



Baharuddin S
Ira Puspita D
Nursalam
Ulil Amri

© by 하지

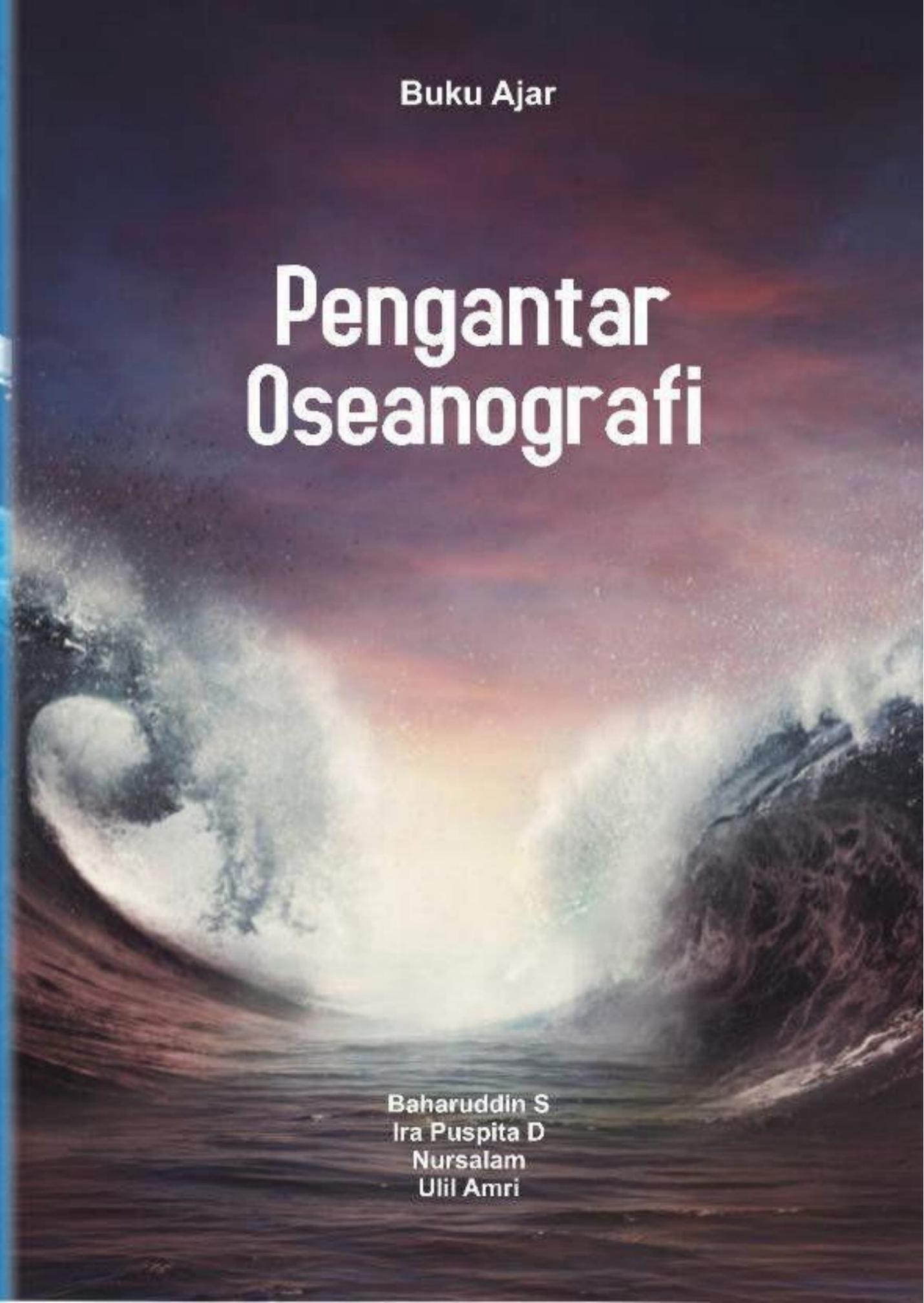
Pengantar Oseanografi

Kata —*Oseanografi* di dalam Bahasa Indonesia adalah terjemahan dari kata Bahasa Inggris —*Oceanography*, yang merupakan kata majemuk yang berasal dari kata —*ocean* dan —*graphy* dari Bahasa Yunani atau —*graphein* dari Bahasa Latin yang berarti —**menulis**. Jadi, menurut arti katanya, Oseanografi berarti menulis tentang laut. *Oceanography: Graphos: 'the description of', Ocean (lautan)*. Selain —*Oseanografi* kita juga sering mendengar kata —*Oseanologi*. Kata —*Oseanologi* di dalam Bahasa Indonesia adalah terjemahan dari kata Bahasa Inggris —*Oceanology*, yang juga merupakan kata majemuk yang berasal dari kata —*ocean* dan —*logia* dari Bahasa Yunani atau —*legein* dari Bahasa Latin yang berarti —*berbicara*. Dengan demikian, menurut arti katanya, Oseanologi berarti berbicara tentang laut. *Oceanography* adalah ilmu yang mempelajari laut dalam segala aspek dengan penekanan laut sebagai suatu lingkungan.

Kehadiran Buku ajar ini sebagai salah satu upaya untuk mengatasi keterbatasan akan kekurangan referensi tentang buku Pengantar Oseanografi khususnya literatur berbahasa Indonesia, sehingga lemahnya pemahaman tentang laut dan lingkungannya. Buku ajar ini akan membahas tentang *Ilmu oseanografi dan penelitian oseanografi di Indonesia, Daratan dan lautan, Sumber-sumber alam dari lautan, Sedimen, Karakteristik air laut, Gelombang, arus dan pasang surut serta iklim global, Biologi oseanografi, Sifat Kimia dan Komposisi Air Laut, Pengukuran, pengamatan dan perhitungan dasar-dasar oseanografi fisika, kimia, biologi dan geologi*. Buku ajar ini dilengkapi dengan tujuan instruksional, sasaran, glossary, rangkuman/ringkasan dan latihan dibandingkan dengan buku teks lainnya. Akhirnya Buku ini bisa sampai ke tangan pembaca. Semoga bisa menambah wawasan dan pengetahuan.

Buku Ajar

Pengantar Oseanografi



Baharuddin S
Ira Puspita D
Nursalam
Ulil Amri

Pengantar Oseanografi

Penulis:

Baharuddin
Ira Puspita Dewi
Nursalam
Ulil Amri



Pengantar Oseanografi

Penulis:

**Baharuddin
Ira Puspita Dewi
Nursalam
Ulil Amri**

PENERBIT:

ULM Press, 2023

d/a Pusat Pengelolaan Jurnal dan Penerbitan ULM

Lantai 2 Gedung Perpustakaan Pusat ULM

Jl. Hasan Basri, Kayutangi, Banjarmasin 70123

Telp/Fax. 0511 - 3305195

ANGGOTA APPTI (004.035.1.03.2018)

Hak cipta dilindungi oleh Undang Undang

Dilarang memperbanyak sebagian atau seluruh isi buku tanpa izin
tertulis dari Penerbit, kecuali

untuk kutipan singkat demi penelitian ilmiah dan resensi

216 hal, 15,5 × 23 cm

Cetakan Pertama. ... 2023

ISBN : ...

Pengantar Oseanografi
Kode Matakuliah/sks: GLKK 301/2
SKSSemester: 3



Oleh: Baharuddin
Ira Puspita Dewi
Nursalam
Ulil Amri

KEMENTERIAN PENDIDIKAN DAN KEBUDAYAAN
UNIVERSITAS LAMBUNG MANGKURAT
FAKULTAS PERIKANAN DAN KELAUTAN
BANJARBARU
2020

PRAKATA

Bersyukur kepada Allah SWT dengan mengucap Alhamdulillah akhirnya buku yang berjudul Pengantar Oseanografi ini dapat diselesaikan dengan baik. Buku Pengantar Oseanografi ini merupakan buku pegangan untuk mahasiswa Ilmu Kelautan. Selain itu buku ini juga digunakan oleh mahasiswa program studi lain yang mengambil mata kuliah Pengantar Oseanografi dan matakuliah lain terkait dengan oseanografi.

Penulis mengucapkan terima kasih setinggi-tingginya kepada Rektor Universitas Lambung Mangkurat yang telah mendukung dalam pendanaan untuk memfasilitasi LP3 melaksanakan pelatihan. Juga atas motivasi dan dukungan moril Rektor dan Ketua LP3 kepada penulis sehingga mendapatkan kesempatan kepada penulis untuk mewujudkan penulisan buku ajar ini. Tak lupa kepada para mahasiswa dan rekan-rekan dosen serta pihak-pihak lain yang tidak dapat disebutkan satu persatu yang telah berkontribusi dalam penulisan dan penyelesaian buku ini.

Tidak ada sesuatu yang sempurna karena kesempurnaan hanya milik Allah SWT, oleh karenanya kritik dan saran yang membangun sangat penulis harapkan demi kesempurnaan buku ini. Penulis berharap buku ini dapat bermanfaat untuk peserta mata kuliah Pengantar Oseanografi secara khusus dan semua pembaca secara umum.

Banjarbaru, September 2020

Penulis

DAFTAR ISI

BAB 1.....	1
PENGERTIAN OSEANOGRAFI, OSEANOLOGIDAN KAITAN DENGAN ILMU LAINNYA	1
A. PENDAHULUAN	1
B. URAIAN BAHAN PEMBELAJARAN.....	1
1.1 Pengertian dan Bagian-Bagian Ilmu Oseanografi	1
1.2 Sejarah dan Perkembangan Ilmu Oseanografi	2
1.3 Penelitian Oseanografi di Indonesia.....	7
1.1. Hubungan Oseanografi dan Ilmu Lainnya.....	16
1.2. Mengapa Mempelajari Oseanografi	19
C. PENUTUP Soal Latihan	21
Bahan Bacaan	21
BAB 2 DARATAN DAN LAUTAN	23
B. URAIAN BAHAN PEMBELAJARAN.....	23
2.1. Asal Usul Samudera dan Cekungan Samudera.....	24
2.1.1. Beberapa Fakta Tentang Bumi dan Laut	25
2.1.2. Teori dan Analisa tentang Asal Usul Lautan	25
a. Hipotesa Pelepasan Lempeng	25
b. Teori Undasi	27
c. Teori Tektonik lempeng.....	27
2.2. Sejarah Pembentukan Samudera	31
2.2.1. Pembentukan Matahari	32
2.2.2. Pembentukan Bumi dan Atmosfernya.....	32
2.2.3. Pembentukan Samudera	33
2.2.4. Perkembangan Benua dan Samudera	33
2.2.5. Bukti-Bukti Daratan Pernah Bersatu	34
2.3. Komposisi Daratan dan Lautan	44
a. Atmosfer.....	44
b. Hidrosfer.....	44
c. Litosfer (lapisan kerak bumi)	45
d. Astenosfer.....	45
e. Pusat Bumi.....	45
a. Ridge dan Rise	50
b. Trench.....	52
c. Abyssal Plain (daratan abyssal).....	52
d. Continental Island (pulau pulau benua).....	53
e. Island Arc (Kumpulan Pulau-Pulau)	53
g. Atol-Atol	55

C. PENUTUP Soal Latihan	56
Bahan Bacaan	56
BAB 3.....	58
A. PENDAHULUAN	58
B. URAIAN BAHAN PEMBELAJARAN.....	58
3.1. Sumber-Sumber Fisika dan Kimia	58
3.1.2. Arus Pasang Surut.....	59
3.1.3. Gelombang Laut	62
3.1.4. Angin	66
3.1.5. Bahan-Bahan Bioaktif.....	68
3.2. Sumber-Sumber Biologi, Perikanan, Budidaya dan Jasa Kelautan.....	68
3.3. Pengelolaan Sumber-Sumber Alam Laut	74
3.3.1. Pemanfaatan Ekstraktif	76
a. Penambangan minyak, gas, dan mineral	76
b. Pengambilan batu karang.....	77
c. Penangkapan ikan	77
d. Pengambilan mangrove.....	78
e. Budidaya ikan	78
f. Pengambilan teripang.....	79
g. Budidaya rumput laut.....	79
h. Pengambilan pasir laut.....	79
3.3.2. Pemanfaatan Non-Ekstraktif	80
a. Pariwisata	80
b. Pendidikan non ekstraktif.....	80
c. Tempat acara sosial.....	81
d. Olah raga air	81
e. Perhubungan laut	81
f. Penelitian non-ekstraktif	82
3.4. Pokok-Pokok Pemecahan Persoalan.....	82
3.4.1. Kebijakan.....	83
3.4.2. Strategi.....	83
3.4.3. Upaya.....	84
C. PENUTUP Soal Latihan	85
Bahan Bacaan	85
BAB 4.....	87
A. PENDAHULUAN	87
B. URAIAN BAHAN PEMBELAJARAN.....	87
4.1.1. Unsur-Unsur Inorganik Terlarut.....	87
4.1.2. Unsur-unsur Organik Terlarut dan Nutrien	91
4.1.3. Gas-gas Terlarut.....	95

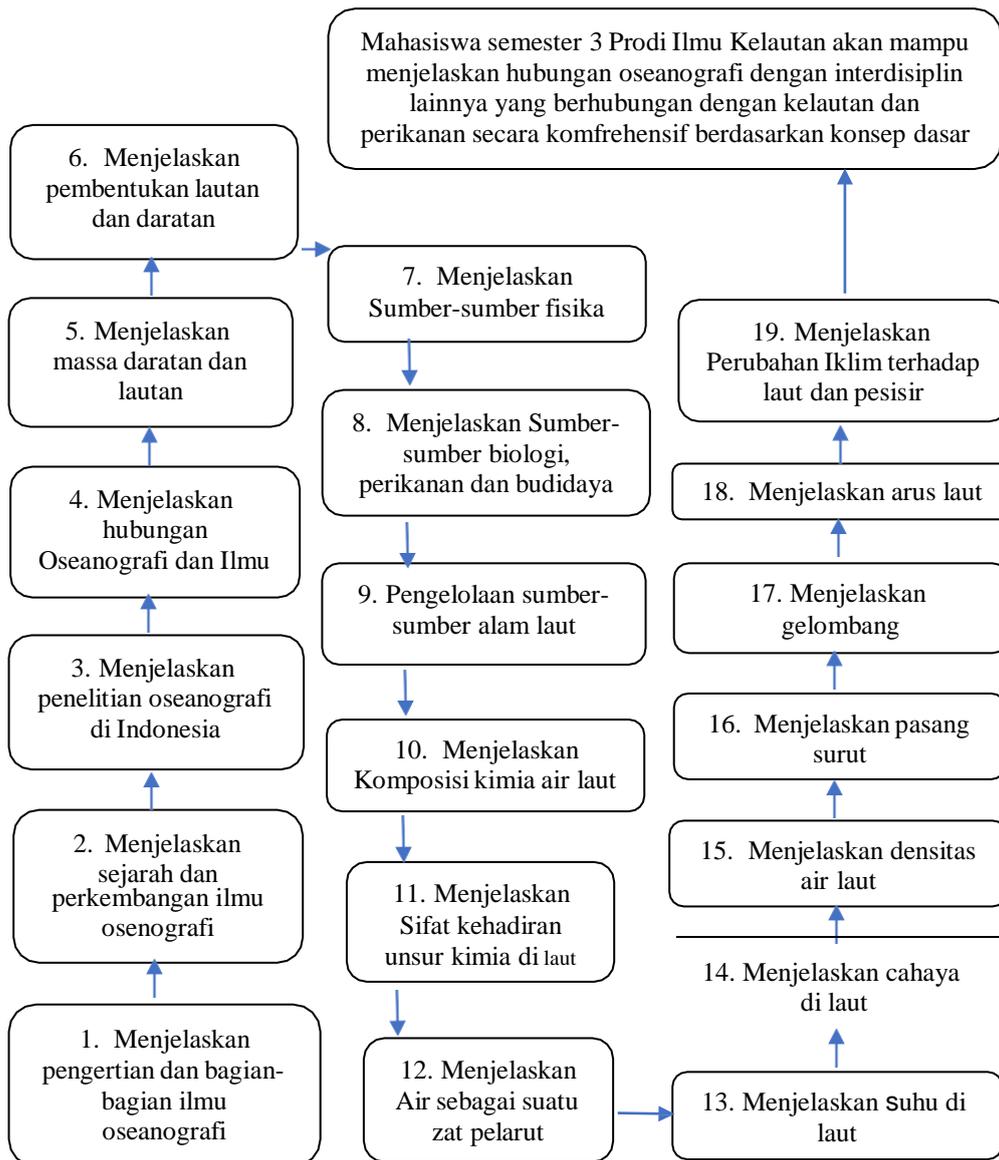
a.	Nitrogen.....	96
b.	Oksigen.....	96
c.	Karbon Dioksida.....	99
d.	Hidrogen Sulfida.....	99
4.2.	Sifat Kehadiran Unsur Kimia di Laut.....	100
C.	PENUTUP.....	102
	Bahan Bacaan.....	102
	BAB 5.....	104
A.	PENDAHULUAN.....	104
B.	URAIAN BAHAN PEMBELAJARAN.....	104
5.1.	Sifat Anomali Air.....	105
5.1.1.	Tegangan Permukaan.....	109
5.2.	Karakter Umum Air Laut.....	117
5.2.1.	Temperatur Air Laut.....	118
5.2.2.	Salinitas Air Laut.....	122
5.2.3.	Densitas Air Laut.....	128
5.2.4.	Suara di Laut.....	130
5.2.5.	Sinar di Laut.....	136
5.2.6.	Warna Laut.....	136
C.	PENUTUP Soal Latihan.....	148
	Bahan Bacaan.....	148
	BAB 6.....	150
A.	PENDAHULUAN.....	150
B.	URAIAN BAHAN PEMBELAJARAN.....	150
6.1.1.	Gaya Pembangkit Pasut.....	152
6.1.2.	Teori Dinamika Pasang Surut.....	155
6.1.3.	Arus Pasang Surut.....	160
6.1.4.	Alat Pengukur Pasut.....	162
6.2.1.	Sirkulasi Umum Atmosfir.....	164
6.2.2.	Pola Umum Arus Permukaan.....	167
6.2.3.	Ekman Spiral.....	168
6.2.4.	Sirkulasi Thermohalin.....	170
6.2.5.	Arus Geostrofik.....	172
6.2.6.	Arus Langmuir.....	177
6.2.7.	Alat dan Metode Pengukuran Arus.....	178
6.3.1.	Karakteristik Gelombang.....	184
6.3.2.	Tipe Gelombang.....	188
6.3.3.	Gerak Partikel Air Dalam Orbit Gelombang.....	190
6.3.4.	Teori Gelombang Permukaan.....	192
6.3.5.	Kecepatan Gelombang di Perairan Dalam dan Dangkal.....	193

6.3.6. Refraksi, refleksi, dan difraksi Gelombang	194
1. Refraksi Gelombang	195
2. Difraksi Gelombang	196
3. Refleksi Gelombang	198
6.3.7. Tipe Gelombang Pecah	198
C. PENUTUP Soal Latihan	200
Bahan Bacaan	201

1. Kompetensi/Tujuan Buku Ajar

Setelah mempelajari buku ajar Pengantar Oseanografi ini mahasiswa mampu menjelaskan hubungan oseanografi secara interdisiplin lainnya yang berhubungan dengan kelautan dan perikanan secara komprehensif berdasarkan konsep dasar oseanografi.

2. Analisis Kompetensi



3. Daftar Pokok Bahasan

No	Pokok Bahasan		Sub Pokok Bahasan
1.	Ilmu oseanografi dan penelitian oseanografi di Indonesia	1. 2. 3. 4.	Pengertian dan bagian-bagian ilmu oseanografi Sejarah dan perkembangan ilmu oseanografi Penelitian oseanografi di Indonesia Hubungan Oseanografi dan Ilmu Lainnya
2.	Daratan dan lautan	5. 6.	Massa daratan dan lautan Pembentukan lautan dan daratan
3.	Sumber-sumber alam dari lautan	7. 8. 9.	Sumber-sumber fisika dan kimia Sumber-sumber biologi, perikanan dan budidaya Pengelolaan sumber-sumber alam laut
4.	Sifat Kimia Air Laut	10. 11.	Komposisi kimia air laut Sifat kehadiran unsur kimia di laut
5.	Sifat Fisis Air Laut	12. 13. 14. 15.	Air sebagai suatu zat pelarut Suhu di laut Cahaya di laut Densitas di laut
6.	Dinamika Laut dan Perubahan Iklim	16. 17. 18. 19.	Pasang surut Gelombang Arus laut Perubahan Iklim terhadap laut dan pesisir

4. Bab Buku Ajar

PENDAHULUAN

Bab 1 : Ilmu oseanografi dan penelitian oseanografi di Indonesia

Bab 2 : Daratan dan lautan

Bab 3 : Sumber-sumber alam dari lautan

Bab 4 : Sifat kimia air laut

Bab 5 : Sifat Fisis air laut

Bab 6 : Dinamika Laut dan Perubahan Iklim

PENUTUP

DAFTAR PUSTAKA

5. Kerangka Buku Ajar

**Penulis : Baharuddin Sabur, S.Kel.,
M.Si Ira Puspita Dewi, S.Kel.,
M.Si Nursalam, S.Kel., M.S
Ulil Amri, S.Pi**

Penelaah :

Tujuan Pembelajaran Umum :

Setelah mempelajari buku ajar Pengantar Oseanografi ini mahasiswa mampu menjelaskan hubungan oseanografi secara interdisiplin lainnya yang berhubungan dengan kelautan dan perikanan secara komprehensif berdasarkan konsep dasar oseanografi.

No.	Topik	Sub Topik	Deskripsi Topik	Daftar Pustaka
1.	Ilmu oseanografi dan penelitian oseanografi di Indonesia	<ul style="list-style-type: none">- Pengertian dan bagian-bagian ilmu oseanografi- Sejarah dan perkembangan ilmu oseanografi- Penelitian oseanografi di Indonesia- Hubungan oseanografi dan ilmu lainnya	Agar dapat menjelaskan ilmu oseanografi dan penelitian oseanografi di Indonesia	1, 2, 4, 5, 6, 9 dan 13
2.	Daratan dan lautan	<ul style="list-style-type: none">- Asal usul samudera dan cekungan samudera- Komposisi daratan dan lautan- Bentuk dasar laut- Pembentukan lautan dan daratan	Agar dapat menjelaskan sejarah pembentukan daratan dan lautan	1, 5 dan 7 Jurnal oseanografi
3.	Sumber-sumber alam dari lautan	<ul style="list-style-type: none">- Sumber-sumber fisika dan kimia- Sumber-sumber biologi, perikanan budidaya dan jasa kelautan- Pengelolaan sumber-sumber alam laut	Agar dapat menjelaskan sumber-sumber alam dari lautan	1, 8, 10 dan 11 Jurnal oseanografi
4.	Sifat kimia air laut	<ul style="list-style-type: none">- Komposisi kimia air laut- Sifat kehadiran unsur kimia di laut	Agar dapat menjelaskan sifat kimia air laut	
5.	Sifat fisis air laut	<ul style="list-style-type: none">- Sifat anomali air- Karakter umum air laut	Agar dapat menjelaskan sifat fisis air laut	1, 3, 5, 7, 12 dan 14 Jurnal oseanografi
6.	Dinamika laut dan perubahan iklim	<ul style="list-style-type: none">- Pasang surut- Gelombang- Arus- Perubahan iklim terhadap	Agar dapat menjelaskan proses terjadinya pasang surut, gelombang,	1, 2, 6, 7, 9, dan 12 Jurnal oseanografi

No.	Topik	Sub Topik	Deskripsi Topik	Daftar Pustaka
		laut dan pesisir	<p> arus dan pengaruhnya terhadap dinamika pantai; Agar dapat menjelaskan perubahan iklim terhadap laut dan pesisir </p>	

DAFTAR PUSTAKA

1. Hutabarat, S.& S.M. Evans. 1987. Pengantar Oseanografi. Penerbit Universitas Indonesia.
2. [BRKP] Badan Riset Kelautan dan Perikanan. 2003. Oseanografi. Departemen Kelautan dan Perikanan.
3. [BRKP] Badan Riset Kelautan dan Perikanan. 2003. Pengantar Kimia dan Sedimen Dasar Laut. Departemen Kelautan dan Perikanan.
4. Tim ITB. 2000. Pengantar Oseanografi. Program Studi Oseanografi. Fak. Ilmu Kebumihan dan Teknologi Mineral. ITB. Bandung.
5. Mappa, H. dan M.S. Kaharuddin. 1991. Himpunan Mahasiswa Teknik Geologi. Fakultas Teknik Unhas, Makassar.
6. Pengantar Oseanologi. LIPI.
7. Wibisono, M.S. 2011. Pengantar Ilmu Kelautan Edisi 2. Penerbit Universitas Indonesia, Jakarta.
8. Nontji, A. 1987. Laut Nusantara. Penerbit Djambatan, Jakarta.
9. Noir Primadona Purba dan Widodo Pranowo. 2015. Dinamika Oseanografi, Deskripsi Karakteristik Massa Air dan Sirkulasi Air Laut, Penerbit Unpad Press.
10. Nyabakken, JW. 1989. Biologi Laut: Suatu Pendekatan Ekologis. Penerbit PT. Gramedia Jakarta.
11. Bengen. 2001. Sinopsis Ekosistem dan Sumberdaya Alam Pesisir dan Laut. PKSPL-IPB, Bogor
12. Triatmodjo, B. 2008. Teknik Pantai. Beta Offset. Yogyakarta.
13. Knauss, J. A. 1978. Introduction To Physical Oceanography, Prentice Hall Inc. New Jersey.
14. [Marine Geochemistry](#) atau [Marine Geochemistry](#) by Horst D. Schulz
15. [Chemical Oceanography and the Marine Carbon Cycle](#)
16. [Introduction to Marine Biogeochemistry by Susan Libes](#)
17. [Biogeochemistry of Marine Dissolved Organic Matter](#) by Dennis A. Hansell
18. [Biogeochemistry of Marine Systems](#) by Kenneth Black, Graham Shimmiel
19. Jurnal Oseanografi

BAB 1

PENGERTIAN OSEANOGRAFI, OSEANOLOGI DAN KAITAN DENGAN ILMU LAINNYA

A. PENDAHULUAN

Buku ajar ini memaparkan tentang pengertian dan sejarah Oseanografi. Dalam buku ini juga dibahas tentang ruang lingkup Oseanografi dan kaitannya dengan ilmu lain. Setelah mempelajari buku ini, mahasiswa diharapkan mampu:

- Menjelaskan dengan benar pengertian dari oseanografi dan oseanologi
- Mendeskripsikan dengan benar sejarah perkembangan oseanografi di dunia maupun di Indonesia
- Menjelaskan dengan benar kaitan Oseanografi dengan ilmu lainnya.

B. URAIAN BAHAN PEMBELAJARAN

1.1 Pengertian dan Bagian-Bagian Ilmu Oseanografi

Kata *Oseanografi* di dalam Bahasa Indonesia adalah terjemahan dari kata Bahasa Inggris *Oceanography* yang merupakan kata majemuk yang berasal dari kata *ocean* dan *graphy* dari Bahasa Yunani atau *graphein* dari Bahasa Latin yang berarti **menulis**. Jadi, menurut arti katanya, Oseanografi berarti menulis tentang laut. Oceanography: *Graphos: =the description of, Ocean* (lautan). Selain *Oseanografi* kita juga sering mendengar kata *Oseanologi*. Kata *Oseanologi* di dalam Bahasa Indonesia adalah terjemahan dari kata Bahasa Inggris *Oceanology*, yang juga merupakan kata majemuk yang berasal dari kata *ocean* dan *logia* dari Bahasa Yunani atau *legein* dari Bahasa Latin yang berarti **berbicara**. Dengan demikian, menurut arti katanya, Oseanologi berarti berbicara tentang laut. **Oceanography adalah ilmu yang mempelajari laut dalam segala aspek dengan penekanan laut sebagai suatu lingkungan.**

Menurut Ingmanson dan Wallace (1973), akhiran *—grafi* mengandung arti suatu proses menggambarkan, mendeskripsikan, atau melaporkan seperti tersirat dalam kata *—Biografi* dan *—Geografi*. Akhiran *—ologi* mengandung arti sebagai suatu ilmu (*science*) atau cabang pengetahuan (*knowlegde*). Dengan demikian *—Oseanologi* berarti ilmu atau studi tentang laut, sedang *—Oseanografi* berarti deskripsi tentang laut. Atau bisa dikatakan bahwa *Oceanography*: pendekatan proses yakni pergerakan massa air, sedangkan *Oseanologi*: pendekatan ilmu untuk menelaah karakter aspek tsb di laut.

Jadi bisa disimpulkan bawah *Oceanography* adalah ilmu yang mempelajari laut dalam segala aspek dengan penekanan laut sebagai suatu lingkungan. Aspek tersebut baik fisika, kimia, biologi dan geologi. Ilmu dasar ini diaplikasikan untuk menelaah sifat komponen lautan.

Meskipun demikian, kedua kata itu sering dipakai dengan arti yang sama, yaitu berarti sebagai **eksplorasi atau study ilmiah tentang laut dan berbagai fenomenanya**. Negara-negara Eropa Timur, China dan Rusia cenderung memakai kata *Oseanologi*, sedang negara-negara Eropa Barat dan Amerika cenderung memakai kata *Oseanografi*.

Istilah *—Hidrografi* yang berasal dari kata Bahasa Inggris *—Hydrography* kadang-kadang digunakan secara keliru sebagai sinonim dari *Oseanografi*. *Hidrografi* terutama berkaitan dengan penggambaran garis pantai, topografi dasar laut, arus, dan pasang surut untuk penggunaan praktis dalam navigasi laut (Ingmanson dan Wallace, 1985). *Oseanografi* meliputi bidang ilmu yang lebih luas yang menggunakan prinsip-prinsip fisika, kimia, biologi, dan geologi dalam mempelajari laut secara keseluruhan.

1.2 Sejarah dan Perkembangan Ilmu Osenografi

J.J. Bhatt, dari *Rhode Island Junior College* (1978), membagi sejarah *Oseanografi* menjadi beberapa era, yaitu era klasik, era sebelum *Challenger*, era *Challenger*, era setelah *Challenger*, dan era *Glomar Challenger*. Awal dari oseanografi tidak diketahui pasti, karena memang manusia kuno tidak meninggalkan rekaman secara sistematis, baik berupa jurnal ataupun buku harian perorangan. Para

arkeolog mencatat orang-orang Polinesia dan India pra sejarah melakukan perjalanan laut yang sulit dalam jarak yang panjang.

Para pedagang dari India Timur telah memiliki pengetahuan yang cukup baik tentang arus-arus monsun, karena perjalanan laut sudah umum dikawasan Samudera Hindia pada sekitar 3000 MS. Menyusul kemudian bangsa Punisia dan Yunani yang kerap melayari perairan Laut Tengah dalam rentang waktu 1500 - 1600 SM. Sekitar tahun 150 M, Claudius Ptolemy telah membuat peta Samudera Atlantik dan Hindia berupa dua lautan yang tertutup. Bersamaan dengan masanya beberapa instrument navigasi telah ditemukan, seperti kompas dan *astrolabe* (alat pengukur tinggi bintang) di Cina. Tahun 800 - 1000 M bangsa Viking telah berlayar hingga Atlantik Utara, menemukan Iceland dan Greenland. Dan tahun 1000 M ahli sejarah mencatat Leif putra Eric Si Merah telah mencapai bagian paling utara dari Benua Amerika.

Era sebelum Challenger ditandai oleh dua orang pionir pelayaran jarak jauh yaitu Christopher Columbus (Italia) yang berhasil mencapai Benua Amerika tahun 1492 dan Vasco da Gama (Portugis) berhasil menemukan rute ke India melalui Tanjung Harapan tahun 1498. Tahun 1520, pelaut Spanyol Ferdinand Magellan berlayar hingga samudera Pasifik, dan mengukur kedalaman laut di beberapa tempat menggunakan teknik gelombang bunyi tetapi belum dapat mencapai dasar lautnya.

William Dampier telah mendeskripsikan aspek meteorologi laut dalam oseanografi secara detail dalam publikasinya *A discourse of the Wind* tahun 1700. Tahun 1768-1779 Captain James Cook melayari kawasan Pasifik memetakan New Zealand, Laut Selatan, dan pantai barat laut Amerika Utara. Dan pada tahun 1770 Benjamin Franklin untuk yang pertama kalinya membuat peta Arus Teluk (*Gulf Stream*).

Alexander Von Humboldt (1769-1859) dari Jerman atas inspirasi ekspedisi Cook melakukan lima tahun perjalanan laut melalui Kuba, Meksiko, dan banyak tempat lagi sepanjang pantai Amerika Latin. Ia mempublikasikan perjalanan ilmiahnya dalam 17 volume tulisan *The Travels of Humboldt and Bonpland in the Interior of America*.

Tahun 1818 John Ross dan keponakannya James Ross sukses mengukur kedalaman Teluk Baffin, Canada, serta mempelajari kondisi dan distribusi alamiah organisme serta sedimen laut.

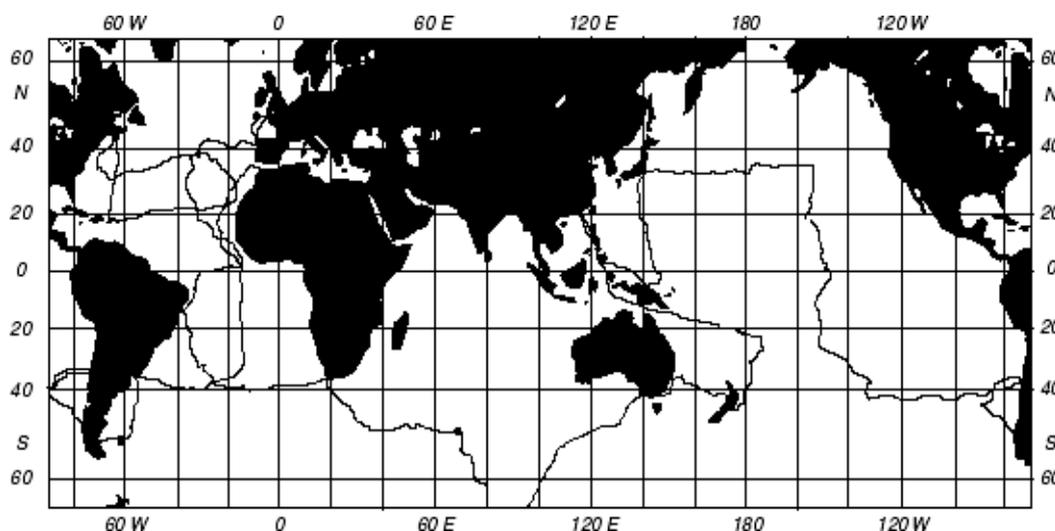
Charles Darwin dengan kapal *Beagle*-nya tahun 1830 melakukan ekspedisi ke kepulauan Galapagos, menghasilkan konsep-konsep evolusi yang hingga kini masih tertulis dalam buku-buku tentang evolusi makhluk hidup. Edward Forbes mengamati binatang dan tumbuhan dasar laut. Ia membagi populasi laut menjadi delapan zona menurut skala pertumbuhan habitatnya terhadap kedalaman.

Oseanografi fisika menemukan awal kebangkitannya melalui buku teks pertama dalam oseanografi, *The Physical Geography of the Sea*, yang ditulis oleh letnan Matthew Fontaine Maury dari angkatan laut Amerika tahun 1855. Oleh bangsa Amerika ia dikenal sebagai bapak oseanografi fisis modern. Langkah besar dalam oseanografi terjadi setelah dipublikasikannya Ekspedisi Challenger oleh William Dittmar (1884) berdasarkan ekspedisi kelautan menggunakan kapal angkatan laut Inggris *HMS Challenger* yang dipimpin C Wyville Thomson tahun 1872-1876. Ini adalah ekspedisi laut dalam secara global yang pertama kali dilakukan. Darinya berhasil dikoleksi sampel-sampel biologi laut, 77 sampel air samudera, informasi kedalaman dan temperatur laut, serta landasan oseanografi geologi terbentuk karenanya. Ekspedisi ini menjadi inspirasi ekspedisi-ekspedisi selanjutnya dan berdirinya lembaga-lembaga riset samudera. Seiring dengan waktu berbagai deskripsi tentang samudera dan segala sesuatu di bawah permukaan air yang melingkupi bumi kita mulai terungkap.

Di akhir abad 19, oseanografi dari Norwegia Fridjof Nansen berdasarkan ekspedisi *Fram*-nya di samudera Artik mencoba mengungkap berbagai fenomena di samudera tersebut dan mengamati fenomena angin yang membangkitkan arus permukaan laut.

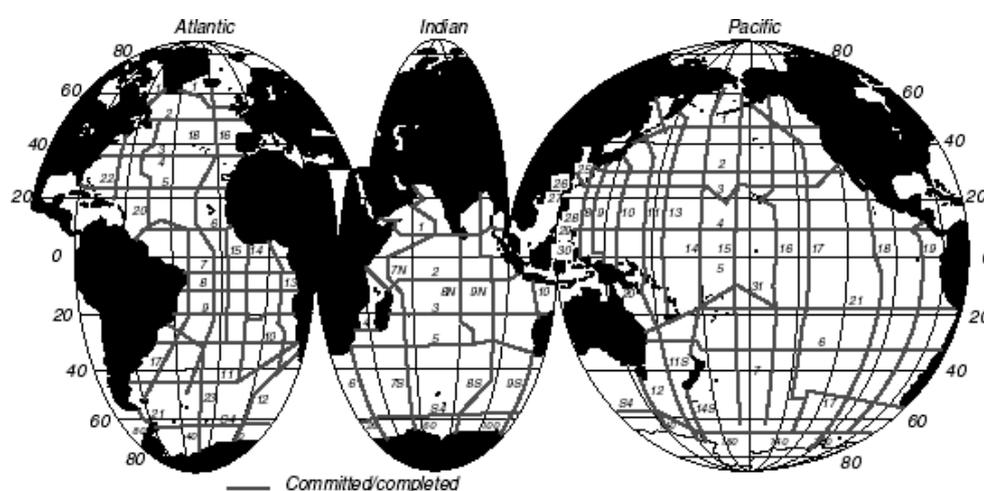


Gambar 1.1. Gambaran Gulf Stream (arus teluk) dari versi Franklin-Folger tahun1786



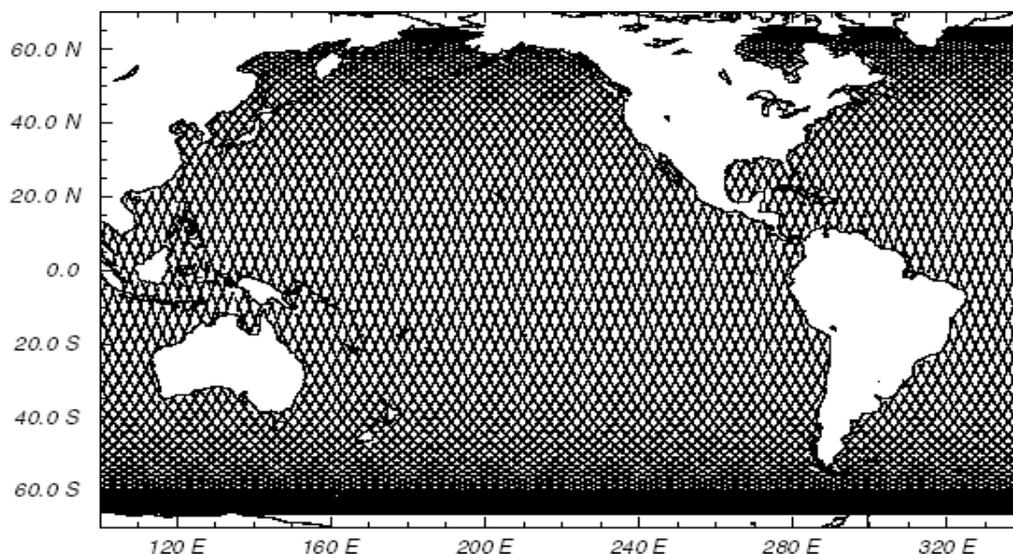
Gambar 1.2. Contoh eksplorasi laut dalam; Jalur dari H.M.S. Challenger selamaBritish Challenger Expedition 1872-1876

Sumbangan dari Nansen yang hingga kini masih digunakan yaitu tabung khusus untuk sampel air laut dari berbagai kedalaman, kini dikenal dengan nama botol Nansen. Di awal abad 20 kapal riset Meteor melakukan lebih dari 70.000 *sounding* dasar samudera, ia melengkapinya hasil *sounding* dari *challenger*. Tahun 1920-1922 kapal riset Dana mengamati samudera Hindia dan menemukan punggung tengah samudera *Carlsberg* di dasarnya.



Gambar 1.3. Jalur survei global perairan dunia

Tahun 1950-an kapal riset Swedia *Galatha Triste* selain berhasil mengukur kedalaman palung Mindanao juga menemukan kehidupan di laut dalam. Kapal riset *Glomar Challenger* yang diluncurkan oleh Institut Oseanografi Scripps di La Jolla California tahun 1968 adalah kapal riset modern yang dilengkapi berbagai sensor untuk mengukur seluruh parameter oseanografi. Kapal ini juga memiliki kemampuan untuk melakukan pengeboran di dasar laut. Antara tahun 1968-1973 *Glomar Challenger* telah mengebor 450 sumur bor, melego jangkar di 300 lokasi, dan mengurangi lebih dari 275.000 km. Oseanografi kini telah melingkupi multidisiplin keilmuan dan telah menggunakan teknologi tingkat tinggi dalam observasi samudera termasuk menggunakan perangkat penginderaan jauh seperti satelit.



Gambar 1.4. Contoh dari era satelit; trek topex di Samudera Pasifik selamapengulangan 10 hari orbit.

1. 3 Penelitian Oseanografi di Indonesia

Ilmu oseanografi merupakan salah satu ilmu yang termuda usianya disebabkan antara lain karena masih harus menunggu dulu kemajuan-kemajuan teknologi di bidang-bidang lainnya terlebih dahulu. Juga disebabkan karena mahalnnya ongkos untuk mengarungi lautan guna memperoleh data-data yang diperlukan. Jika kedua hal ini sudah terpenuhi barulah ekspedisi-ekspedisi penelitian dapat diselenggarakan dan hasil-hasilnya kemudian banyak menyumbang kepada kemajuan oseanografi seperti yang dikenal sekarang.

Indonesia sebagai negara kepulauan yang terletak diantara Samudera Pasifik dan Hindia jelas memerlukan riset kelautan untuk mengungkap berbagai fenomena dan mengidentifikasi sumber daya laut yang dimiliki secara akurat.

Penelitian oseanografi di Indonesia pertama kali dimulai pada tahun 1905 ketika Dr. J.C Koningsbender seorang ahli Zoologi, kepala museum Zoologi Bogor saat itu mendirikan sebuah laboratorium perikanan di Jakarta. Dalam perjalanan waktu lembaga telah beberapa kali berganti nama.

Tahun 1915 lembaga ini bernama "Visscherij Station te Batavia", berdasarkan SK Pemerintah Belanda No. 37 Tanggal 31 Juli 1911, lembaga ini secara resmi masuk dalam struktur "sLands Plantentuin". Tahun 1922 lembaga ini berganti nama lagi menjadi Laboratorium Voor Het Onderzoek der Zee (LOZ) dibawah pimpinan: Dr. A.L.J. Sunier. Tahun 1949 berubah lagi namanya menjadi "Laboratorium Penyelidikan Laut". Tahun 1955 lembaga ini berganti nama lagi menjadi "Lembaga Penyelidikan Laut", dibawah pimpinan Prof. Klaus Wyrski. Tahun 1962 namanya berubah menjadi "Lembaga Penelitian Laut" sebagai salah satu bagian dari Lembaga Biologi Nasional MIPI. Tahun 1970, melalui melalui keputusan presiden No.10 tahun 1970, lembaga ini ditetapkan sebagai lembaga berskala nasional dengan nama Lembaga Oseanologi Nasional (LON) sebagai bagian dari Lembaga Ilmu Pengetahuan Indonesia (LIPI).

Pada tahun 1986, terjadi reorganisasi di LIPI, berdasarkan Keppres R.I no. 1/1986, nama LON diubah menjadi Pusat Penelitian dan Pengembangan Oseanologi-LIPI (Puslitbang Oseanologi - LIPI), dibawah kedeputan Ilmu Pengetahuan Alam. Tahun 2001, berdasarkan keputusan Kepala LIPI No. 1151/M/2001, Puslitbang Oseanologi - LIPI, diubah lagi namanya menjadi Pusat Penelitian Oseanografi - LIPI, dibawah naungan Deputi Ilmu Pengetahuan Kebumian.

Lembaga ini sekarang sudah mempunyai stasiun penelitian yang berjalan dengan baik. Di mana dilengkapi dengan peralatan laboratorium dan kapal-kapal peneliti yang telah melakukan beberapa kali penelitian terhadap kondisi perairan di sekitarnya. Di antara aktivitas-aktivitas ini antara lain adalah ekspedisi Rumphius yang telah melakukan serangkaian penelitian. Lembaga ini juga mempunyai sebuah laboratorium lapangan di Pulau Pari yang merupakan salah satu bagian dari kepulauan Seribu yang terletak di teluk Jakarta (Hutabarat dan Evans, 1985).



Gambar 1.5. Kapal riset yang menjadi tulang punggung utama Ekspedisi Snellius II (1984-1985) adalah *Tyro* (dioperasikan oleh NIOZ, Belanda), didukung oleh kapal riset *Samudera* (LIPI) dan *Jalanidhi* (TNI-AL). Dua kapal pendukung lainnya (tidak ditunjukkan dalam gambar) adalah *Tenggiri* (Balai Penelitian Perikanan Laut) dan *Hatiga* (Pusat Penelitian Geologi Laut)

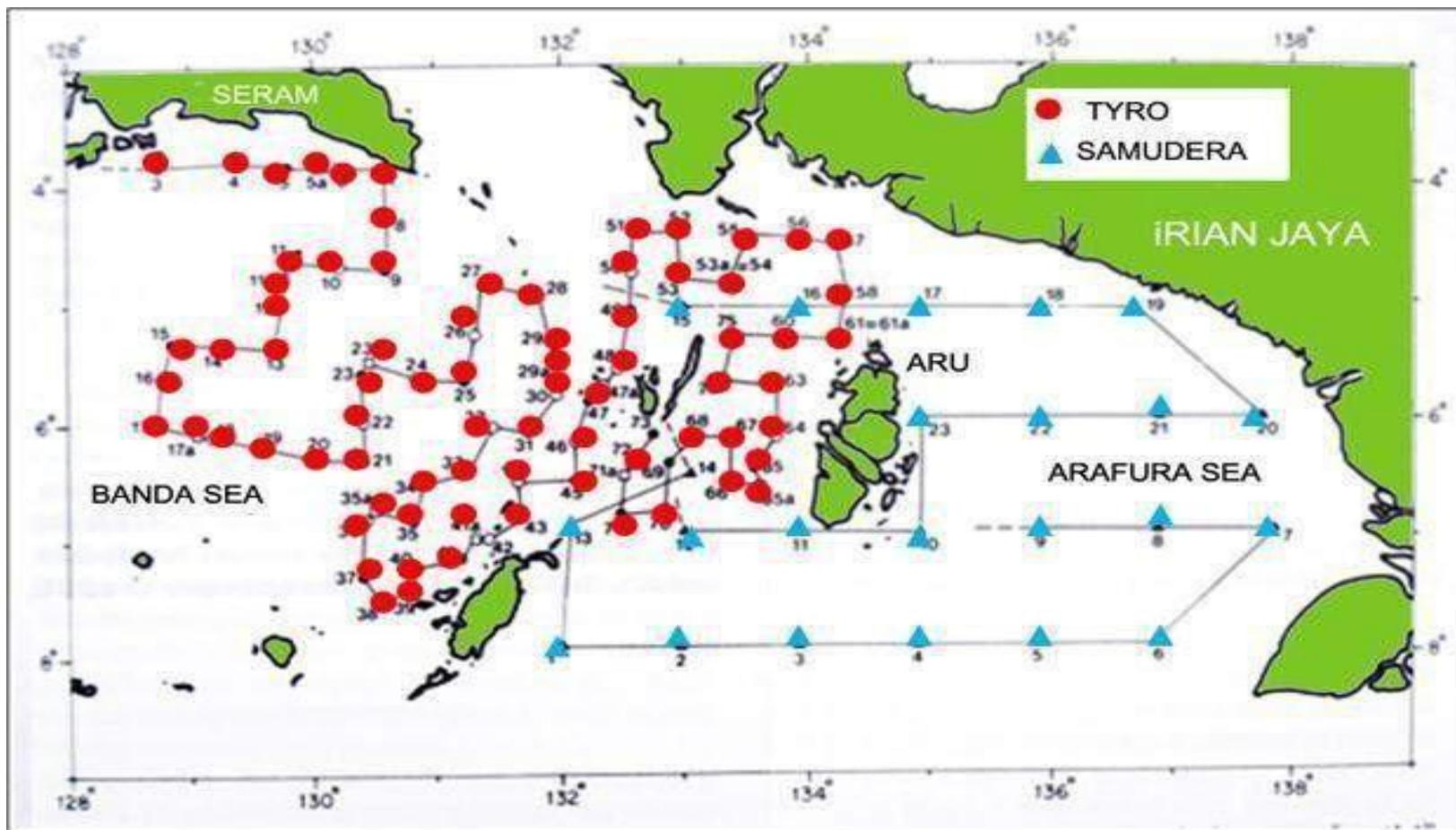
Ekspedisi Snellius (1929-1930) (selanjutnya disebut Ekspedisi Snellius I) merupakan ekspedisi yang dilaksanakan oleh Belanda yang telah berhasil mengungkapkan berbagai informasi penting tentang oseanografi fisika, kimia dan geologi di kawasan timur Indonesia. Namun capaian ekspedisi ini justru telah menimbulkan segudang pertanyaan ilmiah lanjutan yang tak kalah menantang untuk diungkapkan.

Pada tahun 1980, atau sekitar 50 tahun setelah usainya Ekspedisi Snellius I, *UNESCO Division of Marine Science* melontarkan gagasan untuk mengulangi ekspedisi oseanografi di perairan bagian timur Indonesia dengan pendekatan baru sesuai dengan perkembangan iptek yang mutakhir. Kegiatan ini dilaksanakan melalui Program Ekspedisi Snellius II diorganisasikan di Indonesia oleh LIPI (Lembaga Ilmu Pengetahuan Indonesia) sedangkan di Belanda oleh *Netherlands Council for Oceanic Research* yang berada di bawah *Netherlands Organization for the Advancement of Science*.

Sekitar 450 peneliti dan teknisi dari Indonesia dan Belanda yang terlibat dalam Ekspedisi Snellius II ini, yang terdiri dari 250 orang dari pihak Indonesia dan 200 orang dari pihak Belanda. Di samping itu beberapa peneliti dari berbagai negara lainnya pun ikut berpartisipasi misalnya dari Belgia, Jerman, Amerika Serikat dan Inggris.

Selain LIPI Direktorat Kelembagaan Direktorat Jenderal Pendidikan Tinggi (Kementerian Pendidikan Nasional) bekerjasama dengan Pusat Penelitian Oseanografi (P2O) LIPI dan melibatkan peneliti muda baik dosen maupun mahasiswa melalui program Pelayaran Kebangsaan Bagi Ilmuwan Muda untuk melakukan riset dalam bidang oseanografi fisik, kimia, geologi dan biologi.

Lembaga-lembaga negara yang berhubungan dengan matra laut seperti Pusat Hidro Oseanografi-Angkatan Laut (PUSHIDROSAL), LIPI, KKP, dan BPPT memang telah memiliki kapal-kapal riset. Tetapi, kapal riset yang ada belum sebanding dengan luasnya kawasan lautan Indonesia.



Gambar 1.6. Lokasi stasiun yang dikerjakan oleh kapal Tyro di Laut Banda dan oleh kapal Samudera di Laut Arafura di bulan Februari 1985 untuk Tema 1 (Sistem Pelagis) Ekspedisi Snellius II



Gambar 1.7. Lokasi stasiun yang dikerjakan oleh kapal Baruna Jaya VII di perairan Belitung

Pada tahun 1985, berdasarkan Surat Edaran Direktorat Jenderal Perguruan Tinggi Departemen Pendidikan dan Kebudayaan RI No. 1023/D/Q/1985 tanggal 6 Juni 1985, dirintis perkembangan Program Studi Ilmu Kelautan di Universitas Diponegoro bersama lima perguruan tinggi Indonesia lainnya yakni Institut Pertanian Bogor, Universitas Diponegoro, Universitas Patimura, Universitas Sam Ratulangi dan Universitas Riau). Bersamaan program tersebut dibentuk, pemerintah memberikan dana bantuan untuk ke enam universitas berupa pembangunan / pengadaan / pengembangan sarana-prasarana / fasilitas, tenaga kependidikan, mulai dilaksanakan melalui *Marine Science Education Project (MSEP)-DGHE* (ADB – Loan No. 894-INO/895 – INO (SF) dan berakhir pada tahun 1995/1996.

Sejak era reformasi bergulir di tengah percaturan politik Indonesia, sejak itu pula perubahan kehidupan mendasar berkembang di hampir seluruh kehidupan berbangsa, dan bernegara. Seperti merebaknya beragam krisis yang

melanda Negara Kesatuan Republik Indonesia. Salah satunya adalah berkaitan dengan Orientasi Pembangunan. Dimasa Orde Baru, orientasi pembangunan masih terkonsentrasi pada wilayah daratan.

Sektor kelautan dapat dikatakan hampir tak tersentuh, meski kenyataannya sumber daya kelautan, dan perikanan yang dimiliki oleh Indonesia sangat beragam, baik jenis, dan potensinya. Potensi sumberdaya tersebut terdiri dari sumberdaya yang dapat diperbaharui, seperti sumberdaya perikanan, baik perikanan tangkap maupun budidaya laut, dan pantai, energi non konvensional, dan energi serta sumberdaya yang tidak dapat diperbaharui seperti sumberdaya minyak, dan gas bumi, dan berbagai jenis mineral. Selain dua jenis sumberdaya tersebut, juga terdapat berbagai macam jasa lingkungan lautan yang dapat dikembangkan untuk pembangunan kelautan, dan perikanan seperti pariwisata bahari, industri maritim, jasa angkutan, dan sebagainya. Tentunya inilah yang mendasari Presiden Abdurrahman Wahid dengan Keputusan Presiden No.355/M Tahun 1999 tanggal 26 Oktober 1999 dalam Kabinet Periode 1999-2004 mengangkat Ir. Sarwono Kusumaatmadja sebagai Menteri Eksplorasi Laut. Selanjutnya kementerian ini telah beberapa kali mengalami perubahan menjadi epartemen Eksplorasi Laut, dan Perikanan (DELP), Departemen Kelautan, dan Perikanan (DKP) Kemudian berubah menjadi Kementerian Kelautan, dan Perikanan.

Indonesia menjadi negara pertama di dunia yang mengadopsi sistem operasional oseanografi berbasis satelit melalui proyek kerjasama dengan Pemerintah Perancis bernama INDESO. implementasinya mencakup tujuh aplikasi utama, di mana salah satunya untuk memerangi IUU Fishing. Sistem tersebut menjangkau hingga Australia dan Philipina. (ANTARA/Pusdatin KemenKP)

Pemerintah dalam hal ini Kementerian Kelautan dan Perikanan (KKP) saat ini tengah mengembangkan infrastruktur oseanografi berbasis teknologi satelit melalui proyek kerja sama dengan Pemerintah Prancis. Proyek bernama Infrastructure Development for Space Oceanography (INDESO) ini mulai diimplementasikan tahun 2012 dan menjadi inovasi teknologi pertama

di Indonesia yang mengadopsi sistem operasional oseanografi. Sistem ini dikembangkan sebagai wujud konsistensi pemerintah dalam menjamin keberlangsungan pengelolaan sumber daya kelautan dan perikanan secara lestari dan berkelanjutan.

INDESO merupakan program yang didesain untuk memantau kondisi perairan Indonesia termasuk biogeokimia dan ekosistem dengan melibatkan berbagai disiplin ilmu dalam pengimplementasiannya. Tidak hanya itu, INDESO ditujukan juga untuk memperketat pengawasan terhadap aksi pencurian ikan di perairan Indonesia sekaligus melindungi kekayaan biodiversitasnya. Proyek ini mengacu pada pembentukan jaringan pengamatan oseanografi yang nyata, adaptasi pengembangan bentuk dan prediksi dalam sistem pengolahan maupun analisa. Sehingga, memungkinkan untuk melakukan pemeliharaan perikanan secara berkesinambungan oleh nelayan di Indonesia.

Proyek yang berlangsung selama tiga tahun ini mencakup dua kegiatan utama. Pertama, pembangunan infrastruktur *ground station/satellite reception* dan fasilitas pengolah datanya. Kedua, pengembangan infrastruktur computing untuk pemodelan oseanografi dan hayati laut. Keduanya dibangun di BPOL Perancak – Bali, sedangkan sistem basis data sebagai sistem *backup (Redundant Database System)* dibangun di Badan Penelitian dan Pengembangan Kelautan dan Perikanan (Balitbang KP) di Jakarta. –INDESO mengimplementasikan serangkaian alat dalam operasi yang konsisten, terarah dan terstruktur serta terintegrasi dengan sistem informasi sebagai aplikasi untuk mendukung keputusan dalam setiap layanan KKPl.

Dari dua infrastruktur yang dibangun, setidaknya terdapat tujuh aplikasi utama yang diimplementasikan. Aplikasi itu meliputi pemantauan IUU Fishing, pengelolaan sumberdaya ikan, serta pengamatan dan pemantauan cakupan dan kondisi terumbu karang dan hutan bakau. Kemudian, pengelolaan pesisir yang terintegrasi dan pengkajian lokasi perairan yang kondusif untuk budidaya rumput laut. Selanjutnya, pengamatan tambak udang dan inventarisir lokasi yang baik untuk tambak sejenis serta deteksi tumpahan

minyak. -Implementasi dari aplikasi tersebut diharapkan dapat membantu upaya pemerintah dalam membangun perekonomian yang harmonis dengan lingkungan, serta dalam menentukan arah kebijakan untuk mitigasi bencana alam yang timbul dari fenomena kelautan sebagai bagian dari penelitian *Blue Carbon Indonesia*ll.

Disahkannya Undang-undang (UU) Kelautan akhir September lalu memberikan konsekuensi positif terhadap pengembangan sektor kelautan. Selain menegaskan Indonesia sebagai negara kepulauan, tapi juga menempatkan laut sebagai subjek penting dalam kerangka pembangunan nasional. Dengan adanya UU ini, Indonesia telah melengkapi basis legal untuk bisa memanfaatkan kawasan laut lepas serta dasar laut internasional. Termasuk menambah peran Indonesia di laut lepas dan laut internasional. Berkenaan dengan hal itu, sebagai bentuk komitmen Indonesia dalam meningkatkan perannya di kancah internasional, KKP akan mendirikan APEC Ocean and Fisheries Information Center (AOFIC) yang terletak di BPOL Perancak, Bali. AOFIC akan menjadi center of excellence bagi para stakeholders perikanan di kawasan Asia Pasific untuk mempelajari dan memahami dinamika kondisi sumber daya kelautan dan perikanan. -Fasilitas INDESO akan menjadi pendukung utama AOFIC dan Program Blue Carbon Nasional dengan kemampuan deteksi meliputi daerah yang luas secara cepat dan mengulanginya secara periodik dalam siklus waktu relatif singkatll.

Pengesahan UU Kelautan juga telah membuka kesempatan bagi investasi sektor kelautan dan perikanan. UU ini mengakomodir isu strategis penetapan zona tambahan, pengembangan pengelolaan sumber daya laut serta aturan investasi kerjasama internasional secara bilateral maupun multilateral.

-Dengan semakin terbukanya tabir pengetahuan mengenai dinamika kelautan dan perikanan melalui Proyek INDESO ini, maka investasi di bidang kelautan dan perikanan di Indonesia menjadi lebih jelas dan prospektif.

1.1. Hubungan Oseanografi dan Ilmu Lainnya

Secara sederhana, oseanografi dapat disebutkan sebagai aplikasi semua ilmu (*science*) terhadap fenomena laut (Ross, 1977). Definisi tersebut menunjukkan bahwa oseanografi bukanlah suatu ilmu tunggal, melainkan kombinasi berbagai ilmu.

Untuk mempermudah mempelajari laut, para ahli oseanografi secara umum membagi oseanografi menjadi lima kelompok, yaitu:

- 1) Oseanografi fisika (*physical oceanography*): mempelajari segala sesuatu tentang fenomena dan proses-proses fisika di laut. Hal-hal yang menjadi obyek studinya misalnya tentang arus-arus laut, pasang, gelombang; tentang penyebaran dan perambatan cahaya dan suara didalam laut dan tentang sifat-sifat fisika air laut seperti suhu, densitas, tekanan, kejernihan, titik beku, tekanan osmosa, daya hantar listrik dan banyak lagi sifat-sifat fisika lainnya dan interaksi udara (atmosfer) dan laut (hidrosfer).
- 2) Oseanografi kimia (*chemical oceanography*): mempelajari segala sesuatu tentang zat-zat yang terkandung didalam air laut. Hal-hal yang dipelajari misalnya tentang jenis-jenis zat apa saja yang ada dilaut, tentang asal-usul pembentukannya, proses reaksi yang terjadi, dan faktor-faktor yang menguasai atau mempengaruhi penyebaran zat-zat tersebut baik di samudera dan di dasar laut.
- 3) Oseanografi biologi (*biological oceanography*): mempelajari tipe-tipe kehidupan di laut, distribusinya, saling keterkaitannya, dan aspek lingkungan dari kehidupan di laut itu.
- 4) Oseanografi geologi (*geological oceanography*): mempelajari konfigurasi cekungan laut, asal usul cekungan laut, sifat batuan dan mineral yang dijumpai di dasar laut, dan berbagai proses geologi di laut. Kata lain untuk menyebutkan oseanografi geologi adalah geologi laut (*marine geology*).
- 5) Oseanografi meteorologi (*meteorological oceanography*): mempelajari fenomena atmosfer di atas samudera, pengaruhnya

terhadap perairan dangkal dan dalam, dan pengaruh permukaan samudera terhadap proses- proses atmosfer.

Pengelompokan oseanografi menjadi lima kelompok seperti di atas menunjukkan bahwa oseanografi adalah **ilmu antar-disiplin**. Sebagai contoh, proses atau kondisi geologi suatu kawasan laut dapat mempengaruhi karakteristik fisika, kimia dan biologi laut tersebut.

Pembagian atas kelima cabang tersebut diatas sesungguhnya hanyalah untuk keperluan praktisnya saja. Karena pada hakikatnya masing-masing cabang saling kait-mengkait serta berhubungan erat satu sama lain. Seorang ahli yang mempelajari peredaran massa air atau hal gelombang misalnya, perlu memperhatikan faktor bentuk dasar lautan dimana arus dan ombak itu terjadi. Sebaliknya ahli yang mempelajari penyebaran suatu endapan pelikan (mineral) disuatu daerah tertentu perlu mengetahui keadaan arus, lingkungan kimiawi dan makhluk-nakhluk hidup yang terdapat ditempat itu, sebab mungkin merupakan faktor-faktor yang berhubungan erat dengan endapan tersebut.

Seorang ahli peneliti biologi misalnya sangat memerlukan keterangan tentang keadaan arus, zat kimia dan keadaan dasar dari suatu daerah dimana makhluk yang menjadi obyek penelitiannya hidup. Seorang ahli peneliti kimia yang sedang mempelajari asal usul atau penyebaran zat kimia misalnya akan perlu memperhatikan faktor-faktor peredaran air yang mungkin mempengaruhi penyebaran zat tersebut ataupun pengaruh makhluk hidup yang menggunakan zat tadi ataupun mungkin pula pengaruh reaksi yang terjadi antara zat tersebut dengan pelikan-pelikan yang terdapat didasar laut yang ada dibawahnya.

Dan demikianlah seterusnya antara satu cabang terhadap cabang yang lain umumnya ada pertalian-pertalian satu sama lain, sehingga seorang yang berkecimpung disalah satu bidang oseanologi tersebut diatas harus menguasai dasar-dasar keempat cabang tadi.

Orang yang mempelajari samudera secara mendalam disebut oseanografer. Dan oseanografi sendiri seringkali diungkapkan berdasarkan empat kategori keilmuan yaitu fisika, biologi, kimia, dan geologi (Stowe,1983). Oseanografi fisis khusus mempelajari segala sifat dan karakter fisik yang membangun sistem fluidanya.

Oseanografi biologi mempelajari sisi hayati samudera guna mengungkap berbagai siklus kehidupan organisme yang hidup di atau dari samudera. Oseanografi kimia melihat berbagai proses aksi dan reaksi antar unsur, molekul, atau campuran dalam sistem samudera yang menyebabkan perubahan zat secara reversibel atau ireversibel. Dan oseanografi geologi memfokuskan pada bangunan dasar samudera yang berkaitan dengan struktur dan evolusi cekungan samudera.



Gambar 1.8. Saling keterkaitan bidang oseanografi

Beberapa aspek penting disiplin ilmu oseanografi agak sulit dikategorikan ke dalam salah satu dari empat keilmuan di atas, seperti aspek-aspek geofisika, biofisika, nutrisi, petrologi, antropologi, meteorologi, dan farmakologi. Disamping itu, oseanografi juga dipengaruhi oleh keilmuan yang tidak termasuk sains murni, seperti sejarah, hukum atau sosiologi. Lebih lanjut sekarang juga telah berkembang cabang baru oseanografi yang disebut

oseanografi terapan. Karena deskripsi tentang seorang oseanografer akan melingkupi keilmuan yang kompleks.

1.2. Mengapa Mempelajari Oseanografi

Orang mempelajari oseanografi antara lain karena alasan-alasan berikut ini:

- a) **Memenuhi rasa ingin tahu.** Di masa lalu, ketika otoritas ilmu pengetahuan masih terbatas pada kalangan tertentu, hal ini terutama dilakukan oleh para filosof. Sekarang, di masa moderen, ketika semua orang memiliki kebebasan berpikir dan berbuat yang lebih luas, mempelajari laut hanya untuk memenuhi rasa ingin tahu dapat dilakukan oleh siapa pun.
- b) **Kemajuan ilmu pengetahuan.** Mempelajari oseanografi untuk kemajuan ilmu pengetahuan banyak dilakukan di masa sekarang. Berbeda dari mempelajari untuk memenuhi rasa ingin tahu di masa lalu, mempelajari untuk kemajuan ilmu pengetahuan dilakukan secara sistimatis dan ilmiah berdasarkan hasil-hasil penelitian atau pengetahuan yang telah ada sebelumnya. Kemudian, hasil-hasil dari kegiatan ini dipublikasikan secara luas di dalam jurnal-jurnal atau majalah-majalah ilmiah.
- c) **Memanfaatkan sumberdaya hayati laut:** seperti memanfaatkan ikan-ikan dan berbagai jenis biota laut sebagai sumber bahan pangan, dan bahan obat-obatan. Mempelajari oseanografi untuk tujuan ini secara umum dilakukan berkaitan dengan upaya untuk mengetahui keberadaan sumberdaya, potensinya, cara mengambil dan, dan upaya-upaya melestarikannya.
- d) **Memanfaatkan sumberdaya non-hayati laut:** seperti mengambil bahan tambang (bahan galian dan mineral), minyak dan gas bumi, energi panas, arus laut, gelombang dan pasang surut. Berkaitan dengan tujuan ini, studi oseanografi dilakukan untuk mengetahui kehadiran, potensi, dan karakter sumberdaya.

- e) **Memfaatkan laut untuk sarana komunikasi:** seperti membangun sistem komunikasi kabel laut. Studi dilakukan untuk menentukan bagaimana teknik atau cara atau lokasi untuk meletakkan alat komunikasi itu di laut.
- f) **Memfaatkan laut untuk sarana perdagangan:** misal untuk pelayaran kapal-kapal dagang. Studi oseanografi perlu dilakukan untuk menentukan dan merawat alur-alur pelayaran, serta tempat-tempat berlabuh atau pelabuhan
- g) **Untuk pertahanan negara menentukan batas-batas negara.** Studi oseanografi untuk pertahanan negara terutama berkaitan dengan keperluan pertahanan laut, seperti untuk menentukan alur-alur pelayaran baik untuk kapal di permukaan laut maupun kapal selam, tempat-tempat pendaratan atau berlabuh yang aman, kehadiran saluran suara. Sementara itu, untuk keperluan menentukan batas-batas negara di laut perlu dilakukan studi oseanografi berkaitan dengan penentuan batas landas kontinen yang dipakai sebagai dasar untuk menentukan batas- batas negara di laut.
- h) **Menjaga lingkungan laut** dari kerusakan dan pencemaran lingkungan karena aktifitas manusia. Berkaitan dengan tujuan ini, oseanografi dipelajari untuk mengetahui bagaimana respon lingkungan laut terhadap berbagai bentuk aktifitas manusia.
- i) **Mitigasi bencana alam dari laut,** seperti erosi pantai oleh gelombang laut, banjir dan bencana karena gelombang tsunami. Bencana alam dari laut berkaitan erat dengan proses-proses yang terjadi di laut. Dengan demikian, untuk dapat menghindari atau mengurangi kerugian karena bencana tersebut, kita perlu memahami karakter proses-proses tersebut dan hasil-hasilnya.
- j) **Untuk rekreasi.** Sekarang, kegiatan rekreasi banyak dilakukan di laut atau daerah pesisir, seperti menikmati pemandangan laut (penyelaman dan snorkeling), berenang, berjemur di pantai, berselancar, berlayar dan lain sebagainya. Untuk dapat menentukan lokasi yang sesuai untuk

berbagai kegiatan rekreasi tersebut perlu dilakukan studi oseanografi. Sebagai contoh, untuk kegiatan wisata selam untuk menikmati keindahan terumbu karang, perlu dilakukan penelitian mengenai terumbu karang itu sendiri sehingga dapat diketahui lokasi keberadaan tempat-tempat yang menarik. Selain itu, untuk keamanan selama menyelam perlu dipelajari kondisi arus dan hewan-hewan yang berbahaya di lokasi wisata menyelam tersebut.

C. PENUTUP

Soal

Latihan

1. Ceritakan secara singkat sejarah perkembangan oseanografi di Indonesia?
2. Apa yang dimaksud dengan oseanografi dan oseanologi serta jelaskan kaitan antara oseanografi dengan ilmu lainnya?

Bahan Bacaan

- Arx, William S. Von. 1962. *An Introduction To Physical Oceanography*. Addison-Wesley Publishing Company, Inc. Massachusetts.
- Bhatt, J.J. 1978. *Oceanography*. D. Van Nostrand Company. New York.
- Gross, M. G. 1987. *Oceanography a View of The Earth*. Fourth edition. Prentice-Hall International, Inc. New Jersey.
- Groves, D. 1989. *The Oceans*. John Wiley and Sons, Inc. New York.
- Hutabarat, S. dan S.M, Evans. 1985. *Pengantar Oseanografi*. Universitas Indonesia Press., Jakarta.
- Ingmanson, D.E. and Wallace, W.J., 1973. *Oceanography: An Introduction*, Wadsworth Publishing Company, Inc., Belmont, California, 325 p.
- Ingmanson, D.E. and Wallace, W.J., 1985. *Oceanography: An Introduction*, 3rd Edition, Wadsworth Publishing Company, Belmont, California, 530 p.
- Neshyba, S. 1987. *Oceanography Perspective on a Fluid*. John Wiley & Sons, Inc. New York.
- Ross, D.A., 1977. *Introduction to Oceanography*, Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, New Jersey, 438 p.
- Stowe, Keith. *Ocean Science*. John Wiley & Sons New York: 1983.

Supangat, A dan Susanna. 2008. Oseanografi. Pusat Riset Wilayah Laut dan Sumberdaya Non-hayati. Badan Riset kelautan dan Perikanan. Departemen Kelautan dan Perikanan.

BAB 2 DARATAN DAN LAUTAN

A. PENDAHULUAN

Modul ini membahas tentang teori dan analisa asal-usul lautan yang meliputi hipotesa pelepasan lempeng, teori undasi dan teori tektonik lempeng. Selain itu dalam modul ini dibahas juga tentang komposisi daratan dan lautan. Setelah mempelajari modul ini, mahasiswa diharapkan dapat:

- Menjelaskan proses pembentukan lautan menurut teori pelepasan lempeng, teori undasi dan teori tektonik lempeng.
- Mampu menggambarkan komposisi daratan dan lautan.
- Menjelaskan bentuk-bentuk (topografi) dasar laut yang meliputi *Ridge dan Rise, Trench, Abyssal plain, Continental Island, Island Arc, Mid-Oceanic Volcanic Islands, Atol-atol, Seamount* dan *Guyot*
- Mampu membedakan antara *Continental Shelf, Continental Slope, dan Continental Rise.*

B. URAIAN BAHAN PEMBELAJARAN

Apabila diamati dari ketinggian melalui satelit atau pesawat ruang angkasa, secara garis besar, permukaan Bumi terdiri dari 2 macam, yaitu yang berupa massa padat yang disebut sebagai Benua (*continent, lithosphere*) dan massa cair yang disebut Samudera (*ocean, biosphere*). Benua menyusun kira-kira sepertiga permukaan Bumi.

Benua (*continent*) dapat didefinisikan sebagai massa daratan yang sangat besar yang muncul dari permukaan samudera, termasuk bagian tepinya yang digenangi air dengan kedalaman air yang dangkal (kurang dari 200 meter). Berkaitan dengan massa air itu, ada juga beberapa kata yang sering dipergunakan untuk menyebutkan hal-hal yang berkaitan dengannya, seperti cekungan samudera, laut, teluk atau estuari. Berikut ini adalah pengertian dari masing- masing kata tersebut.

Samudera (*ocean*) dapat didefinisikan sebagai tubuh air asin yang sangat besar dan menerus yang dibatasi oleh benua. Cekungan samudera (*ocean basin*) adalah cekungan yang sangat besar dan dalam yang dipenuhi oleh air asin dan satu atau lebih sisinya dibatasi oleh benua. Laut (*sea*). Dalam penggunaan umum, kata laut (*sea*) dan samudera (*ocean*) sering dipakai bergantian sebagai sinonim. Di dalam oseanografi atau oseanologi, kedua kata itu memiliki perbedaan. Kata laut umumnya dipakai untuk menyebutkan kawasan perairan dangkal di tepi benua, seperti Laut Jawa, Laut Cina Selatan dan Laut Arafura; massa air yang terkurung dan memiliki hubungan yang terbatas dengan samudera, seperti Laut Tengah, dan Laut Baltik; atau kawasan laut yang memiliki sifat fisik dan kimia tertentu, seperti Laut Merah, Laut Hitam, Laut Karibia, dan Laut Banda. Di samping itu, kata —laut, kadang-kadang dipakai untuk menyebutkan nama danau seperti Laut Kaspi.

Teluk (*bay, gulf*) adalah tubuh air yang relatif kecil yang tiga sisinya dibatasi oleh daratan. Teluk sering juga disebut sebagai Laut Setengah-tertutup (*Semi- enclosed Sea*).

Estuari (*estuary*) adalah kawasan perairan muara sungai yang dipengaruhi oleh pasang surut dengan massa air yang memiliki salinitas lebih rendah daripada air laut dan lebih tinggi daripada air tawar.

2.1. Asal Usul Samudera dan Cekungan Samudera

Sampai sekarang, asal usul air laut tidak diketahui dengan pasti. Salah satu hipotesa yang banyak diterima adalah bahwa air laut berasal dari aktifitas vulkanisme. Hipotesa tersebut dibuat berdasarkan fakta saat ini yang menunjukkan bahwa aktifitas vulkanisme mengeluarkan banyak uap air, disamping gas nitrogen dan karbon dioksida.

Pertanyaan selanjutnya yang perlu mendapat jawaban adalah tentang asal usul cekungan samudera. Tentang bagaimana cekungan samudera dapat terbentuk?. Berbagai hipotesa dan teori telah muncul dalam upaya mencari jawaban atas pertanyaan itu. Saat ini, teori yang diterima oleh banyak ahli

adalah Teori Tektonik Lempeng (*Plate Tectonic Theory*). Teori ini adalah teori yang didukung oleh sangat banyak data dan fakta.

2.1.1. Beberapa Fakta Tentang Bumi dan Laut

Berbicara tentang asal usul Cekungan samudera, beberapa fakta berikut ini perlu mendapat perhatian di awal pembicaraan sebelum melangkah lebih jauh sampai kepada teori pembentukannya. Fakta-fakta tersebut adalah:

- 1) Bumi berumur kira-kira 4,5 miliar tahun yang lalu, sedang bukti-bukti pertama tentang adanya laut muncul dari sekitar 3,8 – 3 miliar tahun yang lalu.
- 2) Bukti-bukti tertua tentang adanya samudera ditemukan di benua, bukan di samudera.
- 3) Batuan yang tertua di laut hanya berumur 70 juta tahun.

2.1.2. Teori dan Analisa tentang Asal Usul Lautan

Kehadiran lautan sebagaimana tampak sekarang ini, tidak terlepas dari proses pembentukan bumi. Karena lautan merupakan bagian dari bumi, sehingga baik asal usulnya maupun aspek aspek dan proses proses selanjutnya merupakan rentetan proses alam yang masih tetap bekerja. Umur bumi sekarang diperkirakan sudah mencapai 4,5 milyar tahun yang lalu, namun kapan terbentuknya lautan masih merupakan misteri. Yang jelas kejadian lautan merupakan rentetan proses-proses alam yang bekerja hingga sekarang dan masih tetap berlangsung terus.

a. Hipotesa Pelepasan Lempeng

Bertolak dari teori kabut oleh Laplace (1796), yang beranggapan bahwa bumi merupakan bagian dari pada tata surya, mulanya berasal dari gumpalan gumpalan kabut yang berputar (terpilin). Dan seterusnya menjadi cairan pijar hingga terjadi pembekuan akibat penurunan temperatur. Pada kondisi ini bumi dalam keadaan tidak stabil, karena pada bagian dalamnya masih cair dan panas. Sehingga terciptalah kondisi dimana mudah terjadi peretakan peretakan

di antara dua lapisan yang berbeda fase. Terjadinya peretakan-peretakan dan mungkin dalam waktu relatif agak lama, bumi tetap berputar dan bergerak mengelilingi planet induk (matahari), terjadilah pelepasan sebagian lapisan luar dari bumi akibat adanya gaya lemparan (centrifugal) tidak seimbang dengan gaya tarikan bumi (centripetal). Terlepasnya sebagian permukaan bumi tersebut maka terbentuklah cekungan yang nantinya terisi air, membentuk lautan.

Lapisan bumi yang telah terlepas diduga sebagai bulan atau planet yang mengelilingi bumi. Dalam sistem tata surya dapat dilihat bahwa material-material atau planet-planet yang terlepas dari induknya akan tetap terkontrol dan mengelilingi dimana planet tersebut berasal.

Berbagai macam penelitian telah membuktikan bahwa batuan dasar penyusun lautan itu berbeda dengan penyusun benua. Hal tersebut terjadi akibat pemisahan secara konsentrik ke arah inti bumi terhadap cairan (magma) basa, dimana cairan basa lebih berat turun ke arah inti bumi membentuk magma basa hingga ultra basa. Cairan lebih ringan (asam) naik mengapung di atas cairan basa, sehingga terjadi suatu fase magma yang berbeda sifat fisik dan kimianya. Akibat dari pemisahan ini, menyebabkan batuan benua bersifat asam dan batuan samudra (lautan) bersifat basa.

Kapan terisinya cekungan tersebut di atas, masih merupakan masalah yang harus dipecahkan. Suatu cara menentukan umur daripada lautan berdasarkan banyaknya garam-garam yang terlarut dalam air laut persatuan waktu. Itupun belum bisa mengungkapkan secara pasti, karena kehadiran atau komposisi daripada air laut banyak dipengaruhi faktor lingkungan. Sedangkan kita telah ketahui, bahwa di permukaan bumi terdapat berbagai macam dan kondisi lingkungan yang berbeda.

Terisinya cekungan-cekungan di permukaan bumi oleh air dapat dihubungkan dengan temperatur permukaan bumi, yang memungkinkan terjadinya pengembunan gas-gas air (H_2O). Dan pada saat itulah diduga terbentuknya lautan dengan berbagai reaksi kimia dan interaksi di dalamnya.

b. Teori Undasi

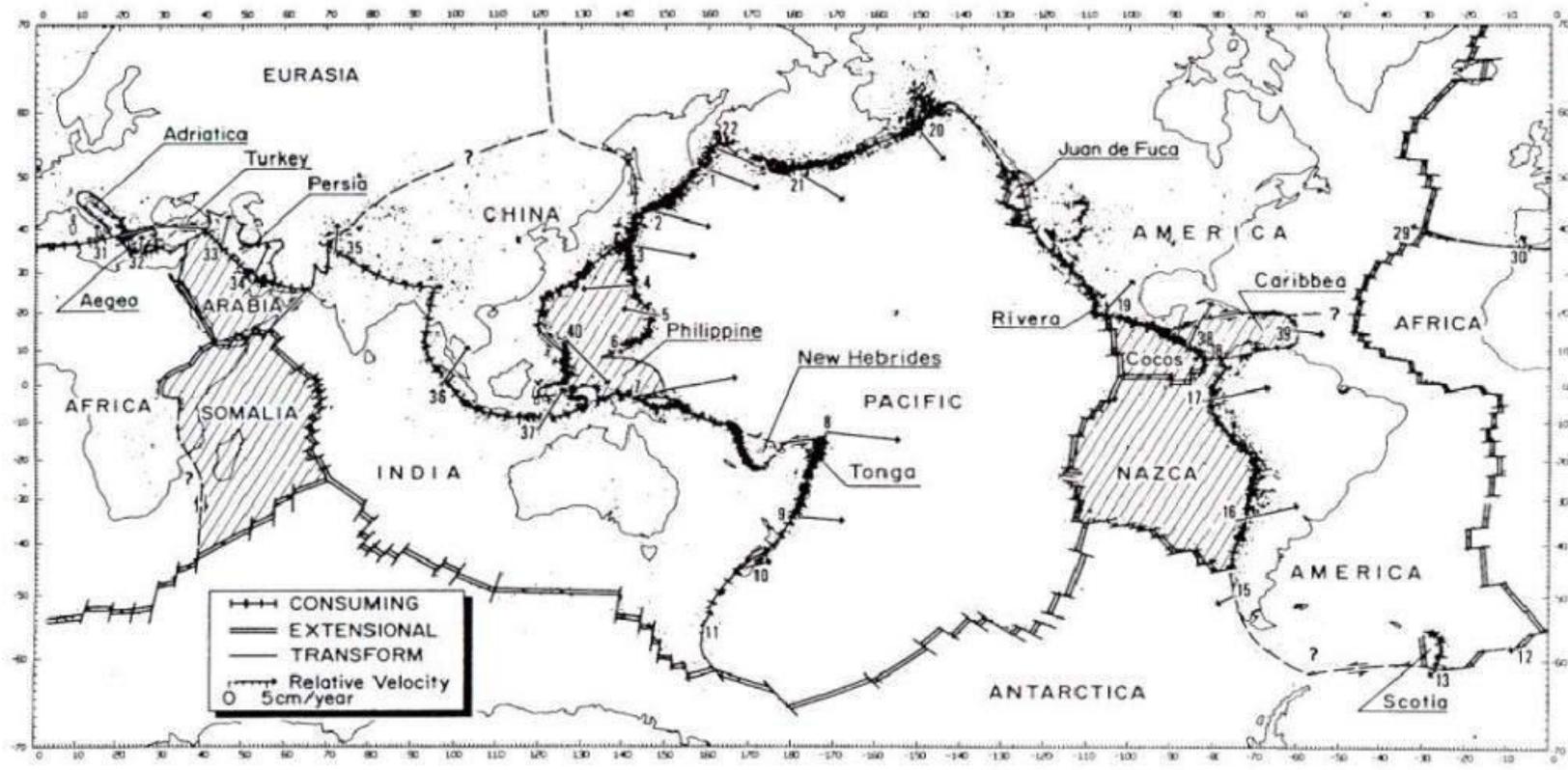
Telah dijelaskan oleh Van Bemmelen (1932-1935), bahwa adanya permukaan bumi yang tidak rata yaitu sebagian cekungan dan sebagian tonjolan (pegunungan), diakibatkan oleh gelombang turun naik terhadap bagian bumi yang cair (magma) Timbulnya gerakan gelombang tersebut akibat pengaruh pemisahan magma dari yang basa ke yang asam dan dari basa ke ultrabasa, sehingga terdapat empat susunan magma yaitu mulai dari atas: asam, intermediat, basa dan ultrabasa.

c. Teori Tektonik lempeng

Menurut teori ini, seluruh kerak Bumi dipandang tersusun oleh beberapa lempengan besar yang bergerak seperti balok yang kaku di atas permukaan Bumi. Batas-batas lempeng adalah kawasan memiliki aktifitas seismik tinggi, yang terjadi karena pembentukan material kerak baru di sepanjang pematang tengah samudera, maupun karena material kerak yang tua ter-subduksikan di daerah palung. Dengan demikian, batas lempeng ditentukan oleh aktifitas seismik (Gambar 2.1).

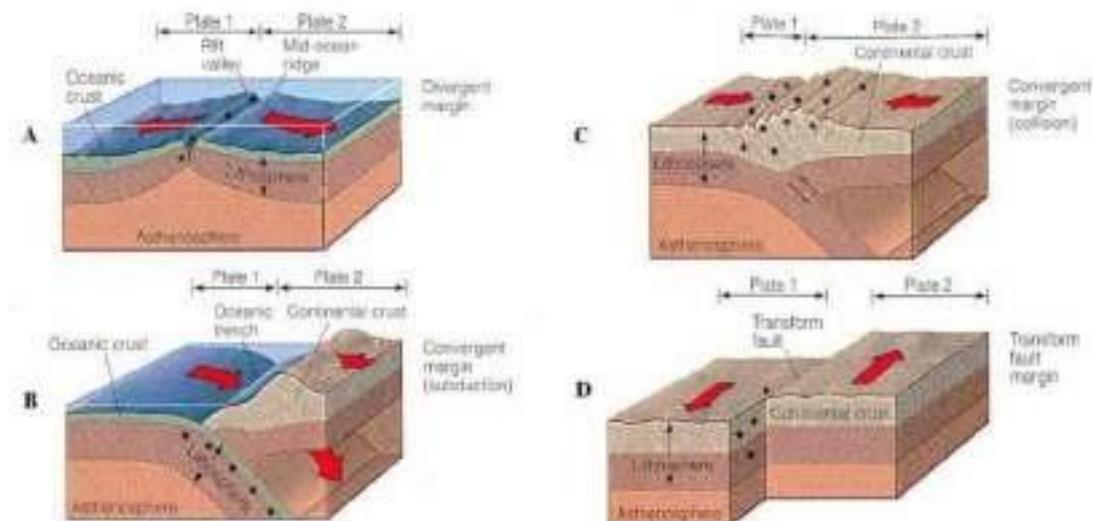
Kontak antar lempeng dapat dilihat pada Gambar 2.2 :

- 1) Kontak **divergen**, yang disebut juga dengan *spreading center* (pusat pemekaran). Pada kontak ini, *lithosphere* yang baru terus menerus terbentuk karena dua lempeng saling menjauh. Pembentukan cekungan laut terjadi pada kontak lempeng jenis ini, seperti Samudera Atlantik.
- 2) Kontak **konvergen**, yang terjadi bila dua lempeng bergerak saling mendekat satu sama lain. Pada kontak konvergen, salah satu lempeng menyusup ke bagian bawah yang lain, yang dalam kasus ini kita sebut *subduction zone* (zona penunjaman atau zona subduksi). Pada kontak ini dapat pula terjadi dua lempeng saling benturan, yang disebut sebagai *collision zone* (zona kolisi). Zona subduksi adalah zona tempat lempeng samudera dikonsumsi, seperti Palung Jawa di sebelah selatan Pulau Jawa; sedang zona kolisi adalah zona tempat terbentuknya kawasan pegunungan, seperti Pegunungan Himalaya.



Gambar 2.1. Penyebaran lempeng kerak bumi. Dikutip dari Le Pichon et. al (1973)

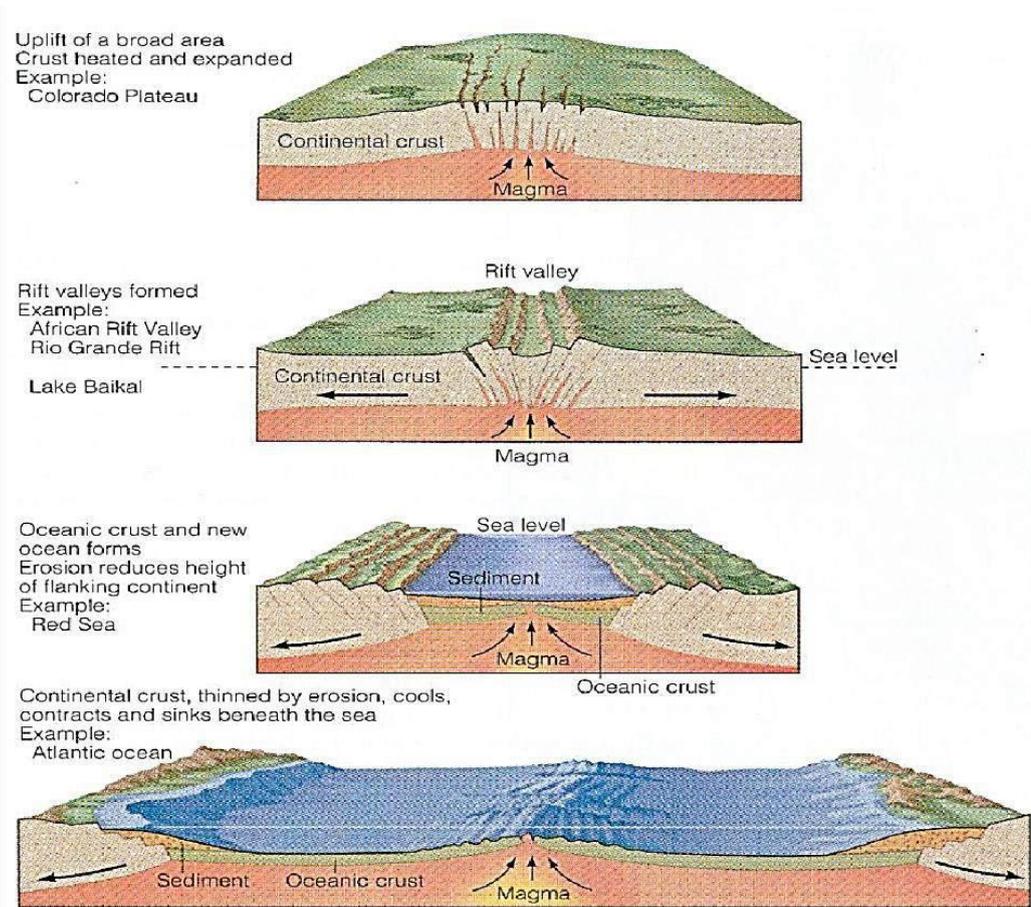
- 3) Kontak **transform fault**, terjadi bila dua lempeng berpapasan satu sama lain dengan tepi-tepi lempeng yang saling menggerus. Gempa bumi sering terjadi di kontak lempeng jenis ini. Contohnya adalah kawasan Sesar San Andreas.



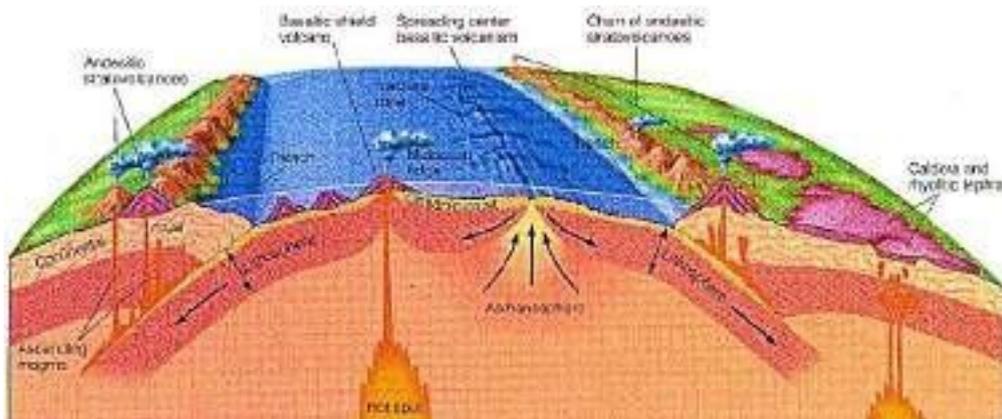
Gambar 2.2. Macam-macam kontak antar lempeng. (A) kontak divergen, (B) kontak konvergen dengan satu lempeng mengalami subduksi, (C) kontak konvergen dengan lempeng mengalami kolisi, (D) kontak lempeng berbentuk *transform fault*. Dikutip dari Skinner dan Porter (2000)

Menurut teori ini, laut baru dapat terbentuk karena pecahnya *continental crust* (Gambar 2.3). Selanjutnya, cekungan samudera tidak tetap posisi maupun ukurannya, dan samudera dapat mengalami pembukaan dan bertambah luas, seperti Samudera Atlantik; dan dapat pula mengalami penutupan dan bertambah sempit, seperti Samudera Pasifik. Selain itu, teori ini juga menerangkan tentang pembentukan deretan gunungapi (Gambar 2.4) dan kawasan pegunungan (Gambar 2.5).

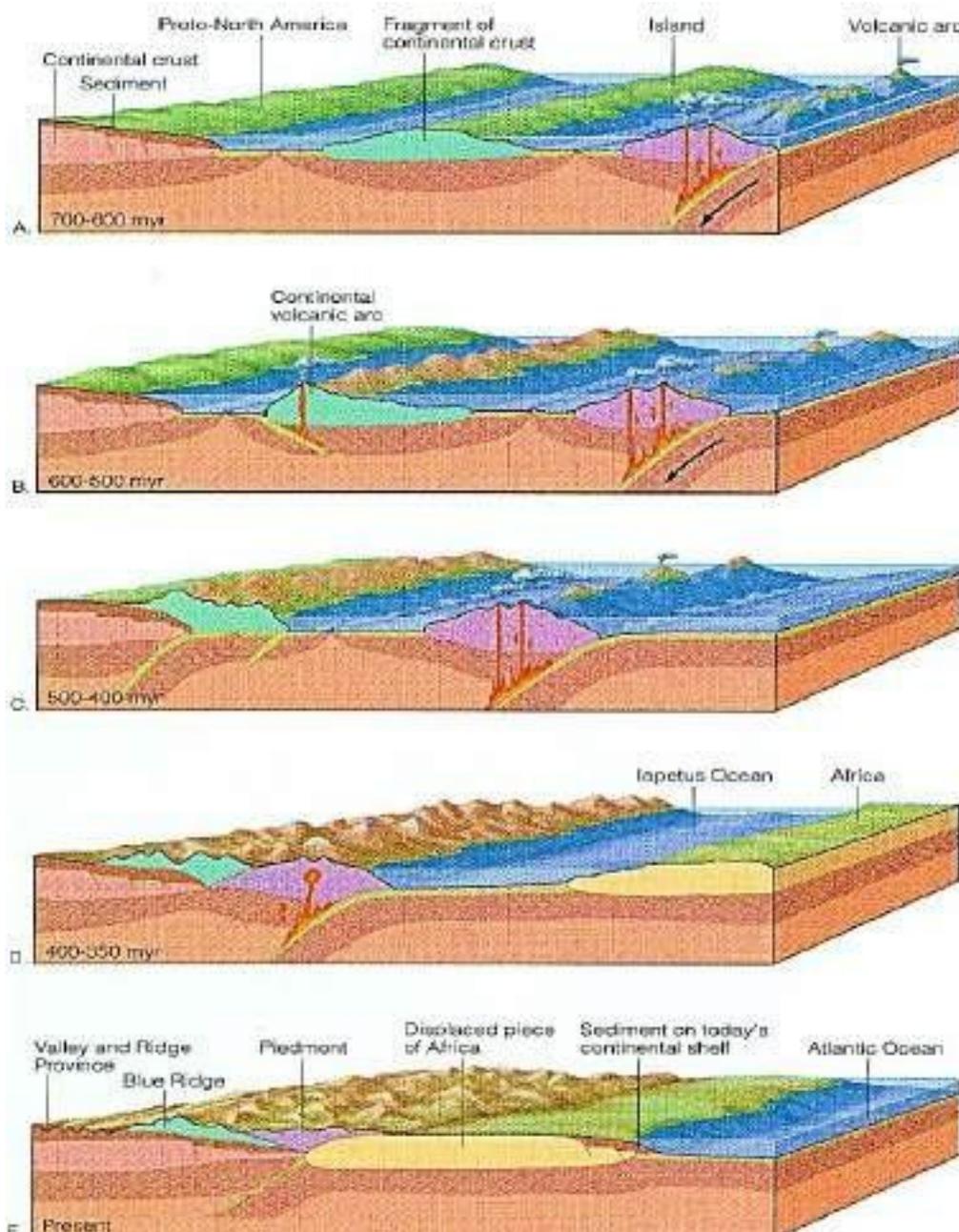
Dari ketiga teori tentang asal usul lautan dapat disimpulkan bahwa: Teori pelepasan lempeng adalah mengungkapkan fase tertua kejadian lautan. Teori undasi merupakan pembuktian gangguan keseimbangan isostatik akibat pengaruh gerakan vertikal setelah pembekuan kulit bumi, Sedangkan teori tektonik lempeng membahas lebih jauh tentang pergerakan pergerakan lempeng bumi dalam kaitannya dengan perkembangan lautan baru.



Gambar 2.3. Mekanisme pembentukan laut baru melalui pecahnya *continental crust*. Dikutip dari Skinner dan Porter (2000)



Gambar 2.4. Pembentukan gunung api menurut *teori plate tectonic*. Dikutip dari Skinner dan Porter (2000)



Gambar 2.5. Salah satu contoh mekanisme penutupan samudera dan pembentukan kawasan pegunungan menurut teori *plate tectonic*. Dikutip dari Skinner dan Porter (2000)

2.2. Sejarah Pembentukan Samudera

Membicarakan tentang asal-usul samudera atau laut tidak dapat dilepaskan dari membicarakan tentang asal-usul bumi. Sementara itu, membicarakan asal-usul bumi tidak dapat dilepaskan dari membicarakan

tentang asal-usul sistem tatasurya. Kita tidak tahu secara tepat bagaimana awal pembentukan sistem tatasurya, tetapi secara garis besar kita dapat mengetahuinya berdasarkan bukti-bukti yang diperoleh oleh para ahli astronomi, pengetahuan kita tentang sistem tatasurya, dan hukum-hukum fisika dan kimia. Selanjutnya, tentang sejarah bumi, secara garis besar dapat kita ketahui dari bukti-bukti geologis dan teori- teori yang berlaku.

2.2.1. Pembentukan Matahari

Pembentukan bumi dimulai dari suatu ledakan bintang yang telah ada sebelumnya yang oleh para ahli astronomi disebut Supernova. Ledakan tersebut menyebarkan atom-atom dari berbagai unsur ke ruang angkasa, dan sebagian besar dari atom-atom yang disebarkan itu adalah atom hidrogen (H) dan helium (He). Atom-atom tersebut berputar membentuk turbulensi awan dari gas-gas kosmis. Setelah melewati waktu yang sangat lama, awan gas kosmis tersebut makin tinggi densitasnya dan makin panas, karena gaya gravitasi yang ditimbulkannya menarik atom-atom yang tersebar dan bergerak bersama- sama. Di daerah dekat pusat putarannya, temperatur menjadi sangat tinggi dan atom-atom hidrogen mendapat tekanan sedemikian tinggi dan sangat panas sehingga terjadi reaksi fusi yang menghasilkan atom helium. Matahari lahir ketika reaksi fusi itu terjadi, dan peristiwa itu terjadi sekitar 4,6 milliyar tahun yang lalu (Skinner dan Porter, 2000). Pada suatu tahap tertentu, bagian terluar dari gas kosmis itu menjadi cukup dingin dan densitasnya memadai untuk mengalami kondensasi membentuk objek-objek padat. Objek-objek padat itulah yang kemudian menjadi planet-planet dan bulan-bulan di dalam sistem tatasurya.

2.2.2. Pembentukan Bumi dan Atmosfernya

Pada mulanya, bumi adalah suatu massa batuan cair yang berbentuk bulat dengan temperatur lebih dari 8000 °C (Lutgens dan Tarbuck, 1979). Saat itu, temperatur bumi yang sangat tinggi dan medan gravitasi awal bumi yang lemah menyebabkan gas-gas yang membentuk atmosfer-awal bumi

segera terlepas dari gaya gravitasi bumi dan menghilang ke ruang angkasa. Gas-gas penyusun atmosfer-awal bumi adalah gas-gas ruang angkasa, yaitu hidrogen dan helium yang keduanya merupakan gas yang paling ringan di bumi.

Selanjutnya, seiring dengan mendinginnya bumi, kerak bumi yang padat (litosfer) terbentuk, dan gas-gas yang terlarut di dalam massa batuan cair itu secara bertahap dilepaskan melalui suatu proses yang disebut —*degassing*. Dengan demikian, dipercaya bahwa atmosfer yang baru itu tersusun oleh gas-gas yang sama dengan gas-gas yang dilepaskan oleh bumi melalui proses erupsi gunungapi pada masa sekarang. Gas-gas itu antara lain H₂O, CO₂, SO₂, S₂, Cl₂, N₂, H₂, NH₃ (ammonia), dan CH₄ (methan). Kemudian, bukti-bukti dari data geologi menunjukkan bahwa ketika itu belum ada oksigen bebas (O₂), dan kandungan oksigen bebas di dalam atmosfer bertambah dengan berjalannya waktu (Stimac, 2004).

2.2.3. Pembentukan Samudera

Pendinginan yang dialami bumi terus berlanjut, awan-awan terbentuk dan akhirnya terjadi hujan. Pada mulanya air hujan mengalami penguapan kembali sebelum mencapai permukaan bumi. Kondisi ini membantu mempercepat proses pendinginan permukaan bumi. Setelah bumi mencapai temperatur tertentu, hujan yang sangat lebat terjadi terus menerus selama jutaan tahun, dan airnya mengisi cekungan-cekungan di permukaan bumi membentuk samudera. Peristiwa tersebut mengurangi kandungan uap air dan CO₂ di dalam udara (Lutgens dan Tarbuck, 1979).

2.2.4. Perkembangan Benua dan Samudera

Pada kira-kira 3 Ga (giga anum) terbentuk ratusan mikrokontien dan busur kepulauan yang disebut **Ur**, yang antara lain terdiri dari apa yang kita kenal sekarang sebagai Afrika, India, Australia, dan Antartika.

Pada sekitar 1,2 Ga yang lalu, fragmen-fragmen kerak benua berkumpul menjadi satu membentuk satu superkontinen yang disebut **Rodinia** melalui

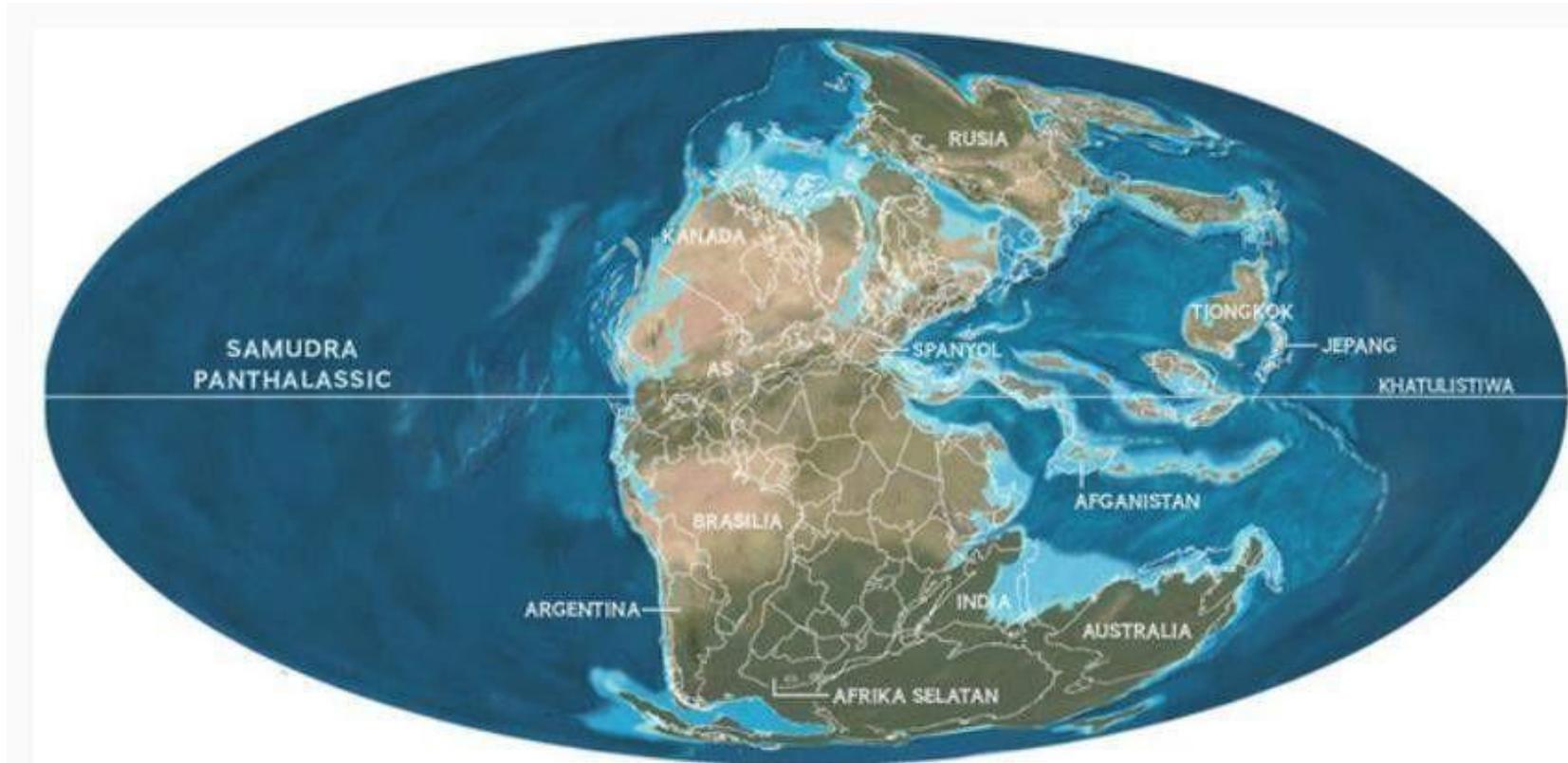
gerak tektonik lempeng. Kata —Rodinia berasal dari bahasa Rusia yang berarti

—homeland atau —daratan asal (Burke Museum of Natural History and Culture, 2004). Superkontinen Rodinia dikelilingi oleh samudera tunggal yang disebut Pan-Rodinia Mirovoi Ocean (*vide*, Cawood, 2005).

Pada 830 Ma, Superkontinen Rodinia terbelah menjadi Gondwana Barat dan Gondwana Timur. Peristiwa ini menghasilkan Samudera Mirovoi, Mozambique, dan Pasifik. Kemudian pada 630 Ma, pecahan kontinen tersebut berkumpul kembali dan membentuk **Superkontinen Gondwana** atau Pannotia. Pembentukan superkontinen ini melibatkan penutupan Samudera Adamastor, Brazilide, dan Mozambique. Pada 530 Ma, Superkontinen Gondwana terbelah menjadi Lauresia (inti benua yang sekarang disebut Amerika Utara), Baltika (Eropa Utara), Siberia, dan Gondwana. Peristiwa ini menyebabkan terbukanya Samudera Pasifik dan Iapetus di sisi barat dan timur Lauresia, dan menutup Samudera Mirovoi atau Mozambique. Pada kira-kira 300 Ma, pecahan-pecahan superkontinen itu berkumpul kembali dan membentuk superkontinen yang ketiga yang disebut dengan **Pangea** (Cawood, 2005). Pembentukan Superkontinen Pangea ini terjadi melalui penutupan samudera dan pembentukan pegunungan Gondwana, Laurussia dan Siberia, serta penyelesaian pembentuka Pegunungan Altai. Akhirnya, pada sekitar 200-150 Ma, Superkontinen Pangea terbelah membentuk konfigurasi benua dan samudera seperti yang sekarang. Terbelahnya superkontinen ini menyebabkan lahirnya Samudera Atlantik, Antartika dan Hindia, serta penyempitnya Samudera Pasifik; pembentukan Pegunungan Himalaya dan Kepulauan Indonesia.

2.2.5. Bukti-Bukti Daratan Pernah Bersatu

Yang pertama-tama mengemukakan bahwa bumi ini pernah bersatu adalah seorang ahli klimatologi dan geofisika yang bernama Alfred Wegener selama tahun 1912-1930 dengan teorinya tentang *Pengapungan Kontinen*. Akan tetapi ide atau teori ini ditolak oleh sebagian besar ahli ilmu bumi.



Gambar 2.6. Batas-batas negara dan garis-garis pantai saat ini tumpang tindih pada Pangaea 250 juta tahun silam. Beberapa wilayah dunia modern tidak terlihat; kerak benua mereka terbentuk belakangan. (Sumber: Ron Blakey, *Colorado Plateu Geosystems*) Dikutip dari National Geographic Indonesia (2017)

Tetapi, selama periode tahun 1950-an sampai 1960-an banyak bukti-bukti yang ditemukan oleh para peneliti yang mendukung teori tersebut, sehingga teori yang sudah pernah ditinggalkan ini menjadi pembicaraan lagi atau mulai diperhatikan lagi. Sampai tahun 1968, dengan perkembangan teknologi banyak dilakukan pemetaan pada lantai samudera, serta ditemukannya data-data yang banyak tentang aktivitas seismik dan medan magnet bumi. Sehingga muncullah teori baru yang dinamakan *Teori Tektonik Lempeng* (Kennet, 1982; Duxbury *et.al*, 1991).

Saat diterbitkan pada 1915, buku *The Origin of Continents and Oceans* karya Alfred Wegener menghebohkan seluruh landasan sains Bumi. Ahli meteorologi asal Jerman itu merupakan orang pertama yang menyatukan bukti multidisipliner untuk menunjang teori yang pada saat itu masih kontroversial tentang pergeseran lempeng benua.

Saat meneliti atlas dunia pada 1910, Wegener merenungkan apakah bentuk dari benua yang sesuai itu adalah kebetulan belaka. Belakangan, dia menyatukan mereka ke dalam sebuah benua primordial tunggal yang disebutnya *Pangaea*, bahasa Yunani untuk 'semua daratan'. Wegener ber-teori bahwa bentuk lahan masif ini telah ada sampai sekitar 250-200 juta tahun yang lalu, ketika benua-benua tersebut mulai pecah dan hanyut ke posisi saat ini.

Bukti-bukti yang diberikan dan dijelaskan dari *Teori Pengapungan Kontinen* dan *Teori Tektonik Lempeng* adalah dapat dijabarkan sebagai berikut :

Pangea : Sebelum dan Sesudah

Ahli geologi Robert Dietz dan John Holden memberikan penjabaran tentang perihal **Pangea** (berarti benua secara keseluruhan) sebelum dan sesudahnya. Mereka berpendapat bahwa sebelum Pangea terbentuk, massa-massa benua mungkin telah mengalami berbagai episode fragmentasi yang sama dengan yang telah kita ketahui sekarang. Kontinen-kontinen purba tersebut dulu telah bergerak saling menjauhi satu dengan yang lainnya.

Selama periode antara 500 – 225 juta tahun yang lalu, fragmen-fragmen yang sebelumnya telah menyebar, mulai bersatu membentuk Pangea. Bukti dari adanya tumbukan awal ini meliputi Pegunungan Ural di Uni Soviet dan Pegunungan Appalacian di Amerika Utara.

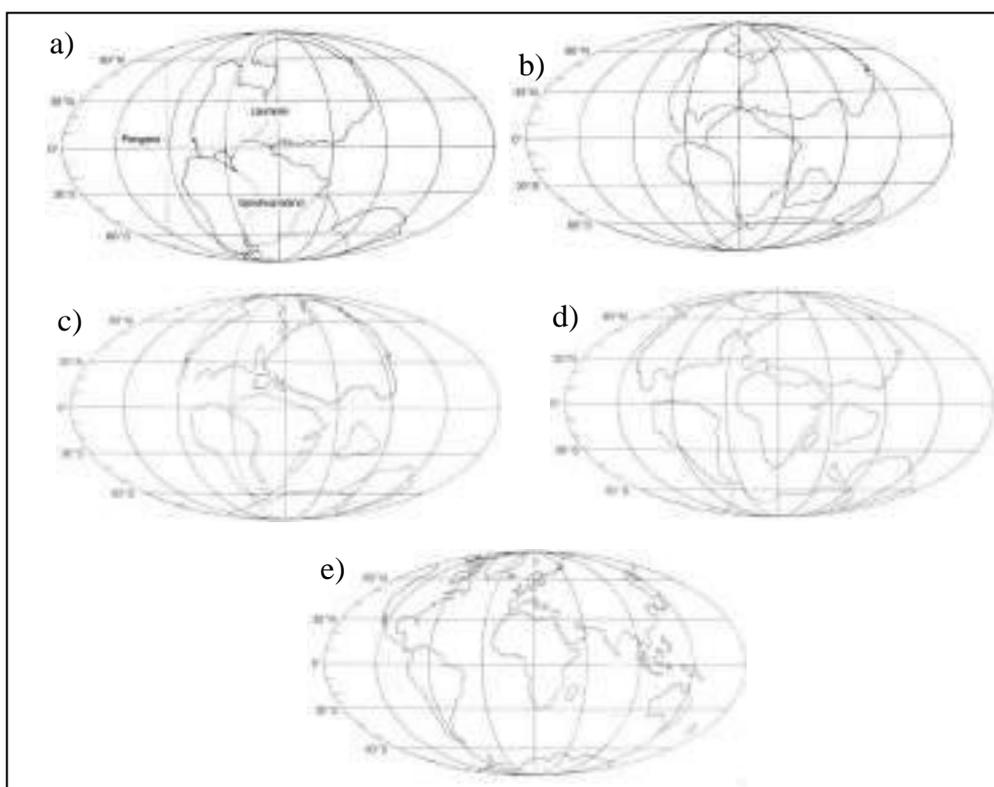
Hal ini didasarkan dengan mencoba mengekstrapolasikan kembali pergerakan lempeng, yang dihubungkan dengan perjalanan waktu, dan dibantu oleh data-data seperti orientasi struktur volkanik, distribusi dan pergerakan transform, serta paleomagnetism, Dietz dan Holden telah mampu untuk merekonstruksi Pangea. Dengan menggunakan data penanggalan radiometri, kedua ahli ini juga dapat menentukan kapan Pangea ini mulai terbentuk dan kapan mulai terpecah. Kemudian berdasarkan data-data posisi relatif dari *hot spot*, maka juga dapat menentukan lokasi yang tepat dari setiap kontinen, (Duxbury *et.al*, 1991).

Sedangkan Menurut Alfred Wegener (1912) dalam Thurmann (1990) mengatakan bahwa terdapat dua kontinen yang membentuk Pangea (dimana Pangea ini dikelilingi oleh satu samudera yang luas yakni *Panthalassa*) yakni *Laurasia* untuk bagian utara (sekarang ini merupakan bagian daratan Amerika Utara, Eropa dan Asia) dan *Gondwanaland* untuk bagian selatan (sekarang ini merupakan bagian daratan Amerika Selatan, Afrika dan India, Australia dan Antartika) yang dipisahkan oleh satu samudera yakni *Laut Tethis (Tethys Sea)*, (Gambar 2.7).

Terpecah-pecahnya Pangea

Menurut teori Tektonik Lempeng, diperkirakan bahwa Pangea mulai terpecah sekitar 200 juta tahun yang lalu, dimana terjadi fragmentasi yang diikuti oleh jalur-jalur pergerakan dari setiap kontinen dan terdapat dua buah celah besar yang terjadi akibat fragmentasi ini. Celah antara Amerika Utara dan Afrika menyebabkan munculnya batuan basal yang berumur Trias secara besar-besaran di sepanjang Pantai Timur Amerika Serikat. Penanggalan radiometri pada basal ini menunjukkan bahwa celah tersebut terbentuk antara 200 –165 juta tahun yang lalu. Waktu ini sekaligus digunakan sebagai waktu

terbentuknya Atlantik Utara. Celah yang terbentuk di bagian selatan Gondwanaland berbentuk hurup Y, yang menyebabkan termigrasinya Lempeng India ke bagian Utara dan sekaligus memisahkan Amerika Selatan – Afrika dari Australia – Antartika, (Gambar 2.7).



Gambar 2.7. Pemisahan benua-benua utama dalam sejarah geologi, a) Bentuk benua sekitar 225 juta tahun yang lalu; b) Bentuk benua sekitar 180 juta tahun yang lalu; c) Bentuk benua sekitar 135 juta tahun yang lalu; d) Bentuk benua sekitar 65 juta tahun yang lalu; e) Bentuk benua seperti sekarang ini. (Duxbury *et.al*, 1991)

Sekitar 135 juta tahun yang lalu, posisi kontinen Afrika dan Amerika Selatan mulai memisah dari Atlantik Selatan. Pada saat ini India sudah berada separuh jalan menuju ke Asia, dan bagian selatan dari Atlantik Utara telah mulai melebar. Pada Kapur Akhir, sekitar 65 juta tahun yang lalu, Madagaskar telah terpisah dari Afrika, dan Atlantik Selatan berubah menjadi laut terbuka.

Sekitar 45 juta tahun yang lalu, India telah bersatu dengan Asia, yang kemudian menyebabkan terbentuknya pegunungan tertinggi di dunia, yakni

Himalaya yang tersebar di sepanjang Dataran Tinggi Tibet. Kemudian terjadi pemisahan Greenland dari Eurasia, dan bersamaan juga terjadi pembentukan Semenanjung Baja dan Teluk Kalifornia. Peristiwa tersebut ditaksir terjadi kurang dari 10 juta tahun yang lalu, (Thurmann,1990; Duxbury *et.al*, 1991).

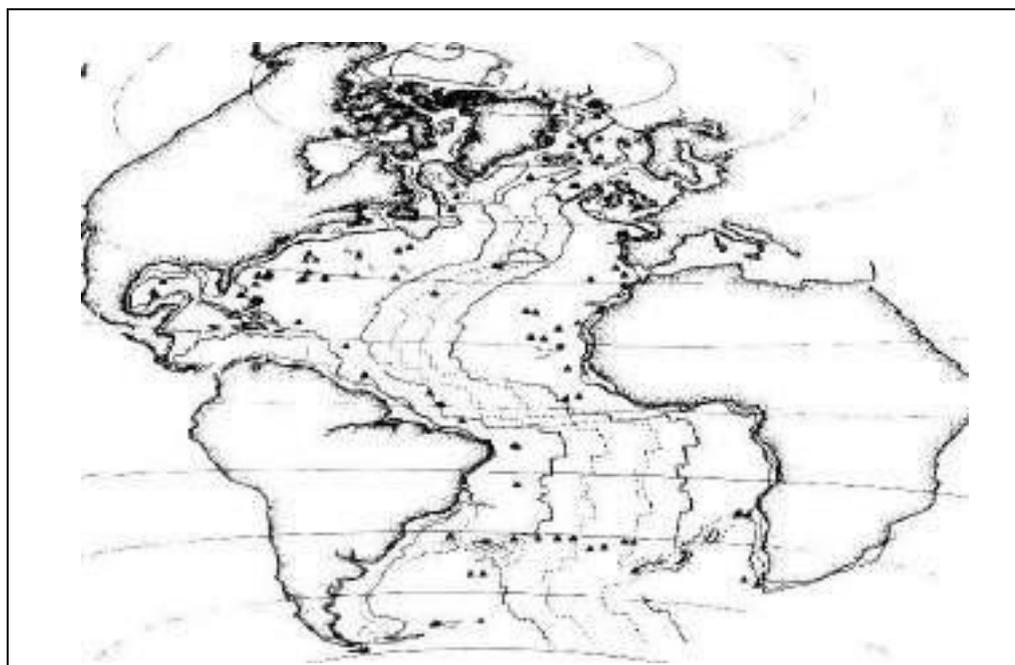
Dari hal ini juga, sehingga dicari bukti-bukti untuk mendukung hal tersebut seperti kesesuaian kontinen, kesamaan fosil, kesamaan tipe dan struktur batuan, dan bukti paleoklimatik.

Kesesuaian Kontinen

Bukti yang paling kuat adalah kesamaan antara kontinen Amerika Selatan dan Afrika. Sebagaimana telah dijelaskan tentang terpecah-pecahnya Pangea di atas, bahwa sebelumnya benua Afrika dan Amerika Selatan merupakan satu daratan yang bergabung pada *mid-Atlantic oceanic ridge*. Ketika lapisan kerak bumi pada *ridge* baru terbentuk, daratan ini didesak secara perlahan-lahan, dan terpisah satu sama lain. Rata-rata kecepatan gerakan memisah ke arah timur dan barat, terbukti seimbang, oleh karena itu *ridge* ini sekarang terletak pada jarak yang sama dari kedua benua (Alfred Wegener, 1913-1930 dalam Kennet, 1982). Hal ini juga telah dibuktikan oleh Sir Edward Bullard dan kawan-kawannya pada tahun 1960-an. Bukti tersebut berupa peta yang digambar dengan menggunakan bantuan komputer, dimana datanya diambil dari kedalaman 900 meter di bawah muka air laut (Gambar 2.8).

Bukti-Bukti Fosil

Bagi ahli biologi, ini menjelaskan spesies flora dan fauna yang berkerabat pada daratan-daratan yang dipisahkan oleh samudra. Bagi ahli paleontologi, teori ini menjelaskan fosil mesosaurus yang ditemukan baik di Afrika Selatan maupun Brasilia. Bagi ahli geologi, Wegener menunjukkan formasi-formasi tanah yang sama pada benua yang terpisah dan menyatakan, di antaranya, bahwa rentang Cape Fold Belt di Afrika Selatan pernah menyatu dengan Sierra de la Ventana, Argentina.



Gambar 2.8. Pada suatu masa dipercaya bahwa Benua Afrika dan benua Amerika bagian selatan bergabung menjadi satu pada sistem *mid- Atlantik ridge*. Mereka telah didorong dan dipisahkan secara perlahan-lahan dari sistem ridge oleh perentangan lapisan kerak lautan (*oceanic crust*) yang baru, di mana pada saat sekarang dipisahkan oleh Lautan Atlantik, (J.G. Sclater, S. Hellinger, and C. Tapscott, 1977 dalam Kennet, 1982)

Karya Wegener ditolak mentah-mentah oleh ahli geologi terkemuka yang memiliki kepentingan dalam teori-teori evolusi Bumi dan sudah berakar dalam. Kritikus mengeluhkan bahwa Wegener gagal menjelaskan mekanisme yang tepat, yang akan mendorong terjadinya gerak menggeser tersebut. Butuh lebih dari 30 tahun untuk membuktikan bahwa teori Wegener benar.

Bukti- bukti fosil ini telah ditemukan oleh Alfred Wegener (1913-1930) dan para ahli geologi lainnya seperti :

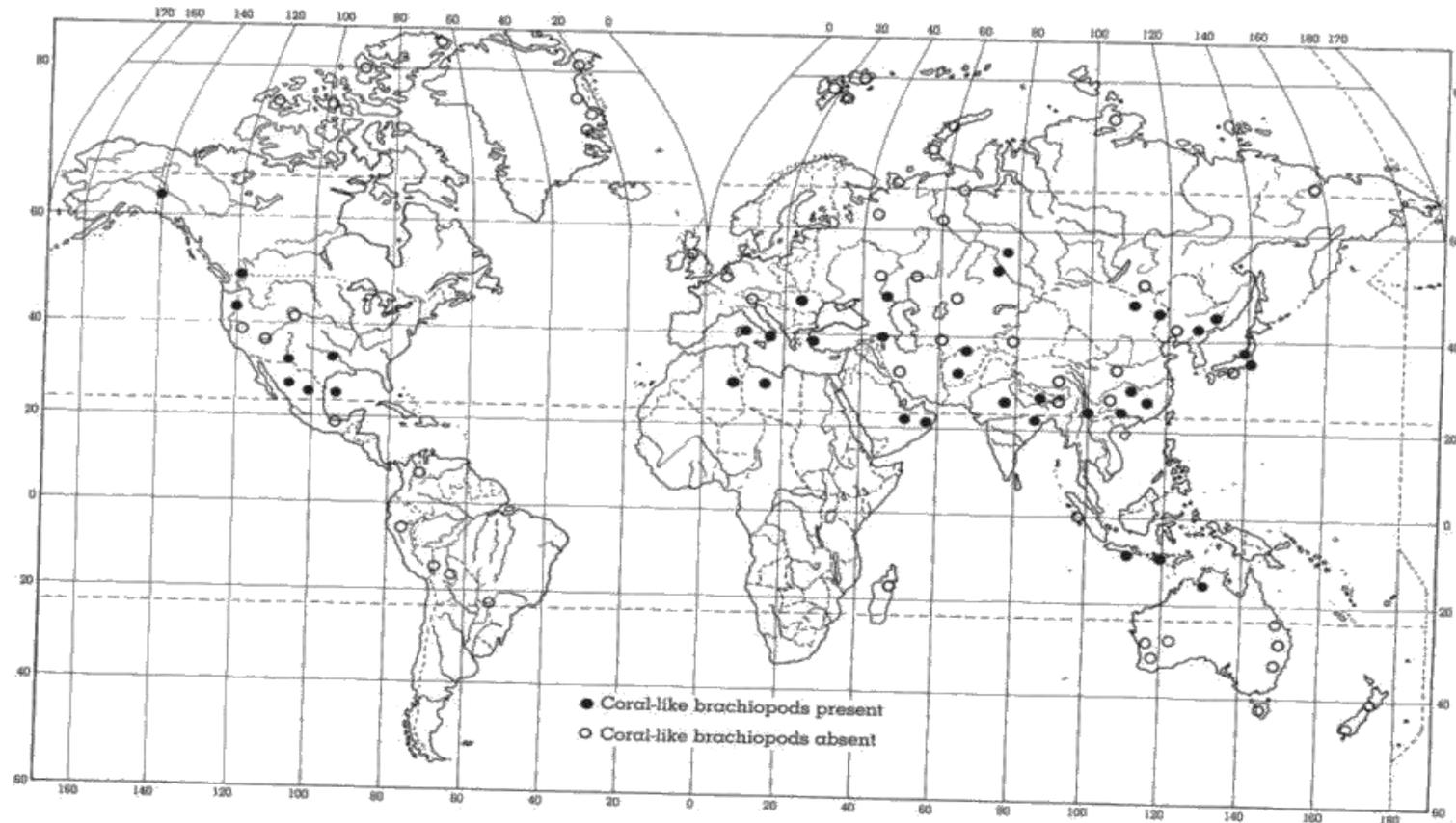
- Fosil tumbuhan "**Glassopteria**" yang ditemukan menyebar secara luas di benua-benua bagian Selatan, seperti Afrika, Australia dan Amerika Selatan. Fosil ini diperkirakan berumur Mesozoikum. Fosil tersebut kemudian ditemukan juga di benua Antartika.
- Fosil reptil "**Mesosaurus**" dan hewan amfibi yang ditemukan di

Amerika Selatan bagian timur dan Afrika bagian Barat dan benua lainnya yang diperkirakan hidup pada Periode Triassic (kira-kira 200 juta tahun yang lalu) dan Kapur Akhir (kira-kira 75 juta tahun yang lalu), (Gambar 2.9).



Gambar 2.9. Distribusi dari hewan amphibi dan hewan melata pada dua periode yang berbeda (a. Periode Triassic dan b. Periode Kapur Akhir). Masing-Masing nomor (jumlah) mengacu pada kelompok tertentu dari hewan yang terdapat hampir di semua benua. (E.H. Colbert, American Museum of Natural History Bulletin 99, 1952 dalam Rogers and Adams, 1966)

Ditemukannya fosil karang (jenis *brachiopods*). Seperti terlihat pada Gambar 2.10 ternyata banyak terdapat di daratan Eropa bagian timur, Amerika Utara, Asia, pegunungan Alpen dan Himalaya yang diperkirakan hidup sekitar 300 juta tahun. Ini menandakan bahwa daerah ini sebelumnya merupakan wilayah lautan, karena menurut ilmu koral (koralogi) bahwa karang hanya hidup pada daerah perairan dan di atas suhu 18° C atau hanya bisa berkembang pada daerah khatulistiwa, sedangkan kedua benua tersebut berada pada daerah subtropis (Rogers and Adams, 1966 dan Duxbury, *et.al.*, 1991).



Gambar 2.10. Distribusi dari karang (jenis *brachiopods*) di batuan yang diperkirakan hidup 300 juta tahun yang lalu. Keberadaan organisme ini akibat adanya massa air pada daerah ini sebelumnya. Jika tidak, mustahil akan terjadi, karena karang hanya tumbuh pada daerah tertentu (tropis/daerah khatulistiwa), bukan pada belahan bumi selatan atau utara equator, (F.G.Stehli, American Journal of Science, vol 225, 1957 dalam Rogers and Adams, 1966)

Kesamaan Tipe dan Struktur Batuan

Salah satu contoh kesamaan batuan yang ditemukan adalah pada daerah Busur Pegunungan Appalachian yang berarah timur laut dan memanjang sampai ke bagian timur Amerika Serikat, yang tiba-tiba menghilang di bagian pantai Newfoundland. Pegunungan yang mempunyai umur dan struktur yang sama dengan pegunungan di atas, ditemukan di Greenland dan Eropa Utara. Jika kedua benua tersebut (Amerika dan Eropa) disatukan kembali, maka pegunungan di atas juga akan bersatu menjadi satu rangkaian pegunungan.

Bukti Paleoklimatik

Dari hasil penelitiannya, Wegener menemukan bahwa pada Akhir Paleozoikum, sebagian besar daerah di belahan bumi bagian selatan telah ditutupi oleh lempengan-lempengan es yang tebal. Daerah-daerah tersebut adalah Afrika bagian Selatan, Amerika Selatan, India dan Australia. Wegener juga menemukan bukti bahwa pada saat yang sama (Paleozoikum Akhir), daerah-daerah sekitar 30° di dekat khatulistiwa yang beriklim tropis dan subtropis juga ditutupi oleh es.

Berdasarkan kenyataan-kenyataan tersebut, maka Wegener menyimpulkan bahwa dulunya secara keseluruhan daerah di bagian selatan bumi telah ditutupi oleh lapisan es. Kemudian secara perlahan-lahan sebagian massa benua di bagian tersebut bergerak ke arah utara, yaitu ke arah khatulistiwa. Hal ini terbukti karena adanya lapisan es yang ditemukan di daerah sekitar khatulistiwa tersebut. Wegener menyimpulkan hal ini, karena secara logis tidak mungkin terbentuk lapisan es yang luas dan tebal di daerah khatulistiwa, yang diketahui beriklim tropis dan subtropis.

2.3. Komposisi Daratan dan Lautan

Pantai benua kelihatan di atas lautan di banyak tempat di bumi membentuk massa daratan yang maha luas. Pada dasarnya bumi kita ini dapat dibagi menjadi tanah hemisfer yang meliputi seluruh massa tanah daratan dan lautan hemisfer. Sampai sekarang belum ada keterangan yang cukup yang dapat menerangkan tentang perbedaan-perbedaan daratan dan lautan ini.

Struktur bagian dalam bumi yang berbentuk sebagai suatu bidang yang tidak rata mula-mula tidak diketahui sampai dengan mulai dikembangkannya ilmu baru yang dapat mencatat terjadinya gempa bumi (*seismology*) baru ini. Dengan cara ini dapat dicatat tenaga yang dikeluarkan oleh adanya gempa bumi yang merambat ke permukaan bumi. Dari data-data tersebut kemudian dapat ditarik kesimpulan tentang susunan dari bumi ini. Pada saat ini sudah ada bukti yang kuat, bahwa bumi terdiri atas beberapa lapisan dimana setiap lapisan mempunyai kepadatan (*density*) dan komposisi yang berbeda- beda satu sama lain. Adapun urutan lapisan-lapisan tersebut seperti yang terlihat pada Gambar 2.11. adalah Atmosfer, Hidrosfer, Litosfer (lapisan kerak bumi), Astenosfer, dan pusat Bumi (*central core*) (Hutabarat dan Evans, 1985).

a. Atmosfer

Lapisan terluar yang terdiri dari bermacam-macam gas, seperti nitrogen, oksigen, karbondioksida, uap air dan gas-gas lain (*inert gas*).

b. Hidrosfer

Terdiri dari semua air bebas yang terdapat di permukaan bumi yang berbentuk sebagai laut, samudera, dan danau-danau air tawar. Seluruhnya berjumlah 361 juta km² atau kira-kira meliputi 71 % dari seluruh luas permukaan bumi.

c. Litosfer (lapisan kerak bumi)

Lapisan keras yang tebalnya antara 600–700 km membentuk dua tipe lapisan keras permukaan yaitu;

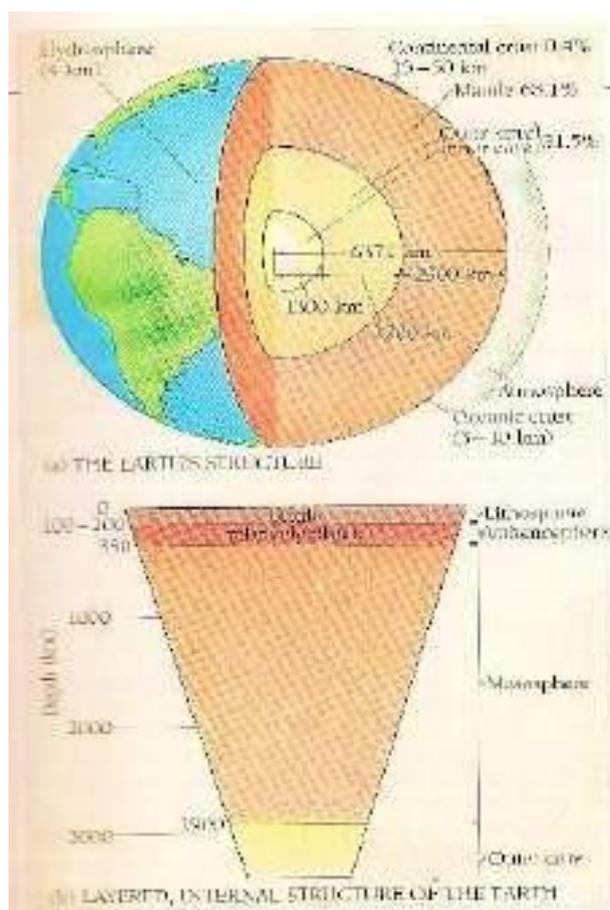
1. *Continental crust* yang terdiri dari batu-batu granit yang membentuk hampir seluruh massa tanah yang terdapat di dunia (menutupi hampir sekitar 149 juta km² atau kira-kira 29 % dari seluruh permukaan bumi).
2. *Oceanic crust* yang terdiri dari batu-batu basal yang melapisi lembah- lembah laut yang dalam.

d. Astenosfer

Bagian atas astenosfer dipercaya secara relatif adalah lunak dan dapat mengalir secara lambat sekali. Sedangkan bagian bawah astenosfer adalah keras. Lapisan litosfer yang berbentuk seperti lempengan mengapung di atas lapisan astenosfer sehingga dinamakan lempeng tektonik (*tectonic plate*). Hal ini dapat dibayangkan sebagai massa es yang besar mengapung di atas air.

e. Pusat Bumi

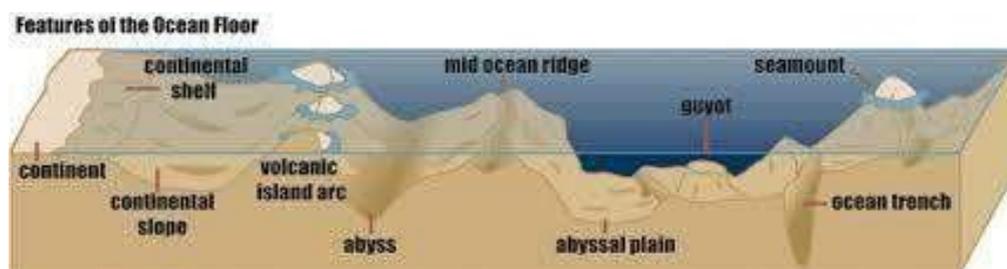
Adalah lapisan bumi yang sangat padat yang kaya mengandung logam-logam besi dan nikel.



Gambar 2.11. Struktur Bumi mulai dari Atmosphere, Hydrosphere, Lithosphere, Asthenosphere, sampai dengan inner core (sumber: Pinet, 1992)

2.4. Bentuk Dasar Laut (*Relief of Sea Floor*)

Berdasarkan pada definisi tentang benua dan samudera maka, dalam membicarakan morfologi dasar laut, secara garis besar bentuk dasar laut dapat dibedakan menjadi morfologi dasar laut yang berada di tepi benua (*Continental Margin*) dan morfologi dasar laut yang berada di cekungan samudera (*Ocean Basin*).



Gambar 2.12. Bentuk Dasar Laut (*Relief of Sea Floor*)

2.4.1. Tepi Benua (*Continental Margin*)

Tepi benua (*continental margin*) meliputi bagian dari benua yang tenggelam dan zona transisi antara benua dan cekungan samudera.

Berdasarkan pada kondisi aktifitas kegempaan, vulkanisme, dan pensesaran, tepi benua dapat dibedakan menjadi tepi benua aktif (*active margin*) yang ditandai oleh banyaknya aktifitas kegempaan, vulkanisme, dan pensesaran. Sebaliknya, tepi benua pasif (*pasif margin*) dicirikan oleh sedikitnya aktifitas kegempaan, vulkanisme, dan pensesaran.

Perbedaan aktifitas tektonik menghasilkan perbedaan struktur batuan dan sedimentasi di sepanjang tepi benua. Tepi benua aktif dicirikan dengan perselangan yang sempit antara *bank* dan *trough*, sesar-sesar, paparan (*shelf*) yang sempit. Palung laut dalam (*deep sea trench*) dan busur kepulauan vulkanik umum dijumpai di sepanjang tepi benua. Sementara itu, tepi benua pasif memiliki paparan yang lebar, delta-delta yang luas, atau terumbu karang yang tersebar meluas. Tidak ada pensesaran ataupun vulkanisme.

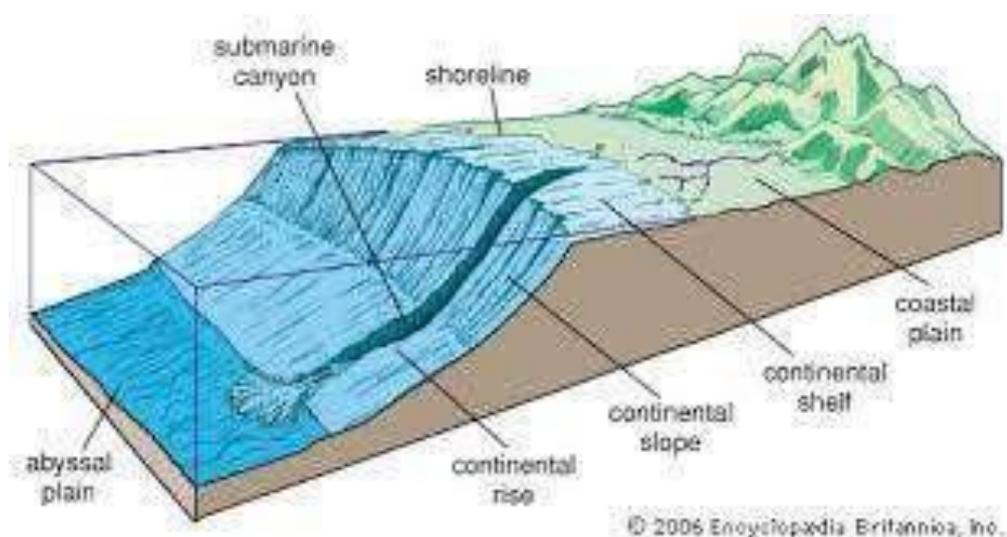
Menurut teori tektonik lempeng, tepi benua aktif terjadi pada batas lempeng konvergen. Hasil dari dua lempeng yang konvergen adalah zona

penunjaman (*subduction zone*) yang menghasilkan busur kepulauan vulkanik dan palung (*trench*). Sedimen yang terjebak di antara dua lempeng konvergen dapat membentuk pegunungan.

Tepi benua pasif terbentuk di sisi jauh dari lempeng divergen. Seiring dengan lempeng bergerak menjauhi pusat pemekaran, sedimen diendapkan di dasar laut yang berdampingan dengan pantai. Pada saat yang bersamaan, kerak samudera mendingin, mengkerut dan tenggelam. Akumulasi sedimen di sepanjang tepi benua pasif menghasilkan paparan benua yang lebar. Berdasarkan morfologinya, tepi benua dapat dibedakan menjadi:

- 1) **Paparan Benua** (*Continental Shelf*) adalah bagian benua yang tenggelam dengan kemiringan lereng yang sangat kecil (1 meter per 1000 meter atau $\leq 0,4\%$) dan berbatasan langsung dengan darat. Lebar 50 - 70 km dengan kedalaman 100 – 200 m. Berbagai kenampakan yang dijumpai di kawasan ini terjadi karena tujuh proses, yaitu glasiasi (*glaciation*), perubahan muka laut (*sea level changes*), aktifitas berbagai kekuatan alam (seperti gelombang laut, aliran sungai, pasang surut), sedimentasi, pengendapan karbonat, pensesaran, dan vulkanisme.
- 2) **Lereng Benua** (*Continental Slope*) adalah tepi benua dengan lereng curam (kemiringan 3%-6%), dimulai dari tekuk lereng dari paparan benua sampai daerah tinggian benua (*continental rise*) dengan lereng sekitar 4 derajat. Di kawasan ini banyak terjadi proses longsoran bawah laut (*submarine landslide*) dan erosi yang menghasilkan berbagai kenampakan. Sedimen-sedimen di kawasan ini tersesarkan dan terlipat. Kenampakan yang sangat mengesankan di kawasan ini adalah alur bawah laut (*submarine canyon*).
- 3) **Tinggian Benua** (*Continental Rise*) adalah daerah transisi antara benua dan cekungan samudera yang mempunyai lereng yang kemudian perlahan-lahan menjadi datar pada dasar lautan. Kawasan ini tersusun oleh material yang tidak terkonsolidasikan (*unconsolidated materials*) yang terdiri dari lumpur, lanau dan pasir

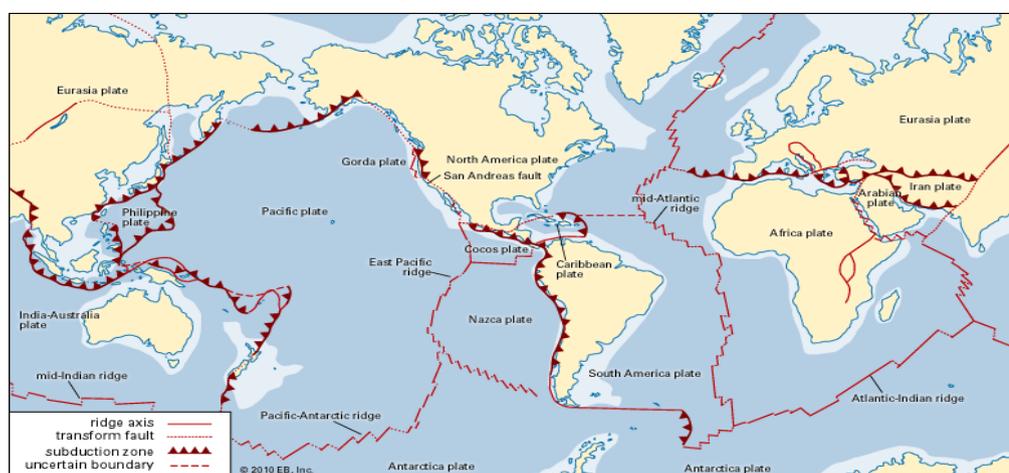
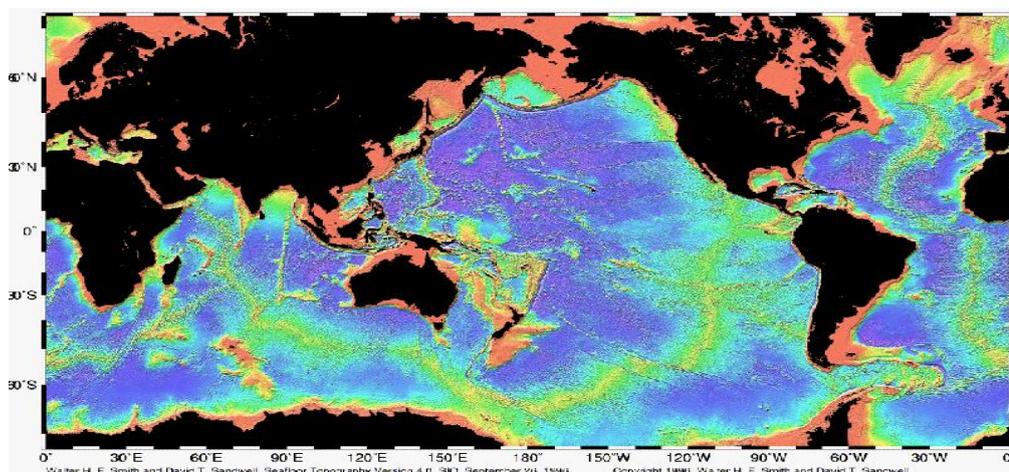
yang diturunkan dari paparan benua atau lereng benua oleh mekanisme arus turbid (*turbidity currents*), longsor bawah laut, atau proses-proses lain. Pola dari tinggian benua ini berkaitan dengan gerakan tektonik lempeng. Pada tepi benua aktif, sedimen-sedimen telah berubah dan dibawa masuk ke dalam mantel oleh mekanisme menunjaman. Pada tepi benua pasif, sedimen-sedimen terawetkan dan melampar jauh ke lantai samudera (*ocean floor*).



Gambar 2.13. Batas-batas pantai yang memperlihatkan *Continental shelf*, *Continental slope*, dan *Continental rise*

2.4.2. Cekungan Samudera (*Ocean Basin*)

Cekungan samudera (*ocean basin*) didefinisikan sebagai lantai samudera (*ocean floor*) yang luas yang terletak pada kedalaman lebih dari 2000 meter. Benua (*continent*) didefinisikan sebagai daratan menerus yang besar (Ingmanson dan Wallace, 1985). Definisi ini meletakkan cekungan samudera sebagai lawan dari benua. Bila benua terlihat jelas memiliki gunung-gunung dan lembah-lembah, maka, demikian pula dengan cekungan samudera. Berbagai kenampakan dari cekungan samudera yang utama adalah Ridge dan Rise, Trench, Abyssal plain, Continental Island, Island Arc, Mid-Oceanic Volcanic Islands, Atol-atol, Seamount dan Guyot (Hutabarat dan Evans, 1985).



Gambar 2.14. Mid-Oceanic Ridge System

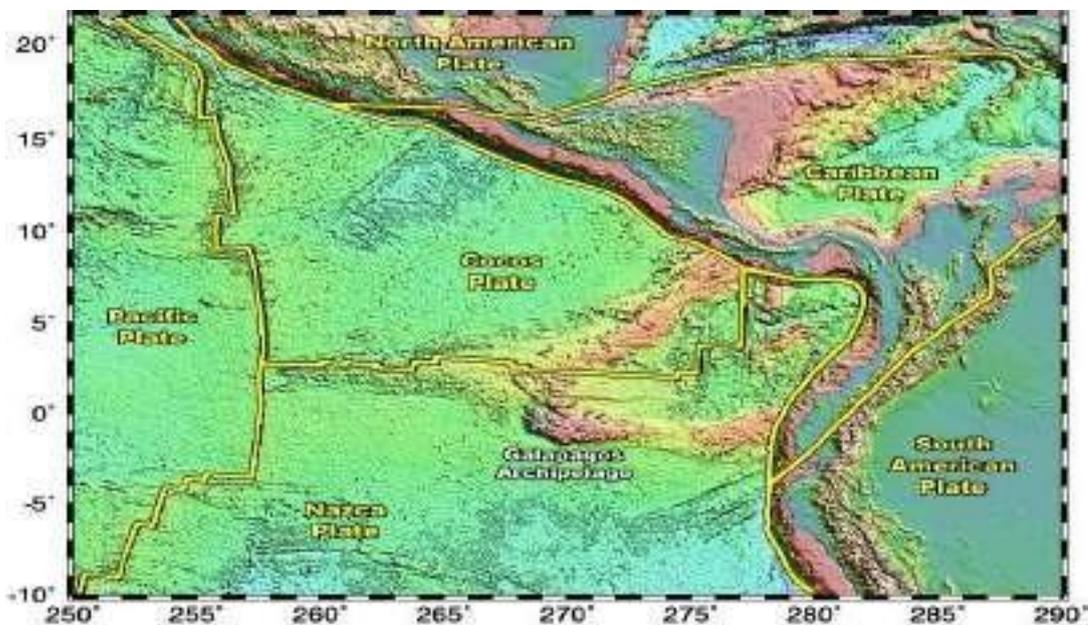
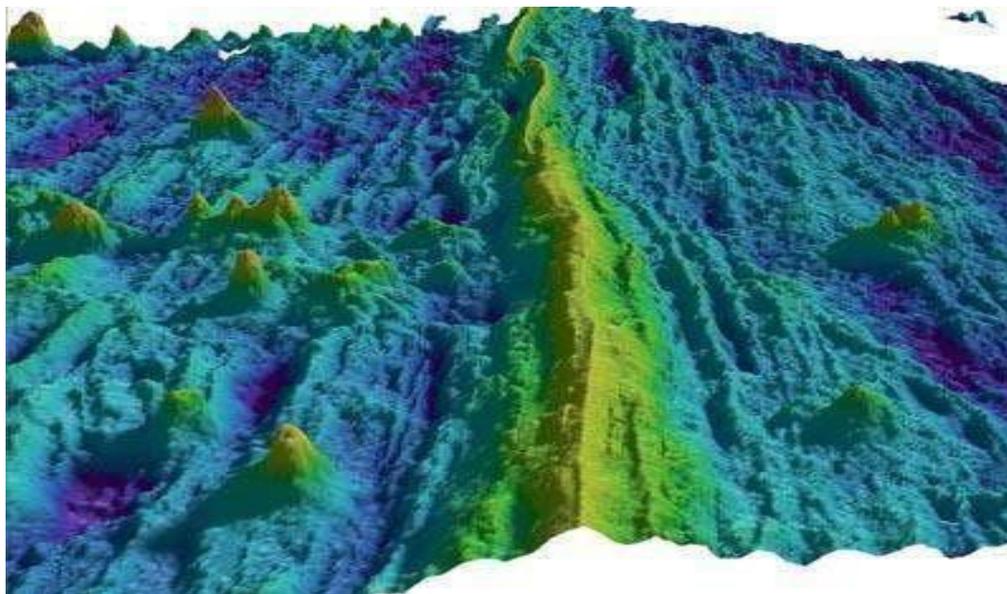
a. Ridge dan Rise

Ini adalah bentuk proses peninggian yang terdapat diatas lautan yang hampir serupa dengan adanya gunung gunung di daratan. Perbedaannya hanya pada letak kemiringannya. Ridge lerengnya lebih terjal dibanding *rise*. Keberadaannya berkaitan dengan pembentukan sistem retakan (*rifting*) karena dua blok kerak samudera yang bergerak saling menjauh. *Ridge* dan *rise* utama yang membentang di dunia bergabung menjadi satu dan membentuk satu rantai yang amat panjang yang dikenal sebagai *Mid-Oceanic Ridge System* (Gambar 2.14) dan *Galapos Ridge* (Gambar 2.15).

Mid-Oceanic Ridge System secara terbagi atas :

- a. Mid Atlantic Ridge

- b. Mid Indian Ridge
- c. Pacific-Atlantic Ridge
- d. East Pacific Rise



Gambar 2.15. Galapagos Ridge A regional view of the Galapagos Archipelago, including boundaries of the adjacent tectonic plates. Bathymetric and topographic data compiled by: Smith, W. H. F. and D. T. Sandwell, Global Seafloor Topography from Satellite Altimetry and Ship Depth Soundings, Science, v. 277, p. 1956-1962, 26 September, 1997

b. Trench

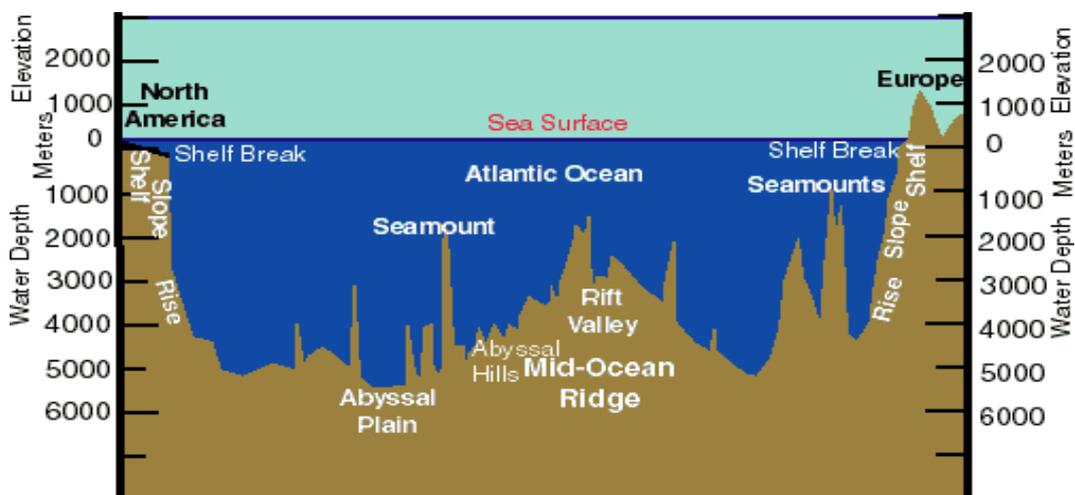
Bagian laut yang terdalam yang bentuknya seperti saluran yang seolah-olah terpisah sangat dalam yang terdapat diperbatasan antara benua dan kepulauan. Terdapat di zona menunjaman lempeng tektonik. Mereka biasanya mempunyai kedalaman yang sangat besar. Contoh: Java Trench Kedalamannya sebesar 7.700 m



Gambar 2.16. Java Trench

c. Abyssal Plain (daratan abyssal)

Daerah ini relatif terbagi rata dari permukaan bumi yang terdapat dibagian sisi yang mengarah ke daratan dari sistem *mid oceanic ridge*.



Gambar 2.17. Abyssal Plain

d. Continental Island (pulau pulau benua)

Beberapa pulau seperti Greenland dan Madagaskar menurut sifat geologinya merupakan bagian dari massa tanah daratan benua besar yang kemudian menjadi terpisah. Daerah-daerah ini lapisan kerak buminya terdiri dari batuan batuan besi (granitic) yang jenisnya sama dengan yang terdapat di daratan benua.

e. Island Arc (Kumpulan Pulau-Pulau)

Kumpulan pulau-pulau seperti kepulauan Indonesian juga mempunyai perbatasan dengan benua, tetapi mempunyai asal yang berbeda. Kepulauan ini terdiri dari batuan-batuan vulkanik dan sisa sisa sedimen pada bagian permukaan kulit lautan.



Gambar 2.18. *Continental Island*



Gambar 2.19. *Island Arc* (Kumpulan Pulau-Pulau)

f. *Mid-Oceanic Volcanic Island* (Pulau Pulau Vulkanik Yang Terdapat Di Tengah-tengah Lautan)

Daerah ini terdiri dari banyak pulau-pulau kecil, khususnya terdapat di Lautan Pasifik, dimana letak mereka sangat jauh dari massa daratan (contoh Kepulauan Hawaii atau Jepang).



Gambar 2.20. *Mid-Oceanic Volcanic Island* (pulau pulau vulkanik yang terdapat di tengah- tengah lautan)



Gambar 2.21. Mid-Oceanic Volcanic Island

g. Atol-Atol

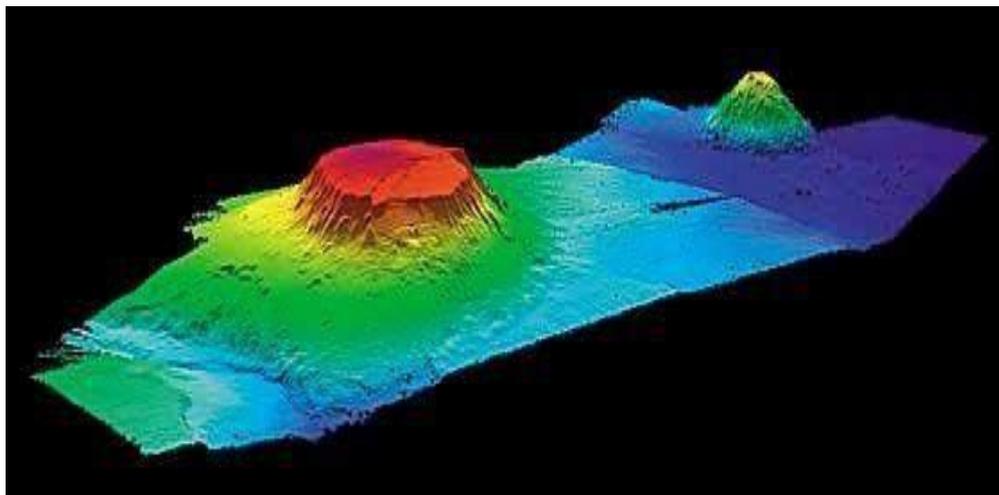
Daerah ini terdiri dari kumpulan pulau yang sebagian tenggelam dibawah permukaan air. Batuan batuan disini ditandai dengan adanya terumbu karang yang terbentuk seperti cincin yang mengelilingi sebuah lagon yang dangkal.



Gambar 2.22. Atol (Pacific Ocean dan Maratua)

h. Seamount dan Guyot

Merupakan gunung berapi yang muncul dari dasar lautan,tetapi tidak muncul sampai kepermukaan laut. Seamount mempunyai lereng yang lebih yang curam dan puncaknya runcing (tinggi sekitar 1 km atau lebih). Guyot mempunyai bentuk yang sama dengan seamount tetapi pada bagian puncaknya datar.



Gambar 2.23. Seamount dan Guyot

C. PENUTUP

Soal

Latihan

1. Jelaskan proses pembentukan lautan menurut hipotesa pelepasan lempeng?
2. Jelaskan bukti-bukti bahwa dulunya benua satu daratan?
3. Jelaskan perbedaan antara Continental Shelf, Continental Slope, dan Continental Rise?
4. Apa yang dimaksud dengan *mid-oceanic ridge system*?

Bahan Bacaan

Cawood, P.A., 2005. Terra Australis Orogen: Rodinia breakup and development of the Pacific and Iapetus margin of Gondwana during the Neoproterozoic and Paleozoic. *Earth-Science Review*, 69: 249-279.

Dias, J.M.A., Gonzalez, R., Garcia, C. and Diaz-del-Rio, V., 2002. Sediment distribution pattern on the Galicia-Minho continental shelf. *Progress in Oceanography*, 52: 215-231.

Ingmanson, D.E. and Wallace, W.J., 1985. *Oceanography: an introduction*, 3rd ed. Wadsworth Publishing Company, Belmont, California, 530 p.

Hutabarat, S. dan S.M, Evans. 1985. *Pengantar Oseabografi*. Universitas Indonesia Press., Jakarta.

Kaharuddin M.S. dan H.Mappa. 1991. *Geologi Laut*. Himpunan Mahasiswa Teknik Geologi. Universitas Hasanuddin. Makassar.

- Le Pichon, X., Francheteau, J. and Bonnin, J., 1973. Plate Tectonics. Developments in Geotectonics 6, Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam, 300 p.
- Lutgens, F.K. and Tarbuck, E.J., 1979. The Atmosphere: introduction to meteorology. Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliff, New Jersey, 413 p.
- Pinet, 1992. Oceanography: An Introduction to the Planet Oceanus. West Publishing Company. New York.
- Skinner, B.J. and Porter, S.C., 2000. The Dynamic Earth: an introduction to physical geology, 4th ed. John Wiley & Sons, Inc., New York, 575 p.
- Stimac, J.P., 2004. Origin of the Earth's Atmosphere. [[Http://www.ux1.eiu.edu/~7Ecfjps/1400/atmos_origin.html](http://www.ux1.eiu.edu/~7Ecfjps/1400/atmos_origin.html)]. Akses: 10 September 2005.

BAB 3

SUMBER-SUMBER ALAM DARI LAUTAN

A. PENDAHULUAN

Modul ini memamparkan tentang sumberdaya alam dari lautan baik yang dapat pulih atau tidak pulih. Setelah mempelajari modul ini, mahasiswa diharapkan dapat:

- Mampu mendeskripsikan dan menjelaskan sumber-sumber alam dari laut
- Mampu menjelaskan pengelolaan sumberdaya kelautan.

B. URAIAN BAHAN PEMBELAJARAN

Secara umum, sumberdaya kelautan terdiri atas sumberdaya dapat pulih (*renewable resources*), Sumberdaya tidak dapat pulih (*non-renewable resources*), dan jasa-jasa lingkungan kelautan (*environmental services*).

Sumberdaya dapat pulih terdiri dari berbagai jenis ikan, udang, rumput laut, termasuk kegiatan budidaya pantai dan budidaya laut (*mariculture*).

Sumberdaya tidak dapat pulih meliputi mineral, bahan tambang/galian, minyak bumi dan gas. Sedangkan yang termasuk jasa-jasa lingkungan kelautan adalah energi, pariwisata dan perhubungan laut.

Potensi sumberdaya kelautan ini belum banyak digarap secara optimal, karena selama ini upaya kita lebih banyak terkuras untuk mengelola sumberdaya yang ada di daratan yang hanya sepertiga dari luas negeri ini.

3.1. Sumber-Sumber Fisika dan Kimia

3.1.1. Energi Laut

Potensi energi kelautan yang bersifat *exhaustive* (tak pernah habis), seperti angin, gelombang, panas bumi dan OTEC (*Ocean Thermal Energy Conversion*) dapat digunakan sebagai energi pembangkit listrik.

Indonesia adalah salah satu negara di dunia yang memiliki wilayah laut terbesar. Sekitar dua per tiga wilayah Indonesia adalah laut. Indonesia memiliki pantai kedua terpanjang di dunia setelah Kanada.

Hal tersebut menjadi keuntungan bagi Indonesia dari segi besarnya potensi energi laut. Energi laut yang dihasilkan dari gerakan dan perbedaan suhu lapisan laut (samudera) merupakan sumber energi di perairan laut yang berupa energi pasang surut, energi gelombang, energi arus laut, dan energi perbedaan suhu lapisan laut.

Pada zaman modern saat ini kita mengenal istilah energi terbarukan yang diperoleh dari laut. Energi terbarukan tersebut berasal dari aspek fisika air laut seperti gelombang, arus dan panas air laut. Juga berasal dari aspek biologi berupa makroalga dan mikroalga. Menurut Putra (2016) Asosiasi Energi Laut Indonesia (Aseli) melansir temuan data peta potensi energi laut pada 2011. Pemetaan dilakukan pada 17 titik lokasi untuk energi panas laut, 23 titik lokasi energi gelombang laut, dan 10 titik lokasi energi arus laut. Energi terbarukan tersebut dimanfaatkan sebagai sumber energi listrik dalam kapasitas yang sangat besar. Energi terbarukan dari laut menurut Nattasya (2015) selain pemanfaatan energi laut lewat arus, ombak dan panas laut, organisme laut pun sangat potensial dimanfaatkan sebagai sumber energi baru dan terbarukan. Salah satunya adalah makroalga (rumput laut) dan mikroalga (alga/ganggang), keduanya bisa diekstrak menjadi biofuel.

3.1.2. Arus Pasang Surut

Perkembangan teknologi pemanfaatan energi samudera khususnya arus laut sebagai energi baru terbarukan di dunia saat ini berkembang dengan pesat, seiring dengan meningkatnya tuntutan akan kebutuhan energi listrik masyarakat kawasan pesisir serta semakin maraknya isu pemanasan global yang mendorong untuk membatasi penggunaan bahan bakar hidrokarbon.

Prinsip yang dikembangkan pada aplikasi teknologi pemanfaatan energi dari laut adalah melalui konversi tenaga kinetik masa air laut menjadi tenaga listrik. Tercatat beberapa negara telah berhasil melakukan instalasi

pembangkit energi listrik dengan memanfaatkan energi arus dan pasang surut, mulai dari prototype turbin pembangkit hingga mencapai turbin skala komersial dengan kapasitas 1,2 MW/turbin, seperti yang telah dibangun di Skotlandia, Swedia, Perancis, Norwegia, Inggris, Irlandia Utara, Australia, Italia, Korea Selatan dan Amerika Serikat.



Gambar 3.1. Potensi energi arus laut di perairan Indonesia (PPGL, 2017)

Kecepatan arus pasang-surut di perairan pantai-pantai Indonesia umumnya kurang dari 1,5 m/detik, kecuali di selat-selat antara pulau-pulau Bali, Lombok, dan Nusa Tenggara Timur, kecepatan signifikannya bisa mencapai 2,5 - 3,4 m/detik.

Arus pasang-surut terkuat yang tercatat di Indonesia adalah di Selat antara Pulau Taliabu dan Pulau Mangole di Kepulauan Sula, Propinsi Maluku Utara, mencapai kecepatan 5,0 m/detik, namun durasinya hanya mencapai 2-3 jam per hari. Berbeda dengan energi gelombang laut yang hanya terjadi pada kolom air di lapisan permukaan saja, arus laut bisa terjadi sampai pada lapisan yang lebih dalam dan bahkan sampai ke dasar laut. Kelebihan karakter fisik arus laut ini memberikan peluang yang lebih optimal dalam pemanfaatan konversi energi kinetic menjadi energi listrik.

Pada dasarnya, arus laut merupakan gerakan horizontal massa air laut, sehingga arus laut memiliki energi kinetik yang dapat digunakan sebagai tenaga penggerak rotor atau turbin pembangkit listrik. Secara global, laut dunia mempunyai sumber energi yang sangat besar yaitu mencapai total $2,8 \times 10^{14}$ (280 Triliun) Watt-jam. Selain itu, arus laut ini juga menarik untuk dikembangkan sebagai pembangkit listrik karena sifatnya yang relatif stabil, periodik dan dapat diprediksi pola atau karakteristiknya.

Pengembangan teknologi ekstraksi energi arus laut lazimnya dilakukan dengan mengadopsi prinsip teknologi energi angin yang telah lebih dulu berkembang, yaitu dengan mengubah energi kinetik arus laut menjadi energi rotasi dan energi listrik. Daya yang dihasilkan oleh turbin arus laut jauh lebih besar dari pada daya yang dihasilkan oleh turbin angin, karena rapat massa air laut hampir 800 kali rapat massa udara. Kapasitas daya yang dihasilkan dapat dihitung dengan pendekatan matematis yang memformulasikan daya yang melewati suatu permukaan atau luasan.

Energi pasang surut di wilayah Indonesia terdapat pada banyak pulau. Cukup banyak selat sempit yang membatasinya maupun teluk yang dimiliki masing-masing pulau. Hal ini memungkinkan untuk memanfaatkan energi pasang surut.

Saat laut pasang dan saat laut surut aliran airnya dapat menggerakkan turbin untuk membangkitkan listrik. Sampai saat ini belum ada penelitian untuk pemanfaatan energi pasang surut yang memberikan hasil yang cukup signifikan di Indonesia.

Di Indonesia beberapa daerah yang mempunyai potensi energi pasang surut adalah Bagan Siapi-api yang pasang surutnya mencapai 7 meter, Teluk Palu yang struktur geologinya merupakan patahan (Palu Graben) sehingga memungkinkan gejala pasang surut, Teluk Bima di Sumbawa (Nusa Tenggara Barat), Kalimantan Barat, Papua, dan pantai selatan Pulau Jawa yang pasang surutnya bisa mencapai lebih dari 5 meter.

Untuk lautan di wilayah Indonesia, dengan potensi termal $2,5 \times 1.023$ *Joule* dan efisiensi konversi energi panas laut sebesar tiga persen dapat

dihasilkan daya sekitar 240.000 MW. Potensi energi panas laut yang baik terletak pada daerah antara 6-9° Lintang Selatan dan 104-109° Bujur Timur. Di daerah tersebut pada jarak kurang dari 20 km dari pantai didapatkan suhu rata-rata permukaan laut di atas 28°C dan didapatkan perbedaan suhu permukaan dan kedalaman laut (1.000 m) sebesar 22,8°C.



Gambar 3.2. Kincir arus yang menghasilkan energi arus

Sedangkan perbedaan suhu rata-rata tahunan permukaan dan kedalaman lautan (650 m) lebih tinggi dari 20°C. Dengan potensi tersebut, konversi energi panas laut dapat dijadikan alternatif pemenuhan kebutuhan energi listrik di Indonesia. Tidak jauh berbeda dengan energi pasang surut, energi panas laut di Indonesia juga baru mencapai tahap penelitian.

3.1.3. Gelombang Laut

Gelombang laut merupakan salah satu bentuk energi yang bisa dimanfaatkan dengan mengetahui tinggi gelombang, panjang gelombang, dan periode waktunya. Ada 3 cara untuk menangkap energi gelombang, yaitu:

- 1) Pelampung: listrik dibangkitkan dari gerakan vertikal dan rotasional pelampung
- 2) Kolom air yang berosilasi (*Oscillating Water Column*): listrik

dibangkitkan dari naik turunnya air akibat gelombang dalam sebuah pipa silindris yang berlubang. Naik turunnya kolom air ini akan mengakibatkan keluar masuknya udara di lubang bagian atas pipa dan menggerakkan turbin.

- 3) *Wave Surge*. Peralatan ini biasa juga disebut sebagai tapered channel atau kanal meruncing atau sistem tapchan, dipasang pada sebuah struktur kanal yang dibangun di pantai untuk mengkonsentrasikan gelombang, membawanya ke dalam kolam penampung yang ditinggikan. Air yang mengalir keluar dari kolam penampung ini yang digunakan untuk membangkitkan listrik dengan menggunakan teknologi standar *hydropower*.

Energi ini dapat dikonversi ke listrik lewat 2 kategori yaitu *off-shore* (lepas pantai) and *on-shore* (pantai).

Kategori lepas pantai (*off-shore*) dirancang pada kedalaman sekitar 40 meter dengan menggunakan mekanisme kumparan seperti Salter Duck yang diciptakan Stephen Salter (Scotish) yang memanfaatkan pergerakan gelombang untuk memompa energi. Sistem ini memanfaatkan gerakan relatif antara bagian/pembungkus luar (*external hull*) dan bandul didalamnya (*internal pendulum*) untuk diubah menjadi listrik. Peralatan yang digunakan yaitu pipa penyambung ke pengapung di permukaan yang mengikuti gerakan gelombang. Naik turunnya pengapung berpengaruh pada pipa penghubung selanjutnya menggerakkan rotasi turbin bawah laut. Di Amerika Serikat, telah ada perusahaan yang mengembangkan untaian buoy pelampung plastik yang mendukung penghasil listrik ini. Setiap Buoy pelampung bisa menghasilkan 20 kW listrik dan saat ini telah dikembangkan untuk mengisi ulang energi (*recharge*) bagi robot selam angkatan laut AS dan digunakan bagi komunitas kecil. Cara lain untuk menangkap energi gelombang lepas pantai adalah dengan membangun tempat khusus seperti sistem tabung Matsuda, metodenya adalah memanfaatkan gerak gelombang yang masuk di dalam ruang bawah dalam pelampung dan sehingga timbul gerakan perpindahan udara ke bagian

atas pelampung. Gerakan perpindahan udara ini menggerakkan turbin. Pusat Teknologi Kelautan Jepang telah mengembangkan prototype jenis ini yang disebut *'Mighty Whale'* berupa peralatan penangkap gelombang yang ditempatkan di dasar laut (anchored) dan dikontrol dari pantai untuk kebutuhan listrik di pulau-pulau kecil.

Sistem *on-shore* mengkonversi gelombang pantai untuk menghasilkan energi listrik lewat 3 sistem: *channel systems*, *float systems* dan *oscillating water column systems*. Prinsipnya energi mekanik yang tercipta dari sistem-sistem ini secara langsung mengaktifkan generator dengan mentransfer gelombang pada fluida, air atau udara penggerak yang kemudian mengaktifkan turbin generator. Pada *channel systems* gelombang disalurkan lewat suatu saluran kedalam bangunan penjebak seperti kolam buatan (lagoon).

Ketika gelombang muncul, gravitasi akan memaksa air melalui turbin guna membangkitkan energi listrik. Pada *float systems* yang mengatur pompa hidrolik berbentuk untaian rakit-rakit dihubungkan dengan engsel-engsel (*Cockerell*) bergerak naik turun mengikuti gelombang. Gerakan relatif menggerakkan pompa hidrolik yang berada di antara dua rakit. Tabung tegak Kayser juga dapat digunakan dengan pelampung yang bergerak naik turun didalamnya karena adanya tekanan air. Gerakan antara pelampung dan tabung menimbulkan tekanan hidrolik yang diubah menjadi energi listrik. *Oscillating water column systems* menggunakan gelombang untuk menekan udara diantara kontainer. Ketika gelombang masuk ke dalam kolom kontainer berakibat kolom air terangkat dan jatuh lagi sehingga terjadi perubahan tekanan udara. Sirkulasi yang terjadi mengaktifkan turbin sebagai hasil perbedaan tekanan yang ada. Beberapa sistem ini berfungsi juga sebagai tempat pemecah gelombang *'breakwater'* seperti di pantai Limpit, Scotlandia dengan energi listrik yang dihasilkan sebesar 500 kW.

Ada empat teknologi energi gelombang yaitu sistem rakit Cockerell, tabung tegak Kayser, pelampung Salter, dan tabung Masuda.

Sistem rakit Cockerell berbentuk untaian rakit-rakit yang saling dihubungkan dengan engsel-engsel dan sistem ini bergerak naik turun mengikuti gelombang laut. Gerakan relatif rakit-rakit menggerakkan pompa hidrolik yang berada di antara dua rakit. **Sistem tabung tegak Kayser** menggunakan pelampung yang bergerak naik turun dalam tabung karena adanya tekanan air. Gerakan relatif antara pelampung dan tabung menimbulkan tekanan hidrolik yang dapat diubah menjadi energi listrik. **Sistem Pelampung Salter** memanfaatkan gerakan relatif antara bagian /pembungkus luar (external hull) dan bandul didalamnya (internal pendulum) untuk diubah menjadi energi listrik. **Pada sistem tabung Masuda** metodenya adalah memanfaatkan gerak gelombang laut masuk ke dalam ruang bawah dalam pelampung dan menimbulkan gerakan perpindahan udara di bagian ruangan atas dalam pelampung. Gerakan perpindahan udara ini dapat menggerakkan turbin udara. Lokasi potensial untuk membangun sistem energi gelombang adalah di laut lepas, daerah lintang sedang dan di perairan pantai. Energi gelombang bisa dikembangkan di Indonesia di laut selatan Pulau Jawa dan Pulau Sumatera.

Kekuatan gelombang bervariasi di setiap lokasi. Daerah samudera Indonesia sepanjang pantai selatan Jawa sampai Nusa Tenggara adalah lokasi yang memiliki potensi energi gelombang cukup besar berkisar antara 10 - 20 kW per meter gelombang.

Beberapa penelitian menyimpulkan bahwa energi gelombang di beberapa titik di Indonesia bisa mencapai 70 kW/m di beberapa lokasi. Pantai barat Pulau Sumatera bagian selatan dan pantai selatan Pulau Jawa bagian barat juga berpotensi memiliki energi gelombang laut sekitar 40 kW/m.

Karakteristik energi gelombang sangat sesuai untuk memenuhi kebutuhan energi kota-kota pelabuhan dan pulau-pulau terpencil di Indonesia. Sayangnya, pengembangan teknologi pemanfaatan energi gelombang di Indonesia saat ini meskipun cukup menjanjikan namun masih belum optimal. Pemanfaatan energi gelombang yang sudah diaplikasikan di Indonesia baik

oleh lembaga litbang (BPPT, PLN) maupun institusi pendidikan lainnya baru pada tahap penelitian.

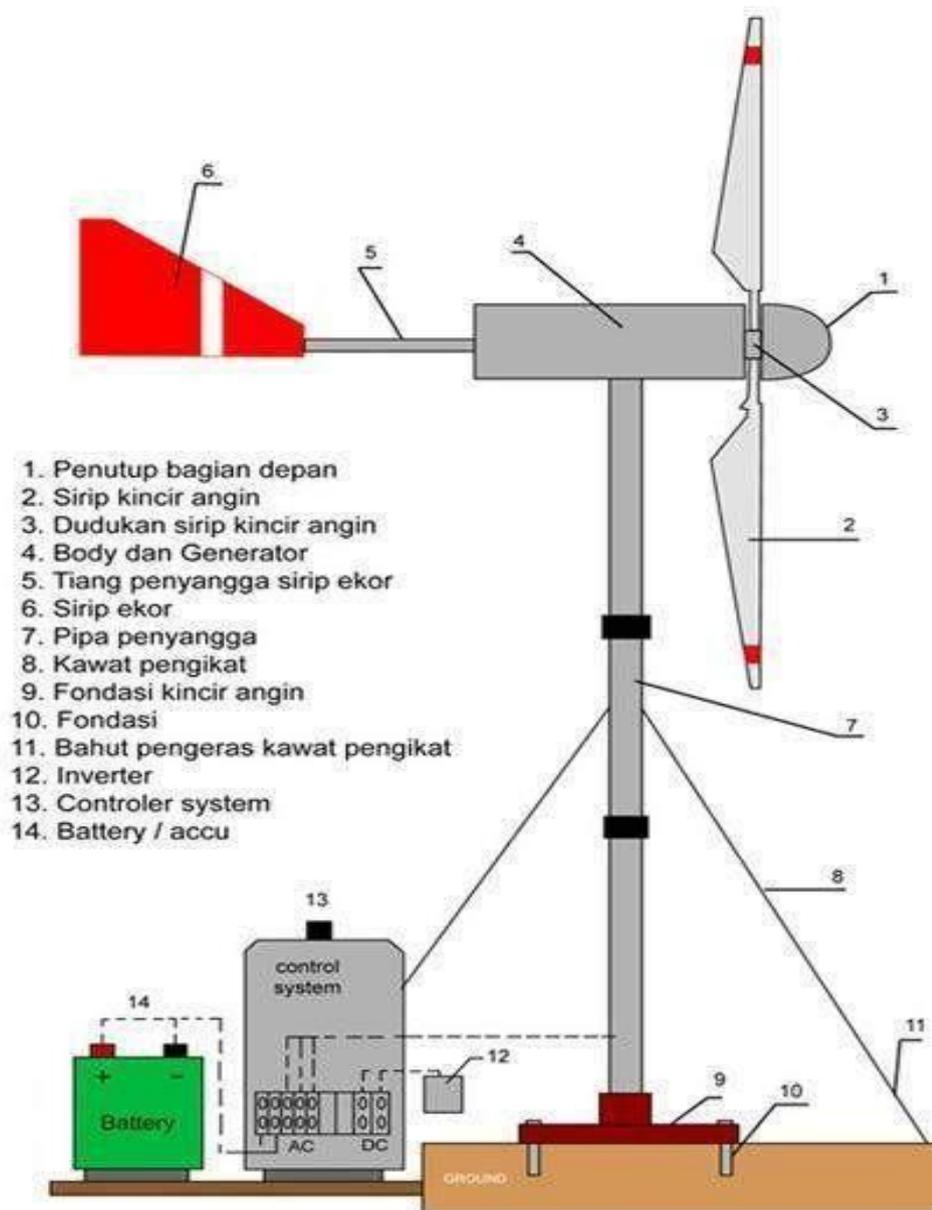
Dari masing-masing cara pemanfaatan energi laut Asosiasi Energi Laut Indonesia (ASELI) di tahun 2011 telah mendata potensi energi listrik yang bisa dihasilkan. Arus pasang surut memiliki potensi teoritis sebesar 160 gigawatt (GW), potensi teknis 22,5 GW, dan potensi praktis 4,8 GW.

Gelombang laut mempunyai potensi teoritis 510 GW, potensi teknis 2 GW, dan potensi praktis 1,2 GW. Serta panas laut memiliki potensi teoritis 57 GW, potensi teknis 52 GW, dan potensi praktis 43 GW. Berdasarkan data yang dikeluarkan oleh asosiasi tersebut, secara teoritis, total sumberdaya energi laut nasional sangat melimpah, meliputi energi dari jenis panas laut, gelombang laut dan arus laut, yaitu mencapai 727.000 MW.

Namun demikian, potensi energi laut yang dapat dimanfaatkan dengan menggunakan teknologi sekarang dan secara praktis memungkinkan untuk dikembangkan, berkisar antara 49.000 MW. Diantara potensi sedemikian besar tersebut, industri energi laut yang paling siap adalah industri berbasis teknologi gelombang dan teknologi arus pasang surut, dengan potensi praktis sebesar 6.000 MW.

3.1.4. Angin

Angin adalah salah satu bentuk energi yang tersedia di alam, Pembangkit Listrik Tenaga Angin mengkonversikan energi angin menjadi energi listrik dengan menggunakan turbin angin atau kincir angin. Cara kerjanya cukup sederhana, energi angin yang memutar turbin angin, diteruskan untuk memutar rotor pada generator dibagian belakang turbin angin, sehingga akan menghasilkan energi listrik. Berdasarkan *Green and Clean Energy for Indonesia*, angin kelas 4 (1,6 – 3,3 m/s) adalah batas minimum dan angin kelas 9 (13,9 – 17,1 m/s) adalah batas maksimum energi angin yang dapat dimanfaatkan untuk menghasilkan energi listrik. Energi Listrik ini biasanya akan disimpan kedalam baterai sebelum dapat dimanfaatkan. Secara sederhana sketsa kincir angin disajikan pada Gambar 3.3.



Gambar 3.3. Perangkat kincir angin sebagai pembangkit listrik

Di tengah potensi angin melimpah di kawasan pesisir Indonesia, total kapasitas terpasang dalam sistem konversi energi angin saat ini kurang dari 800 kilowatt. Di seluruh Indonesia, lima unit kincir angin pembangkit berkapasitas masing-masing 80 kilowatt (kW) sudah dibangun. Tahun 2007, tujuh unit dengan kapasitas sama menyusul dibangun di empat lokasi, masing-masing di Pulau Selayar tiga unit, Sulawesi Utara dua unit, dan Nusa Penida, Bali, serta Bangka Belitung, masing-masing satu unit.

Mengacu pada kebijakan energi nasional, maka pembangkit listrik tenaga bayu (PLTB) ditargetkan mencapai 250 megawatt (MW) pada tahun 2025.

3.1.5. Bahan-Bahan Bioaktif

Bahan-bahan bioaktif (*Bioactive sub-stances*) atau berbagai macam bahan kimia yang terkandung dalam tubuh biota laut merupakan potensi yang sangat besar bagi penyediaan bahan baku industri farmasi, kosmetika, pangan dan industri bioteknologi lainnya. Sejauh ini, pemanfaatan potensi bahan-bahan bioaktif untuk keperluan industri terutama bioteknologi masih rendah (DAHURI *et al.*, 1996).

Pemanfaatan bahan-bahan bioaktif (*natural product*) dari biota laut praktis belum berkembang, padahal di negara-negara seperti Amerika Serikat, Jepang, dan Malaysia, industri bioteknologi yang mengelola bahan-bahan bioaktif dari laut telah menjadi salah satu industri andalan. Di Hawaii, Amerika Serikat, yang hanya memiliki sedikit terumbu karang, telah berhasil mengembangkan industri pembuatan tulang dan gigi palsu yang terbuat dari hewan karang. Di Madagaskar, salah satu jenis biota terumbu karang telah diekstrak zat bioaktifnya untuk industri obat anti kanker.

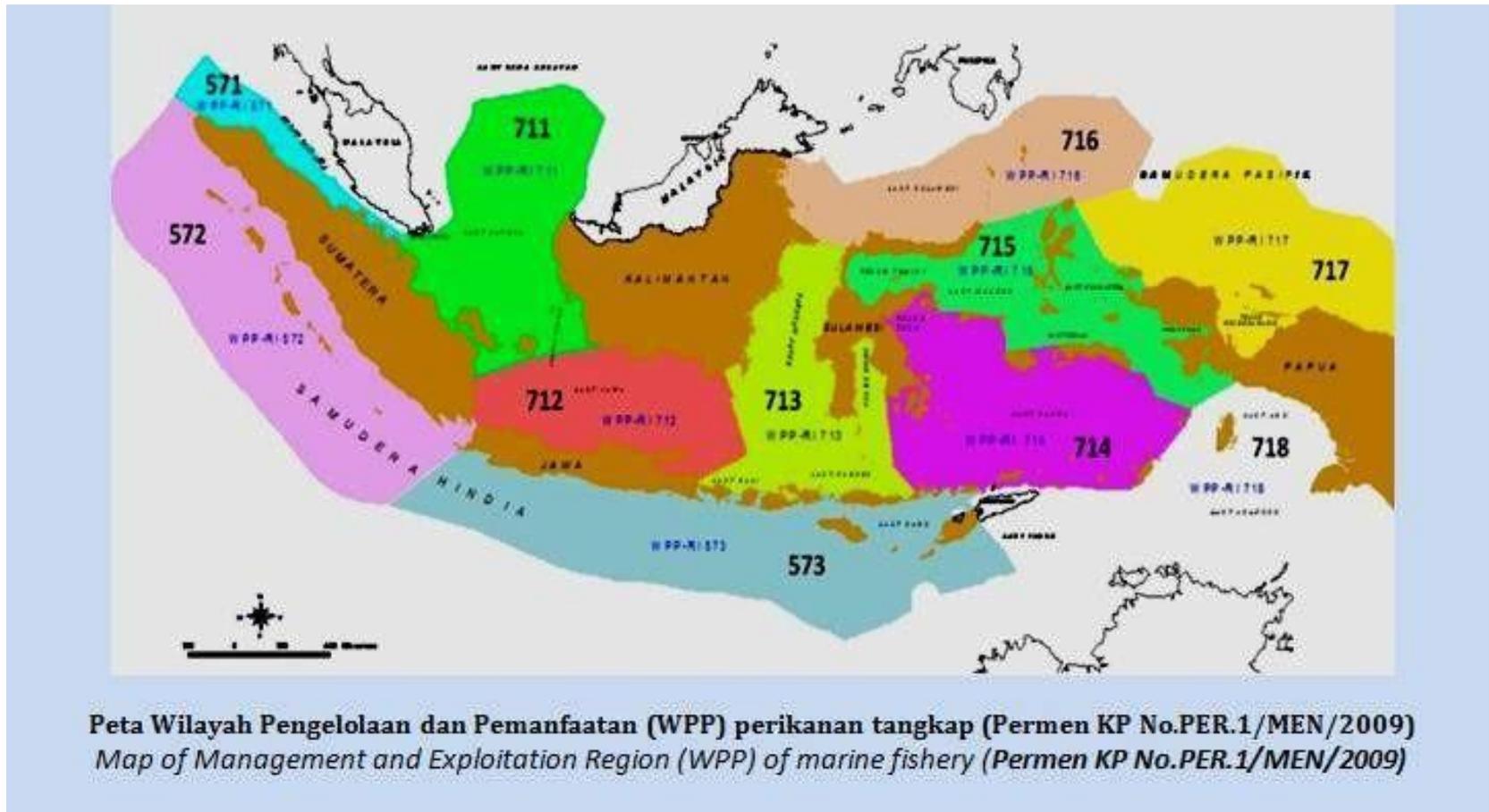
Indonesia yang memiliki keanekaragaman hayati tinggi mempunyai potensi besar untuk mengembangkan industri bioteknologi. Hal ini merupakan tantangan untuk diwujudkan untuk dinikmati hasilnya.

3.2. Sumber-Sumber Biologi, Perikanan, Budidaya dan Jasa Kelautan

Sumberdaya perikanan laut di Indonesia disusun dalam kelompok-kelompok: Pelagis Besar, Pelagis Kecil, Demersal, Udang/ Krustasea lainnya, Ikan Karang, Ikan Hias, Rumput Laut, Moluska Teripang/ Ubur-ubur, Benih Alami, Reptilia dan Mamalia laut. Nama-nama jenis ikan yang termasuk di dalam masing-masing kelompok disusun dalam Tabel 3.1.

Tabel 3.1. Kelompok Sumber Daya Ikan Laut Indonesia

No.	Kelompok Ikan	Nama Indonesia
1.	Pelagis Besar	Tuna mata besar, Madidihang, Albakora, Tuna strip biru selatan, Cakalang, Tongkol, Setuhuk/Marlin, Tenggiri, Layaran, Ikan pedang, Cucut/Hiu, Lemadang
2.	Pelagis Kecil	Alu-alu, Layang, Selar, Tetengkek, Daun bambu, Sunglir, Julung-julung, Teri, Japuh, Tembang, Lemuru, Parang-parang, Terubuk, Kembung, Ikan terbang, Belanak, Kacang-karang
3.	Demersal	Sebelah, Lidah, Nomei, Peperek, Manyung, Beloso, Biji nangka, Kurisi, Swanggi, Gulamah, Bawal, Layur, Senangin/Kuro, Lencam, Kakap merah, Kakap putih, Pari, Sembilang, Buntal landak, Kuwe, Gerot-gerot, Bulu ayam, Kerong-kerong, Payus (Sillago), Etelis, Remang
4.	Ikan Karang	Ekor kuning, Pisang-pisang, Kerapu, Baronang, Kakak tua, Napoleon, Kerondong (Morai)
5.	Ikan Hias	Labridae, Pomacanthidae, Chaetodontidae, Acanthuridae, Ballistidae, Serranidae, Kuda laut dan lain-lain
6.	Udang dan krustase lainnya	Peneid, Kepiting, Rajungan, Rebon, Lobster, Udang kipas, Kepiting kenari, Udang laut dalam
7.	Kekerangan (bivalvia), Moluska dan Teripang	Kerang darah, Kerang bulu, Kerang hijau, Kerang mutiara, Abalone, Simpang, Lola, Kupang, Oyster, Kima, Batu laga, Tedong-tedong, Kepak-kepak, Nautilus, Remis, Susu bundar, Gonggong, Cumi-cumi, Sotong, Gurita, Teripang, Ubur-ubur, Bulu babi, Terong laut, Nyale (Cacing laut)
8.	Mamalia dan Reptilia	Paus, Lumba-lumba, Duyung/Dugong, Penyu laut, Ular laut
9.	Rumput laut	<i>Eucheuma</i> , <i>Gracilaria</i> , <i>Sargassum</i> , <i>Hypnea</i> , <i>Caulerpa</i>
10.	Benih Alam Komersial	Nener, Benur, Impun (elver sidat), Baronang, Kakap putih, Kerapu, dan lain-lain



Gambar 3.4. Peta Wilayah Pengelolaan Perikanan Negara Republik Indonesia

Sementara itu sebagai dasar perhitungan potensi sumberdaya ikan di Indonesia, telah disepakati bahwa perairan laut Indonesia dibagi dalam 11 wilayah pengelolaan perikanan meliputi Selat Malaka, Laut Cina Selatan, Laut Jawa, Samudera Hindia, Selat Makasar dan Laut Flores, Laut Sulawesi dan Samudera Pasifik, Teluk Tomini dan Laut Maluku, Laut Arafura.

Potensi sumber daya ikan di perairan Indonesia adalah sebesar 9,931 juta (Suman, dkk 2014) tersebar di perairan wilayah Indonesia dan perairan Zona Ekonomi Eksklusif Indonesia (ZEEI) yang terbagi dalam sembilan wilayah perairan utama Indonesia. Dari seluruh potensi sumber daya tersebut, guna menjaga keberlanjutan stok ikan jumlah tangkapan yang diperbolehkan (JTB) sebesar 5,12 juta ton per tahun.

Dalam laporan tersebut (Anonim, 1998) tersirat bahwa pada tahun 1997, total produksi perikanan laut sejumlah 3,8 juta ton diantaranya kelompok ikan 84%, krustasea 6%, moluska 3%, rumput laut 3%, dan binatang air lainnya 4%. Tingkat pengusahaan (pemanfaatan sumberdaya ikan) tersebut dibandingkan dengan potensi sumberdaya ikan yang besarnya 6,2 juta ton, adalah 62% nya.

Dengan demikian peluang pengembangan sektor perikanan masih terbuka. Peluang pengembangan untuk perikanan tangkap untuk beberapa jenis komoditas ikan ekonomis penting disajikan pada Tabel 3.2.

Selain potensi perikanan tangkap di laut, potensi perikanan lainnya yang belum dimanfaatkan secara optimal adalah budidaya perikanan baik budidaya pantai maupun budidaya laut. Potensi budidaya pantai (tambak) sekitar 830.200 ha yang tersebar diseluruh wilayah perairan Indonesia dan yang baru dimanfaatkan untuk budidaya ikan bandeng, kakap, udang windu dan jenis-jenis lainnya hanya sekitar 356.308 ha (Dahuri *et al.*, 1996).

Tabel 3.2. Kemungkinan Pengembangan Perikanan Tangkap Berdasarkan Jenis Komoditi Andalan

No.	Jenis Ikan Andalan	Daerah Penangkapan yang Masih Memungkinkan	Jenis Alat Penangkapan
1.	Udang Peneid	Samudera Hindia, Laut Seram, Teluk Tomini	Pukat Udang, Lampara Dasar, Cantrang, Trammel Net dan Jaring Klitik
2.	Tuna	Samudera Hindia, Utara Sulawesi dan Samudera Pasifik, Laut Sunda, Laut Seram, Teluk Tomini, Selat Makassar, dan Laut Flores	Tuna long line, Hand line
3.	Cakalang	Samudera Hindia, Samudera Pasifik	Pole and line, Purse seine, Troll line, Gill net
4.	Tongkol dan Tenggiri	Semua perairan kecuali Laut Jawa	Tonda, Gill net, Purse seine, Hand line
5.	Layang (Malalugis)	Laut Arafura, Samudera Pasifik, Laut Banda, Laut Sulawesi, Barat Sumatera, Laut Cina Selatan	Purse seine, Gill net
6.	Kerapu Kakap Merah	Bali/Nusa Tenggara, Kalimantan Timur, Laut Sulawesi, Teluk Tomini, Laut Maluku, Laut Seram, Samudera Pasifik, Barat Sumatera	Drop line, Bottom long-line, Bubu
7.	Cucut	Perairan Timur Indonesia, Samudera Hindia	Long-line, Hand line, Gill net
8.	Cumi-cumi	Barat Sumatera, Laut Cina Selatan, Kalimantan Timur, Sulawesi Utara, Maluku dan Papua	Bagan, Payangoras

Dengan demikian peluang pengembangan usaha budidaya masih terbuka luas. Usaha budidaya mempunyai prospek yang baik dimasa yang akan datang dalam memajukan taraf hidup para nelayan disekitar pesisir laut. Beberapa komoditas perikanan saat ini sudah mulai dikembangkan untuk di budidayakan dan mempunyai prospek baik yaitu berbagai jenis ikan kerapu, kakap putih, kakap merah, bandeng, lola, batu laga, kerang mutiara, dan teripang.

Tabel 3.3. Estimasi potensi, jumlah tangkapan yang diperbolehkan, dan tingkat pemanfaatan sumber daya ikan di WPPNRI

Wilayah Pengelolaan Perikanan Tegap Republik Indonesia			Ikan Pelagis Kecil	Ikan Pelagis Besar ^a	Ikan Demersal	Ikan Karang	Udang Penangkil	Lobster	Kepiting	Kajanggas	Cumi- cumi	Jumlah
Selat Malaka	WPPNRI 571	Potensi (ton)	79,008	101,969	100,781	119,758	78,010	711	11,320	3,185	7,118	484,814
		JTB (ton)	82,208	81,575	82,301	93,805	47,128	569	6,898	2,452	5,700	
		Tingkat pemanfaatan	1.04	0.80	1.05	0.78	1.89	1.28	1.14	0.74	0.80	
Sungai Mekong	WPPNRI 572	Potensi (ton)	412,945	304,830	366,888	48,096	8,248	1,297	11,562	455	14,279	1,228,851
		JTB (ton)	330,378	293,884	292,873	38,478	6,789	1,037	9,287	784	11,883	
		Tingkat pemanfaatan	0.80	1.29	0.80	0.80	1.80	1.18	0.71	1.88	0.80	
	WPPNRI 573	Potensi (ton)	294,982	805,942	103,801	8,778	6,874	844	465	889	8,198	979,200
		JTB (ton)	335,274	404,754	82,801	7,022	5,483	675	372	527	6,256	
		Tingkat pemanfaatan	0.81	0.72	0.80	1.36	1.36	0.84	1.00	0.64	1.90	
Laut Cina Selatan	WPPNRI 711	Potensi (ton)	285,421	185,988	400,417	24,000	78,003	978	262	9,427	25,125	1,143,244
		JTB (ton)	316,181	228,145	600,414	18,400	82,404	784	402	7,850	28,124	
		Tingkat pemanfaatan	1.13	0.42	0.88	0.88	1.08	1.13	1.38	0.83	0.90	
Laut Jawa	WPPNRI 712	Potensi (ton)	335,888	184,037	820,431	39,148	89,993	952	16,077	22,637	102,142	881,680
		JTB (ton)	343,188	82,214	258,348	47,217	46,712	762	8,062	18,116	81,714	
		Tingkat pemanfaatan	0.99	1.18	0.85	0.87	1.01	1.38	1.18	1.05	1.80	
Selat Makassar -Laut Flores	WPPNRI 714	Potensi (ton)	109,246	418,242	77,208	285,420	47,388	1,020	3,018	6,740	10,010	1,026,298
		JTB (ton)	84,827	228,479	61,790	298,348	28,814	818	4,012	3,282	8,388	
		Tingkat pemanfaatan	0.81	0.88	1.04	0.84	1.70	1.43	1.58	1.52	1.00	
Laut Banda	WPPNRI 714	Potensi (ton)	118,578	83,082	89,800	164,288	2,282	188	1,151	3,180	1,788	421,008
		JTB (ton)	82,213	34,450	79,810	101,322	1,802	124	621	1,744	1,430	
		Tingkat pemanfaatan	0.69	0.88	0.84	0.84	0.88	0.88	1.44	1.04	0.70	

Yukit Tawana- Laut Serena	WY9901 713	Pertama (ton)	279,734	51,294	114,005	69,373	6,009	710	493	641	9,664	831,700
		JTB (ton)	200,307	91,115	91,204	25,589	4,971	760	391	213	7,731	
		Tingkat penangkapan	1,05	1,58	0,51	0,49	1,21	1,23	1,81	1,29	1,80	
Laut Belanda	WY9901 713	Pertama (ton)	220,946	114,209	24,820	24,394	8,963	607	1,899	424	1,100	178,768
		JTB (ton)	176,357	123,663	27,710	42,251	6,772	540	1,178	319	882	
		Tingkat penangkapan	0,49	0,74	0,49	1,13	0,75	1,02	0,94	1,09	1,42	
Bumadewa Pulau	WY9901 717	Pertama (ton)	291,520	26,267	111,619	22,274	8,999	1,000	429	27	2,124	403,696
		JTB (ton)	212,951	44,854	99,283	25,852	6,033	322	406	18	1,688	
		Tingkat penangkapan	0,73	0,95	0,45	0,81	0,25	1,21	0,80	1,45	0,70	
Laut Arakata- Laut Tanae	WY9901 713	Pertama (ton)	821,128	489,795	586,277	20,278	91,702	386	1,707	1,911	5,470	1,992,739
		JTB (ton)	656,962	361,830	469,212	24,444	41,802	399	1,295	1,124	4,578	
		Tingkat penangkapan	0,82	0,68	1,14	0,80	1,80	1,23	0,77	0,37	0,70	

Sumber : Keputusan Menteri Kelautan Dan Perikanan Nomor 47/Kepmen-Kp/2016

Sebagaimana disebutkan dalam Pasal 27 UU Nomor 32 tahun 2014 tentang Kelautan menyebutkan bahwa Jasa Maritim meliputi :

- a. pendidikan dan pelatihan;
- b. pengangkatan benda berharga asal muatan kapal tenggelam;
- c. pengerukan dan pembersihan alur pelayaran;
- d. reklamasi;
- e. pencarian dan pertolongan;
- f. remediasi lingkungan;
- g. jasa konstruksi; dan/atau
- h. angkutan sungai, danau, penyeberangan, dan antarpulau.

3.3. Pengelolaan Sumber-Sumber Alam Laut

Undang-Undang No 1 Tahun 2014 merupakan payung hukum untuk mengatur pemanfaatan laut secara komprehensif dan terintegrasi. Kehadiran Undang-Undang No 1 Tahun 2014 ini semakin mempertegas keterpaduan kebijakan dan peraturan yang ada. Kewenangan Kementerian Kelautan dan Perikanan (KKP) yang sebelumnya diatur juga dalam Undang-Undang Nomor 27 Tahun 2007 tentang Pengelolaan Wilayah Pesisir dan Pulau-Pulau Kecil, disempurnakan melalui Undang-Undang No 1 Tahun 2014 ini.

Wilayah pesisir, laut dan pulau-pulau kecil sendiri pada dasarnya merupakan wilayah yang terbuka untuk semua kepentingan, sektoral dan publik. Sehingga dapat dipastikan terdapat kegiatan-kegiatan yang menjadi wewenang dari Kementerian/Lembaga lain yang akan beririsan dengan KKP. Kegiatan-kegiatan ini sesuai dengan Pasal 19 Undang-Undang No 1 Tahun 2014 adalah Produksi Garam, Biofarmakologi Laut, Bioteknologi Laut, Pemanfaatan Air Laut selain Energi, Wisata Bahari, Pemasangan Pipa Bawah Laut dan Kabel Bawah Laut, Pengangkatan Benda Muatan Kapal Tenggelam; dan juga dalam Pasal 23 ayat 2 Undang-Undang No 1 Tahun 2014 yaitu Konservasi, Pendidikan dan Pelatihan, Penelitian dan Pengembangan, Budidaya Laut, Pariwisata, Usaha Perikanan dan Kelautan serta Industri Perikanan secara lestari, Pertanian Organik, Peternakan, dan Pertahanan dan Keamanan Negara.

Pengelolaan bangunan laut, reklamasi, pipa dan kabel bawah laut pada saat ini masih memerlukan pengendalian. Sebagai contoh dampak pembangunan struktur pantai yang menimbulkan masalah erosi pantai karena belum mempertimbangkan kelestarian sumberdaya pesisir. Contoh lain adalah pemanfaatan *offshore platform*/instalasi lepas pantai lainnya yang sudah tidak beroperasi perlu pengaturan lebih lanjut. Selain itu pengaturan penggelaran pipa dan kabel bawah laut masih memerlukan sinkronisasi antar pihak-pihak terkait dengan memperhatikan tata ruang wilayah laut secara komprehensif.

Bangunan laut, pipa dan kabel bawah laut, sebagaimana terdapat dalam Pasal 19 Undang-Undang No 1 Tahun 2014 merupakan suatu wilayah kewenangan yang tidak hanya milik KKP, namun juga lintas Kementerian dan Lembaga, yaitu Kementerian Perhubungan, Kementerian Komunikasi, Telekomunikasi dan Informatika, Perusahaan Listrik Negara, TNI-Angkatan Laut, dan sektor-sektor lainnya. Luasnya singgungan kewenangan ini tidak pernah terpetakan sebelumnya, sehingga berpotensi mengakibatkan bias kebijakan pengelolaan. Suatu hal yang sangat mengkhawatirkan, mengingat kabel bawah laut adalah suatu kegiatan yang bernilai strategis nasional.

Dengan demikian upaya penyelarasan lingkup kewenangan masing-masing dalam satu pemahaman bersama untuk kepentingan nasional harus dibangun.

3.3.1. Pemanfaatan Ekstraktif

Pengambilan manfaat sumberdaya perairan khususnya laut terbagi atas pemanfaatan ekstraktif dan non ekstraktif. Pengambilan manfaat dengan cara mengambil sumberdaya dikenal dengan istilah pemanfaatan ekstraktif, sedangkan pengambilan manfaat non-ekstraktif tidak dilakukan dengan mengambil sumberdaya, tetapi memanfaatkan nilai-nilai dan fungsi yang diberikan oleh sumberdaya tersebut, (CTC, 2016).

Pemanfaatan ekstraktif terhadap sumberdaya laut antara lain penambangan minyak, gas dan mineral, pengambilan batu karang pengambilan pasir dan sebagainya. Pemanfaatan dengan mengambil sumberdaya yang umum kita kenal di antaranya penangkapan ikan, udang, kerang, kepiting, lobster, teripang dan segala biota perairan, termasuk penebangan pohon mangrove. Selain itu budidaya perairan seperti budidaya ikan, budidaya mutiara, budidaya rumput laut dan jenis budidaya laut lainnya. Hal yang paling mudah dikenali dari kegiatan pemanfaatan ekstraktif adalah jika kegiatan pemanfaatan tersebut mengambil sumberdaya laut maka hal tersebut adalah kegiatan ekstraktif, terlepas dari apakah sumber asal (benih) atau terdapat bagian proses dari sumberdaya yang diambil tersebut berasal dari daratan.

a. Penambangan minyak, gas, dan mineral

Pemanfaatan sumberdaya laut berupa pertambangan migas adalah kegiatan yang menggunakan teknologi maju. Potensi sumberdaya migas dan mineral di laut memiliki peluang dan tantangan. Jurnal Maritim (2015) dalam Puryono (2016), menyebutkan bahwa Komite Eksplorasi Migas Nasional memperkirakan cadangan potensial migas di Indonesia masih sekitar 222 miliar barel. Hal tersebut adalah peluang besar untuk pembangunan bangsa tetapi sekaligus menjadi tantangan karena keterbatasan teknologi untuk

melakukan pengeboran gas di laut dalam, ditambah lagi perbedaan geografis dan kedalaman laut terutama di wilayah timur Indonesia.

b. Pengambilan batu karang

Masyarakat pesisir sejak dahulu sudah dekat dengan keberadaan karang di laut. Bagi masyarakat pesisir, batu karang merupakan bahan bangunan yang ekonomis untuk membangun rumah, jembatan dan sebagainya. Selain untuk bangunan, kapur batu karang di sebagian masyarakat pesisir digunakan sebagai cat pemutih pada dinding rumah dan bangunan lainnya, seperti yang terjadi di beberapa daerah di Maluku dan Papua. Di sebagian daerah batu karang diambil kapurnya untuk dikonsumsi (sebagian masyarakat Papua senang mengonsumsi sirih dan pinang yang dibumbui kapur yang sebagian berasal dari karang laut). Pengambilan batu karang terus berlangsung sampai saat ini di berbagai daerah pesisir, dan terus meningkat seiring bertambahnya alasan pengambilannya. Belakangan ini sebagian nelayan mengambil batu karang dengan tujuan mengambil ikan hias yang terdapat di dalam sela-sela karang tersebut. Bahkan awal tahun 2017 terjadi penyelundupan karang di Lombok dalam jumlah ribuan kantong terumbu karang dalam berbagai jenis dengan nilai jual tinggi.

c. Penangkapan ikan

Penangkapan ikan merupakan aktivitas yang paling umum ditemui di pesisir dan laut. Nelayan menggunakan berbagai alat untuk menangkap ikan. Berbagai jenis ikan ditangkap oleh nelayan untuk tujuan konsumsi dan dijual. Alat-alat tangkap dioperasikan oleh nelayan dalam berbagai jenis dan ukuran. Tombak adalah alat tangkap ikan yang paling tua dan sudah digunakan sejak zaman berburu. Pancing merupakan teknologi yang sudah cukup maju, sedangkan jaring adalah teknologi yang lebih maju lagi. Pada era modern, teknologi penangkapan ikan semakin berkembang pesat, ditandai dengan munculnya berbagai modifikasi alat tangkap ikan, semisal jaring dikembangkan menjadi pukat, pancing dikembangkan menjadi rawai dan

longline. Seiring dengan perkembangan alat tangkap, armada penangkapan juga semakin meningkat dalam kapasitasnya. Abad 21 penangkapan ikan memasuki kondisi memprihatinkan, dimana terjadi penangkapan berlebihan (*overfishing*) di mana-mana. *Overfishing* tersebut disebabkan oleh upaya penangkapan ikan yang berlebihan baik dalam jumlah alat, jumlah armada penangkapan, maupun jenis-jenis alat tangkap ikan yang dioperasikan.

d. Pengambilan mangrove

Mangrove yang banyak tumbuh di pesisir pantai merupakan sumber utama kayu bakar bagi masyarakat nelayan, sebelum bahan bakar minyak mudah diakses. Bahkan di beberapa tempat saat ini mangrove masih ditebangi untuk berbagai kebutuhan selain sebagai kayu bakar. Sebagian pembudidaya rumput laut mengambil mangrove untuk dijadikan pancang budidaya rumput laut. Mangrove juga sering diambil untuk pembuatan jembatan, tiang rumah dan sebagainya. Selain batang pohon mangrove, buah mangrove juga banyak dimanfaatkan oleh masyarakat sebagai bahan pangan seperti jus mangrove, manisan mangrove, daun mangrove jenis tertentu juga dimanfaatkan untuk obat-obatan.

e. Budidaya ikan

Budidaya ikan sangat potensial dilakukan di perairan laut karena laut merupakan tempat hidup yang sangat baik untuk ikan. Ikan yang potensial dibudidayakan di laut sangat banyak jenisnya tergantung kemampuan biaya dari pembudidaya untuk pengadaan sarana dan prasarana budidaya. Komoditas yang banyak dibudidayakan saat ini di antaranya beberapa jenis kerapu, kuwe, lobster, dan beberapa jenis ikan hias laut. Komoditas ikan tuna juga sudah mulai dibudidayakan oleh masyarakat. Budidaya ikan di laut mengambil manfaat dari sumberdaya dengan cara mengambil sumberdaya berupa ikan tersebut. Dari aktivitas budidaya ikan di laut tersebut, masyarakat bisa memperoleh keuntungan ekonomis yang sangat besar dan mendukung pertumbuhan ekonomi keluarga melalui penjualan ikan hasil budidaya.

f. Pengambilan teripang

Teripang merupakan salah satu komoditas perairan pantai yang banyak dimanfaatkan oleh masyarakat. Teripang diambil sebagai bahan pangan, untuk dikonsumsi masyarakat, atau dijual di pasar lokal sampai pasar global. Teripang dikenal mengandung berbagai nutrisi tinggi sehingga belakangan dimanfaatkan juga untuk bahan kosmetik dan obat-obatan. Di berbagai daerah populasi teripang telah mengalami penurunan jumlah populasi. Penurunan populasi teripang di antaranya disebabkan oleh penangkapan berlebihan dan karena kerusakan habitatnya, baik oleh pengeboman atau penggunaan bahan penangkapan yang merusak maupun karena kerusakan ekosistem oleh adanya reklamasi pantai.

g. Budidaya rumput laut

Rumput laut terdapat dalam beberapa jenis yang umumnya dibudidayakan oleh masyarakat pesisir seperti *Gracillaria* dan *Euchema Cottonii*. Komoditas rumput laut memiliki nilai jual yang cukup tinggi untuk mendorong pertumbuhan ekonomi masyarakat. Sumberdaya rumput laut berada di perairan sejak dari bibit sampai panen. Pertumbuhan rumput laut banyak dipengaruhi oleh nutrisi yang terbawa oleh arus air laut. Rumput laut yang dibudidayakan masyarakat merupakan sumber pangan yang memiliki manfaat beragam, utamanya untuk dikonsumsi dalam bentuk makanan jadi. Rumput laut juga diolah menjadi bahan kosmetik dan obat-obatan.

h. Pengambilan pasir laut

Pasir laut banyak dimanfaatkan masyarakat untuk digunakan dalam pembangunan rumah, jembatan dan berbagai bangunan lainnya. Sampai pada titik tertentu, pengambilan pasir sudah sampai pada ambang kritis. Terbukti dengan terkikisnya pesisir pantai di beberapa daerah karena pengambilan pasir yang terus dilakukan. Di beberapa wilayah, pasir laut bahkan diambil secara beramai-ramai oleh berbagai pihak sehingga perubahan ketinggian pasir sudah mengalami penurunan mencapai 3 meter. Sebagian masyarakat

mengambil pasir untuk memenuhi kebutuhan sendiri, dan sebagian lagi mengambil untuk dijual kepada pihak yang membutuhkan pasir laut.

3.3.2. Pemanfaatan Non-Ekstraktif

Pemanfaatan sumberdaya yang ada di laut tidak selalu dengan cara mengambil sumberdaya yang dibutuhkan tersebut. Terdapat berbagai jenis pemanfaatan sumberdaya dengan cara mengambil manfaat dari nilai-nilai dan fungsi yang diberikan sumberdaya tanpa mengambil sumberdaya tersebut. Pemanfaatan jenis itu dikenal dengan pemanfaatan non-ekstraktif. Berikut beberapa contoh jenis-jenis pemanfaatan non-ekstraktif.

a. Pariwisata

Pemanfaatan sumberdaya laut dalam bentuk kegiatan pariwisata mengambil manfaat dan fungsi dari nilai-nilai keindahan yang terdapat pada lingkungan laut. Keindahan alam laut dapat diperoleh melalui kegiatan wisata pantai, panorama pantai, selancar, *game fishing*, dan selam. Pariwisata laut atau bahari juga meliputi kegiatan berjemur dan berenang di tepi pantai, serta fotografi bawah laut atau taman laut. Kegiatan wisata tidak hanya dinikmati oleh wisatawan dari mancanegara tetapi juga oleh masyarakat sekitar objek wisata bahari. Kegiatan wisata memberikan pengalaman menyenangkan bagi pengunjung sehingga berpengaruh terhadap kesegaran pikiran para pengunjung setelah sekian waktu penat dengan rutinitas pekerjaan masing-masing.

b. Pendidikan non ekstraktif

Manfaat berupa ilmu pengetahuan juga bisa diperoleh dari laut melalui kegiatan pendidikan tanpa mengambil sumberdaya yang ada. Kapal Kalabia yang beroperasi di Raja Ampat merupakan salah satu contoh aktivitas pendidikan non- ekstraktif di atas laut. Kapal tersebut berlayar berkeliling perairan Raja Ampat sambil melangsungkan aktivitas belajar bagi anak usia sekolah di atas Kalabia. Selain itu, proses pendidikan banyak berlangsung di

perairan dalam rangka mengetahui berbagai aspek tentang laut dan berbagai interaksi antar spesies dan antar ekosistem dalam laut. Edukasi bahari juga mulai dikembangkan di berbagai daerah di tanah air, dimana berlangsung aktivitas belajar sambil rekreasi di pesisir sambil mengunjungi spot-spot wisata bahari yang memberikan layanan pengetahuan kebaharian.

c. Tempat acara sosial

Laut juga bisa menjadi tempat untuk acara sosial seperti di berbagai tempat di nusantara. Kegiatan sosial tersebut lebih dominan aktivitas budaya masyarakat lokal seperti di Jawa, Bali dan sebagian Sulawesi. Aktivitas budaya tersebut misalnya melepas sesajen ke laut atau perayaan acara adat tertentu. Selain itu acara sosial lainnya yang memanfaatkan laut di antaranya perlombaan dayung atau lomba perahu dan sebagainya.

d. Olah raga air

Hal menarik lainnya yang sering dimanfaatkan oleh masyarakat terhadap laut adalah olahraga air. Berbagai jenis olahraga air yang sekaligus menjadi bagian dari kegiatan wisata bahari seperti *water scooter*, *seabob*, *sausage boat*, *banana boat*, *water tricycle*, *wind surfing*, *surfboarding*, *paddle board*, *parasailing*, *kayaking*. Manfaat yang diperoleh dari kegiatan olahraga air laut tersebut di antaranya kesehatan psikologis karena telah melewati permainan yang menyenangkan. Manfaat lain yang dipercaya secara medis akan diperoleh dengan berolahraga di air laut adalah kesehatan fisik karena kandungan air laut berbeda dengan air tawar, sehingga memberikan efek berbeda setelah mandi atau berolahraga di air laut.

e. Perhubungan laut

Pemanfaatan laut untuk perhubungan merupakan pemanfaatan yang paling dominan terjadi di laut karena daratan satu pulau dengan pulau lain dihubungkan oleh laut. Pemanfaatan media air laut ini tidak mengambil sumberdaya air laut itu sendiri. Perhubungan laut dilakukan oleh masyarakat

dengan menggunakan sampan, perahu maupun kapal dalam ukuran yang bervariasi. Laut dimanfaatkan fungsinya sebagai alur pelayaran agar masyarakat bisa terhubung dengan daerah lainnya untuk memenuhi berbagai kebutuhan.

f. Penelitian non-ekstraktif

Laut menyimpan berbagai pengetahuan baik yang sudah tergalih maupun yang masih terpendam. Karena itu penelitian tentang hal yang berhubungan dengan laut terus dilakukan oleh berbagai lembaga penelitian baik dari perguruan tinggi, maupun lembaga penelitian lainnya. Di antara penelitian tersebut ada yang jenis penelitian yang hanya menggunakan laut sebagai objek penelitian tanpa mengambil sumberdaya apapun dari laut, penelitian ini termasuk jenis kegiatan yang non-ekstraktif.

3.4. Pokok-Pokok Pemecahan Persoalan

Dengan memperhatikan permasalahan internal dan eksternal, maka dapat diidentifikasi persoalan dalam peningkatan pengelolaan kelautan dan perikanan guna memanfaatkan kemajuan iptek dalam rangka memperkuat ketahanan nasional sebagai berikut:

1. Rendahnya *technopreneurship* nelayan Indonesia dalam memanfaatkan kekayaan ikan laut. Hal ini dapat disebabkan oleh rendahnya kemampuan, ketrampilan, dan dukungan sarana prasarana aktivitas pengelolaan perikanan.
2. Belum tersedianya *sistem informasi* maupun *knowledge management* untuk mempercepat pertumbuhan industri berbasis kelautan dan perikanan.
3. Belum optimalnya peran lembaga terkait kelautan dan perikanan dalam pemberdayaan masyarakat dan diplomasi antar negara terkait pengelolaan kelautan dan perikanan.
4. Belum dimanfaatkannya jaringan pengembangan teknologi di pemerintah, dunia usaha, dan perguruan tinggi (*triple helix*) untuk

menghasilkan IPTEK terkait pengelolaan kelautan dan perikanan.

Pokok-pokok pemecahan persoalan berdasarkan pada pokok-pokok persoalan akan berupa kebijaksanaan, strategi dan upaya.

3.4.1. Kebijakan

Untuk dapat peningkatan pengelolaan kelautan dan perikanan guna memanfaatkan pemajuan iptek dalam rangka memperkuat ketahanan nasional, perlu dikembangkan kebijakan yang sesuai. Memperhatikan pokok permasalahan dan pokok persoalan, kebijakan yang diharapkan cukup efektif adalah:

“Tertingkatkan kapasitas kelembagaan, *technopreunership* nelayan, sinergi triple helix (*Government, Business, and Higher Education*) guna memanfaatkan pemajuan iptek dalam rangka memperkuat ketahanan nasional”.

3.4.2. Strategi

Untuk penerapan kebijakan tersebut perlu dikembangkan strategi. Ada beberapa hal yang dapat digunakan sebagai strategi, yaitu:

1. Meningkatkan jiwa *technopreunership* nelayan Indonesia dalam memanfaatkan kekayaan ikan laut.
2. Meningkatkan efektivitas *sistem informasi* maupun *knowledge management* untuk mempercepat pertumbuhan industri berbasis kelautan dan perikanan.
3. Mengoptimalkan peran lembaga terkait kelautan dan perikanan dalam pemberdayaan masyarakat dan diplomasi antar negara terkait pengelolaan kelautan dan perikanan.
4. Memfokuskan jaringan pengembangan teknologi di pemerintah, dunia usaha, dan perguruan tinggi (*triple helix*) untuk menghasilkan IPTEK terkait pengelolaan kelautan.

3.4.3. Upaya

Strategi yang baik dapat berhasil ketika upaya yang dilakukan untuk mendukung juga sesuai. Upaya yang dilakukan adalah:

1. Strategi I: Meningkatkan jiwa *technopreunership* nelayan Indonesia dalam memanfaatkan kekayaan ikan laut.

- Pemerintah mengembangkan sistem rantai nilai industri kelautan dan perikanan bagi pelaku usaha kelautan dan perikanan (dari nelayan hingga pemasar produk olahannya).
- Pemerintah mendorong perbankan mengembangkan berbagai skema pendanaan SME (*small and Medium Enterprice*) bersuku bunga rendah untuk memacu sektor riil dunia usaha kelautan dan perikanan.
- Pemerintah melalui Kementerian Perindustrian dan Kementerian Pendidikan mengembangkan pelatihan dan pendidikan tentang teknologi hilir hingga hulu kepada pelaku usaha.

2. Strategi II: Meningkatkan *efektivitas sistem informasi* maupun *knowledge management* untuk mempercepat pertumbuhan industri berbasis kelautan dan perikanan.

- Pemerintah melalui Kementerian Riset dan Teknologi, Kementerian Perindustrian, dan Perguruan Tinggi mengembangkan database dan sistem informasi untuk mendukung ketersediaan *knowledge management* dalam pengelolaan kelautan.
- Pemerintah bersama organisasi non pemerintah melakukan pemberdayaan dan sosialisasi *best practice* pengelolaan kelautan dan perikanan kepada masyarakat nelayan

3. Strategi III: Mengoptimalkan **peran lembaga** terkait kelautan dan perikanan dalam pemberdayaan masyarakat dan diplomasi antar negara terkait pengelolaan kelautan dan perikanan.

- Pemerintah melalui Kementerian Luar Negeri dan Kementerian Kelautan dan Perikanan melakukan diplomasi antar negara tetangga dalam pemanfaatan bersama informasi kelautan dan perikanan di daerah perbatasan laut.

- Pemerintah melalui Kementerian Kelautan dan Perikanan dan Kementerian Perdagangan mengembangkan pasar dalam dan luar negeri untuk pelepasan produk berbasis kelautan dan perikanan.
 - Pemerintah melalui Kementerian Kelautan dan Perikanan serta Kementerian Ketenagakerjaan menyelenggarakan pelatihan *packaging* dan *distritution* yang sesuai standar internasional untuk produk olahan kelautan dan perikanan.
- 4. Strategi IV:** Memfokuskan jaringan **pengembangan teknologi** di pemerintah, dunia usaha, dan perguruan tinggi (*triple helix*) untuk menghasilkan IPTEK terkait pengelolaan kelautan dan perikanan.
- Pemerintah melalui Kementerian Pendidikan membuka program studi baru terkait pengelolaan kelautan dan perikanan baik di bawah fakultas teknologi maupun manajemen.
 - Pemerintah memberikan fokus lebih bagi riset-riset teknologi kelautan dan perikanan baik teknologi infrastruktur (perkapalan, dermaga, dll) maupun teknologi utama (pengolahan produk perikanan, *e-commerce*, *supply chain*, dll) untuk pengelolaan kelautan dan perikanan.
 - Pemerintah, dunia usaha, dan pendidikan tinggi melakukan koordinasi komunikasi, dan publikasi hasil melalui forum-forum nasional tentang efektivitas pengelolaan kelautan dan perikanan.

C. PENUTUP

Soal

Latihan

1. Jelaskan sumber-sumber alam dari laut ?
2. Jelaskan bagaimana pengelolaan sumberdaya kelautan ?

Bahan Bacaan

Bengen, D.G. 2002. Ekosistem dan sumberdaya alam pesisir dan laut serta prinsip pengelolaannya. Sinopsis. Pusat Kajian Sumberdaya Pesisir dan Lautan. IPB
 Dahuri, R. et al, 1996. Pengelolaan Sumberdaya Pesisir dan Lautan Secara Terpadu. Jakarta: PT. Pramadya Paramita.

Direktorat Jenderal Energi Terbarukan dan Konservasi Energi.

Hutabarat, S. dan S.M, Evans. 1985. Pengantar Oseabografi. Universitas Indonesia Press., Jakarta.

Suman, dkk. 2014. Potensi Dan Tingkat Pemanfaatan Sumberdaya Ikan Di Wilayah Pengelolaan Perikanan Republik Indonesia (WPP RI). Badan Penelitian dan Pengembangan Kelautan dan Perikanan.

BAB 4

SIFAT KIMIA AIR LAUT

A. PENDAHULUAN

Modul ini memaparkan tentang sifat kimia air laut. Setelah mempelajari modul ini, mahasiswa diharapkan dapat:

- Mampu menyebutkan komposisi kimia air laut
- Mampu mendeskripsikan dengan benar sejarah perkembangan oseanografi di dunia maupun di Indonesia
- Mampu menjelaskan dengan benar kaitan Oseanografi dengan ilmu lainnya.

B. URAIAN BAHAN PEMBELAJARAN

4.1. Komposisi Kimia Air Laut

Komposisi kimia air laut secara umum dapat dikelompokkan menjadi:

- (1) unsur- unsur inorganik terlarut (*dissolved inorganic matter*),
- (2) unsur- unsur organik terlarut (*dissolved organik matter*), dan
- (3) gas-gas terlarut (*dissolved gases*).

Variasi komposisi kimia air laut dari satu tempat ke tempat lain tergantung pada kondisi lingkungan lokal, seperti kelimpahan biota, kehadiran muara sungai, dan berbagai kondisi geologi dan meteorologi.

4.1.1. Unsur-Unsur Inorganik Terlarut

Menurut beratnya, air laut terdiri dari sekitar 96,5% air murni dan sekitar 3,5% (atau 35‰) unsur inorganik terlarut. Sebagian besar unsur-unsur kimia yang sekarang diketahui, dijumpai di dalam air laut (Gambar 20). Unsur-unsur inorganik tersebut dapat dikelompokkan menjadi tiga kelompok, yaitu:

- 1) **Unsur Mayor**, yaitu unsur-unsur yang jumlahnya lebih *besar dari 100 ppm* (*part per million*) atau 100 mg per liter. Unsur-unsur tersebut adalah Klor (Cl: 19,353 ppm); Sodium atau Natrium (Na: 10,760 ppm); Belerang atau Sulfur dalam bentuk Sulfat (SO_4^{2-} : 2,712 ppm); Magnesium

(Mg: 1,294 ppm); Kalsium (Ca: 412 ppm); dan Potasium atau Kalium (K: 387 ppm).

- 2) **Unsur Minor**, yaitu unsur-unsur yang konsentrasinya *lebih dari 1 ppm tetapi kurang dari 100 ppm*. Unsur-unsur tersebut adalah Brom (Br: 65 ppm); Karbon (C: 28 ppm); Stronsium (Sr: 8 ppm); Boron (B: 4,6 ppm); Silikon (Si: 3 ppm); dan Fluor (F: 1 ppm).
- 3) **Unsur Jejak** (*Trace Elements*), yaitu unsur-unsur yang konsentrasinya *kurang dari 1 ppm*. Beberapa unsur jejak yang utama adalah Nitrogen (N: 0,5 ppm); Litium (Li: 0,17 ppm); Rubidium (Rb: 0,12 ppm); Fosfor (P: 0,07 ppm); Iodium (I: 0,06 ppm); Besi atau Ferum (Fe: 0,01 ppm); Seng (Zn: 0,01 ppm); Molibdenum (Mo: 0,01 ppm). Selain itu terdapat setidaknya 52 unsur yang dijumpai dengan konsentrasi lebih kecil.

H																	He
Li	Be											B	C	N	O	F	Ne
Na	Mg											Al	Si	P	S	Cl	Ar
K	Ca	Sc	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Se	Br	Kr
Rb	Sr	Y	(Zr)	Nb	Mo	(Tc)	(Ru)	(Rh)	(Pd)	Ag	Cd	In	Sn	Sb	(Te)	I	Xe
Cs	Ba	*	(Hf)	(Ta)	W	(Re)	(Os)	(Ir)	(Pt)	Au	Hg	Tl	Pb	Bi	(Po)	(At)	Rn
(Fr)	Ra	**															
			*La	Ce	Pr	Nd	(Pm)	Sm	Eu	Gd	(Tb)	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
			** (Ac)	Th	Pa	U											

Gambar 4.1. Susunan berkala unsur. Unsur-unsur yang tidak di dalam tanda—kurung, dijumpai di air laut. Dikutip dari Ingmanson dan Wallace (1973)

Sebagian besar unsur-unsur terlarut di dalam air laut dijumpai dalam bentuk ion. Garam-garam laut terdiri terutama dari beberapa unsur mayor yang dijumpai dalam berbagai bentuk variasi kombinasi. Sebagian besar ion-ion garam-garam laut dihasilkan dari senyawa-senyawa berikut: Natrium klorida atau Natrium klorida (NaCl); Magnesium klorida (MgCl₂); Magnesium sulfat (MgSO₄); Kalsium sulfat (CaSO₄); Potasium sulfat atau Kalium sulfat (K₂SO₄); Magnesium bromida (MgBr₂); Kalsium karbonat (CaCO₃); Natrium sulfat atau Natrium sulfat (Na₂SO₄); dan Potasium klorida atau Kalium klorida (KCl).



Gambar 4.2. Sistem periodic unsur-unsur kimia di alam

Tabel 4.1. Komposisi unsur-unsur dalam air laut

Unsur	Simbol	Konsentrasi (mg/l atau ppm)	Beberapa spesies yang mungkin terlarut	Jumlah total (ton)
Klorin	Cl	$1,95 \times 10^4$	Cl ⁻	$2,57 \times 10^{16}$
Sodium	Na	$1,077 \times 10^4$	Na ⁺	$1,42 \times 10^{16}$
Magnesium	Mg	$1,290 \times 10^3$	Mg ²⁺	$1,71 \times 10^{15}$
Sulfur	S	$9,05 \times 10^2$	SO ₄ ²⁻ , NaSO ₄ ⁻	$1,2 \times 10^{15}$
Kalsium	Ca	$4,12 \times 10^2$	Ca ²⁺	$5,45 \times 10^{14}$
Potassium	K	$3,80 \times 10^2$	K ⁺	$5,02 \times 10^{14}$
Bromin	Br	67	Br ⁻	$8,86 \times 10^{13}$
Karbon	C	28	HCO ₃ ⁻ , CO ₃ ²⁻ , CO ₂	$3,7 \times 10^{13}$
Nitrogen	N	11,5	N ₂ gas, NO ₃ ⁻ , NH ₄ ⁺	$1,5 \times 10^{13}$
Strontium	Sr	8	Sr ²⁺	$1,06 \times 10^{13}$
Oksigen	O	6	O ₂ gas	$7,93 \times 10^{12}$
Boron	B	4,4	B(OH) ₃ , B(OH) ₄ ⁻	$5,82 \times 10^{12}$
Silika	Si	2	H ₂ BO ₃ ⁻	$2,64 \times 10^{12}$
Florin	F	1,3	Si(OH) ₄	$1,72 \times 10^{12}$
Argon	Ar	0,43	F ⁻ , MgF ⁺	$5,68 \times 10^{11}$
Litium	Li	0,18	Ar gas	$2,38 \times 10^{11}$
Rubidium	Rb	0,12	Li ⁺	$1,59 \times 10^{11}$
Fosforus	P	6×10^{-2}	Rb ⁺	$7,93 \times 10^{10}$
Iodin	I	6×10^{-2}	HPO ₄ ⁻² , PO ₄ ³⁻ , H ₂ PO ₄ ⁻	$7,93 \times 10^{10}$
Barium	Ba	2×10^{-2}	IO ₃ ⁻ , I ⁻	$2,64 \times 10^{10}$
Molibdenum	Mo	1×10^{-2}	Ba ²⁺	$1,32 \times 10^{10}$
Arsenik	As	$3,7 \times 10^{-3}$	MoO ₄ ²⁻	$4,89 \times 10^9$
Uranium	U	$3,2 \times 10^{-3}$	HasO ₄ ²⁻ , H ₂ AsO ₄ ⁻	$4,23 \times 10^9$
Vanadium	V	$2,5 \times 10^{-3}$	UO ₂ (CO ₃) ₂ ⁴⁻	$3,31 \times 10^9$
Titanium	Ti	1×10^{-3}	H ₂ VO ₄ ⁻ , HVO ₄ ²⁻	$1,32 \times 10^9$
Zink	Zn	5×10^{-4}	Ti(OH) ₄	$6,61 \times 10^8$
Nikel	Ni	$4,8 \times 10^{-4}$	ZnOH ⁺ , Zn ²⁺ , ZCO ₃	$6,35 \times 10^8$
Aluminium	Al	4×10^{-4}	Ni ²⁺ , NiCO ₃ , NiCl ⁺	$5,29 \times 10^8$
Sesium	Cs	4×10^{-4}	Al(OH) ₃	$5,29 \times 10^8$
Kromium	Cr	3×10^{-4}	Cs ⁺	$3,97 \times 10^8$
Antimoni	Sb	$2,4 \times 10^{-4}$	Cr(OH) ₃ , CrO ₄ ²⁻	$3,17 \times 10^8$
Kripton	Kr	2×10^{-4}	Sb(OH) ₆ ⁻	$2,64 \times 10^8$
Selenium	Se	2×10^{-4}	Kr gas	$2,64 \times 10^8$
Neon	Ne	$1,2 \times 10^{-4}$	SeO ₃ ²⁻ , SeO ₄ ²⁻	$1,59 \times 10^8$
Mangan	Mn	1×10^{-4}	Gas Ne	$1,32 \times 10^8$
Kadmium	Cd	1×10^{-4}	Mn ²⁺ , MnCl ⁺	$1,32 \times 10^8$
Tembaga	Cu	1×10^{-4}	CdCl ₂	$1,32 \times 10^8$
Wolfram	W	1×10^{-4}	CuCO ₃ , CuOH ⁺ , Cu ²⁺	$1,32 \times 10^8$
Besi	Fe	$5,5 \times 10^{-5}$	WO ₄ ²⁻	$7,27 \times 10^7$
Xenon	Xe	5×10^{-6}	Fe(OH) ₂ ⁺ , Fe(OH) ₄ ⁻	$6,61 \times 10^7$
Zirkonium	Zr	3×10^{-6}	Gas Xe	$3,97 \times 10^7$
Bismuth	Bi	2×10^{-6}	Zr(OH) ₄	$2,64 \times 10^7$

Unsur	Simbol	Konsentrasi (mg/l atau ppm)	Beberapa spesies yang mungkin terlarut	Jumlah total (ton)
Niobium	Nb	1×10^{-6}	BiO ⁺ , Bi(OH) ₂ ⁺	$1,32 \times 10^7$
Talium	Tl	1×10^{-6}	Nb(OH) ₅	$1,32 \times 10^7$
Torium	Th	1×10^{-6}	Tl ⁺	$1,32 \times 10^7$
Hafnium	Hf	7×10^{-6}	Th(OH) ₄	$9,25 \times 10^6$
Helium	He	$6,8 \times 10^{-6}$	Hf(OH) ₅	$8,99 \times 10^6$
Berkelium	Bk	$5,6 \times 10^{-6}$	Gas He	$7,40 \times 10^6$
Germanium	Ge	5×10^{-6}	BeOH ⁺	$6,61 \times 10^6$
Emas	Au	4×10^{-6}	Ge(OH) ₄ , H ₃ GeO ₄ ⁻	$5,29 \times 10^6$
Renium	Re	4×10^{-6}	AuCl ₂ ⁻	$5,29 \times 10^6$
Kobalt	Co	3×10^{-6}	ReO ₄ ⁻	$3,97 \times 10^6$
Lantanum	La	3×10^{-6}	Co ²⁺	$3,97 \times 10^6$
Neodimium	Nd	3×10^{-6}	La(OH) ₃	$3,97 \times 10^6$
Timbal	Pb	2×10^{-6}	Nd(OH) ₃	$2,64 \times 10^6$
Perak	Ag	2×10^{-6}	PbCO ₃ , Pb(OH) ₂ ⁺	$2,64 \times 10^6$
Tantalum	Ta	2×10^{-6}	AgCl ₂ ⁻	$2,64 \times 10^6$
Gallium	Ga	2×10^{-6}	Ta(OH) ₅	$2,64 \times 10^6$
Itium	Y	$1,3 \times 10^{-6}$	Ga(OH) ₄ ⁻	$1,73 \times 10^6$
Merkuri	Hg	1×10^{-6}	Y(OH) ₃	$1,32 \times 10^6$
Serium	Ce	1×10^{-6}	HgCl ₂ ²⁻ , HgCl ₂	$1,32 \times 10^6$
Disprosium	Dy	9×10^{-7}	Ce(OH) ₃	$1,19 \times 10^6$
Erbium	Er	8×10^{-7}	Dy(OH) ₃	$1,06 \times 10^6$
Iterbium	Yb	8×10^{-7}	Er(OH) ₃	$1,06 \times 10^6$
Gadolinium	Gd	7×10^{-7}	Yb(OH) ₃	$9,25 \times 10^5$
Praseodimium	Pr	6×10^{-7}	Gd(OH) ₃	$7,93 \times 10^5$
Skandium	Sc	6×10^{-7}	Pr(OH) ₃	$7,93 \times 10^5$
Timah	Sn	6×10^{-7}	Sc(OH) ₃	$7,93 \times 10^5$
Holmium	Ho	2×10^{-7}	Sn(OH) ₃ ⁻	$2,64 \times 10^5$
Lutetium	Lu	2×10^{-7}	Ho(OH) ₃	$2,64 \times 10^5$
Tulium	Tm	2×10^{-7}	Lu(OH) ₃	$2,64 \times 10^5$
Indium	In	1×10^{-7}	Tm(OH) ₃	$1,32 \times 10^5$
Terbium	Tb	1×10^{-7}	In(OH) ₃ ⁺	$1,32 \times 10^5$

Palladium	Pd	5×10^{-8}	Tb(OH) ₃	$8,61 \times 10^4$
Samarium	Sm	5×10^{-8}	Pd ₂ ⁺ , PdCl ₄ ²⁻	$8,61 \times 10^4$
Tellurium	Te	1×10^{-8}	Sm(OH) ₃	$1,32 \times 10^4$
Europium	Eu	1×10^{-8}	Te(OH) ₆	$1,32 \times 10^4$
Radium	Ra	7×10^{-11}	Eu(OH) ₃	92,5
Protactinium	Pa	5×10^{-11}	Ra ²⁺	66,1
Radon	Rn	6×10^{-18}	Tidak diketahui	$7,93 \times 10^{-4}$
			Gas Rn	

The Open University, 1988

4.1.2. Unsur-unsur Organik Terlarut dan Nutrien

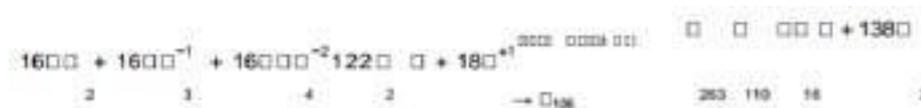
Kehadiran unsur-unsur organik di dalam air laut jumlahnya relatif sedikit, dan biasanya hadir dalam jumlah yang bervariasi antara 0 – 6 mg per liter. Sumber dari unsur-unsur organik adalah dari ekresi organisme dan hancuran dari organisme yang mati. Unsur-unsur yang termasuk ke dalam unsur-unsur organik terlarut (*dissolved organic matters* – DOM) adalah nitrogen (N) dan fosfor (P) yang secara kimiawi membentuk senyawa organik dan bahkan teroksidasi, atau kadang-kadang oleh bakteri, berubah menjadi nitrat (NO₃⁻) dan **untuk membentuk unsur-unsur organik**, karena itu, keduanya disebut sebagai **nutrient** (*nutrient*). Di laut, konsentrasi nitrogen dan fosfat relatif kecil. Akibatnya, penyebarannya di dalam air laut dikontrol oleh proses kimia yang berlangsung secara biologis (*biologically mediated redox processes*) yang juga mengontrol siklus biogeokimia unsur organik. Dengan demikian, nitrogen dan fosfor disebut sebagai **biolimiting elements**. Sebagai pembanding, unsur karbon dan sulfur lebih banyak dijumpai di dalam air laut. Distribusinya dipengaruhi oleh proses-proses fisika dan biogeokimia. Karena proses biologis memiliki pengaruh yang kecil terhadap distribusinya di laut, maka keduanya disebut sebagai **biointermediate elements**. Selain nitrat dan fosfat, senyawa-senyawa organik terlarut lainnya di dalam air laut adalah karbon organik, karbohidrat, protein, asam-asam amino, asam-asam organik, dan vitamin-vitamin.

Selain nitrat (NO₃⁻) dan fosfat (PO₄³⁻), di laut ada nutrien ke-tiga, yaitu silikat (SiO₄⁻). Silikat dibutuhkan oleh organisme laut untuk membentuk dinding luar yang keras pada organisme bersel tunggal seperti diatom, dan

skeletal pada beberapa protozoa. Ketiga unsur nutrisi ini masuk ke laut melalui sungai dan aliran permukaan bersama-sama unsur terlarut lainnya.

Semua unsur-unsur organik yang terbentuk di perairan permukaan terutama oleh proses fotosintesis. Proses fotosintesis membutuhkan sinar matahari, oleh karena itu, hanya terjadi di kedalaman air yang dapat ditembus oleh sinar matahari, yaitu hanya sampai 200 meter dari permukaan samudera, yang disebut dengan zona **eufotik** (*euphotic zone*). Organisme yang terlibat dalam proses fotosintesis adalah fitoplankton.

Persamaan reaksi fotosintesis adalah sebagai berikut:

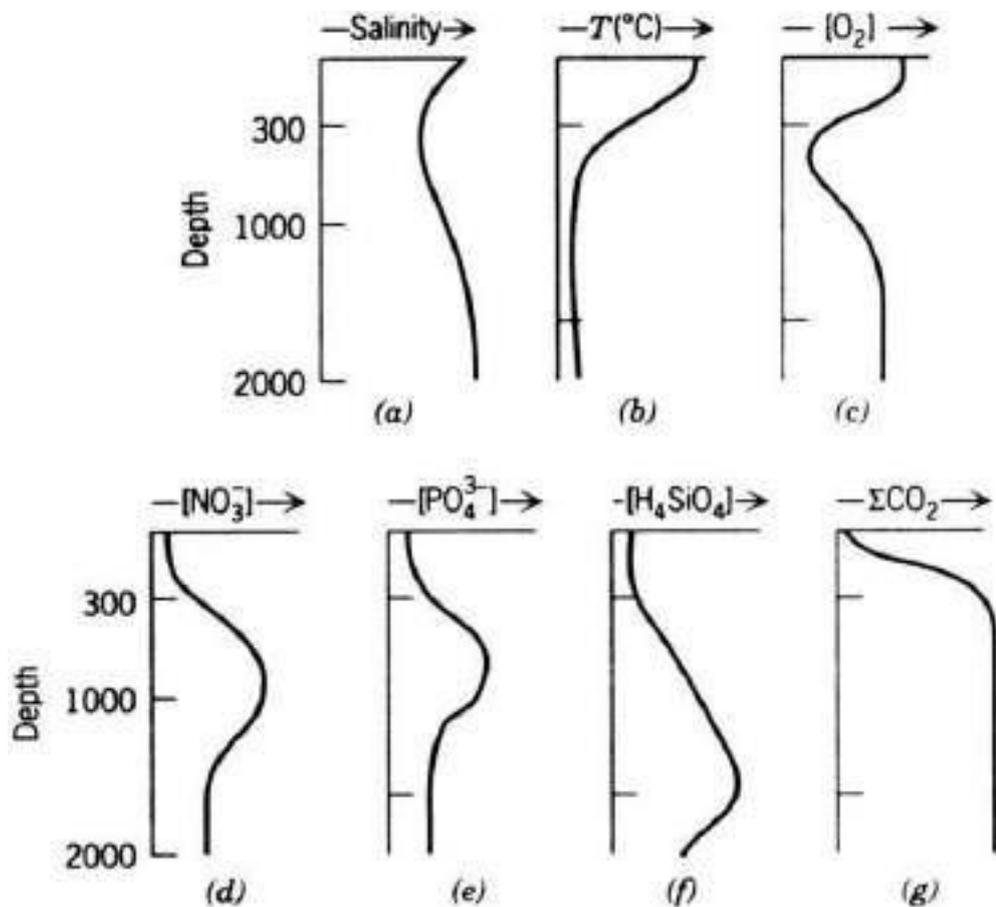


Reaksi di atas memperlihatkan bahwa fotosintesis tidak hanya mengkonsumsi CO₂ dari larutan dan menghasilkan O₂, tetapi juga membutuhkan nutrisi, seperti nitrat dan fosfat

Konsentrasi nitrat dan fosfat di perairan permukaan bervariasi, oleh karena itu, laju fotosintesis, yang dikenal dengan **produktivitas planktonik** (*planktonic productivity*), juga bervariasi. Laut dengan produktivitas tinggi terjadi di samudera terbuka melalui proses pencampuran yang membawa air dari laut dalam yang kaya dengan nutrisi ke permukaan. Di perairan pesisir dekat pantai, produktivitas tinggi terjadi karena nutrisi yang dimasukkan oleh aliran sungai dari darat ke perairan pesisir. Konsentrasi nitrat dan fosfat yang sangat tinggi dijumpai di bawah lapisan permukaan (Gambar 4.3 dan 4.4).

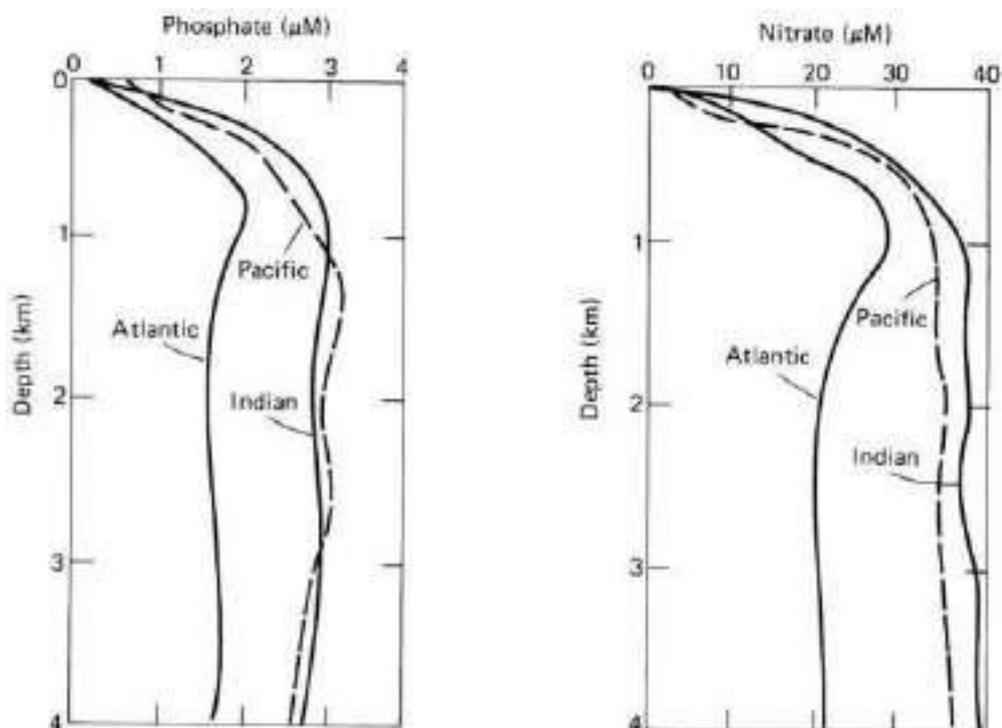
Oksigen tampak tinggi di lapisan permukaan (Gambar 4.3), kondisi ini terjadi karena pencampuran dan fotosintesis yang terjadi. Fotosintesis mengkonsumsi nutrisi dan karbon dioksida, yang menyebabkan rendahnya konsentrasi ketiga unsur tersebut di permukaan. Selanjutnya, tingginya fosfat dan nitrat di sebelah bawah termoklin menunjukkan banyak material organik (*Particulate Organic Matter* = POM) yang turun dari lapisan permukaan dan tidak mengalami pengadukan di lapisan termoklin.

Kolom air di bawah lapisan permukaan atau zona eufotik tidak dapat ditembus oleh sinar matahari, sehingga disebut **zona afotik** (*aphotic zone*). Oleh karena itu, proses apapun yang membawa air dari bawah lapisan permukaan ke dalam zona permukaan yang dapat ditembus oleh sinar matahari, akan membantu fotosintesis. Dua proses utama yang dapat menyebabkan hal tersebut adalah —*coastal upwelling* (*upwelling* di perairan pesisir) dan pencampuran massa air di lintang tinggi pada sirkulasi air dalam (*deep water circulation*). Gambaran profil vertikal konsentrasi nitrat dan fosfat dari tiga samudera utama dapat dilihat pada Gambar 4.4.

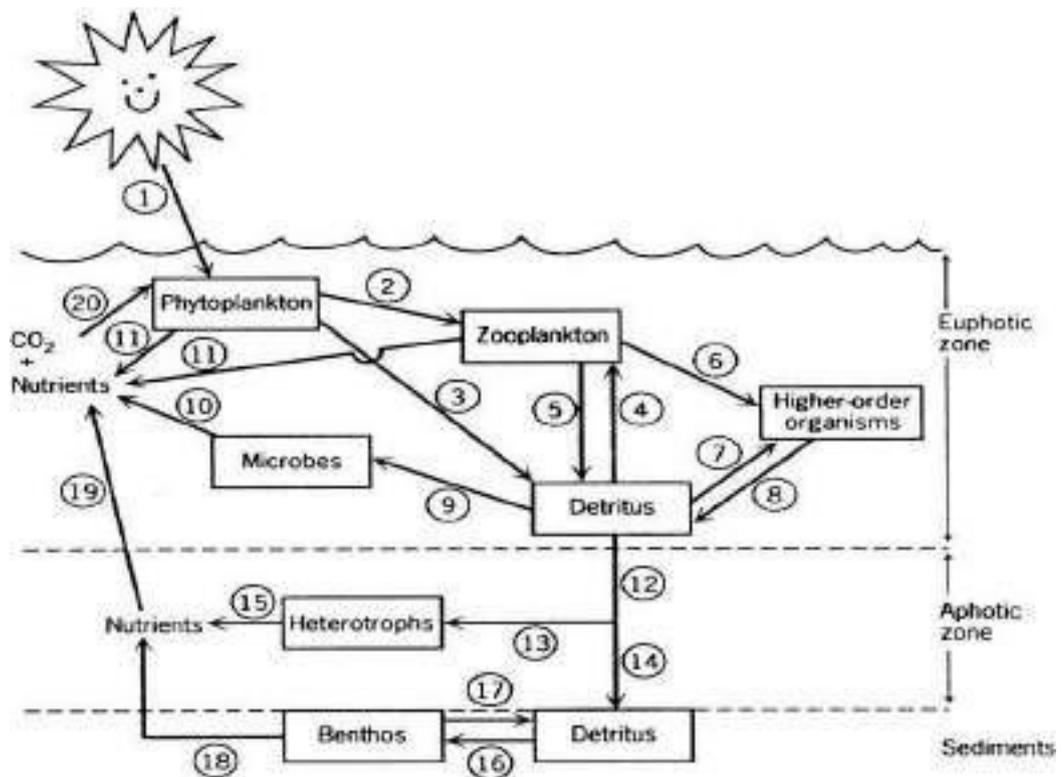


Gambar 4.3. Profil kedalaman (a) salinitas, (b) temperatur, (c) oksigen terlarut (O_2), (d) nitrat, (e) fosfat, (f) silikon terlarut (g) inorganik karbon terlarut total di daerah lintang menengah. Dikutip dari Libes (1992)

Fitoplankton dimakan oleh zooplankton, selanjutnya zooplankton dimakan oleh ikan, dan seterusnya dalam suatu rantai makanan. Selama proses tersebut berlangsung, respirasi terjadi baik oleh organisme tingkat tinggi maupun bakteri. Respirasi adalah kebalikan dari fotosintesis. Dengan kata lain, oksigen diambil dari larutan dan CO₂, nitrat dan fosfat dilepaskan ke dalam larutan. Laju fotosintesis dan respirasi teratur dalam keseimbangan yang baik di perairan permukaan, tetapi tidak betul-betul sama. Sebagian kecil unsur organik yang mati tenggelam ke perairan yang lebih dalam. Unsur-unsur organik yang tenggelam itu kemudian mengalami oksidasi oleh bakteri di air dalam dan menghasilkan CO₂, nitrat dan fosfat, dan mengkonsumsi O₂ (tanpa fotosintesis) (Gambar 4.5). Proses oksidasi oleh bakteri ini menyebabkan tingginya konsentrasi nitrat, fosfat, dan CO₂, dan rendahnya O₂ di perairan dalam (Gambar 4.3 dan 4.4).



Gambar 4.4. Profil kedalaman rata-rata nitrat dan fosfat terlarut di tiga samudera utama. Dikutip dari Berner dan Berner (1987)



Gambar 4.5. Siklus biogeokimia dari detritus material organik (Particulate Organic Matter – POM). (1) fotosintesis, (2) konsumsi (3) mati, (4) konsumsi detritus, (5) ekskresi POM dan mati, (6) konsumsi, (7) konsumsi detritus, (8) ekskresi POM dan mati, (9) degradasi oleh bakteri, (10) regenerasi nutrisi, (11) ekskresi nutrisi, (12) POM tenggelam, (13) konsumsi, (14) sedimentasi, (15) regenerasi nutrisi, (16) konsumsi, (17) ekskresi, (18) regenerasi nutrisi, (19) transportasi nutrisi secara vertikal, (20) asimilasi nutrisi. Dikutip dari Libes (1992)

4.1.3. Gas-gas Terlarut

Gas-gas utama (major gases) yang terdapat di laut adalah nitrogen (N_2), oksigen (O_2), dan karbon dioksida (CO_2). Gas-gas lain yang hadir dalam jumlah yang sedikit adalah helium (He), dan gas-gas —inert (tidak reaktif), yaitu neon (Ne), argon (Ar), Krypton (Kr), dan Xenon (Xe).

Gas-gas hadir di dalam air laut umumnya masuk melalui atmosfer. Beberapa gas jarang (*rare gas*) dapat hadir di dalam air laut melalui proses peluruhan radioaktif (*radioactive decay*) di dalam sedimen di dasar laut.

Kelarutan gas, atau kemampuan gas untuk masuk ke dalam larutan, tergantung pada tiga hal, yaitu: (1) temperatur gas dan larutan; kelarutan gas

meningkat dengan berkurangnya temperatur, (2) tekanan atmosfer parsial gas; kelarutan gas meningkat dengan meningkatnya tekanan, dan (3) kandungan garam dalam larutan (salinitas); kelarutan gas berkurang dengan meningkatnya salinitas. Kuantitas kandungan gas di dalam air laut, dengan pengecualian oksigen (O₂) dan karbon dioksida (CO₂), sangat ditentukan oleh ketiga faktor tersebut di atas. Gas-gas yang konsentrasinya dapat diprediksi, relatif tidak reaktif di dalam lingkungan laut. Oleh karena itu, bila kuantitas gas lebih tinggi atau lebih rendah dari pada yang ditunjukkan oleh ketiga faktor yang menentukan di atas, maka hal itu menunjukkan adanya sesuatu di lingkungan laut yang menyebabkan variasi itu. Oksigen dan karbon dioksida adalah gas-gas yang konsentrasinya dapat bervariasi secara independen terhadap faktor di atas. Kedua gas itu dengan demikian bersifat reaktif di dalam lingkungan laut.

a. Nitrogen

Kandungan nitrogen di dalam air laut adalah 64% dari seluruh kandungan gas terlarut di dalam air laut. Secara biologis, nitrogen terlarut di dalam air tidak penting, karena sebagian hewan tidak dapat memanfaatkan nitrogen bebas. Senyawa nitrogen yang penting bagi makanan sebagian besar hewan diperoleh dari tumbuhan dan hewan yang merupakan bagian dari rantai makanan (Gambar 8.6). Agar bisa dimanfaatkan, nitrogen bebas harus berada dalam bentuk senyawa. Organisme yang berperan dalam proses ini adalah bakteri pengikat nitrogen (*nitrogen-fixing bacteria*). Nitrat dihasilkan oleh reaksi kimia selama metabolisme tumbuhan dan hewan. Tumbuhan dan hewan itu kemudian menjadi sumber nitrogen bagi tingkat kehidupan lain yang lebih tinggi.

b. Oksigen

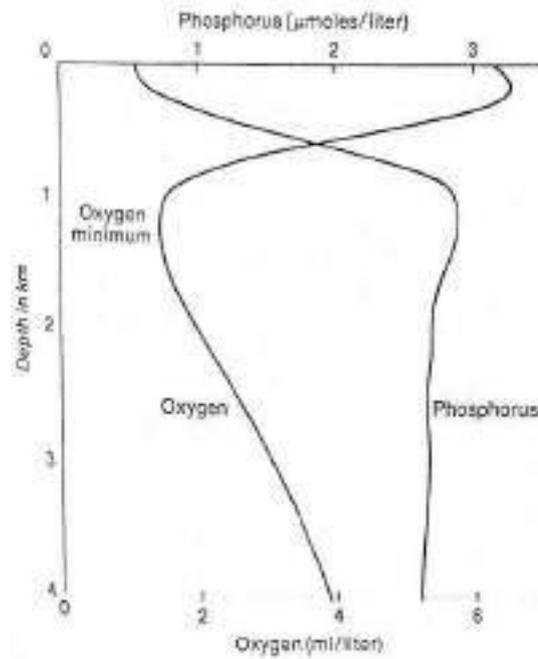
Air laut mengandung oksigen sebanyak 34% dari seluruh total gas yang terlarut di dalam air laut. Konsentrasi oksigen di dalam air laut sangat bervariasi. Di perairan permukaan (zona fotik), konsentrasi oksigen berkaitan

dengan temperatur. Makin tinggi temperatur, kelarutan gas makin rendah. Beberapa ratus meter di bawah zona eufotik, biasanya terdapat zona oksigen-minimum (*oxygen-minimum zone*) atau lapisan miskin oksigen (*oxygen-poor layer*) (Gambar 4.7). Zona itu terbentuk karena fenomena biologis.

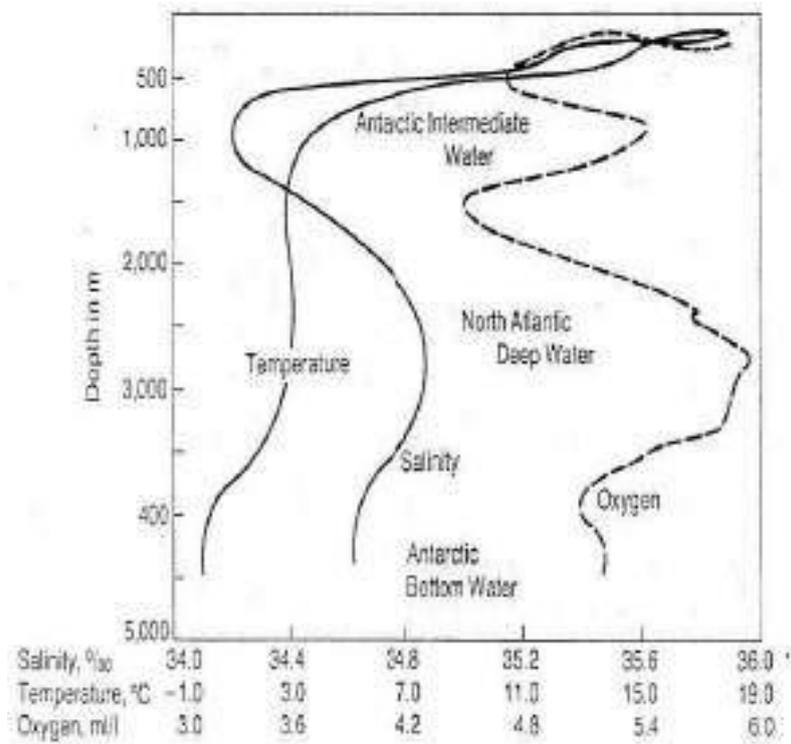
Air laut memiliki dua sumber oksigen, yaitu dari atmosfer dan fotosintesis. Seperti telah diuraikan sebelumnya, fotosintesis menghasilkan oksigen. Unsur- unsur organik dan oksigen dipergunakan dan dikonsumsi sebagian besar di dalam zona afotik oleh organisme, termasuk bakteri. Proses ini, yang disebut respirasi (*respiration*), menyebabkan oksigen dikonsumsi dan dikeluarkan sebagai gas dari air laut. Inilah yang menyebabkan terbentuknya zona oksigen- minimum.

Zona oksigen-minimum terjadi terutama karena respirasi hewan dan tumbuhan, dan karena oksidasi detritus material organik oleh bakteri. Ada tidaknya zona ini tergantung pada apakah deplesi oksigen oleh respirasi melewati oksigen yang diperbaharui oleh pencampuran antara air permukaan dengan air dalam. Peningkatan oksigen di bawah zona oksigen minimum dipercaya adalah karena pemasukan air yang kaya oksigen dari daerah kutub ke bagian samudera yang dalam (Gambar 4.7). Kehadiran oksigen di seluruh kedalaman air menunjukkan adanya sirkulasi dan interaksi diantara massa air dari berbagai tingkat kedalaman. Sementara itu, tingginya kandungan oksigen di lapisan permukaan laut (zona eufotik) adalah karena aktifitas fotosintesis dari fitoplankton dan pelarutan dari atmosfer.

Oksigen dipergunakan oleh hewan, bakteri, dan mikroorganisme heterotropik untuk respirasi. Tanpa oksigen, atau kekurangan oksigen, dapat menyebabkan kematian semua organisme tersebut.



Gambar 4.6. Pola distribusi vertikal konsentrasi oksigen dan fosfor di samudera. Dikutip dari Ross (1977)

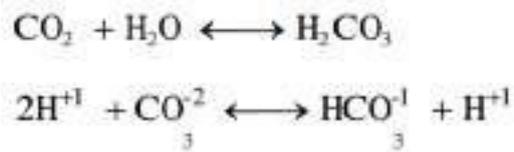


Gambar 4.7. Profil vertikal Temperatur, Salinitas, dan Oksigen yang diukur di Samudera Atlantik Selatan. Dikutip dari Ross (1977)

c. Karbon Dioksida

Gas karbon dioksida (CO₂) adalah penyusun air laut yang penting. Gas ini masuk ke dalam air laut sebagai gas terlarut, dan kemudian membentuk asam lemah H₂CO₃. Gas ini kemudian berkombinasi dengan air laut dan menghasilkan material karbonat yang banyak dijumpai di dalam batuan, koral, cangkang hewan laut dan berbagai sedimen laut.

Persamaan reaksi pembentukan karbonat itu adalah sebagai berikut:



Gas karbon dioksida diperlukan untuk proses fotosintesis oleh tumbuhan hijau di laut di siang hari. Di malam hari, karbon dioksida dihasilkan oleh proses respirasi. Selain dihasilkan secara alamiah, gas karbon dioksida juga dihasilkan oleh aktifitas manusia membakar bahan bakar fosil, seperti minyak bumi dan batubara. Produksi gas karbon dioksida secara berlebihan dapat meningkatkan temperatur atmosfer Bumi, yang dikenal sebagai efek rumah-kaca (*greenhouse effect*). Oleh karena itu, gas karbon dioksida juga disebut sebagai gas rumah- kaca (*greenhouse gas*). Kemampuan air laut menyerap gas karbon dioksida secara langsung mempengaruhi iklim global.

d. Hidrogen Sulfida

Gas hidrogen sulfida (H₂S) di dalam air laut hanya sekitar 0,5% dari total gas yang terlarut di dalam air laut. Meskipun demikian, gas ini penting untuk diperhatikan, karena gas ini menunjukkan aktifitas bakteri, pembusukan material organik, kondisi air yang stagnan (tanpa sirkulasi), rendahnya kandungan oksigen terlarut di dalam air, dan yang terpenting adalah bahwa gas ini bersifat racun yang mematikan organisme.

Bila suatu daerah terisolasi dari sumber oksigen yang potensial, maka mungkin terjadi sebagian besar atau semua oksigen di air dalam akan habis terpakai. Salah satu contoh daerah seperti ini adalah Laut Hitam. Air yang kosong oksigen disebut anaerobik (*anaerobic*) dan lingkungannya disebut lingkungan anaerobik. Materil organik di dalam lingkungan itu dapat mengalami dekomposisi oleh bakteri pereduksi sulfat (*sulfate-reducing bacteria*). Sulfida yang terbentuk dapat berkombinasi dengan hidrogen dan membentuk hidrogen sulfida (H₂S) yang sangat berbau (seperti telur busuk) dan mematikan bagi banyak organisme. Bila air-dalam di daerah anaerobik terbawa ke permukaan oleh suatu proses tertentu, biasanya menyebabkan terjadinya kematian massal organisme di perairan permukaan.

4.2. Sifat Kehadiran Unsur Kimia di Laut

Ion-ion utama (unsur mayor) di dalam air laut (Cl, Na, Ca, K, Mg, dan Sulfat) hadir dalam proporsi yang relatif konstan, karena *konsentrasinya di dalam air laut sangat dikendalikan oleh proses-proses fisika*, seperti penambahan dan pengurangan air. Dalam hal ini, proses fisika yang terjadi atau pergerakan material lebih cepat daripada proses kimia yang terjadi, sehingga proses kimia tidak berpengaruh. Oleh karena itu, unsur-unsur tersebut disebut sebagai **unsur konservatif** (*conservative elements*). Konsentrasi dari unsur-unsur konservatif proporsional satu sama lain dan sebanding dengan salinitas.

Selain dari unsur-unsur utama di atas, kehadiran unsur-unsur kimia di dalam air laut tidak dalam proporsi yang konstan. Konsentrasi unsur-unsur tersebut sangat ditentukan oleh reaksi kimia yang terjadi di dalam air laut dan sedimen di dasar laut, dan proporsional dengan salinitas secara tidak langsung. Oleh karena itu, unsur-unsur kimia tersebut disebut sebagai **unsur non konservatif** (*non conservative elements*). Walaupun sebagian besar unsur-unsur kimia di dalam air laut bersifat nonkonservatif, tetapi jumlahnya merupakan fraksi yang kecil dari total volume air laut.

Kehadiran unsur-unsur kimia di dalam suatu lingkungan adalah tidak tetap. Unsur-unsur kimia tersebut bisa masuk ke suatu lingkungan dan keluar lagi dari lingkungan itu. Waktu rata-rata yang diperlukan oleh suatu unsur berada di dalam suatu lingkungan atau reservoir sampai unsur tersebut dikeluarkan dari lingkungan atau reservoir itu melalui suatu proses transportasi disebut sebagai *residence time* (waktu-tinggal). Dalam keadaan seimbang (*steady state*), *residence time* didefinisikan sebagai berikut:

$$= \frac{\text{Residence Time (r)}}{\text{Jumlah total unsur didalam reservoir}} \\ = \frac{\text{Laju pemasukan atau pengeluaran dari unsur tersebut ke atau dari reservoir itu}}{\text{Jumlah total unsur didalam reservoir}}$$

Lamanya suatu unsur berada di dalam suatu lingkungan tergantung pada sifat unsur tersebut. Unsur-unsur yang reaktif memiliki *residence time* yang singkat. Unsur-unsur yang termasuk ke dalam kelompok ini adalah unsur-unsur yang di dalam susunan berkala unsur masuk ke dalam kelompok transisi, lantanida, dan aktinida.

Di dalam suatu lingkungan yang terbatas, misalnya sebuah teluk, *residence time* suatu unsur di dalam teluk tersebut juga ditentukan oleh keluar dan masuknya massa air dari dan ke dalam perairan teluk tersebut. Pemahaman tentang *residence time* dari suatu unsur kimia di dalam suatu lingkungan tertentu sangat penting bagi pengelolaan kondisi lingkungan tersebut.

Secara kimiawi, sifat reaktifitas unsur dapat ditentukan dari potensial ionik (*ionic potential*). Sifat ini didefinisikan sebagai perbandingan antara muatan ion terhadap radius ion. Unsur-unsur yang memiliki potensial ionik rendah, relatif tidak reaktif, dengan demikian cenderung untuk tetap berada di dalam larutan, dan waktu-tinggalnya relatif lama. Ion-ion unsur-unsur mayor masuk ke dalam kelompok ini. Unsur-unsur dengan potensial ionik tinggi bersifat reaktif, tetapi cenderung membentuk senyawa kompleks yang dapat larut (*soluble complex*).

Dengan demikian, unsur-unsur itu cenderung untuk tetap di dalam larutan tetapi tersebar merata di dalam samudera karena reaksi kimia yang dialaminya di dalam air laut. Unsur-unsur *biolimiting* termasuk di dalam kelompok ini. Unsur-unsur dengan potensial ionik menengah bersifat reaktif, tetapi cenderung membentuk endapan yang tak dapat larut (*insoluble precipitates*), terutama endapan hidroksida dan oksida. Akibatnya, unsur-unsur ini secara cepat dikeluarkan dari samudera dan *residence time*-nya singkat. Logam-logam transisi termasuk dalam kelompok ini.

C. PENUTUP

Soal Latihan

1. Sebutkan komposisi kimia air laut?
2. Apa perbedaan antara waktu pengadukan lautan dan waktu residen untuk air dalam lautan?

Bahan Bacaan

- Berner, E.K. and Berner, R.A., 1987. *Global Water Cycle: geochemistry and environment*. Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliff, New Jersey.
- Culkin, F., 1965. The Major Constituents of Sea Water. *In*: J.P. Riley and G. Skirrow (eds.), *Chemical Oceanography*, vol. 1, Academic Press, London, p. 121 – 161.
- Ingmanson, D.E. and Wallace, W.J., 1973. *Oceanography: an introduction*. Wordsworth Publishing Company, Inc., Belmont, California.
- Kaharl, V., 1999. Sounding out the ocean's secrets. *In*: *Beyond Discovery: the parth from research to human benefit*. National Academic of Sciences. [[Http://www2.nas.edu/bsi](http://www2.nas.edu/bsi)]. Akses: 10 Maret 2005.
- Libes, S.M., 1992. *An Introduction to Marine Biogeochemistry*. John Wiley & Sons, Inc., New York.
- Pickard, G.L. and Emery, W.J., 1995. *Descriptive Physical Oceanography: an introduction*, 5th (SI) Enlarged Edition. Butterworth-Heinemann, Ltd., Oxford.
- Ross, D.A., 1977. *Introduction to Oceanography*. Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, New Jersey.

- Supangat, A dan Muawanah. 2008. Pengantar Kimia dan Sedimen Dasar Laut. Pusat Riset Wilayah Laut dan Sumberdaya Non-hayati. Badan Riset kelautan dan Perikanan. Departemen Kelautan dan Perikanan
- Supangat, A dan Susanna. 2008. Oseanografi. Pusat Riset Wilayah Laut dan Sumberdaya Non-hayati. Badan Riset kelautan dan Perikanan. Departemen Kelautan dan Perikanan.
- Tchernia, P., 1980. Descriptive Regional Oceanography, Pergamon Press, Oxford, 253 p + 19 plates (English edition).
- Weisberg, J. and Parish, H., 1974. Introductory Oceanography. McGraw-Hill Kogashuka, Ltd., Tokyo.

BAB 5

SIFAT FISIS AIR LAUT

A. PENDAHULUAN

Bab ini memamparkan tentang sifat-sifat fisis air laut seperti suhu, salinitas, densitas, tegangan permukaan, transpransi, konduksi panas dan sifat-sifat fisis lainnya. Setelah mempelajari buku ini, mahasiswa diharapkan dapat :

- Mampu menjelaskan sifat-sifat anamoli air dibandingkan dengan unsur lain.
- Mampu menjelaskan karakter umum air laut

B. URAIAN BAHAN PEMBELAJARAN

Air adalah penyusun utama laut. Air laut tersusun dari sekitar 97% air, dan mempunyai beberapa karakteristik yang luar biasa dan sangat penting. Air memiliki titik didih yang tinggi sehingga air umumnya dijumpai pada fase cair. Sesungguhnya, air adalah cairan utama di Bumi.

Air sangat penting bagi proses kehidupan. Hal itu karena kemampuan air yang unik melarutkan hampir semua unsur dalam jumlah sedikit-sedikit. Selain itu, air penting karena peranannya yang utama di dalam mengendalikan penyebaran panas di Bumi.

Bumi adalah salah satu planet di dalam sistem tatasurya. Di antara planet-planet yang ada di dalam sistem tatasurya Matahari itu, Bumi sangat unik, karena adanya air bebas yang sangat banyak. Air bebas di Bumi bergerak di antara daratan, lautan dan atmosfer dalam suatu siklus yang disebut Siklus Hidrologi.

Air dari daratan masuk ke laut melalui aliran sungai-sungai dan air tanah. Di daratan, dalam perjalanan ke laut, air mengerosi batuan dan tanah, dan secara perlahan-lahan melarutkan bermacam-macam mineral dalam jumlah besar untuk selanjutnya dibawa masuk ke laut. Berkaitan dengan sifat-sifat air laut yang luar biasa itu, di dalam bab ini akan diuraikan berbagai sifat fisik dan kimia air laut yang utama.

5.1. Sifat Anomali Air

Pengetahuan mengenai properti air memberikan gambaran tentang karakteristik dari lingkungan lautan (Supangat dan Susanna, 2008). Massa molekul air adalah 18. Perbandingan air dengan komponen hidrogen yang lain menunjukkan bahwa air seharusnya beku pada temperatur -100°C dan mendidih pada temperatur -80°C , tetapi kenyataannya adalah pada temperatur 0°C dan 100°C (contoh, metana dengan massa molekul 16 beku pada temperatur 183°C dan mendidih pada temperatur -162°C). Densitas padatan lebih besar dari cairan dan densitas cairan biasanya berkurang cepat bila dipanaskan dari titik leleh, tetapi es lebih kecil dari air dan densitas maksimum air tawar pada temperatur 4°C . Sifat-sifat fisis Air disajikan pada Tabel 5.1.

Alasan untuk anomali air ini adalah karena struktur molekulnya. Molekul air mengandung satu atom oksigen yang terikat pada dua atom hidrogen. Sudut antara ikatan atom tersebut adalah 105° . Perbedaan elektrik antara atom oksigen dan hidrogen adalah atom hidrogen membawa muatan positif sementara atom oksigen membawa muatan negatif (Gambar 5.1). Oleh karena struktur kutub, molekul air mempunyai ketertarikan satu sama lain dan cenderung membentuk kelompok-kelompok yang diikat oleh ikatan intermolekul lemah yang disebut ikatan hidrogen.

Dengan bertambahnya temperatur air tawar diatas 0°C , energi molekul juga akan bertambah dan berlawanan dengan kecenderungan membentuk kelompok-kelompok parsial. Molekul secara individu dapat bersama lebih dekat mengisi ruang-ruang yang ada dan menambah densitas air. Walaupun demikian dengan bertambah tersebut, temperatur akan memberikan lebih banyak energi kepada molekul dan rerata jarak antaranya bertambah sehingga menyebabkan pengurangan densitas. Pada temperatur antara 0°C dan 4°C , pengaruh orde yang dominan adalah pada peningkatan temperatur termal.

Kombinasi dua pengaruh berarti densitas air tawar adalah maksimal pada 4°C.

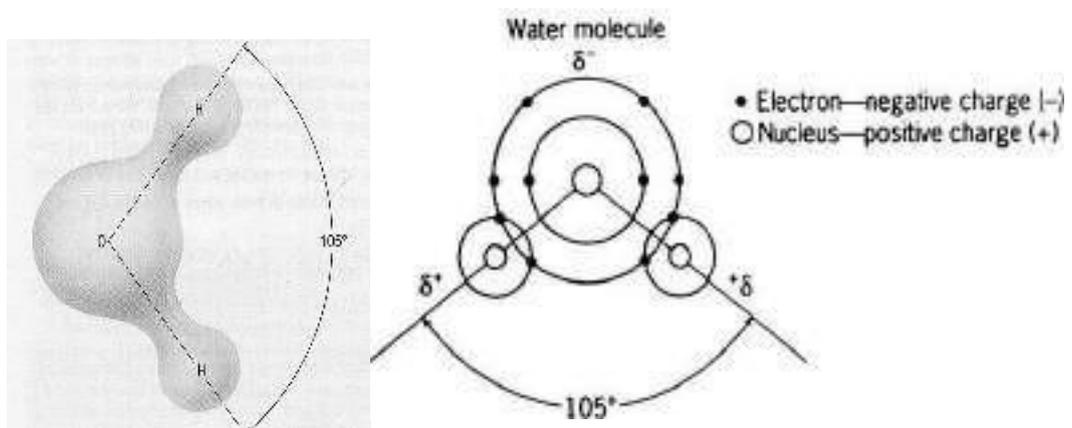
Tabel 5.1. Sifat Fisis Anomali Air

Sifat	Perbandingan Dengan Senyawa Lain
Tegangan Permukaan	Paling tinggi dari semua zat cair pada umumnya
Penghantaran panas	Paling tinggi dari semua zat cair pada umumnya, kecuali air raksa
Viskositas (10^{-3} NS/m²)	Relatif rendah dengan zat cair umum lainnya (menurun dengan meningkatnya suhu)
Panas laten penguapan (<i>Latent heat of vaporization</i>) adalah jumlah pertambahan atau kehilangan panas persatuan massa oleh perubahan zat dari zat padat ke gas atau gas ke padat tanpa disertai kenaikan suhu (kal/g).	Paling tinggi dari semua zat pada umumnya
Panas laten peleburan (<i>Latent heat of fusion</i>) adalah jumlah pertambahan atau kehilangan panas persatuan massa oleh perubahan zat dari fase padat ke fase cair atau cair ke padat tanpa disertai kenaikan suhu (kal/g).	Tertinggi dari semua zat cair kecuali Amoniak (NH ₃) dan sebagian zat padat
Kapasitas panas adalah jumlah panas/kalori yang dibutuhkan untuk menaikkan suhu 1 gram zat 1°C (kal/g/°C.)	Tertinggi dari semua zat cair kecuali Amoniak (NH ₃)
Densitas (kerapatan) yakni massa per satuan volume (g/cm ³ atau kg/m ³)	Densitas air maksimum pada 4°C
Daya larut (kemampuan melarutkan)	Melarutkan banyak zat dalam jumlah lebih besar daripada zat cair lain pada umumnya
Konstanta dielektrik (pada suhu 0°C = 87; 20°C = 80)	Tertinggi dari semua zat cair lain kecuali H ₂ O ₂ dan HCN

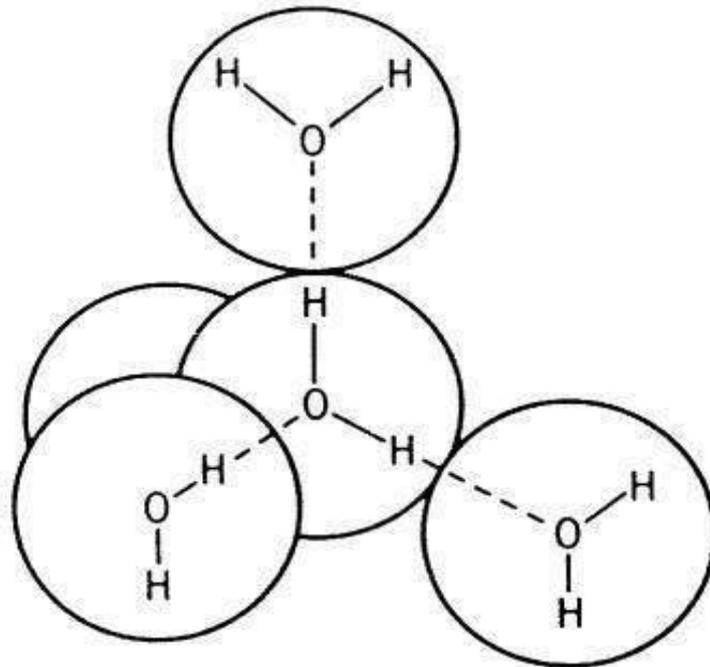
Tabel 5.2. Densitas air tawar pada temperatur berbeda (Supangat dan Susanna, 2008)

Temperatur (°C)	Kondisi	Densitas (kg m ⁻³)
-2	Padat	917,2
0	Padat	917,0
0	Larutan	999,8
4	Larutan	1000,0
10	Larutan	999,7

Ujung-ujung atom hidrogen memiliki muatan positif yang kecil, sedang dua pasangan elektron oksigen yang tidak berikatan membuat ujung atom oksigen memiliki muatan negatif. Kemudian, karena muatan itu memiliki penyebaran muatan yang tidak sama, maka disebut —*polar covalent bonds* yang bersifat —*bipolar*. Dua muatan positif dari atom hidrogen pada satu sisi dan dua muatan negatif ganda dari atom oksigen membuat molekul-molekul air bersifat —*bipolar*. Akibatnya adalah, molekul-molekul air yang berdampingan cenderung untuk bergabung bersama, tertahan oleh tarikan dari muatan yang berlawanan yang ada pada molekul yang berdampingan. Muatan positif atom hidrogen dari satu molekul tertarik dengan muatan negatif atom oksigen dari molekul yang lain, membentuk suatu ikatan yang disebut ikatan hidrogen (—*hydrogen bonds*) (Gambar 5.2).



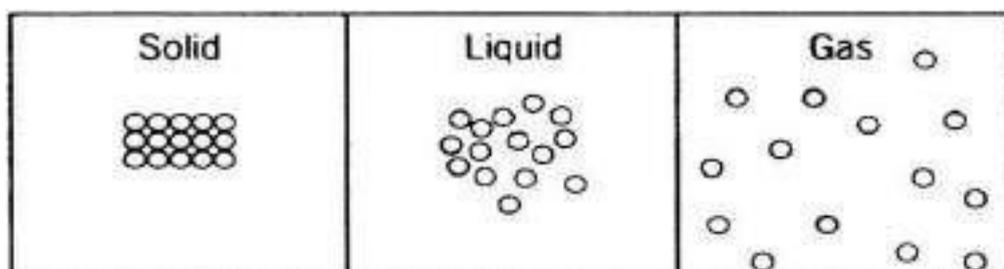
Gambar 5.1. Terpolarisasi secara listrik. Bagian oksigennya membawa muatan negatif; hidrogen membawa muatan positif (*The Open University, 1995*)



Gambar 5.2. Ikatan hidrogen diantara molekul-molekul air. Ikatan hidrogen ditunjukkan dengan garis putus-putus. Dikutip dari Libes (1992)

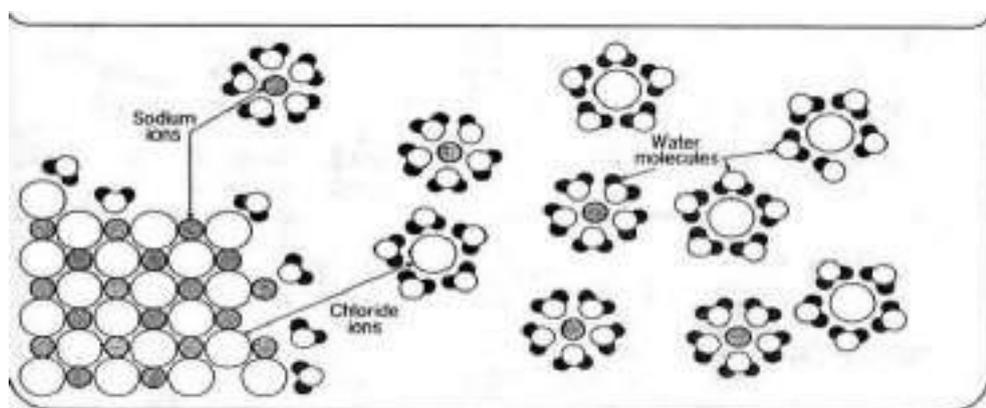
Ikatan molekul air yang bermuatan itu lebih kuat daripada ikatan molekul tanpa muatan. Keadaan itu membuat molekul air lebih stabil dan sulit terpisah untuk menjadi molekul-molekul air yang terpisah. Susunan molekul air adalah susunan molekul yang sangat stabil.

Air adalah satu-satunya unsur di alam yang dijumpai dalam tiga fase (fase padat, cair dan gas) secara bersamaan. Air dalam bentuk padat mempunyai susunan molekul yang sangat teratur, sedang bila berada dalam bentuk gas susunan molekulnya sangat jarang (Gambar 5.3).



Gambar 5.3. Distribusi molekul unsur dalam fase padat, cair, dan gas. Volume yang ditunjukkan dalam gambar adalah sama. Dikutip dari Libes (1992)

Penambahan garam kepada air tawar akan menyebabkan terjadinya perubahan sifat-sifat air. Penambahan ion garam ke dalam air menyebabkan molekul-molekul air terikat dan terbentuk hidrat. Garam adalah material padat yang atom-atomnya terikat satu sama lain dengan ikatan ionik. Ikatan tersebut adalah hasil dari tarikan elektrostatik antara ion-ion bermuatan positif (*cation*, kation) dan ion-ion bermuatan negatif (*anion*, anion). Bila garam dimasukkan ke dalam air, seperti natrium klorida (NaCl), akan **mengalami pelarutan karena kation-kation dan anion-anion secara elektrostatik menarik molekul-molekul air**. Kation-kation menarik kutub oksigen dari molekul air, dan anion-anion menarik kutub hidrogen. Karena dikelilingi oleh molekul-molekul air, ion-ion terlalu jauh untuk dapat saling menarik satu sama lain. Dengan demikian, **ikatan ionik rusak dan ion-ion dikatakan terlarut (*dissolved*) atau terhidrasi (*hydrated*)**. Proses tersebut digambarkan seperti pada Gambar 5.4.



Gambar 5.4. Dissolusi natrium (sodium) klorida di dalam air. Dikutip dari Libes (1992)

5.1.1. Tegangan Permukaan

Tegangan permukaan adalah suatu kekuatan yang terdapat pada batas antara air dan udara (permukaan air) yang cukup kuat untuk menyangga benda-benda kecil. Tegangan permukaan air adalah yang tertinggi dari semua zat cair umumnya. Hal ini disebabkan karena adanya ikatan hidrogen dalam air sehingga terbentuk kekuatan (ikatan) *kohesi* yakni suatu kekuatan yang

mempunyai kecenderungan bersatu padu menentang kekuatan dari luar yang akan memecahkan ikatan-ikatan ini, (Duxbury *et.al.*, 1991 dan Nyabakken, 1992).

5.1.2. Viskositas (*Viscosity*)

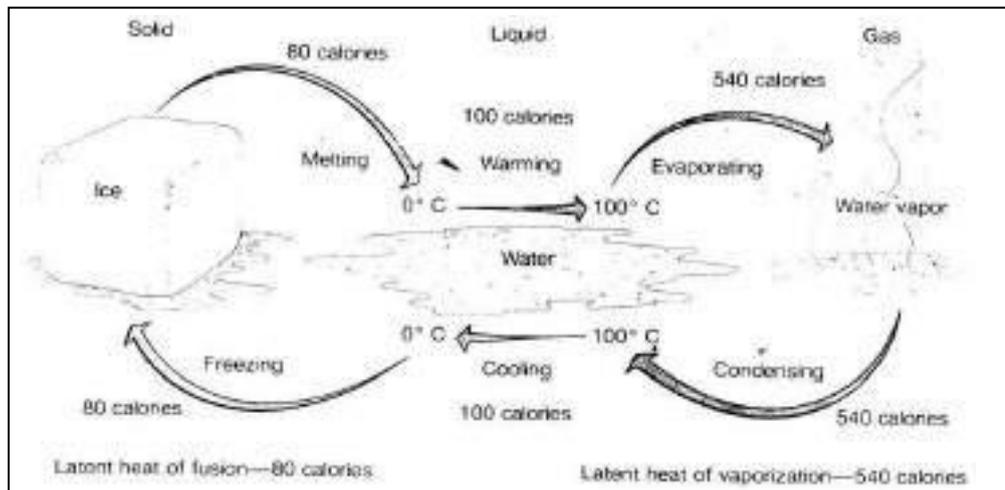
Viskositas adalah ketahanan suatu cairan untuk dialiri (dilewati), yang terjadi sebagai akibat adanya kohesi antara ikatan-ikatan hidrogen. Menurut Gross (1993) dan Nyabakken (1992), viskositas air relatif lebih rendah dibanding zat cair pada umumnya kecuali air raksa.

Viskositas air tawar menurun dengan meningkatnya temperatur, nilai tertinggi dicapai pada suhu 0°C adalah sebesar 1,79 NS/m² (Goldman dan Horne, 1983). Selanjutnya dikatakan oleh Gross (1993) bahwa tingginya viskositas air sangat berkaitan dengan bentuk polimerisasi yang dihasilkan, dimana pada suhu < 4°C dari molekul air yang terbentuk adalah polimer tinggi (tetrahedron) sehingga lebih banyak terjadi kohesi di antara molekul-molekul air yang menyebabkan tingginya viskositas air tersebut.

5.1.3. Panas Laten Peleburan (*Latent Heat of Fusion*)

Air mempunyai panas laten peleburan paling tinggi di antara cairan-cairan lain, sehingga untuk mencairkan es diperlukan sejumlah besar kalor dan dalam pembentukan es sejumlah besar kalor dilepaskan (Duxbury, *et.at.*, 1991 dan Nyabakken, 1992).

Pada Gambar 5.5 terlihat bahwa untuk mencairkan es menjadi cair pada suhu 0°C (melting point) akan memerlukan panas sekitar 80 kalori. Tingginya kalor yang dibutuhkan untuk peleburan es ini, disebabkan karena pada suhu 4°C polimer-polimer air yang terbentuk adalah polimer tinggi (polimer tetrahedron), sehingga dibutuhkan banyak kalor untuk memecahkan ikatan-ikatan hidrogen, dan begitupun sebaliknya untuk proses sebaliknya akan melepaskan jumlah kalor yang sama pula, (Duxbury, *et.at.*, 1991 dan Gross, 1993).



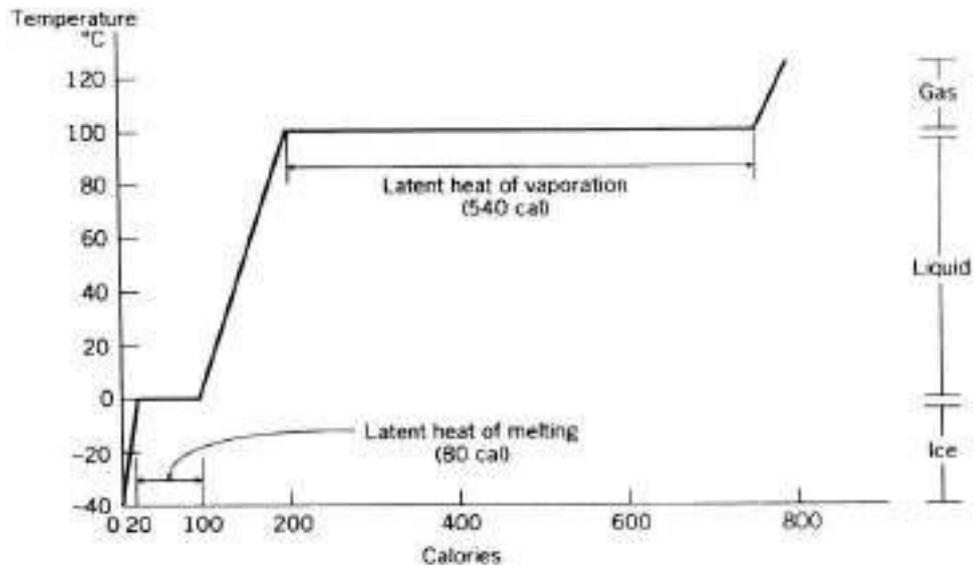
Gambar 5.5. Jumlah kalor yang dibutuhkan untuk mengkonversi suatu gram es ke air dan untuk mengkonversi air ke uap. Dimana untuk membalikkan proses tersebut akan membutuhkan jumlah panas yang sama, (Duxbury *et.al.*, 1991)

5.1.4. Panas Laten Penguapan (*Latent Heat of Vaporization*)

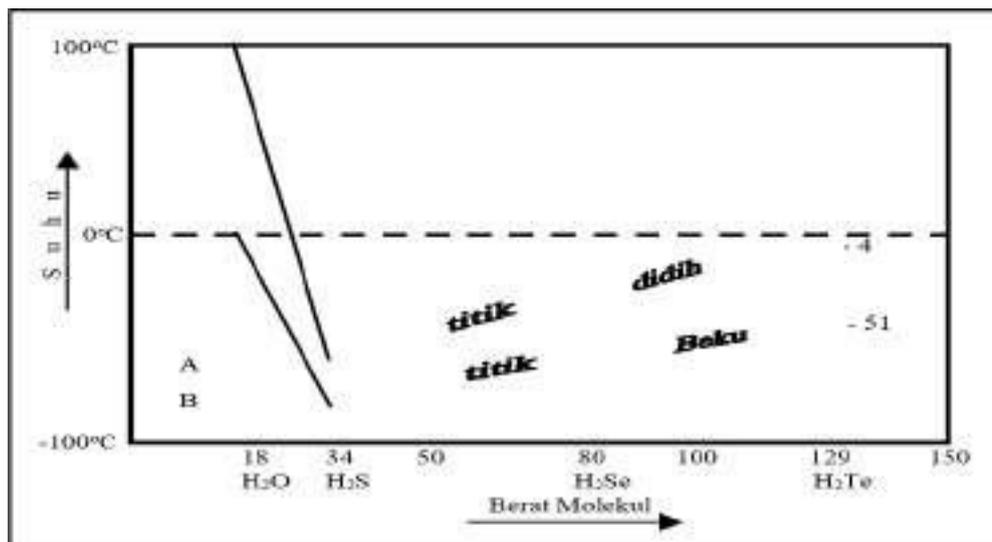
Karena adanya kekuatan hidrogen yang terdapat dalam molukul-molukul air menyebabkan air mempunyai kalor penguapan yang tinggi, sehingga air akan menguap lebih lambat bila dibandingkan dengan cairan lain yang molekulnya lebih sederhana.

Sebagai contoh (Gambar 5.6), untuk menguapkan suatu gram air pada suhu 100°C dibutuhkan kalori sebesar 540 kalori/gram begitupun untuk proses sebaliknya akan melepaskan kalori dalam jumlah yang sama.

Panas laten penguapan berhubungan juga dengan titik didih. Karena adanya kekuatan kovalen yang sangat kuat pada molekul air yang membentuk ikatan hidrogen. Di mana dengan ikatan hidrogen ini beberapa molekul air dapat bergabung dalam satu bentuk multiform molekul (polimerisasi) yakni 2, sampai 8. Hal inilah yang menyebabkan air mempunyai titik didih dan titik beku yang tinggi dibanding senyawa lain yang mempunyai rumus molekul sama, (Ross, 1970 dan Sidjabat, 1973), (Gambar 5.7).



Gambar 5.6. Transisi fase dari air yang disebabkan oleh perubahan kandungan panas. Garis lereng menunjukkan kapasitas panas. Dikutip dari Libes (1992)



Gambar 5.7. Penyimpangan titik didih dan titik beku air terhadap senyawa lain yang mempunyai rumus molekul sama. Grafik A adalah garis yang menghubungkan titik-titik didih dari H₂O, H₂S, H₂Se dan H₂Te. Grafik B menghubungkan titik-titik beku keempat senyawa diatas, (Sidjabat,1973)

5.1.5. Kapasitas Panas (*Heat Capacity*)

Specific heat (*“heat capacity”*, **kapasitas panas**) adalah banyaknya energi panas yang diperlukan untuk menaikkan temperatur suatu unsur dalam jumlah tertentu.

Adanya ikatan *kovalen* antara 2 atom hidrogen dengan 1 atom oksigen dan adanya ikatan antara 2 atau lebih molekul-molekul air untuk menyimpan sejumlah panas yang besar dengan perubahan temperatur yang kecil, sehingga air mempunyai kapasitas panas (bahang) yang tinggi, yakni 1 kal/g/°C. Kapasitas panas es adalah 0,05 kal/g/°C dan kapasitas panas uap air adalah 0,44 kal/g/°C. Tingginya kapasitas panas ini menyebabkan air merupakan penyangga yang kuat terhadap naik turunnya suhu oleh karena itu dapat melunakkan iklim, hal ini juga berarti bahwa kisaran suhu dalam suatu badan air lebih kecil daripada di udara (Duxbury, *et.al.*, 1991; Nyabakken, 1992 dan Gross, 1993).

Arti dari kapasitas panas dapat dipahami dari kasus berikut ini. Bila kita berada di pantai pada siang hari dan memasukkan satu kaki ke air laut sedang kaki yang satunya tetap berada di atas pasir. Kaki yang berada di dalam air akan merasakan air laut yang dingin sementara kaki yang dipasir akan merasakan panas. Mengapa hal itu bisa terjadi, sementara pasir dan air laut menerima energi panas dari sinar matahari dalam jumlah yang sama? Hal itu karena air menyerap panas dengan tanpa mengalami peningkatan temperatur, sedang pasir mengalami peningkatan temperatur.

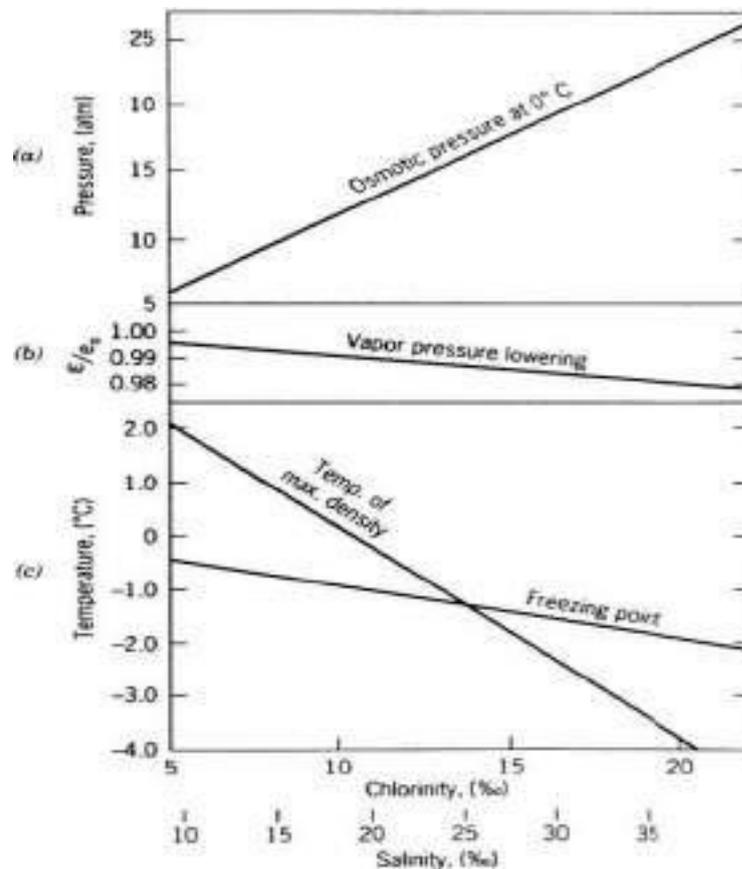
Tingginya kapasitas panas air penting bagi pengaturan iklim dan kehidupan di Bumi. Bila musim panas, energi panas dapat disimpan oleh laut. Panas yang disimpan itu akan dilepas lagi ke atmosfer pada saat musim dingin. Dengan demikian, samudera berperan memoderatkan iklim, mengurangi amplitudo variasi temperatur musiman.

Dengan demikian, panas laten yang tersimpan di dalam air laut adalah faktor penting di dalam pertukaran energi yang menciptakan sistem cuaca di seluruh dunia. Pertukaran energi panas antara samudera dan atmosfer juga merubah densitas massa air. Dengan demikian, energi panas juga berperan di dalam sirkulasi air samudera (tentang sirkulasi karena densitas akan dibicarakan kemudian).

Beberapa perubahan penting yang terjadi itu antara lain (Gambar 5.8) adalah:

- 1) **Kapasitas panas** (*specific heat, heat capacity*) akan turun seiring dengan kenaikan salinitas. Di pihak lain, pada air dengan salinitas normal, kapaitas panas akan naik seiring dengan naiknya temperatur. Dengan kata lain, bila temperatur air naik, maka akan makin sulit untuk melepaskan molekul air dari ion hidrat. Dengan demikian, titik didih air laut akan meningkat seiring dengan peningkatan salinitas.
- 2) **Densitas** meningkat seiring hampir linier seiring dengan peningkatan salinitas. Penambahan garam menurunkan temperatur densitas maksimum. Pada salinitas $> 20\%$, densitas maksimum terjadi pada temperatur di bawah titik beku normal (0°C).
- 3) **Titik beku menurun seiring dengan penambahan garam.** Karakter ini dikombinasikan dengan efek temperatur dan salinitas terhadap densitas (densitas air laut naik bila temperatur turun) memberi arti bahwa air dengan densitas tertinggi di samudera adalah air yang paling dingin dan paling tinggi salinitasnya. Air dengan densitas terendah adalah air dengan temperatur tinggi dan bersalinitas rendah.
- 4) Tekanan uap (ukuran seberapa mudah molekul air lepas dari fase cair masuk ke fase gas) makin turun seiring dengan peningkatan salinitas, karena garam cenderung membuat molekul air-bebas untuk penguapan berkurang. Air tawar akan menguap lebih mudah daripada air laut. Diperlukan panas yang banyak untuk meningkatkan tekanan uap sampai ke tekanan atmosfer, sehingga sehingga titik didih air makin tinggi dengan meningkatnya salinitas.
- 5) Tekanan osmosis air naik seiring dengan peningkatan salinitas. Tekanan osmosis berkaitan dengan aliran larutan melalui membran (selaput tipis berpori) *semipermeabel*. Banyak aliran meningkat seiring dengan peningkatan salinitas.
- 6) Penambahan garam akan meningkatkan viskosita air. Hal ini karena tarikan elektrostatis antara material terlarut dan air. Perbedaan viskositas

akan mempengaruhi kecepatan suara di dalam air. Pengetahuan tentang ini penting di dalam teknologi SONAR (*sound navigation ranging*).

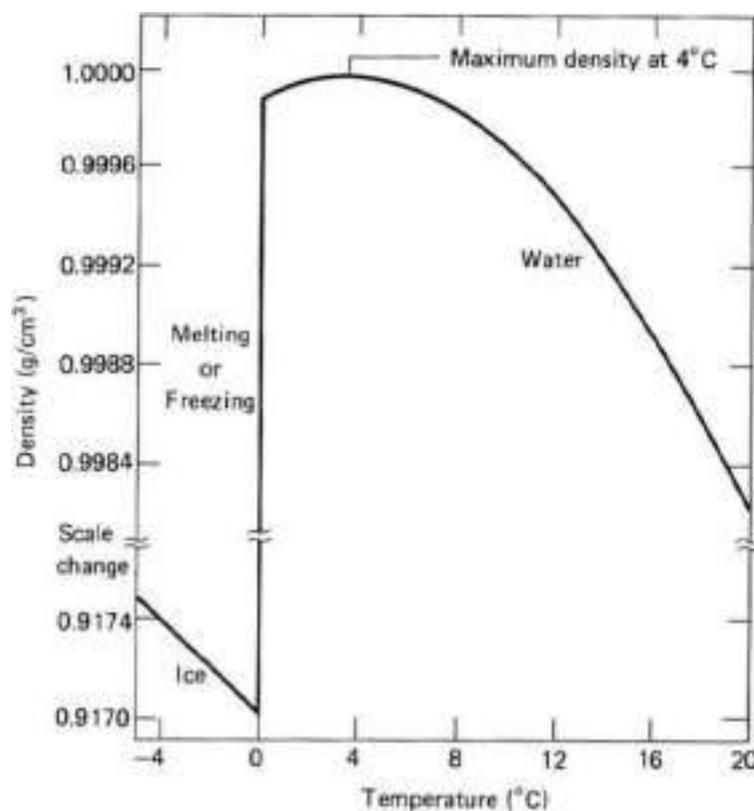


Gambar 5.8. (a) Tekanan osmosis, (b) tekanan uap, (c) titik beku dan temperatur densitas-maksimum sebagai fungsi salinitas. Dikutip dari Libes (1992)

5.1.6. Densitas (*Density*)

Densitas didefinisikan sebagai massa per unit volume (gr/cm^3). Salah satu dari polimer menghasilkan bentuk tetrahedron yaitu poligon yang berisi dimana sisi-sisinya adalah segitiga sama sisi. Densitas air adalah maksimum pada suhu 4°C karena terjadi kesetimbangan antara penyusutan dan pemuaian, di mana temperatur air adalah minimum dengan massa dan volume yang konstan. Pada suhu di bawah 4°C, pembentukan polimer tinggi dari air lebih dominan daripada penyusutan molekul-molekul air karena penurunan suhu, akibatnya pada penurunan suhu air dari 4°C, air akan terdiri dari

molekul-molekul tetrahedron di mana pada polimer-polimer ini terdapat celah-celah yang tidak berisi molekul H₂O. Hal ini menyebabkan volume air dalam bentuk padat bertambah, sedang massanya tetap, artinya densitas menurun, sehingga air dalam bentuk padat terapung di air. Di atas 4°C, polimer air terdiri dari polimer-polimer rendah, sehingga densitas air di atas 4°C semakin kecil apabila temperatur dinaikkan. (Ross, 1970 dan Sidjabat, 1973).



Gambar 5.9. Densitas air tawar dan es sebagai fungsi temperatur. Perhatikan bahwa densitas maksimum air tawar adalah pada temperatur 4 0C (Data dari Pauling 1953 dan Hutchinson 1957. Dikutip dari Berner dan Berner, 1987)

Suatu konsekuensi penting dari keterkaitan antara salinitas, temperatur densitas-maksimum, dan titik beku adalah:

- 1) Pada air dengan **salinitas < 26‰**, **temperatur densitas-maksimum lebih tinggi dari pada titik beku..** Dengan demikian, *bila air laut terus mendingin, akan terus makin tinggi densitasnya.* Karena

pendinginan dimulai dari permukaan, air permukaan akan lebih berat daripada air di bawahnya dan akan turun. Air yang di sebelah bawah, yang lebih hangat dan berdensitas lebih rendah, akan naik menggantikan air yang dingin dan, pada gilirannya air itu sendiri akan mengalami pendinginan dan turun. Dengan cara seperti inilah sirkulasi air-dalam terjadi, dan pembekuan akan terjadi bila seluruh tubuh air mengalami pendinginan sampai titik beku.

- 2) Pada air dengan **salinitas > 26‰**, **temperatur densitas-maksimum lebih rendah daripada titik beku**. Densitas air laut 33‰ – 37‰. Kalau air permukaan laut mengalami pendinginan *maka tidak mengalami anomali sifat densitas air tawar*. Karena titik beku air laut lebih tinggi daripada titik temperatur densitas maksimum, maka air akan tetap di dekat permukaan dan mengalami pendinginan lebih lanjut, meskipun titik beku tercapai dan suatu lapisan es terbentuk di permukaan. Lapisan es yang terbentuk di permukaan laut hampir seluruhnya air tawar. Dengan demikian, hubungan antara salinitas, temperatur densitas- maksimum, dan titik beku mencegah samudera membeku semuanya.

Menurut Tchernia (1980), perpotongan antara garis temperatur densitas maksimum dan titik beku terjadi pada salinitas 24,7 ‰ (psu: *practical salinity units*).

5.2. Karakter Umum Air Laut

Berikut diuraikan tentang tiga hal penting yang menggambarkan karakter umum air laut, yaitu temperatur, salinitas, dan densitas. Selain itu, juga diuraikan tentang kecepatan suara, sinar di laut, dan warna air laut. Kecepatan suara penting karena berkaitan dengan penerapan teknologi ekosounder dalam mempelajari laut, sinar di laut berkaitan dengan kehidupan organisme, dan warna air laut perlu dipelajari karena berkaitan erat dengan pengetahuan praktis berkaitan dengan berbagai fenomena atau kondisi laut yang tercermin pada warna air laut.

5.2.1. Temperatur Air Laut

Permukaan samudera mendapat panas dari tiga sumber, yaitu: (1) radiasi sinar matahari, (2) konduksi panas dari atmosfer, dan (3) kondensasi uap air. Sebaliknya, permukaan laut menjadi dingin karena tiga sebab, yaitu: (1) radiasi balik dari permukaan laut ke atmosfer, (2) konduksi panas balik ke atmosfer, dan (3) evaporasi. Sementara itu, di bawah permukaan laut, arus-arus horizontal dapat mentransfer panas dari satu kawasan ke kawasan lain.

Radiasi sinar matahari adalah sumber panas utama bagi Bumi. Sebagian dari radiasi itu yang sampai ke Bumi diserap dan sebagian yang lain dipantulkan oleh atmosfer. Radiasi yang diserap oleh atmosfer itu selanjutnya sampai ke permukaan Bumi dan dikenal sebut sebagai —*insolation* (insolasi). Insolasi yang sampai ke permukaan laut sebagian dipantulkan dan sebagian yang lain diserap oleh molekul-molekul air. Energi panas matahari yang diserap oleh molekul-molekul air itulah yang dapat menyebabkan air menguap.

Insolasi tidak konstan, melainkan bervariasi sesuai dengan posisi geografis dan waktu. Insolasi sinar matahari di suatu tempat di Bumi berkurang seiring dengan makin tingginya posisi lintang karena sudut sinar matahari yang sampai ke Bumi juga meningkat (Gambar 5.10).

Daerah ekuator adalah daerah yang menerima insolasi terbanyak karena posisi matahari berada pada sudut terbesar (90°) di atas ekuator. Sebaliknya, daerah kutub adalah daerah yang menerima insolasi paling sedikit, karena matahari berada pada posisi sudut yang kecil. Pengaruh sudut matahari adalah tiga kali. Di daerah lintang rendah, 1) sinar radiasi matahari tersebar di daerah yang sempit, 2) sinar matahari juga melewati ketebalan atmosfer yang lebih kecil, dan 3) sedikit insolasi yang dipantulkan dari permukaan Bumi. Pengaruh variasi geografis terhadap insolasi menyebabkan temperatur permukaan air meningkat seiring dengan menurunnya posisi lintang. Perubahan temperatur permukaan air laut harian terjadi karena rotasi Bumi. Sedang fluktuasi musiman adalah akibat dari gerak revolusi Bumi

mengelilingi Matahari dan sumbu orbit Bumi yang miring $23,5^{\circ}$ terhadap bidang orbit (Gambar 5.11).

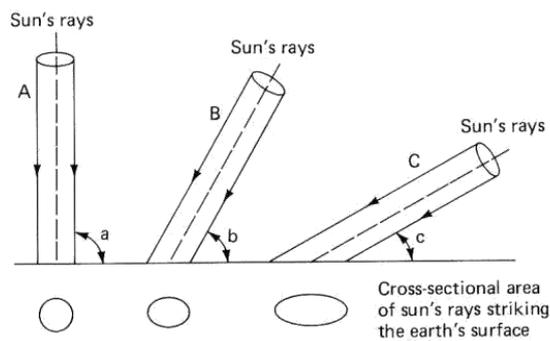
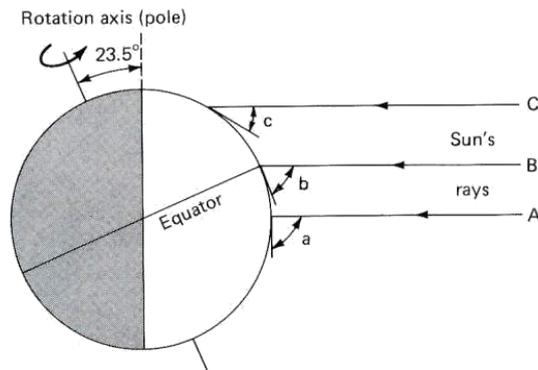
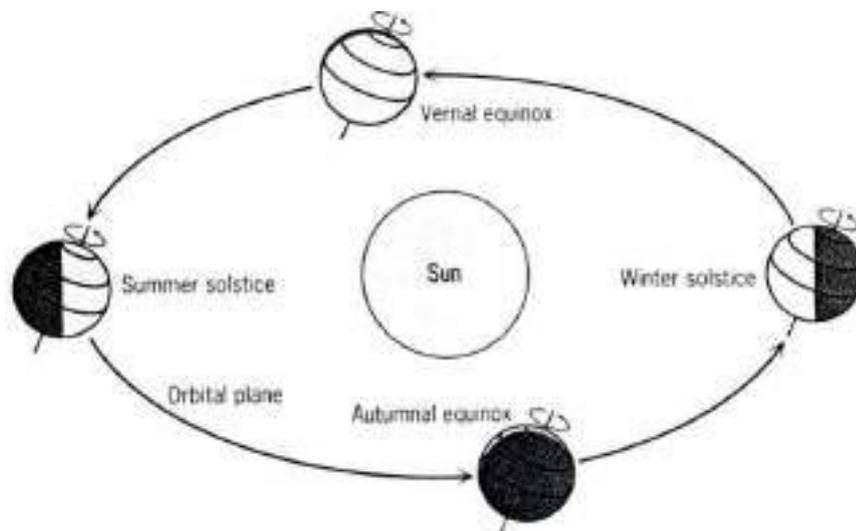


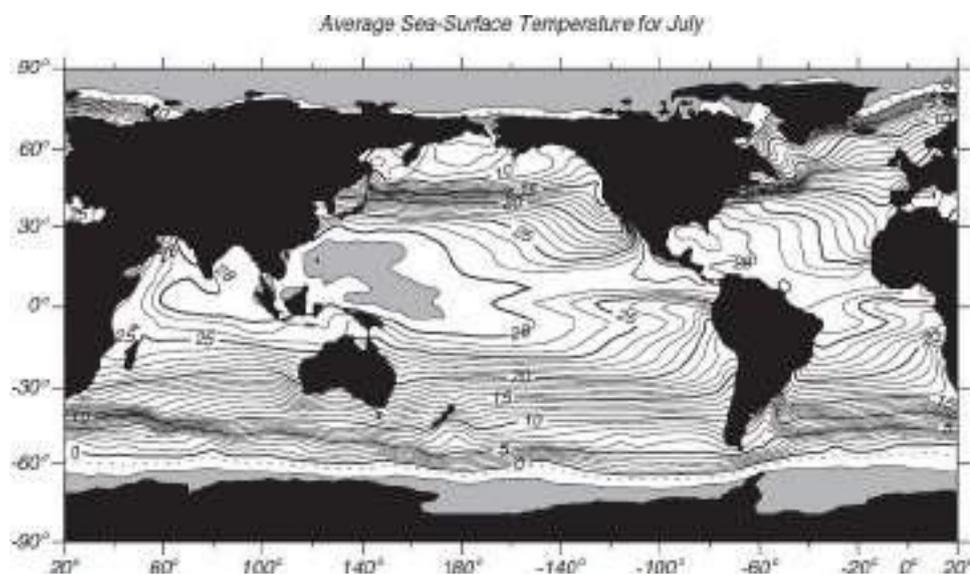
Figure 2.6 Schematic diagrams showing the variations of solar intensity (energy per unit area) with angle of incidence to the earth's surface. Lower angles (higher latitudes) result in the same energy spread out over a larger area and, thus, in a lower intensity of radiation. Scene depicted is for Northern Hemisphere winter. (Modified from A. Miller, et al. *Elements of Meteorology, 4th ed.* Copyright © 1983 by Charles E. Merrill Publ. Co. Reprinted by permission of the publisher.)

Gambar 5.10. Variasi intensitas penyinaran matahari sesuai dengan posisi lintang dan sudut datang sinar matahari. Dikutip dari Berner dan Berner (1987)

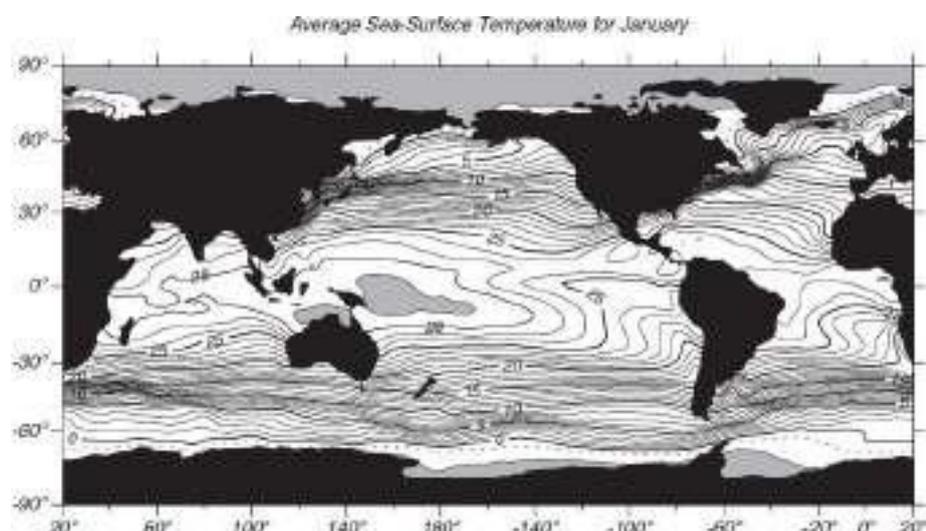


Gambar 5.11. Revolusi Bumi mengelilingi Matahari. Dikutip dari Libes (1992)

Distribusi temperatur di permukaan samudera terbuka memperlihatkan pola zonal (berzona-zona), dengan garis isotermal secara umum berarah timur—barat (Gambar 5.12 - 5.13). Di sepanjang sisi timur samudera, temperatur permukaan yang rendah sering terjadi karena —*upwelling* air dingin dari bawah permukaan, seperti di pantai barat Amerika pada bulan Juli dan Januari. Variasi temperatur permukaan dari daerah kutub utara dan selatan ke ekuator disajikan dalam Gambar 5.13.



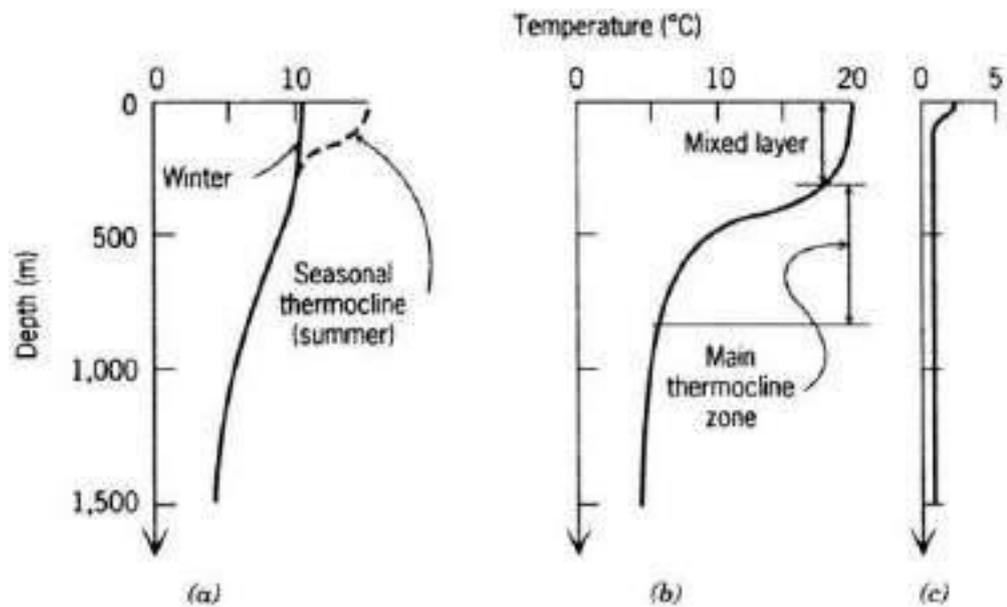
Gambar 5.12. Distribusi lateral temperatur permukaan di bulan Juli. Dikutip dari Stewart (2003)



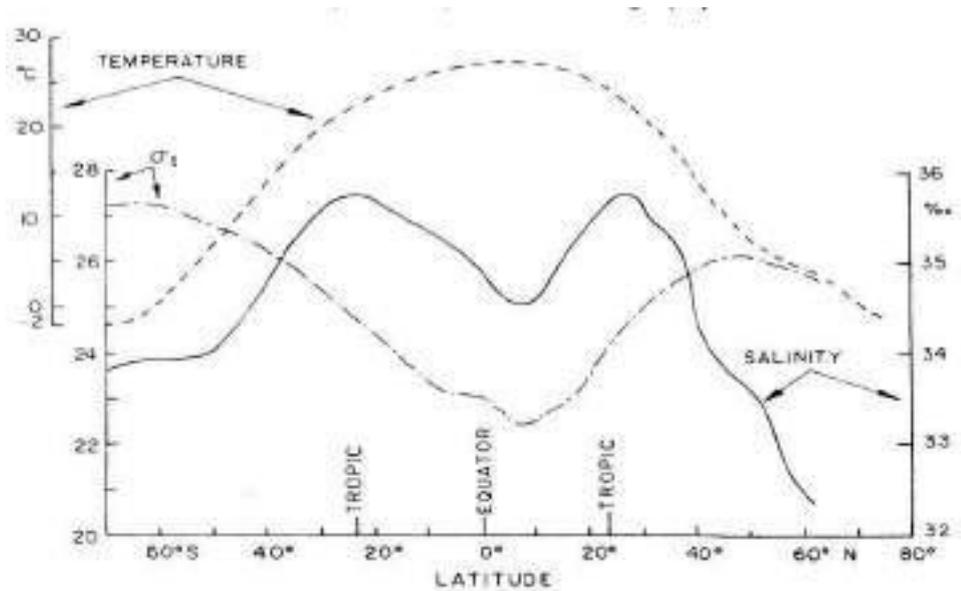
Gambar 5.13. Distribusi lateral temperatur permukaan di bulan Januari. Dikutip dari Stewart (2003)

Distribusi temperatur secara vertikal dapat dibagi menjadi tiga zona (Gambar 5.15), yaitu:

1. **Lapisan campuran (*mixed layer*)**. Zona ini adalah zona homogen. Temperatur dan kedalaman zona ini dikontrol oleh insolasi lokal dan pengadukan oleh angin. Zona ini mencapai kedalaman 50 sampai 200 meter.
2. **Termoklin (*thermocline*)**. Di dalam zona transisi ini, temperatur air laut dengan cepat turun seiring dengan bertambahnya kedalaman. Zona ini berkisar dari kedalaman 200 sampai 1.000 meter.
3. **Zona dalam (*deep zone*)**. Zona ini temperatur berubah sangat lambat atau relatif homogen.



Gambar 5.14. Profil vertikal temperatur samudera pada (a) lintang menengah, (b) lintang rendah, dan (c) lintang tinggi. Dikutip dari Libes (1992)



Gambar 5.15. Variasi temperatur, salinitas dan densitas permukaan menurut posisi lintang. Nilai rata-rata untuk seluruh samudera. Dikutip dari Pickard dan Emery (1995)

Termoklin di daerah kutub tidak terlihat, karena sebagian besar permukaan laut tertutup es pada musim dingin dan mendapat radiasi sinar matahari yang kecil pada musim panas. Di daerah tropis, termoklin dapat mendekat ke permukaan. Di daerah-daerah yang memiliki pemanasan musiman yang kuat, yaitu di daerah lintang menengah, air laut memiliki termoklin temporer atau musiman di lapisan permukaannya.

5.2.2. Salinitas Air Laut

Salinitas adalah ukuran yang dipergunakan untuk mengukur kandungan garam (*saltiness*) di dalam air laut. Unsur-unsur dalam bentuk ion yang melimpah menyusun kandungan garam di dalam laut adalah Cl^- , Na^+ , SO_4^{2-} , Ca^{2+} , K^+ . Ion-ion tersebut proporsinya di dalam air laut adalah konstan karena konsentrasinya ditentukan oleh proses-proses fisika. Karena sifatnya yang demikian itu, ion-ion tersebut disebut **ion konservatif** (*conservative ions*). Secara keseluruhan, semua unsur tersebut menyusun lebih dari 99,8% material yang terlarut di dalam air laut. Di antara ion-ion itu,

sodium (natrium, Na) dan klorin (Cl) menyusun sekitar 86%. Secara teoritis, salinitas didefinisikan sebagai banyak gram total ion-ion garam yang terlarut di dalam 1 kg air laut. Secara matematis definisi tersebut dapat dituliskan sebagai berikut:

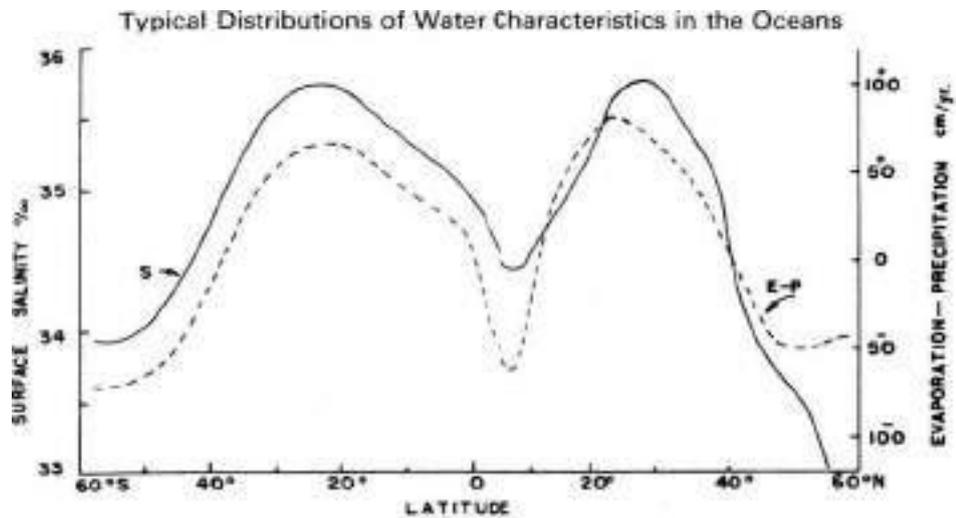
$$S (o/oo) = \frac{\text{gram ion inorganik terlarut}}{1 \text{ kg air laut}} \times 1.000$$

Pengukuran salinitas berdasarkan teori itu sangat sulit dilakukan dan terlalu lambat untuk dilakukan sebagai pekerjaan rutin. Hal itu terutama bila dilakukan di lapangan ketika penelitian dilakukan dengan menggunakan kapal. Cara yang paling akurat dan teliti untuk mengukur salinitas adalah dengan menggunakan salinometer induktif, yang mengukur konduktifitas sampel air laut.

Sebanyak 99% air laut di samudera mempunyai **salinitas antara 33%o sampai 37%o, dengan rata-rata 35%o yang ekuivalen dengan larutan garam 3,5%.** Di Laut Baltik, yang banyak curah hujan dan aliran sungai masuk ke dalamnya, tercatat salinitas terendah, yaitu 12%o. Di Laut Merah, yang sedikit masukan air tawar dan berevaporasi tinggi, tercatat salinitas tertinggi, yaitu 40 sampai 42%o.

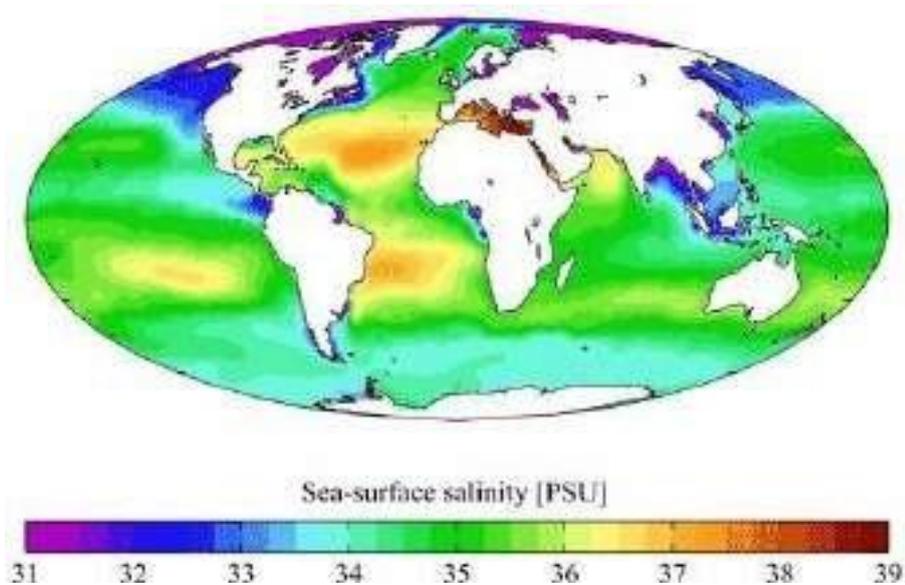
Salinitas air permukaan laut sangat ditentukan oleh evaporasi dan presipitasi. Salinitas akan naik bila evaporasi naik dan presipitasi turun (Gambar 5.16). Faktor-faktor lain yang dapat juga mempengaruhi salinitas air laut adalah pembekuan es, masuknya air sungai ke laut dan pencairan es.

Perubahan salinitas sangat dipengaruhi oleh struktur geografis, masukan air tawar dari sungai-sungai besar, curah hujan, penguapan dan sirkulasi massa air selain itu pengaruh dari posisi lintang sangat mempengaruhi perubahan salinitas dimana salinitas maksimum pada daerah lintang 20° Utara dan 20° selatan dan menurun ke arah lintang tinggi dan kearah khatulistiwa (Sidjabat, 1973; Gross, 1990).

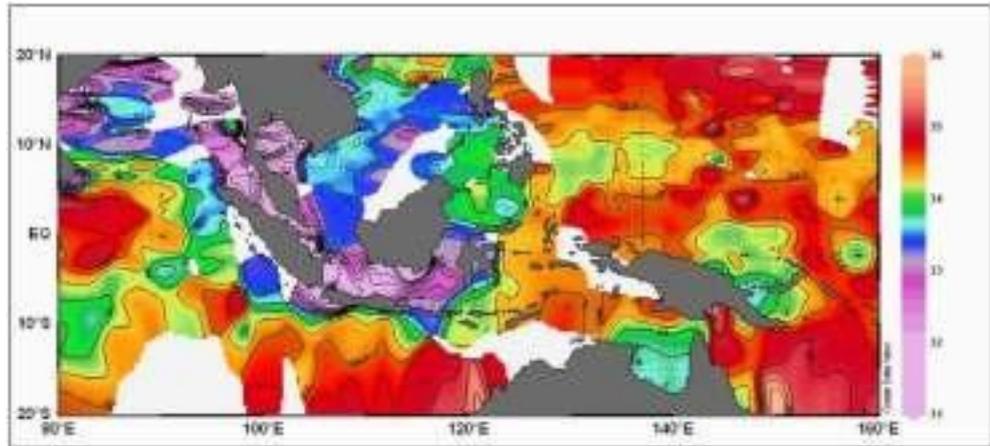


Gambar 5.16. Salinitas permukaan (S, rata-rata untuk semua samudera) dan perbedaan antara evaporasi dan presipitasi (E-P) menurut posisi lintang. Dikutip dari Pickard dan Emery (1995)

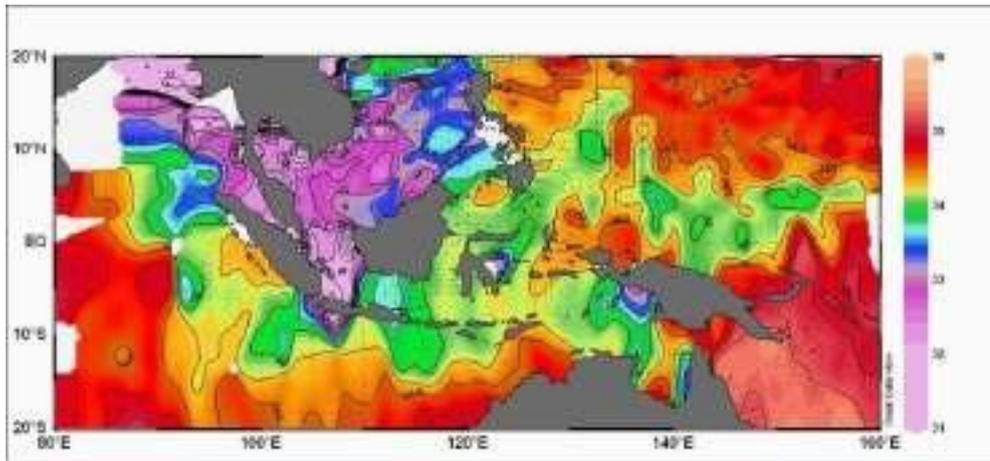
Pola distribusi salinitas air permukaan laut pada dasarnya berzonasi, walaupun zona- zona yang ada tidak sejelas temperatur (Gambar 5.17). Distribusi salinitas permukaan rata-rata memiliki nilai minimum di sebelah utara equator dan nilai maksimum di daerah sub-tropis, yaitu kira-kira 25^o Lintang Utara dan Lintang Selatan. Salinitas minimum dan maksimum tampak di setiap samudera. Nilai salinitas menurun ke arah lintang tinggi.



Gambar 5.17. Pola distribusi salinitas permukaan di perairan samudera

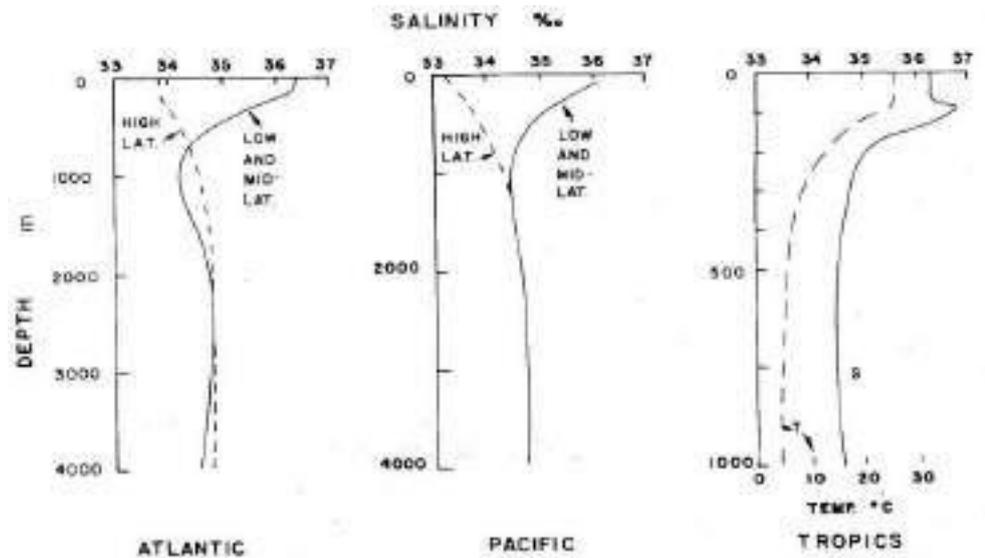


Gambar 5.18. Pola distribusi salinitas permukaan di perairan Asia Tenggara bulan Januari



Gambar 5.19. Pola distribusi salinitas permukaan di perairan Asia Tenggara bulan Januari

Seperti halnya temperatur, profil vertikal salinitas air laut bervariasi sesuai dengan posisi lintang. Berbeda dengan profil temperatur, profil vertikal salinitas tidak memperlihatkan adanya pola seragam seiring dengan pertambahan kedalaman. Seperti diperlihatkan pada Gambar 5.20, di daerah berlintang menengah dan rendah, air-dalam cenderung memiliki salinitas yang lebih rendah daripada air permukaan. Di daerah berlintang tinggi, di daerah kutub, salinitas permukaan lebih rendah daripada salinitas air dalam.



Gambar 5.20. Tipe profil vertikal salinitas di samudera terbuka. Dikutip dari Pickard dan Emery (1995)

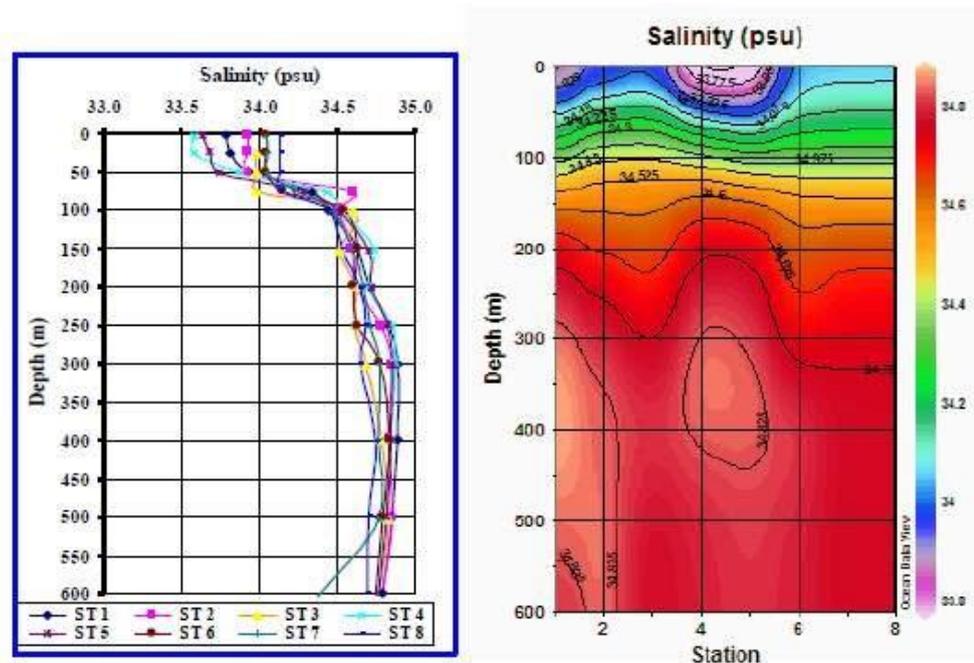
Profil salinitas memperlihatkan adanya tiga atau empat zona (Gambar 5.20), yaitu:

- 1) **Lapisan campuran** (*mixed layer*). Ketebalannya 50 sampai 100 meter, dan mempunyai salinitas seragam. Daerah tropis dan daerah berlintang tinggi dan menengah, memiliki salinitas permukaan tinggi, sedang daerah berlintang tinggi memiliki salinitas rendah.
- 2) **Haloklin** (*halocline*), adalah zona dimana salinitas mengalami perubahan besar.
- 3) **Zona dalam** (*deep zone*) adalah zona di bawah haloklin sampai dasar laut, dan memiliki salinitas relatif seragam.
- 4) Di daerah berlintang rendah dan menengah, terdapat salinitas minimum pada kedalaman 600 sampai 1000 meter.

Sebagia contoh hasil dari survei oseanografi yang dilakukan oleh Kapal Baruna Jaya dari Puslitbang Oseanologi – LIPI bekerjasama dengan Dinas Hydro- Oseanografi TNI AL di sepanjang perairan selatan Jawa-Sumbawa di Samudera Hindia. Pada transek I salinitas permukaan umumnya lebih kecil (33,63 – 34,13 psu) bila dibanding transek yang lain. Secara umum perubahan

variasi salinitas permukaan seluruh stasiun penelitian hanya berkisar 33,63 – 34,24 psu.

Profil menegak salinitas pada Transek I sebagaimana terlihat pada Gambar 5.21, menunjukkan bahwa perubahan salinitas sangat dipengaruhi kedalaman, dimana salinitas akan naik dengan bertambahnya kedalaman. Kisaran salinitas pada kedalaman di atas 100 meter lebih bervariasi bila dibanding dengan kedalaman di bawahnya (> 100 meter) perubahan salinitasnya tidak bervariasi nyata. Menurut Ross (1970) salinitas akan mencapai maksimum pada lapisan di bawah haloklin (600 – 1000 m) akan tetapi perubahannya relatif kecil.



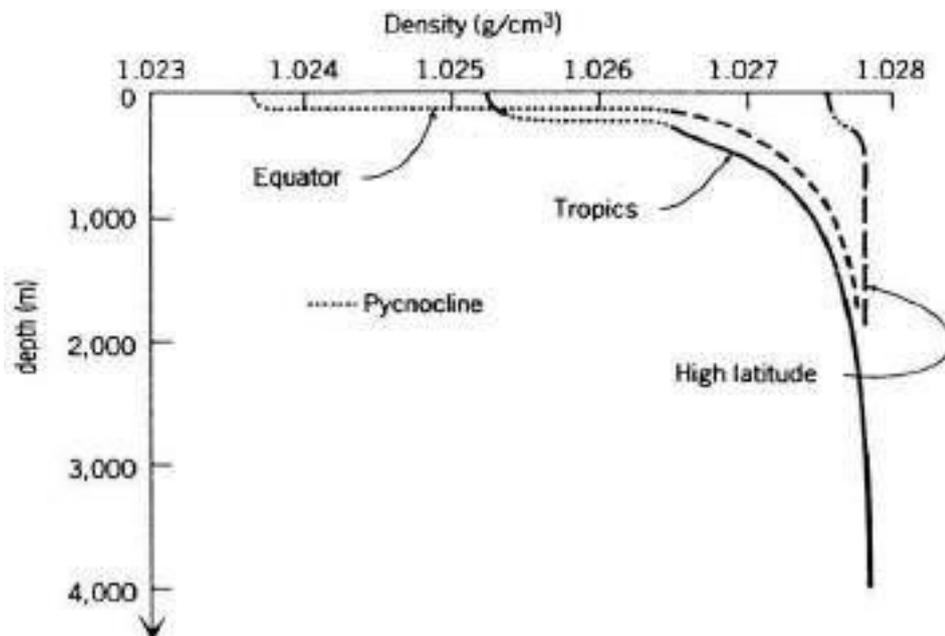
Gambar 5.21. Profil Menegak (a) dan Melintang (b) Salinitas pada Transek I

Kondisi ini disebabkan karena pengaruh pencampuran massa air dari Arus Munson dengan salinitas rendah meskipun Arus Sakal Samudera Hindia dengan salinitas tinggi mengalir di bagian Selatan Arus Munson (Rochford 1966 dalam Najid, 1999) dan pengaruh massa air dari Selat Sunda dengan salinitas rendah turut mempengaruhi perairan Selatan Jawa (Wrytki, 1961).

5.2.3. Densitas Air Laut

Nilai densitas air laut dikontrol oleh tiga variabel yang berinteraksi sangat kompleks, yaitu salinitas, temperatur, dan tekanan. Secara umum, densitas meningkat dengan meningkatnya salinitas, meningkatnya tekanan (atau kedalaman), dan turunnya temperatur. Densitas air laut dapat dihitung bila ketiga variabel itu dapat diketahui. Di permukaan laut, perubahan densitas air laut terjadi karena proses-proses evaporasi atau pemanasan yang terjadi di permukaan laut.

Profil vertikal densitas (Gambar 5.22) memperlihatkan bahwa pengaruh yang kuat dari temperatur terhadap densitas, terutama di daerah lintang rendah dan menengah. Di kedua daerah tersebut, termoklin menghasilkan perubahan gradien densitas yang kuat yang disebut piknoklin (*pycnocline*). Di daerah berlintang tinggi, kutub, tidak terlihat adanya piknoklin yang kuat.



Gambar 5.22. Profil vertikal densitas samudera. Dikutip dari Libes (1992)

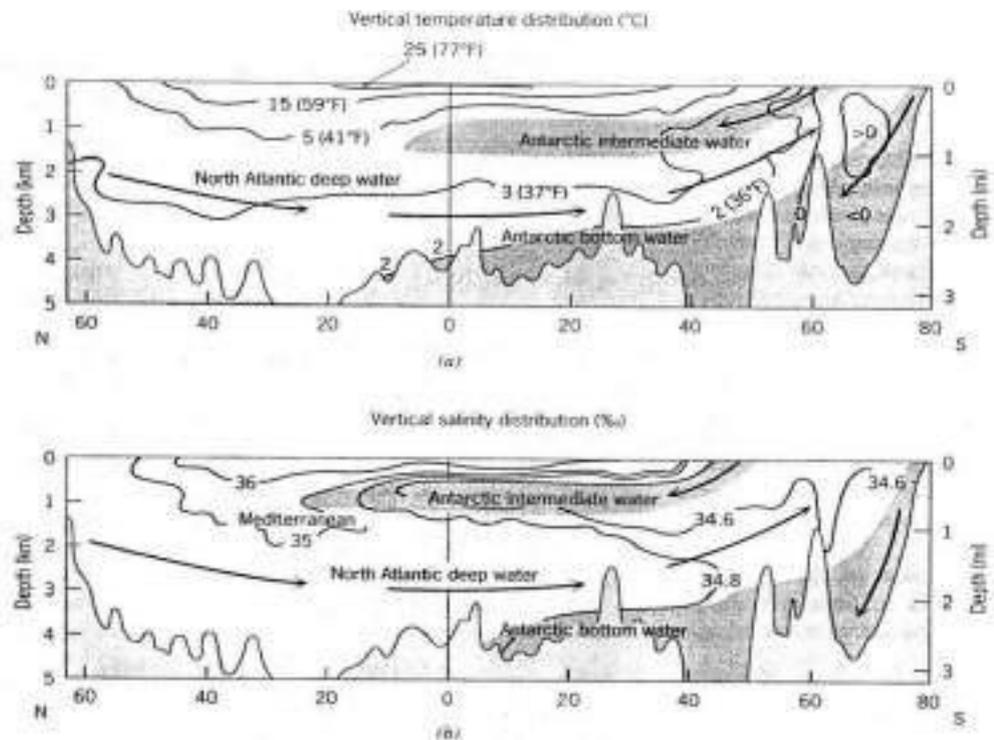
Stratifikasi densitas di daerah lintang rendah dan menengah adalah sebagai berikut:

- 1) **Lapisan atas**, dengan ketebalan sekitar 100 meter, mempunyai densitas hampir seragam.

- 2) **Piknoklin** (*pycnocline*), yaitu zona dimana densitas bertambah dengan cepat seiring dengan bertambahnya kedalaman.
- 3) **Zona dalam**, adalah zona di bawah piknoklin, dengan densitas meningkat sangat pelan dengan bertambahnya kedalaman.

Stratifikasi vertikal densitas menghambat terjadinya pencampuran air laut secara vertikal. Banyak energi yang diperlukan agar dapat terjadi pencampuran vertikal di kedua kawasan tersebut. Di daerah berlintang tinggi, kutub, lebih sedikit energi yang diperlukan untuk terjadinya pencampuran vertikal. Hal itu karena di daerah tersebut tidak terdapat piknoklin yang kuat.

Stratifikasi densitas dan perbedaan densitas diantara dua massa air di laut-dalam mencerminkan asal-usul proses permukaan laut. Perubahan densitas disebabkan oleh pemanasan dan pendinginan, evaporasi, penambahan air tawar, dan pendinginan oleh es di laut (Berner dan Berner, 1987). Di daerah berlintang tinggi, air di permukaan memiliki densitas yang lebih tinggi dari pada air permukaan di daerah berlintang rendah, karena pengaruh pendinginan dari udara dan dari pembentukan es. Di tempat-tempat tertentu di Samudera Atlantik di utara dan di selatan, air permukaan memiliki densitas yang lebih tinggi dari pada air yang ada di bawahnya. Karena gaya gravitasi dan gaya apung, air dengan densitas tinggi akan bergerak turun ke dalam laut dan air dengan densitas rendah bergerak naik ke permukaan laut. Kecenderungan ini menyebabkan terjadinya gerakan air laut dengan cara adveksi (*advection*), yaitu gerakan air laut horizontal dan vertikal, seperti yang terjadi pada sirkulasi termohalin (*thermohaline circulation*) (Gambar 5.18). Penurunan temperatur di daerah lintang tinggi meningkatkan densitas air laut. Karena densitasnya yang tinggi air laut turun (tenggelam) hingga mencapai tingkat kedalaman dengan densitas yang sesuai. Arus konveksi ini adalah contoh dari gerakan adveksi vertikal. Penenggelaman yang berlanjut menyebabkan air-dalam tertekan secara horizontal di sepanjang daerah dengan densitas yang sesuai, yang menghasilkan arus laut dalam. Arus laut dalam ini adalah contoh adveksi horizontal.



Gambar 5.23. Sirkulasi termohalin. (a) memperlihatkan gradien temperatur, (b) memperlihatkan gradien salinitas. Dikutip dari Libes (1992).

5.2.4. Suara di Laut

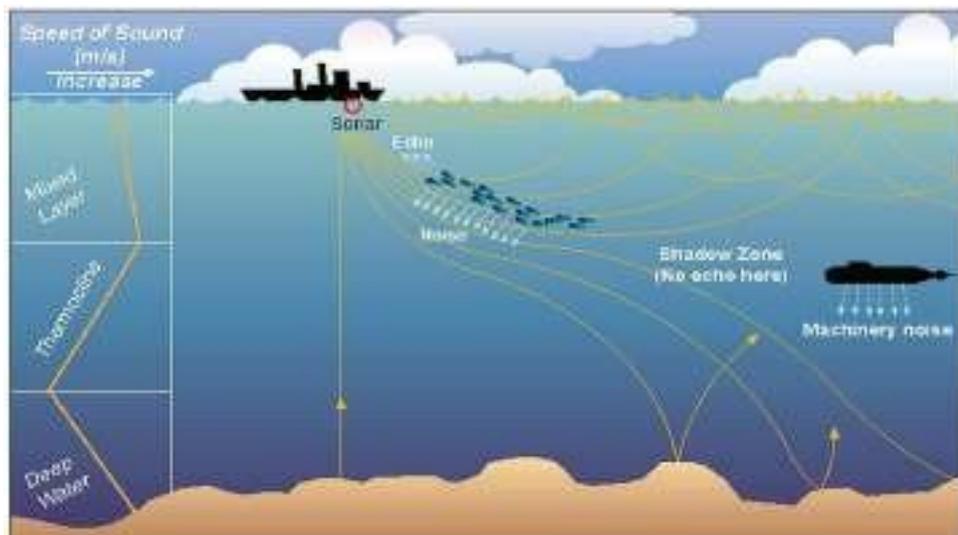
Suara di dalam air adalah alat yang sangat penting bagi para ahli oseanografi. Suara dipakai untuk mengukur kedalaman laut, seperti yang dipergunakan para ahli geologi untuk mempelajari karakter dan ketebalan kerak Bumi. Para ahli oseanografi biologi dapat mempergunakan suara untuk mendeteksi dan mempelajari organisme laut. Bagi angkatan laut, suara dipergunakan untuk mendeteksi kapal selam dan menentukan posisi suatu objek di dasar laut.

Kecepatan suara di laut tergantung pada temperatur, salinitas, dan tekanan (kedalaman). Kecepatan suara di dalam air laut berkisar dari 1400 sampai 1570 meter per detik. Kecepatan suara meningkat dengan meningkatnya temperatur, salinitas, dan kedalaman. Kecepatan suara di dalam air dengan salinitas 34,85‰ dan temperatur 0 °C adalah 1445 m/dt. Peningkatan salinitas sebesar 1% akan meningkatkan kecepatan sebesar 1,5 m/dt; peningkatan temperatur 1 °C akan meningkatkan kecepatan suara 4

m/dt; peningkatan kedalaman 1000 m akan meningkatkan kecepatan sekitar 18 m/dt.

Profil kecepatan suara di dalam samudera dapat dibagi menjadi tiga zona (Gambar 5.24), yaitu:

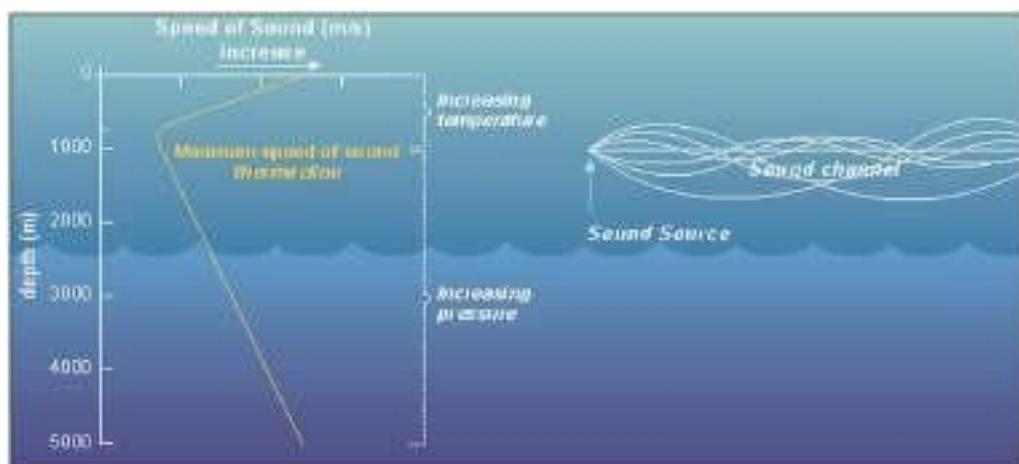
4. Zona permukaan (ketebalan 100 – 150 m). Di dalam zona ini, kecepatan suara meningkat dengan bertambahnya kedalaman karena pengaruh tekanan (kedalaman).
5. Zona tengah (dapat mencapai kedalaman 1500 m). Di dalam zona ini, kecepatan suara berkurang karena berkurangnya temperatur secara cepat (termoklin).
6. Zona bawah (di bawah 1500 m). Di dalam zona ini kecepatan suara meningkat dengan meningkatnya tekanan (kedalaman), sedang temperatur relatif konstan.



Gambar 5.24. Pola rambatan suara di laut. Menurut R.A.Fosch seperti yang dikutip oleh Victoria Kaharl, 1999, *Sounding out the ocean's secrets*, dalam *Beyond Discovery: The Path from Research to Human Benefit*, National Academic of Sciences

Gelombang suara, seperti gelombang samudera, dapat mengalami refraksi dan dengan demikian akan membelok ke daerah kecepatan suara rendah. Refraksi gelombang berkombinasi dengan variasi vertikal kecepatan suara di dalam laut dapat menghasilkan zona bayangan (*shadow zona*) dan saluran

suara (*sound channels*) (Gambar 5.24). Zona bayangan adalah suatu daerah dimana relatif sedikit suara yang menembusnya. Zona ini terjadi di bagian atas samudera ketika gradien kecepatan suara positif (peningkatan kecepatan suara) berada di atas gradien kecepatan suara negatif (penurunan kecepatan suara) dan suara berada di dalam zona gradien positif (Gambar 5.25). Suara mengalami refraksi ke arah atas di dalam daerah gradien positif dan ke arah bawah di dalam daerah gradien negatif, dan menghasilkan zona bayangan.



Gambar 5.25. Posisi saluran suara di laut. Dikuti dari Victoria Kaharl, 1999, *Sounding out the ocean's secrets*, dalam *Beyond Discovery: The Path from Research to Human Benefit*, National Academic of Sciences

Saluran suara terjadi di dalam area dimana kecepatan suara mencapai nilai minimum. Suara yang terjadi dan merambat di dalam zona bernilai minimum ini mengalami refraksi ke atas dan ke bawah ke daerah berkecepatan lebih rendah dan dengan demikian kembali masuk ke dalam zona bernilai minimum. Di dalam zona ini, hanya sedikit energi yang hilang karena penyebaran vertikal, dan suara dapat disalurkan sampai ribuan kilometer. Kecepatan suara minimum umumnya terjadi pada kedalaman sekitar 150 m. Zona saluran suara ini disebut saluran SOFAR (*sound fixing and ranging*).

Ketika suara merambat di dalam air, energinya berkurang karena tersebar, diserap, dan terhamburkan. Suara hilang karena tersebar sebanding dengan jarak lintasannya. Suara dapat diserap oleh air dan dikonversi menjadi panas.

Suara dapat dihamburkan oleh partikel-partikel, organisme laut, gelembung-gelembung gas, dan dasar laut. Suara juga dapat dipantulkan oleh berbagai objek yang mengenainya dari kolom air-dasar laut-hingga lapisan dasar di laut.

Bunyi atau suara adalah pemampatan mekanis gelombang longitudinal yang merambat pada suatu medium (cair, padat maupun gas). Atau kecepatan getar osilasi/frekuensi yang diukur dalam satuan getaran Hertz (Hz) dan amplitudo dengan satuan tekanan suara decibel (dB). Batas suara frekuensi bunyi yang dapat didengar oleh telinga manusia berkisar antara 20 Hz sampai 20 kHz, suara diatas 20 kHz disebut dengan ultrasonik dan dibawah 20 Hz disebut infrasonik.

Gelombang bunyi merupakan gelombang longitudinal, yaitu gelombang yang terdiri atas partikel-partikel yang berosilasi searah dengan gerak gelombang tersebut, membentuk daerah bertekanan tinggi dan rendah (rapatan dan renggangan) Gambar 5.25. Tiga syarat agar bunyi bisa terjadi yaitu ada sumber bunyi, ada medium, dan ada pendengar. Bunyi dihasilkan oleh benda yang bergetar, getaran tersebut merambat melalui medium menuju pendengar. Sama seperti gelombang lainnya, sumber gelombang bunyi merupakan benda yang bergetar, energi dipindahkan dari sumber dalam bentuk gelombang bunyi. Selanjutnya, bunyi dideteksi oleh telinga, otak, kemudian bunyi diterjemahkan dan manusia bisa memberikan respon terhadap bunyi yang didengar. Misalnya, ketika kita mendengarkan suara lagu dari radio, kita meresponnya dengan ikut bernyanyi atau sekadar menggoyangkan kaki. (Amri, 2019).

Gelombang bunyi dapat bergerak melalui zat padat, zat cair, dan gas, tetapi tidak bisa pada kondisi vakum, karena di tempat vakum tidak ada partikel zat yang akan mentransmisikan getaran (Tabel 1). Gelombang bunyi terdiri dari molekul-molekul udara yang bergetar merambat ke segala arah sehingga menghasilkan wilayah tekanan tinggi dan tekanan rendah, gelombang bertekanan tinggi dan rendah secara bergantian bergerak, menyebar di udara dari sumber bunyi.

Tabel 5.1. Cepat Rambat Gelombang Bunyi dalam berbagai Medium

Material	Cepat Rambat Bunyi (m/s)
Gas	
Udara (200C)	344
Helium (200C)	9999
Hidrogen (200C)	1330
Cairan	
Helium Cair (4K)	211
Air Raksa (200C)	1451
Air (00C)	1402
Air (200C)	1482
Air (1000C)	1543
Air Laut (250C)	1530
Padatan	
Alumunium	6420
Timah	1960
Baja	5941

Sumber : Young dan Freedman, 2004

Banyak hewan yang dapat mendengar bunyi yang frekuensinya di atas 20.000 Hz. Misalnya, kelelawar dapat mendeteksi bunyi yang frekuensinya sampai 100.000 Hz, dan anjing dapat mendengar bunyi setinggi 50.000 Hz. Kelelawar menggunakan ultrasonik sebagai alat penyuar gema untuk terbang dan berburu. Kelelawar mengeluarkan decitan yang sangat tinggi dan menggunakan telinganya yang besar untuk menangkap kembali suara setelah mengenai mangsanya. Gema tersebut memberitahu kelelawar mengenai lokasi mangsa atau rintangan yang ada di depannya (misalnya pohon atau dinding gowa) (Amri, 2019).

Gelombang bunyi merambat dengan kecepatan tertentu. Kecepatan bunyi bervariasi antara 330 m/s hingga 5.400 m/s.

$$v = \frac{s}{t}$$

Keterangan : v = cepat rambat bunyi (m/s)
s = jarak (m)

t = waktu (s)

Cepat rambat bunyi di udara sekitar 330 m/s. Karena bunyi adalah gelombang, cepat rambat bunyi dapat dituliskan:

$$v = \frac{\lambda}{T} \lambda f$$

Keterangan : v = cepat rambat bunyi (m/s)
λ = panjang gelombang (m)
T = periode (s)
f = frekuensi (Hz)

Cepat rambat bunyi dalam suatu zat padat bergantung pada modulus Young (E) dan kerapatan atau massa jenis dari zat padat tersebut.

$$v = \sqrt{\frac{E}{\rho}}$$

Keterangan : v = cepat rambat bunyi (m/s)
E = modulus Young (N/m²)
ρ = massa jenis zat (kg/m²)

Cepat rambat bunyi bergantung pada medium letak bunyi tersebut berada. Di udara, kecepatan bunyi bergantung pada suhu udara dan jenis-jenis partikel yang menyusun udara tersebut. Rumus kecepatan bunyi di udara (gas) dapat dituliskan:

$$v = \sqrt{\frac{\gamma RT}{M}}$$

Keterangan : v = cepat rambat bunyi (m/s)
γ = konstanta adiabatik
R = konstanta umum gas (8.31 joule/mol K)
T = suhu mutlak gas (oK)
M = Massa relatif gas (kg/mol)

Cepat rambat bunyi dalam zat cair bergantung pada modulus Bulk (B) dan kerapatan atau massa jenis dari zat tersebut.

$$v = \sqrt{\frac{B}{\rho}}$$

Keterangan : v = cepat rambat bunyi (m/s)
 B = modulus Bulk (N/m²)
 ρ = massa jenis zat (kg/m²)

5.2.5. Sinar di Laut

Sinar matahari hanya dapat menembus lapisan permukaan laut. Kedalaman penetrasi cahaya menentukan ketebalan zona **eufotik** (*euphotic zone*), yaitu zona tempat terjadinya fotosintesis yang menghasilkan unsur-unsur organik oleh tumbuhan. Zona eupotik membentang dari permukaan laut sampai kedalaman yang hanya 1% sinar dapat masuk. Kedalam zona ini sangat bervariasi. Di Laut Mediterania dan Karibia, zona eupotik menacapai kedalaman 100 sampai 160 m. Di daerah dekat pantai, penetrasi sinar matahari hanya sampai 15 m.

Tumbuhan adalah sumber makanan yang utama bagi organisme di laut. Oleh karena itu, ketebalan zona eupotik sangat penting. Tumbuhan plankton umumnya tidak dapat tumbuh di kedalaman dengan sinar yang tersedia <1%. Dengan demikian, sebagian besar produktifitas terjadi di dekat permukaan.

Kedalam penetrasi sinar matahari ke dalam laut tergantung pada empat faktor utama, yaitu (1) tutupan awan, (2) sudut inklinasi sinar matahari yang mencapai permukaan Bumi, (3) banyaknya material inorganik yang tersuspensi, dan (4) densitas populasi organisme plankton.

5.2.6. Warna Laut

Pengamatan tentang warna lautan sudah dilakukan sejak abad 19. Hal ini dimulai dengan melihat hubungan antara kedalaman dan kecerahan dengan menggunakan alat secchi disk yakni suatu piringan putih dengan ukuran tertentu yang diturunkan kedalam kolom air dan dan mengamati sampai kapan alat tersebut hilang dari pandangan. Dari hasil pengamatan ini ternyata didapatkan selain hubungan antara kecerahan dan turbidity juga ada hubungan antara sifat optik terutama karakteristik ekstingsi dengan kedalaman dan

kecerahan, dimana koefisien ekstingsi berbanding terbalik dengan kedalaman dan kecerahan.

Pengamatan yang dilakukan para peneliti seperti Kalle (1938-1939) dan Joseph (1950) dalam Neumann dan Pierson (1966) telah meninjau ulang tentang sifat optik air. Dari hasil pengamatan tersebut didapatkan bahwa komposisi spektral cahaya yang masuk *-under light* pada permukaan laut dapat menentukan warna laut sebenarnya dipengaruhi oleh adanya efek penyerapan kolektif (*selective absorption*) dan penghamburan (*scattering*). Selain itu cahaya yang masuk kedalam air laut jernih memiliki intensitas maksimum pada λ (panjang gelombang) maksimum $0,477\mu$ yang dihubungkan dengan Skala Forel pada nomor 0. Warna biru (*deep blue*) adalah warna yang masih nampak pada kedalaman antara 50-60 m pada laut jernih.

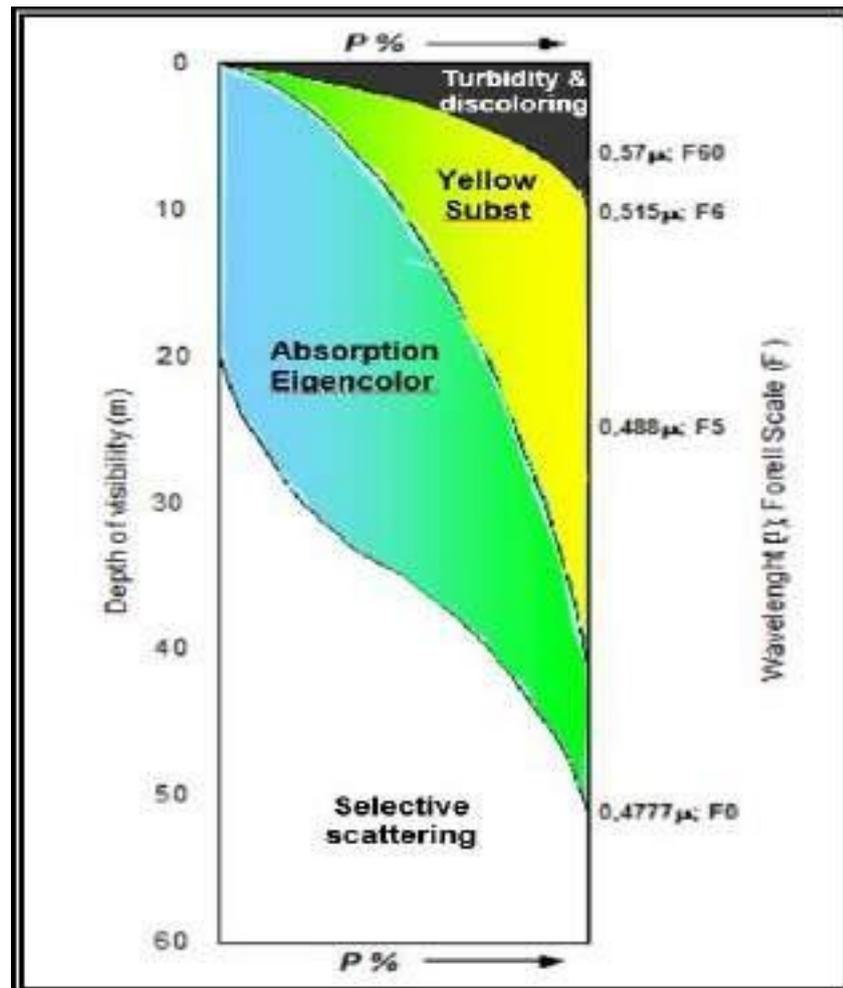
Selanjutnya dikatakan juga bahwa dengan meningkatnya turbidity (kekeruhan) akan menyebabkan perubahan warna oleh adanya 3 efek yang berbeda (*selective scattering, natural absorptive color* dan *yellow substances*) ditambah adanya *discoloring* oleh material tersuspensi.

Pada air laut yang jernih maka *selective scattering* (penghamburan selektif) akan dominan sehingga intensitas cahaya akan maksimum pada panjang gelombang $0,477 \mu$, pada air laut yang memiliki turbidity rendah maka *natural absorption* (penyerapan alami) akan lebih penting dan mengalahkan *selective scattering* sehingga λ bergeser ke *blue-green* (biru-hijau) atau *greenish* (kehijauan) dari bagian spektrum.

Selanjutnya dengan meningkatnya turbidity maka *yellow substances* akan mengalahkan *natural absorptive color* dengan λ bergeser ke *green* (hijau) atau *green-yellow* (hijau kuning) dari spektrum. Selanjutnya dalam air yang memiliki turbidity yang tinggi, maka warna materi tersuspensi sangat menentukan warna laut (*discoloring effect*).

Hal ini secara sistematis dapat dilihat pada Gambar 5.26. Di mana sumbu ordinat menunjukkan panjang gelombang (intensitas maksimum) warna laut yang diamati dan hubungannya dengan nilai skala Forel. Secara sistematis

dipandang bahwa sumbu ordinat merupakan kedalaman (tidak didefinisikan sebagai hubungan antara λ , warna laut dan kedalaman), sumbu absis merupakan pengaruh relatif dari *selective scattering*, *natural absorptive color*, *yellow substances* dan *discoloring effects*.



Gambar 5.26. Gambaran kontribusi relatif dari beberapa faktor yang mempengaruhi perubahan warna perairan (laut). P% (sumbu absis) adalah merupakan empat faktor yang mempengaruhi perubahan warna laut dan perubahan □ (atau perubahan skala Forel) dan sumbu ordinat merupakan jarak penglihatan terhadap kedalaman perairan yang dapat diamati dari perubahan warna laut, (Kalle, 1938 dalam Neumann dan Pierson, 1966)

Pada gambar tersebut terlihat bahwa apabila perairan jernih maka warna maksimum ditentukan oleh *selective scattering*, pada perairan dengan *turbidity* rata-rata (kecerahan pada kedalaman 25 m, maka $\lambda = 0,488 \mu$), maka *natural absorptive color* lebih berpengaruh dan warna perairan menjadi biru

hijau dengan $\lambda = 0,488$ Pada *turbidity* yang lebih tinggi (kecerahan pada kedalaman antara 5 – 10 m), maka warna perairan berubah menjadi kuning hijau dengan $\lambda = 0,54\mu$ yakni didominasi oleh *yellow substances* dan menggeser *natural absorptive color*, dan selanjutnya jika *turbidity* sangat tinggi (kecerahan < 5 m) maka warna perairan akan ditentukan *discoloring* oleh material tersuspensi. Material tersuspensi ini biasanya dibawa oleh aliran sungai yang bermuara ke laut.

Menurut Duxbury, *et.al* (1991), dan Pickard and William (1994), pada umumnya lautan berwarna biru dan hanya sekitar 10% dari lautan yang berwarna gelap dan buram, air yang berwarna hijau gelap.

Warna biru yang memiliki panjang gelombang yang lebih pendek lebih mudah dihamburkan dibanding dengan warna merah yang memiliki panjang gelombang yang lebih panjang. Secara keseluruhan warna laut adalah fungsi dari penghamburan cahaya melalui partikel tersuspensi, pantulan/refleksi dari warna langit dan bahan tersuspensi dalam perairan itu sendiri. Air laut meneruskan cahaya matahari hanya pada panjang gelombang tampak. Sekitar 60% dari energi cahaya yang masuk diserap pada kedalaman beberapa meter, sekitar 80% diteruskan hingga 10 m. Hanya 1% dari total cahaya yang tersedia pada permukaan air yang paling jernih yang tembus di bawah kedalaman 150 m dan tidak ada cahaya matahari yang sampai menembus sampai kedalaman 1000 m.

Cahaya mengalami penyerapan dan pengamburan oleh partikel-partikel tersuspensi termasuk endapan lumpur, organisme bersel satu. Ini menurunkan intensitas cahaya melewati jarak (*over distance*) yang dikenal dengan nama *Attenuasi* (pelemahan) air yang jernih membuat penetrasi lebih besar dan *attenuasi* lebih kecil

Beberapa contoh perubahan warna laut akibat *discoloring* adalah:

- Material tersuspensi di estuaria dan *near shore* (perairan dangkal)
- **Yellow Sea (Laut Kuning)** akibat adanya material yang berwarna kuning dan yellow green yang dibawa ke dalam laut melalui aliran sungai, terutama pada musim banjir

- **Red Sea (Laut Merah)** akibat adanya blooming plankton (red atau red-brown fitoplankton) seperti di laut Vermillion (Gulf of California)
- **Black Sea (Laut Hitam)** karena mengandung sedikit hidrogen sedangkan sulfidanya sangat tinggi selain itu juga adanya sedimen yang berwarna hitam seperti di laut Mediterrania, (Neumann dan Pierson, 1966 dan Ingmanson and Wallace, 1989).
- **White Sea (Laut Putih)** diberi nama itu karena permukaannya tampak putih oleh air yang membeku lebih dari 200 hari dalam setahun.

Warna adalah fungsi dari spektrum sinar. Sinar putih tersusun oleh warna merah, oranye, kuning, hijau, biru, dan ungu. Warna laut di kawasan tertentu kita lihat dapat berubah karena awan yang melintas atau karena perubahan sudut matahari. Laut umumnya tampak biru karena sinar biru yang memiliki panjang gelombang yang lebih pendek (dibandingkan warna merah), sehingga lebih mudah dihamburkan oleh partikel-partikel air dan material-material mikroskopis di dalam air. Sesungguhnya, warna laut pada umumnya adalah fungsi dari penghamburan sinar melalui partikel-partikel yang tersuspensi, refleksi warna langit, dan sifat dari material yang tersuspensi dan terlarut di dalam air. Semua sinar berasal dari Matahari, dan sinar atau warna yang dilihat seseorang tidak mewakili seluruh spektrum radiasi sinar matahari. Warna laut juga dapat memberikan beberapa indikasi (Gambar 5.27 A dan 5.27 B), antara lain:

- 1) Laut berwarna biru gelap, bila laut dalam dan airnya jernih, dan tidak banyak mengandung organisme plankton mikroskopis.
- 2) Laut berwarna coklat, coklat muda, coklat kekuningan, atau biru kecoklatan, bila banyak muatan suspensi di dalam air laut. Keadaan ini umumnya terjadi atau dijumpai di perairan dangkal, dekat pantai, khususnya di sekitar muara sungai pada saat banjir.
- 3) Laut berwarna biru muda jernih, bila air dangkal dan jernih, seperti di kawasan terumbu karang.
- 4) Laut berwarna merah, merah kecoklatan, hijau, hijau-kuning, oranye atau putih keruh, mengindikasikan terjadinya *blooming* fitoplankton

atau *red tide*. Pada peristiwa itu, terjadi peningkatan jumlah fitoplankton dalam jumlah besar dalam waktu yang cepat.



Gambar 5.27. Warna laut yang memberikan indikasi tentang perbedaan kedalaman (27A-Foto kiri, Pantai Bosnik, Biak September 2002), dan juga perbedaan kandungan muatan suspensi (27B-Foto kanan, Pantai utara Pulau Seram bagian timur, difoto dari udara, September 2002)

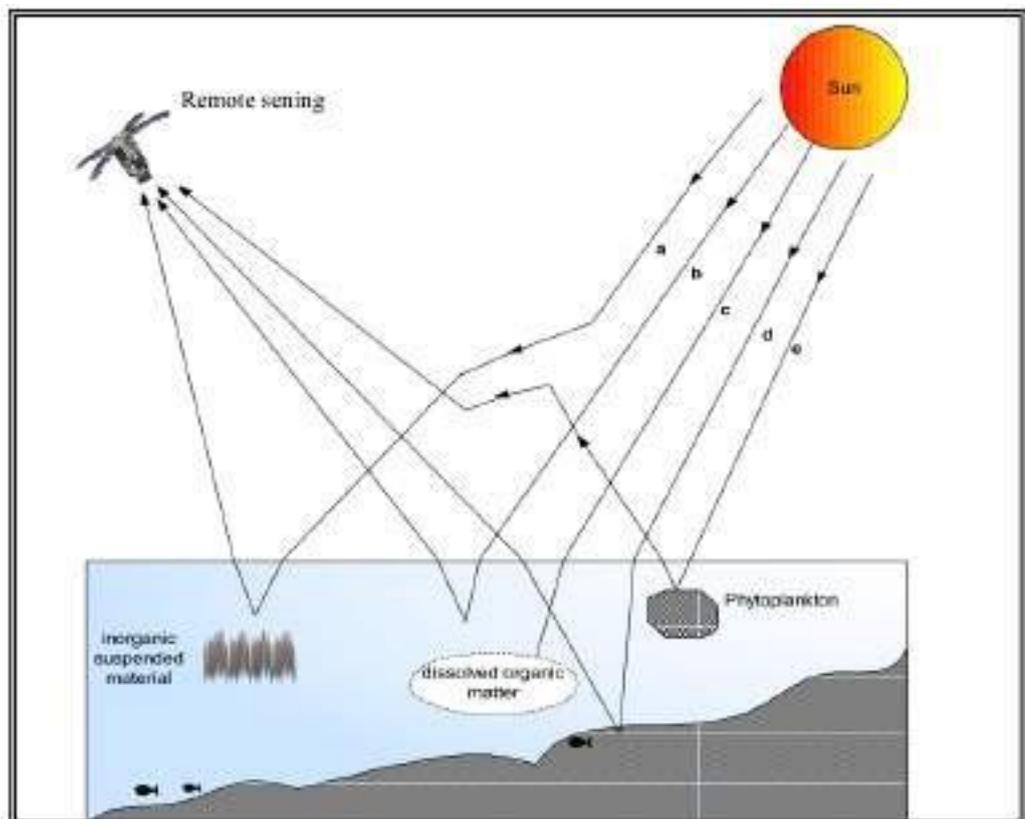
Dengan semakin meningkatnya perkembangan ilmu dan teknologi, pengamatan tentang perubahan warna laut telah diamati dengan menggunakan satelit (*remote sensing*) atau dikenal dengan penginderaan jarak jauh. Pada teknologi penginderaan jauh, intensitas warna air laut yang terekam dipakai sebagai dasar untuk melakukan analisis dan interpretasi, seperti kondisi temperatur perairan laut, kondisi lingkungan laut, kedalaman perairan, penyebaran kekeruhan, dan berbagai fenomena lain.

Pada bulan Agustus 1997 baru diluncurkan satelit *SeaStar* dengan membawa sensor *SeaWIFS* sebagai sensor pendeteksi warna perairan (*ocean color*) yang dapat mengetahui distribusi dan konsentrasi fitoplankton di permukaan perairan, suspensi sedimen maupun berbagai data lainnya. Sensor ini dilengkapi 8 buah band, yang bekerja pada panjang gelombang sinar tampak terdiri dari 6 band dan panjang gelombang inframerah dekat terdiri dari 2 band, (NASA 2003).

Perubahan warna lautan sangat ditentukan oleh adanya interaksi antara cahaya yang masuk dengan kandungan yang terdapat di dalam lautan (perairan) tersebut. Adapun unsur yang terkandung dalam lautan berupa fitoplankton, partikel inorganik (material tersuspensi) dan yellow substances, (Lillesands and Kiefer, 1990; Pickard and William, 1994; dan NASA, 2003),

Selain itu ditambahkan pula oleh Sathyendranath (2000) warna perairan juga dapat dipengaruhi oleh adanya efek kedalaman.

Pada Gambar 5.28 memperlihatkan beberapa faktor yang mempengaruhi interaksi cahaya matahari yang masuk sampai ke permukaan laut (perairan) dan kemudian diterima oleh sensor berupa signal, dimana cahaya yang dihamburkan tersebut akan menembus permukaan lautan, sebagian akan diserap dan sebagian lagi akan dihamburkan (*scattering*) oleh molekul air sedangkan pada laut yang dangkal dan bersih cahaya dapat menjangkaunya sampai pada dasar laut, (Sathyendranath, 2000).



Gambar 5.28. Faktor-faktor yang mempengaruhi cahaya matahari yang masuk pada permukaan laut dan kemudian diterima oleh sensor. (a) Penghamburan (*scattering*) oleh material tersuspensi (*inorganic*); (b) Penghamburan (*scattering*) dari molekul air; (c) Penyerapan (*absorption*) oleh larutan substant kuning (*yellow substances*); (d) Pemantulan (*Reflection*) kembali akibat pengaruh kedalaman; dan (e) Penghamburan (*scattering*) dari komponen fitoplankton.

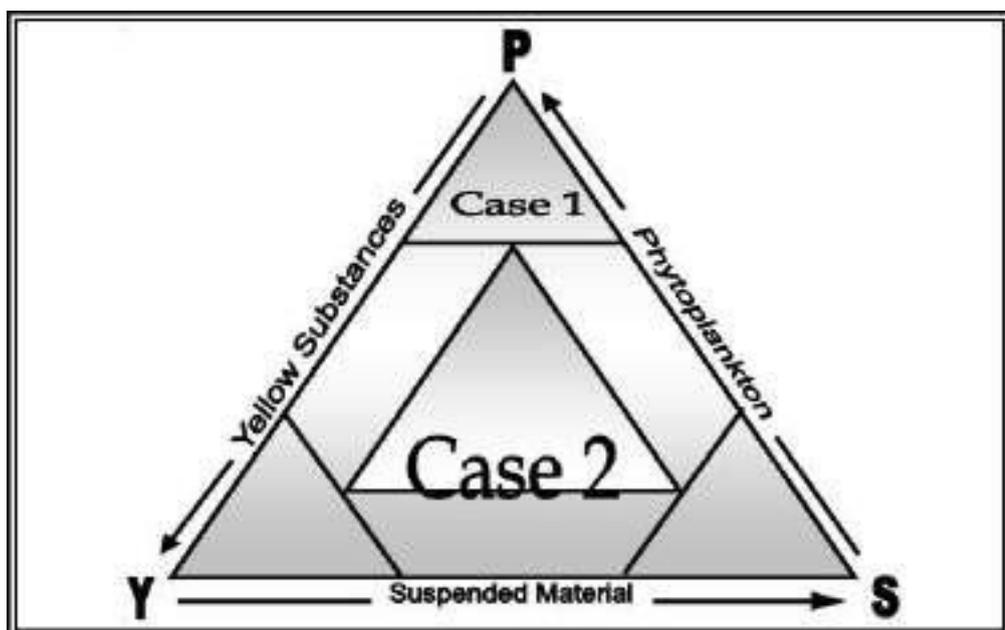
Pantulan pada spektral air, mungkin karakteristik yang paling mencirikan ialah sifat penyerapan tenaga pada spektrum pantulan infra merah. Singkatnya, air menyerap tenaga pada panjang gelombang ini, baik kenampakan airnya sendiri maupun air yang terkandung di dalam vegetasi atau di dalam tanah. Oleh karena sifat penyerapan ini, identifikasi dan deliniasi tubuh air pada data penginderaan jauh dapat dilakukan dengan mudah pada panjang gelombang pantulan inframerah. Akan tetapi, berbagai kondisi tubuh air, memperlihatkan pada diri pada panjang gelombang tampak. Interaksi tenaga dengan benda pada panjang gelombang tampak sangat kompleks dan tergantung pada beberapa faktor yang saling berkaitan, faktor tersebut dapat berupa komponen yang terdapat dalam tubuh air tersebut.

Air jernih menyerap tenaga relatif sedikit pada panjang gelombang kurang dari $0,6 \mu$. Transmisi yang tinggi menandai maksimumnya pada bagian spektrum biru-hijau. Akan tetapi air yang keruh (oleh adanya material organik dan inorganik) mengubah transmisi secara drastis dan oleh karenanya pantulanpun berubah transmisi secara drastis dan oleh karenanya pantulan pun berubah pula sebagai contoh, air yang mengandung material suspensi biasanya memiliki pantulan pada spektrum tampak yang jauh lebih tinggi daripada tubuh air jernih meskipun pada daerah geografik yang sama. Sejalan dengan itu, pantulan air berubah oleh konsentrasi klorofil yang ada. Meningkatnya konsentrasi klorofil cenderung memperkecil pantulan pada spektrum hijau. Selanjutnya diterangkan juga bahwa cahaya yang akan dihamburkan oleh *non-absorbing* partikel seperti zooplankton, sedimen tersuspensi dan lain-lain dan diserap oleh zat organik terlarut seperti substansi kuning serta dihamburkan dan diserap pigment dari fitoplankton. (Lillesands and Kiefer, 1990; dan NASA, 2003).

Berdasarkan sifat optiknya maka perairan dapat digolongkan menjadi dua tipe perairan yakni tipe perairan kasus 1 dan tipe perairan kasus 2. Perairan tipe kasus 1 adalah perairan yang didominasi oleh fitoplankton. Kelompok ini biasanya terdapat di perairan lepas pantai yang tidak dipengaruhi zona perairan dangkal dan sungai. Disamping itu juga termasuk perairan oligotrofik

dan perairan berwarna hijau, seperti pada daerah *upwelling*, sedangkan perairan kasus 2 adalah perairan seperti pada kasus 1 dan mengandung suspensi yang berasal dari garis pantai dan perairan dangkal, dan zat-zat organik terlarut, serta *yellow substances*. Pembagian ini disajikan pada Gambar 5.29. Diagram tersebut untuk melihat persentase komponen yang mendominasi suatu perairan, dimana P merupakan fitoplankton, Y merupakan *yellow substances* dan S adalah material tersuspensi. Di dalam suatu perairan bisa terdapat 3 kasus yakni :

1. Kasus di mana jika hanya satu komponen misalnya P, S atau Y yang mendominasi, maka perairan tersebut akan dapat dipengaruhi oleh komponen yang dominan, dalam hal ini akan masuk dalam segitiga komponen dominan.
2. Kasus di mana jika dua komponen mendominasi dan satu sebagai pelengkap maka, perairan tersebut akan diwakili oleh segi empat trapesium dari semua komponen.
3. Kasus di mana ketiga komponen tersebut saling mempengaruhi maka perairan tersebut akan diwakili oleh segitiga pusat.

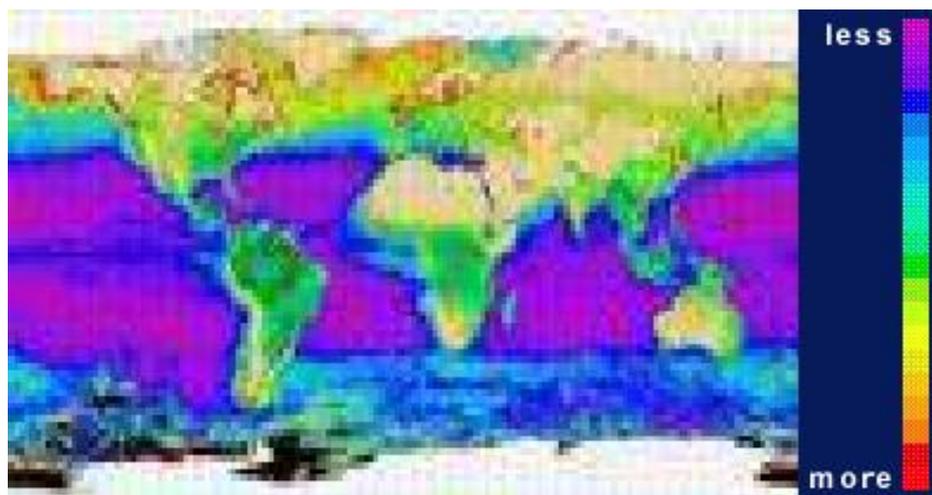


Gambar 5.29. Diagram tipe perairan kasus 1 dan kasus 2, (Prieur and Sathyendranath, 1981 dalam Sathyendranath, 2000)

Dari penjelasan dan uraian tersebut di atas, maka dapat disimpulkan bahwa faktor-faktor yang dapat mempengaruhi perubahan warna lautan dapat dijelaskan sebagai berikut :

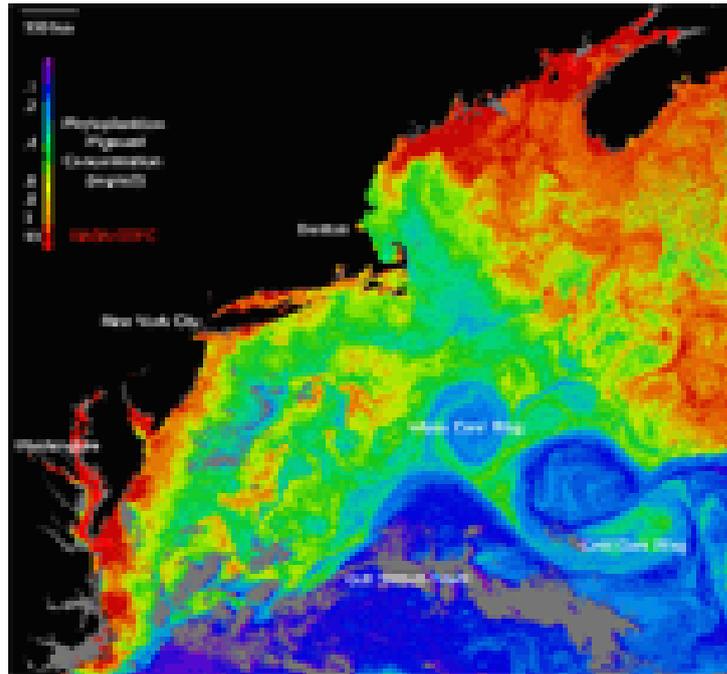
1. Fitoplankton (*Phytoplankton*)

Yang termasuk dalam komponen ini adalah meliputi fitoplankton dan organisme mikroskopik lainnya. Di dalam suatu badan air (laut) terdapat bermacam-macam fitoplankton dengan karakteristik yang berbeda-beda. Perubahan jumlah pada fitoplankton dapat berubah terhadap ruang dan waktu tergantung kondisi suatu perairan. Kondisi tersebut berupa kesuburan suatu perairan maupun pengaruh perubahan musim, di mana apabila suatu perairan subur maka jumlah fitoplankton akan meningkat pula, demikian juga sebaliknya. Fitoplankton sangat berperan dalam perubahan warna lautan, hal ini disebabkan karena fitoplankton menggunakan cahaya matahari dan karbon dioksida untuk menghasilkan karbon organik, atau proses ini biasa dikenal dengan proses fotosintesis. Hal ini disebabkan karena fitoplankton merupakan tumbuhan yang berwarna hijau yang dapat menyerap dan mengikat energi dari cahaya matahari.



Gambar 5.30. Gambaran warna di berbagai samudera di dunia oleh pengaruh dari adanya fitoplankton. Dimana warna merah menandakan tingginya produktifitas fitoplankton dan warna ungu hampir tidak ada, (dari hasil rekaman sensor *SeaWiFS*, NASA 2003). Catatan : Warna ungu pada kertas sebenarnya warna hijau, biru muda (merah), biru tua (kuning), hijau (ungu), dan putih (hitam)

Sebagaimana dikatakan bahwa suatu perairan yang banyak mengandung fitoplankton maka kandungan khlorofilnya, akan menyerap sinar biru dan mempengaruhi air menjadi hijau atau biru hijau. Sehingga suatu perairan akan terlihat hijau karena yang dihamburkan adalah warna hijau, (Gambar 5.30 dan 5.31) (Sathyendranath, 2000 dan NASA, 2003).



Gambar 5.31. Konsentrasi fitoplankton pada wilayah perairan Amerika Serikat bagian utara dari hasil rekaman sensor *SeaWiFS*, (NASA 2003)

2. Material Tersuspensi (*Suspended Material*)

Material tersuspensi dalam jumlah besar dapat mempengaruhi sifat-sifat optik laut. Salah satunya adalah material sedimen tersuspensi. Sebaran sedimen pada daerah pantai yang dangkal dan permukaan perairan sangat dipengaruhi oleh aksi gelombang dan arus. Material sedimen tersebut akan berakibat terhadap perubahan warna laut. Sungai dan estuaria yang ber substrat lumpur, akan mempengaruhi perairan yang dibawa melalui aliran sungai yang bermuara ke laut. Selain itu proses pasang surut dapat juga mempengaruhi penyebaran material tersuspensi. Material tersuspensi tidak sama dengan komponen fitoplankton, karena material tersuspensi dibatasi

oleh kondisi dan letak suatu perairan, (Ingmanson dan Wallace, 1989; Duxbury, *et. al.*, 1991; dan Sathyendranath, 2000).

Material tersuspensi biasanya dalam jumlah besar baru dapat mempengaruhi perairan. Perubahan warna perairan tergantung dari jenis materialnya misalnya pada daerah pantai berpasir yang berwarna putih maka perairan tersebut akan menghamburkan cahaya warna putih dan menyerap warna biru, begitupun untuk material dari sungai berlumpur yang berwarna coklat atau hitam akan menghamburkan cahaya warna yang sama pula. Penghamburan dari material-material inilah yang akan diterima oleh remote sensor berupa signal dan kemudian akan terekam dan dapat diketahui *ocean color* pada perairan tersebut (Sathyendranath, 2000).

3. Substansi Kuning (*Yellow Substances*)

Menurut Kalle (1938) dalam Neumann dan Pierson (1966), *yellow substances* adalah suatu larutan pigmen yang berwarna kuning yang merupakan *humic acid* yang terdapat dalam air laut di wilayah pesisir. *Yellow substances* mewakili produk metabolik yang dibawa air sungai, selain itu juga dapat dihasilkan oleh metabolisme plankton di dalam air laut. Hal senada juga diungkapkan oleh Sathyendranath (2000), *yellow substances* atau biasa disebut dengan -gelbstoff, *coloured dissolved organic matter (CDOM)* atau -gilvin adalah merupakan unsur organik yang terlarut, terdiri dari humic (humus) dan asam fulvic, yang dihasilkan oleh akibat degradasi dari fitoplankton dan partikel organik dan juga larutan dibawa oleh aliran sungai.

Yellow substances dibentuk oleh karbohidrat bebas dan asam amino bebas pada tempat-tempat di mana zat organik mengalami disintegrasi. *Yellow substances* merupakan penyebab transisi warna laut dari biru ke hijau dan penyebab kenaikan yang kuat dari koefisien ekstingsi pada λ pendek di perairan pesisir (Neumann dan Pierson, 1966).

Dalam mengabsorpsi cahaya material partikel nonpigment (*detrital*) sangat erat hubungannya dengan *yellow substances*, sehingga dalam menerima

signal, sensor sering mengkombinasikan antara keduanya, (Sathyendranath, 2000).

4. Efek kedalaman (*Bottom Effect*)

Efek kedalaman sebagai tambahan terhadap 3 faktor yang ada dalam badan air yang dapat mempengaruhi sifat optik perairan, sehingga akan berpengaruh terhadap perubahan warna lautan yang jernih (biru) atau warna lainnya. Perubahan warna tersebut dapat berbeda, tergantung kedalaman suatu perairan, unsur yang terdapat dalam kolom air dan substrat (seperti berpasir, berbatu, terumbu karang, atau organisme bentik) yang terdapat dalam dasar perairan. Semua efek ini akan ditangkap oleh remote sensor dan dapat mengetahui warna perairan pada suatu daerah, (Sathyendranath, 2000).

C. PENUTUP

Soal

Latihan

1. Jelaskan sifat-sifat anomali air dibandingkan dengan unsur lain?
2. Jelaskan zona distribusi temperatur secara vertikal?
3. Jelaskan faktor-faktor yang mempengaruhi perubahan warna laut?

Bahan Bacaan

- Amri, U. 2019. Buku Ajar Akustik Kelautan (Prinsip Dasar Deteksi Bawah Laut). LMU Press. 254 hal. Banjarbaru.
- Berner, E.K. and Berner, R.A., 1987. Global Water Cycle: geochemistry and environment. Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliff, New Jersey.
- Culkin, F., 1965. The Major Constituents of Sea Water. *In*: J.P. Riley and G. Skirrow (eds.), Chemical Oceanography, vol. 1, Academic Press, London, p. 121 – 161. Ingmanson, D.E. and Wallace, W.J., 1973. Oceanography: an introduction. Wordsworth Publishing Company, Inc., Belmont, California.
- Kaharl, V., 1999. Sounding out the ocean's secrets. *In*: Beyond Discovery: the path from research to human benefit. National Academic of Sciences. [[Http://www2.nas.edu/bsi](http://www2.nas.edu/bsi)]. Akses: 10 Maret 2005.
- Libes, S.M., 1992. An Introduction to Marine Biogeochemistry. John Wiley & Sons, Inc., New York.

- Pickard, G.L. and Emery, W.J., 1995. Descriptive Physical Oceanography: an introduction, 5th (SI) Enlarged Edition. Butterworth-Heinemann, Ltd., Oxford.
- Ross, D.A., 1977. Introduction to Oceanography. Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, New Jersey.
- Supangat, A dan Muawanah. 2008. Pengantar Kimia dan Sedimen Dasar Laut. Pusat Riset Wilayah Laut dan Sumberdaya Non-hayati. Badan Riset kelautan dan Perikanan. Departemen Kelautan dan Perikanan.
- Supangat, A dan Susanna. 2008. Oseanografi. Pusat Riset Wilayah Laut dan Sumberdaya Non-hayati. Badan Riset kelautan dan Perikanan. Departemen Kelautan dan Perikanan.
- Tchernia, P., 1980. Descriptive Regional Oceanography, Pergamon Press, Oxford, 253 p + 19 plates (English edition).
- The Open University, 1995. Seawater: Its Composition, Properties, and Behaviour. Butterworth-Heinemann. Wlton Hall, England.
- Weisberg, J. and Parish, H., 1974. Introductory Oceanography. McGraw-Hill Kogashuka, Ltd., Tokyo.

BAB 6

DINAMIKA LAUT DAN PERUBAHAN IKLIM

A. PENDAHULUAN

Bab ini menjelaskan tentang dinamika laut dan perubahan iklim. Dalam modul ini juga dibahas tentang ruang lingkup Oseanografi dan kaitannya dengan ilmu lain. Setelah mempelajari modul ini, mahasiswa diharapkan dapat:

- Mampu menjelaskan dinamika laut seperti pasang surut, gelombang dan arus
- Mampu menjelaskan pengaruh perubahan iklim terhadap wilayah laut dan pesisir.

B. URAIAN BAHAN PEMBELAJARAN

Air laut bersifat dinamis, selalu bergerak. Sifat dinamis air laut tersebut terutama disebabkan oleh interaksi antara samudera dengan atmosfer, pengaruh gerak rotasi Bumi, pengaruh gaya gravitasi Bulan dan Matahari. Pada dasarnya gerakan air laut terjadi dalam bentuk: (1) gelombang, (2) pasang surut, dan (3) arus. Gelombang adalah gerakan air laut yang sangat menonjol dan menarik perhatian bila seseorang berdiri di tepi pantai. Di alam, fenomena gelombang muncul bila ada dua massa yang berbeda densitasnya berada pada posisi yang berdampingan dan berinteraksi, dimana yang satu bergerak terhadap yang lain. Oleh karena itu, fenomena gelombang tidak hanya terjadi di permukaan laut saja – interaksi antara udara dan air laut, tetapi juga terjadi di permukaan tanah – interaksi antara udara dengan pasir seperti di daerah gurun, atau di permukaan dasar laut atau pantai – interaksi antara dasar laut dengan air laut. Di permukaan laut, fenomena gelombang dapat terlihat sebagai gerakan air laut yang bergelora atau air laut yang menghempas ke pantai.

Pasang surut adalah gerakan air laut naik dan turun karena pengaruh gaya gravitasi dari Bulan dan Matahari. Air laut naik terjadi pada sisi Bumi yang

menghadap ke arah Bulan dan sisi sebaliknya. Fenomena gerakan pasang surut baru dapat terlihat bila kita mengamati ketinggian muka laut di pantai selama antara 12 sampai 24 jam. Secara visual, gejala pasang naik terlihat dari bertambah dalamnya genangan dan bergesernya genangan oleh air laut ke arah daratan, sedang gejala surut terlihat dari berkurangnya kedalaman air dan bergesernya ke arah laut.

Arus laut adalah fenomena berpindahnya massa air laut dari satu tempat ke tempat lain, yang terjadi antara lain terutama karena interaksi antara lautan dengan udara di atasnya maupun karena pengaruh gerak rotasi Bumi. Fenomena ini dapat terjadi dalam skala kecil di perairan pantai atau selat-selat, maupun skala besar seperti arus-arus yang terjadi di samudera- samudera yang membentuk pola sirkulasi massa air global.

6.1. Pasang Surut (*Tides*)

Gelombang laut terpanjang adalah gelombang pasut (pasang surut) yang dicirikan oleh naik turunnya muka laut secara periodik dengan periode dominan 12 jam 50 menit. Saat muka laut naik atau pasang disebut sebagai *flow* atau *flood*, sebaliknya pada saat muka laut turun atau surut dikenal sebagai *ebb*. Gambar 6.1 merupakan salah satu contoh rekaman perubahan muka laut pada saat pasang (*flood*) dan surut (*ebb*).



(a) Pasang

(b) Surut

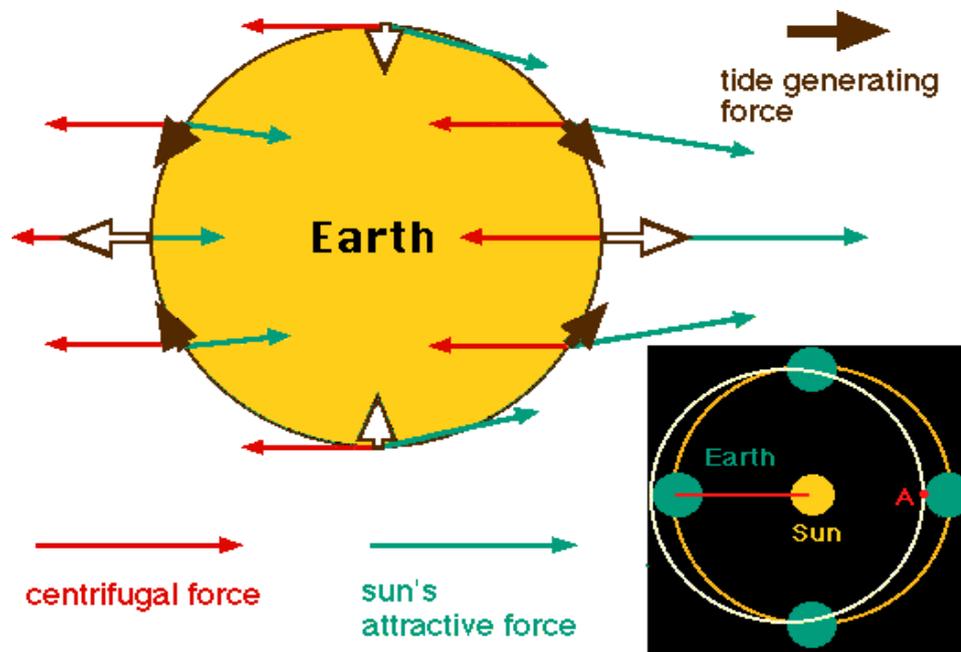
Gambar 6.1. Contoh kedudukan paras laut saat pasang (a), dan saat surut (b) di perairan Selat Padang, Riau

Perbedaan tinggi muka laut antara pasang dan surut dapat mencapai 0.5-6 meter, bahkan di Teluk Fundy di pantai timur Kanada dapat mencapai 16 m.

6.1.1. Gaya Pembangkit Pasut

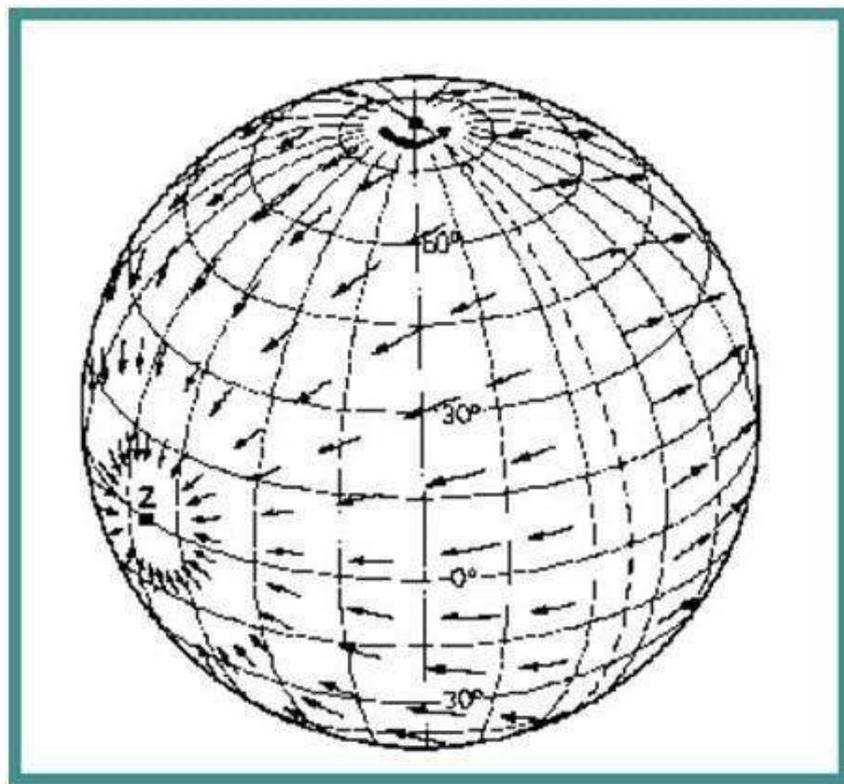
Naik-turunnya muka laut di permukaan bumi disebabkan oleh adanya gaya tarik-menarik benda-benda angkasa terutama matahari dan bulan terhadap permukaan laut di permukaan bumi. Perambatan gelombang pasut yang dibangkitkan oleh gaya tarik menarik bulan dan matahari dipengaruhi oleh adanya gaya friksi, rotasi bumi (gaya coriolis), resonansi gelombang yang disebabkan oleh bentuk dan kedalaman basin laut serta batas-batas laut (*marginal sea*) lainnya.

Gaya pembangkit pasang-surut (panah solid warna coklat) merupakan hasil penjumlahan gaya-gaya yang disebabkan oleh gaya gravitasi dan gaya centrifugal (Gambar 6.2).



Gambar 6.2. Gaya pembangkit pasang surut sebagai resultante dari gaya gravitasi dan centrifugal

Bila bumi tidak berotasi dalam melakukan revolusinya maka besar gaya centrifugal di setiap titik pada permukaan bumi adalah sama, namun besaran gaya gravitasi tidak sama sehingga intensitas dan arah gaya pembangkit pasang surut di permukaan bumi bervariasi. Komponen menegak terhadap gaya gravitasi lebih kecil dari komponen mendatar. Komponen yang mendatar ini menghasilkan arus dan variasi tinggi muka laut di permukaan bumi (Gambar 6.3).



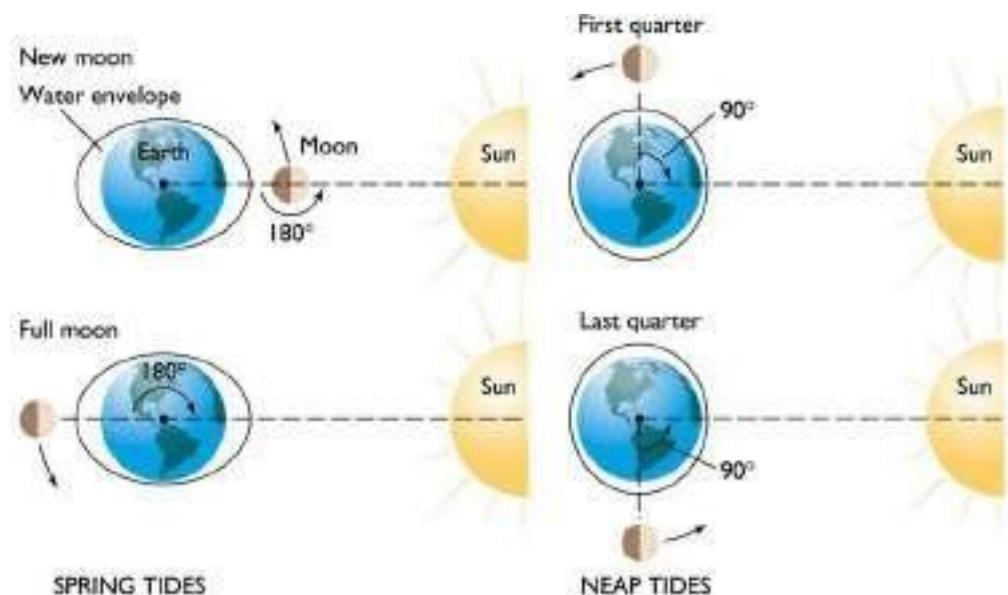
Gambar 6.3. Kedudukan sesaat gaya pembangkit pasut ketika bulan berada diatas titik Z (*zenith*) dengan medan gaya mengelilingi permukaan bumi.

Solar dan Lunar Tide

Untuk memahami lebih jauh tentang interaksi pasang surut yang dibangkitkan oleh matahari dan bulan (*solar and lunar tide*), maka perlu dipertimbangkan suatu kasus yang paling sederhana, yaitu ketika deklinasi keduanya baik dari matahari dan bulan sama dengan nol.

Secara diagramatis beberapa posisi matahari dan bulan terhadap bumi dalam membangkitkan pasut dapat dilihat pada Gambar 6.4. Ketika posisi

bumi, bulan dan matahari berada pada satu garis lurus atau ketika bulan baru (*new moon*) maka gaya pembangkit pasut baik dari bulan dan matahari saling menguatkan (*reinforcement*) sehingga kisaran pasang dan surut (*tidal range*) pada saat ini besar, pasang tinggi lebih tinggi dan surut rendahnya lebih rendah dari pasang dan surut rata-rata. Kondisi muka laut seperti itu dikenal dengan istilah *Spring tide*. *Spring tide* juga terjadi ketika posisi bulan, bumi dan matahari berada pada satu garis lurus atau dikenal sebagai bulan purnama (*full moon*).



Gambar 6.4. Diagramatik interaksi dari posisi matahari dan bulan dalam membangkitkan pasang surut di permukaan bumi

Pada saat posisi matahari dan bulan membentuk sudut 90° atau tegak lurus satu sama lainnya yang terjadi ketika kwartal pertama (*first quarter*) dan kwartal akhir (*last quarter*) maka gaya tarik bulan dan matahari terhadap muka air di permukaan bumi saling melemahkan sehingga muka air pada saat pasang dan surut lebih rendah dari rata-rata pasang dan surut. Pasang surut yang terjadi pada periode ini disebut dengan istilah *neap tide*.

Gaya gravitasi yang bekerja pada bulan, matahari dan bintang-bintang besarnya proporsional terhadap massa benda-benda angkasa tersebut dan berbanding terbalik terhadap kuadrat jaraknya. Lebih jauhnya jarak matahari

dari bumi dibandingkan dengan jarak bumi ke bulan menyebabkan gaya gravitasi yang dibangkitkan oleh matahari hanya 46% dari gaya yang dibangkitkan oleh bulan.

Periode pasang surut utama

Ada 4 (empat) komponen utama pembangkit pasang surut yang mempunyai periode berbeda, yakni:

Dua komponen yang dibangkitkan oleh bulan:

1. M2 adalah semidiurnal lunar ($1/2$ lunar day = 12 jam 25 menit)
2. O1 adalah diurnal lunar (1 lunar day = 12 jam 50 menit)

Dua komponen lagi dibangkitkan oleh matahari:

1. S2 adalah semidiurnal solar ($1/2$ solar day = 12 jam)
2. K1 adalah diurnal solar (1 solar day = 24 jam).

Pasang surut dapat dinyatakan sebagai penjumlahan dari osilasi harmonik dengan periode-periodenya, ditambah osilasi harmonik dari semua kombinasi periode. Setiap osilasi diketahui sebagai suatu konstanta pasut yang memiliki amplitudo, periode dan fase. Konstanta ini dapat diekstrak dari hasil observasi dengan menggunakan analisis harmonik. Meskipun ratusan osilasi telah diketahui, namun umumnya dan untuk untuk prediksi diatas setahun cukup dengan menggunakan M2, S2, K1 dan O1. Di beberapa negara seperti Australia untuk kepentingan ofisialnya mereka menggunakan 115 term atau bagian dalam membuat prediksi pasang surutnya.

6.1.2. Teori Dinamika Pasang Surut

Newton dalam memformulasikan teori equilibrium pasang-surutnya sudah menyadari bahwa ada ketimpangan hasil antara hasil prediksi dari *equilibrium tide* dan observasi. Di sisi lain pembenaran lebih jauh juga tidak dilakukan karena ada beberapa alasan sebagai berikut:

- (i). Panjang gelombang pasut lebih panjang dari kedalaman laut sehingga gelombang merambat seperti di perairan dangkal yang kecepatannya

sesuai dengan persamaan $c = \sqrt{gd}$. Kecepatan rambat gelombang di laut terbuka yang lebih panjang dari beberapa km dibatasi hanya kira-kira 230 m/det, lebih kecil kecepatan gelombang di perairan dangkal.

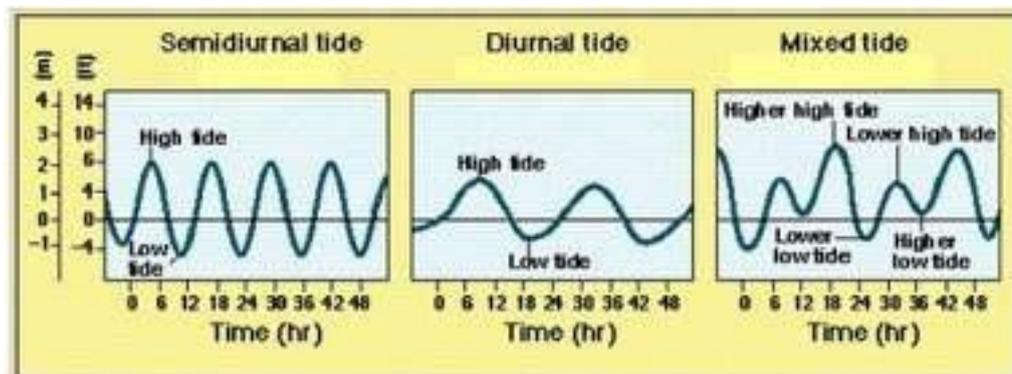
- (ii). Keberadaan daratan atau pulau-pulau serta bentuk-bentuk basin laut dapat menjadi pengalangan penjalaran gelombang pasut.
- (iii). Laju rotasi bumi pada sumbunya terlalu cepat untuk gerakan inersia massa air sehingga dibutuhkan cukup waktu untuk segera menentukan *equilibrium tide*.
- (iv). Gerak mendatar massa air yang dibangkitkan oleh gaya pembangkit pasut dipengaruhi oleh gaya coriolis sehingga terjadi pembelokan arah aliran pasut. Ke arah kanan di belahan bumi utara dan ke kiri di belahan bumi selatan.

Pada abad ke-18 beberapa ilmuwan dan matematikawan seperti Bernoulli, Euler dan Laplace mengembangkan teori dinamika pasang surut. Mereka berusaha memahami pasang surut dengan mempertimbangkan kedalaman laut, konfigurasi atau bentuk basin laut, gaya coriolis, gaya-gaya inersia dan gaya friksi yang kemungkinan dapat mempengaruhi tingkah laku fluida terhadap gaya-gaya ritmik pasang surut. Sebagai konsekuensinya adalah teori dinamika pasut menjadi permasalahan yang rumit untuk dipecahkan waktu itu.

Karakteristik Pasang Surut

Pasang surut mempunyai bentuk gelombang, tetapi berbeda dengan gelombang-gelombang lainnya karena gelombang pasang surut terbentuk dari interaksi antara gaya tarik menarik matahari dan bulan terhadap laut di permukaan bumi. Puncak gelombang terjadi pada saat pasang, sedangkan lembah gelombang terjadi pada saat surut. Perbedaan antara pasang dan surut dikenal sebagai kisaran pasut atau *tidal range*. Periode pasut adalah waktu yang dibutuhkan oleh muka laut dari titik surut ke titik surut berikutnya atau dari titik pasang ke titik pasang berikutnya. Umumnya periode pasut berkisar antara 12 jam 25 menit sampai 24 jam 50 menit.

Ada tiga tipe dasar pasang surut yang terjadi di laut yaitu tipe semidiurnal (*semidiurnal tide*), diurnal (*diurnal tide*) dan tipe campuran (*mixed tide*). Tipe pasut semidiurnal artinya dalam satu hari atau 24 jam terjadi dua kali air pasang dan dua kali air surut. Tipe pasut diurnal adalah dalam satu hari atau 24 jam air pasang dan air surut hanya sekali. Tipe pasut campuran adalah tipe pasut yang kemungkinan terjadi karena salah satu dari dua tipe pasut ada yang dominan terhadap yang lain, misalnya tipe pasut campuran yang condong ganda (*mixed tide prevailing semidiurnal*) dan tipe pasut campuran condong ke harian tunggal (*mixed tide prevailing diurnal*). Tipe-tipe pasut yang telah disebutkan diatas secara diagramatik digambarkan pada Gambar 6.5.



Gambar 6.5. Tipe pasang surut

Disamping cara diatas dapat digunakan untuk melihat grafik fluktuasi muka laut, ada cara lain untuk menentukan tipe pasut yaitu dengan menghitung nilai bilangan Formzhal (F). Bilangan Formzhal ini dapat dihitung dari rasio antara penjumlahan komponen tunggal pasut (O_1+K_1) dan komponen harian ganda (M_2+S_2). Secara matematis dapat ditulis sebagai berikut:

$$F = \frac{O_1 + K_1}{M_2 + S_2}$$

Bila nilai:

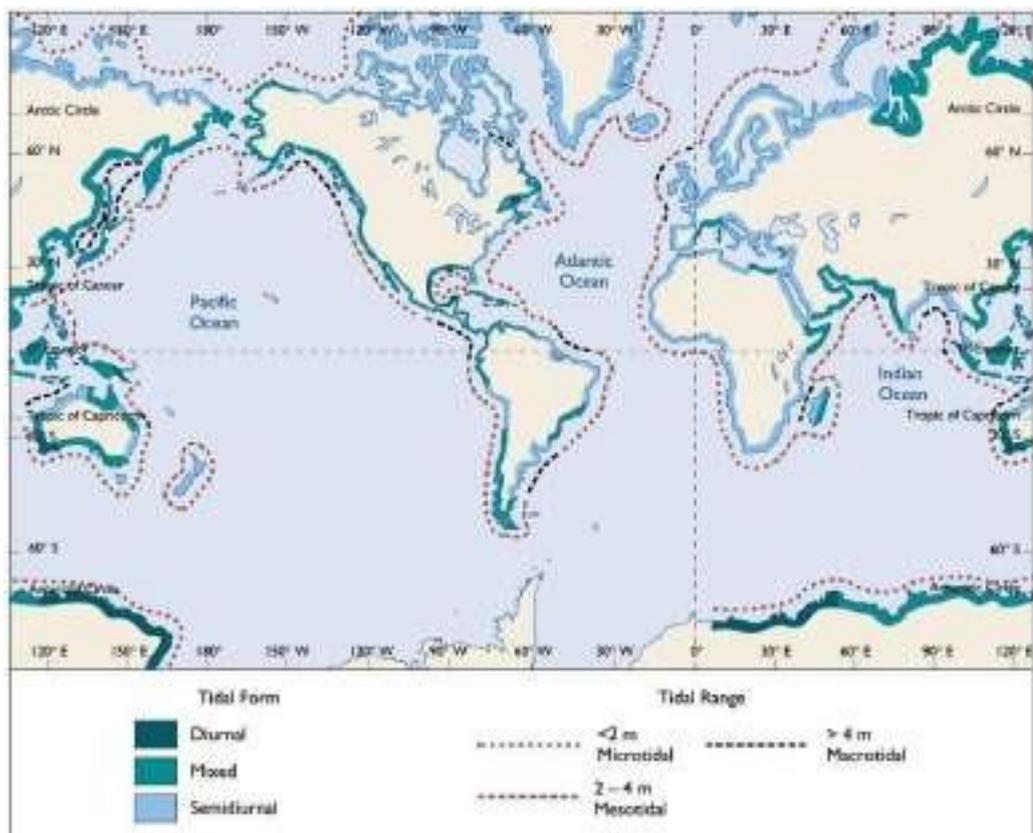
$0,00 < F < 0,25$, maka tipe pasutnya adalah semidiurnal,

$0,25 < F < 0,50$, maka tipe pasutnya adalah mixed tide prevailing semidiurnal,

$0,50 < F < 3,00$, maka tipe pasutnya adalah mixed tide prevailing diurnal,

$F > 3,00$, maka tipe pasutnya adalah diurnal

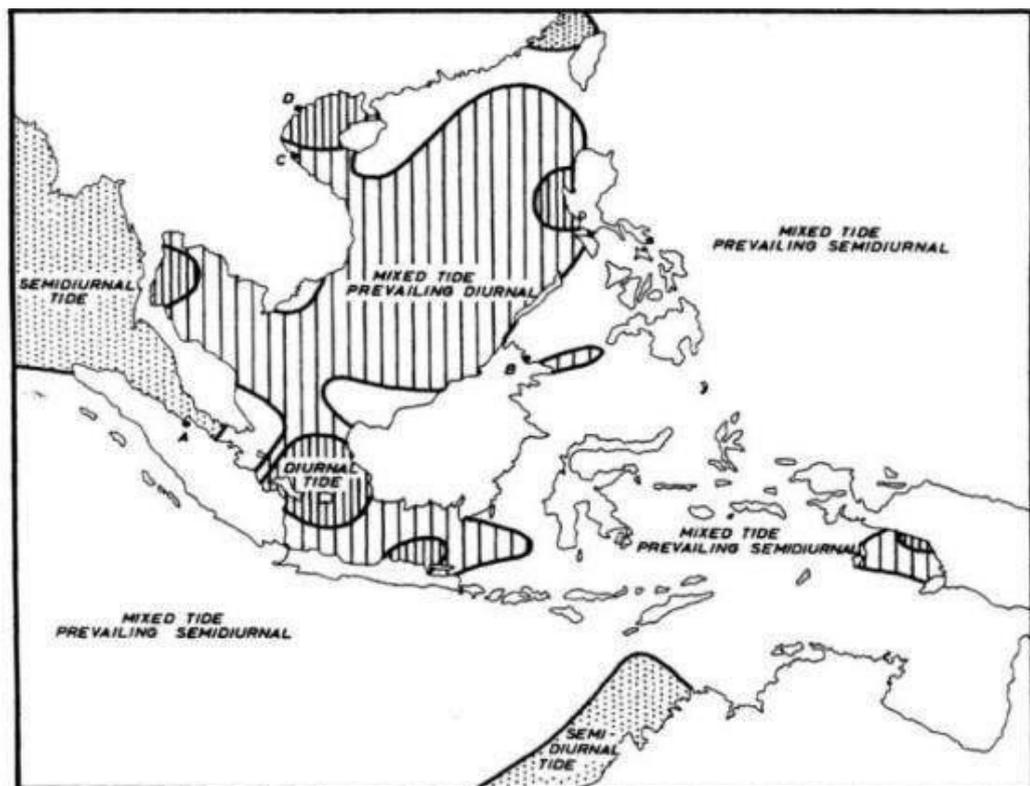
Pada Gambar 6.6 dapat dilihat tipe-tipe pasang surut serta kisaran pasut di beberapa pantai yang ada di seluruh dunia. Di pantai timur Asia termasuk Jepang pantainya mempunyai tipe pasut diurnal. Sedangkan di pantai barat Afrika tipe pasutnya bertipe semidiurnal. Di pantai Australia Timur dan pantai Barat Amerika Latin memiliki keragaman tipe pasut yang berbeda, mulai dari tipe pasut *diurnal*, *mixed tide* dan tipe *semidiurnal tide*.



Gambar 6.6. Tipe pasang surut dan kisaran pasang surut di pantai-pantai seluruh dunia

Pada gambar yang sama kita juga bisa melihat kisaran pasang surut di seluruh pantai di dunia. Secara umum kisaran pasut dapat dikelompokkan menjadi tiga kelompok yaitu *microtidal* (*tidal range* <2 m), *mesotidal* (2m < *tidal range* <4m) dan *macrotidal* (*tidal range* >4m). Pada Gambar 6.6 daerah *micro*, *meso* dan *macrotidal* digambarkan dengan garis putus-putus dengan warna yang berbeda.

Sebaran geografis tipe pasut di Asia Tenggara digambarkan pada Gambar 6.7. Di perairan Indonesia bagian timur dengan kedalaman laut yang lebih dalam tipe pasutnya adalah *mixed tide prevailing semidiurnal* yang sama dengan Samudera Pasifik dan Samudera Indonesia. Sedangkan di perairan Indonesia bagian barat yang relatif dangkal dan banyak pulau-pulau kecil dan selat sempit mempunyai variabilitas tipe pasut yang lebih tinggi.

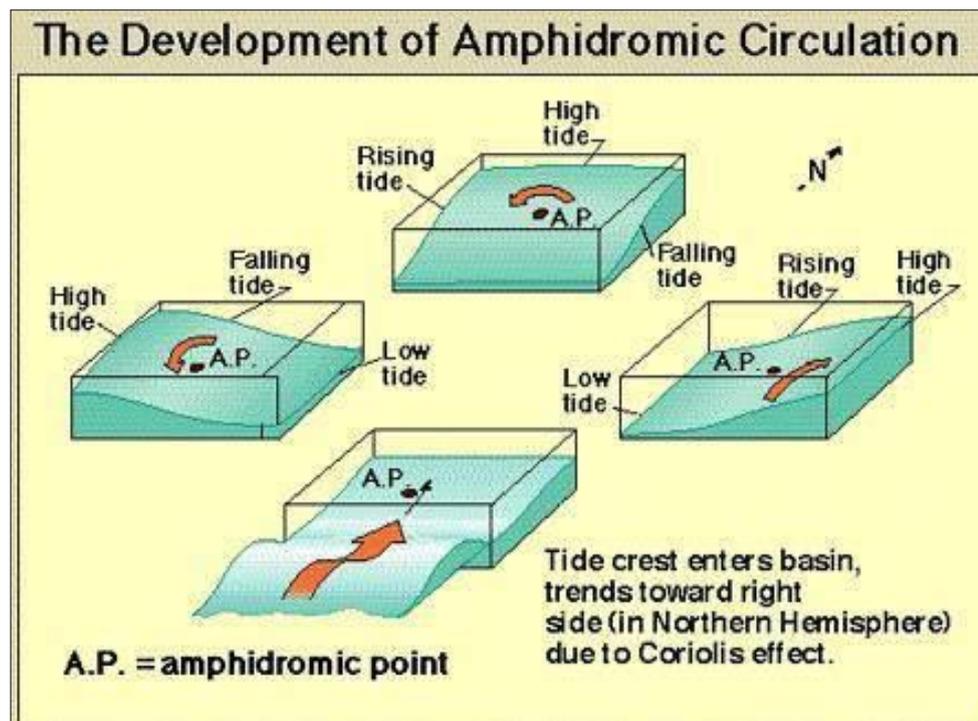


Gambar 6.7. Sebaran geografik tipe pasang surut di perairan Asia Tenggara termasuk Indonesia (Wyrski, 1961)

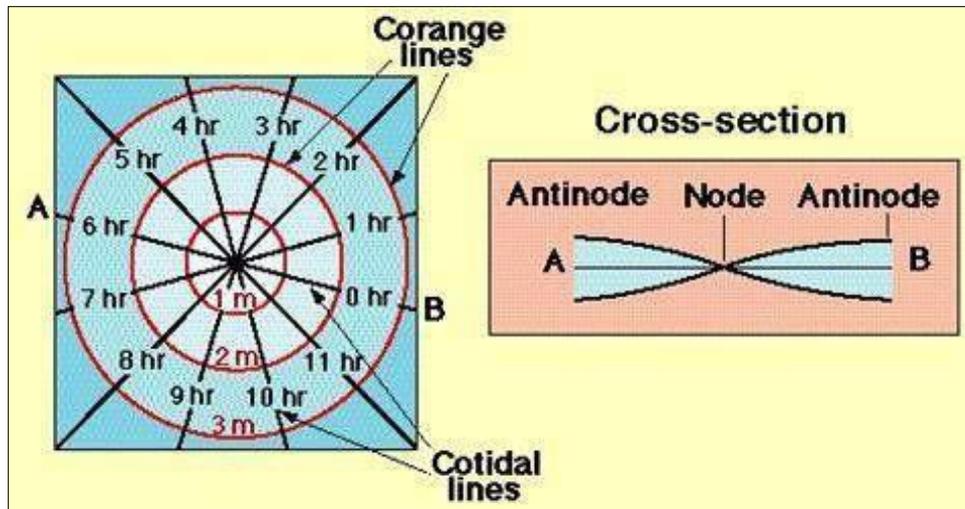
6.1.3. Arus Pasang Surut

Pergerakan air menegak yang berbarengan dengan naik turunnya muka laut diikuti oleh gerakan air mendatar yang diketahui sebagai arus pasut (*tidal current*). Arus pasang-surut memiliki periodisitas yang sama seperti osilasi menegak, tetapi cenderung mengikuti putaran berbentuk ellips dan umumnya tidak bergerak sederhana seperti maju dan mundur.

Ketika puncak gelombang pasut memasuki basin cenderung aliran massa air dibelokkan ke kanan oleh gaya coriolis (di belahan bumi utara). Mula-mula terjadi muka laut naik di sisi kanan basin dan sisi sebelah kiri permukaan air turun, kemudian diikuti air naik di sisi depan dan sisi kiri berlawanan arah dengan putaran jarum jam (Gambar 6.8). Perlu dicatat bahwa pada pusat basin kedudukan muka air tidak berubah, titik ini dikenal sebagai titik *amphidromic*.



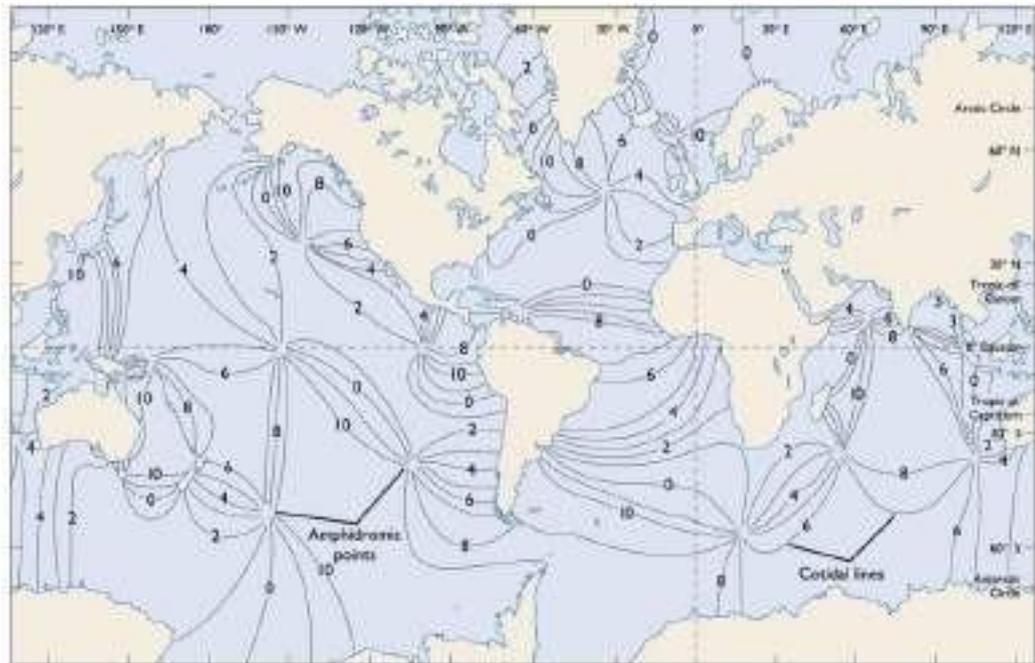
Gambar 6.8. Pola rambatan arus pasut ketika memasuki basin tertutup



Gambar 6.9. Tampak atas dari putaran gelombang pasut yang memasuki basin tertutup berlawanan arah dengan arah putaran jarum jam di belahan bumi utara, kedudukan muka air serta tinggi muka air pada setiap jam perjalanan

Proses perambatan gelombang pasut yang memasuki basin tertutup pada Gambar 6.8 digambar sketsa ulang dengan menggambarkan kedudukan muka laut dan tinggi muka laut serta titik amphidromic pada Gambar 6.9. *Cotidal line* adalah garis yang menghubungkan titik-titik yang memiliki tinggi muka laut yang sama pada gelombang pasut yang sedang berotasi, misalnya garis lingkaran berwarna merah dengan *cotidal lines* 1 meter, 2 meter dan 3 meter. *Corange line* adalah garis yang menghubungkan titik-titik yang mempunyai kisaran pasut yang sama. Kisaran pasut bertambah besar ketika semakin menjauhi titik amphidromic.

Bila air laut di dalam basin dibuatkan potongan melintangnya (*cross section*) dalam gambar diatas adalah garis AB, maka kita akan mendapatkan gambaran penampang muka laut seperti panel sebelah kanan Gambar 6.9. Pada sisi-sisi dekan dengan batas basin posisi muka air lebih tinggi (*antinode*), sedangkan di titik pusat (*node*) terjadi muka air yang rendah.

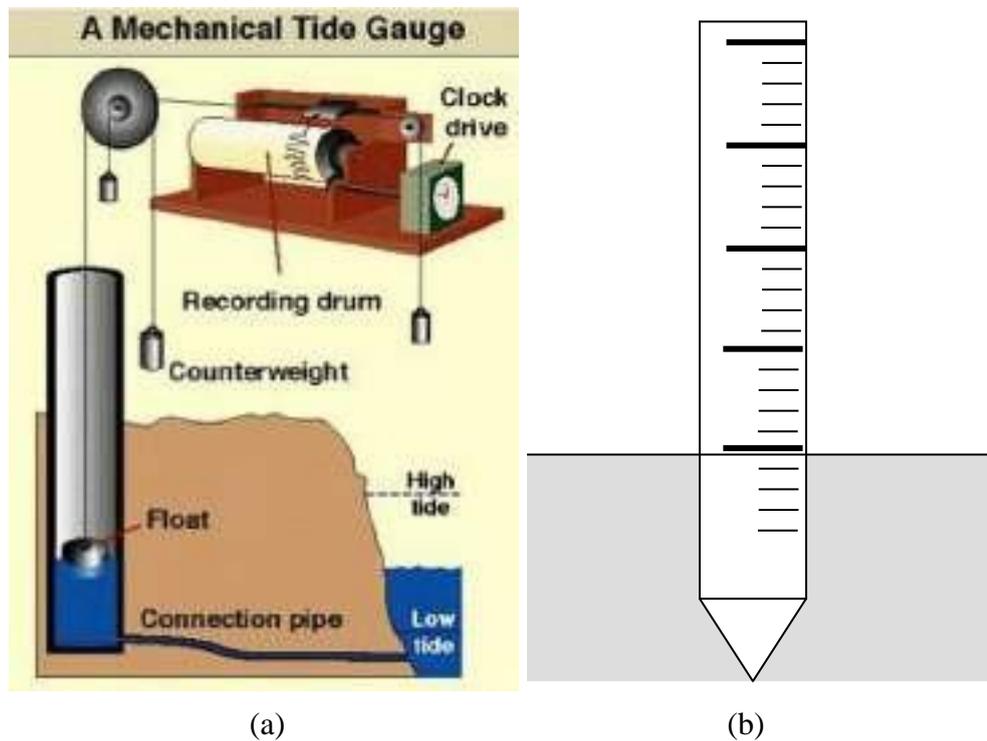


Gambar 6.10. Sistem amphidromic di laut seluruh dunia dengan garis-garis *cotidal*-nya

Sistem amphidromic di perairan laut di seluruh dunia digambarkan pada Gambar 6.10. Di Samudera Pasifik terlihat lebih dari titik amphidromic, sementara di Samudera Atlantik hanya dua titik amphidromic.

6.1.4. Alat Pengukur Pasut

Alat paling sederhana yang umum digunakan untuk mengamati ketinggian muka laut adalah papan berskala (Gambar 11a). Fluktuasi muka laut dicatat setiap 30 menit sampai 1 jam selama kurun waktu tertentu. Bila dilakukan pengamatan yang lama, maka dapat ditentukan muka laut rata-rata (MLR), muka laut rata-rata tertinggi (*MHWL=Mean High Water Level*) dan muka laut rata-rata terendah (*MLWL= Mean Low Water Level*). Alat lain yang dapat mengukur secara mekanik (*self recording*) juga telah dikembangkan (Gambar 11b), serta alat pengukur pasut otomatis lainnya.



Gambar 6.11. Contoh alat ukur pasut **a)** papan berskala, **b)** alat ukur pasut mekanik

6.2. Arus (*Ocean Circulation*)

Arus merupakan salah satu komponen fisika laut yang bersifat dinamis, yakni berupa perpindahan atau aliran massa air baik secara mendatar (horizontal) maupun menegak (vertikal) dari satu tempat ke tempat lain sampai mencapai suatu keseimbangan. Skala arus sangat bervariasi, mulai hanya berskala beberapa cm misalnya turbulensi molekuler sampai beberapa ratus kilometer atau *eddy* berskala besar misalnya North dan South Pacific Gyre.

Secara umum sirkulasi laut dunia dapat dibedakan menjadi dua, yakni arus permukaan (*surface circulation*) dan arus laut dalam (*deep sea circulation*). Kelompok pertama terutama disebabkan oleh angin permukaan (*wind-driven current*), sedangkan kelompok kedua terutama disebabkan oleh adanya perbedaan suhu dan salinitas (*thermohaline circulation*).

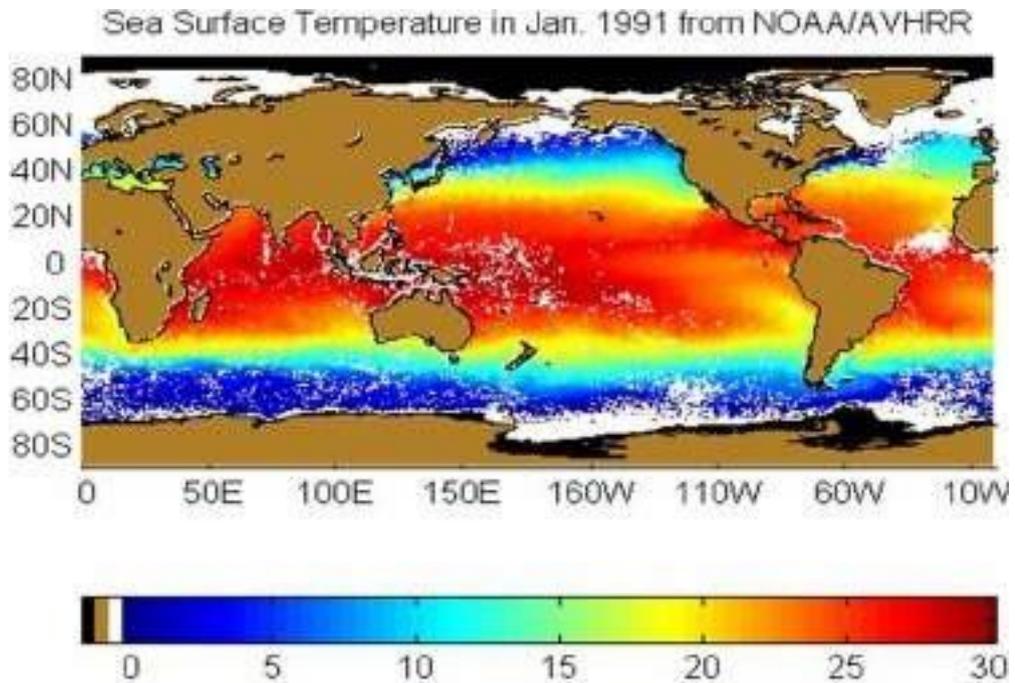
Pemahaman tentang arus sangat penting dalam mendalami ilmu perikanan dan kelautan, khususnya dalam eksplorasi sumberdaya laut, marikultur, penangkapan serta pengelolaan sumberdaya alam dan lingkungan laut. Ada beberapa alasan, mengapa memahami arus laut penting? Pertama, arus berperan penting dalam mendistribusikan bahang dari lintang rendah ke lintang tinggi (*meridional circulation*), demikian juga sebaliknya. Bahkan akhir-akhir ini dikenal bahwa arus juga mendistribusikan bahang sejajar garis lintang (*zonal circulation*) yang dapat mempengaruhi iklim regional contohnya *El Nino* dan *La Nina* di perairan Pasifik Tropis serta fenomena dwi kutub (*Dipole Mode*) di perairan Samudera India Tropis

Kedua, arus berfungsi mendistribusikan semua materi yang terlarut dan berada di dalam kolom air laut, termasuk nutrien dan organisme plankton yang berperan sebagai rantai makanan penting di laut. Di sisi yang lain arus juga mampu mendistribusikan bahan pencemar (*pollutant*) dari sumber pencemar ke perairan sekitar yang dilalui aliran arus laut tadi.

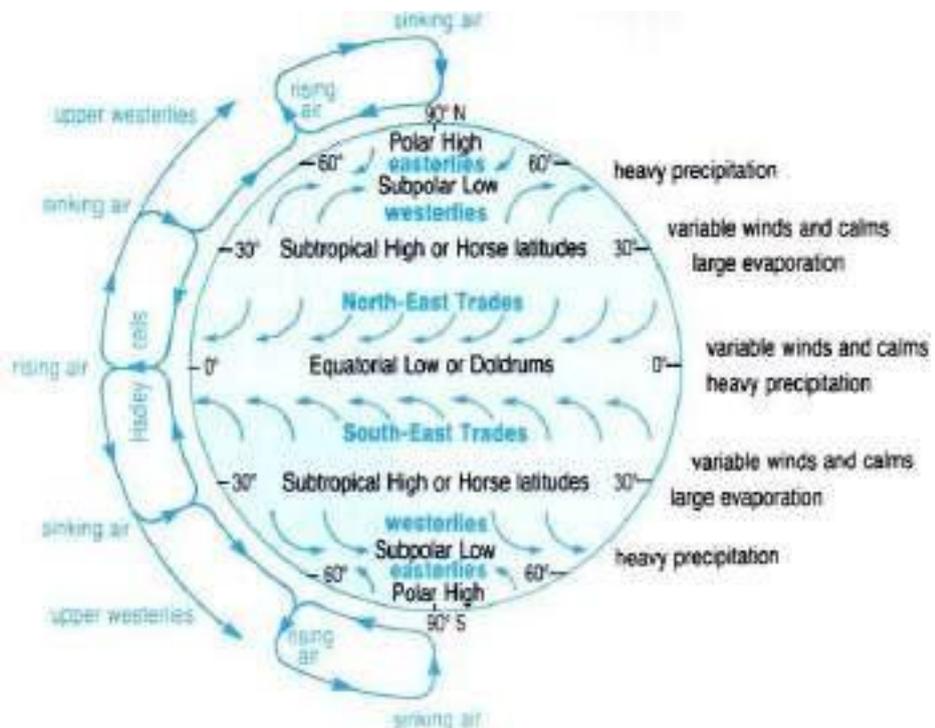
6.2.1. Sirkulasi Umum Atmosfir

Arus permukaan (*surface circulation*) tidak akan terlepas dari karakteristik atmosfer yang ada di atas permukaan laut. Kombinasi dari rotasi bumi pada porosnya dan posisi matahari yang berubah secara periodik memberikan pemanasan yang berbeda di permukaan bumi (Gambar 6.12).

Suhu muka laut di daerah lintang rendah atau daerah tropis lebih panas (ditandai dengan warna merah) dibandingkan dengan lintang rendah atau daerah-daerah mendekati kutub (ditandai dengan warna biru). Penerimaan panas yang berbeda tersebut membuat tekanan udara di atasnya juga menghasilkan tekanan udara yang berbeda pula. Tekanan udara yang lebih tinggi dijumpai pada lintang $23,5^{\circ}$ L.U dan $23,5^{\circ}$ L.S, sedangkan di daerah tropis yang bersuhu panas memiliki tekanan udara rendah.



Gambar 6.12. Sebaran suhu muka laut (SST) pada bulan Januari 1991 (NOAA)

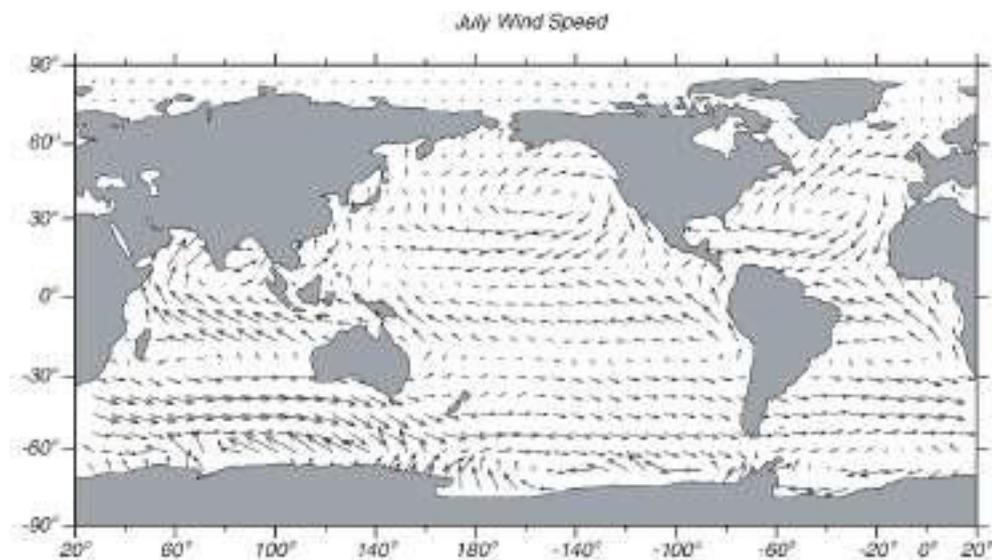


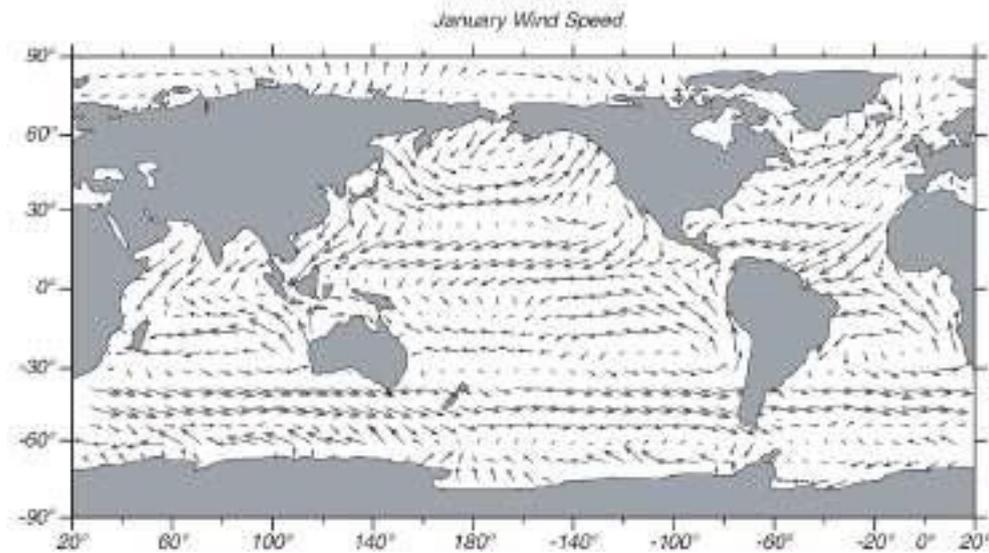
Gambar 6.13. Pola umum sirkulasi udara (angin) dan pusat-pusat tekanan udara rendah dan tinggi (Open University, 1989).

Gambar 6.13 menggambarkan posisi daerah-daerah bertekanan udara tinggi dan bertekanan udara rendah, serta pola umum pergerakan angin permukaan. Angin atau udara bergerak dari daerah bertekanan udara tinggi ($23,5^{\circ}$ L.U. dan L.S.) ke daerah bertekanan udara rendah (daerah tropis atau ekuator), daerah tujuan angin dari dua *subtropic high* di ekuator dikenal sebagai daerah *intertropical convergence (doldrums)*.

Pola umum angin permukaan rata-rata untuk bulan Juli dan Januari dihitung dari sejumlah data (tahun 1980-1989). Pola angin permukaan di bagian utara dan selatan ekuator bergerak dari lintang $23,5^{\circ}$ L.U. dan L.S. Di laut selatan sekitar lintang 60° L.S. angin permukaan tampak bergerak ke timur dengan kecepatan tinggi baik pada bulan Juli maupun pada bulan Januari (Gambar 6.14).

Di daerah antara lintang $23,5^{\circ}$ dan 60° L.U. baik di Samudera Pasifik maupun Atlantik pola angin membentuk aliran melingkar atau eddys beskala besar bergerak *anticyclonic* yang dikenal dengan nama *gyre*. Di Pasifik Utara dikenal dengan sebutan *North Pacific Gyre*, di Atlantik Utara adalah *North Atlantik Gyre*. Sebaliknya juga terjadi di belahan bumi selatan yang masing-masing dikenal sebagai *South Pacific Gyre* dan *South Atlantik Gyre* (Gambar 6.14).





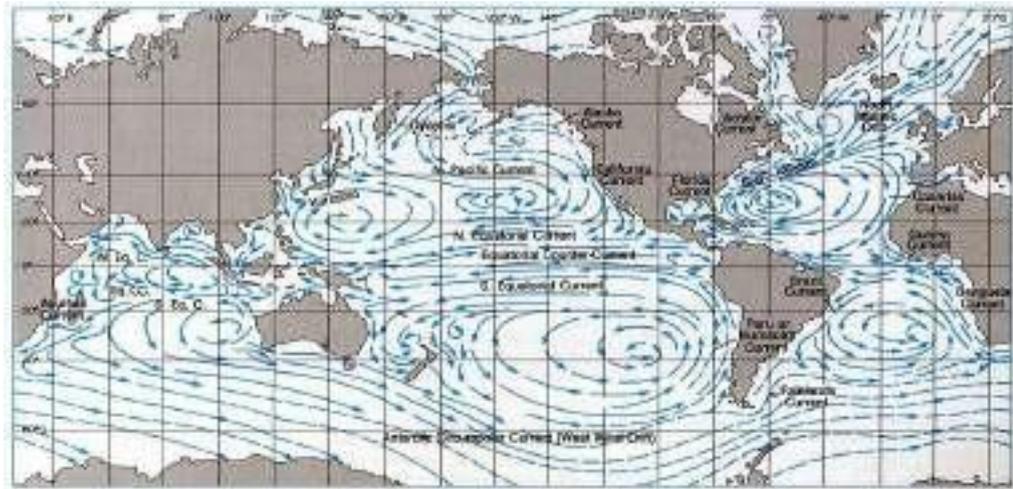
Gambar 6.14. Angin permukaan rata-rata untuk bulan Juli (panel atas) dan Januari (panel bawah), dihitung dari data cuaca dari tahun 1980-1989 (Stewart, 2000)

6.2.2. Pola Umum Arus Permukaan

Arus permukaan yang dibangkitkan oleh angin melalui suatu proses transfer energi dari energi angin menjadi energi gerak, proses ini terjadi dalam bentuk tegangan geser yang disebabkan oleh angin (*sea surface wind stress* atau t). Besar tegangan geser ini bergantung kepada besar kecilnya kecepatan angin, kekasaran permukaan laut (C_d) dan densitas udara (ρ_a).

Secara matematis dapat ditulis menjadi $|\tau| = \rho_a C_d W^2$, dimana W adalah kecepatan angin (m/det) yang umumnya diukur pada ketinggian 10 m diatas permukaan laut.

Bila Gambar 6.15 disandingkan dengan Gambar 6.14 maka dapat terlihat dengan jelas bahwa pola umum arus permukaan laut hampir sama dengan pola aliran angin permukaan. Nama-nama arus permukaan yang ditulis pada peta tersebut umumnya dikaitkan dengan nama tempat dimana arus tersebut melintas atau mengalir, misalnya arus permukaan yang bergerak ke arah ekuator di pantai barat California disebut dengan *California Current*, arus yang bergerak ke utara menuju ekuator di sepanjang pantai barat peru disebut dengan *Peru Current*. Contoh-contoh arus permukaan lainnya dapat dilihat pada Gambar 6.15.



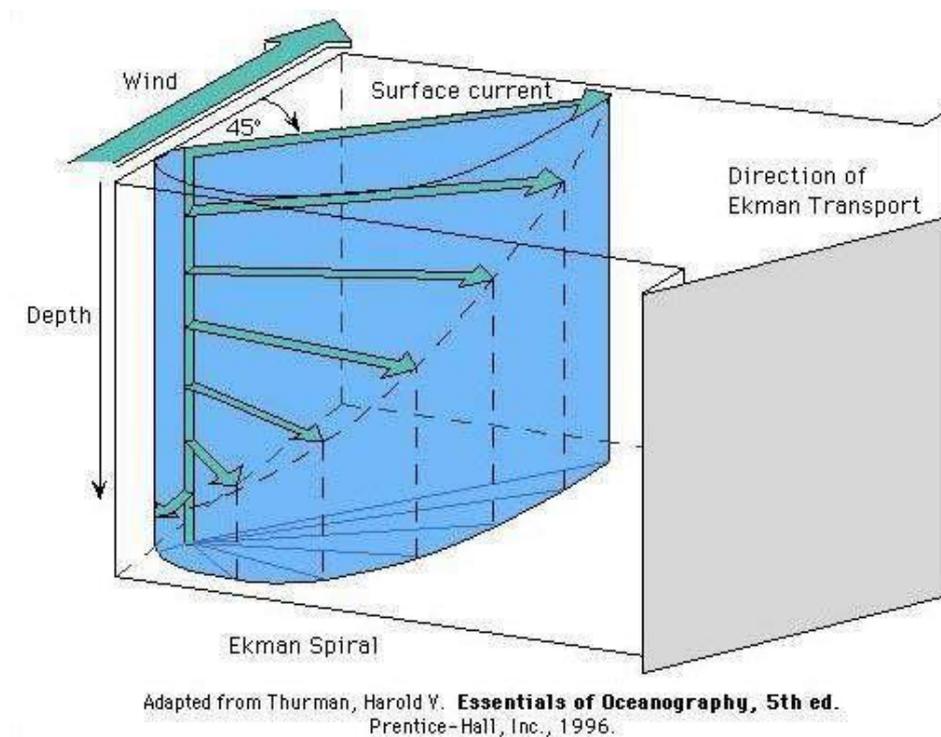
Gambar 6.15. Pola umum arus permukaan laut yang terutama digerakkan oleh angin permukaan (Open University, 1989)

6.2.3. Ekman Spiral

Tubrukan antar molekul udara dan tubrukan antar molekul air di lapisan permukaan laut karena angin menimbulkan gesekan di lapisan permukaan laut akhirnya menyebabkan arus permukaan. Pergerakan mass air permukaan diikuti oleh massa air yang berada di lapisan bawah akibat adanya gaya friksi bekerja. Bila angin mengalir secara konstan dan dalam waktu lama, maka gerakan massa air atau arus ini terjadi sampai di kolom air laut yang lebih dalam. Oleh karena sumber kekuatan angin semakin dalam semakin melemah, maka kekuatan arus juga melemah. Disamping kecepatan arus yang melemah, arah arus juga mengalami perubahan dengan bertambahnya kedalaman. Deviasi ini diakibatkan oleh adanya pengaruh Coriolis. Di belahan bumi utara gerakan air di permukaan dibelokkan ke kanan terhadap arah aliran angin (Gambar 6.16).

Penurunan kecepatan arus dengan bertambahnya kedalaman dan pembelokan arah arus dari permukaan sampai ke kolom air yang lebih dalam terjadi pegeseran dari lapisan satu ke lapisan berikutnya yang lebih dalam sehingga gerakan arus tampak seperti spiral. Pola aliran berdasarkan kedalaman yang dibangkitkan oleh angin dan dipengaruhi oleh coriolis seperti dijelaskan diatas dikenal dengan *Ekman spiral*. Pemberian nama ini sebagai

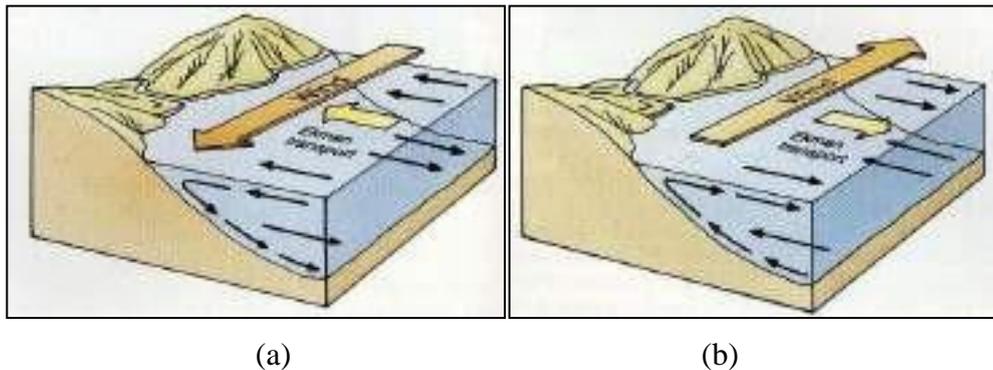
tanda penghargaan terhadap fisikawan Skandinavia yang bernama V. Walfrid Ekman yaitu orang yang pertama kali menjelaskan fenomena ini. Kecepatan arus di kolom dimana pengaruh angin sudah tidak ada adalah 4% dari kecepatan arus di permukaan, arahnya juga berlawanan dengan arah arus permukaan akibat dari gerakan arus yang berbentuk spiral. Kedalaman Ekman spiral ini dapat mencapai kedalaman 100 m sampai 200 m bergantung kepada kekuatan angin. Ekman juga menghitung total transport massa air yang terjadi di seluruh kolom Ekman spiral, yakni rata-rata dari seluruh kecepatan pada kolom Ekman spiral. Arah transport massa air tegak lurus ke kanan terhadap arah angin di belahan bumi utara dan tegak lurus ke kiri terhadap arah angin di belahan bumi selatan.



Gambar 6.16. Perubahan arah dan kecepatan arus berdasarkan kedalaman atau Ekman spiral

Transpor Ekman (*Ekman Transport*) merupakan fenomena penting dan menentukan berbagai tipe arus di lapisan permukaan. Sebagai contoh, bila angin berhembus ke utara sejajar garis pantai di sisi barat samudera (sisi timur benua) di belahan bumi utara, maka transport Ekman membawa massa air

menjauhi pantai, sehingga massa air di lapisan bawah mengisi kekosongan massa air di permukaan atau terjadi coastal upwelling (Gambar 6.17a), sebaliknya akan terjadi downwelling (Gambar 6.17b).



Gambar 6.17. Coastal upwelling sebagai contoh dari Ekman transpor, (a) upwelling dan (b) downwelling.

6.2.4. Sirkulasi Thermohalin

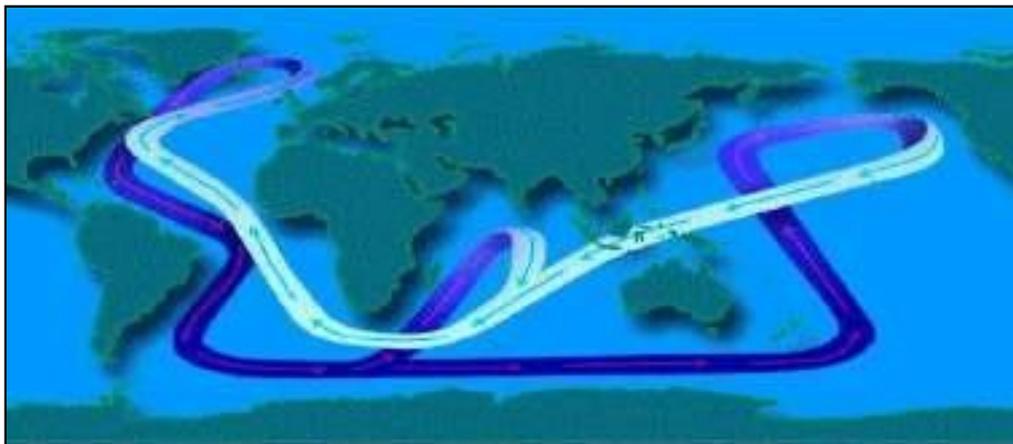
Di lapisan permukaan pergerakan massa air terutama dibangkitkan oleh angin. Di perairan dalam walaupun tidak dipengaruhi oleh angin, akan tetapi massa air di perairan dalam ini juga bergerak, gerakan massa air tersebut disebut sebagai sirkulasi termohalin (*thermohaline circulation*). Sirkulasi termohalin adalah gerak massa air yang dibangkitkan oleh adanya perbedaan densitas yang dikontrol oleh adanya variasi suhu (*thermo* atau *thermal*) dan salinitas (*haline*). Untuk memahami fenomena ini sangat sederhana, ketika dua massa air berbeda (misalnya air tawar dan air laut) ditaruh dalam suatu wadah, mula-mula dipisahkan dengan suatu pembatas, kemudian pembatas tersebut ditarik atau dikeluarkan secara perlahan, maka kedua massa air yang berbeda tersebut bergerak. Massa air tawar yang lebih ringan bergerak ke arah massa air di lapisan permukaan, sedangkan massa air laut yang lebih berat bergerak ke arah air tawar di lapisan bawah.

Salah satu contoh yang terkenal dari sirkulasi termohalin di dalam bidang oseanografi adalah sirkulasi global atau *the Great Conveyor Belt* (Gambar 6.18). Di daerah kutub dekat dengan Greenland massa air hangat yang berasal dari daerah lintang rendah atau daerah tropis tenggelam, kemudian arus dalam

bergerak di dekat dasar menelusuri basin laut dalam ke arah ekuator sampai ke laut selatan berbelok ke timur, sebagian bergerak menuju Samudera India, sebagian lagi menuju Samudera Pasifik. Di Samudera Pasifik massa air bergerak ke lapisan permukaan sehingga massa air tersebut menjadi lebih hangat.

Massa air hangat yang berada di lapisan permukaan kemudian bergerak menuju ke Samudera India melewati perairan Indonesia. Massa air laut yang bergerak dari Samudera Pasifik ke Samudera India melalui perairan Indonesia dikenal sebagai ARLINDO atau ITF (**A**rus **L**intas **I**ndonesia atau *Indonesian Through Flow*).

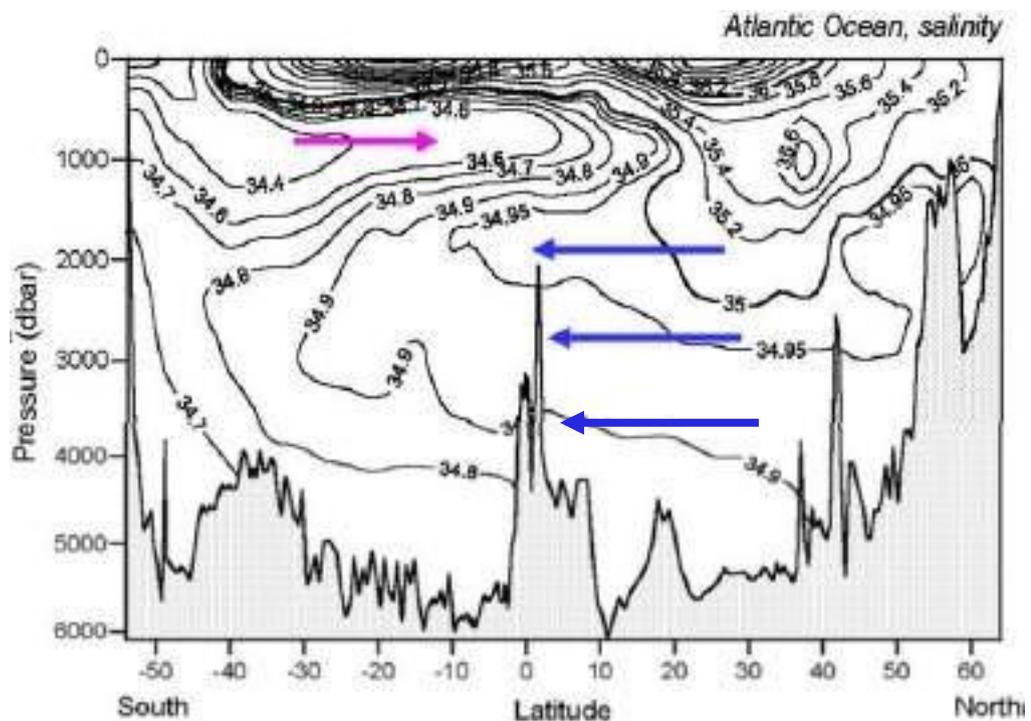
Massa air hangat di lapisan permukaan dari Samudera Pasifik bertemu dengan massa air yang bergerak ke permukaan di Samudera India. Kedua massa air tersebut bergerak menuju daerah lintang tinggi atau kutub melalui Samudera Atlantik. Secara skematik sirkulasi laut global yang dibangkitkan oleh adanya perbedaan densitas sebagai konsekuensi dari adanya variabilitas suhu dan salinitas digambarkan pada Gambar 6.18.



Gambar 6.18. Sirkulasi massa air laut secara global atau *The Global Conveyor Belt*

Beberapa bukti ilmiah telah ditemukan oleh para pakar Oseanografi yang mendukung kebenaran teori atau fenomena sirkulasi termohalin, salah satu diantaranya adalah berupa bukti hidrografi atau *hydrographic evidence* (Gambar 6.19). Gambar 6.19 merupakan sebaran menegak salinitas di

Samudera Atlantik mulai dari lintang 50° L.S. di belahan bumi selatan sampai 60° L.U. di belahan bumi utara. Di lapisan dekat permukaan pada kedalaman 1000 m massa air terlihat bergerak dari belahan bumi selatan ke belahan bumi utara melalui ekuator (tanda panah berwarna ungu), disisi yang lain massa air yang lebih berat ($>35,2$ psu) tenggelam di sekitar lintang $40-50^{\circ}$ L.U., kemudian bergerak ke arah belahan bumi utara melalui ekuator pada kedalaman >2000 m.

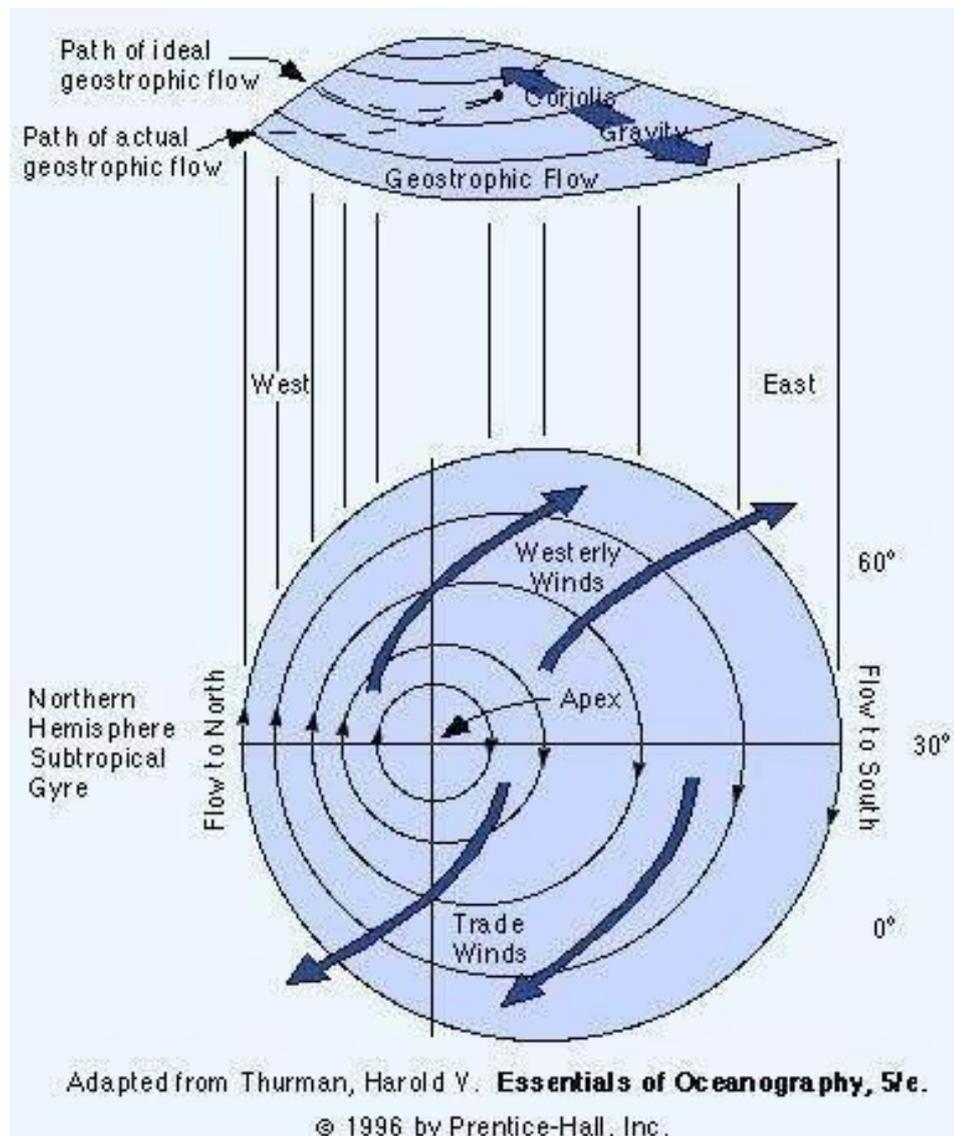


Gambar 6.19. Bukti adanya sirkulasi termohalin di laut dalam berupa sebaran menegak salinitas di Samudera Atlantik dari Lintang 50° L.S. sampai 60° L.U.

6.2.5. Arus Geostrofik

Sejauh ini diskusi kita berasumsikan bahwa laut sangat luas dan tanpa batas sesuai dengan Ekman dalam memformulasikan teorinya. Bila pengaruh pantai sebagai pembatas (*coastal boundary*) dimasukkan dalam diskusi tersebut maka permasalahan akan lebih kompleks. Aliran massa air tertahan dan cenderung menumpuk dekat pantai sehingga terbentuk kemiringan permukaan laut (*slope*). Tekanan hidrostatik akan bekerja pada bidang

mendatar dan nilainya akan bervariasi sesuai dengan tingkat kemiringan permukaan laut, dengan kata lain terbentuk gradien tekanan mendatar (*horizontal pressure gradients*).

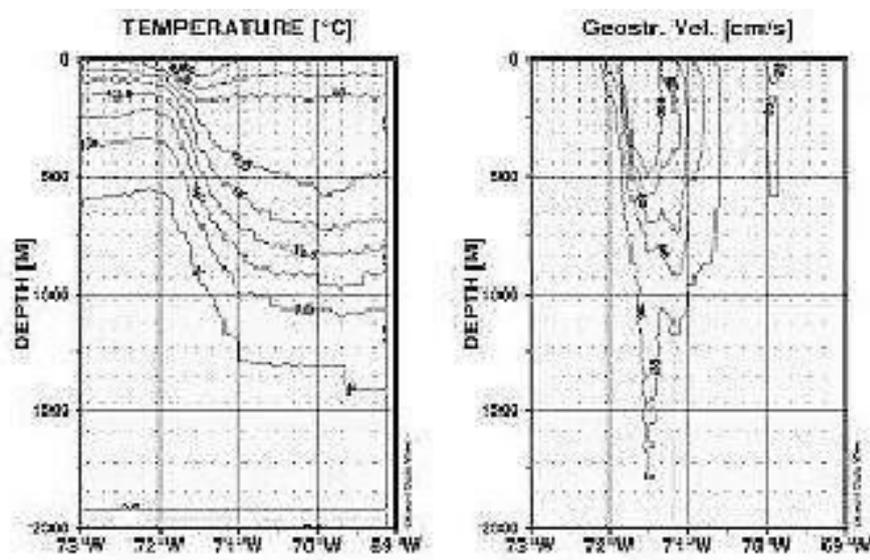


Gambar 6.20. Penumpukan massa air di sisi barat samudera cenderung menimbulkan kemiringan muka laut yang menghasilkan gradien tekanan mendatar. Gerakan massa air dari tekanan tinggi ke rendah diimbangi oleh gaya coriolis menghasilkan arus geostrofik.

Gambar 6.20 merupakan salah satu contoh dari mekanisme pembentukan arus geostrofik yang berasal dari suatu keseimbangan antara gradien tekanan mendatar dan gaya coriolis. Aliran geostrofik yang terbentuk akibat

keseimbangan tersebut bergerak sejajar dengan garis isobar (garis yang memiliki tekanan yang sama).

Secara klasik arus geostrofik bisa dihitung dengan data sebaran menegak suhu, salinitas, tekanan (densitas) antara dua stasiun yang berdekatan. Perkembangan teknologi elektronika mempermudah mendapatkan data suhu, salinitas dan tekanan melalui pengukuran CTD secara kontinu di laut. Gambar 6.20 salah satu contoh hasil perhitungan arus geostrofik dengan menggunakan data suhu, salinitas dan tekanan yang diperoleh dengan menggunakan alat CTD.



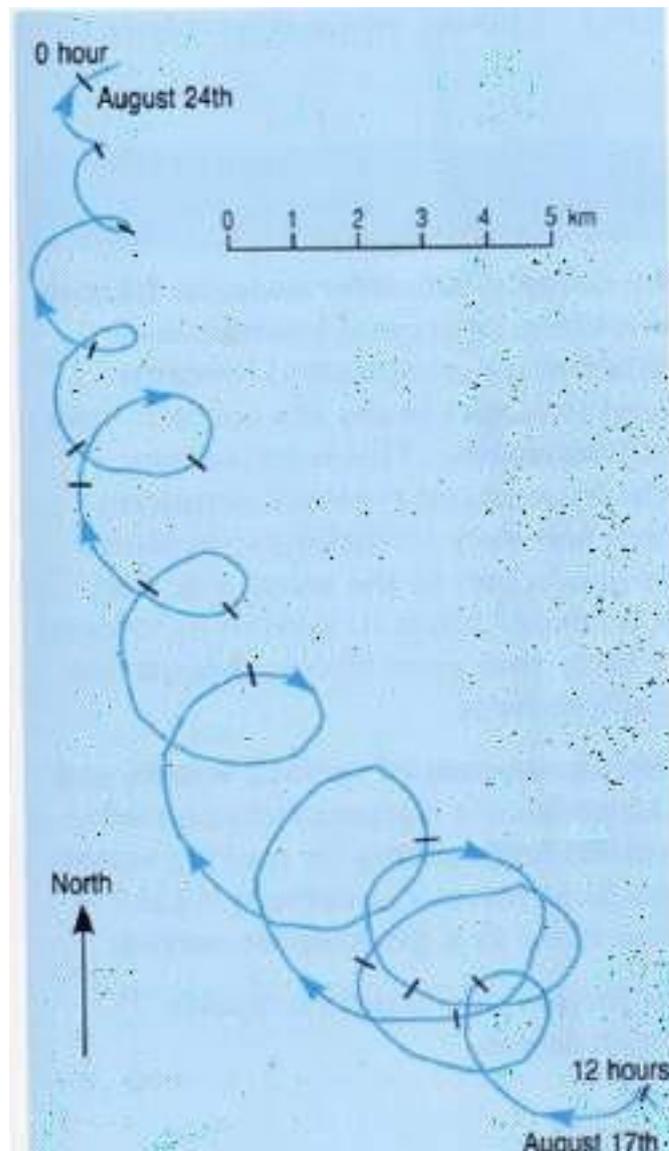
Gambar 6.21. Contoh arus geostrofik yang dihitung dari sebaran suhu, salinitas dan tekana (densitas) di Samudera Atlantik pada bujur 73° B.B.- 69° B.B.

1. Arus Inersia (*Inertia Currents*)

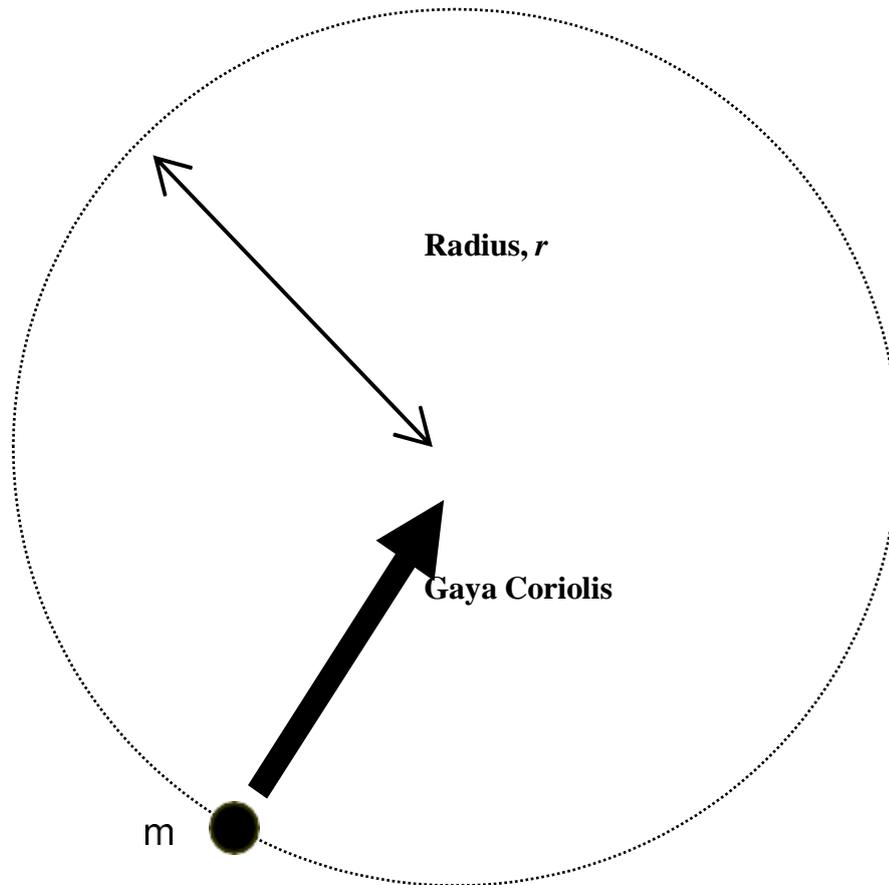
Pada bagian sebelumnya telah dibahas tentang arus yang dibangkitkan oleh angin. Apabila angin yang berembus di atas permukaan laut secara tiba-tiba berhenti maka tidak ada transfer energi dari angin ke permukaan laut. Walaupun tidak ada transfer energi ke permukaan laut, namun massa air di permukaan laut masih tetap bergerak. Gerakan massa air permukaan tersebut kemudian dipengaruhi oleh gaya coriolis sehingga terjadi pembelokan arah ke kanan di belahan bumi utara (ke kiri di belahan bumi selatan). Pada awalnya kekuatan gerak massa air masih cukup kuat sehingga pengaruh coriolis

menyebabkan gerak melingkar yang menyerupai spiral. Namun pada akhirnya gerakan massa air melemah. Gerakan massa air laut atau arus tersebut dikenal dengan nama arus inersia (*inertial currents*).

Fenomena arus inersia ini sering dijumpai pada daerah lintang tinggi, misalnya di Laut Baltik (Gambar 6.22), di Pasifik Utara dan beberapa tempat lainnya..



Gambar 6.22. Arus inersia yang teramati di Laut Baltik. Gambar menunjukkan lintasan parcel air. Pengamatan dilakukan antara 17 dan 24 Agustus 1933. Tanda garis hitam pada lintasan menunjukkan interval 12 jam (Open University, 1989)



Gambar 6.23. Tampilan sederhana gerak inersia di belahan bumi utara

Pada arus inersia, gaya coriolis bekerja sebagai gaya centrifugal yang mengarah ke pusat lingkaran (**Gambar 6.23**). Bila massa m bergerak melingkari sebuah lingkaran berjari-jari r , bergerak dengan kecepatan u , gaya centripetal diberikan oleh persamaan

$$\text{Gaya centripetal} = \frac{mu^2}{r} \quad (1)$$

Dalam kasus ini gaya centripetal merupakan gaya coriolis yang besarnya sama dengan mfu , dimana f adalah parameter coriolis.

Gaya centripetal = gaya coriolis

$$\frac{mu^2}{r} = mf u$$

Persamaan tersebut dapat disederhanakan menjadi bentuk

$$\frac{u}{r} = f \quad (2)$$

Bila gerakan ini terjadi dalam skala kecil dan tidak ada terdapat perubahan lintang, maka f konstan sehingga air akan mengikuti gerakan melingkar dengan radius r dan kecepatan konstan u . Waktu T yang dibutuhkan oleh partikel air untuk melingkari satu lingkaran penuh merupakan periode dari arus inersia, yang dapat dihitung dari pembagian jarak yang merupakan satu lingkaran penuh dan kecepatan gerak partikel air.

$$T = \frac{2\pi r}{u} \quad (3)$$

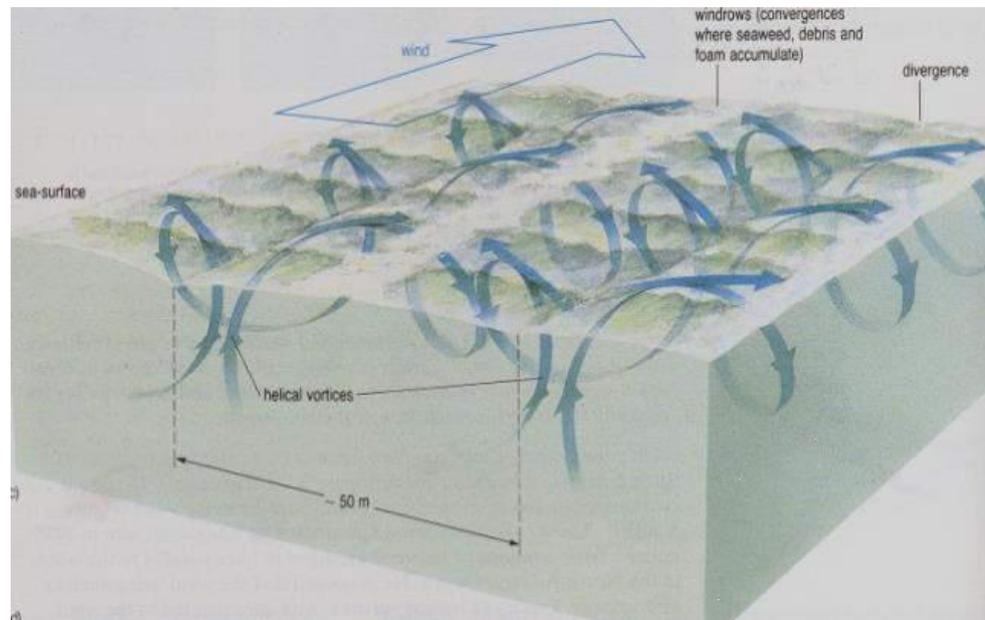
6.2.6. Arus Langmuir

Fenomena konvergen permukaan dalam skala kecil sering terjadi sejajar dengan arah tiupan angin, pada daerah ini sering ditandai dengan adanya pengumpulan debris (potongan rumput laut atau buih-buih putih) di permukaan laut (Gambar 6.24a).

Pada tahun 1938 Langmuir menemukan sejumlah rumput laut membentuk garis sejajar dengan tiupan angin di Samudera Atlantik Utara. Sehingga arus yang terjadi di permukaan karena tiupan angin dan bergerak dengan sumbu sejajar angin dikenal sebagai Arus Langmuir. Morfologi arus Langmuir secara skematik digambarkan pada Gambar 6.24b.



(a)



(b)

Gambar 6.24. Terkumpulnya debris dan buih-buih di permukaan laut (a), morfologi arus Langmuir (b), Open University (1989)

6.2.7. Alat dan Metode Pengukuran Arus

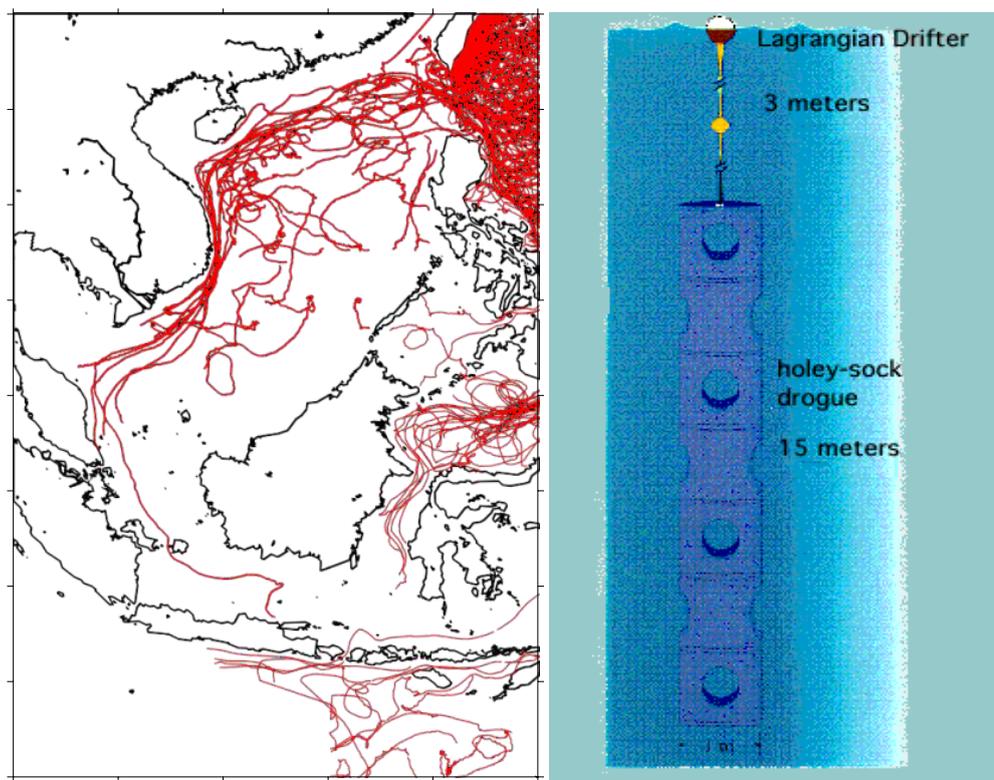
Gerakan massa air di laut dapat diketahui dengan tiga cara, yakni melakukan pengukuran langsung di laut, melalui pengamatan topografi muka laut dengan satelit, dan model hidrodinamik.

Pengukuran arus secara insitu

Pengukuran arus secara insitu dapat dilakukan dengan dua metode, yakni metode Lagrangian dan Euler. Metode Lagrangian adalah suatu cara mengukur aliran massa air dengan melepas benda apung atau drifter ke laut, kemudian mengikuti gerakan aliran massa air laut.

Gambar 6.25 menunjukkan salah satu alat ukur atau drifter yang ditaruh di laut, pada bagian atas dilengkapi seperangkat elektronik yang mampu mentranfer data posisi ke stasiun kontrol di darat melalui satelit. Sehingga secara terus menerus posisinya dapat diplotkan dan akhirnya lintasan arus dapat diketahui.

Cara lain mengukur arus insitu adalah dengan metode Euler. Pengukuran arus yang dilakukan pada satu titik tetap pada kurun waktu tertentu. Cara ini biasanya menggunakan alat yang disebut dengan Current Meter. Salah satu alat ukur arus dengan metode Euler ditampilkan pada Gambar 6.26. Pada alat tersebut dilengkapi dengan sensor suhu, conductivitas untuk mengukur salinitas, rotor untuk kecepatan dan kompas magnetik untuk menentukan arah.



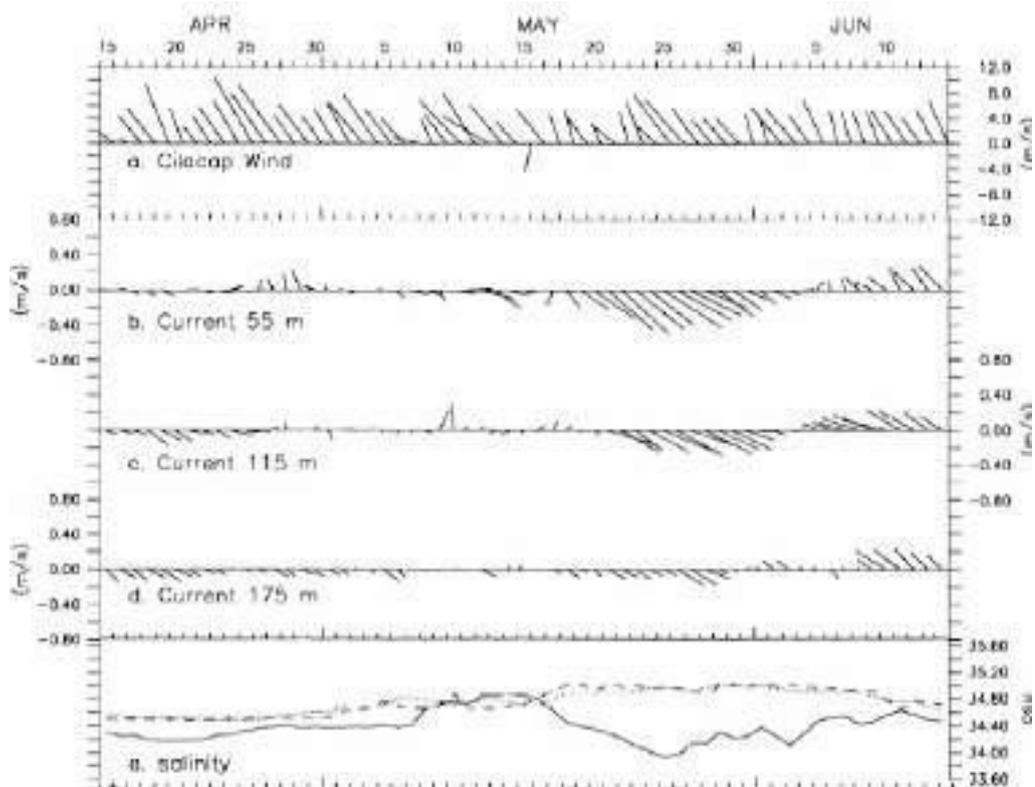
Gambar 6.25. Salah satu contoh alat ukur arus dengan menggunakan metode Euler, panel sebelah kiri merupakan salah satu contoh lintasan arus yang bergerak dari Samudera Pasifik bergerak memasuki perairan Indonesia.

Gambar 6.27 menunjukkan salah satu contoh hasil rekaman arus di tiga lapisan kedalaman pada periode 15 April-15 Juni 1997 di perairan lepas pantai Cilacap. Panel (a) paling atas merupakan *stik plot* data angin rata-rata harian selama periode yang sama seperti pengukuran arus. Panel (b) sampai (d) merupakan vektor arus pada kedalaman 55m, 115m dan 175m. Secara umum kecepatan arus semakin menurun dengan bertambahnya kedalaman.

Panel (e) paling bawah merupakan plot data salinitas pada lapisan kedalaman 55m (garis utuh), 155m (garis putus-putus) dan 175m (garis titik). Pada periode 15 Mei dan 10 Juni nampak perbedaan salinitas yang cukup signifikan, dimana pada lapisan kedalaman 55m salinitas drop menjadi 34,00 psu.



Gambar 6.26. Current Meter Aandera Type RCM-7

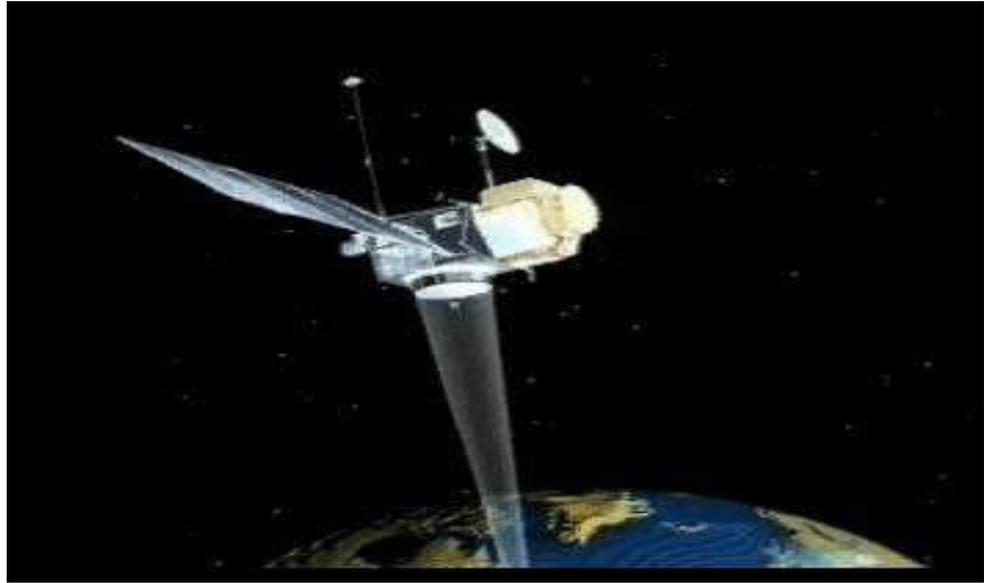


Gambar 6.27. Contoh hasil rekaman mooring dengan alat ukur Current Meter type Aandera

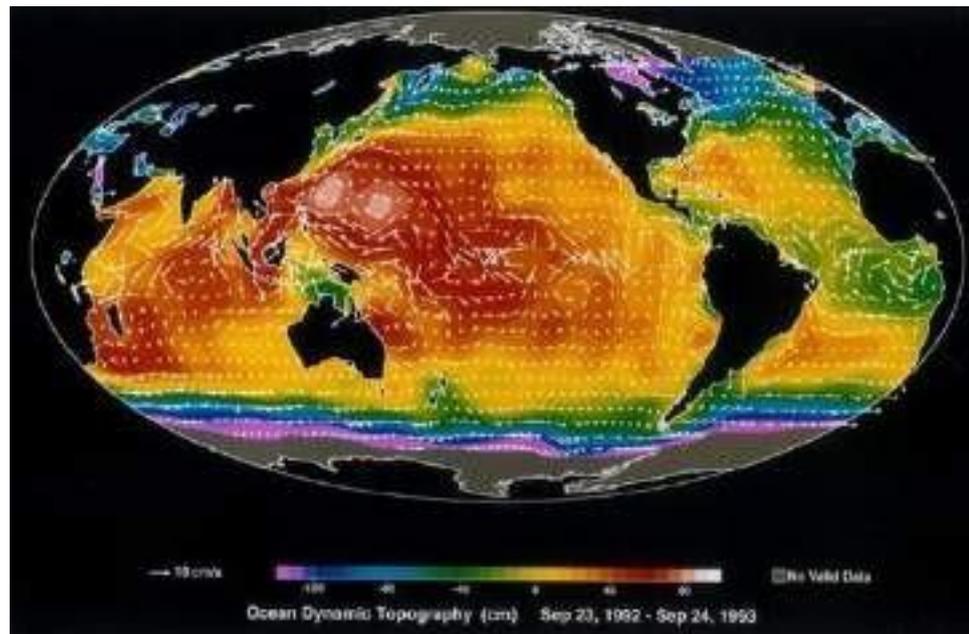
Pengukuran arus dengan satelit altimetri

Adanya perkembangan teknologi satelit dewasa ini sangat memungkinkan untuk mengetahui tinggi muka laut atau topografi muka laut. Salah satu satelit yang mampu untuk membedakan perbedaan tinggi muka laut adalah Topex/Poseidon (Gambar 6.28a).

Satelit altimetri pada prinsipnya mentransmisikan gelombang dengan panjang tertentu, kemudian dicatat waktu yang dibutuhkan untuk menempuh jarak dari satelit ke permukaan laut dan kembali ke receiver di satelit, sehingga jarak dari lintasa satelit ke muka laut diketahui. Jarak yang lebih dekat saat muka laut lebih tinggi akan membutuhkan waktu yang lebih pendek bila dibandingkan dengan saat muka laut lebih rendah. Gambar 6.28b menggambarkan tinggi rendah muka laut dan hasil analisis gerakan massa air permukaan.



(a)



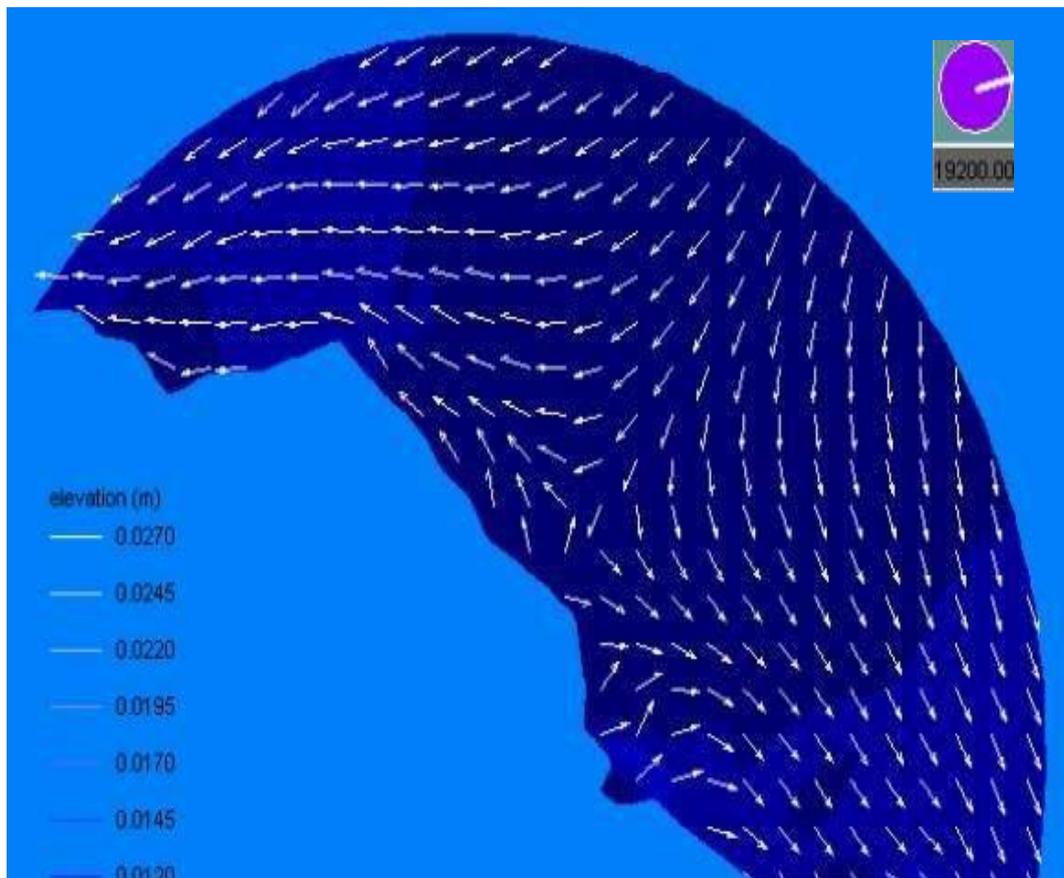
(b)

Gambar 6.28. (a) Satelit Topex-Poseidon, (b) hasil rekaman satelit Topex- Poseidon berupa peta topografi muka laut

Pengukuran arus dengan membangun model hidrodinamika

Seiring dengan perkembangan teknologi komputer, para pakar oseanografi fisika mengembangkan model-model hidrodinamika untuk memprediksi gerak massa air di laut. Dengan memahami prinsip-prinsip fisika dan dengan alat bantu matematika dan komputer beberapa permasalahan yang secara analitik sulit dipecahkan dapat dipecahkan dengan metode numerik. Sampai saat ini banyak sekali model dikembangkan, misalnya POM (Princeton Ocean Modeling). Bahkan beberapa institusi kelautan dunia membuat paket-paket model yang bisa di-*running* dalam personal komputer berbasis windows, misalnya SMS 8.0 (*Surface water Modelling System*).

Gambar 6.29 merupakan salah satu contoh model arus yang dihasilkan dari program SMS 8.0 dengan memasukkan data kedalaman, komponen pasang-surut M2, S2, N2, O1 dan K1.



Gambar 6.29. Pola arus di pantai Aceh Timur, hasil simulasi dengan SMS 8.0

6.3. Gelombang (*Ocean Waves*)

Salah satu fenomena alam yang memberikan kesan pertama ketika pergi ke pantai adalah gelombang. Sifat dan karakter gelombang di pantai satu dengan pantai yang lain sering terlihat berbeda baik dari tinggi gelombang pecah, jarak gelombang pecah dari garis pantai, dan sudut datang gelombang terhadap garis pantai juga berbeda-beda.

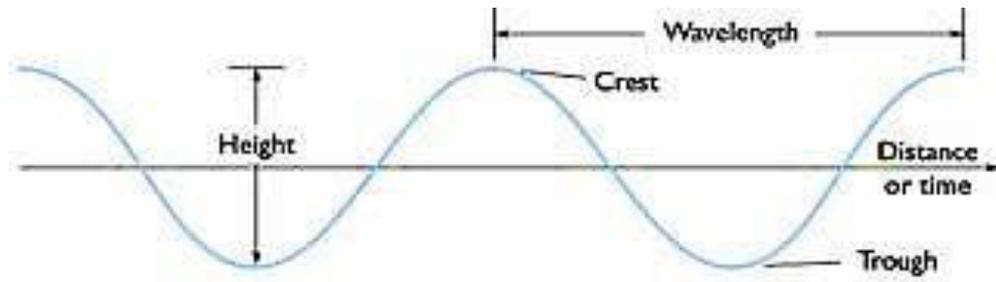
Perbedaan karakter gelombang disebabkan oleh banyak hal beberapa diantaranya adalah sumber pembangkit gelombang (seperti kekuatan angin, besar kecilnya patahan dasar laut atau besar kecilnya benda angkasa yang jatuh ke laut, dua yang terakhir penyebab gelombang besar yang mematikan (*killer waves* atau *Tsunami*). Faktor lainnya adalah morfologi pantai (misalnya kedalaman dan bentuk garis pantai), terbuka tidaknya pantai terhadap laut terbuka.

Manfaat mempelajari gelombang laut diantaranya adalah (1) untuk menjaga keselamatan ketika melakukan kegiatan di laut. (2) sebagai pertimbangan dalam mendisain bangunan-bangunan pantai dan lepas pantai. (3) mengetahui peran gelombang terhadap kehidupan biota di laut misalnya fenomena turbulensi dan sedimen resuspensi serta mempertahankan makrofita laut seperti padang lamun, *seagrass* dan *kelp* pada posisi tetap tegak. (4) mencari energi alternatif yang terbarukan dari gelombang. (5) sebagai pengetahuan dalam *Assessment Emergency Response Plan* terhadap bahaya *tsunami* dan lain sebagainya.

6.3.1. Karakteristik Gelombang

Gelombang yang terjadi di laut sangat rumit dan acak (*random*), meskipun demikian gelombang laut yang rumit tersebut masih dapat disederhanakan bentuknya seperti halnya gelombang-gelombang lainnya. Setiap gelombang memiliki puncak (*crest*) dan lembah (*trough*). Identitas gelombang tadi dapat menurunkan karakter baru misalnya panjang gelombang (*wavelength*), yakni jarak puncak gelombang yang satu dengan puncak gelombang berikutnya atau jarak lembah gelombang yang satu dengan lembah

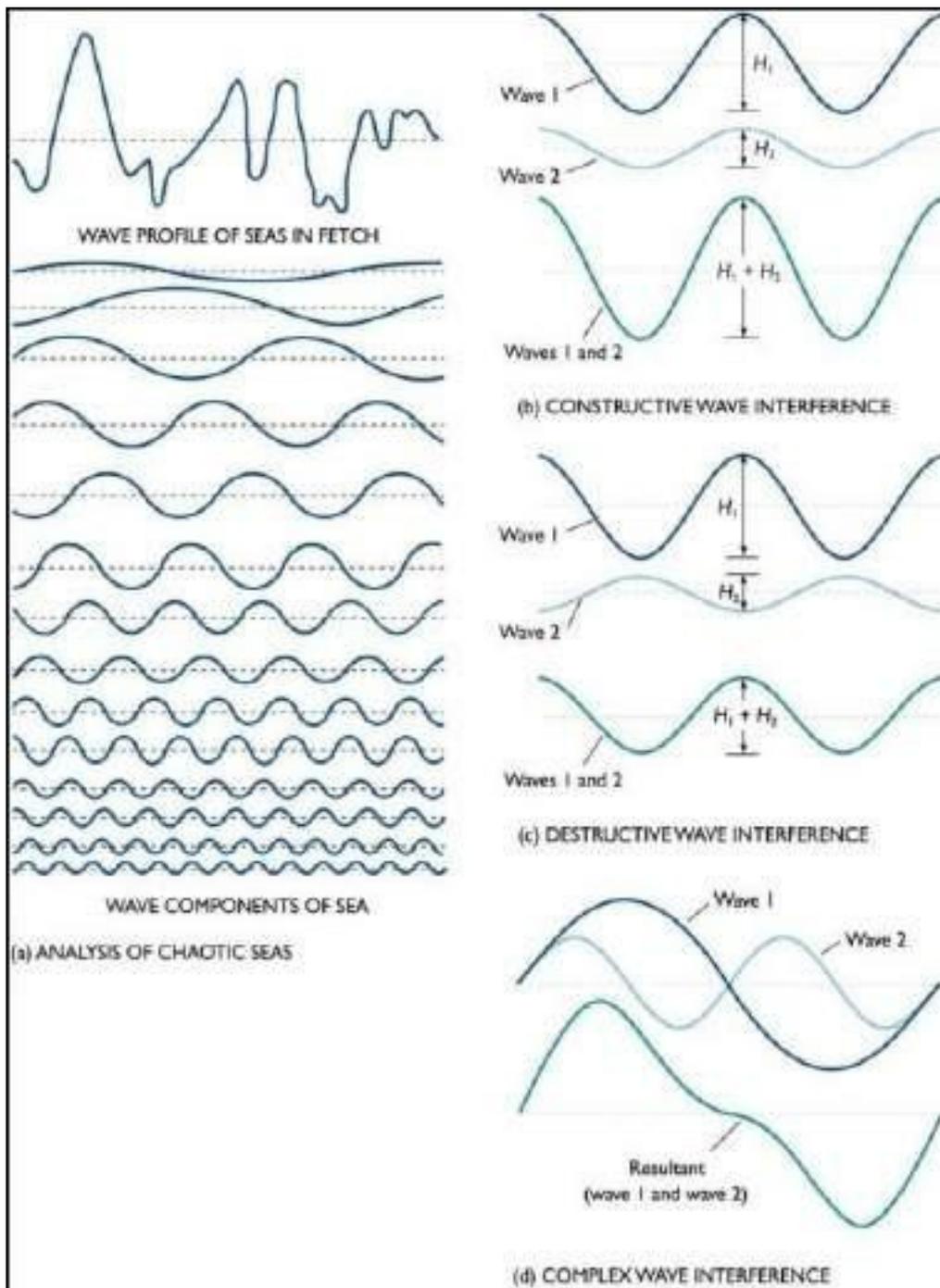
gelombang lainnya yang berurutan (Gambar 6.30). Tinggi gelombang (*height*) merupakan jarak menegak atau vertikal antara puncak dan lembah gelombang.



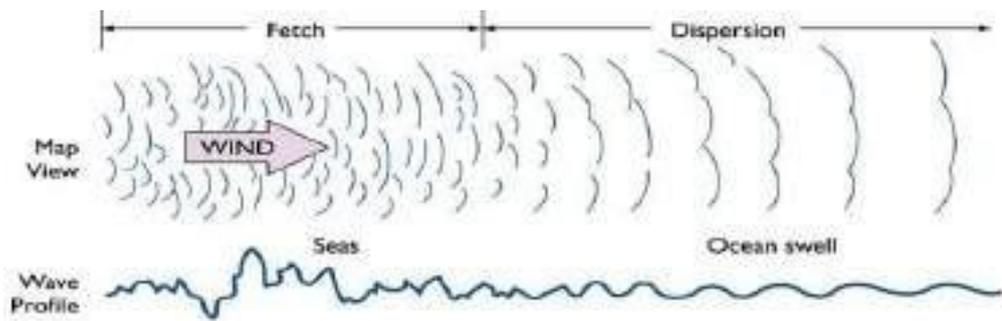
Gambar 6.30. Morfologi gelombang sederhana

Karakter gelombang yang diturunkan dari puncak dan lembah gelombang tadi menjadi panjang (L atau l) dan tinggi gelombang (H) selanjutnya dapat digunakan untuk menurunkan karakter gelombang lainnya seperti amplitudo gelombang ($A=2H$), kecepatan (C), periode (T), keterjalan gelombang dan lain sebagainya. Periode gelombang adalah waktu yang dibutuhkan oleh satu panjang gelombang untuk melewati satu titik tetap. Kecepatan gelombang adalah panjang gelombang dibagi dengan periode gelombang ($C=L/T$). Sedangkan keterjalan gelombang (*wave steepness*) adalah perbandingan tinggi gelombang terhadap panjang gelombang (H/L). Banyak lagi karakter gelombang yang dapat diturunkan misalnya frekuensi gelombang (f) yakni jumlah gelombang yang melewati satu titik tetap dalam periode tertentu ($f=1/T$). Berdasarkan pengamatan yang panjang, ketika keterjalan gelombang atau *wave steepness* mencapai $1/7$ atau lebih maka gelombang akan pecah.

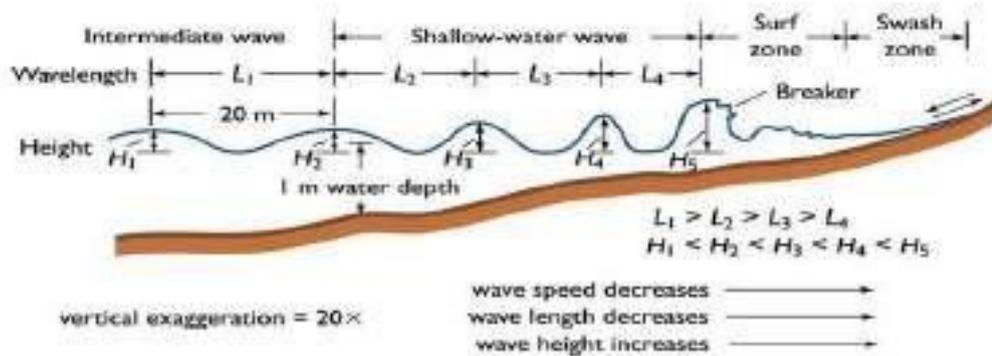
Berikut ini secara skematik dibahas tentang pembentukan gelombang angin di perairan dalam, kemudian merambat ke arah pantai menuju perairan dangkal. Transfer energi angin ke permukaan laut terjadi di daerah pembentukan gelombang oleh angin yang dikenal dengan istilah *Seas*, di daerah pembentukan angin ini tinggi gelombang sangat bervariasi dari berukuran kecil hanya beberapa centimeter sampai berukuran besar beberapa meter.



Gambar 6.31. Gelombang laut tersusun oleh banyak gelombang mulai dari yang kecil sampai besar, pembentukannya terjadi karena interferensi baik yang bersifat konstruktif, destruktif dan atau kedua-duanya sehingga terjadi penggabungan yang kompleks



(a) Transformasi Gelombang di perairan dalam



(b) Profil Gelombang di perairan dangkal

Gambar 6.32. (a) Mekanisme transformasi gelombang di perairan dalam yang dibangkitkan oleh angin, (b) profil gelombang di perairan dangkal

(Gambar 3.2). Pembentukan gelombang kelompok bisa terjadi karena interferensi dua gelombang atau lebih. Bila terjadi interferensi konstruktif maka gelombang akan bertambah besar atau tinggi, sebaliknya terjadi bila interferensi destruksi. Kedua interferensi gelombang bisa saja terjadi secara bersamaan sehingga terjadi interferensi yang lebih kompleks.

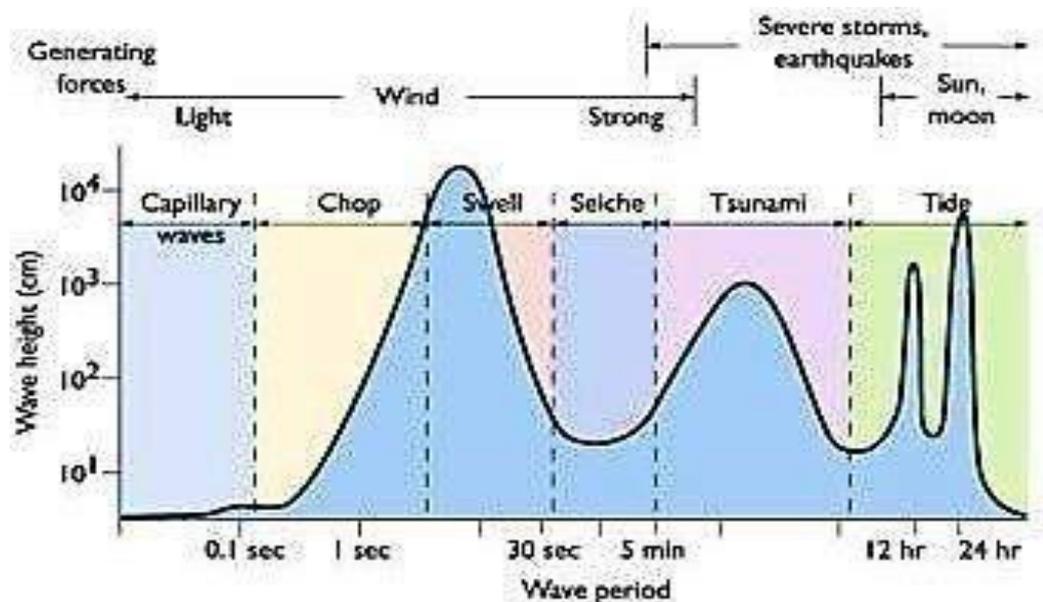
Gelombang merambat menjauhi daerah *Seas*, gelombang yang memiliki karakteristik yang sama (misalnya periode, panjang dan kecepatan yang sama) akan berkelompok bergerak beralun menjauhi daerah *seas* menuju pantai, gelombang yang merambat teratur sering dikenal sebagai *Swell* (Gambar 3a).

Gambar 3b menunjukkan profil gelombang saat memasuki perairan dangkal. Parameter gelombang yang terlihat berubah ketika memasuki daerah pantai adalah panjang gelombang (L) dan tinggi gelombang (H). Panjang gelombang berkurang ketika memasuki perairan dangkal sehingga $L_1 > L_2 > L_3 > L_4$. Hal sebaliknya terjadi pada tinggi gelombang, tinggi

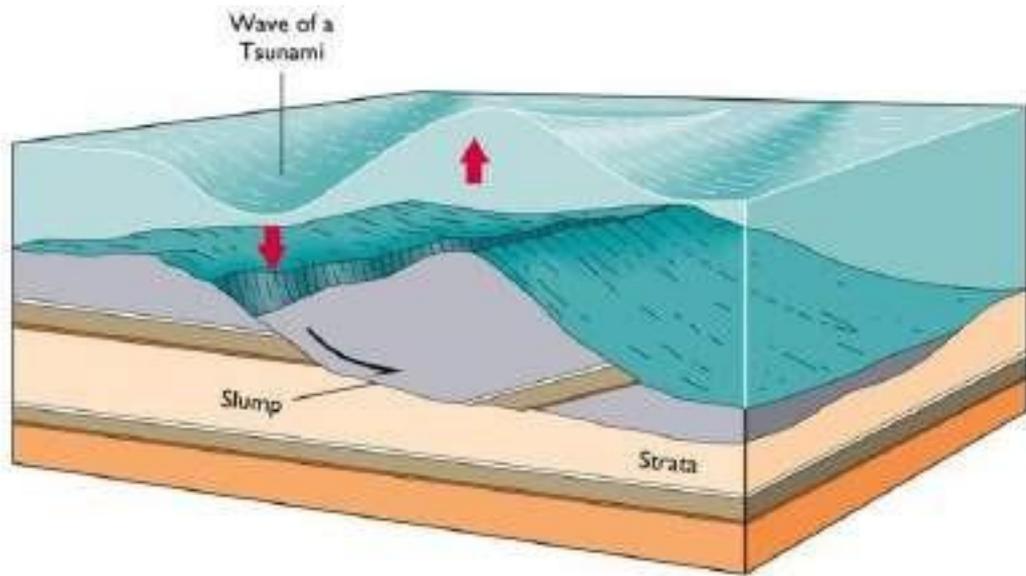
gelombang bertambah tinggi ketika memasuki perairan dangkal sehingga $H1 < H2 < H3 < H4$ dan $H5$. Ketika kestabilan gelombang mulai terganggu karena pengaruh dasar perairan maka gelombang pecah (*Breaking*), sehingga sering dikenal sebagai daerah dimana gelombang pecah atau *Surf zone*. Massa air yang berada di daerah *surf zone* didorong ke pantai sampai naik ke tepi pantai, ketika dorongan massa air berkurang maka bergerak turun dan kembali ke laut, daerah dimana terjadi naik dan turunnya massa karena dorongan pecah gelombang disebut *Swash Zone*.

6.3.2. Tipe Gelombang

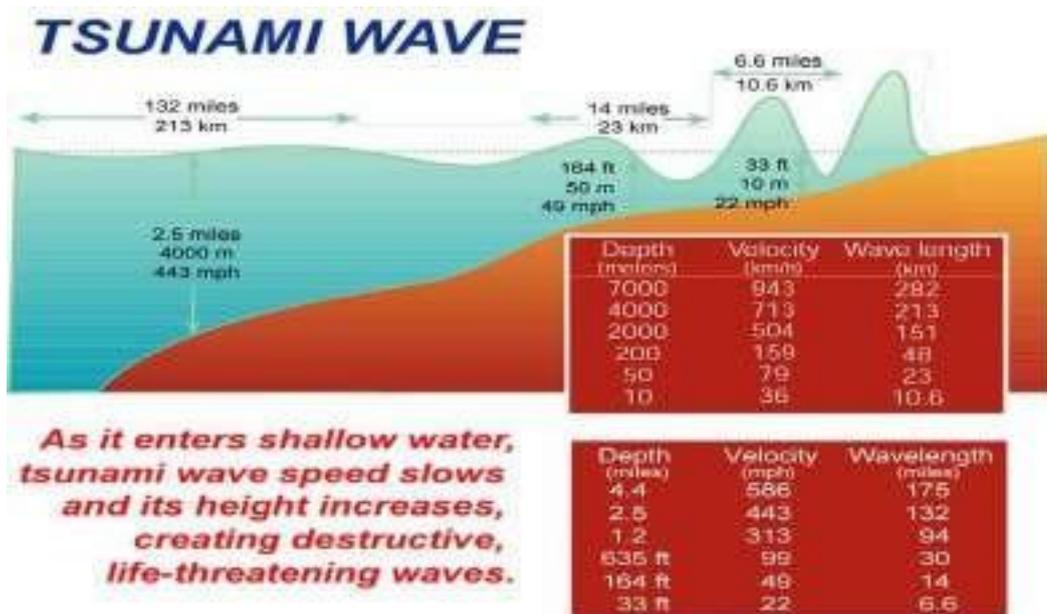
Tipe-tipe gelombang yang terjadi di laut dapat dikelompokkan berdasarkan gaya pembangkit gelombang, misalnya gelombang angin (*wind-waves*). Gelombang angin umumnya mempunyai periode yang pendek, yakni mulai dari 0,1 detik yang umum dikenal sebagai gelombang kapiler sampai 5,0 menit yang umumnya berbentuk gelombang *seiche* (Gambar 6.33).



Gambar 6.33. Tipe-tipe gelombang berdasarkan gaya pembangkitnya (generating forces), periode dan tinggi gelombang



(a)



(b)

Gambar 6.34. Salah satu proses pembangkitan gelombang tsunami atau killer waves atau tsunami dari proses patahan lempengan dasar samudera (a), perubahan tinggi gelombang ketika mencapai pantai (b)

Gelombang pembunuh (*killer wave*) atau *tsunami* dibangkitkan oleh adanya gempa di dasar laut sehingga terjadi patahan (Gambar 6.34a), pergeseran lempeng samudera atau karena adanya benda jatuh berukuran

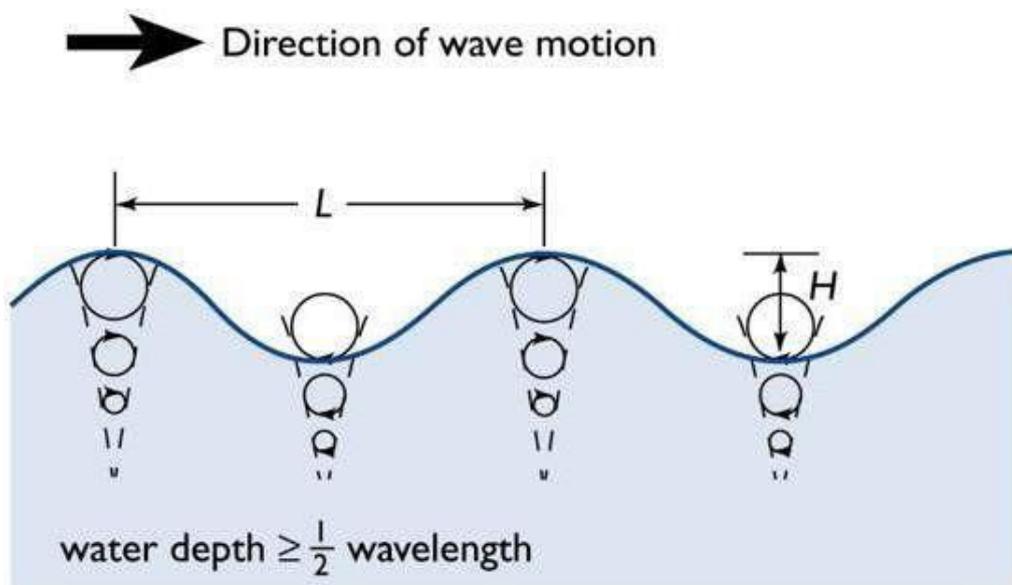
besar dari angkasa. Gelombang tsunami ini memiliki periode jauh lebih lama dibandingkan dengan gelombang angin, yakni berkisar antara 5 menit sampai 10 jam.

Di perairan dalam perubahan tinggi gelombang tidak terlihat nyata (hanya beberapa cm), ketika memasuki perairan dangkal terjadi penambahan tinggi gelombang dan dapat mencapai puluhan meter (Gambar 6.34b).

Gelombang yang memiliki periode lebih besar dari 12 jam sering disebut sebagai gelombang panjang atau gelombang pasang-surut (*tidal waves*). Gelombang pasang-surut ini disebabkan oleh adanya gaya tarik menarik benda-benda angkasa terutama matahari dan bulan terhadap massa air laut di permukaan bumi.

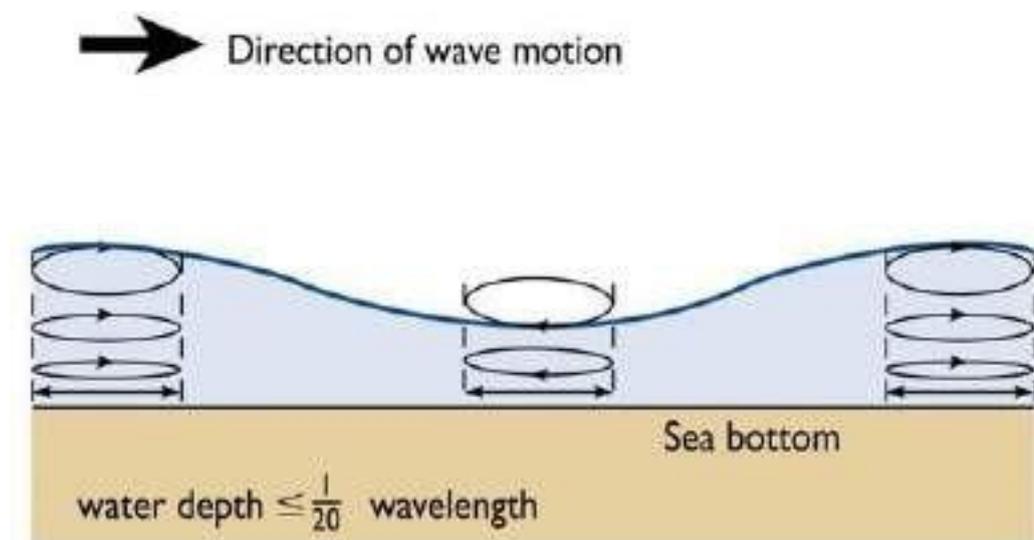
6.3.3. Gerak Partikel Air Dalam Orbit Gelombang

Gerakan partikel air pada gelombang yang merambat di perairan dalam hampir berbentuk lingkaran. Pada puncak gelombang partikel-partikel air selalu bergerak searah dengan arah perambatan gelombang, sedangkan partikel air yang berada pada lembah gelombang bergerak berlawanan arah (Gambar 6.35).



Gambar 6.35. Bentuk gerakan partikel air pada orbit gelombang di perairan dalam

Di permukaan diameter gerakan partikel air pada orbit gelombang berkaitan dengan tinggi gelombang, diameter orbit menurun secara eksponensial dengan bertambahnya kedalaman. Dimana pada saat kedalaman air sama dengan setengah panjang gelombang ($z > 1/2L$), maka diameter orbit partikel air sama dengan nol, artinya pada kedalaman tersebut tidak terjadi pemindahan partikel air (*no displacement of the water particles*). Fenomena yang terakhir ini sering dijumpai pada perairan dalam.

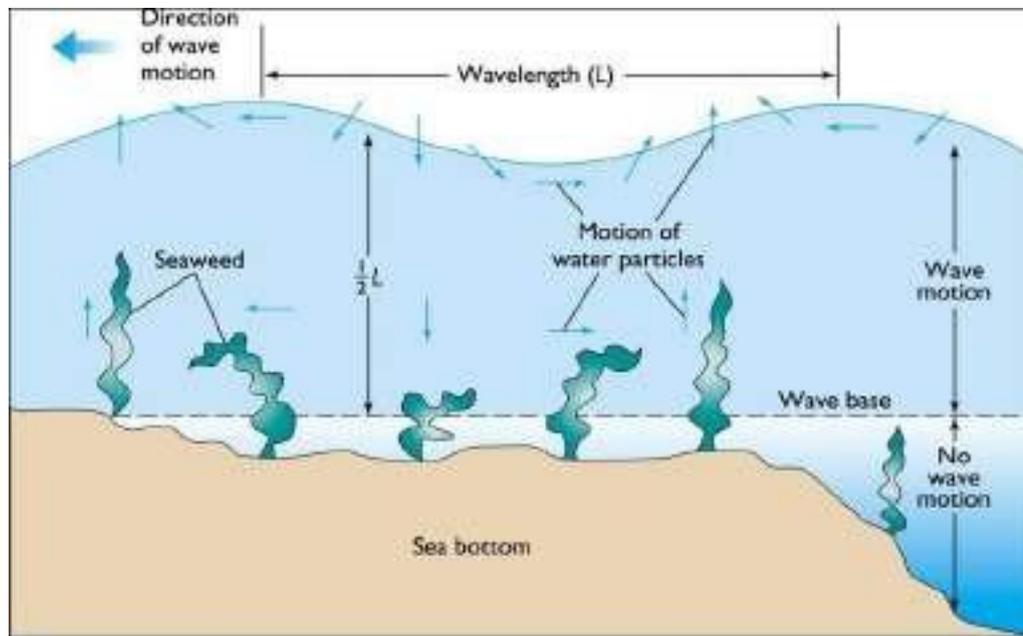


Gambar 6.36. Bentuk gerakan partikel air pada orbit gelombang di perairan dangkal

Di perairan dangkal dimana kedalaman air kurang dari setengah panjang gelombang ($z < 1/2L$), gerak partikel air pada orbital gelombang di permukaan berbentuk ellips dan semakin ke arah dasar bentuknya menjadi seperti garis yang bergerak maju dan mundur di atas dasar perairan dangkal (Gambar 6.36).

Beberapa manfaat yang telah diketahui dari gerakan partikel air pada orbit gelombang adalah menjaga posisi tumbuhan laut tetap dalam keadaan tegak dan bergerak ke kiri dan kanan sesuai dengan arah gerakan orbit gelombang contohnya gerak *Giant Kelp* di Teluk Kalifornia yang memberikan habitat yang baik bagi organisme laut, secara sederhana digambarkan pada Gambar 6.37. Manfaat lain adalah adanya resuspensi sedimen dasar yang

diaduk oleh gerakan maju dan mundur sehingga bahan organik, nutrisi bahkan bahan pencemar sekalipun akan terangkat kembali kepada kolom air.



(a) WAVE MOTION WITH DEPTH

Gambar 6.37. Bentuk gerakan partikel air pada orbit gelombang yang memberikan manfaat terhadap tumbuhan laut seperti seagrass, henhalus, giant kelp dll.

6.3.4. Teori Gelombang Permukaan

Seperti telah disinggung pada sub-bab sebelumnya bahwa hubungan karakter-karakter gelombang antara yang satu dengan lainnya menghasilkan karakter turunan. Misalnya hubungan matematik karakter panjang gelombang (L), periode gelombang (T), tinggi gelombang (H) untuk kecepatan gelombang dan energi gelombang di perairan dalam.

Pertama pertimbangkan kecepatan gelombang yang merupakan waktu yang dibutuhkan oleh satu panjang gelombang untuk melewati satu titik tertentu

$$C = \frac{L}{T} \quad (1)$$

Jika mengetahui dua variabel dari persamaan (1), maka kita dapat menghitung variabel yang ketiga. Namun demikian, kita dapat melakukan dengan cara yang lebih baik karena masih ada hubungan diantara c , L , dan T .

Dua terminologi yang umum ditemukan dalam literatur oseanografi yakni bilangan gelombang ($k = \frac{2\pi}{L}$) dan frekuensi sudut ($\sigma = \frac{2\pi}{T}$). Pertanyaannya bagaimana cara menyatakan kecepatan gelombang (c) dengan bilangan gelombang (k) dan frekuensi sudut (σ)? Perlu dicatat bahwa unit dari bilangan gelombang adalah jumlah gelombang per meter, sedangkan unit dari frekuensi sudut adalah jumlah putaran (gelombang) per detik. Informasi ini dapat digunakan untuk menjawab pertanyaan diatas.

$$\begin{aligned} \text{Kecepatan gelombang (c) m/det} &= \frac{L}{T} = \frac{\frac{2\pi}{k}}{\frac{2\pi}{\sigma}} = \frac{\sigma}{k} \\ &= \frac{\text{jumlah gelombang/detik}}{\text{jumlah gelombang/m}} \quad (2) \\ &= \text{m/det} \end{aligned}$$

6.3.5. Kecepatan Gelombang di Perairan Dalam dan Dangkal

Kecepatan gelombang yang telah didiskusikan sebelumnya merupakan kecepatan gelombang yang merambat di perairan dalam, ketika gelombang merambat memasuki perairan dangkal maka kecepatannya akan dipengaruhi oleh kedalaman. Jika demikian maka kecepatan gelombang dapat dinyatakan dengan persamaan:

$$c = \sqrt{\frac{gL}{2\pi} \tanh\left(\frac{2\pi d}{L}\right)} \quad (3)$$

dimana g =percepatan gravitasi (9,8 m/det), L =panjang gelombang (m), d =kedalaman air (m) dan \tanh merupakan fungsi matematika yang diketahui sebagai tangen hiperbolik. Bila nilai x kecil, katakan saja $x=0,05$ maka $\tanh x \gg x$. Sebaliknya bila nilai x lebih besar dari p , maka $\tanh x \gg 1$.

Coba pertimbangkan imflikasi beda kedalaman terhadap persamaan (3): Pertama, di perairan dalam dimana kedalaman lebih besar dari setengah

panjang gelombang ($d > L/2$), hanya panjang gelombang (L) yang berpengaruh terhadap kecepatan gelombang sehingga persamaan (3) menjadi

$$c = \sqrt{\frac{gL}{2\pi}} \quad (4)$$

Kedua, di perairan dangkal dimana kedalaman jauh lebih kecil dari panjang gelombang ($d < L/20$), hanya kedalaman air yang mempengaruhi kecepatan gelombang, sehingga persamaan (3) menjadi

$$c = \sqrt{gd} \quad (5)$$

Ketiga, ketika kedalaman air (d) berada diantara $L/20$ dan $L/2$, maka perlu dicari bentuk persamaan yang utuh, sehingga pada saat menghitung kecepatan gelombang variabel L , d serta pembacaan tabel fungsi tangen hiperbolik dapat dilakukan dengan baik.

Dengan persamaan (1) dan (4) dapat menghitung panjang gelombang berdasarkan data periode gelombang (T) sebagai berikut:

$$c = \frac{L}{T},$$

$$\sqrt{\frac{gL}{2\pi}} = \frac{L}{T},$$

$$\left(\sqrt{\frac{gL}{2\pi}}\right)^2 = \left(\frac{L}{T}\right)^2,$$

$$\frac{gL}{2\pi} = \frac{L^2}{T^2},$$

dengan cara memasukkan persamaan (4) ke dalam persamaan (1), maka akan memperoleh persamaan baru sebagai berikut:

$$L = \frac{gT^2}{2\pi} \quad (6)$$

6.3.6. Refraksi, refleksi, dan difraksi Gelombang

Perambatan gelombang dari perairan dalam ke perairan dangkal dapat mengalami beberapa perubahan karakter misalnya perubahan panjang gelombang, tinggi gelombang dan kecepatan gelombang. Perubahan karakter

gelombang tersebut dapat diklasifikasikan kedalam bentuk refraksi, refleksi dan difraksi gelombang.

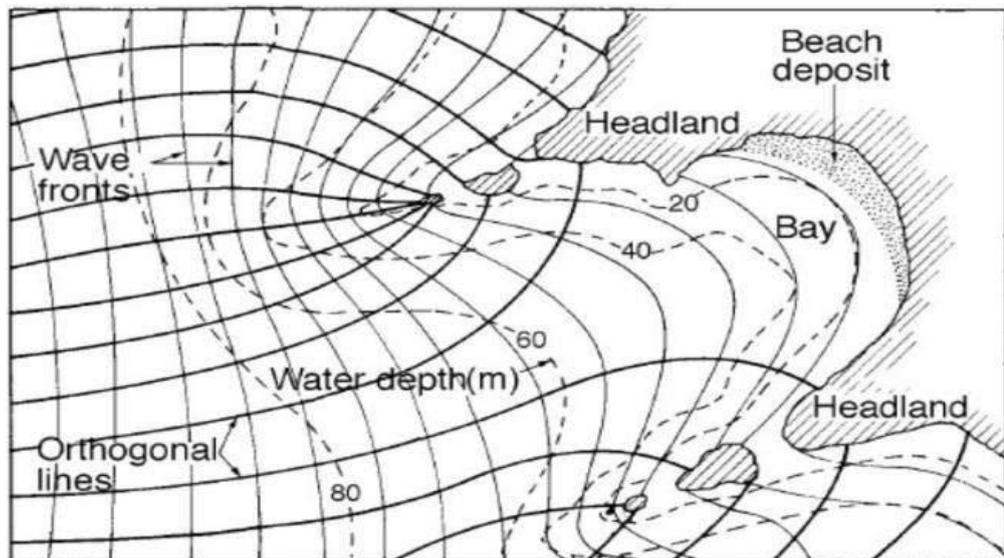
1. Refraksi Gelombang

Refraksi gelombang adalah pembelokan arah datang gelombang karena adanya perubahan kecepatan gelombang ketika terjadi perubahan kedalaman (*bathymetry*). Masih ingat dengan formulasi pada persamaan (5), dimana kecepatan rambat gelombang dipengaruhi oleh kedalaman. Kecepatan gelombang menurun ketika memasuki perairan dangkal, gelombang bergerak lebih cepat di bagian perairan yang lebih dalam sehingga terjadi pembelokan arah gelombang (Gambar 6.38).

Pada Gambar 6.39 dideskripsikan lebih lengkap tentang pola dispersi gelombang di daerah teluk yang relatif lebih landai dan daerah tanjung yang terjal. Di daerah teluk yang dangkal gelombang merambat lebih lambat sehingga terjadi divergensi, sebaliknya di daerah tanjung terjadi konvergensi.



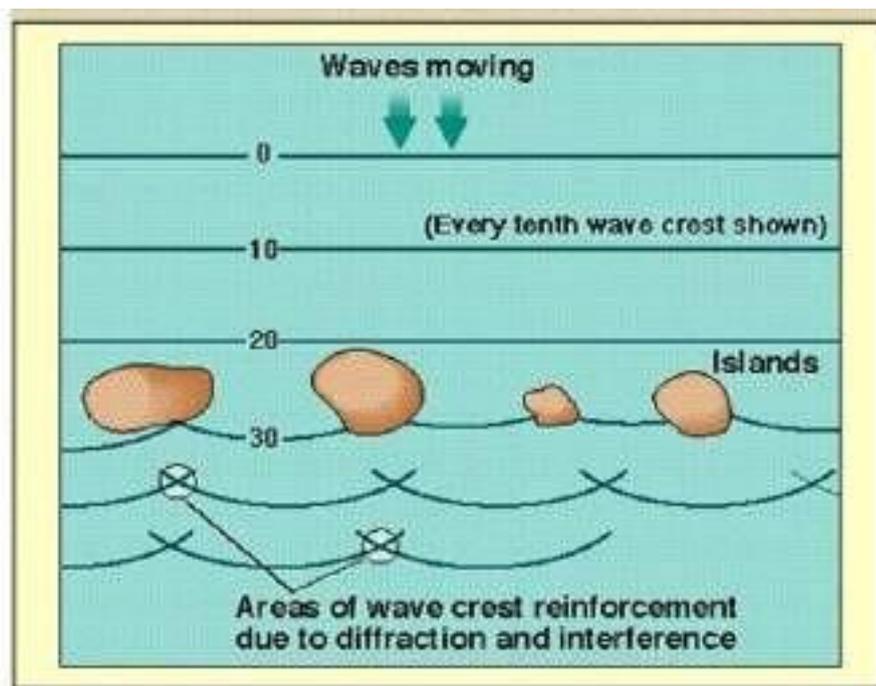
Gambar 6.38. Refraksi gelombang



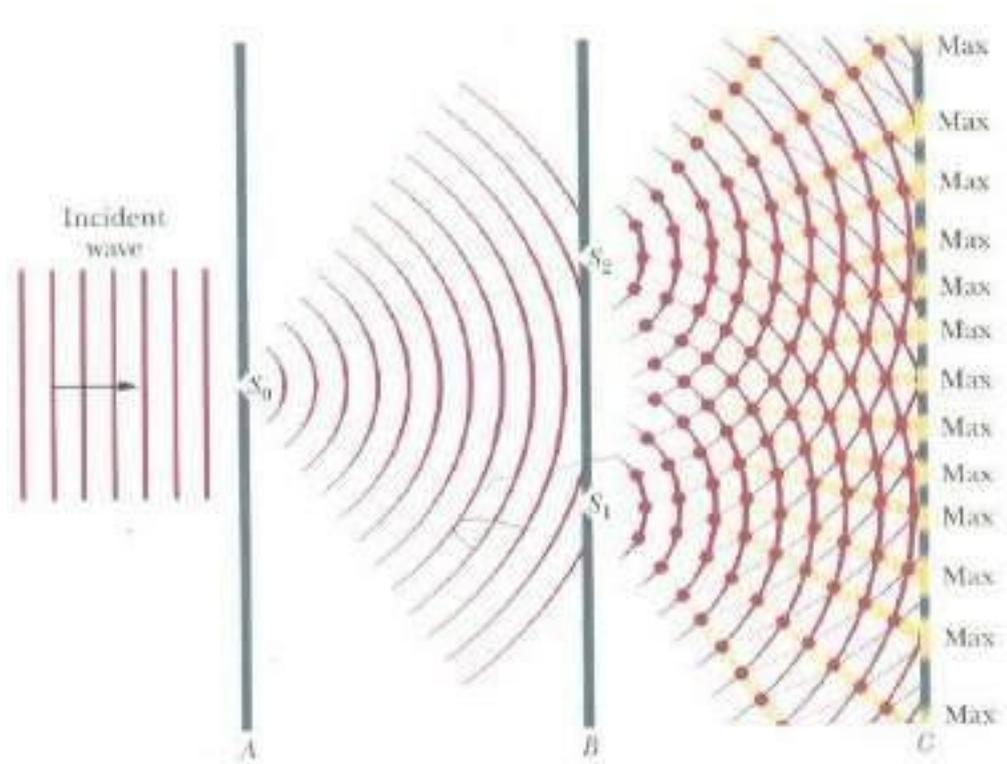
Gambar 6.39. Gambar skematik refraksi gelombang pada daerah teluk dan tanjung yang dicirikan oleh adanya perbedaan kerapatan kontur kedalaman

2. Defraksi Gelombang

Defraksi gelombang adalah pembelokan arah gelombang karena perubahan kecepatan rambat gelombang ketika terhalang benda/pulau yang berada dalam daerah perambatan gelombang (Gambar 6.40).



Gambar 6.40. Contoh gambar skematik proses defraksi gelombang



Gambar 6.41. Contoh gambar skematik proses defraksi gelombang pada kasus yang lebih rumit dimana terjadi dua kali defraksi yakni pada garis A dan B.

Gelombang yang datang sejajar dengan kontur batimetri (kelompok muka gelombang 0, 10 dan 20) ketika terhalang barisan pulau kecepatan gelombang mengalami perubahan sehingga terjadi pembelokan muka gelombang 30. Setelah terjadi defraksi dan interferensi gelombang muka gelombang mengalami penguatan (*reinforcement*) yang ditunjukkan oleh adanya nodul pada persilangan puncak gelombang (Gambar 6.40).

Fenomena defraksi gelombang bisa terjadi secara bertingkat seperti ditunjukkan pada Gambar 6.41. Muka gelombang yang melewati celah S_0 pada garis A, kembali mengalami refraksi ketika masuk ke celah S_1 dan S_2 pada garis B. Pada akhirnya mengalami reinforcement yang ditandai dengan titik nodul di daerah antara garis B dan C.

3. Refleksi Gelombang

Refleksi gelombang adalah pemantulan gelombang yang terjadi ketika gelombang datang membentur pembatas seperti tembok pembatas (*seawall*), tembok kolam pelabuhan (*harbour basin*) dan atau pantai terjal yang dalam. Gambar 6.42 merupakan salah satu contoh gelombang pantul yang bertemu dengan gelombang datang sehingga terjadi tubrukan.

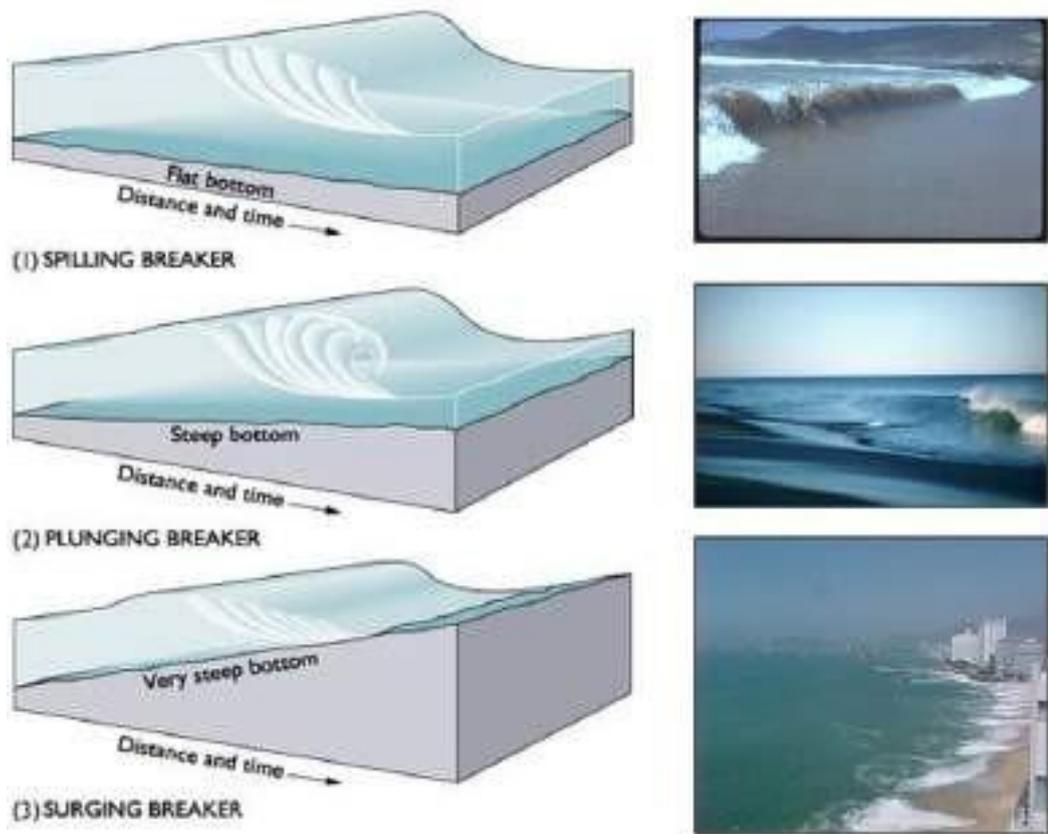


Gambar 6.42. Contoh refleksi gelombang

6.3.7. Tipe Gelombang Pecah

Gelombang pecah yang terjadi di pantai merupakan suatu sistem yang sangat kompleks. Kadang-kadang beberapa meter sebelum gelombang pecah bentuk gelombang mengalami distorsi. Sehingga pemodelan secara matematik terkadang sangat rumit, jauh lebih rumit dari gelombang yang kita asumsikan dalam Bab ini. Sebagai gelombang yang pecah, energi yang diterima dari angin akan dilepas. Beberapa bagian energi direfleksikan kembali ke laut bergantung kepada kemiringan pantai, pada pantai yang landai energi yang dipantulkan akan jauh lebih kecil bila dibandingkan dengan pantai curam. Sebagian besar energi dilepas sebagai energi panas yang berupa percampuran

skala kecil dari bentuk buih-buih air dan pasi. Sebagian energi digunakan untuk menghancurkan batu- batu besar atau partikel-partikel mineral kedalam bentuk yang lebih kecil.



Gambar 6.43. Tipe gelombang pecah ketika gelombang memasuki pantai

Ada empat tipe gelombang pecah yang terjadi ketika gelombang memasuki pantai, tiga diantaranya dapat dilihat pada **Gambar 6.43**, dengan penjelasan sebagai berikut.

(a) Tipe gelombang pecah *Spilling*.

Tipe gelombang pecah *spilling* dicirikan oleh buih (*foam*) dan turbulen pada puncak gelombang. Tipe gelombang ini umumnya telah dimulai dari beberapa meter dekat pantai dan kecepatan rambat dari puncak gelombang lebih cepat dari bagian gelombang keseluruhan. Tipe ini dijumpai pada daerah pantai yang memiliki kemiringan pantai yang rata (**Gambar 6.43.(1)**).

(b) Tipe gelombang pecah *Plunging*.

Tipe gelombang pecah ini sangat digemari oleh para peselancar karena memiliki bentuk konflek di bagian belakang dan konkaf di bagian depan. Ketika mau pecah bagian puncak melengkung ke bawah dan gayanya dapat dipertimbangkan (**Gambar 6.43.(2)**). Umumnya terjadi di pantai yang memiliki kemiringan yang tinggi dengan alunan gelombang swell yang terbentuk pada daerah yang jauh, contohnya di pantai-pantai Kepulauan Hawaii, pantai Pulau Nias dan beberapa pantai Selatan Jawa dan Bali.

(c) Tipe gelombang pecah *Collapsing*.

Tipe gelombang pecah ini hampir serupa dengan tipe pecah gelombang *plunging*, hanya saja pada tipe *collapsing* ketika puncak gelombang pecah melengkung ke bawah gelombang cepat pecah. Tipe *collapsing* umumnya terjadi pada pantai yang memiliki kemiringan yang moderat dan juga terjadi dibawah kondisi angin yang moderat.

(d) Tipe gelombang pecah *Surgings*.

Tipe gelombang pecah *Surgings* sering dijumpai pada daerah pantai yang memiliki kemiringan pantai yang terjal. Gelombang yang pecah pada tipe ini umumnya terbentuk dari daerah bentukan gelombang yang panjang dengan muka gelombang dan puncak yang tetap utuh atau tanpa pecah ketika sampai di pantai (**Gambar 6.43.(3)**).

C. PENUTUP

Soal

Latihan

1. Sebutkan 4 periode pasang surut utama air laut?
2. Jelaskan tentang sirkulasi laut dunia?
3. Sebutkan tipe-tipe gelombang berdasarkan gaya pembangkit gelombang!

Bahan Bacaan

Open University Team. 1989. Waves, Tide and Shallow-water Processes. Pergamon Press.

Pinet, P.R. 2000. Invitation to Oceanography. 2nd Edition. Jones and Bartlett Publishers. Sudbury, Massachusetts.

Wyrтки, K. 1961. Physical oceanography of the Southeast Asian Waters. *NAGA Rep.2*, 195 pp., Scripps Inst. Of Oceanogr., La Jolla. Calif

SINOPSIS

Kata – Oseanografi di dalam Bahasa Indonesia adalah terjemahan dari Bahasa Inggris. –Oseangraphy, yang merupakan kata majemuk yang berasal dari –ocean dan –graphy dari Bahasa Yunani atau –graphein dari Bahasa Latin yang berarti – menulis. Jadi, menurut arti katanya, Oseanografi berarti menulis tentang laut Oceanography: Graphas: ‘the decription of’, Ocean (lautan). Selain –Oseanografi kita juga sering mendengar kata –Oseanologi. Kata –Oseanologi di dalam Bahasa Indonesia adalah terjemahan dari kata Bahasa Inggris –Oceanology, yang merupakan kata majemuk yang berasal dari kata –ocean dan –logia dari Bahasa Yunani atau –legein dari Bahasa Latin yang bearti –berbicara. Dengan demikian, menurut arti katanya, Oseanologi berarti berbicara tentang laut. Oceanography adalah ilmu yang mempelajari laut dalam segala aspek dengan penekanan laut sebagai lingkungan.

Kehadiran buku ini sebagai salah satu upaya untuk mengatasi keterbatasan akan kekurangan referensi tentang buku Pengantar Oscanografi khususnya literatur berbahasa Indonesia, sehingga lemahnya pemahaman tentang laut dan lingkungannya. Buku ini akan membahas tentang Ilmu oseanografi dan penelitian oseanografi di Indonesia, Daratan dan lautan, Sumber-sumber alam dari lautan, Sedimen, Karakteristik air laut, Gelombang, arus dan pasang surut serta iklim global, Biologi oseanografi, Sifat Kimia dan Komposisi Air Laut, Pengukuran, pengamatan dan perhitungan dasar-dasar oseanografi fisika, kimia, biologi dan geologi. Buku ini dilengkapi dengan tujuan intruksional, sasaran, glossary, rangkuman/ringkasan dan latihan dibandingkan dengan buku teks lainnya. Akhirnya buku ini bisa sampai ke tangan pembaca. Semoga menambah wawasan dan pengetahuan.