (1987) mengatakan bahwa masukan nutrisi dimaksudkan terutama untuk mengoptimalkan konsentrasi  $\text{NO}_3$  pada lapisan permukaan dan secara relatif meningkatkan produksi baru. Difusi turbulensi merupakan tingkat dasar dari produktivitas primer yang dapat meningkatkan produktivitas primer hingga 10 kali lebih besar di zona eufotik (Tett and Edwards, 1984).

Upwelling di perairan lepas pantai maupun perairan katulistiwa juga berperan dalam mendukung ketersediaan nutrisi pada lapisan permukaan tercampur yang dihasilkan melalui proses pengangkatan massa air dalam. Cullen *et al.* (1992) mengatakan bahwa konsentrasi klorofil-a dan laju produktivitas primer meningkat di sekitar katulistiwa, dimana terjadi aliran nutrisi secara vertikal akibat adanya upwelling di daerah divergensi katulistiwa.

Selain beberapa faktor fisik di atas, keberadaan lapisan termoklin sangat mendukung tingginya laju produktivitas primer perairan. Bagian bawah dari lapisan tercampur atau bagian atas dari lapisan termoklin merupakan daerah yang memiliki konsentrasi nutrisi yang cukup tinggi sehingga dapat merangsang meningkatnya produktivitas primer. Lapisan termoklin yang dangkal lebih berperan dalam menunjang produktivitas perairan dari pada lapisan termoklin yang dalam. Ini disebabkan karena pada saat terjadi proses percampuran vertikal, nutrisi pada lapisan termoklin yang dangkal lebih mudah mencapai lapisan permukaan perairan dibandingkan dengan lapisan termoklin yang lebih dalam. Beberapa penelitian tentang produktivitas primer dalam kaitannya dengan keberadaan massa air menyimpulkan bahwa kedalaman dimana konsentrasi klorofil-a maksimum adalah pada bagian batas atas lapisan termoklin. Menurut Matsuura *et al.* (1997), hasil pengamatannya di timur laut Samudera Hindia mendapatkan bahwa konsentrasi klorofil-a pada lapisan permukaan tercampur sangat sedikit dan mulai meningkat menuju bagian bawah lapisan permukaan tercampur dengan konsentrasi maksimum terdapat pada

kedalaman kira-kira 75 – 100 m, sedangkan Hendiarti dkk. (1995) mengatakan bahwa konsentrasi maksimum klorofil-a di perairan selatan Pulau Jawa – Bali berada pada kedalaman yang merupakan batas atas lapisan termoklin.

Lapisan permukaan tercampur memiliki konsentrasi klorofil-a yang hampir homogen. Joint and Pomroy (1988) mengatakan bahwa konsentrasi klorofil-a homogen hingga kedalaman 30 m. Di Samudera Pasifik, sebaran klorofil umumnya memiliki karakteristik yang hampir sama, dimana klorofil maksimum dijumpai pada kedalaman antara 40 – 60 m dengan nilai rata-rata antara 0,30 dan 0,35 mg m<sup>-3</sup> (Barber and Chaves, 1991).