

Buku Ajar

Meteorologi

Arizal Hendriawan, M.Sc.



**BUKU AJAR
METEOROLOGI**

UU No 28 tahun 2014 tentang Hak Cipta

Fungsi dan sifat hak cipta Pasal 4

Hak Cipta sebagaimana dimaksud dalam Pasal 3 huruf a merupakan hak eksklusif yang terdiri atas hak moral dan hak ekonomi.

Pembatasan Pelindungan Pasal 26

Ketentuan sebagaimana dimaksud dalam Pasal 23, Pasal 24, dan Pasal 25 tidak berlaku terhadap:

- i. Penggunaan kutipan singkat Ciptaan dan/atau produk Hak Terkait untuk pelaporan peristiwa aktual yang ditujukan hanya untuk keperluan penyediaan informasi aktual;
- ii. Penggandaan Ciptaan dan/atau produk Hak Terkait hanya untuk kepentingan penelitian ilmu pengetahuan;
- iii. Penggandaan Ciptaan dan/atau produk Hak Terkait hanya untuk keperluan pengajaran, kecuali pertunjukan dan Fonogram yang telah dilakukan Pengumuman sebagai bahan ajar; dan
- iv. Penggunaan untuk kepentingan pendidikan dan pengembangan ilmu pengetahuan yang memungkinkan suatu Ciptaan dan/atau produk Hak Terkait dapat digunakan tanpa izin Pelaku Pertunjukan, Produser Fonogram, atau Lembaga Penyiaran.

Sanksi Pelanggaran Pasal 113

1. Setiap Orang yang dengan tanpa hak melakukan pelanggaran hak ekonomi sebagaimana dimaksud dalam Pasal 9 ayat (1) huruf i untuk Penggunaan Secara Komersial dipidana dengan pidana penjara paling lama 1 (satu) tahun dan/atau pidana denda paling banyak Rp100.000.000 (seratus juta rupiah).
2. Setiap Orang yang dengan tanpa hak dan/atau tanpa izin Pencipta atau pemegang Hak Cipta melakukan pelanggaran hak ekonomi Pencipta sebagaimana dimaksud dalam Pasal 9 ayat (1) huruf c, huruf d, huruf f, dan/atau huruf h untuk Penggunaan Secara Komersial dipidana dengan pidana penjara paling lama 3 (tiga) tahun dan/atau pidana denda paling banyak Rp500.000.000,00 (lima ratus juta rupiah).

BUKU AJAR METEOROLOGI

Arizal Hendriawan, M.Sc.



BUKU AJAR METEOROLOGI

Penulis :
Arizal Hendriawan, M.Sc.

Copyright © 2020, Pada Penulis
Hak cipta dilindungi undang-undang
All rights reserved

Penata Letak: Gofur Dyah Ayu

Perancang sampul: Herlambang Rahmadhani

Penerbit:
LARISPA INDONESIA
Jl. Sei Mencirim Komplek Lalang Green Land I Blok C No. 18 Medan
Kode Pos: 203522 Medan
Telp: (061) 80026116/ 8002 1139
Laman: www.larispaa.or.id / www.larispaa.com

Edisi Pertama. 2020

ISBN : 978-602-6552-62-4

Dicetak oleh:
PENERBIT DEEPUBLISH
(Grup Penerbitan CV BUDI UTAMA)
Anggota IKAPI (076/DIY/2012)
Jl.Rajawali, G. Elang 6, No 3, Drono, Sardonoarjo, Ngaglik, Sleman
Jl.Kaliurang Km.9,3 – Yogyakarta 55581
Telp/Faks: (0274) 4533427
Website: www.deepublish.co.id
www.penerbitdeepublish.com
E-mail: cs@deepublish.co.id

KATA PENGANTAR

Alhamdulillah, puji dan syukur ke hadirat Allah Swt. yang telah melimpahkan nikmat dan karunia-Nya sehingga penulis dapat menyelesaikan buku ajar *Meteorologi* ini.

Adapun maksud dan tujuan dari penyusunan buku ajar ini adalah untuk menyediakan materi ajar bagi para taruna dan perwira siswa para peserta diklat kepelautan baik diklat pembentukan maupun peningkatan, dalam mempelajari materi khususnya pada mata kuliah Meteorologi, sesuai dengan silabus yang telah ditetapkan berdasarkan standard kompetensi pada STCW 1978 dan amendemennya dan IMO *Model Course* seri 7.03. Sehingga nantinya para peserta diklat diharapkan dapat lebih mudah untuk memahami topik-topik yang disajikan pada mata kuliah meteorologi, serta dapat menerapkan ilmu yang telah dipelajari, tidak hanya pada saat menghadapi ujian keahlian pelaut namun yang terutama nantinya pada saat melaksanakan tugas sebagai perwira navigasi di atas kapal.

Pada kesempatan ini Penulis mengucapkan terima kasih sebesar-besarnya kepada:

1. Orang tua, istri, dan anak-anak yang telah memberikan doa, dukungan serta semangatnya kepada Penulis.

2. Capt. Wisnu Risianto, M.M., selaku Direktur Politeknik Pelayaran Sorong yang telah memberikan arahan dan bimbingan serta dukungannya kepada penulis.
3. Tim narasumber penyusunan buku ajar, yang telah berbagi ilmu dan pencerahan serta memberikan bimbingan serta arahnya kepada penulis.
4. Tim Prodi Nautika Poltekpel Sorong yang telah menyiapkan sarana dan prasarana serta mengoordinasikan penyusunan buku ajar ini.
5. Serta semua pihak yang telah membantu selama penulis menyusun buku ajar ini.

Semoga tulisan ini bermanfaat bagi kita semua. Dan untuk penyempurnaan tulisan ini, penulis berharap masukan dan kritikan yang membangun dari seluruh pembaca maupun pihak-pihak yang berkepentingan.

Sorong, Agustus 2020

DAFTAR ISI

KATA PENGANTAR	v
DAFTAR ISI	vii
DAFTAR TABEL	xi
DAFTAR GAMBAR	xii
BAB I PENDAHULUAN.....	1
A. Deskripsi Mata Pelajaran	1
B. Tujuan Pembelajaran.....	1
C. Pokok Bahasan	2
BAB II PERALATAN-PERALATAN METEOROLOGI DI	
 ATAS KAPAL.....	4
A. Barometer.....	4
B. Barometer Air Raksa.....	5
C. Barometer Aneroid.....	10
D. Barograf.....	12
E. Termometer.....	14
F. Higrometer.....	21
G. <i>Windvane</i> dan Anemometer	26
H. Rangkuman.....	28
I. Latihan Soal	28
J. Tugas	29

BAB III	ATMOSFER.....	30
A.	Susunan Udara di Atmosfer.....	30
B.	Atmosfer.....	32
C.	Sirkulasi Udara di dalam Atmosfer.....	37
D.	Faktor-faktor pengontrol temperatur di Atmosfer.....	40
E.	Definisi-definisi.....	45
F.	Variasi Temperatur Udara Harian.....	46
G.	Variasi temperatur terhadap kenaikan tinggi.....	48
H.	Keadaan air di atmosfer.....	49
I.	Variasi Harian Kelembapan Relatif.....	57
J.	Rangkuman.....	59
K.	Latihan Soal.....	60
BAB IV	TEKANAN UDARA.....	62
A.	Hukum Babinet.....	63
B.	Pembagian tekanan udara di permukaan bumi.....	65
C.	Variasi tekanan udara.....	65
D.	Garis Isobar dan gradien tekanan udara.....	67
E.	Rangkuman.....	72
F.	Latihan Soal.....	73
BAB V	ANGIN.....	74
A.	Skala Beaufort.....	74
B.	Pergerakan angin dan udara pada rotasi bumi.....	81
C.	Hukum Buys Ballot.....	98

D.	Latihan Soal	100
BAB VI	AWAN DAN HUJAN	102
A.	Tipe Awan	102
B.	Gerakan Udara Vertikal dalam Atmosfer.....	111
C.	Stabilitas Udara dalam Atmosfer	116
D.	Pembentukan Awan Karena Gerakan Kenaikan Udara	117
E.	Hujan	125
F.	Hail Stones.....	128
G.	Pengamatan Hujan	130
H.	Rangkuman.....	131
BAB VII	JARAK TAMPAK.....	132
A.	Kabut	133
B.	Distribusi Kabut Laut.....	134
C.	Rangkuman.....	138
D.	Soal Latihan	138
BAB VIII	MASA UDARA	140
A.	Klasifikasi Absolut, berdasarkan daerah sumbernya:.....	141
B.	Klasifikasi subjektif/relatif, berdasarkan udara yang datang yang lewat.....	142
C.	Pertemuan Dua Masa Udara.....	142
D.	Ringkasan	149
E.	Latihan Soal	150
BAB IX	DEPRESI DAERAH SEDANG.....	152
A.	Pengertian Depresi Daerah Sedang.....	152

	B.	Pembentukan Depresi Daerah Sedang	153
	C.	Oklusi.....	163
	D.	Rangkuman	168
	E.	Soal Latihan.....	169
BAB X		SIKLON TROPIS.....	170
	A.	Pendahuluan	170
	B.	Pembentukan Siklon Tropis	171
	C.	Bentuk dan Luas Siklon Tropis	175
	D.	Gerakan Sebuah Siklon Tropis	176
	E.	Penurunan Intensitas Siklon Tropis	179
	F.	Keadaan Cuaca dan Permukaan Laut.....	180
	G.	Sektor Dangerous Semi Circle dan Navigable Semi Circle	184
	H.	Daerah Bebas Siklon Tropis	187
	I.	Memperkirakan Posisi Pusat Siklon Tropis	188
	J.	Soal Latihan.....	190
BAB XI		PENGAMATAN CUACA.....	194
	A.	Peta <i>Synoptic</i>	194
	B.	<i>Facsimile</i> Peta Cuaca	196
	C.	Rute Cuaca.....	198
	D.	Peringatan dan Tanda-Tanda Adanya Siklon Tropis.....	199
	E.	Rangkuman	204
	F.	Soal Latihan.....	206

DAFTAR TABEL

Tabel 1	Nilai Koreksi Lintang.....	9
Tabel 2	Tabel Psychrometer	25
Tabel 3	Skala Beaufort.....	75
Tabel 4	Klasifikasi Alun dan Gelombang	79
Tabel 5	Ketinggian Dasar Awan.....	103
Tabel 6	Keadaan Cuaca Depresi Daerah Sedang Belahan Bumi Utara.....	158
Tabel 7	Perubahan Cuaca Depresi Daerah Sedang Belahan Bumi Selatan.....	160
Tabel 8	Perubahan Cuaca Depresi Daerah Sedang Belahan Bumi Utara	163
Tabel 9	Frekuensi Terjadinya Siklon Tropis.....	173

DAFTAR GAMBAR

Gambar 1	Barometer Air Raksa	5
Gambar 2	Prinsip Dasar Barometer Air Raksa	5
Gambar 3	Penampang Barometer Aneroid.....	11
Gambar 4	Barograf	13
Gambar 5	Kertas Grafik Penunjukan Barograf.....	14
Gambar 6	Termometer Kaca	15
Gambar 7	Termometer Logam	16
Gambar 8	Termograf	18
Gambar 9	Skala Termometer	19
Gambar 10	Hyrometer Rambut	22
Gambar 11	Higrograf	23
Gambar 12	Psychrometer.....	24
Gambar 13	<i>Windvane</i> dan Anemometer	26
Gambar 14	Penampang Vertikal Lapisan Atmosfer	33
Gambar 15	Lapisan-lapisan Pada <i>Ionosphere</i>	35
Gambar 16	Penampang Vertikal Aliran Udara	38
Gambar 17	Penyebaran Radiasi Sinar Matahari.....	42
Gambar 18	Sudut Datang Sinar Matahari	47
Gambar 19	Variasi Temperatur Udara Harian	48
Gambar 20	Skema Keadaan Air di Atmosfer	49
Gambar 21	Kurva Jenuh Uap Air.....	52
Gambar 22	Percampuran Sampel Udara	55

Gambar 23	Distribusi penguapan tahunan untuk wilayah lautan	57
Gambar 24	Kurva Variasi Harian Kelembapan Relatif	58
Gambar 25	Kurva Variasi Tekanan Udara Terhadap Waktu.....	66
Gambar 26	Sistem Isobar Tertutup.....	68
Gambar 27	Sistem Isobar Tidak Tertutup.....	69
Gambar 28	Gradien Tekanan Udara.....	71
Gambar 29	Kurva Gelombang.....	78
Gambar 30	Segitiga Vektor Angin.....	80
Gambar 31	Angin Geostropik di Belahan Bumi Utara	84
Gambar 32	Angin Geostropik.....	86
Gambar 33	Skala Angin Geostropik.....	87
Gambar 34	Angin Gradien.....	89
Gambar 35	Penyimpangan Arah Angin	91
Gambar 36	Angin Laut.....	94
Gambar 37	Angin Darat.....	94
Gambar 38	Angin Katabatic	95
Gambar 39	Angin Anabatic	96
Gambar 40	Hukum Buys Ballot.....	99
Gambar 41	Awan Cirrus	104
Gambar 42	Awan Cirrostratus.....	105
Gambar 43	Awan Cirrostratus dengan penampakan halo.....	105
Gambar 44	Awan Cirrocumulus	106
Gambar 45	Awan Alto Cumulus	107
Gambar 46	Awan Alto Stratus.....	107
Gambar 47	Awan Strato Cumulus.....	109

Gambar 48	Awan Cumulus.....	110
Gambar 49	Awan Cumulonimbus.....	111
Gambar 50	Pembentukan Awan-awan.....	119
Gambar 51	Proses Konveksi Pembentukan Awan Cumulus.....	121
Gambar 52	Proses Orografi.....	123
Gambar 53	Proses Kenaikan Udara Vertikal	125
Gambar 54	Proses Pembentukan Hujan.....	126
Gambar 55	Hail Stones.....	128
Gambar 56	Pembentukan HailStones	129
Gambar 57	a. Front + + b. Front + -	147
Gambar 57	c. Front - + d. Front - -	148
Gambar 58	Sektor Depresi Daerah Bedang.....	153
Gambar 59	Depresi Daerah Sedang Belahan Bumi Utara	159
Gambar 60	Perubahan Kondisi Cuaca Lintas Sektor Udara	160
Gambar 61	Penampang Vertikal Depresi Daerah Sedang Belahan Bumi Selatan	161
Gambar 62	Penampang Vertikal Depresi Daerah Sedang Belahan Bumi Utara.....	162
Gambar 63	Proses Oklusi.....	165
Gambar 64	Oklusi Front Panas	165
Gambar 65	Oklusi Front Dingin	166
Gambar 66	Oklusi Tingkat Atas.....	167
Gambar 67	Front Oklusi.....	167
Gambar 68	Distribusi dan Track dari Siklon Tropis.....	175
Gambar 69	Pergerakan Siklon Tropis	179

Gambar 70	Sektor Dangerous Semi Circle dan Navigable Semi Circle	185
Gambar 71	Simbol Peta Cuaca.....	195
Gambar 72	Weather Facsimile.....	197
Gambar 73	Peta Cuaca.....	198

BAB I

PENDAHULUAN

A. Deskripsi Mata Pelajaran

Mata pelajaran meteorologi ini bertujuan untuk memberikan pengetahuan tentang gejala-gejala cuaca, cara pengamatan cuaca dan memperkirakan keadaan cuaca untuk dapat menerapkannya dalam pelayaran supaya dapat bernavigasi dengan aman dan efisien.

B. Tujuan Pembelajaran

1. Tujuan Pembelajaran Umum

Setelah mengikuti mata pelajaran meteorologi ini peserta diklat diharapkan dapat:

- a. Memahami peralatan meteorologi di kapal dan mampu menggunakannya.
- b. Memahami karakter dari beberapa sistem cuaca
- c. Memahami dan mampu menggunakan informasi meteorologi/cuaca yang diterima.

2. Tujuan Pembelajaran Khusus

Setelah mengikuti mata pelajaran meteorologi ini peserta diklat diharapkan dapat:

- a. Menjelaskan prinsip dasar peralatan meteorologi di atas kapal dan cara menggunakan atau membacanya.
- b. Menjelaskan struktur dan lapisan-lapisan udara pada atmosfer, penyebaran uap air yang terjadi dan sifat-sifatnya di dalam atmosfer.
- c. Menjelaskan tekanan udara dan perubahan-perubahan yang terjadi pada atmosfer.
- d. Memperkirakan kekuatan angin berdasarkan skala Beaufort dari pengamatan keadaan laut.
- e. Menjelaskan proses terbentuknya awan dan hujan serta menentukan jenis awan yang terjadi berdasarkan bentuk dan ketinggiannya.
- f. Menjelaskan pengaruh partikel dalam atmosfer dekat permukaan bumi terhadap jarak tampak.
- g. Menjelaskan iklim yang terjadi pada permukaan bumi sehubungan dengan pengaruh tekanan dan sirkulasi angin.
- h. Menjelaskan jenis-jenis udara yang ada di permukaan bumi dan pengaruh dari proses pertemuan antar jenis udara terhadap kondisi cuaca yang terjadi.

C. Pokok Bahasan

Pokok bahasan dalam buku ajar meteorologi ini terdiri atas pokok bahasan sebagai berikut:

1. Peralatan-peralatan meteorologi di atas kapal

2. Atmosfer
3. Tekanan udara
4. Angin
5. Awan dan hujan
6. Jarak tampak
7. Masa udara
8. Depresi daerah sedang
9. Siklon tropis
10. Pengamatan cuaca

BAB II

PERALATAN-PERALATAN METEOROLOGI DI ATAS KAPAL

Tujuan Pembelajaran Khusus:

Setelah selesai mengikuti pembelajaran pada Bab II ini peserta diklat dapat mengetahui prinsip dasar cara kerja Barometer Air Raksa, Barometer Aneroid, Termometer, Higrometer, Anemometer dan Windvane serta dapat melakukan penggunaan dan membaca data-data yang diperoleh dari peralatan-peralatan meteorologi di atas kapal secara tepat.

Di dalam usaha untuk mendapatkan data-data cuaca dari atas laut secara cermat guna kepentingan keselamatan dan efisiensi pelayaran perlu dilakukan secara cermat, representatif dan kontinyu dengan didukung oleh penggunaan peralatan pengamatan yang memadai. Untuk kepentingan pengamatan tersebut, maka di atas kapal terdapat beberapa peralatan meteorologi, yang terdiri atas:

A. Barometer

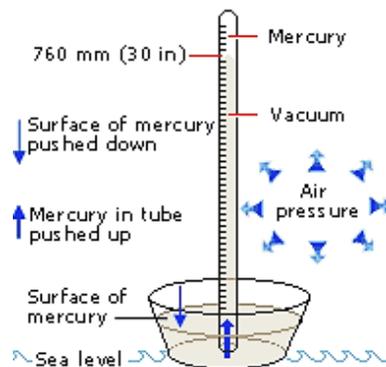
Barometer merupakan alat yang digunakan pengukur tekanan udara, terdiri atas beberapa jenis barometer, antara lain adalah.:

B. Barometer Air Raksa

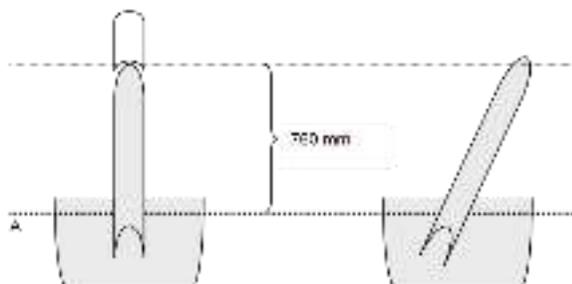
1. Dasar Prinsip Kerja

Prinsip bekerjanya barometer air raksa adalah sebagai berikut:

Sebuah pipa dari kaca diisi penuh dengan air raksa. Pipa kaca tersebut lalu dibalik, dan dalam keadaan terbalik dimasukkan ke dalam sebuah tabung yang berisikan air raksa pula. Setelah penutup ujung pipa kaca tersebut dibuka, maka air raksa di dalam pipa tersebut akan turun. Sampai berapa jauhkan air raksa di dalam pipa itu akan turun.



Gambar 1 Barometer Air Raksa



Gambar 2 Prinsip Dasar Barometer Air Raksa

Air raksa di dalam pipa itu akan turun sedemikian jauh, sehingga tekanan air raksa *di dalam pipa pada tingkat A* mengimbangi tekanan udara *di luar pipa pada tingkat A*.

Kalau kemudian tekanan udara pada tingkat A di luar pipa turun, maka air raksa dari dalam pipa mendapat kesempatan untuk turun pula, sedemikian jauh sehingga tekanan air raksa pada tingkat A di dalam pipa tetap mengimbangi tekanan udara pada tingkat A di luar pipa. Kalau kemudian tekanan udara pada tingkat A di luar pipa naik, maka air raksa di dalam pipa terdesak naik kembali sedemikian jauh sehingga tekanan air raksa pada tingkat A di dalam pipa tetap mengimbangi tekanan udara pada tingkat A di luar pipa.

Oleh sebab tekanan lajur air raksa pada tingkat A di dalam pipa senantiasa mengimbangi tekanan udara pada tingkat A di luar pipa, maka panjang tegak lurus lajur air raksa di dalam pipa dapat dipakai sebagai ukuran untuk menyatakan tinggi rendahnya nilai tekanan udara. Secara rata-rata, maka tekanan udara di permukaan bumi adalah sebesar 760 mm air raksa, yaitu sama dengan 1013,3 milibar.

2. Pembacaan barometer air raksa

Pada pembacaan barometer air raksa perlu diadakan beberapa koreksi. Koreksi-koreksi tersebut adalah:

- a. Koreksi kapilaritas.
- b. Koreksi *index* (= koreksi kesalahan alat barometer yang bersangkutan).
- c. Koreksi temperatur.

- d. Koreksi gravitasi atau koreksi lintang.
- e. Koreksi Tinggi.

a. Koreksi kapilaritas

Nilai koreksi kapilaritas untuk pipa barometer air raksa yang berdiameter 8 milimeter ke atas biasanya konstan. Dengan demikian maka nilai koreksi kapilaritas dapat digabungkan dengan nilai-nilai koreksi-koreksi lain yang bersifat konstan pula; dan nilai gabungan koreksi konstan itu disebut koreksi *index*.

b. Koreksi *index*

Tiap-tiap barometer air raksa yang keluar dari pabrik mempunyai kesalahan (eror) sendiri-sendiri. Nilai koreksi *index* ini diperoleh dengan membandingkan penunjukan nilai tekanan udara barometer yang bersangkutan dengan sebuah barometer standard (= barometer induk). Nilai perbedaan penunjukan tekanan udara antara kedua barometer itu dicatat, dan nilai ini disebut koreksi *index*; dalam koreksi *index* ini telah termasuk pula koreksi kapilaritas.

c. Koreksi Temperatur.

Apabila tekanan udara tidak berubah, akan tetapi temperatur naik, maka penunjukan tekanan udara oleh barometer yang bersangkutan berubah pula. Perubahan penunjukan tekanan udara ini disebabkan oleh dua faktor, yaitu:

- 1) Kalau temperatur naik, maka air raksa akan memuai sehingga berat jenisnya mengecil, dengan demikian, maka

untuk mengimbangi tekanan udara yang tidak berubah itu, dibutuhkan lajur air raksa yang lebih panjang. Perpanjangan ini adalah sebesar 0,138 mm untuk tiap satu derajat Celcius, pada tekanan udara di sekitar 760 mm air raksa.

- 2) Garis skala pada tembaga juga berubah menjadi panjang sebesar 0,014 mm. untuk tiap satu derajat Celcius; hal ini memperkecil nilai pembacaan tekanan udara pada barometer yang bersangkutan. Dengan demikian, maka kenaikan tiap satu derajat Celcius akan mengakibatkan penunjukan tekanan udara bertambah dengan $0,138 \text{ mm} - 0,014 \text{ mm} = 0,124 \text{ mm}$ atau $0,165 \text{ mb}$ ($0,124 \times 4/3 \text{ mb}$).

Dalam meteorologi, semua pembacaan barometer air raksa harus dikoreksi hingga 0°C . Pada temperatur di atas 0°C nilai penunjukan tekanan udara dikurangi, sedangkan pada temperatur di bawah 0°C nilai penunjukan tekanan udara harus ditambah dengan nilai koreksi temperatur.

d. Koreksi Gravitasi atau koreksi Lintang.

- 1) Pembacaan-pembacaan barometer air raksa harus dikoreksi terhadap Lintang 45° , sebab hanya dengan nilai gravitasi untuk lintang 45° lah, berlaku persamaan: *satu milimeter air raksa = 4/3 milibar*.
- 2) Pada lintang lebih tinggi dari 45° hasil pembacaan tekanan udara pada barometer air raksa harus ditambah dengan nilai koreksi lintang; sedangkan pada lintang lebih rendah dari 45° ; hasil pembacaan tekanan udara harus dikurangi dengan nilai koreksi lintang.

Tabel 1 Nilai Koreksi Lintang

Lintang (Dikurangi)	Koreksi		Lintang (Ditambah)
	Milimeter	Milibar	
45°	0	0	45°
40°	0.3	0.4	50°
35°	0.7	0.9	55°
30°	1.0	1.3	60°
25°	1.3	1.7	65°
20°	1.5	2.0	70°
15°	1.7	2.3	75°
10°	1.9	2.5	80°
5°	1.9	2.6	85°
0°	2.0	2.7	90°

e. Koreksi Elevasi atau koreksi Tinggi.

Pembacaan barometer air raksa harus dikoreksi terhadap tingkat permukaan laut. Pada tingkat-tingkat sekitar permukaan laut, nilai Berat Jenis udara kurang lebih 0,00129 sedangkan berat jenis air raksa pada temperatur 0°C adalah sebesar 13,60. Oleh sebab itu, maka untuk mengimbangi tekanan lapisan udara setebal 13,60: $0,00129 = \pm 10,5$ meter, maka dibutuhkan lajur air raksa sepanjang satu milimeter.

Dengan demikian, maka nilai koreksi tinggi untuk tingkat di sekitar permukaan bumi adalah sebesar 1 milimeter air raksa dibagi 10,5 meter = 0,09 milimeter air raksa untuk tiap satu meter, sama dengan $\frac{3}{4} \times 0,09\text{mm} = 0,12$ milibar untuk tiap satu meter.

Contoh:

Sebuah kapal berada pada lintang 10° Selatan dan bujur 118° Timur; Pembacaan Barometer air raksa = 1012,8 milibar.

Temperatur 25°C. Koreksi *index* = + 0,3 mb. Tinggi tabung air raksa barometer yang bersangkutan = 16 meter di atas permukaan laut. Hitunglah nilai tekanan udara pada kapal tersebut.

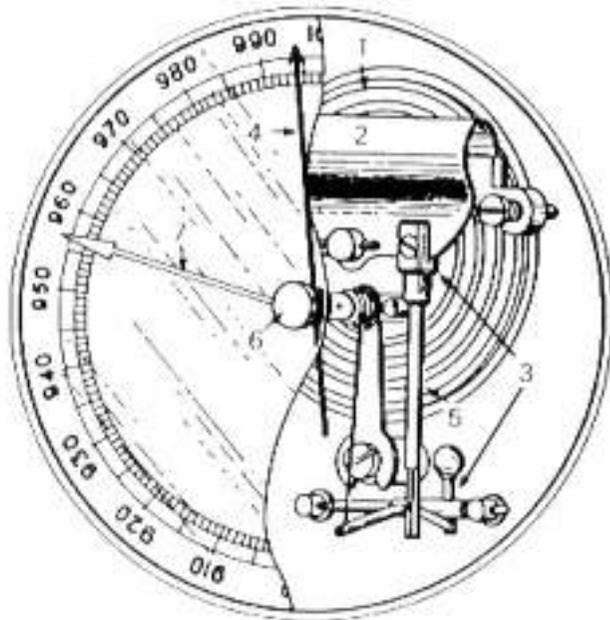
Jawaban:

Hasil pembacaan barometer	=	1012,8 mb
Koreksi <i>Index</i>	=	<u>+ 0,3 mb</u>
		1013,1 mb
Koreksi temperatur	=	<u>- 4,1 mb</u> (= 25 x 0,165 mb)
		1009,0mb
Koreksi Tinggi	=	<u>+ 1,9 mb</u> (= 16 x 0,12mb)
		1010,9mb
Koreksi Lintang	=	<u>- 2,5 mb</u> -
Tekanan Udara	=	1008,4 mb

C. Barometer Aneroid

1. Prinsip Kerja

Prinsip-prinsip yang digunakan barometer aneroid adalah berdasarkan pada penggunaan dari sifat-sifat elastis dari sebuah besi untuk memonitor perubahan pada tekanan atmosfer dan memberikan nilai pada waktu yang diperlukan. Dengan suatu barometer sederhana, suatu besi, yang berbentuk kapsul yang berkerut (1) akan tertekan bila tekanan atmosfer bertambah, dan mengembang bila tekanan berkurang. Kapsul tersebut ditopang oleh sebuah pegas (2) dan peralatan dari sistem pengikat (3) yang pergerakannya dapat diperbesar.



Gambar 3 Penampang Barometer Aneroid

Hal ini dapat di lihat pada jarum yang bergerak (4) yang berputar sejauh satu putaran dalam *hectopascals*. Besi yang dipergunakan dalam peralatan ini dibuat mudah terpengaruh oleh perubahan temperatur udara, yang menyebabkan pembacaan yang tidak akurat. Akibat tersebut kemudian diimbangi dengan meninggalkan sejumlah kecil udara di dalam kapsul dan memasang tambahan sambungan bimetal (5). Peralatan elastis dari kapsul besi akan berubah dalam waktu tertentu, dan peralatan tersebut harus diadakan pemeriksaan dalam jangka waktu tertentu untuk menjaga keakuratan barometer untuk menentukan *index* erornya. Kesalahan ini dapat dihilangkan dengan menggunakan sekrup yang terletak pada di bagian belakang dari peralatan ini.

Sebuah barometer aneroid sederhana dapat dipergunakan tidak hanya mencatat tekanan atmosfer *hectopascal* yang terdekat pada waktu tertentu, tetapi juga untuk mengamati perubahan tekanan setelah suatu periode.

Dengan menggunakan tombol *knurled* (6) untuk menetapkan penunjuk (7) pada posisi terbaru dari penggerak jarum penunjuk (4), pengamat dapat mencatat perubahan setelah suatu periode dengan membandingkan posisi jarum penunjuk dengan penunjuk yang telah di setel.

2. Cara Pembacaan Barometer Aneroid

Koreksi-koreksi yang perlu diadakan pada pembacaan nilai tekanan udara pada barometer Aneroid adalah hanya:

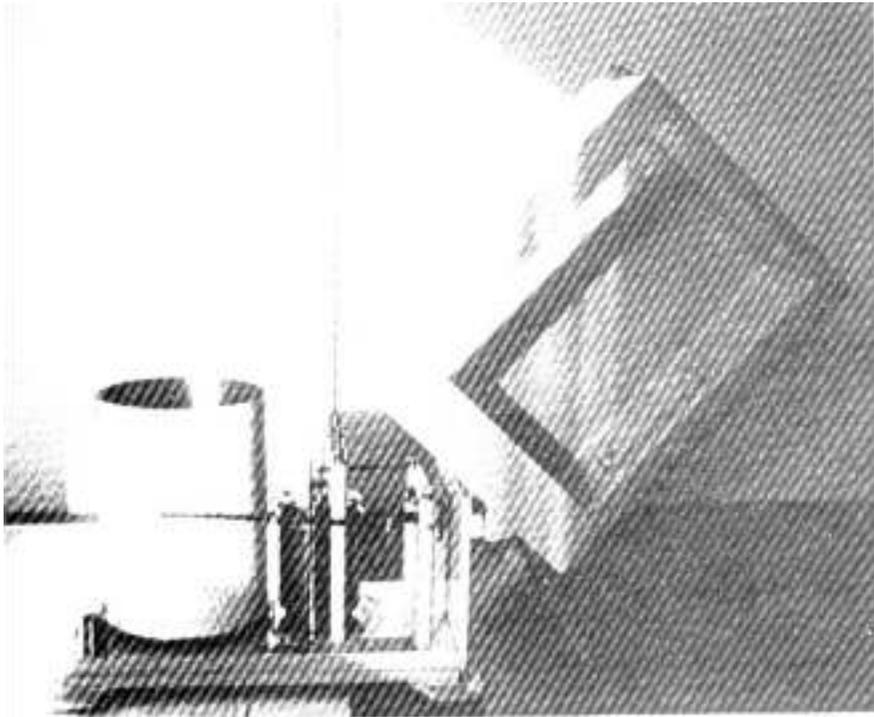
- a. Koreksi *index* dan
- b. Koreksi tinggi

Hal ini mudah dimengerti, karena nilai gravitasi dan temperatur tidak berpengaruh terhadap barometer Aneroid.

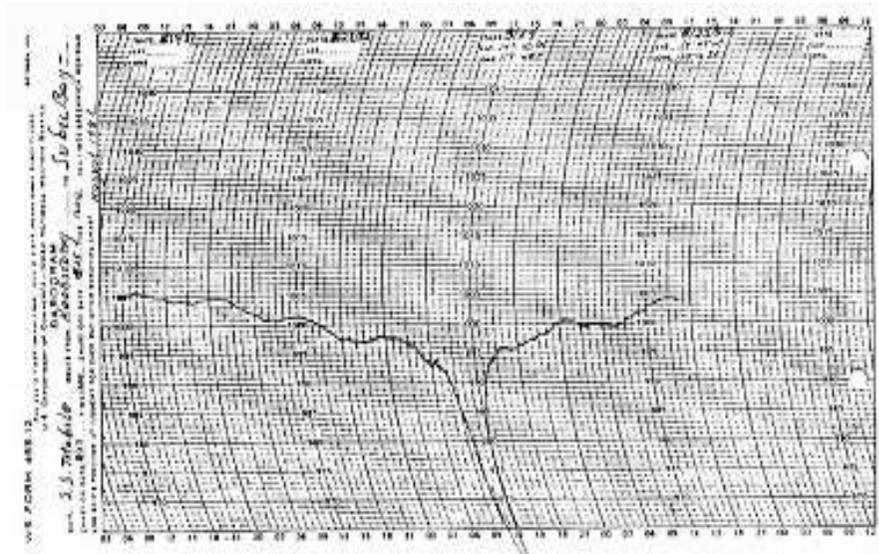
D. Barograf

Barograf pada prinsipnya sama dengan barometer aneroid, hanya pada barograf, jarum penunjuknya diganti dengan sebuah tangkai pencatat, dan skala tekanan udaranya diganti dengan sebuah silinder yang dapat berputar sendiri. Sebelum digunakan, maka terlebih dahulu silinder tersebut harus dilingkari dengan sebuah kertas grafik tekanan udara blanko; kemudian tangkai pencatat yang telah dilengkapi dengan tinta disandarkan pada silinder tersebut.

Dengan berputarnya silinder tersebut maka tangkai pencatat meninggalkan garis bekas pada kertas grafik yang bersangkutan dan dari garis grafik tersebut dapat diketahui nilai tekanan udara untuk tiap saat dari hari yang sudah lalu.



Gambar 4 Barograf



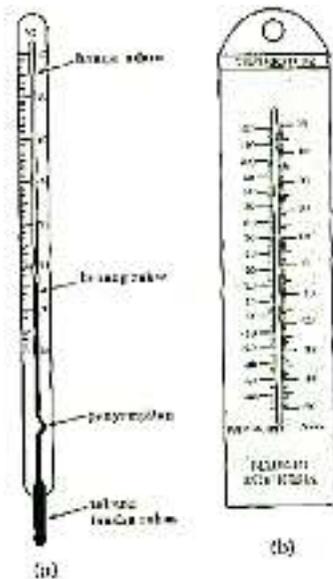
Gambar 5 Kertas Grafik Penunjukan Barograf

E. Termometer

Merupakan alat yang digunakan untuk mengukur atau menyatakan suhu/temperatur secara kuantitatif. Prinsip kerja termometer ini memanfaatkan sifat termometrik zat, yaitu sifat suatu zat yang berubah apabila suhunya berubah, antara lain warna, volume, tekanan dan daya hantar listriknya. Dengan sifat termometrik ini kemudian dapat dibuat beberapa jenis termometer yaitu termometer cairan, termometer gas, dan lain sebagainya.

1. Termometer Cairan

Pada umumnya yang terdapat di atas kapal adalah jenis termometer cairan atau termometer kaca. Termometer jenis cairan ini umumnya dibuat dari kaca halus yang bagian dalamnya berongga dan hampa udara dengan tabung di bagian bawahnya yang diisi cairan.



Gambar 6 Termometer Kaca

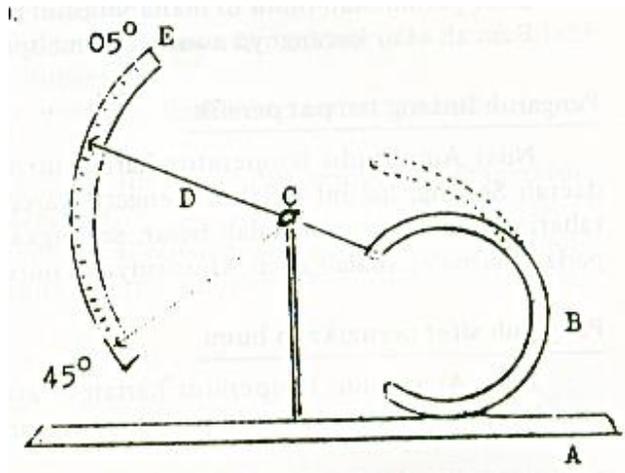
Cairan yang paling banyak dipakai untuk mengisi tabung termometer adalah raksa. Kebaikan raksa dibanding zat cair lainnya, adalah:

- a. Segera dapat mengambil panas dari benda yang hendak diukur suhunya, sehingga suhu raksa dapat segera sama dengan benda yang diukur.
- b. Dapat dipakai untuk mengukur suhu dari yang rendah sampai yang tinggi, karena raksa mempunyai titik beku -39°C dan titik didih 137°C .
- c. Tidak membasahi dinding tabung, sehingga pengukurannya menjadi lebih teliti.
- d. Mudah dilihat karena raksa mengkilap seperti perak.
- e. Raksa memiliki pemuaian yang teratur.

Selain raksa dapat juga digunakan cairan alkohol. Keunggulan alkohol adalah titik bekunya yang rendah mencapai -114°C , tetapi titik didihnya rendah. Jadi termometer dengan cairan alkohol sangat baik untuk mengukur suhu-suhu yang sangat rendah.

2. Termometer Logam

Cara bekerja termometer logam adalah didasarkan atas sifat gelang logam (bimetal) yang akan memuai kalau temperatur naik dan akan mengecil kalau temperatur turun. Gerakan memuai mengecil tersebut disalurkan kepada sebuah jarum penunjuk, yang berputar-putar di atas sebuah skala temperatur.



Gambar 7 Termometer Logam

A = landasan yang berkedudukan tetap.

B = gelang-logam

C = poros perputaran jarum penunjuk

D = jarum penunjuk

E = skala temperatur udara.

Jikalau temperatur udara naik, maka gelang-logam B akan memuai, sehingga menarik bagian belakang jarum D ke atas, dengan akibat bahwa ujung jarum D berputar ke bawah untuk menunjukkan nilai-nilai temperatur yang lebih tinggi;

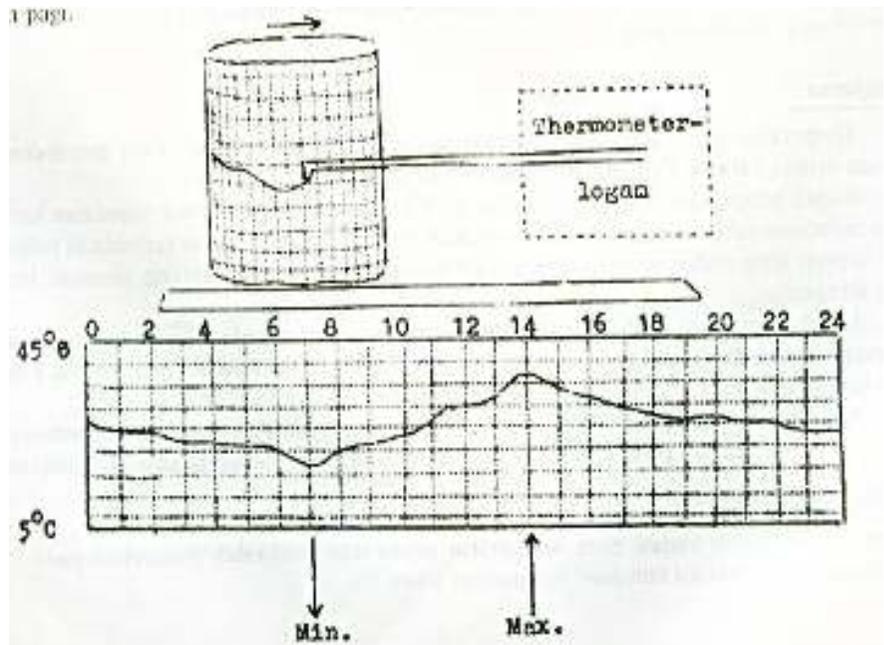
Temperatur udara turun, maka gelang-logam B mengecil sehingga menarik bagian belakang jarum D ke bawah, dengan akibat, bahwa ujung depan jarum D berputar ke atas untuk menunjukkan nilai-nilai temperatur udara yang lebih rendah

3. Termograf

Pada prinsipnya, maka termograf adalah sama dengan termometer logam, hanya pada termograf, jarum penunjuknya diganti dengan sebuah tangkai pencatat, dan skala temperaturnya terdiri dari sebuah silinder yang dapat berputar sendiri.

Sebelum termograf digunakan, maka terlebih dahulu silinder tersebut dilingkari dengan sebuah kertas grafik temperatur, kemudian pada ujung tangkai pencatat yang telah dilengkapi dengan tinta disandarkan pada silinder tersebut.

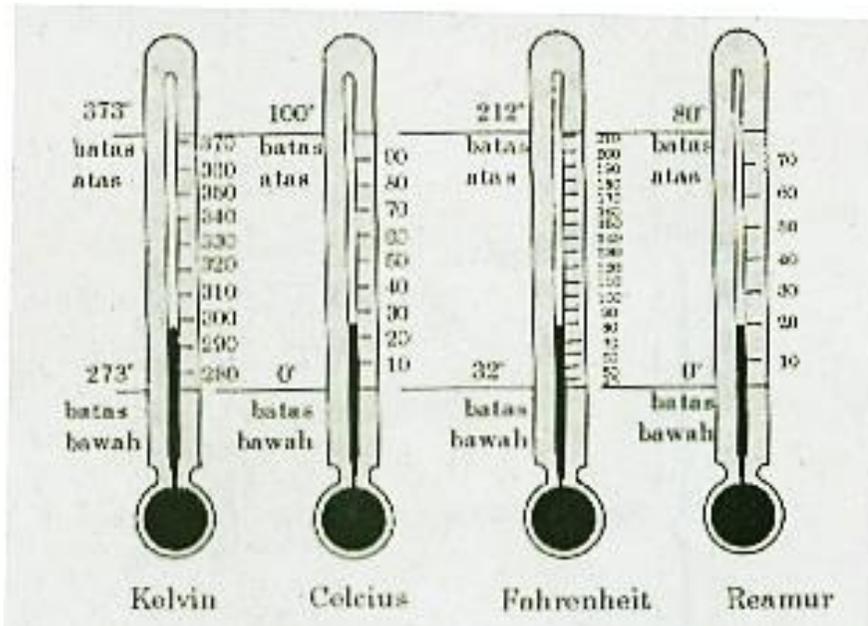
Dengan berputarnya silinder itu, tangkai pencatat meninggalkan sebuah garis bekas yang dapat "dibaca" nilai-nilai temperatur untuk setiap saat hari yang lalu.



Gambar 8 Termograf

4. Skala Termometer

Penetapan skala termometer diawali dengan pemilihan dua titik tetap yaitu titik lebur es sebagai titik tetap bawah dan titik didih air sebagai titik tetap atas. Kedua titik tetap tersebut kemudian dibagi-bagi dalam beberapa skala yang disebut derajat. Berdasarkan prinsip inilah dibuat skala beberapa termometer yaitu termometer skala Celcius, skala Reamur, skala Fahrenheit dan skala Kelvin.



Gambar 9 Skala Termometer

a Skala Celcius

Titik lebur es diberi angka 0, sedangkan titik didih air diberi angka 100. Daerah antara kedua titik tetap ini dibagi dalam 100 skala.

b Skala Reamur

Titik lebur es diberi angka 0, sedangkan titik didih air diberi angka 80. Daerah antara kedua titik tetap ini dibagi dalam 80 skala.

c Skala Fahrenheit

Titik lebur es diberi angka 32, sedangkan titik didih air diberi angka 212. Daerah antara kedua titik tetap ini dibagi dalam 180 skala.

d Skala Kelvin

Titik lebur es diberi angka 273, sedangkan titik didih air diberi angka 373. Daerah antara kedua titik tetap ini dibagi dalam 100 skala.

Jadi dapat disimpulkan bahwa: 1 skala Reamur > 1 skala Celcius > 1 Skala Fahrenheit, dan 1 skala Celcius = 1 Skala Kelvin.

5. Perbandingan skala Termometer

Skala Celcius: Skala Reamur: Skala Fahrenheit = 100: 80: 180 = 5: 4: 9

Dari perbandingan skala ini dapat dirumuskan hubungan angka-angka yang ditunjukkan oleh masing-masing termometer sebagai berikut:

a Hubungan antara Celcius dan Reamur

$$C: R = 5: 4, \text{ atau } c = 5/4 R, \text{ atau } R = 4/5 C$$

b Hubungan antara Celcius dan Fahrenheit

$$C: (F-32) = 5: 9, \text{ atau } c = 5/9 (F - 32), \text{ atau } F = 9/5 C + 32.$$

c Hubungan antara Reamur dan Fahrenheit

$$R: (F - 32) = 4: 9, \text{ atau } R = 4/9 (F - 32), \text{ atau } F = 9/4R + 32.$$

d Hubungan antara Celcius dan Kelvin

$$t^{\circ}\text{C} = (t + 273) \text{ K atau } t^{\circ}\text{K} = (t - 273) ^{\circ}\text{C}$$

Contoh perhitungan:

Suhu dalam skala derajat celcius menunjukkan angka 60°C.

Berapakah angka yang ditunjukkan dalam skala derajat:

a Reamur?

b Fahrenheit?

c Kelvin

Penyelesaian:

$$C = 60^{\circ} C$$

$$a. R = \frac{4}{5} C = \frac{4}{5} (60^{\circ}) = 48^{\circ} R$$

$$b. F = \frac{9}{5} C + 32 = \frac{9}{5} (60) + 32 = 108 + 32 = 140^{\circ} F$$

$$c. t^{\circ} C = (t + 273)^{\circ} K$$

$$60^{\circ} C = (60 + 273)^{\circ} K = 333^{\circ} K$$

$$\text{Jadi } 60^{\circ} C = 48^{\circ} R = 140^{\circ} F = 333^{\circ} K$$

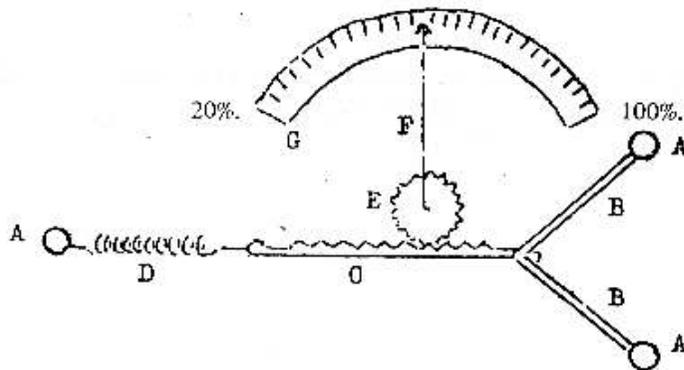
F. Higrometer

Higrometer adalah alat yang digunakan untuk mengukur kelembapan udara. Ada beberapa jenis higrometer, meliputi:

1. Higrometer rambut

Cara bekerja *higrometer rambut* adalah didasarkan atas sifat rambut manusia yang telah dibersihkan dari lemaknya. Rambut tersebut akan menjadi panjang kalau nilai Lembap Udara bertambah besar, dan akan menjadi pendek kalau nilai Lembap Udara berkurang.

Gerakan memanjang – memendek rambut tersebut disalurkan kepada sebuah jarum penunjuk yang berputar di atas skala Lembap Udara Relatif.



Gambar 10 Hyrometer Rambut

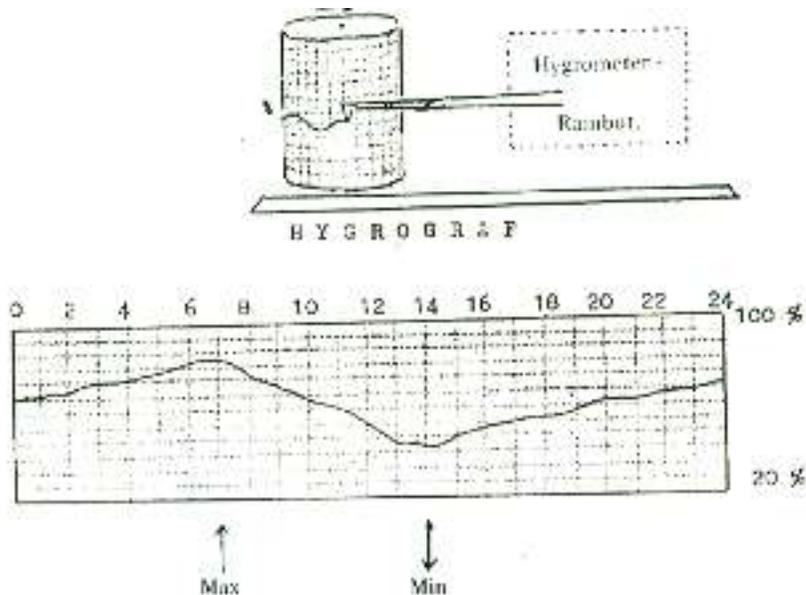
- A = sekrup-sekrup pemegang yang per kedudukan tetap.
 B = sekelompok rambut manusia yang telah dibersihkan dari lemaknya.
 C = tangkai bergerigi, D = pegas (per),
 E = roda bergerigi, F = jarum penunjuk,
 G = skala Lembap Udara Relatif.

Kalau nilai Lembap Udara naik, maka rambut-rambut B akan memanjang, sehingga D mendapat kesempatan untuk menarik tangkai C ke kiri, dengan akibat roda E dan jarum F berputar ke kanan untuk menunjukkan nilai Lembap Udara yang lebih tinggi.

Kalau nilai Lembap Udara berkurang, maka rambut-rambut B akan menjadi pendek sehingga menarik tangkai C ke kanan, dengan akibat, roda E dan jarum F berputar ke kiri untuk menunjukkan nilai Lembap Udara yang lebih rendah.

2. Higooraf

Higooraf pada prinsipnya adalah sama dengan higrometer rambut, hanya pada higooraf, jarum penunjuknya diganti dengan sebuah silinder yang dapat berputar sendiri, yang diselubungi selembar kertas grafik Lembap Udara Relatif.



Gambar 11 Higooraf

3. Psychrometer

Psychrometer terdiri dari dua buah termometer air raksa; sebuah di antaranya terbungkus kain pembalut dan yang lain tidak terbalut, Termometer yang terbalut dihubungkan dengan air bersih yang terdapat di dalam tabung, melalui sebuah tali *hygroscopic* (= tali yang sudah menghisap air), sehingga kain pembalut terus menerus berada dalam keadaan basah.



Gambar 12 Psychrometer

Termometer yang terbalut dan berada dalam keadaan basah secara terus menerus termometer disebut *Wet Bulb* (bola basah). Termometer yang tidak terbalut yang lazimnya disebut *Dry Bulb* (bola kering).

Kalau udara di sekitar *psychrometer* itu berada dalam keadaan tidak "kenyang" (dengan uap air), maka pada kain pembalut akan terjadi penguapan air yang dikandungnya. Untuk penguapan dibutuhkan panas, dan panas yang dibutuhkan itu di "ambil" dari termometer bola basah, sehingga penunjukan temperatur oleh termometer bola basah akan menurun; makin kering keadaan udara di sekitarnya, maka makin lancarlah berlangsungnya penguapan pada kain, dan makin jauhlah turun temperatur pada termometer bola basah.

Dari nilai temperatur yang ditunjukkan oleh temperatur bola kering dan nilai perbedaan temperatur antara *Dry Bulb* dan *Wet Bulb* dapat dihitung nilai Lembap Udara Relatifnya. Kalau udara di sekitar tersebut berada dalam keadaan "kenyang", maka pada *Wet Bulb* tidak akan terjadi penguapan, sehingga penunjukan temperatur oleh *Wet Bulb* dan oleh *Dry Bulb* akan sama nilainya, hal ini berarti bahwa Lembap Udara Relatifnya = 100 %.

Selanjutnya telah tersedia tabel atau daftar yang dapat langsung menyatakan nilai Lembap Udara Relatifnya dengan menggunakan nilai perbedaan temperatur antara bola kering dan bola basah, dibandingkan dengan nilai temperatur yang ditunjukkan pada *Dry Bulb* (bola kering).

Tabel 2 Tabel Psychrometer

Beda Temperatur °C Temp Dry Bulb (° C)	0		1		2		3		4		5	
	Td	LUR	Td	LUR	Td	LUR	Td	LUR	Td	LUR	Td	LUR
0	0	100	-3	82	-	65	-10	48				
5	5	100	3	86	0	72	-3	58	-6	45	-10	32
10	10	100	8	88	6	76	4	65	1	54	-2	44
15	15	100	13	90	12	80	10	71	8	61	5	52
20	20	100	19	91	17	83	15	74	14	66	12	59
25	25	100	24	92	22	84	21	77	19	70	18	63
30	30	100	29	93	27	86	26	79	25	73	23	67

Ket:

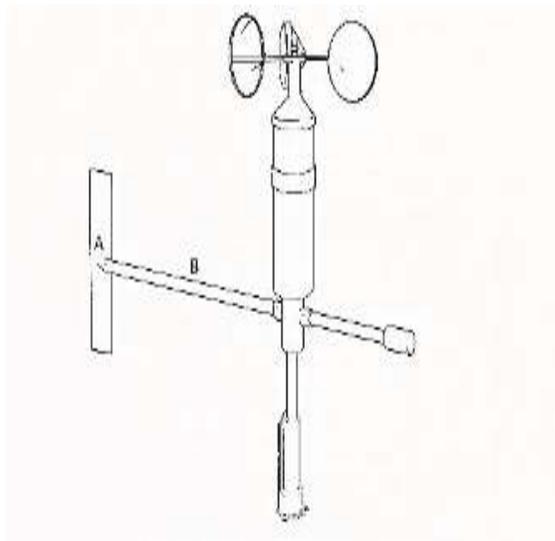
Td = Temperatur Titik Embun

LUR = Lembap Udara Relatif

G. *Windvane* dan Anemometer

Windvane dipergunakan untuk mengukur arah angin sedangkan Anemometer dipergunakan untuk mengukur kecepatan angin.

Cara kerja *Wind Vane* tergantung tekanan angin yang bekerja pada vertikal *flat plate* (A) akan menggerakkan sebuah batang (B) yang berputar secara mendatar dan bebas di sekitar pusatnya, yang searah dengan arah angin. Bagian ujung yang lain dari batang tersebut adalah penunjuk yang menunjukkan dari arah mana angin bertiup. Posisi dari penunjuk tersebut dapat dicatatkan secara digital atau dicetak pada sebuah piringan atau dapat diteruskan pencatatannya pada sebuah kertas yang seringkali ditempatkan pada jarak beberapa meter dari tiangnya.



Gambar 13 *Windvane* dan Anemometer

Anemometer terdiri dari 3 (tiga) mangkuk, dengan bagian tepinya tergantung secara vertikal pada batang mendatar yang sama panjang, dengan sudut radian 120° satu dengan yang lain dari titik putarannya.

Mangkuk tersebut didesain untuk mencapai gerakan putaran udara bebas dan hanya dapat berputar dalam satu arah. Tekanan angin pada sisi cekung dari piala tersebut lebih besar dari sisi cembungnya, mangkuk akan berputar dan menggerakkan pembangkit elektrik kecil yang menghasilkan sebuah arus. Nilai arus tersebut berhubungan dengan kecepatan putaran dan menunjukkan kecepatan angin. Makin besar kecepatan angin makin besar pula kecepatan berputarnya. Jadi kecepatan angin dapat diperoleh dengan proses yang sama sebagaimana data putaran baling-baling.

Misalnya, jari-jari lingkaran di bidang mangkuk-mangkuk yang bersangkutan adalah sebesar $\frac{1}{2}$ meter maka keliling lingkaran perputaran mangkuk-mangkuk tersebut adalah sepanjang $2 \pi \times \frac{1}{2}$ meter = ± 3 meter. Kalau misalnya susunan mangkuk-mangkuk berputar 20 kali dalam waktu 10 detik, maka hal itu berarti bahwa anemometer yang bersangkutan dalam waktu 10 detik itu telah dilewati lajur udara sepanjang 20×3 meter = 60 meter. Dengan demikian maka kecepatan angin adalah 60 meter per detik atau sama dengan 6 meter per detik.

H. Rangkuman

Untuk mendapatkan data-data cuaca di atas kapal secara akurat perlu dilakukan pengamatan secara berkala dengan menggunakan peralatan meteorologi yang tersedia di atas kapal. Peralatan yang digunakan di atas kapal meliputi Barometer, Termometer, dan *Windvane* anemometer. Barometer merupakan alat yang digunakan untuk mengukur tekanan udara, terdiri atas beberapa jenis barometer yaitu barometer air raksa, barometer aneroid dan barograf. Untuk mengukur suhu atau temperatur secara kuantitatif dipergunakan alat termometer yang juga terdiri atas beberapa jenis meliputi termometer cairan, termometer logam dan termograf. Kelembapan udara dapat diketahui dengan menggunakan alat higrometer, higrograf dan *psychrometer*. Sedangkan untuk arah dan kecepatan angin, dapat dilakukan pengukuran di atas kapal dengan menggunakan alat *windvane* dan anemometer.

I. Latihan Soal

1. Sebutkan kegunaan dari Barometer.
2. Sebutkan komponen-komponen dasar dan cara kerja dari serta koreksi pembacaan dari:
 - a. Barometer air raksa
 - b. Barometer aneroid
 - c. Barograf
3. Sebuah kapal berada pada lintang 20 derajat Utara dan bujur 15 derajat barat. Pembacaan barometer air raksa adalah 1031,5 milibar, temperatur saat itu adalah 15 derajat celcius

dan koreksi *index* adalah 0,2 milibar. Barometer air raksa tersebut berada pada ketinggian 17 meter di atas permukaan laut. Hitunglah tekanan udara pada kapal tersebut.

4. Sebutkan komponen dasar dan cara kerja dari:
 - a. Higrometer rambut
 - b. *Psychrometer*
5. Sebutkan komponen dasar dan cara kerja dari Anemometer dan *windvane*.
6. Sebuah termometer menunjukkan suhu udara sebesar 29 derajat Celcius. Tentukan berapa besarnya suhu tersebut bila dinyatakan dalam Fahrenheit, Reamur dan Kelvin?

J. Tugas

1. Amatilah peralatan meteorologi berikut, kemudian tuliskan hasil pembacaan data yang diperoleh:
 - a. Barometer Aneroid
 - b. Anemometer
 - c. *Psychrometer*
2. Dari hasil pengamatan temperatur pada *psychrometer* baik pada bola kering maupun bola basah kemudian tentukan berapa besar Lembap Udara Relatifnya.

BAB III

ATMOSFER

Tujuan Pembelajaran Khusus:

Setelah selesai mengikuti pembelajaran pada Bab III ini peserta diklat dapat mengetahui lapisan-lapisan udara pada Atmosfer, kandungan dan penyebaran uap air yang terjadi di dalam atmosfer.

A. Susunan Udara di Atmosfer

Atmosfer mengelilingi seluruh permukaan bumi baik di daratan maupun lautan. Seperti halnya kehidupan di dasar samudera yang mendapatkan tekanan dari air laut, jadi kita semua, apakah di daratan atau di lautan, adalah hidup di dasar samudera udara dan mendapatkan tekanan oleh berat udara di atas kita.

Di permukaan laut besarnya tekanan ini adalah 1 kilogram per centimeter persegi. Jika kita pergi ke puncak gunung atau naik pesawat terbang, tekanan yang akan kita alami pada ketinggian yang baru akan berkurang, karena berat udara yang ada di bawah kita tidak lagi mempengaruhi tekanan yang bekerja. Tubuh kita beradaptasi dengan tekanan pada permukaan laut dari atmosfer sehingga kita tidak menyadari hal tersebut. Tetapi jika kita mengalami suatu kenaikan posisi secara cepat seperti halnya di dalam pesawat terbang, perubahan tekanan akan mengakibatkan

gangguan pada gendang telinga dan kesulitan bernafas disebabkan penurunan jumlah oksigen yang tersedia dalam udara. Penambahan ketinggian dari permukaan laut sampai dengan 1 kilometer akan menurunkan tekanan sekitar 100 gram per centimeter persegi, tetapi kecepatan penurunan akan berkurang tempat yang semakin tinggi.

Secara kasar separuh dari jumlah atmosfer berada di bawah puncak pegunungan Mt. Blanc (4820 M) dan sekitar $\frac{2}{3}$ berada di bawah puncak pegunungan Mt. Everest (8840 M). Disebabkan karena kecepatan dari penurunan kepadatan udara dengan ketinggian menjadi semakin lama semakin berkurang atmosfer menjadi bertambah dan semakin bertambah lemah pada tempat tertinggi dan tidak mempunyai batas pada level atas. Bahkan pada ketinggian 130 -160 Km di atas permukaan bumi masih terdapat udara yang cukup tebal untuk menjadikan meteor sebagai nyala putih dan menjadi terlihat ketika memasuki atmosfer dalam kegelapan. Meteor tersebut tampak nyala putih karena tekanan udara yang sangat cepat yang menerpanya. Tekanan yang tiba-tiba seperti itu disebut dengan tekanan adiabatik, hal tersebut berlangsung tanpa kehilangan atau penambahan panas dari sumber luar. Proses *Adiabatic* akan dijelaskan lebih lanjut.

Komposisi kimia dari udara kering adalah tetap di semua tempat di permukaan bumi dan sampai dengan ketinggian kurang dari 19 Km.

Analisis kimia menunjukkan bahwa jumlah dari setiap gas dinyatakan dalam persentase dari volume total sebagai berikut:

Gas	Volume %
NITROGEN	78,09
OXYGEN	20,95
ARGON	0,93
CARBON DIOXIDE	0,03

Selain itu juga terdapat sejumlah kecil Neon, Helium, Krypton, Ozone dan gas-gas lainnya.

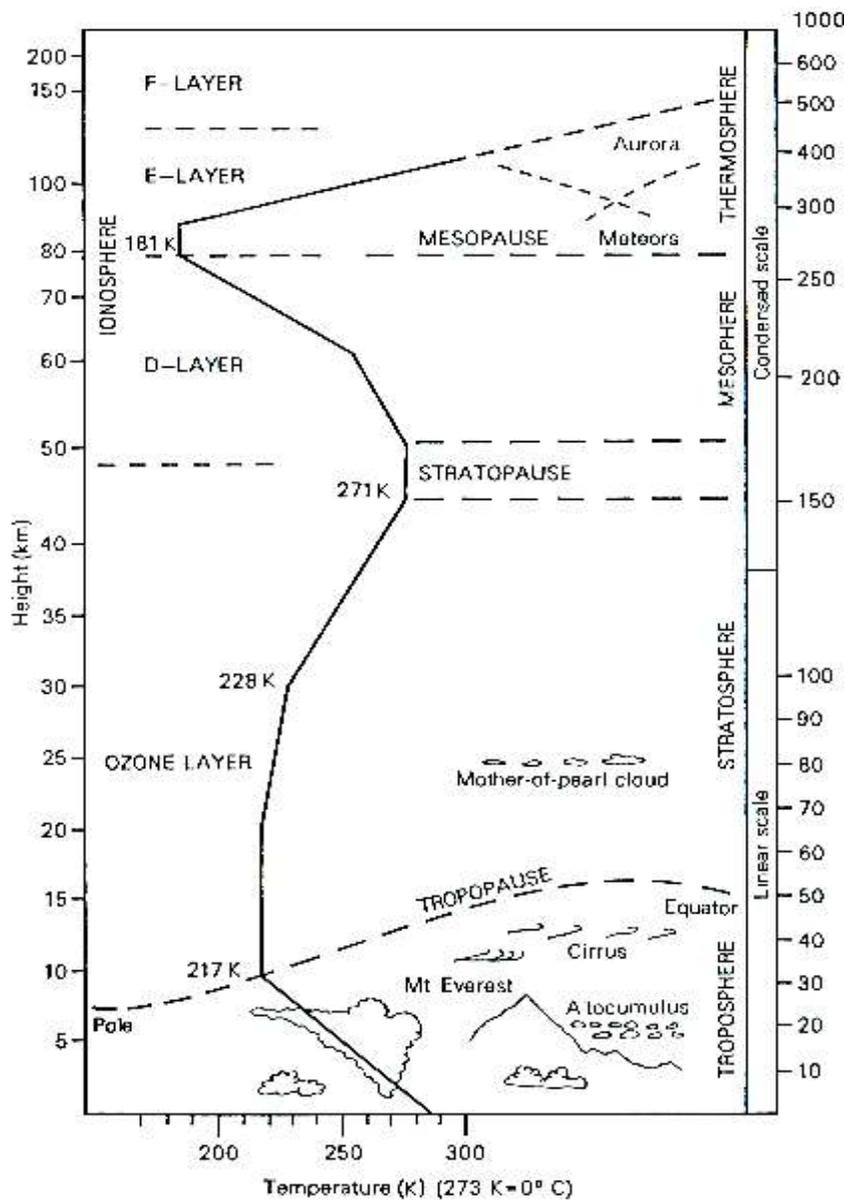
B. Atmosfer

Pengertian Meteorologi: Ilmu yang mempelajari gejala-gejala, peristiwa-peristiwa dan proses yang terjadi dalam lapisan udara yang menyelimuti bumi. Lapisan udara ini dikenal dengan nama Atmosfer. Atmosfer terdiri atas beberapa lapisan berbeda yang dapat dibedakan dengan variasi dari temperatur udara dengan penambahan tingginya.

Pada atmosfer secara umum terdiri atas beberapa lapisan sebagai berikut:

1. Troposphere

Merupakan lapisan atmosfer yang terletak paling bawah. Batas-batas *troposphere* di atas kutub bumi pada ketinggian 9 km dan di atas daerah *Equatorial* pada ketinggian 16 km. *Troposphere* merupakan lapisan udara dengan jumlah massa udara yang terbesar. Temperatur udara makin ke atas makin berkurang dengan rata-rata 0,6° C tiap 100 meter. Terdapat aliran-aliran udara secara horizontal dan vertikal



Gambar 14 Penampang Vertikal Lapisan Atmosfer

2. Tropopause

Merupakan lapisan transisi antara *troposphere* dan *stratosphere*. Mulai dari ketinggian ± 16 Km di atas kutub dan suhu berkisar $- 76^{\circ}$ C, sedangkan di atas *Equator* pada ketinggian 9 km dengan suhu $- 54^{\circ}$ C.

3. Stratosphere

Batas *stratosphere* pada ketinggian ± 50 km di atas permukaan laut, baik di daerah kutub maupun daerah *Equatorial*. Temperatur udara makin ke atas tidak makin berkurang, tetapi semakin bertambah tinggi. Tidak terdapat aliran udara vertikal, melainkan hanya horizontal. Pada ketinggian antara 20 – 40 km di atas permukaan laut terdapat lapisan ozon, yang merupakan lapisan pelindung yang sangat penting, karena berfungsi untuk menyerap gelombang pendek yang dipancarkan sinar matahari yang sangat berbahaya bagi kehidupan di bumi.

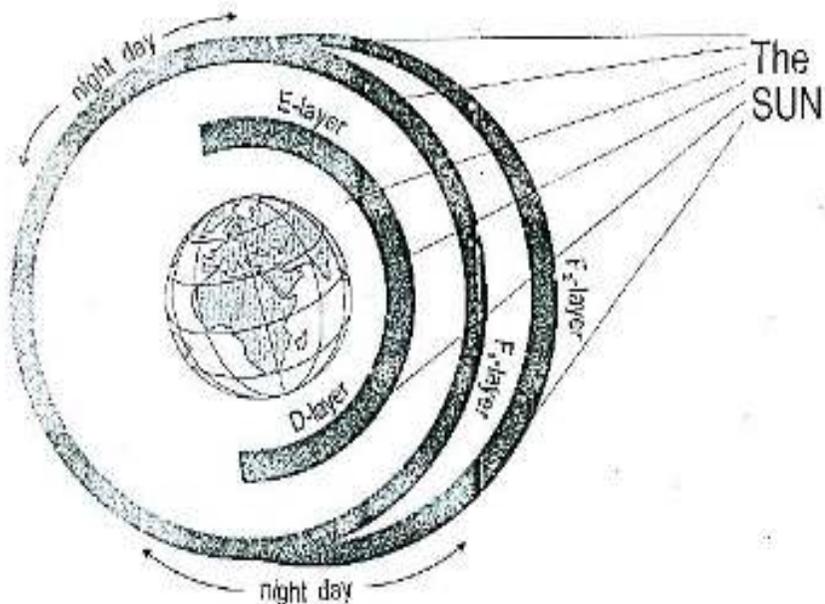
4. Ionosphere

Merupakan lapisan yang terletak di atas *stratosphere*. Batas-batas *ionosphere* sulit untuk ditentukan dengan pasti, karena merupakan batas-batas seluruh atmosfer dan karena udara semakin ke atas semakin menipis, maka partikel udara makin ke atas makin berjauhan sehingga batas-batas *ionosphere* sulit untuk ditentukan dengan pasti.

Berdasarkan pengamatan terhadap gejala aurora (cahaya kutub) dapat diperkirakan bahwa pada ketinggian 1200 km masih terdapat partikel-partikel udara.

Di dalam *Ionosphere* terdapat molekul-molekul udara yang terloniser, yaitu molekul udara yang bermuatan listrik. Penyebaran molekul udara yang bermuatan listrik tersebut tidak merata dalam seluruh *Ionosphere*. Di dalam *Ionosphere* terdapat lapisan-lapisan yang relatif tipis dengan konsentrasi/kepadatan molekul udara yang sangat padat.

Lapisan tersebut terdiri atas tiga lapisan dari level terendah ke tertinggi yaitu Lapisan D, E dan F.



Gambar 15 Lapisan-lapisan Pada *Ionosphere*

Lapisan F kemudian dibagi lagi menjadi F 1 (level bawah) dan F 2 (level atas).

Ada dan tidaknya lapisan-lapisan tersebut dalam *Ionosphere* dan tingginya di atas permukaan bumi sangat tergantung dari posisi matahari. Jika diukur secara langsung dari suatu titik yang ditetapkan, pemancaran sinar matahari pada *Ionosphere* yang terbesar adalah pada saat tengah hari, sedangkan pada malam hari adalah saat terkecil. Jika pemancaran dihilangkan maka sejumlah ion-ion bebas dan elektron yang terionisasi akan bersatu kembali menjadi atom-atom netral. Selama jangka waktu antar kondisi-kondisi tersebut, posisi dan jumlah lapisan-lapisan yang terionisasi dalam *Ionosphere* akan berubah.

a Lapisan D

Jarak lapisan D pada kurang lebih 40 km- 90 km di atas permukaan bumi. Ionisasi pada lapisan D rendah, karena merupakan lapisan terbawah dari *Ionosphere*. Lapisan ini memiliki kemampuan untuk membelokkan gelombang pada frekuensi rendah. Sedangkan gelombang frekuensi tinggi akan terus menembus lapisan ini tetapi akan menyusut. Setelah matahari terbenam lapisan D akan menghilang disebabkan ion-ion akan bergabung kembali dengan cepat.

b Lapisan E

Lapisan E berada pada jarak antara 90–145 km dari permukaan bumi. Kecepatan dari bergabungnya kembali ion-ion pada lapisan ini sangat cepat pada saat setelah matahari terbenam dan akan menjadi lengkap ketika tengah malam. Lapisan ini memiliki kemampuan untuk membelokkan gelombang frekuensi yang lebih tinggi daripada lapisan D.

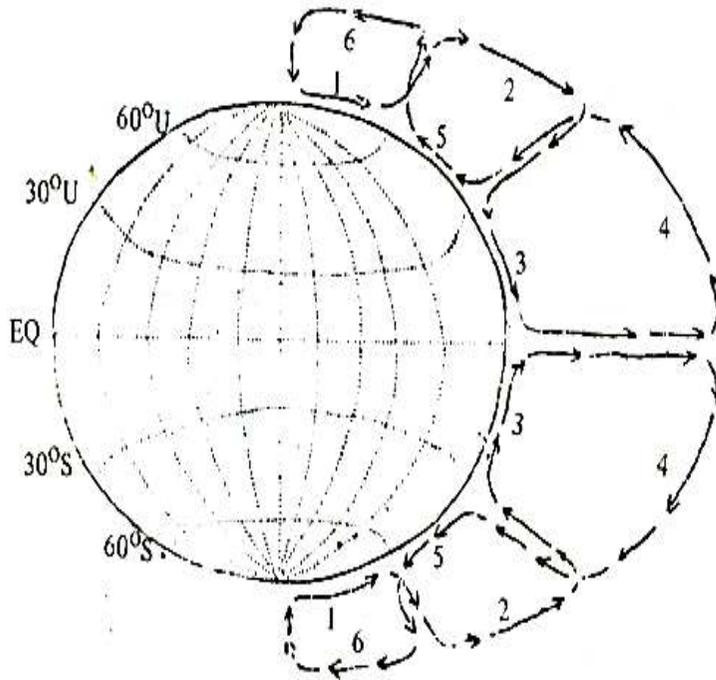
Secara real Lapisan E dapat membelokkan gelombang dengan frekuensi sampai dengan 20 MHz.

c Lapisan F

Lapisan F berada pada jarak antara 145 km sampai dengan 400 km dari permukaan bumi. Pada siang hari, Lapisan F ini terbagi menjadi 2 lapisan yaitu F_1 dan F_2 . Tingkatan ionisasi pada lapisan-lapisan ini cukup tinggi dan bervariasi ketebalannya tergantung arah datangnya sinar matahari. Pada tengah hari, bagian atmosfer yang terdekat dengan matahari tingkatan ionisasinya akan maksimum. Karena atmosfer dijernihkan pada ketinggian ini, bergabungnya kembali dari ion-ion tersebut akan berlangsung secara perlahan setelah matahari terbenam. Oleh karena itu suatu lapisan ionisasi akan tetap hadir secara terus-menerus. Lapisan F akan meneruskan frekuensi tinggi untuk pemancaran jarak jauh sehubungan dengan kemampuannya untuk membelokkan gelombang frekuensi sampai dengan 30 MHz.

C. Sirkulasi Udara di dalam Atmosfer

Pada lapisan troposfera terdapat gerakan udara yang bersirkulasi sesuai dengan urutan 1 – 2 – 3 – 4 – 5 – 6 baik pada belahan bumi utara maupun di atas belahan bumi selatan seperti yang tergambar pada lukisan berikut:



Gambar 16 Penampang Vertikal Aliran Udara

Pada lukisan di atas tampak pula, batas-atas troposfera di atas daerah *Equatorial* lebih tinggi dari pada di atas daerah-daerah arktis. Aliran-aliran udara no. 1, 5, dan 3 adalah aliran-aliran udara yang terdapat di permukaan bumi, sedangkan aliran-aliran udara no. 6, 2, dan 4 adalah aliran-aliran udara yang terdapat pada tingkat-tingkat atas.

Pada lukisan tersebut tampak, bahwa pada lintang-lintang lebih kurang 60° utara dan 60° selatan, udara mengalir ke atas, sehingga di daerah sedang terdapat sistem tekanan rendah yang merupakan depresi daerah sedang.

Pada lintang sekitar 30° utara dan 30° selatan udara mengalir ke bawah, sehingga pada lintang tersebut terdapat sistem tekanan tinggi Subtropika.

Pada permukaan bumi, aliran udara nomor 3 adalah angin pasat. Yang merupakan angin tetap yang bersumber pada daerah tekanan tinggi Subtropika dan menuju ke ekuator.

Dibelah bumi utara di atas samudera dijumpai angin pasat timur laut, dan dibelah bumi selatan di atas samudera dijumpai angin pasat tenggara.

Di atas benua tidak dijumpai angin pasat, oleh sebab di atas benua-benua di waktu musim *summer system* tekanan tinggi lenyap, dan menjadi sistem tekanan rendah.

Aliran udara nomor 5 merupakan angin barat tetap di permukaan bumi; angin barat tetap itu bersumber pada daerah tekanan tinggi Subtropika pula. Angin barat tetap hanya dijumpai dibelah bumi selatan antara lintang 40° selatan dan lintang 60° selatan.

Dibelah bumi utara tidak dijumpai angin barat tetap, oleh sebab pada lintang-lintang antara 40° utara dan 60° utara terdapat banyak benua yang merupakan rintangan bagi mengalirnya angin barat tetap.

Aliran udara no. 1 merupakan angin timur yang bersumber pada sistem tekanan tinggi arktis.

Untuk jelasnya, maka dapat dikatakan bahwa terjadinya gerakan *subsistensi* yaitu gerakan turun dari udara, pada lintang-lintang sekitar 30° utara dan 30° selatan yang dikenal sebagai *horse latitudes*, menyebabkan terjadinya sistem tekanan tinggi

Subtropika di permukaan bumi. Daerah sistem tekanan tinggi Subtropika ini mempunyai cuaca cerah.

Pada sistem tekanan tinggi Subtropika itu, udara mengalir keluar. Udara yang mengalir keluar itu dan menuju ke ekuator disebut angin pasat. Angin pasat ini oleh perputaran bumi, dibelah bumi utara dibelokkan ke kanan, dan dibelah bumi selatan dibelokkan ke kiri. Dengan demikian, maka terjadilah pasat timur laut, dan pasat tenggara. Udara yang mengalir keluar dari sistem tekanan tinggi Subtropika dan menuju ke kutub, oleh perputaran bumi dibelah bumi utara dibelokkan ke kanan, dan dibelah bumi selatan dibelokkan ke kiri.

Dengan demikian maka terjadilah angin barat tetap pada lintang-lintang antara 40° dan 60° dibelah bumi selatan. Sedangkan dibelah bumi utara tidak dijumpai angin barat tetap karena pada lintang-lintang tersebut terdapat banyak benua.

D. Faktor-faktor pengontrol temperatur di Atmosfer

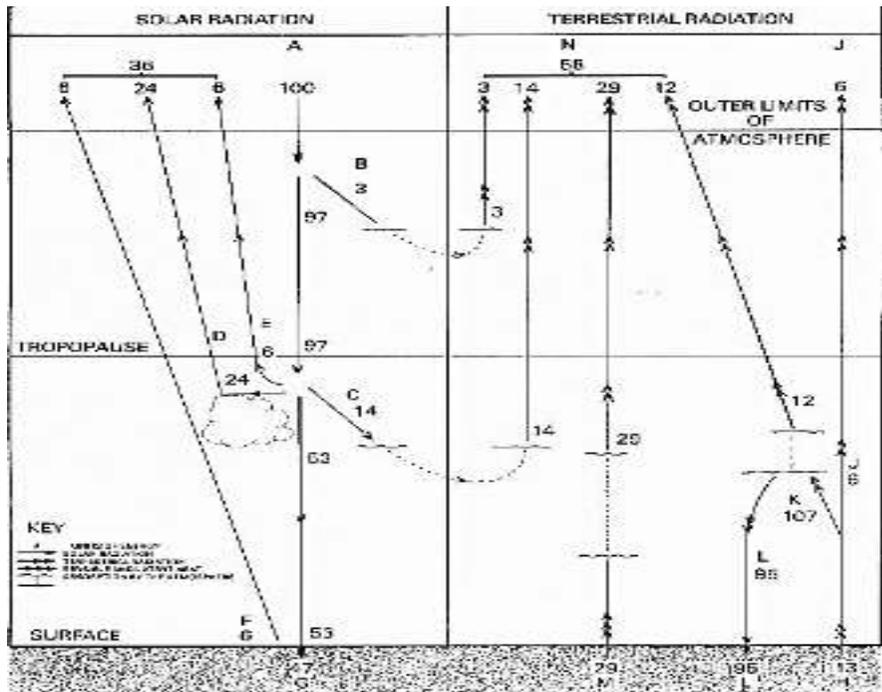
Temperatur udara pada tempat dan waktu yang ditentukan tergantung pada beberapa faktor, yang utama adalah jumlah panas yang masuk dan meninggalkan atmosfer secara keseluruhan. Tanpa memperhitungkan menit kontribusi yang menyebabkan kebocoran panas ke arah kerak bumi dari bagian dalam yang dicairkan, semua panas yang mencapai permukaan bumi berasal dari radiasi sinar matahari. Dan begitu juga dengan cara yang sama semua hilangnya panas dalam bentuk re-radiasi. Suatu pertimbangan ringkas dari kandungan radiasi adalah sangat penting untuk dipahami jalannya bagaimana atmosfer secara keseluruhan

menjadi panas atau dingin. Semua benda memancarkan energi dalam bentuk gelombang elektromagnetik yang sangat pendek yang berjalan melintasi ruang dengan kecepatan cahaya. Semakin panas benda akan semakin pendek gelombang yang dipancarkan, dan dengan cara yang sama, semakin dingin benda akan memancarkan gelombang yang lebih panjang daripada benda yang lebih panas. Sumber energi utama adalah matahari yang memancarkan energi atau radiasi dalam bentuk gelombang elektromagnetik. Temperatur permukaan matahari rata-rata 6000° Kelvin, panjang gelombang yang dipancarkan adalah 0,2 – 4 μm (1 μm = 1 mikro meter = 10^{-6} meter). Maksimum energi emisi sinar matahari terjadi pada panjang gelombang 0,5 μm . Temperatur permukaan bumi rata-rata 288 K (15° C) mengeluarkan energi berbentuk infra merah dengan panjang gelombang 4 – 100 μm . Maksimum emisi terjadi pada panjang gelombang 10 μm .

1. Faktor penyebab utama jumlah pemancaran radiasi sinar matahari yang diterima permukaan bumi, adalah:
 - a. Energi yang dikeluarkan oleh matahari. Tergantung dari jumlah radiasi ultraviolet yang bertambah seiring dengan kenaikan bintik matahari.
 - b. Jarak dari bumi ke matahari.
Pada perihelion (jarak terdekat) jumlah radiasi sinar matahari pada permukaan yang tegak lurus dengan matahari adalah 7 % lebih banyak dari aphelion (jarak terjauh).
 - c. Ketinggian matahari, tergantung dari lintang, musim, dan lamanya waktu siang hari. Pada umumnya jika bertambah

tinggi jumlah radiasi sinar matahari di permukaan akan bertambah.

- d. Lamanya waktu siang hari
- e. Kondisi sifat tembus atmosfer



Gambar 17 Penyebaran Radiasi Sinar Matahari

Keterangan gambar:

- a. Jumlah radiasi sinar matahari yang terjadi pada batas terluar atmosfer.
- b. Penyerapan pada *stratosphere*, terutama oleh ozon yang menyerap radiasi ultraviolet

- c. Penyerapan pada *trophosphere* oleh gas, uap air dan partikel debu.
- d. Pemantulan ke angkasa oleh awan-awan, yang tidak mengubah panjang gelombang dari radiasi.
- e. Penyebaran radiasi ke angkasa

2. Pemindahan energi

Pemindahan energi antara permukaan bumi dan atmosfer dapat terjadi melalui proses konduksi, konveksi, dan evaporasi.

a. Radiasi

Panas yang berasal dari sinar matahari dalam bentuk gelombang pendek yang melalui atmosfer menyebabkan pemanasan yang sangat kecil. Beberapa pemanasan disebabkan karena uap air di atmosfer menyerap panas.

Pancaran panas yang berasal dari bumi berbentuk gelombang panjang yang menyebabkan pemanasan pada lapisan udara di bagian bawah. Jika langit tidak berawan sebagian besar radiasi bumi akan menuju ke luar angkasa. Sebaliknya jika terdapat awan yang menutupi sebagian besar panas akan dipantulkan kembali ke bumi. Awan akan bertindak sebagai penyekat bagi bumi.

b. Konduksi

Panas berpindah dari partikel satu ke partikel yang lain. Selanjutnya udara yang bersentuhan dengan permukaan yang panas akan menjadi hangat yang hal ini terjadi pada siang hari ketika matahari sedang bersinar. Udara yang

bersentuhan dengan permukaan yang dingin akan menjadi dingin, di mana hal tersebut terjadi pada malam hari.

c. Konveksi

Yaitu perpindahan energi sebagai hasil dari pergerakan bagian-bagian dari suatu cairan. Konveksi bebas terbentuk bila bagian dari atmosfer yang bersentuhan dengan permukaan bumi menjadi panas karena konduksi dan menjadi lebih sedikit tebal dibanding udara di sekitarnya. Udara yang mendapat panas mengembang dan kemudian berat jenis udaranya menurun. Hal ini menyebabkan udara akan menjadi lebih ringan dibandingkan dengan udara yang tidak mendapat panas di sekelilingnya dan udara yang panas akan bergerak naik. Proses konveksi menggerakkan dalam jumlah banyak udara panas dan uap air dari permukaan ke bagian atas atmosfer. Ketika uap air berkondensasi menjadi butiran air dan hujan terjadi, panas laten akan tertinggal. Kebanyakan pemanasan atmosfer berlangsung dengan cara tersebut. Selanjutnya udara yang lebih dingin dibandingkan dengan udara di sekitarnya memiliki berat jenis yang lebih besar dan semakin berat yang kemudian akan jatuh ke bumi.

d. Evaporasi

Udara yang bergerak di atas permukaan yang kasar besar kemungkinan akan di pantulkan ke atas. Udara yang bergerak ke atas akan digantikan oleh udara yang berada pada ketinggian sampai dengan 600 meter, menggantikan udara yang berada antara permukaan dan ketinggian 600 meter. Udara yang bergerak ke atas membawa panas yang

dihasilkan dan udara yang bergerak ke bawah membawa sifat dinginnya.

E. Definisi-definisi

1. **Temperatur Normal** sebuah kota untuk bulan tertentu adalah temperatur yang secara normal dialami di kota tersebut dalam bulan yang bersangkutan. Cara memperoleh nilai Temperatur Normal sebuah kota untuk bulan tertentu adalah sebagai berikut: Temperatur rata-rata bulan yang bersangkutan di kota tersebut dijumlahkan selama 30 (tiga puluh) tahun, kemudian dibagi lagi dengan 30.
2. **Temperatur rata-rata dari sebuah Paralel** diperoleh dengan menjumlahkan nilai-nilai temperatur stasiun-stasiun yang terletak pada paralel/lintang yang bersangkutan, dan kemudian nilai penjumlahan temperatur-temperatur tersebut dibagi kembali dengan jumlah stasiun-stasiun yang telah diikuti sertakan.
3. **Amplitudo Temperatur Tahunan** adalah nilai perbedaan antara temperatur bulan terpanas dengan temperatur bulan terdingin dalam waktu satu tahun. Nilai amplitudo temperatur harian di daerah *Equatorial* adalah lebih besar (tinggi) dari pada di daerah-daerah Sedang, oleh sebab nilai Tinggi Kulminasi Atas matahari di daerah *Equatorial* adalah lebih besar, sedangkan di daerah Sedang, nilai Amplitudo temperatur hariannya masih dipengaruhi oleh Musim-musim.

4. **Anomali Temperatur sebuah kota** adalah nilai perbedaan temperatur antara kota yang bersangkutan dengan temperatur rata-rata lintang di mana kota tersebut terletak.
5. **Equator Thermis** adalah sebuah garis yang menghubungkan tempat-tempat yang mempunyai temperatur tertinggi untuk masing-masing meridian. *Equator-thermis* tersebut terletak di sekitar *Equator* Geografis, akan tetapi *equator-thermis* tidak berkedudukan tetap, melainkan bergeser-geser ke Utara dan ke Selatan, mengikuti perubahan posisi matahari; sebagian besar dari *equator-thermis* terletak dibelah bumi Utara, karena di sini terdapat lebih banyak daratan dari pada di belah bumi Selatan.
6. **Amplitudo Temperatur Harian** adalah nilai perbedaan antara temperatur tertinggi dengan temperatur terendah dalam jangka waktu satu hari (24 jam).

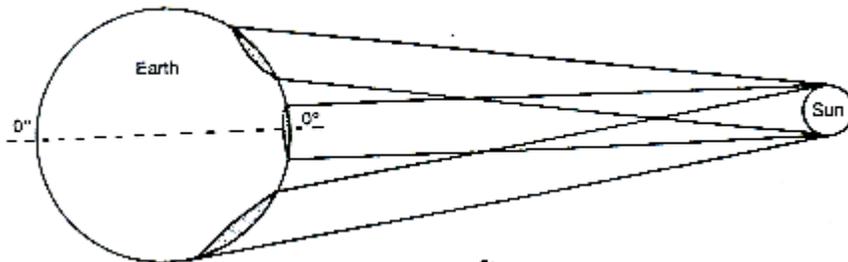
Nilai-nilai Amplitudo temperatur tahunan di daerah Sedang adalah lebih tinggi dari pada di daerah *Equatorial*, karena daerah sedang mengalami empat macam musim dalam setahun, di mana temperatur udara di Musim Winter dapat mencapai sekitar 0°C.

F. Variasi Temperatur Udara Harian

Selama periode 24 jam temperatur atmosfer dan permukaan menunjukkan perubahan secara sistematis yang disebut dengan *diurnal variation of temperature*.

Penerimaan panas dari sinar matahari akan semakin bertambah sejak matahari terbit sampai matahari terbenam sesuai dengan kenaikan elevasi matahari, karena:

1. makin pendeknya jarak atmosfer yang harus dilewati
2. makin bertambah besar sudut datang sinar matahari pada permukaan bumi



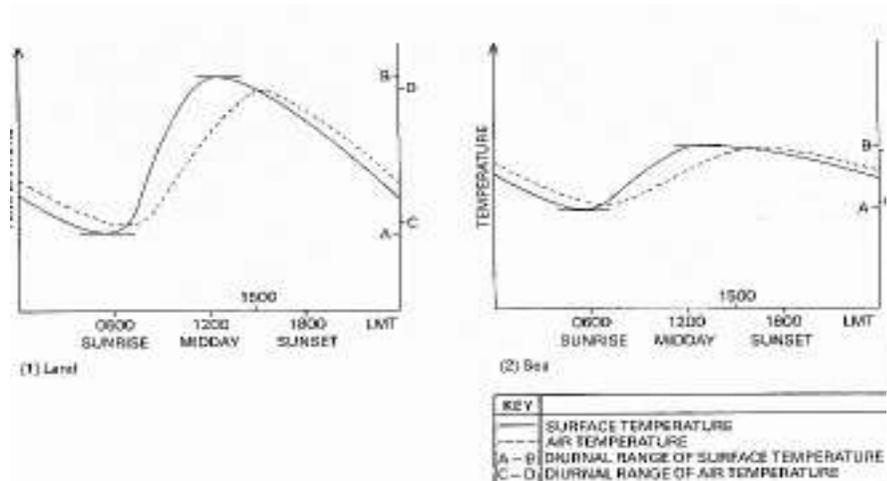
Gambar 18 Sudut Datang Sinar Matahari

Bumi juga memancarkan panas dari gelombang panjang radiasi bumi. Maksimum temperatur bumi akan tercapai beberapa saat setelah tengah hari di mana tercapai keseimbangan antara radiasi matahari yang diterima bumi dengan radiasi bumi yang dipancarkan keluar (14.00–15.00 LMT). Minimum temperatur akan tercapai pada saat penerimaan panas dari radiasi matahari akan dimulai, yaitu sesaat sebelum matahari terbit.

Radiasi gelombang pendek matahari yang sampai di permukaan bumi jika diterima oleh:

1. Daratan, akan diserap oleh lapisan bumi yang dangkal sehingga daratan akan menjadi lebih cepat panas dan lebih cepat dingin; amplitudo temperatur harian besar.

2. Lautan, akan diserap oleh lautan pada beberapa kedalaman sehingga lautan akan menjadi lambat panas tetapi lambat pula dingin; amplitudo temperatur harian kecil.



Gambar 19 Variasi Temperatur Udara Harian

G. Variasi temperatur terhadap kenaikan tinggi

Lapisan Troposfer bagian bawah akan menerima panas secara tidak langsung dari matahari, tetapi melalui radiasi dari permukaan bumi dan atmosfer yang berhubungan langsung dengan permukaan bumi.

Hal tersebut akan menyebabkan temperatur tertinggi pada lapisan troposfer adalah pada bagian bawah, dan semakin tinggi lapisan akan semakin turun temperaturnya.

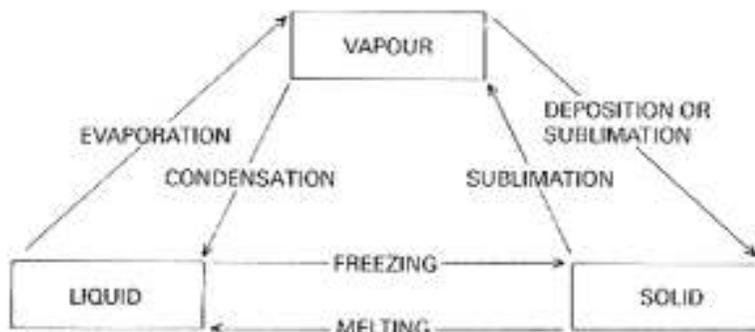
Laju penurunan temperatur udara terhadap kenaikan tinggi disebut ***lapse rate temperatur*** besarnya 1 (satu) derajat celcius setiap 100 meter kenaikan tinggi.

Pada beberapa tempat terdapat ***lapisan Inversi*** di mana temperatur akan naik seiring dengan kenaikan tinggi yang akan menghalangi pertumbuhan awan secara vertikal, sehingga awan akan tumbuh melebar (horizontal).

H. Keadaan air di atmosfer

Keadaan air di atmosfer, dapat berupa:

1. Uap: Uap air (tidak terlihat)
2. Cairan: Butiran air (dapat terlihat)
3. Padat: Kristal es (dapat terlihat)



Gambar 20 Skema Keadaan Air di Atmosfer

Energi yang diperlukan untuk perubahan bentuk:

- dari cairan ke uap air: panas *latent* penguapan
- dari padat ke cairan: panas *latent* peleburan

Setiap terjadi perubahan bentuk akan terjadi pelepasan panas *latent*. Ketika Uap air langsung berubah menjadi bentuk padat atau sebaliknya tidak diselangai dengan bentuk cairan.

Panas laten sublimasi akan dilepas ketika uap air berubah ke bentuk padat, dan juga dibutuhkan ketika akan mengubah dari bentuk padat ke bentuk uap.

1. Uap air

Jumlah uap air yang ada di atmosfer akan bervariasi dalam waktu dan tempat. Kandungan uap air sebenarnya pada sejumlah sampel udara dinyatakan pada istilah:

a. *Humidity Mixing Ratio* (Perbandingan Campuran kelembapan)

Perbandingan jumlah uap air (dalam gram) dengan jumlah udara kering (udara tanpa uap air, dalam kilogram). Satuannya dalam g/Kg atau g.Kg^{-1} .

b. *Absolute Humidity* (Lembap Udara Absolut)

Perbandingan jumlah uap air dengan volume yang terbentuk dari percampuran uap air dan udara, atau menyatakan banyaknya gram uap air yang terkandung dalam tiap satu meter kubik udara. Satuannya dalam g/m^3 atau g.m^{-3} . Dikenal juga sebagai berat jenis uap air (*vapour density*)

c. *Vapour Pressure* (Tekanan Uap Air)

Merupakan tekanan yang disebabkan oleh uap air di atmosfer yang membentuk bagian dari tekanan atmosfer secara keseluruhan, dinyatakan dalam *hectopascals* (hpa).

d. *Relativ Humidity* (Lembap Udara Relatif)

Menyatakan kelembapan udara dalam satuan persen.

e. *Specific Humidity* (Lembap Udara Spesifik).

Menyatakan banyaknya gram uap air yang terkandung di dalam tiap satu kilogram udara.

2. Kurva *Saturation* (kejenuhan)

Kurva ini menunjukkan jumlah *maximum* uap air yang dapat diperoleh pada temperatur yang diberikan, dengan mengumpamakan bahwa masa udara jenuh memiliki sifat kesetimbangan dengan permukaan bidang cairan dari air.

Sumbu vertikal (x) menyatakan Rasio percampuran, kelembapan absolut, atau tekanan gas.

Udara dikatakan jenuh, bila mengandung uap air dalam jumlah *maximum* yang dimungkinkan pada temperatur tertentu.

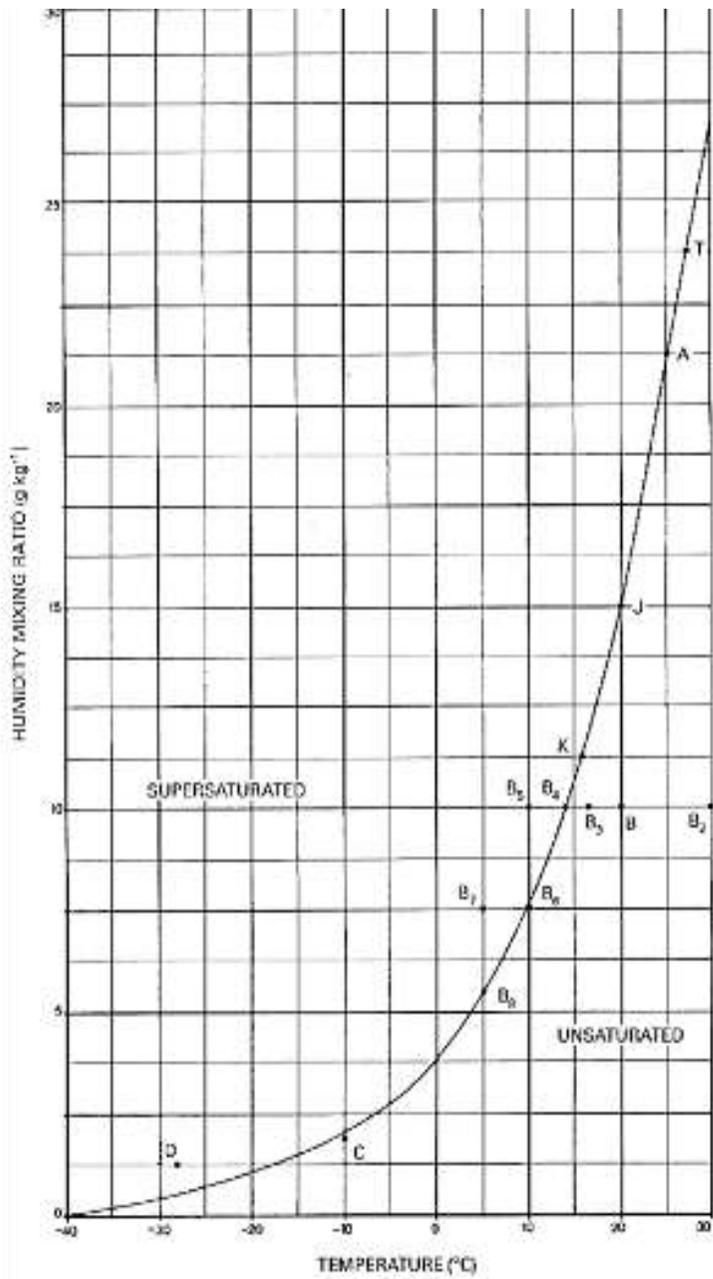
Pada kurva, masa udara (A) dengan temperatur 25° C dan HMR 21.25 g.Kg⁻¹ merupakan udara jenuh

Rasio percampuran udara yang telah mencapai titik jenuh dikatakan sebagai rasio percampuran kelembapan udara jenuh.

Udara yang tidak jenuh (B dan C) mengandung uap air yang lebih sedikit daripada jumlah maksimum uap air yang dimungkinkan pada temperatur yang diberikan.

Udara dikatakan sangat jenuh (*super saturated*) D, bila mengandung lebih dari uap air yang diperlukan untuk membuat jenuh pada temperatur yang diberikan.

Kemampuan *maximum* udara untuk mengandung uap air adalah tergantung pada temperaturnya. Makin tinggi temperaturnya maka makin besarlah kemampuan *maximum* udara yang bersangkutan untuk mengandung uap air.



Gambar 21 Kurva Jenuh Uap Air

3. *Relative Humidity* (kelembapan relatif)

Kelembapan relatif merupakan perbandingan masa uap air yang benar-benar ada dengan uap air yang akan timbul bila udara telah jenuh pada temperatur yang sama. Dinyatakan dalam persentase.

Nilai *Relative Humidity* untuk udara tidak jenuh adalah $< 100\%$, udara jenuh = 100% , udara sangat jenuh $> 100\%$.

Faktor penentu dari nilai *Relative Humidity* adalah temperatur dari sampel udara. Apabila temperatur pada sampel udara bertambah atau berkurang, nilai *Relative Humidity* juga akan berubah. Jika konsentrasi uap air dan tekanan tetap, dan temperatur bertambah maka *Relative Humidity* akan menurun.

Jika temperatur menurun, nilai *Relative Humidity* akan bertambah. Perubahan nilai *Relative Humidity* tidak hanya dipengaruhi oleh temperatur tetapi juga dari konsentrasi uap air.

4. Temperatur Titik Embun (*Dew Point Temperature*).

Merupakan temperatur udara di mana suatu udara mulai menghasilkan kondensasi apabila didinginkan. Suatu udara yang telah mencapai titik jenuhnya, di mana kemampuan *maximum* untuk mengandung uap air telah tercapai, apabila udara tersebut didinginkan lebih jauh lagi maka udara tersebut akan kelebihan uap air, dan uap air yang lebih itu akan keluar dari udara sebagai air cair.

Pada kurva dapat dilihat temperatur titik embun pada B adalah 14°C .

5. Kondensasi (*Condensation*)

Pengembunan uap air di atmosfer pada umumnya terjadi sebagai hasil penurunan temperatur udara di bawah temperatur titik embunnya.

Pada kurva, B4 dengan temperatur. titik beku 14°C berkurang ke 10°C (B5) akan menjadi sangat jenuh.

Keadaan ini sangat jarang terpelihara di atmosfer, sebab beberapa uap air akan mengembun (B5-B6) dan udara akan menjadi jenuh (B6).

Pendinginan selanjutnya (B6-B7) akan menghasilkan kondensasi berikutnya (B7-B8).

Kondensasi di atmosfer membutuhkan inti pengembunan yang mana butir partikel berada pada konsentrasi yang berbagai macam.

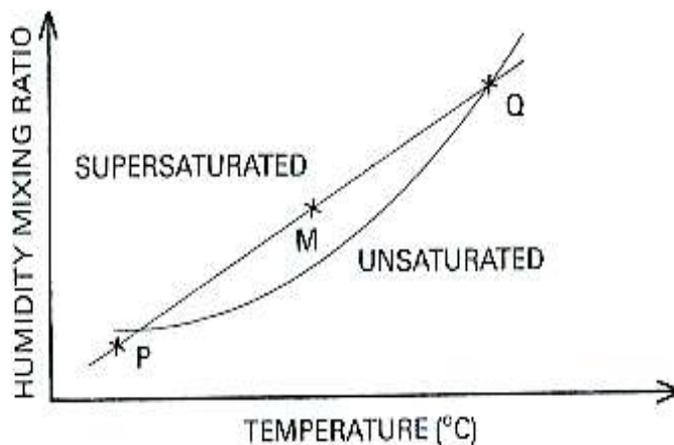
Partikel tersebut berasal dari permukaan bumi sebagai hasil dari proses alami (aktivitas gunung berapi, pecahan gelembung udara dari laut), dari aktivitas manusia, dan proses kimia yang terjadi di atmosfer.

Contoh partikel: *Sodium chloride* (garam) dan *sulphuric acid* (memiliki sifat lekat dengan air).

Partikel akan menjadi bagian dari air yang menetes dan mempertahankan keberadaannya dalam udara yang jenuh. Tetesan air akan memiliki berbagai bentuk di atmosfer sesuai dengan proses yang melalui yang menyebabkan penurunan temperatur.

Percampuran dari dua sampel udara yang memiliki perbedaan temperatur dan nilai R.H. dapat menghasilkan kondensasi.

Pada gambar berikut percampuran dari Q dengan RH 100% dan P dengan R.H. kurang dari 100 % akan menghasilkan di M. Nilai konsentrasi uap air dan temperatur akan berada di antara P dan Q. M adalah sangat jenuh dan kondensasi terjadi dengan ketentuan bahwa ada partikel.



Gambar 22 Percampuran Sampel Udara

6. Evaporation (penguapan)

Konsentrasi uap air di atmosfer diperoleh dari proses penguapan dari permukaan bumi, hasil dari sublimasi es dan salju.

Penguapan dinyatakan sebagai kecepatan perubahan cairan menjadi uap air dalam waktu yang diberikan.

Faktor-faktor yang mempengaruhi kecepatan penguapan

a. Energy.

Penguapan membutuhkan panas laten yang berasal dari radiasi sinar matahari yang diserap oleh permukaan.

b. Kelembapan relatif

Pada kurva jenuh, jika udara di atas permukaan tiba-tiba jenuh (A) kecepatan penguapan akan menjadi nol sampai tidak ada lagi uap air yang dapat diserap. Jika udara menjadi tidak jenuh (B) penguapan akan terjadi.

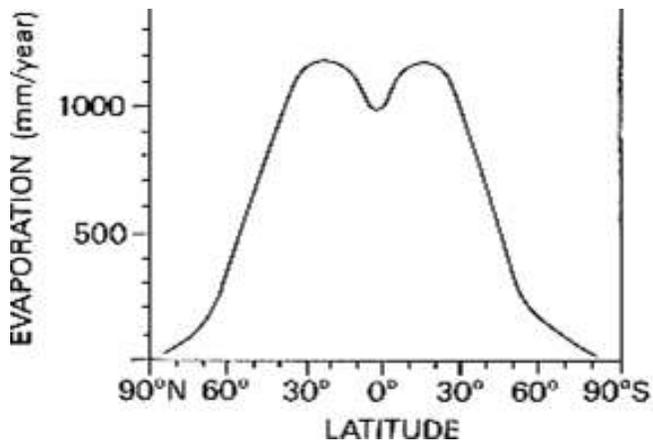
c. Angin

Jika udara jenuh (A) digantikan melalui pergerakan udara oleh udara tidak jenuh (B) kecepatan penguapan bertambah. Penguapan akan berlanjut jika udara pada permukaan sekali ketika menjadi jenuh, digantikan oleh udara yang tidak jenuh dari tingkat yang lebih tinggi karena adanya gerakan putaran.

d. Air

Semua kondisi berbeda adalah baik untuk penguapan, tetapi ketiadaan air, apakah dari permukaan bebas atau dari tanaman, akan mencegah terjadinya penguapan secara optimum. Seperti halnya kondisi yang terjadi di gurun pasir atau daerah dengan musim kering.

Pada kurva berikut digambarkan distribusi tahunan dari penguapan untuk daerah lautan. Kondisi yang paling baik untuk penguapan adalah dalam kaitannya dengan air, energi yang tersedia, kondisi atmosfer, terjadi pada lintang 15° - 30° , kondisi paling tidak baik di atas daerah kutub.



Gambar 23 Distribusi penguapan tahunan untuk wilayah lautan

I. Variasi Harian Kelembapan Relatif

Kelembapan relatif pada beberapa stasiun pengamatan pd umumnya bervariasi sepanjang hari, dengan nilai minimum pada tengah hari, dan maksimum pada periode sebelum fajar menyingsing.

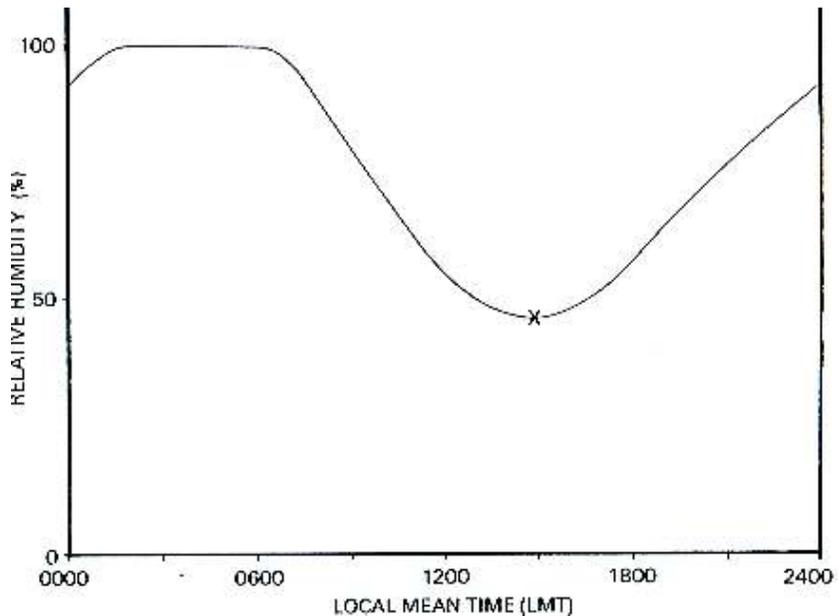
Tingginya variasi harian tergantung dari kondisi permukaan, musim, temperatur dan konsentrasi uap air dari udara. Jangkauan di daratan umumnya lebih besar daripada di lautan.

Jika konsentrasi uap air dari udara yang tersisa tetap, nilai R.H. akan berkurang sepanjang hari sebagaimana temperatur udara yang bertambah

R.H. akan menjadi minimum ketika temperatur udara maksimum.

Setelah RH bertambah seiring dengan temperatur yang berkurang, dan udara akan mencapai temperatur titik embunnya.

Jika R.H, mencapai 100 % akan bertahan pada kondisi ini sampai temperatur udara akan mulai meningkat 1 jam setelah matahari terbit.



Gambar 24 Kurva Variasi Harian Kelembapan Relatif

Sebagaimana temperatur udara yang bertambah sepanjang hari, udara memiliki kemampuan untuk mengikat penambahan jumlah uap air, dan penguapan terjadi jika kondisi memungkinkan.

Peningkatan temperatur udara memiliki pengaruh yang cukup besar pada nilai RH daripada peningkatan konsentrasi uap air.

Selama periode pendinginan temperatur udara akan berkurang sampai di bawah temperatur titik embunnya, R.H terjadi pada 100% dan kondensasi udara terjadi.

J. Rangkuman

Meteorologi merupakan suatu Ilmu yang mempelajari gejala-gejala, peristiwa-peristiwa dan proses yang terjadi dalam lapisan udara yang menyelimuti bumi. Lapisan udara ini dikenal dengan nama Atmosfer. Atmosfer terdiri atas beberapa lapisan berbeda yang dapat dibedakan dengan variasi dari temperatur udara dengan penambahan tingginya, yaitu Troposfera, Tropopause, Stratosfera, dan Ionosfera.

Di dalam *Ionosphere* terdapat molekul-molekul udara yang terloniser, yaitu molekul udara yang bermuatan listrik. Penyebaran molekul udara yang bermuatan listrik tersebut tidak merata dalam seluruh *Ionosphere*. Lapisan tersebut terdiri atas tiga lapisan dari level terendah ke tertinggi yaitu Lapisan D, E dan F. Pada lapisan Troposfera terdapat gerakan udara yang bersirkulasi baik pada belahan bumi utara maupun di atas belahan bumi selatan. pada lintang-lintang lebih kurang 60° Utara dan 60° Selatan, udara mengalir ke atas, sehingga di daerah sedang terdapat sistem tekanan rendah yang merupakan depresi daerah sedang. Pada lintang sekitar 30° Utara dan 30° Selatan udara mengalir ke bawah, sehingga pada lintang tersebut terdapat sistem tekanan tinggi Subtropika.

Variasi temperatur udara disebabkan oleh peredaran matahari baik peredaran harian maupun peredaran tahunan sehingga menimbulkan temperatur-temperatur tertentu di berbagai tempat seperti temperatur normal, temperatur rata-rata, temperatur lintang, anomali temperatur dan sebagainya.

Banyaknya uap air yang terkandung dalam udara disebut sebagai lembap udara. Kemampuan *maximum* suatu udara untuk mengandung uap air tergantung pada temperatur udara.

K. Latihan Soal

1.
 - a. Jelaskan apa yang dimaksud dengan Atmosfer dan terdiri dari lapisan-lapisan udara apa saja yang membentuk atmosfer.
 - b. Jelaskan dengan singkat batas ketinggian masing-masing lapisan udara tersebut.
2. Jelaskan bagaimana aliran udara dan keadaan suhu yang terjadi pada lapisan:
 - a. Troposfera
 - b. Stratosfera
3. Di manakah terdapat lapisan ozon? Pada ketinggian berapa kilometer terdapat lapisan ini? Jelaskan fungsi lapisan ini bagi kehidupan manusia.
4. Pada lapisan Ionosfera terdapat lapisan-lapisan udara yang terbentuk karena mengalami Ioniser:
 - a. Sebutkan lapisan-lapisan udara yang terbentuk dan berapa ketinggiannya.
 - b. Jelaskan fungsi dari masing-masing lapisan tersebut dalam kaitannya dengan komunikasi radio.
5. Pada lapisan udara yang mana terjadi sirkulasi udara? Gambarkanlah aliran sirkulasi tersebut beri penjelasan tentang gerakan aliran sirkulasi tersebut.

6. Jelaskan bagaimana terjadinya sistem-sistem tekanan tinggi dan tekanan rendah itu?
7. Jelaskan bagaimana dan di mana terjadinya Angin Pasat dan Angin Barat Tetap itu.
8. Apa yang dimaksud dengan sistem tekanan tinggi kutub utara (Arktika) dan sistem tekanan tinggi Subtropika
9. Apakah yang dimaksud dengan Lembap Udara? Faktor apakah yang mempengaruhi kemampuan *maximum* udara untuk mengandung uap air?
10. Sebutkan macam-macam cara serta penjelasan untuk menyatakan tingkat kelembapan udara.
11. Jelaskan apa yang dimaksud dengan proses konduksi, konveksi dan evaporasi.
12. Jelaskan apa yang dimaksud dengan amplitudo temperatur tahunan, amplitudo temperatur harian. Bagaimana kondisinya antara daerah sedang dan daerah *equator*. Jelaskan mengapa terjadi perbedaan tersebut.
13. Apa yang dimaksud dengan *equator thermis*, jelaskan mengapa *equator thermis* berkedudukan tidak tetap?
14. Jelaskan apa yang dimaksud dengan variasi temperatur udara harian, dan kapankah temperatur di bumi akan mencapai maksimum dan minimum?

BAB IV

TEKANAN UDARA

Tujuan Pembelajaran Khusus:

Setelah selesai mengikuti pembelajaran pada Bab IV ini peserta diklat dapat menjelaskan pengertian tekanan udara pada atmosfer, perubahan tekanan atmosfer, satuan yang dipergunakan untuk menyatakan besarnya tekanan, besarnya tekanan normal di atas permukaan bumi, serta pengertian dan jenis-jenis isobar.

Tekanan udara di atmosfer adalah merupakan elemen pengamatan meteorologi yang sangat penting karena merupakan petunjuk penting suatu keadaan atmosfer pada waktu tertentu. Peta cuaca atau peta *synoptic* permukaan yang diperoleh dari serangkaian pembacaan dari elemen tersebut yang diambil dari tempat-tempat yang berbeda pada waktu yang disetujui oleh internasional yang dikenal dengan waktu *synoptic*. *Synoptic hours* yang penting adalah jam 00.00, 06.00, 12.00 dan 18.00 UTC.

Tekanan dapat didefinisikan sebagai suatu kekuatan yang digunakan atau bekerja pada suatu wilayah di permukaan. Istilah tekanan udara mengacu pada kekuatan dari sebuah kolom udara pada suatu wilayah pada permukaan Bumi.

Suatu rumus untuk mendefinisikan tekanan adalah $P = \rho gh$ dengan P adalah Tekanan, ρ adalah kepadatan udara rata-rata

pada suatu kolom udara, g adalah nilai gravitasi, dan h adalah tinggi dari kolom udara tersebut.

Satuan pengukuran tekanan udara di atmosfer dalam Satuan International Unit adalah *hectopascal (hPa)*, yang setara dengan milibar (mb) yang merupakan satuan dalam *working unit*, biasanya digunakan untuk keperluan meteorologi. (1 hPa = 100 Pa = 1 mb = 10^2 Nm^{-2} , dengan N adalah Newton yang setara dengan $1 \text{ kg m}^1 \text{ s}^{-2}$).

Pada permukaan, tekanan standard atmosfer adalah 1013,2 hPa. Pada ketinggian tertentu di atas permukaan bumi tekanan atmosfer akan semakin berkurang dibanding dengan tekanan udara di permukaan. Hal ini disebabkan semakin kecilnya nilai tinggi kolom udara dan berat jenis rata-rata udara pada kolom udara tersebut.

Persamaan antara satuan tekanan udara adalah:

$$1 \text{ mm air raksa} = \frac{4}{3} \text{ milibar}$$

$$750 \text{ mm air raksa} = 1000 \text{ milibar} = 1000 \text{ hPa}$$

Pada prinsipnya tekanan udara adalah sama dengan berat udara yang berada tegak lurus di atas tempat penilik yang bersangkutan, dengan demikian di ketinggian tertentu di atas permukaan bumi tekanan atmosfer akan berkurang jika dibandingkan dengan di permukaan.

A. Hukum Babinet

Berkurangnya tekanan udara ke arah atas itu mengikuti hukum Babinet, yang berbunyi sebagai berikut:

$$H_2 - H_1 = 16.000 \times \frac{P_1 - P_2}{P_1 + P_2} \times (1 + 0,004 \times t_m)$$

Di mana:

H_1 = tinggi batas lapisan udara yang bersangkutan dalam satuan meter

H_2 = tinggi batas atas lapisan udara yang bersangkutan dalam satuan meter

P_1 = tekanan udara pada batas bawah lapisan udara dalam satuan milibar

P_2 = tekanan udara pada batas atas lapisan udara dalam satuan milibar.

t_m = temperatur rata-rata lapisan udara yang bersangkutan dalam satuan derajat celcius.

Contoh Perhitungan:

Berapa meterkah kita harus naik agar mengalami penurunan tekanan udara sebanyak 1 milibar, kalau diketahui bahwa tekanan udara di permukaan tanah adalah 1000,5 milibar, dan temperatur rata-rata lapisan udara setebal 50 meter di atas permukaan tanah adalah 25° C.

Jawab:

$$P_2 = (1000,5 - 1) \text{ mb} / t_2 = 25 \text{ } ^\circ \text{ C}$$

$$H_2 - H_1 = x \text{ meter}$$

$$x = \frac{16000 \times 1 \times (1 + 0,1)}{2000} \text{ meter}$$

$$x = 8,8 \text{ meter}$$

B. Pembagian tekanan udara di permukaan bumi

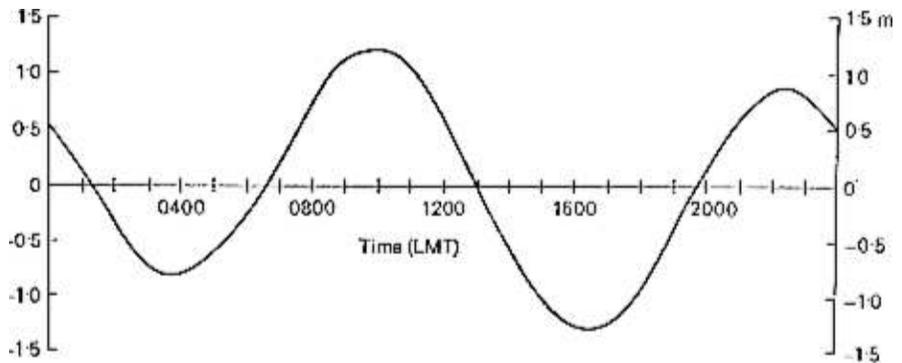
Pembagian tekanan udara di permukaan bumi adalah sebagai berikut:

1. Di daerah *Equatorial*, antara Lintang 20° Utara dan 20° Selatan terdapat Tekanan Rendah termis.
2. Di daerah Subtropika, antara Lintang 20°U/S dan Lintang 50°U/S terdapat tekanan tinggi Subtropika.
3. Di daerah Sedang, antara 50°U/S dan lintang 70°U/S terdapat tekanan Rendah.
4. Di daerah Kutub, antara 70°U/S dan lintang 90° U/S terdapat tekanan Tinggi.

C. Variasi tekanan udara

1. Variasi tekanan udara pada permukaan bumi terhadap waktu.
 - a. Variasi tekanan udara teratur, yang penting ialah periode 12 jam (setengah harian), yang disebut sebagai variasi tekanan udara setengah harian. Variasi tersebut disebabkan variasi temperatur udara, di mana amplitudo dari variasi tersebut berkembang karena resonansi. Tekanan udara maksimum terjadi pada jam 10.00 dan 22.00 waktu setempat dan minimum terjadi pada jam 16.00 dan 04.00 waktu setempat.
 - b. Variasi tekanan udara tidak teratur, yang disebabkan adanya atau lewatnya sistem tekanan, ialah sistem tekanan udara tinggi (anti siklonal) dan sistem tekanan udara rendah (siklonal). Dengan penguatan dan pelemahan sistem tekanan udara yang ada atau yang lewat daerah tersebut, terjadilah

perubahan tekanan udara yang disebut variasi tekanan udara tidak teratur.



Gambar 25 Kurva Variasi Tekanan Udara Terhadap Waktu

2. Variasi Tekanan Udara Terhadap Tinggi Permukaan.

Tekanan udara di permukaan bumi adalah berat sekolom udara tegak lurus permukaan bumi yang menjulang dengan ketinggian dari permukaan bumi, sampai batas atas atmosfer bumi persatuan luas permukaan bumi yang mendapat tekanan.

Dengan demikian makin tinggi suatu tempat atau permukaan dari permukaan bumi, maka tekanan udara pada tempat atau permukaan tersebut makin berkurang. Hal tersebut dikarenakan:

- a. Tinggi kolom udara di atasnya makin berkurang dan kerapatan udara makin ke atas makin berkurang, sehingga jumlah molekul-molekul udaranya makin berkurang di mana masanya (m) juga makin berkurang.
- b. Gravitasi bumi (g) makin ke atas makin berkurang, karena makin jauh dari pusat bumi. Angka laju penurunan tekanan

udara dengan kenaikan tinggi tidak tetap pada semua lapisan atmosfer, sebagai contoh, pada lapisan atmosfer dekat permukaan bumi/laut, tekanan udara akan turun 1 mb untuk setiap kenaikan tinggi 8,5 meter, sedang pada lapisan atmosfer dengan ketinggian 5,5 kilometer dari permukaan bumi laju penurunan tekanan udara 1 mb untuk setiap kenaikan tinggi 15 meter.

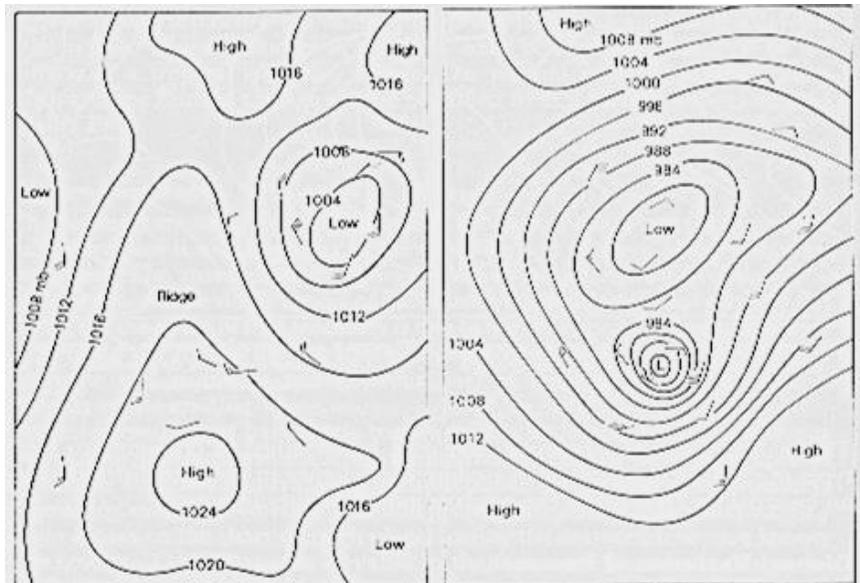
D. Garis Isobar dan gradien tekanan udara.

Pada waktu-waktu tertentu pembacaan tekanan udara dilakukan secara serentak pada stasiun-stasiun meteorologi di seluruh dunia. Hasil dari pembacaan tekanan udara tersebut dijabarkan pada ketinggian permukaan laut, serta data tekanan udara yang semuanya telah dijabarkan pada ketinggian permukaan laut tersebut kemudian diplot atau dicatat pada peta cuaca sinoptik permukaan laut untuk jam yang bersangkutan pada posisi masing-masing stasiun di mana data tekanan udara tersebut diamati/dibaca. Jika pada tempat-tempat yang mempunyai tekanan udara yang sama kita hubung-hubungkan satu dengan yang lainnya, maka akan kita dapatkan garis-garis yang disebut sebagai garis-garis isobar. Jadi *garis isobar adalah garis-garis pada peta cuaca yang menghubungkan tempat-tempat dengan tekanan udara yang sama*. Jika tidak ada keterangan maka selisih tekanan udara antara garis isobar yang satu, dengan lainnya umumnya 2 mb.

1. Bentuk Isobar

Secara sepintas lalu nampak bahwa garis-garis isobar yang terdapat pada peta isobar seolah-olah seperti berjalan simpang siur aja, tanpa adanya suatu sistem tertentu. Akan tetapi sebenarnya bentuk-bentuk garis isobar dapat dibagi dalam beberapa golongan, yakni:

- a. Garis isobar tertutup, ialah garis-garis isobar yang ujung dan pangkalnya bertemu atau akan bertemu, terdiri dari:
 - 1) Sistem tekanan tinggi (sistem anti siklonal). Pada sistem ini isobar mengelilingi daerah tekanan tinggi.
 - 2) Sistem tekanan rendah (sistem siklonal). Pada sistem ini isobar mengelilingi daerah tekanan rendah.



Gambar 26 Sistem Isobar Tertutup

b. Garis isobar tidak tertutup, ialah garis-garis isobar yang ujung dan pangkalnya tidak bertemu atau tidak akan dapat bertemu, terdiri dari sistim tekanan udara pelana atau Col, yang terdiri dari:

1) Sistem tekanan udara pelana simetris

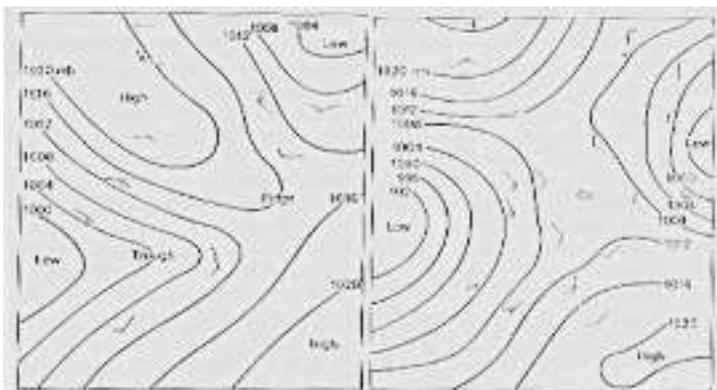
Pada sistem ini terdiri dari dua buah tekanan rendah yang saling berhadapan, dengan lengkungan isobar-isobar tekanan rendah adalah sama tajamnya dengan lengkungan isobar-isobar tekanan tinggi.

2) Sistem tekanan udara pelana siklonal

Pada sistem ini terdiri dari lengkungan isobar-isobar tekanan rendah yang lebih tajam daripada lengkungan isobar-isobar daerah tekanan tinggi.

3) Sistem tekanan udara pelana anti siklonal.

Pada sistem ini terdiri dari lengkungan isobar-isobar tekanan tinggi yang lebih tajam daripada lengkungan isobar-isobar daerah tekanan rendah.



Gambar 27 Sistem Isobar Tidak Tertutup

2. Gradien Tekanan Udara

Jika melihat peta cuaca yang telah dianalisis dengan analisis isobar, kita dapat melihat ada daerah-daerah dengan garis-garis isobar yang rapat dan ada pula daerah-daerah dengan garis-garis isobar yang renggang. Jika seseorang bergerak memotong tegak lurus garis-garis isobar dari tekanan tinggi ke tekanan rendah atau sebaliknya, akan mengalami perubahan tekanan udara yang cepat pada daerah dengan garis-garis isobar yang rapat dan sebaliknya akan mengalami perubahan tekanan udara yang lambat pada daerah dengan garis-garis isobar yang renggang.

Nilai perubahan tekanan udara pada jarak 60 mile laut pada arah mendatar yang diukur dari tekanan tinggi ke tekanan rendah tegak lurus garis-garis isobar disebut sebagai gradien tekanan udara.

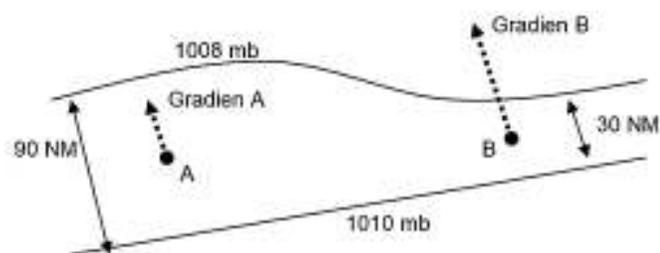
Dengan demikian terdapat hubungan antara garis-garis isobar dengan gradien tekanan udara, apabila suatu daerah dengan garis-garis isobar yang rapat mempunyai gradien tekanan udara yang kuat/besar, sedang daerah dengan garis-garis isobar yang renggang mempunyai gradien tekanan udara yang lemah/kecil.

Dengan adanya gradien tekanan udara, maka akan timbul suatu gaya yang disebut gaya gradien tekanan udara atau gaya tekan yang merupakan gaya pendorong gerakan arus angin. Apabila gradien tekanan udaranya besar akan menimbulkan gaya gradien tekanan udara yang besar pula dan sebaliknya gradien tekanan udara yang lemah/kecil akan menimbulkan gaya gradien tekanan udara yang lemah atau kecil yang selanjutnya akan mendorong gerakan arus angin dengan kecepatan yang lemah/kecil.

Karena hal tersebut di atas selanjutnya terdapat hubungan antara garis-garis isobar, gradien tekanan udara dan kecepatan arus angin, ialah apabila suatu daerah dengan garis-garis isobar yang rapat, daerah tersebut mempunyai gradien tekanan udara yang kuat/besar dan mempunyai kecepatan angin yang kuat/besar dan sebaliknya suatu daerah dengan garis-garis isobar yang renggang, daerah tersebut mempunyai gradien tekanan udara yang lemah/kecil dan mempunyai kecepatan angin yang lemah/kecil.

3. Hubungan antara tekanan udara dan angin

Angin adalah gerakan udara secara horizontal, angin mengalir dari tempat-tempat yang bertekanan udara tinggi menuju ke tempat-tempat di mana tekanan udaranya lebih rendah. Makin besar nilai perbedaan tekanan udara antara dua tempat, maka makin besar pula kecepatan angin. Besar kecilnya nilai perbedaan tekanan udara itu disebut gradien tekanan udara dengan demikian, maka gradien tekanan udara merupakan gaya pendorong angin.



Gambar 28 Gradien Tekanan Udara

Pada lukisan di atas nampak dua garis isobar, masing-masing dari 1010 milibar, dan 1008 milibar; di sekitar stasion A jarak antara

kedua isobar itu adalah 90 mil laut, sedangkan di sekitar stasiun B, jarak antara kedua isobar tersebut adalah 30 mil laut.

$$\text{Nilai Gradien tekanan udara di sekitar A} = \frac{2 \text{ mb}}{90 \text{ nm}} = \frac{4/3 \text{ mb}}{60 \text{ nm}}$$

$$\text{Nilai Gradien tekanan udara di sekitar B} = \frac{2 \text{ mb}}{30 \text{ nm}} = \frac{4 \text{ mb}}{60 \text{ nm}}$$

Pada lukisan tersebut nampak bahwa Gradien Tekanan Udara mempunyai arah yang tegak lurus terhadap garis-garis isobar dan menuju ke arah tekanan rendah. Jelaslah pula bahwa makin besar jarak antara isobar-isobar, maka nilai Gradien Tekanan Udara makin kecil, dan kecepatan angin makin kecil pula, sedangkan makin kecil jarak antara isobar-isobar, maka makin besarlah nilai Gradien Tekanan Udara dan makin besarlah pula kecepatan angin.

E. Rangkuman

Pada prinsipnya tekanan udara sama dengan berat udara yang berada tegak lurus di atas permukaan bumi. Satuan pengukuran tekanan udara di atmosfer dalam Satuan International Unit adalah *hectopascal* (hPa), yang setara dengan milibar (mb) yang merupakan satuan dalam *working unit*, biasanya digunakan untuk keperluan meteorologi. Pada permukaan, tekanan standard atmosfer adalah 1013,2 hPa. Pada ketinggian tertentu di atas permukaan bumi tekanan atmosfer akan semakin berkurang dibanding dengan tekanan udara di permukaan. Hal ini disebabkan semakin kecilnya nilai tinggi kolom udara dan berat jenis rata-rata udara pada kolom udara tersebut.

Tempat-tempat yang mempunyai tekanan udara yang sama kita hubung-hubungkan satu dengan yang lainnya, maka akan kita dapatkan garis-garis yang disebut sebagai garis-garis isobar yang menghubungkan tempat-tempat dengan tekanan udara yang sama.

F. Latihan Soal

1. Jelaskan apa yang dimaksud dengan tekanan udara.
2. Jelaskan mengapa tekanan udara akan mengalami variasi/perbedaan, berdasarkan:
 - a. Waktu
 - b. Ketinggian suatu tempat
3. Jelaskan pembagian tekanan udara menurut daerah-daerah di atas bumi termasuk sifat-sifatnya pada setiap daerah.
4. Jelaskan apa yang dimaksud dengan garis isobar?
5. Sebutkan terdiri atas sub sistem apa saja garis-garis isobar tersebut disertai keterangan dan sketsa gambarnya.
6. Apabila diketahui nilai tekanan udara di permukaan bumi adalah 1002,0 mb dan temperatur rata-rata dari lapisan udara setebal 50 meter di atas permukaan bumi adalah 20° Celcius. Berapa meterkah seseorang harus naik sampai akan mengalami penurunan tekanan udara sebesar 1 (satu) milibar?
7. Apakah yang dimaksud dengan gradien tekanan udara dan apakah hubungannya dengan angin?

BAB V

ANGIN

Tujuan Pembelajaran Khusus:

Setelah selesai mengikuti pembelajaran pada Bab IV ini peserta diklat dapat menjelaskan pengertian angin, menggunakan skala beaufort untuk menentukan kekuatan angin. Menjelaskan gaya-gaya yang menyebabkan terjadinya angin, sirkulasi angin pada daerah dengan tekanan tinggi dan tekanan rendah, menjelaskan hukum Buys Ballot, dan membuat vektor diagram untuk menentukan besarnya angin sejati.

Angin didefinisikan sebagai udara yang bergerak secara horizontal (mendatar) di permukaan bumi. Arah dari mana angin bertiup dan kecepatannya merupakan karakteristik yang cukup penting untuk diketahui. Arah angin dinyatakan dengan dari mana arah angin datang. Misal Angin Barat = angin yang datang dari jurusan Barat. Kecepatan angin biasanya dinyatakan dalam *knots* atau dalam satuan meter per detik.

A. Skala Beaufort

Skala Beaufort merupakan dasar perkiraan kekuatan angin di laut. Diperkenalkan pada tahun 1808 oleh Admiral Beaufort, yang memberikan angka-angka skala (dari angka 0 – 12) yang mana

setiap angkanya berhubungan dengan jarak jangkauan dari kecepatan angin. Kriteria laut dan gelombang laut yang ditimbulkan oleh angin yang telah ada untuk suatu periode waktu tertentu dan memiliki cukup jarak (jarak dari perairan terbuka di mana angin telah mulai bertiup). Faktor-faktor yang mempengaruhi keadaan laut tidak hanya angin, tetapi juga pasang-surut, arus kedalaman air dan timbulnya hujan.

Skala Beaufort menunjukkan penguraian sejumlah angka yang menunjukkan kekuatan angin yang ditentukan dengan kondisi laut. Pasang surut berlawanan dengan arah ombak yang akan membuat ombak lebih bergulung, dan perkiraan kecepatan angin yang lebih tinggi mungkin saja terjadi. Hujan yang turun dengan lebat akan meratakan laut dan akan menyebabkan penaksiran yang terlalu rendah. Arah angin ditetapkan dengan mengamati arah dari mana datangnya angin.

Tabel 3 Skala Beaufort

Nomor Skala Beaufort	Deskripsi dan Batas Kecepatan Angin dalam <i>Knots</i>	Kriteria Air Laut
0	Calm Kecepatan angin kurang dari 1 <i>knots</i>	Laut mengkilat seperti cermin
1	Light Air Kecepatan angin 1 – 3 knot, rata-rata 2 knot	Laut beriak, terbentuk ombak kecil tanpa pecahan ombak.
2	Light Breeze Kecepatan angin 4 – 6 knot, rata-rata 5 knot	Terdapat ombak-ombak kecil, masih pendek tetapi terlihat jelas. Puncak ombak seperti kaca tetapi tidak pecah.

Nomor Skala Beaufort	Deskripsi dan Batas Kecepatan Angin dalam <i>Knots</i>	Kriteria Air Laut
3	Gentle Breeze Kecepatan angin 7 – 10 knot, rata-rata 9 knot	Terdapat ombak-ombak besar, puncak ombak mulai pecah. Buih seperti kaca. Memungkinkan dengan kepala pecahan ombak yang tersebar.
4	Moderate Breeze Kecepatan angin 11 – 16 knot, rata-rata 13 knot	Gelombang-gelombang kecil menjadi lebih panjang. Agak sering terjadi buih putih.
5	Fresh Breeze Kecepatan angin 17 – 21 knot, rata-rata 19 knot	Gelombang-gelombang agak besar, lebih panjang, banyak terbentuk buih putih. Kemungkinan terjadinya semburan.
6	Strong Breeze Kecepatan angin 22 – 27 knot, rata-rata 24 knot	Gelombang besar mulai terbentuk, buih puncak gelombang lebih banyak terbentuk, mungkin dengan semburan.
7	Near Gale Kecepatan angin 28 – 33 knot, rata-rata 30 knot	Laut mulai naik dan buih putih terbentuk dari pecahan ombak mulai tertiuip dalam garis-garis sepanjang arah angin.
8	Gale Kecepatan angin 34 – 40 knot, rata-rata 37 knot	Gelombang agak tinggi dan lebih panjang. Puncak ombak mulai menyembur. Terlihat garis-garis buih sepanjang arah angin.
9	Strong Gale Kecepatan angin 41 – 47 knot, rata-rata 44 knot	Gelombang tinggi. Garis-garis buih yang padat sepanjang arah angin. Puncak ombak mulai pecah. Semburan air dapat mempengaruhi jarak penglihatan.
10	Storm Kecepatan angin 48 – 55 knot, rata-rata 52 knot	Gelombang sangat tinggi dengan puncak yang panjang. Buih yang terbentuk merupakan gugusan putih yang padat yang ditiup searah dengan angin. Secara

Nomor Skala Beaufort	Deskripsi dan Batas Kecepatan Angin dalam <i>Knots</i>	Kriteria Air Laut
		keseluruhan laut terlihat putih. Jarak penglihatan terpengaruh.
11	Violent Storm Kecepatan angin 56 – 63 knot, rata-rata 60 knot	Gelombang sangat tinggi sekali, kapal-kapal yang berukuran kecil dan menengah kadang-kadang tidak terlihat karena terhalang gelombang. Laut tertutup seluruhnya oleh buih yang berbentuk garis-garis putih panjang searah dengan angin. Pecahan ombak ditiup menjadi buih. Jarak penglihatan terpengaruh.
12	Hurricane Kecepatan angin 64 – 71 knot, rata-rata 68 knot	Udara penuh dengan buih dan air halus. Laut seluruhnya putih dengan semburan air. Jarak tampak sangat terganggu.

Pada tabel Beaufort setiap angka Beaufort telah dibagikan jangkauan kecepatan angin yang sama seperti halnya suatu jangkauan kecepatan angin rata-rata pada tinggi standar.

Arah angin di laut secara umum diperkirakan dari penampakan di laut, yang merupakan baringan sejati dari arah mana angin bertiup menjadi sudut tegak lurus garis gelombang laut.

Ombak ditimbulkan oleh angin pada jarak yang sama dari, atau pada waktu yang sama

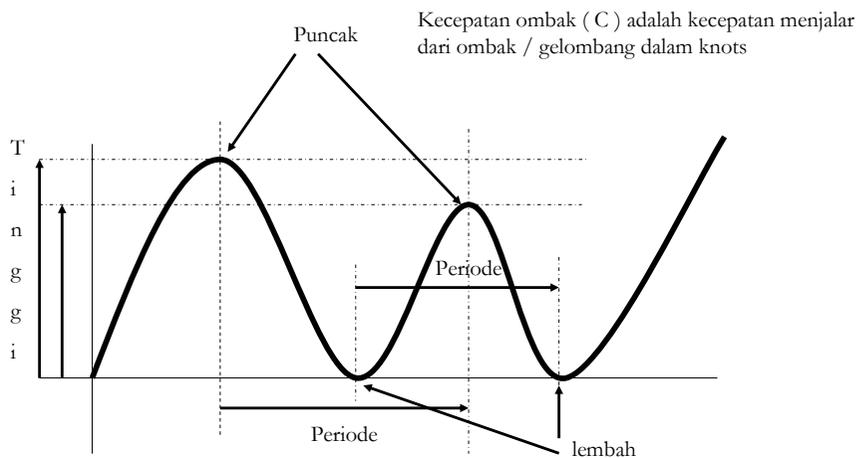
Ombak yang ditimbulkan oleh angin pada beberapa jarak dari atau beberapa waktu terdahulu pada titik pengamatan juga berpengaruh pada laut. Gerakan ombak seperti ini disebut sebagai

swell (gelombang), dan hal ini tidak termasuk jika dicatat dengan gaya Beaufort.

Swell, sebagai perbedaan dengan ombak, memiliki panjang dan pada umumnya memiliki bentuk ombak yang rendah.

Untuk kepentingan meteorologi, periode dan tinggi dari ombak dan alun (gelombang) dan arah dari mana alun tersebut berasal perlu untuk dicatat.

Periode ombak adalah waktu untuk diperlukan untuk mencapai dua puncak ombak berturut-turut pada titik yang ditentukan oleh pengamat.



Gambar 29 Kurva Gelombang

Tinggi ombak adalah jarak tegak antara dasar lembah gelombang dan puncak ombak.

Sebagaimana ombak yang terjadi secara normal dalam kelompok, tinggi dan periode dinilai oleh pengamat pada dua atau

lebih ombak yang relatif lebih besar pada setiap kelompok sampai sekurangnya ada sepuluh ombak yang diamati.

Periode dan tinggi ombak adalah nilai rata-rata dari hasil pengamatan yang dilakukan.

Untuk mengklasifikasikan alun dan ombak dengan bantuan tabel berikut

Tabel 4 Klasifikasi Alun dan Gelombang

Panjang		Ketinggian	
Deskripsi	Jarak (meter)	Deskripsi	Jarak (meter)
Pendek (<i>Short</i>)	0 - 100	Rendah (<i>Low</i>)	0 – 2
Menengah (<i>Average</i>)	100 – 200	Menengah (<i>Moderate</i>)	2 – 4
Panjang	> 200	Sangat Tinggi (<i>Heavy</i>)	> 4

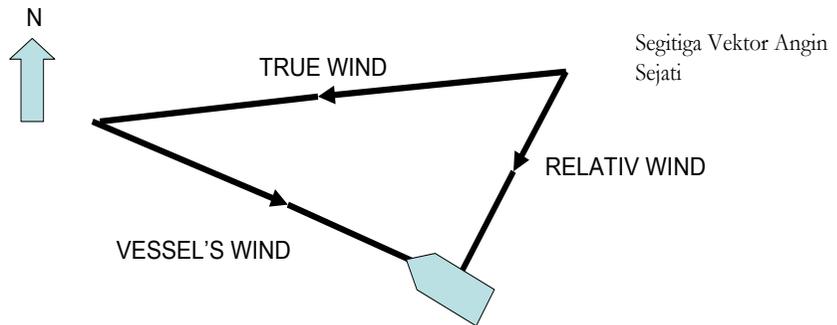
Menentukan arah angin sejati.

Arah angin sejati harus ditulis di dalam *logbook* dan dalam berita cuaca. Hal tersebut dapat dilakukan dengan memperkirakan dengan mencatat arah gelombang. Perkiraan kecepatan angin dapat dilihat dari penampakan permukaan laut dengan menggunakan skala Beaufort.

Kondisi laut seringkali menghalangi pengamatan akurat keadaan laut dan penggunaan skala Beaufort. Pada kondisi tersebut *windvane* dan anemometer, cerobong asap, dan bendera-bendera dapat diamati untuk menentukan arah dan kecepatan angin relatif.

Sebagaimana angin sejati yang diperlukan, untuk membedakan dengan menggunakan sebuah segitiga vektor. Kebalikan arah haluan kapal dan arah angin relatif dilukis secara

relatif ke Utara Sejati, menggunakan kapal sebagai titik asal segitiga. Panjang dari setiap garis dibuat skala untuk menggambarkan kecepatan. Sisi ketiga dari segitiga memberikan arah dan kecepatan angin sejati.



Gambar 30 Segitiga Vektor Angin

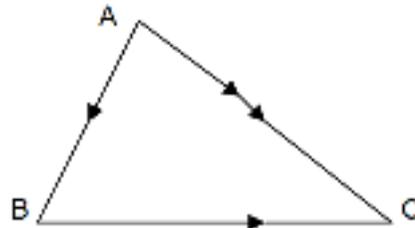
Jika tidak terdapat angin relatif, haluan kapal dan kebalikan dari kecepatan adalah sama seperti kecepatan dan arah angin sejati. (Angin relatif – 00, Haluan 090°(T) -10 *knots*; Angin Sejati 270° (T) – 10 *knots*).

Jika arah angin relatif berasal arah baringan kapal dikemudikan, arah angin sejati adalah sama dengan arah haluan kapal, dan kecepatannya berbeda antara kecepatan kapal dan kecepatan angin relatif. (Misal: Angin relatif 270° (T), 20 *knots*; Haluan 270° (T) – 10 *knots* ; Angin sejati 270° (T) – 10 *knots*).



Sebagai contoh, seorang perwira jaga pada kapal yang berlayar dengan haluan NNE ($22\frac{1}{2}^\circ$) pada kecepatan $11\frac{1}{2}$ knots mengamati arah angin dengan arah 6 surat ($67\frac{1}{2}^\circ$) ke sebelah kiri dari haluan dengan kecepatan 15 knots. Berapa besarnya arah angin sejati dan kecepatannya?

Garis AB menunjukkan haluan dan kecepatan kapal. Ini merupakan angin yang disebabkan oleh kapal, sehingga arah anak panahnya dibuat berlawanan dengan haluan kapal.



Garis AC menunjukkan arah dan kecepatan angin yang nampak oleh pengamat. Tanda dua anak panah

Menunjukkan bahwa angin tersebut merupakan hasil penggabungan dari angin yang disebabkan oleh kapal dan angin sejati. Hubungkan titik B dan C menjadi garis BC akan membentuk segitiga kecepatan. Garis BC menunjukkan arah dan kecepatan dari angin sejati, yaitu Angin Barat sebesar 15 knots.

B. Pergerakan angin dan udara pada rotasi bumi

Angin adalah pergerakan udara yang terjadi di atmosfer karena perbedaan tekanan atmosfer antara dua tempat. Perbedaan tekanan tersebut diakibatkan karena berbagai macam temperatur udara dalam kolom udara di atas tempat-tempat yang berbeda. Angin bertiup dari tempat yang bertekanan udara tinggi menuju ke tempat yang bertekanan udara rendah.

1. Gaya-gaya yang mempengaruhi gerakan arus angin:

- a. Gaya gradien tekanan udara atau gaya tekan (G) yang merupakan gaya pendorong gerakan arus angin yang disebabkan adanya perbedaan tekanan udara pada arah mendatar dan arahnya dari tekanan tinggi ke tekanan rendah tegak lurus garis-garis isobar.
- b. Gaya Corioli (C) yang merupakan gaya penyimpangan arah angin dari arah pendorongnya dan merupakan gaya semu, yang di belahan bumi utara menyimpangkan ke kanan dan di belahan bumi selatan menyimpangkan ke kiri yang disebabkan oleh perputaran bumi pada porosnya (rotasi bumi).

Besarnya nilai gaya Coriolis tergantung pada:

- 1) Kecepatan berputar bumi atas sumbunya (=w)
- 2) Lintang di mana angin yang bersangkutan bertiup (= θ)
- 3) Kecepatan angin yang bersangkutan (= v)

Rumus gaya Coriolis:

$$C = 2 w v \sin \theta$$

Dari rumus gaya Coriolis nampak bahwa:

- 1) Makin tinggi lintang di mana angin yang bersangkutan bertiup, maka makin besarlah nilai gaya Coriolis. Pada lintang 0° nilai gaya Coriolis adalah nol, sedangkan pada lintang 90° gaya Coriolis adalah maksimal, $C = 2 w v$
- 2) Makin besar kecepatan angin (v) maka makin besar pula nilai gaya Coriolis, kalau $v = 0$ maka nilai C adalah nol.

- c. Gaya hambat (K) yang merupakan gaya penghambat gerakan arus angin dengan demikian arahnya selalu berlawanan dengan arah dari gerakan arus angin yang disebabkan adanya gesekan udara yang bergerak dengan sekitarnya. Khusus untuk gerakan arus angin yang bertiup dengan arah membelok atau melengkung, ditambah dengan:
- d. Gaya Sentrifugal (S), yang merupakan gaya pendorong ke arah keluar belokan atau lengkungan dan merupakan gaya semu, yang disebabkan adanya gerakan membelok atau melengkung.

2. Macam-macam angin:

Secara garis besar angin dibagi menjadi dua, yang merupakan:

- a. **Angin atas**, ialah angin yang bertiup di dalam lapisan bebas hambatan, ialah lapisan udara pada ketinggian 1000 meter ke atas, sehingga angin ini hanya dipengaruhi oleh Gaya gradien tekanan udara (G), Gaya Corioli (C), sedangkan gaya hambat (K) dianggap tidak ada.

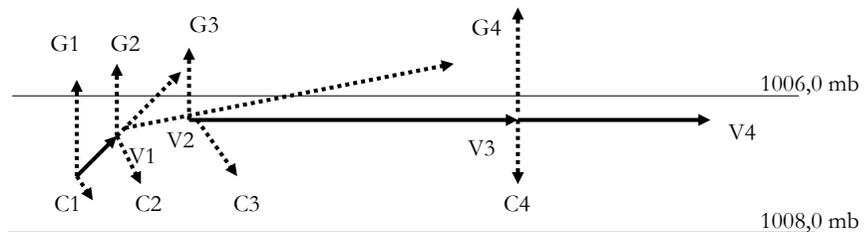
Khusus yang bertiup membelok atau melengkung ditambah gaya sentrifugal(S).

Macam- macam angin atas, adalah:

- 1) Angin Geostropik, hanya dipengaruhi oleh G dan C, di mana $G = C$, sehingga angin Geostropik merupakan angin atas yang bertiup di sekitar dan sejajar garis-garis isobar yang lurus. Angin ini tanpa mengalami gaya gesekan dari permukaan bumi yang dapat dijumpai pada ketinggian 500

meter ke atas. Gaya gradien tekanan udara merupakan gaya pendorong angin dan karena perputaran bumi atas sumbunya maka angin tidak dapat mengalir secara tegak lurus pada isobar-isobar angin tidak dapat mengikuti arah gradien tekanan udaranya tetapi menyimpang terhadap arah gaya pendorongnya.

Lukisan terjadinya angin Geostropik untuk belahan bumi Utara



Gambar 31 Angin Geostropik di Belahan Bumi Utara

Gaya gradien tekanan udara G menuju ke arah tekanan rendah tegak lurus isobar-isobar.

Setelah timbulnya gaya gradien tekanan udara G angin (v) mulai bergerak dengan kecepatan mula-mula kecil, yang bermaksud mengalir mengikuti arah G , tetapi segera setelah timbulnya v timbul pula gaya Coriolis C yang mula-mula bernilai kecil dan menarik tegak lurus ke kanan udara yang sedang bergerak. V tidak dapat mengikuti G melainkan membelok ke kanan dan berjalan menurut arah V_1

Angin V_1 bermaksud bergerak menurut arah V_1 dengan kecepatan yang makin membesar, akan tetapi gaya Coriolis turut membesar dan tetap menarik pada arah gerakan udara secara tegak lurus ke kanan. Selain kecepatan angin membesar secara berangsur-angsur arah angin terus membelok ke kanan dari arah V_1 menjadi V_2 kemudian arah V_3 dan seterusnya.

Pembelokan arah angin dan pertumbuhan kecepatan angin tersebut akan terhenti saat gaya Coriolis memperoleh arah yang berlawanan dengan arah gaya gradien tekanan udara dan bernilai sama dengan gaya gradien tekanan udara. Arah angin dan kecepatan angin menjadi konstan (V_4) dan mengalir sejajar dengan garis isobar.

Angin Geostropik di daerah *equator* akan memiliki kekuatan nol dan mencapai kecepatan *maximum* di daerah kutub. Pada gambar berikut menunjukkan bahwa di mana isobar merupakan garis lurus. Gaya P yang disebabkan oleh tekanan gradien akan membangkitkan udara A bergerak menuju tekanan udara rendah. Gaya Geostropik G yang bergerak secara tegak lurus dengan arah pergerakan angin A akan menyebabkan pergerakan mengikuti kurva A,B,C. Bilamana partikel udara telah mencapai C maka gaya G dan P akan terjadi keseimbangan dan saling berlawanan arahnya dan angin akan bertiup sejajar dengan isobar.

Jika tekanan gradien dapat diketahui maka kecepatan angin

Geostropik dapat dihitung dengan menggunakan rumus:

$$V_g = \frac{P}{2 \rho \omega \sin \Phi}$$

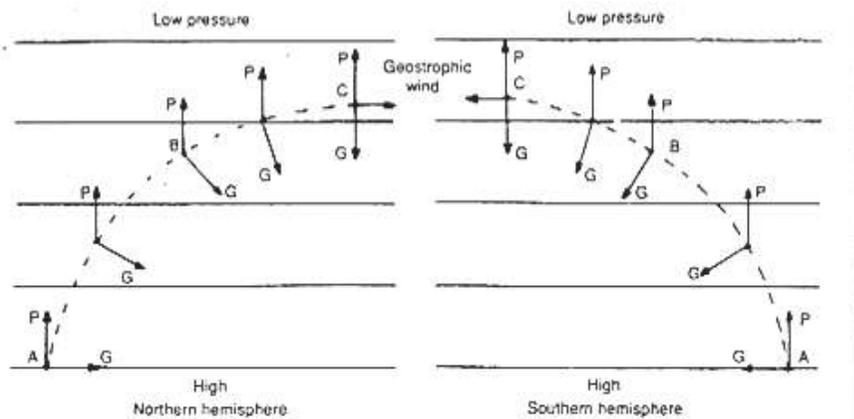
di mana:

V_g adalah kecepatan angin Geostropik

P adalah Tekanan Gradien

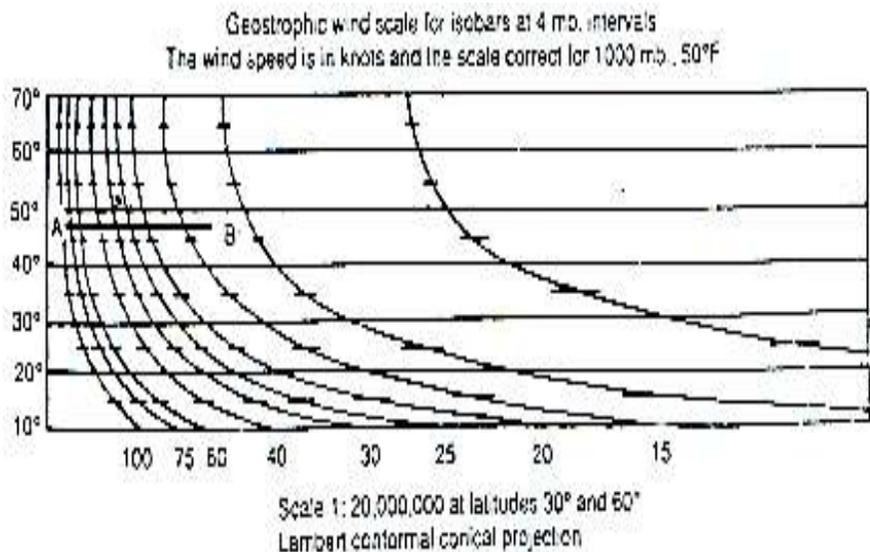
ρ adalah Berat jenis udara

$\omega \sin \Phi$ adalah kecepatan perputaran pada lintang nol.



Gambar 32 Angin Geostropik

Jika skala jarak dipergunakan untuk menunjukkan jarak antar isobar, sebuah diagram berikut dapat dipergunakan untuk menunjukkan kecepatan angin untuk tekanan gradien yang berbeda.



Gambar 33 Skala Angin Geostropik

Untuk menggunakan skala tersebut, gunakan jangka semat (*divider*) dan ukur jarak tegak lurus jarak antar isobar. Jarak yang diperoleh kemudian dipindahkan ke skala angin Geostropik pada lintang di mana posisi pengamatan dilakukan, kemudian ditarik garis secara mendatar ke arah kanan. Sebagai contoh garis AB menunjukkan jarak tegak lurus antar garis isobar pada peta sinoptik, kemudian diukur pada skala angin Geostropik. Jarak antar Isobar adalah 4 Mb pada lintang 48°, maka bila garis AB tadi diletakkan pada skala angin Geostropik akan diperoleh bahwa kecepatan angin adalah 13 *knots*. Yang perlu diperhatikan adalah angin Geostropik ini merupakan angin atas yang bertiup pada ketinggian 500

meter, maka kecepatan angin di permukaan laut adalah kurang lebih $\frac{2}{3}$ dari kecepatan angin Geostropik tersebut.

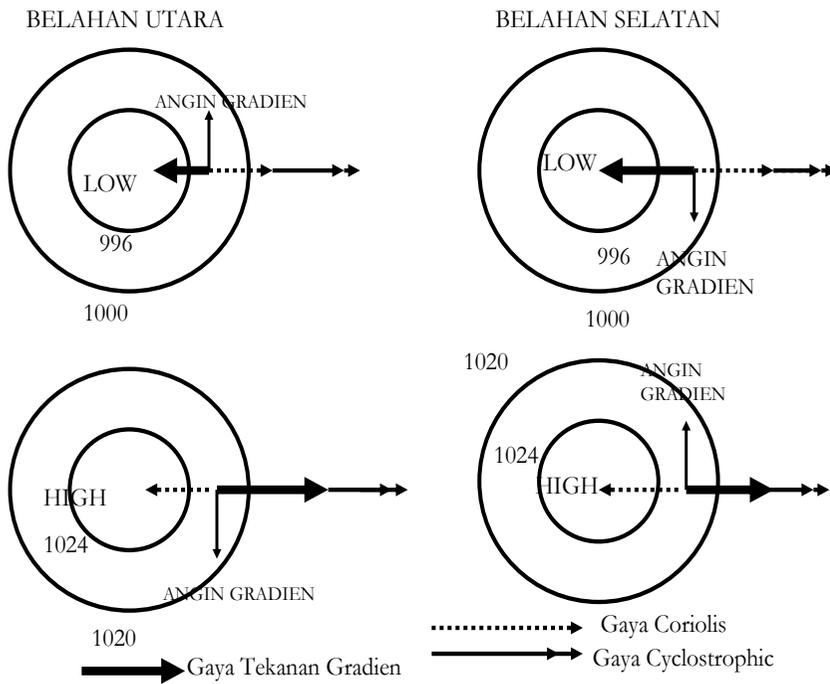
- 2) Angin Gradien, hanya dipengaruhi oleh G dan C, di mana $G \neq C$, dan ditambah S, sehingga Angin gradien merupakan angin atas yang bertiup di sekitar dan sejajar garis isobar yang melengkung tanpa mengalami gaya gesekan dari permukaan bumi, Karena adanya gaya Coriolis maka angin gradien tidak dapat mengalir tegak lurus terhadap garis isobar melainkan sejajar dengan isobar dengan penyimpangan arah ke kanan di belah bumi utara dan ke kiri di belah bumi selatan. Karena angin gradien garis-garis isobarnya berbentuk melengkung maka gerakan udara juga melengkung. Pada tiap gerakan yang melengkung akan timbul gaya tarik keluar yang dikenal dengan sebutan Gaya Sentrifugal.

Besarnya gaya sentrifugal tergantung pada:

- a) Kecepatan gerak (v)
- b) Jari-jari lengkung gerakan yang bersangkutan (R)

Rumus gaya sentrifugal (S) adalah $S = \frac{V^2}{R}$

ANGIN GRADIEN



Gambar 34 Angin Gradien

Macam-macam angin gradien:

- Angin Gradien Siklonal, dipengaruhi oleh G dan C, di mana $G > C$ atau $G = C + S$, sehingga: angin gradien siklonal merupakan angin atas yang bertiup di sekitar dan sejajar isobar yang melengkung mengelilingi daerah tekanan rendah (siklonal).
- Angin Gradien Anti siklonal dipengaruhi oleh G dan C di mana $G < C$, atau $G - S = C$, sehingga merupakan angin atas yang bertiup di sekitar dan sejajar isobar

yang melengkung mengelilingi daerah tekanan tinggi (anti siklonal).

b. Angin bawah, ialah angin yang bertiup di dalam lapisan hambat, ialah lapisan udara pada ketinggian 500 meter ke bawah, sehingga angin ini dipengaruhi oleh Gaya gradien tekanan udara (G), Gaya Corioli (C), dan Gaya hambat (K)

Angin permukaan adalah angin bawah yang bertiup di permukaan bumi/laut, pada umumnya diukur pada ketinggian 10 meter di atas permukaan bumi/laut.

Karena permukaan bumi umumnya sangat tidak rata maka pengaruh gesekan angin permukaan dengan permukaan bumi akan mempengaruhi besarnya:

1) Gaya hambat gerakan arus angin

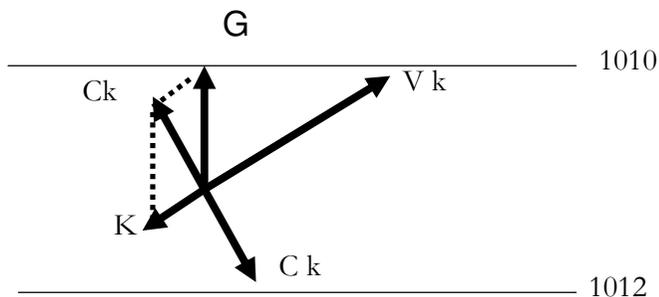
Semakin besar gesekan maka makin besar gaya hambat gerakan arus angin di atas permukaan bumi. Pada umumnya di atas daratan gaya hambat lebih besar dari pada di atas lautan. Rata-rata kecepatan angin di atas permukaan daratan = $\frac{1}{3}$ dan di lautan = $\frac{2}{3}$ dari kecepatan angin di lapisan bebas hambat dengan gradien tekanan udara yang sama.

2) Penyimpangan arah angin memotong garis-garis isobar.

Angin permukaan tidak mengalir sejajar dengan garis-garis isobar seperti halnya angin atas, tetapi menyimpang dan memotong terhadap garis-garis isobar dari arah tekanan tinggi ke arah tekanan rendah.

Makin besar gesekan yang dialami angin permukaan, makin besar sudut penyimpangannya atau sudut potong terhadap garis-garis isobar.

Jadi angin permukaan bertiup dari tekanan udara tinggi ke tekanan udara rendah memotong garis-garis isobar dengan sudut potong yang tergantung besar dan kecilnya gesekan yang dialami gerakan arus angin permukaan yang bersangkutan (k.l. 30° di atas daratan dan k.l. 10° di atas permukaan laut).



Gambar 35 Penyimpangan Arah Angin

Gaya gesekan (K) selalu berlawanan arah dengan arah gerakan angin yang bersangkutan

Adanya gaya gesekan (K) maka gaya Corioli (C) tidak mengimbangi gaya gradien tekanan udara (G) tetapi mengimbangi resultan gaya gradien tekanan udara dengan gaya gesekan (Gk), sehingga gaya Corioli berubah menjadi C_k , di mana gaya Corioli tegak lurus terhadap gerakan arus angin V_k .

1. Angin Tetap

Yaitu angin yang bertiup dengan arah tetap sepanjang waktu tertentu. Jenis angin tetap adalah:

a. Angin Pasat

Angin pasat adalah angin yang tetap yang bersumber pada daerah tekanan tinggi Subtropika dan menuju ke daerah *Equatorial*. Jenis angin pasat adalah:

- 1) Angin Pasat Timur Laut yang terletak di Samudera Pasifik sebelah Utara *Equator*.
- 2) Angin Pasat Tenggara yang terdapat di Samudera Pasifik sebelah Selatan *Equator*.
- 3) Angin Pasat Timur Laut yang terdapat di Samudera Atlantic sebelah Utara *Equator*.
- 4) Angin Pasat Tenggara yang terdapat di Samudera Atlantic sebelah Selatan *Equator* dan Samudera Hindia sebelah Selatan *Equator*.

Angin pasat ini hanya dapat dijumpai di atas samudera dan tidak di atas benua sebab sumber angin pasat adalah sistem tekanan tinggi sub tropika yang dapat bertahan sepanjang tahun terus menerus hanya di atas samudera, sedangkan di atas benua sistem tekanan tinggi Subtropika di waktu musim *summer* akan lenyap dan berubah menjadi sistem tekanan rendah, sehingga Subtropika di musim winter menyebarkan angin mengalir keluar, sedangkan di waktu musim *summer* menyedot angin untuk mengalir masuk. Dengan demikian maka angin akan berbalik arah tiap enam bulan sekali yang disebut angin muson.

b. Angin Barat Tetap

Angin barat tetap hanya dapat dijumpai di belahan bumi selatan pada daerah-daerah antara lintang 40° dan 60° selatan. Di belahan bumi utara tidak dijumpai angin barat tetap karena di belahan bumi utara pada lintang-lintang antara 40° dan 60° terdapat banyak benua yang merupakan rintangan bagi aliran angin barat tetap.

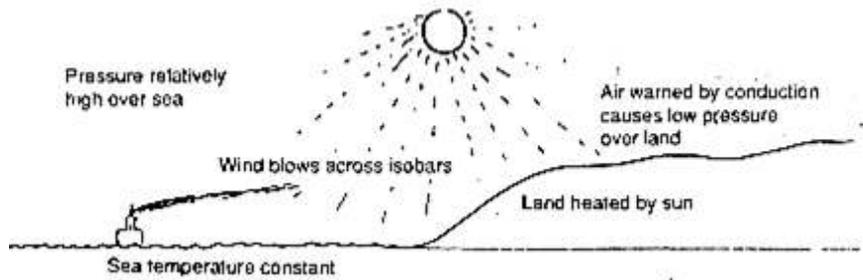
2. Angin Periodik

Yaitu angin yang bertiup dengan arah bolak balik dalam waktu tertentu.

a. Angin Darat dan Angin Laut

Sepanjang hari daratan mendapatkan panas, sehingga udara di atasnya akan mendapatkan panas melalui konduksi. Pemanasan tersebut menyebabkan penurunan berat jenis udara dan tekanan menurun secara drastis. Temperatur air laut tetap lebih kurang sama dan tekanan di atasnya lebih tinggi dibandingkan dengan di atas daratan. Tekanan gradien tersebut cukup untuk menggerakkan udara dari laut ke daratan, yang kemudian disebut angin laut.

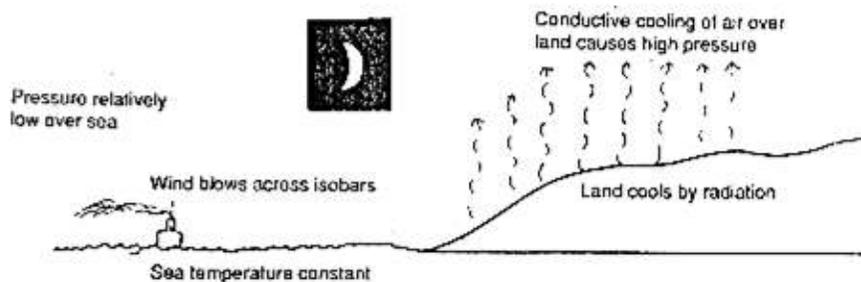
Angin laut ini bertiup selama pagi hari dan meningkat mencapai puncaknya pada sekitar jam 14.00 LMT dan semakin menurun sampai mendekati waktu terbenam matahari.



Gambar 36 Angin Laut

Setelah matahari terbenam, daratan menjadi dingin dengan cepat dan udara di atasnya juga akan menjadi dingin dan berat jenisnya bertambah, memberikan peningkatan pada penambahan tekanan. Tekanan di atas laut saat ini menjadi lebih rendah dibandingkan dengan di atas daratan. Tekanan gradien menyebabkan udara bergerak dari darat ke laut, yang disebut dengan angin darat.

Angin darat hanya terjadi sesaat setelah matahari terbenam dan berlanjut sampai fajar.

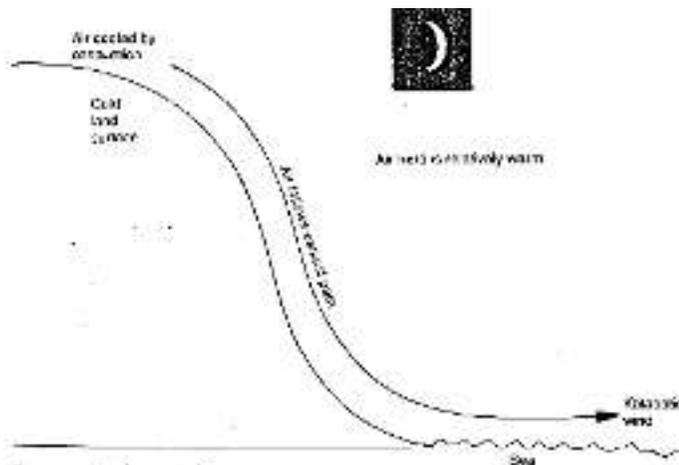


Gambar 37 Angin Darat

Angin laut lebih nyata dengan kekuatan mencapai 3 – 4 dan memberikan hembusan dingin di pantai sepanjang panasnya siang hari. Angin darat pada umumnya lebih ringan daripada angin laut.

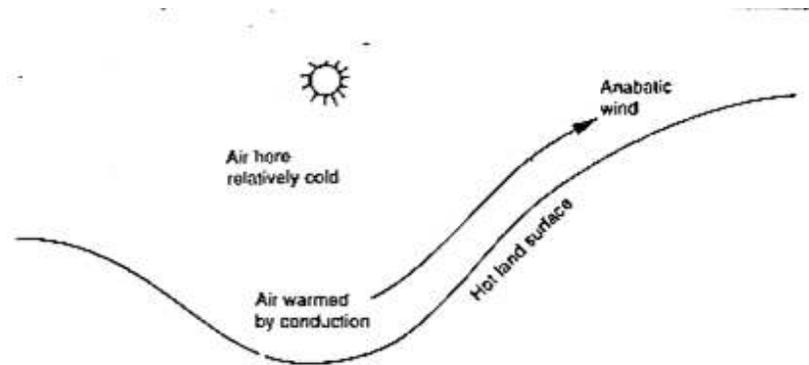
b. Angin *Katabatic* dan Anabatik

Ketika permukaan bumi mengalami pendinginan pada malam hari, maka udara yang ada di atas permukaan juga akan menjadi dingin dan berat jenisnya akan bertambah. Jika udara dingin tersebut berada pada tempat yang tinggi akan terjadi kemungkinan udara tersebut akan bergerak ke permukaan yang lebih rendah. Apabila permukaan yang tinggi itu adalah berupa puncak gunung atau dataran tinggi, maka pergerakan aliran udara dingin yang turun akan bergerak secara horizontal bila mencapai permukaan laut akan menimbulkan angin *katabatic* yang berkekuatan 6–7.



Gambar 38 Angin Katabatic

Angin *katabatic* umumnya terjadi pada dekat pantai Greenland yang mengalami pendinginan akan membantu tertutupnya permukaan daratan oleh salju. Hal tersebut juga terjadi pada di daerah *adriatic* dan beberapa tempat lainnya yang memiliki dataran tinggi yang berdekatan dengan pantai.



Gambar 39 Angin Anabatic

Angin *anabatic* lebih kurang diperhatikan karena aliran udara ke atas menuju lembah dengan kekuatan yang lebih kecil daripada angin *katabatic*. Udara yang berada pada dasar lembah akan menjadi panas melalui konduksi dari daratan yang mendapat panas selama siang hari, dan udara tersebut menjadi lebih ringan daripada udara di atasnya selanjutnya akan bergerak ke atas menyusuri punggung lembah.

c. Angin Muson

Angin Muson adalah angin periodik yang di waktu musim *summer* mengalir masuk ke dalam benua dan di waktu musim

winter mengalir keluar dari benua. Di Indonesia, di sebelah utara *equator* mengalami angin muson timur laut antara bulan oktober sampai bulan mei, dan angin muson barat daya antara bulan mei sampai oktober. Sedangkan untuk daerah di Selatan *Equator* mengalami angin muson barat laut antara bulan oktober sampai bulan mei dan angin muson tenggara antara bulan mei sampai bulan oktober.

3. Angin Lokal

Yaitu angin yang bertiup hanya di lokasi dan tempat tertentu, yang kemudian diberi nama dengan istilah setempat. Misalnya:

a. Angin Bora

Yaitu angin terjun dari gunung yang membawa penurunan temperatur udara di dataran rendah atau di lembah di mana angin bora itu tiba.

b. Angin Fohn

Yaitu angin yang bertiup terjun dari gunung dan menyebabkan kenaikan temperatur udara di dataran rendah atau di lembah di mana angin terjun itu tiba.

c. Angin Mistral

Yaitu angin kencang dan dingin yang bertiup di teluk Du Lion (di laut Tengah bagian barat) dengan arah dari barat laut atau Utara.

d. Angin Marmattan

Yaitu angin timur laut yang bertiup di Afrika Barat di musim Winter. Angin ini berasal dari Sahara dan menyebabkan

udara di atas lautan Atlantik mengandung banyak pasir dan debu.

e. Angin Scirocco

Adalah angin kering dan panas yang berasal dari sahara dan dapat dijumpai di laut tengah bagian tengah.

C. Hukum Buys Ballot

Hukum Buys Ballot (1857) memformulasikan hukum yang menjelaskan hubungan antara angin dan pembagian tekanan udara.

1. Hukum I Buys Ballot

Menyatakan bahwa di belahan bumi utara arah angin menyimpang ke kanan dan di belahan bumi selatan arah angin menyimpang ke kiri terhadap arah gaya gradien tekanan udaranya.

2. Hukum II Buys Ballot

Menyatakan bahwa di belahan bumi utara di sekeliling sistem tekanan udara tinggi angin mengalir searah jarum jam (*clockwise*), dan di sekeliling sistem tekanan udara rendah angin mengalir berlawanan jarum jam (*anti clockwise*). Sedangkan di belahan bumi selatan di sekeliling sistem tekanan udara tinggi angin mengalir berlawanan arah jarum jam (*anti clockwise*), dan di sekeliling sistem tekanan udara rendah angin mengalir searah jarum jam (*clockwise*).

3. Hukum III Buys Ballot

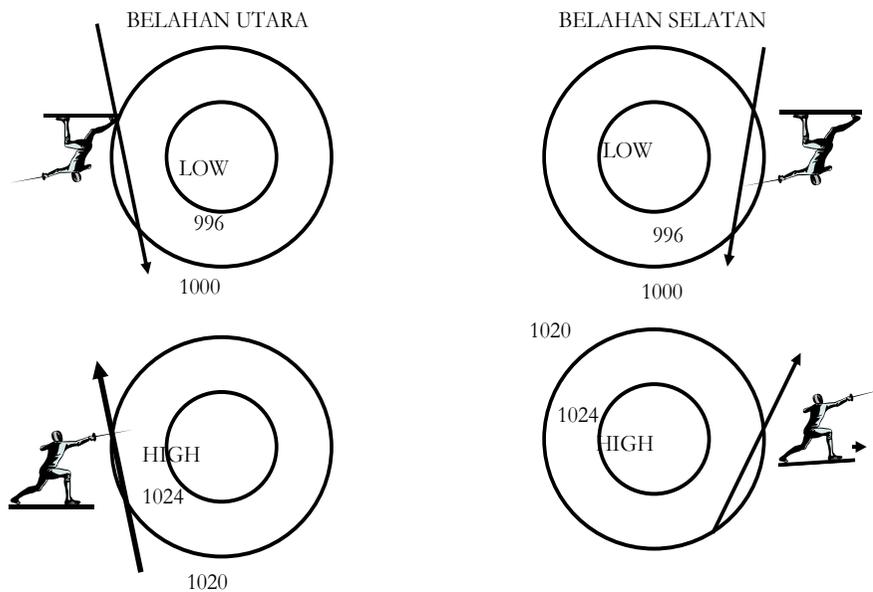
Menyatakan bahwa: jika seorang pengamat membelakangi arah angin, maka pusat tekanan udara rendah akan terletak dalam

arah tangan kiri agak ke depan jika di belahan bumi utara dan terletak dalam arah tangan kanan agak ke belakang jika berada di belahan bumi selatan.

Hal ini berarti bahwa pusat tekanan tinggi akan berada di sebelah kanan di belahan utara dan berada di sebelah kiri pada belahan selatan.

Dalam keadaan tertentu jumlah titik-titik arah mata angin ke arah kanan atau kiri dari angin yang merupakan titik pusat tekanan rendah adalah sangat penting, terutama jika akan menentukan posisi dan pergerakan dari siklon tropis.

HUKUM BUYS BALLOT



Gambar 40 Hukum Buys Ballot

D. Latihan Soal

1. Jelaskan apa yang dimaksud dengan gaya-gaya yang bekerja pada gerakan arus angin berikut:
 - a. gradien tekanan udara
 - b. gaya Coriolis
 - c. gaya sentrifugal
 - d. gaya hambat
2. Sebutkan hukum-hukum Buys Ballot mengenai angin.
3. Jelaskan apa yang dimaksud dengan Skala Beaufort dan apa kegunaan dari skala Beaufort tersebut.
4. Anda sebagai perwira jaga pada kapal yang berlayar dengan haluan NNW pada kecepatan 13 *knots* mengamati arah angin dengan arah 45° dari sebelah kanan haluan dengan kecepatan 15 *knots*. Berapa besarnya arah dan kecepatan angin sejati?
5. Buatlah skema jenis-jenis angin, dan gaya-gaya yang bekerja.
6. Jelaskan proses terjadinya angin darat/laut, dan angin lembah/gunung.
7. Jelaskan apa yang dimaksud dengan angin tetap, angin periodik dan angin lokal/setempat. Berilah masing-masing contoh dari jenis angin tersebut.
8. Jelaskan mengapa angin pasat hanya terjadi di atas samudera/lautan dan menghilang ketika tiba di daratan?
9. Jelaskan apa yang dimaksud dengan *sea wave* (ombak) dan *swell wave*?

10. Gambarkan sebuah bagan gelombang laut dan jelaskan apa yang dimaksud dengan:

- a. Kecepatan gelombang
- b. Panjang gelombang
- c. Periode gelombang
- d. Tinggi gelombang
- e. Lembah gelombang

BAB VI

AWAN DAN HUJAN

Tujuan Pembelajaran Khusus:

Setelah selesai mengikuti pembelajaran pada Bab VI ini peserta diklat dapat menjelaskan proses terjadinya awan, komponen-komponen pembentuk awan, jenis-jenis tipe awan, dan pengertian dari definisi hujan, gerimis, salju dan hujan es.

Awan merupakan kumpulan tetes-tetes air atau kristal es, atau kombinasi dari kedua keadaan air, yang terikat di atmosfer. Pengetahuan tentang jenis-jenis awan dan bagaimana terjadinya memberikan sumber informasi kepada para pelaut untuk memperkirakan cuaca.

A. Tipe Awan

Bila udara menjadi dingin di bawah temperatur titik embunnya maka uap air akan mulai memadat menjadi butiran air. Butiran air tersebut akan berbentuk kabut atau awan tergantung dari proses dengan cara bagaimana udara tersebut didinginkan. Pada umumnya kabut dapat terbentuk bilamana pendinginan udara berlangsung di permukaan melalui proses konduktif, sedangkan awan umumnya terbentuk di atas permukaan melalui proses pendinginan *adiabatic* dari udara yang naik.

Penyebab utama pembentukan awan dapat berupa:

1. Radiasi panas oleh uap air di atmosfer
2. Percampuran dua massa udara jenuh yang saling berdekatan dengan temperatur yang berbeda.

Bentuk-bentuk awan di troposfer dapat berbentuk *stratiform* (rata atau berlapis), *cumuliform* (menumpuk), dan *cirriform* (rambut atau seperti benang) atau kombinasi dari bentuk-bentuk tersebut. Awan dapat dibedakan menjadi empat bagian secara garis besar berdasarkan ketinggian dasar awan dari permukaan, yaitu awan tinggi, awan menengah, awan rendah dan awan dengan pertumbuhan vertikal, yang bisa terbentuk pada segala macam ketinggian.

Terdapat 10 (sepuluh) jenis bentuk dasar dari awan, yang selanjutnya dapat dibagi dalam jenis-jenis lain. Klasifikasi bentuk awan berhubungan dengan ketinggian dasar awan dari permukaan sebagai berikut:

Tabel 5 Ketinggian Dasar Awan

Dasar Awan	Golongan	Singkatan	Tinggi dasar awan dari permukaan dalam kilometer		
			Tropik	Lintang Menengah	Lintang Tinggi
Tinggi (High)	Cirrus Cirrostratus Cirrocumulus	Ci Cs Cc	> 6	> 5	> 3
Menengah (Medium)	Altostratus Alto cumulus	As Ac	2 – 7.5	2 - 7	2 – 4
Rendah (Low)	Stratus Stratocumulus Nimbostratus	St Sc Ns	< 2	< 2	< 2
Awan Vertikal	Cumulus Cumulonimbus	Cu Cb	1.6 - 13		

1. Awan Tinggi /High Clouds



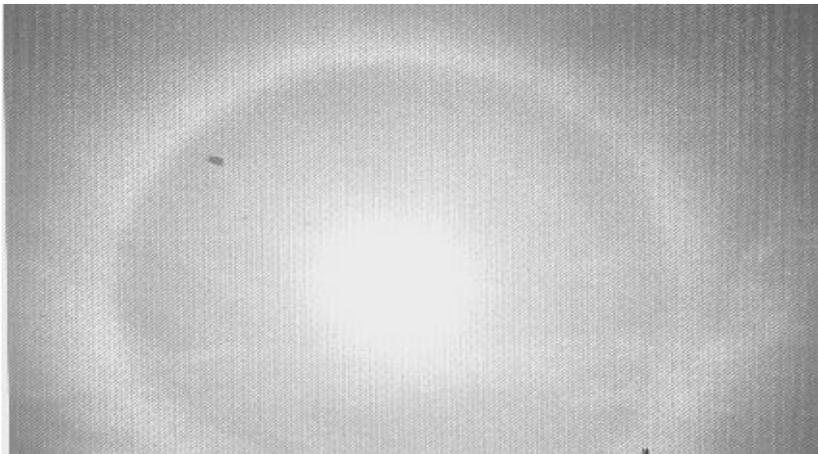
Gambar 41 Awan Cirrus

Cirrus- merupakan sebutan yang diberikan untuk awan tinggi (walaupun ketinggian sangat bervariasi tergantung dari musim dan lintang). Awan ini memiliki komposisi partikel es yang dapat dijumpai pada ketinggian 8 km atau lebih dari permukaan bumi. Klasifikasi awan tinggi ini memiliki 3 jenis utama yaitu Cirrus, Cirro stratus, dan Cirro cumulus. Awan Cirrus Berbentuk seperti mata pancing/bulu ayam. Berwarna putih bersih

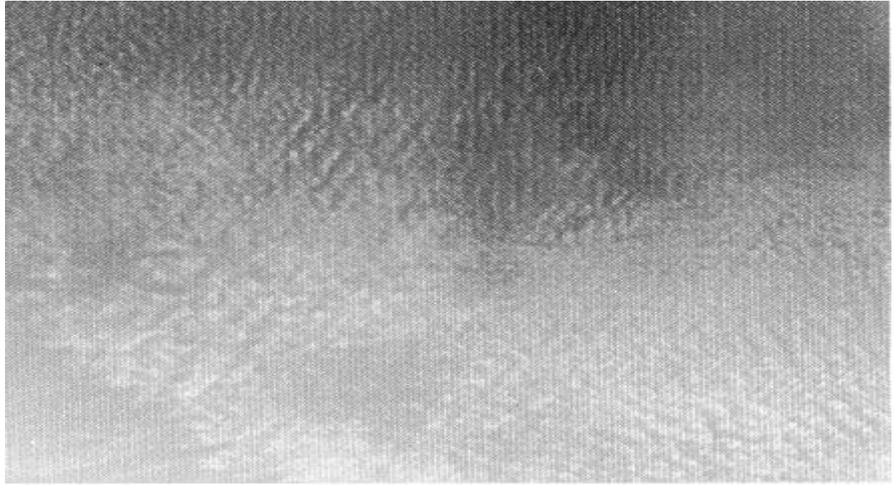


Gambar 42 Awan Cirrostratus

Awan Cirrostratus (Cs) Berbentuk layar awan yang rata, tidak mempunyai gambar. Pada siang hari langit akan nampak putih silau. Bilamana posisi awan terletak di antara pengamat dan bulan maka akan menghasilkan *halo phenomena*.



Gambar 43 Awan Cirrostratus dengan penampakan halo



Gambar 44 Awan Cirrocumulus

Jenis awan Cirrocumulus (Cc) berbentuk sisik ikan dengan gumpalan awan yang kecil-kecil.

2. Jenis Awan Menengah

Alto- merupakan sebutan yang diberikan untuk awan menengah. Awan menengah ini terdiri atas tetes air dan berada pada jarak antara 3 – 6 kilometer di atas permukaan bumi. Jenis awan ini memiliki dua jenis awan, yakni Alto Stratus dan Alto Cumulus.



Gambar 45 Awan Alto Cumulus

Jenis awan Alto Cumulus berbentuk seperti bulu domba atau sisik ikan dan gumpalan awannya nampak lebih besar



Gambar 46 Awan Alto Stratus

Jenis awan Alto Stratus berbentuk layar awan yang rata dan tidak mempunyai gambar.

3. Jenis Awan Rendah

Jenis awan ini juga terdiri atas tetes air yang pada umumnya terbentuk pada ketinggian kurang dari 1.6 km. Pada jenis awan ini terdiri atas 3 bagian utama yaitu Stratocumulus, Stratus dan Nimbo Stratus. Awan Strato Cumulus terdiri atas gumpalan awan yang besar, lembut dan nampak berwarna abu-abu, dan seringkali menutupi keseluruhan langit. Disebabkan karena jumlah awan biasanya tidak sangat tebal, maka warna biru langit akan nampak di antara pecahan awan.

Awan Nimbostratus nampak tebal, gelap dan bentuknya sudah nampak jelas. Istilah nimbo berarti bahwa awan memproduksi hujan baik hujan air atau salju.

Awan Stratus terdiri atas lembaran-lembaran kabut yang tinggi, yang nampak sebagai layar awan yang rata dan biasanya akan terbentuk pada ketinggian kurang dari 610 meter di atas permukaan. Bila kemudian awan tersebut terpecah karena pemanasan dan udara yang naik, maka langit akan menjadi tampak jelas dan berwarna biru.



Gambar 47 Awan Strato Cumulus

4. Awan Dengan Pertumbuhan Vertikal

Awan jenis ini terbentuk pada ketinggian kurang dari 1.6 kilometer sampai tidak kurang dari 13 km di atas permukaan bumi. Ada dua bentuk awan yang tergabung jenis awan ini, Cumulus dan Cumulonimbus



Gambar 48 Awan Cumulus

Awan Cumulus ini seringkali akan nampak berbentuk kubah atau gulungan bulu domba pada siang atau sore hari, ketika panas matahari menghasilkan arus udara vertikal yang diperlukan untuk membentuk awan ini. Jenis awan ini biasanya memiliki bentuk dasar yang rata dan memiliki bentuk yang bulat dengan puncak seperti kembang kol.



Gambar 49 Awan Cumulonimbus

Awan Cumulonimbus akan tampak gelap dengan pertumbuhan ke atas yang sangat luas dalam wujud suatu gunung atau menara yang sangat besar. Sedikit bagian dari bagian atas pada umumnya berserat lembut dan hampir rata dan seringkali membentang dalam wujud bulu-bulu yang luas.

B. Gerakan Udara Vertikal dalam Atmosfer

1. Perubahan adiabatik,

Suatu perubahan tekanan dan volume yang dilakukan suatu bahan atau gas, tanpa adanya energi atau panas yang masuk atau keluar selama terjadinya perubahan tekanan dan perubahan volume berlangsung, sehingga terjadi perubahan temperatur disebut sebagai perubahan adiabatik atau perubahan adiabatik.

Jika sampel udara dalam atmosfer dinaikkan ke atas akan mengembangkan volumenya untuk memperkecil tekanannya sesuai dengan tekanan di sekitarnya yang lebih kecil.

Untuk mengembangkan volumenya diperlukan energi atau panas, jika, sepanjang perubahan tersebut tidak ada energi atau panas yang masuk, maka energi atau panas yang diperlukan diambil dari temperatur molekul-molekulnya yang berakibat masing-masing molekul mengurangi kecepatannya, sehingga temperatur udara tersebut menurun.

Jika sampel udara dalam atmosfer diturunkan ke bawah akan memperkecil volumenya untuk memperbesar tekanannya sesuai dengan tekanan di sekitarnya yang lebih besar.

Untuk memperkecil volumenya dikeluarkan energi atau panas, jika, sepanjang perubahan tersebut tidak ada energi atau panas yang keluar, maka energi atau panas yang keluar karena perubahan volume tersebut untuk menambah temperatur molekul-molekulnya yang berakibat masing-masing molekul menambah kecepatannya, sehingga temperatur udara tersebut naik.

Jadi sampel udara dalam atmosfer dinaikkan vertikal ke atas volumenya akan mengembang, tekanannya akan mengecil dan temperaturnya menurun dan sampel udara dalam atmosfer yang diturunkan ke bawah volumenya akan mengecil, Tekanannya akan membesar dan temperaturnya akan naik, sepanjang perubahan tersebut berlangsung tidak ada energi atau panas yang masuk atau keluar.

Kenaikan dan penurunan temperatur yang dihasilkan dari proses tersebut disebut sebagai *pemanasan* adiabatik dan pendinginan adiabatik.

2. Proses Adiabatik dalam Atmosfer

Sebagian besar pembentukan awan dan hujan terutama untuk daerah tropik adalah akibat dari gerakan vertikal udara dalam atmosfer. Dengan adanya gerakan vertikal udara dalam atmosfer tersebut, maka akan terjadi proses adiabatik dalam atmosfer, yang berakibat pembentukan awan dan hujan,

Yang dimaksud dengan proses adiabatik dalam atmosfer adalah suatu proses di mana tekanan udara dan volume udara dalam atmosfer berubah-ubah tanpa adanya penambahan atau pengurangan energi atau panas dalam atmosfer, sehingga terjadi perubahan temperatur udara.

Perubahan-perubahan tekanan udara, volume udara dan temperatur udara, yang akan dialami suatu sampel udara dalam atmosfer yang bergerak vertikal ke atas dan ke bawah, dapat dianggap berlangsung dalam proses adiabatik, karena:

- a. Udara adalah suatu konduktor yang kurang baik.
- b. Percampuran udara yang naik/turun dengan udara sekitarnya berlangsung sangat lambat.
- c. Gerakan udara yang naik/turun dalam atmosfer tersebut berlangsung dengan sangat singkat.

Dengan adanya gerakan vertikal udara naik dan turun dalam atmosfer, maka akan terjadi proses pendinginan dan pemanasan

dalam atmosfer, yang ada hubungannya dengan kestabilan vertikal udara dalam atmosfer.

3. Lapse rate Temperature Adiabatis Kering

Jika suatu sampel udara kering naik ke suatu lapisan udara di atasnya, di mana dengan tekanan udara yang lebih kecil, maka volume udara tersebut akan mengembang dan untuk mengembangkan volume diperlukan panas.

Jika proses tersebut dianggap berlangsung secara adiabatik, maka panas diambil dari temperatur sampel udara naik tersebut, sehingga sampel udara tersebut mengalami proses pendinginan adiabatik kering.

Jika sampel udara turun ke suatu lapisan udara di bawahnya, di mana dengan tekanan udara yang lebih besar, maka volume udara tersebut akan menyusut menjadi lebih kecil dan untuk menyusutkan volumenya dikeluarkan panas.

Jika proses ini dianggap berlangsung secara adiabatik, maka panas keluar akan digunakan untuk memanaskan sampel udara yang turun tersebut, sehingga sampel udara tersebut mengalami pemanasan adiabatik kering.

Laju penurunan adiabatik kering sama besarnya dengan laju penambahan adiabatik kering dan keduanya disebut *lapse rate* temperatur adiabatik kering yang besarnya rata-rata 10° Celsius setiap kenaikan atau penurunan 1 (satu) kilometer atau 1° Celsius untuk setiap 100 meter.

4. Lapse rate Temperatur Adiabatis Jenuh

Jika sampel udara yang naik atau turun tersebut merupakan udara jenuh, maka sewaktu udara jenuh tersebut naik selain mengalami proses pendinginan adiabatik, mengalami pula proses pengembunan atau kondensasi,

Dalam proses tersebut akan terlepas panas pengembunan atau panas laten yang merupakan aksi lawan dari proses pendinginan, sehingga *lapse rate* temperatur adiabatik jenuh lebih kecil dari penurunan temperatur adiabatik kering.

Sedang dalam hal penurunan udara jenuh, selain mengalami proses pemanasan adiabatik, akan mengalami pula proses penguapan yang membutuhkan panas penguapan yang merupakan aksi lawan dari proses pemanasan, sehingga *lapse rate* temperatur adiabatik jenuh juga lebih kecil dari pemanasan temperatur adiabatik kering.

Besarnya laju penurunan temperatur adiabatik jenuh sama dengan laju pemanasan temperatur adiabatik jenuh. dan keduanya disebut sebagai *lapse rate* temperatur adiabatik jenuh, yang besarnya rata-rata 5° Celsius untuk setiap kenaikan atau penurunan atau $0,5^{\circ}$ Celsius untuk setiap 100 meter.

5. Lapse rate Temperatur Lingkungan

Selain *lapse rate* temperatur adiabatik kering dan *lapse rate* temperatur adiabatik jenuh, dalam hubungan dengan stabilitas udara dalam atmosfer, diperlukan juga pengertian tentang *lapse rate* temperatur lingkungan. *Lapse rate* temperatur lingkungan adalah laju perbedaan penurunan atau penambahan temperatur

lapisan-lapisan yang sebenarnya di dalam atmosfer terhadap kenaikan atau penurunan tinggi.

Jika laju perbedaan temperatur udara menurun dengan kenaikan tinggi, dikatakan *lapse rate* temperatur lingkungan positif, sebaliknya laju perbedaan temperatur udara bertambah/naik terhadap kenaikan tinggi dikatakan *lapse rate* temperatur lingkungan negatif dan *lapisan udara dengan lapse rate lingkungan negatif tersebut dikatakan sebagai lapisan inversi*.

C. Stabilitas Udara dalam Atmosfer

Berdasarkan metode sampel udara, maka suatu Sampel udara yang berada dalam keadaan diam di dalam atmosfer berarti sampel udara tersebut dalam keadaan seimbang atau dalam keadaan keseimbangan di dalam atmosfer.

Namun demikian sampel udara yang ada dalam keadaan keseimbangan atau stabilitas udara, ada 3 (tiga) kemungkinan stabilitas udara dalam atmosfer,

Jika suatu sampel udara yang ada dalam keseimbangan atau stabilitas udara dalam atmosfer, oleh sesuatu gaya digerakkan ke atas atau ke bawah, kemudian gaya tersebut berhenti, ada 3 (tiga) kemungkinan stabilitas udara dalam atmosfer tersebut:

1. Jika sampel udara tersebut bergerak kembali ke tempat semula, maka keadaan lapisan udara di mana sampel udara tersebut berada, merupakan lapisan yang mempunyai stabilitas udara dalam atmosfer yang stabil.
2. Jika sampel udara tersebut terus bergerak vertikal ke atas atau ke bawah menjauhi tempat semula, maka keadaan,

lapisan udara di mana sampel udara tersebut berada, merupakan lapisan yang mempunyai stabilitas udara dalam atmosfer yang labil.

3. Jika sampel udara tersebut berhenti/diam pada tempat yang baru, tidak bergerak kembali atau menjauhi tempat semula, maka keadaan lapisan udara di mana sampel udara tersebut berada, merupakan lapisan yang mempunyai stabilitas udara dalam atmosfer yang netral.

Lapisan udara di mana sampel udara tersebut digerakkan naik atau turun tersebut dapat mempunyai keadaan *lapse rate* lingkungan (LRL) yang lebih besar, lebih kecil atau sama dengan *lapse rate* temperatur adiabatik kering (LRAK) atau *lapse rate* temperatur adiabatik jenuh (LRAJ),

Keadaan tersebut menentukan gerakan selanjutnya dari sampel udara yang dinaikkan atau diturunkan dan menentukan stabilitas udara dalam atmosfer lapisan udara di mana sampel udara yang dinaikkan atau diturunkan tersebut berada.

D. Pembentukan Awan Karena Gerakan Kenaikan Udara

Kebanyakan awan terutama di daerah tropik terbentuk apabila udara basah bergerak naik vertikal ke atas dan kemudian akan mengalami pendinginan secara adiabatik, sehingga akhirnya sebagian uap air yang terkandung dalam udara tersebut berkondensasi, yang hasilnya berupa titik-titik air atau kristal-kristal es yang berkumpul dalam bentuk awan.

Gerakan kenaikan udara vertikal yang dapat membentuk awan, di antaranya ;

1. Gerakan kenaikan udara karena turbulensi mekanis.

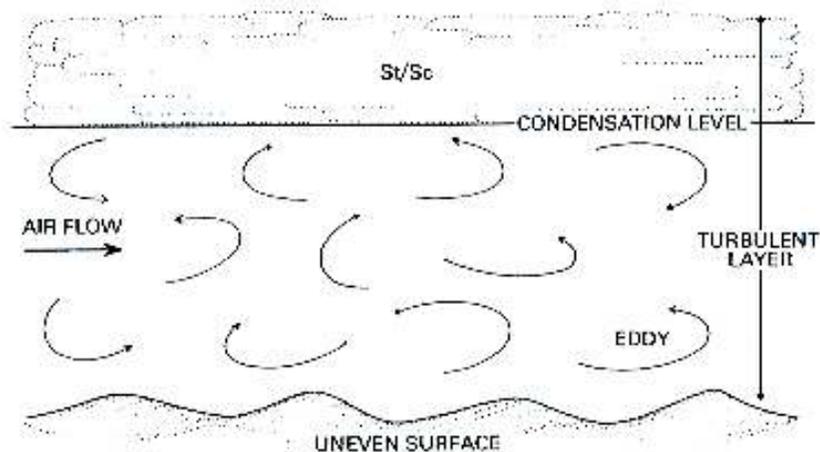
Arus udara pada permukaan bumi umumnya mengalami perubahan bentuk karena pengaruh gaya hambat, sehingga terbentuk serangkaian eddy-eddy dan gerakan turbulensi ini timbul karena arus udara melalui bangunan-bangunan, pohon-pohon, bukit-bukit dan lain sebagainya.

Udara di dalam lapisan hambat tersebut seluruhnya mengalami pencampuran karena adanya turbulensi mekanis tersebut.

Jika pada mulanya udara dalam keadaan stabil, setelah mengalami pencampuran udara bagian atas mengalami pendinginan dan udara bagian bawah akan mengalami pemanasan. Uap air yang terbawa naik dalam pencampuran tersebut pada suatu ketinggian di bawah puncak lapisan hambat akan menjadi jenuh dan kemudian terjadi kondensasi.

Ketinggian di mana mulai terjadi kondensasi dinamakan ketinggian kondensasi pencampuran atau *mixing condensation level* disingkat MCL, yang merupakan dasar dari awan-awan yang terbentuk. Udara yang naik mula-mula mengikuti *lapse rate* temperatur adiabatik kering sampai pada dasar awan, untuk kemudian sampai puncak lapisan turbulensi mengikuti *lapse rate* temperatur adiabatik jenuh.

Puncak awan yang terbentuk akan mencapai bagian lapisan inversi turbulensi pada batas lapisan hambat. Awan yang terbentuk pada proses ini umumnya awan merata atau stratus (*strati-form*).



(7) Turbulence: Stratus [St] or stratocumulus [Sc]

Fig. 5.3 Formation of clouds.

Gambar 50 Pembentukan Awan-awan

2. Gerakan kenaikan udara karena konveksi (turbulensi *thermis*).

Jika udara dekat permukaan bumi mengalami pemanasan, maka berkembanglah arus konveksi atau turbulensi *thermis* yang kadang-kadang bersama-sama dengan turbulensi mekanis mengakibatkan pencampuran udara pada lapisan bawah atmosfer.

Udara yang mula-mula mengikuti *lapse rate* temperatur adiabatik kering, selama udara belum menjadi jenuh sampai pada ketinggian kondensasi konveksi atau *convection condensation level* disingkat C.C.L.

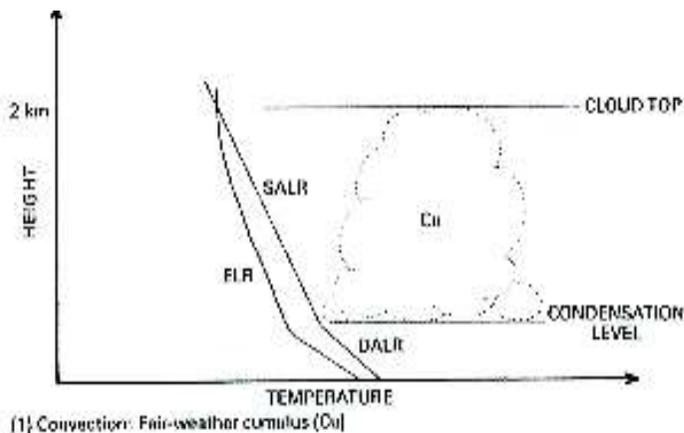
Awan yang terbentuk pada proses ini umumnya awan dengan pertumbuhan vertikal atau bentuk Cumulus (Cumuli-form)

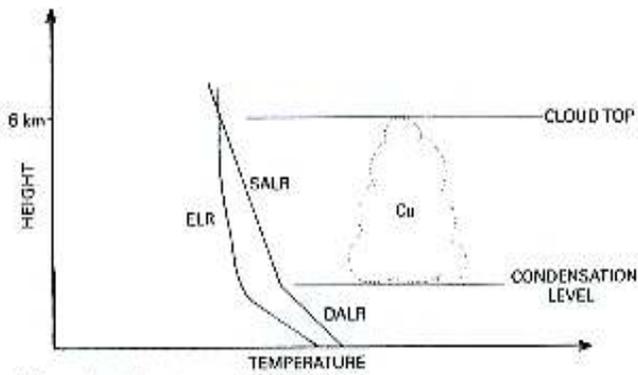
Tebalnya awan berkisar satu atau dua kilometer sampai dapat mencapai sepuluh kilo-meter atau lebih. Kadang perkembangan vertikal dari awan bentuk Cumulus ini terhalang oleh adanya lapisan inversi di atas C.C.L, sehingga awan terpecah-pecah berkembang horizontal di bawah lapisan inversi menjadi awan Strato-Cumulus.

Di dalam beberapa keadaan di mana *lapse rate* temperatur lingkungan di atas C.C.L dapat melebihi *lapse rate* temperatur adiabatik jenuh sampai pada lapisan yang sangat tinggi dan udara cukup basah sehingga ada kemungkinan awan Cumulus ini dapat berkembang sampai tinggi sekali.

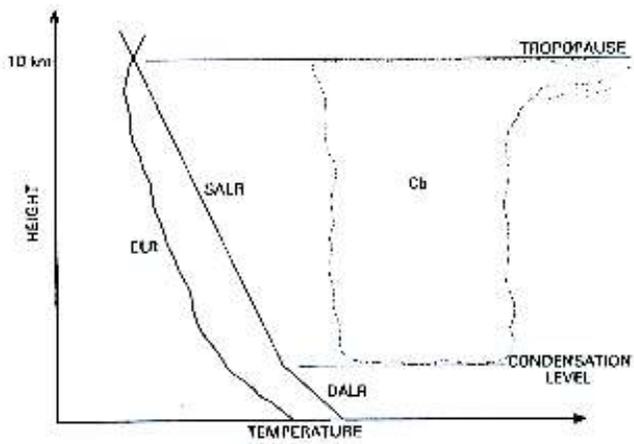
Puncak awan konvektif ini kadang-kadang terdiri dari kristal-kristal es yang disebut sebagai awan Cumulo-Nimbus atau sering juga disebut sebagai awan guntur, di mana puncaknya nampak seperti serabut halus yang terdiri dari kristal-kristal es.

Di daerah tropis puncak awan Cumulonimbus dapat mencapai ketinggian 16 kilo-meter atau lebih.

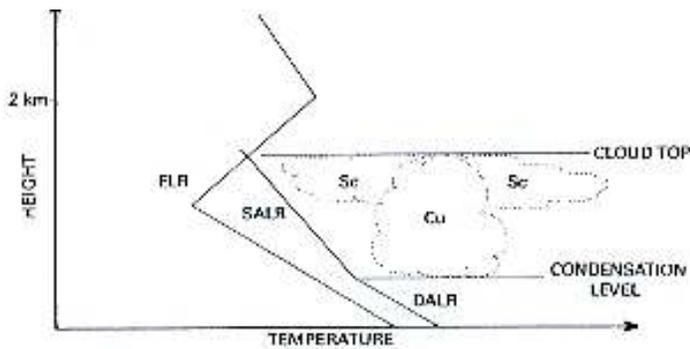




(2) Convection: Towering cumulus (Cu)



(3) Convection: Cumulonimbus (Cb)



(4) Convection: Cumulus (Cu) and stratocumulus (Sc)

Gambar 51 Proses Konveksi Pembentukan Awan Cumulus

3. Gerakan kenaikan udara karena orografi.

Pembentukan awan dapat pula terjadi karena adanya udara basah yang terpaksa naik di daerah-daerah pegunungan. Jika udara pada suatu tempat terpaksa naik melalui lereng-lereng gunung atau pegunungan, di mana terjadi baik pada udara dekat permukaan bumi maupun pada udara di atasnya.

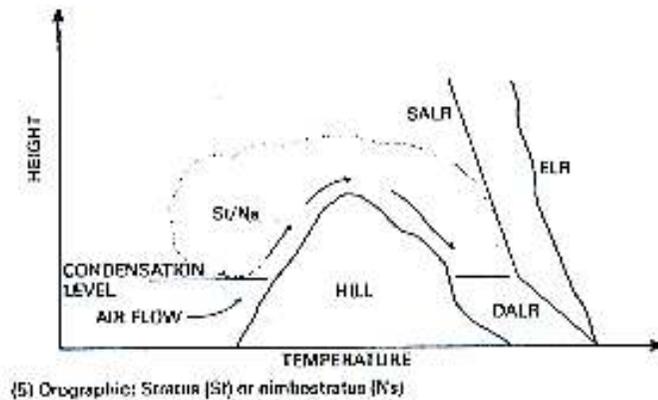
Pengaruh naiknya udara sebagai tersebut di atas dapat mencapai ketinggian atmosfer yang sangat tinggi, sehingga dapat mengubah keadaan temperatur di dalam lapisan udara tersebut.

Udara yang telah terpaksa naik akan mengalami pendinginan adiabatik, yang dapat menyebabkan kenaikan kelembapan udara, untuk kemudian terjadi kondensasi dalam atmosfer dan terbentuklah awan.

Awan yang terbentuk dalam proses ini tergantung dari beberapa faktor, di antaranya adalah stabilitas udara dalam atmosfer. Dalam lapisan udara yang keadaannya stabil biasanya akan terbentuk awan dalam bentuk stratus, tetapi dalam lapisan udara yang basah dan labil akan ada kemungkinan terbentuknya awan-awan bentuk Cumulus atau Cumulo-Nimbus,

Tidak semua udara yang naik ke atas akan mengakibatkan terbentuknya awan, hal tersebut dapat terjadi apabila udara yang naik tersebut tidak cukup basah.

Di atas pegunungan arus udara yang semula naik setelah sampai puncak akan bergerak turun di sisi lain dari pegunungan tersebut. Dalam gerakan udara menurun udara akan mengalami pemanasan yang menghilangkan awan.



Gambar 52 Proses Orografi

4. Gerakan kenaikan udara lambat yang luas, termasuk kenaikan udara pada front.

Pembentukan awan yang telah kita bicarakan tersebut di atas umumnya hanya meliputi daerah yang luasnya hanya beberapa kilo-meter saja, Sedang gerakan udara vertikal yang terjadi di atas suatu daerah yang luas dapat pula terjadi, misalnya:

- a. System tekanan rendah atau depresi.

Arus udara naik vertikal ke atas terjadi pula pada sistem tekanan rendah atau depresi di mana adanya divergensi di bagian atas dan konvergensi di bagian bawah, akan mengakibatkan adanya gerakan udara vertikal ke atas.

Arus udara naik di atas depresi tersebut terjadi di atas daerah yang luas, sehingga kecepatan udara yang naik relatif sangat lambat. Arus udara naik ini dapat berlangsung sehari-hari, yang mengakibatkan naiknya masa udara dalam jumlah yang cukup besar di atas suatu daerah yang berkilo-kilometer persegi luasnya.

Pengaruh arus udara naik secara luas ini dapat ditandai dengan naiknya *lapse rate* temperatur lingkungan, sehingga udara menjadi tidak stabil dan akan mempercepat gerakan udara naik ke atas, yang akan memungkinkan terjadinya kondensasi serta pembentukan awan yang luas sampai mencapai berkilo-kilometer persegi.

b. Pada daerah front.

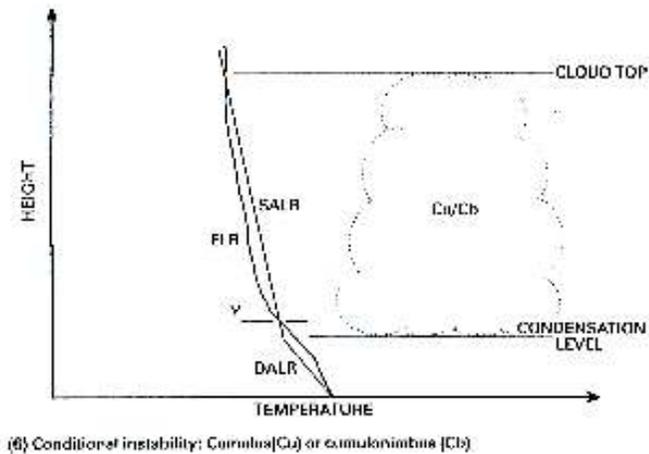
Front dapat dibedakan dalam dua macam, ialah panas dan front dingin. Jika masa udara panas bergerak mendesak dan menggeser udara dingin disebut front panas. Permukaan front panas adalah condong ke arah mana udara dingin. Permukaan front panas adalah landai, di mana udara panas mengalir lambat-lambat ke atas masa udara dingin.

Pada front panas biasanya terbentuk awan-awan merata atau Stratus. Jika udara cukup basah dapat terbentuk awan Nimbo-Stratus, Alto-Stratus dan Cirro-Stratus.

Jadi pembentukan awan pada front panas sangat tergantung dari stabilitas udara dan kelembapan udara panas.

Jika masa udara dingin bergerak mendesak dan menggeser masa udara panas disebut sebagai front dingin, Awan yang terbentuk di daerah front dingin berubah-ubah tergantung dari stabilitas udara dan kelembapan masa udara panas serta kecondongan permukaan front.

Jika permukaan front cukup terjal udara panas yang terangkat cukup basah dan labil akan terbentuk awan Cumulus besar dan Cumulo-Nimbus, terjadi *showers* yang hebat, angin, turbulensi dan kadang-kadang disertai badai 'guntur.



Gambar 53 Proses Kenaikan Udara Vertikal

E. Hujan

Hujan merupakan endapan air dalam bentuk cairan/padat atau keduanya di permukaan bumi.

1. Bentuk Hujan

- a. *Drizzle*: tetes air dengan \varnothing 200 μ m – 500 μ m

Tetes air cukup besar untuk jatuh secara melayang akan tetapi belum berukuran cukup besar untuk jatuh menurut garis lurus.

- b. Rain (hujan merata) : tetes air dengan \varnothing lebih dari 500 μ m

Tetes sudah cukup besar untuk dapat jatuh menurut garis lurus. Rain jatuh dari awan altostratus /nimbostratus yang biasanya memiliki ukuran luas yang amat besar sehingga hujan meliputi daerah yang luas pula. Hujan jenis ini merata dan tidak disertai dengan pergantian arah atau kecepatan angin. Terdiri atas *Slight, Heavy, Moderate*.

c. *Showers* (hujan setempat)

Jatuh dari awan Cumulonimbus yang mempunyai ukuran luas agak terbatas, sehingga meliputi daerah yang luasnya terbatas pula. Karena awan Cb ini tidak berkedudukan tetap melainkan bergeser sehingga hujan yang jatuh juga akan bergeser. Jatuhnya *showers* disertai dengan banyak pergantian arah angin ataupun kecepatan angin dan sering diselingi dengan cuaca cerah.

d. *Snow*: kristal es kecil atau kumpulan dari kristal es

e. *Hail* : hujan batu es–bola es dalam berbagai bentuk

f. *Sleet* : hujan bercampur es dan salju

2. Proses Pembentukan Hujan

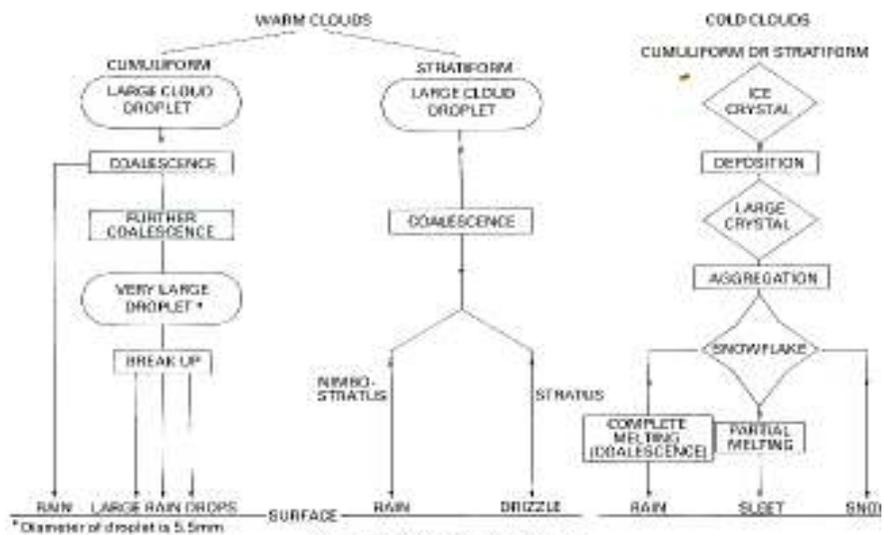


Fig. 6.1 Development of precipitation.

Gambar 54 Proses Pembentukan Hujan

Tetes-tetes air pada awan memiliki diameter 20 mikrometer adalah sangat kecil jika dibandingkan dengan tetes hujan gerimis yang memiliki diameter 200 mikrometer atau lebih. Penelitian menunjukkan bahwa penambahan ukuran dari tetes air tersebut bukan disebabkan karena proses kondensasi di dalam awan.

Di dalam awan yang terdiri atas tetes air dengan temperatur yang lebih besar dari 0° celcius secara teoritis akan terjadi proses penggabungan. Ukuran tetes air di dalam awan secara langsung berhubungan dengan ukuran inti kondensasi dalam bentuk tersebut. Tetes air yang besar mempunyai kecepatan untuk jatuh lebih besar dibandingkan dengan tetes yang lebih kecil dan memungkinkan untuk bergabung dengan tetes air yang lain.

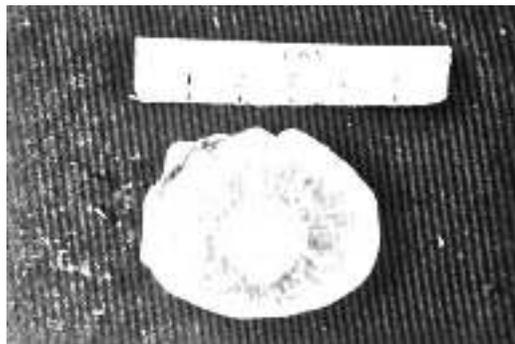
Sebagaimana semakin besarnya air yang membentuk gabungan baru, maka tetes air akan meninggalkan awan jika ukurannya telah cukup. Tetes tersebut mungkin akan berkurang ukurannya disebabkan karena proses evaporasi sebelum tetes air tersebut mencapai permukaan tanah tergantung dari kelembapan relatif dari udara di bawah dasar awan.

Awan dalam proses yang terjadi di atas dikatakan sebagai awan panas, dan jenis awan berbeda yang akan membentuk hujan *drizzle* atau *rain*. Sebagai contoh awan stratus akan menghasilkan *drizzle*, dan nimbostratus dan awan bentuk Cumuli akan menghasilkan *rain*. Tetes hujan dari awan Cumulus dan Cumulonimbus dapat berbentuk sangat besar sebagai hasil pengelompokan tetes air di dalam awan, dan semakin bertambah frekuensi dari tubrukan yang disebabkan karena tetes air yang lebih kecil akan terangkat karena *updraught*.

Pada awan dingin, di mana temperatur udara kurang dari 0°C, di mana tetes air akan menjadi sangat dingin. Pembentukan tetes air dari tetes air yang demikian tergantung ada tidaknya pendinginan inti.

F. Hail Stones

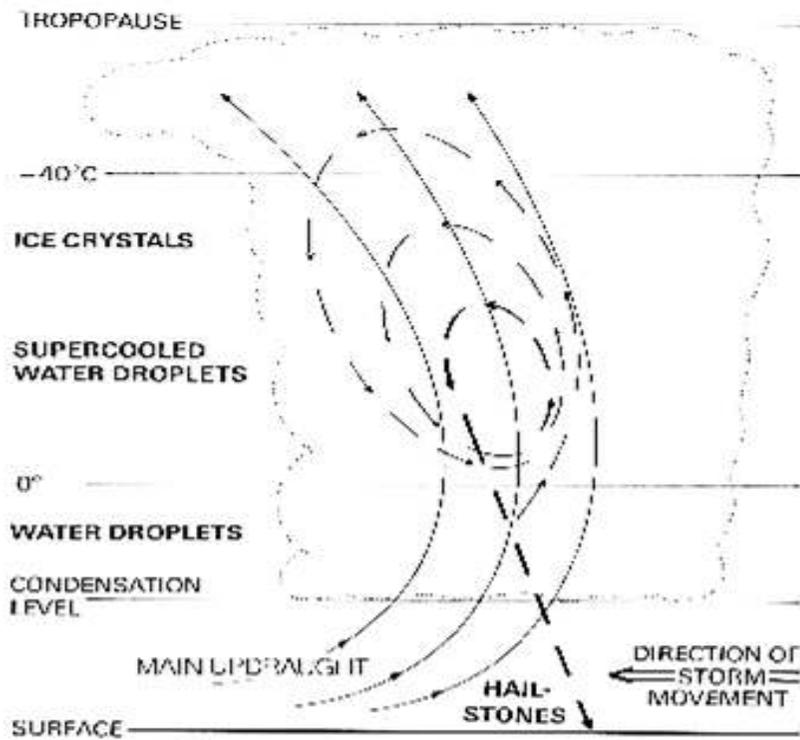
Hail merupakan bentuk hujan yang terdiri atas butiran es atau salju yang kasar dan biasanya penggabungan dari keduanya. *Hail stones* yang sebenarnya hanya terbentuk pada awal terjadinya *thunderstorm* dan tidak pernah terbentuk bila temperatur di permukaan mencapai di bawah titik beku.



Gambar 55 Hail Stones

Hail stones berhubungan dengan awan Cb, pada umumnya berbentuk bola dengan diameter 5 mm–50 mm atau lebih. Susunan setiap batu merupakan rangkaian kulit-kulit yang konsentris yang saling berselang-seling antara es yang jernih dan es yang buram, sebagai hasil dari konsentrasi antara udara tinggi dan rendah berturut-turut.

Pada awan Cb, angin yang bergerak ke atas cukup kuat untuk mengangkat tetes air sampai ketinggian di mana tetes air akan dibekukan dan menjadi inti dari *hail stone*. Setiap *hail stone* akan dapat bertambah ukurannya karena adanya penggabungan dengan tetes air yang lain. *Hail stone* yang terbentuk selanjutnya akan turun dan bila ada yang tersisa di dalam awan selanjutnya akan bergabung kembali dengan tetes air yang bergerak ke atas. Proses ini akan berulang sampai beberapa kali sampai kecepatannya menurun dan kemudian meninggalkan awan.



Gambar 56 Pembentukan HailStones

G. Pengamatan Hujan

Sejumlah istilah dipergunakan untuk kepentingan pengamatan untuk membedakan hujan yang mencapai permukaan bumi:

1. *Showers*, dari awan *konvektiv* dalam rentang waktu yang pendek dalam bentuk *rain*, *snow*, *hail* atau *sleet* dengan intensitas yang jarang.
2. *Intermittent precipitation*, dari awan berbentuk strati jika terpisah dari hujan yang terjadi dari waktu sebelumnya.
3. *Continuous precipitation*, dari awan berbentuk strati, jika hal tersebut terjadi paling tidak satu jam tanpa adanya waktu senggang.

Hujan yang terjadi dari awan berbentuk Cumuli atau strati dapat berbentuk *slight*, *moderate*, dan *heavy*. Setiap istilah menunjukkan jumlah ketinggian air dalam milimeter yang mencapai permukaan dalam waktu satu jam.

Thunderstorm yang terjadi kilatan cahaya atau petir sangat berhubungan dengan *very heavy*, *violent*, *shower* atau *rain* dari awan Cumulonimbus. Kilat merupakan bentuk dari listrik yang dapat terlihat antara awan dalam hujan atau antara awan dengan bumi. Listrik yang keluar tersebut dapat terlihat dalam bentuk busur kadangkala memiliki panjang beberapa kilometer dan juga mengeluarkan suara yang dikenal sebagai guruh.

H. Rangkuman

Awan merupakan kumpulan tetes-tetes air atau kristal es, atau kombinasi dari kedua keadaan air, yang terikat di atmosfer. Bentuk-bentuk awan di troposfer dapat berbentuk *stratiform* (rata atau berlapis), *cumuliform* (menumpuk), dan *cirriform* (rambut atau seperti benang) atau kombinasi dari bentuk-bentuk tersebut. Awan dapat dibedakan menjadi empat bagian secara garis besar berdasarkan ketinggian dasar awan dari permukaan, yaitu awan tinggi, awan menengah, awan rendah dan awan dengan pertumbuhan vertikal, yang bisa terbentuk pada segala macam ketinggian.

Kebanyakan awan terutama di daerah tropik terbentuk apabila udara basah bergerak naik vertikal ke atas dan kemudian akan mengalami pendinginan secara adiabatik, sehingga akhirnya sebagian uap air yang terkandung dalam udara tersebut berkondensasi, yang hasilnya berupa titik-titik air atau kristal-kristal es yang berkumpul dalam bentuk awan.

Hujan merupakan endapan air dalam bentuk cairan/padat atau keduanya di permukaan bumi. Hujan dapat berbentuk *Drizzle*, *Rain*, *Showers*, *Snow*, *Hail* dan *Sleet*.

BAB VII

JARAK TAMPAK

Tujuan Pembelajaran Khusus:

Setelah selesai mengikuti pembelajaran pada Bab VII ini peserta diklat dapat menjelaskan jarak tampak dan pengaruh dari kabut, dan haze serta disbusi di permukaan laut..

Untuk kepentingan meteorologi, jarak tampak secara mendatar didefinisikan sebagai jarak terjauh dari suatu objek dengan karakteristik tertentu dapat terlihat dan diidentifikasi oleh mata pengamat tanpa menggunakan alat pada siang hari.

Pada malam hari, di asumsikan bahwa tampaknya suatu objek berkurang daripada siang hari.

Jarak tampak dinilai dengan melihat horizon ke arah 360° dan mencatat jarak yang terdekat. *Station* pengamatan di darat menggunakan objek pada jarak yang diketahui pada siang hari dan *visibility* meter pada malam hari, yang kemudian dapat menghasilkan jarak tampak yang akurat. Jarak tampak berkurang karena dihalangi oleh cairan atau partikel padat di atmosfer.

Jika jarak tampak berkurang menjadi kurang dari 1 km diakibatkan karena tetes-tetes air, kondisi demikian disebut sebagai *fog* (kabut) dan jika jaraknya 1 km atau lebih disebut dengan *mist* (halimun)

Jika jarak tampak berkurang karena adanya partikel padat, kondisi demikian disebut *haze* (kabur), yang tidak memiliki batas tertinggi pada nilai jarak tampak.

Bilamana debu dan pasir terangkat ke dalam atmosfer menghasilkan pengurangan jarak tampak kurang dari 1 km, disebut sebagai *duststorm* atau *sandstorm* dan di atas jarak tersebut disebut *dusthaze* atau *sandhaze*.

A. Kabut

Kabut atau Mist merupakan awan yang terbentuk dari kondensasi uap air dalam bentuk tetes air atau kristal es, terbentuk di atmosfer yang berada di atas permukaan bumi. Di daerah perkotaan dan industri kabut seringkali bergabung dengan asap menghasilkan campuran yang disebut dengan smog.

Secara meteorologi kabut dapat diklasifikasikan kedalam 4 (empat) jenis kabut yang berbentuk *advection*, radiasi, *upslope*, and *precipitation*.

1. Kabut adveksi terbentuk bilamana aliran udara yang relatif hangat melewati daratan atau permukaan laut yang lebih dingin. Kabut jenis ini seringkali muncul pada musim dingin pada salju sudah jatuh ke daratan. Hal tersebut juga umumnya terjadi di atas samudra.
2. Kabut radiasi terbentuk hanya di atas daratan, yang disebabkan oleh pendinginan permukaan bumi karena radiasi. Pada malam hari penurunan radiasi karena penurunan temperatur air laut berlangsung lebih pelan sedangkan di daratan berlangsung dengan sangat cepat

menjadi lebih cepat dingin dibandingkan dengan udara di atasnya, sehingga terbentuklah kabut. Kabut seperti ini biasanya sangat tipis dan akan lenyap pada pagi hari.

3. Kabut *upslope* terbentuk bila udara menjadi lebih dingin karena mengalami kenaikan ketinggian disebabkan karena angin yang meniup dan membawa udara ke daerah pegunungan.
4. Kabut *precipitation* akan terbentuk pada saat terjadi hujan badai atau badai salju jika salju atau hujan yang turun melewati lapisan udara yang lebih dingin dibandingkan dengan hujan yang turun. Kabut seperti ini seringkali terjadi pada perjalanan front panas dan front dingin ketika udara di permukaan memiliki temperatur berbeda dengan udara yang berada pada lapisan teratas.

Kabut dan *mist* seperti halnya awan dapat terbentuk jika terdapat kandungan partikel debu di dalamnya.

B. Distribusi Kabut Laut

Kabut umumnya termasuk jarang terbentuk di daerah Tropik dan daerah Subtropik. Terdapat beberapa daerah dengan frekuensi kabut di atas permukaan laut yang relatif tinggi, di antaranya;

1. Daerah New Foundland

Terbentuknya frekuensi kabut di atas permukaan laut yang tinggi di daerah Great Bank New-Foundland, adalah karena adanya arus dingin Labrador yang mengalir ke arah selatan melalui selat Davis dan bertemu dengan arus panas Gulf-Stream yang akan menyeberangi lautan Atlantik.

Pada waktu musim panas angin muson yang bertiup dari arah selatan ke utara yang banyak mengandung uap air, sepanjang melalui air laut yang panas dari arus panas Gulf-Stream di bawahnya. Setelah angin muson ini bertemu dan melewati arus dingin Labrador yang berada di bawahnya akan mengalami pendinginan, sehingga uap air yang banyak terkandung berkondensasi menjadi titik-titik air dalam bentuk kabut.

Setelah angin muson ini kemudian berbelok ke arah barat atau barat laut memasuki benua Amerika Utara kabut tersebut segera menghilang, karena angin muson ini telah melewati daratan yang umumnya lebih panas.

Pada waktu musim dingin angin muson ini berbalik arah, ialah dari arah barat atau barat laut yang kemudian berbelok ke arah selatan selepas pantai Amerika Utara. Angin muson ini datang dari daratan yang baru melewati daerah lautan yang sangat sempit, sehingga kandungan uap airnya relatif masih rendah atau kering, di mana pada waktu melewati arus dingin Labrador hanya menimbulkan frekuensi kabut musim dingin yang umumnya relatif rendah.

2. Daerah Barat Laut Lautan Pasifik

Di daerah barat laut Lautan pasifik frekuensi kabut laut yang relatif tinggi, terjadi karena adanya arus panas Kuro Shio yang dalam alirannya menyeberangi Lautan pasifik bertemu dengan arus dingin Kamchatka yang mengalir dari arah utara ke selatan.

Pada musim panas angin muson bertiup dari arah selatan ke utara menjadi panas dan sarat dengan kandungan uap air

sepanjang mengalir di atas arus panas Kuro Shio, setelah bertemu dan melewati arus dingin Kamchatka akan mengalami pendinginan oleh arus dingin di bawahnya, sehingga uap air yang terkandung di dalamnya berkondensasi menjadi titik-titik air dalam bentuk kabut laut.

Daerah ini termasuk juga merupakan suatu daerah dengan kabut laut yang relatif tinggi.

Pada musim dingin di daerah ini mengalir angin muson dari arah barat atau barat laut, yang merupakan angin dingin yang masih kering, karena datang dari daratan dan baru melewati daerah lautan yang sempit, sehingga di daerah ini angin muson tersebut hanya menimbulkan kabut laut dengan frekuensi yang relatif rendah.

Kejadian kabut laut dengan frekuensi yang tinggi di daerah ini hampir serupa dengan kejadian frekuensi kabut laut yang tinggi di daerah New-Foundland.

3. Daerah-daerah Sub Tropik Pantai Barat Benua

Di antaranya adalah pantai-pantai California, Maroko, Chilli dan barat Afrika. Di daerah-daerah ini umumnya udara di atas permukaan air laut" didinginkan oleh air laut yang dingin di bawahnya yang muncul dari bawah permukaan sehubungan dengan terjadinya *up-welling*. Peristiwa *upwelling* ini terjadi karena adanya pemindahan masa air laut permukaan dari dekat pantai ke arah tengah oleh adanya angin pasat timur laut yang bertiup hampir sejajar pantai yang menimbulkan arus laut dari arah pantai ke

tengah, sehingga di dekat pantai muncul air laut dari bawah ke permukaan.

Pantai California merupakan daerah kabut laut yang terjadi sepanjang tahun karena angin pasat merupakan angin tetap yang bertiup sepanjang tahun, namun frekuensi kabut laut yang sangat buruk terjadi pada musim panas dan permulaan musim gugur.

4. Daerah-daerah sedang atau Polar pada musim panas.

Pada musim panas sebagian besar daerah-daerah Arktik diliputi oleh daerah dengan tekanan udara yang relatif rendah, sehingga angin yang datang bertiup ke daerah tersebut di antaranya dari arah selatan/ekuator yang umumnya lebih panas dan membawa sejumlah uap air, yang segera akan didinginkan oleh permukaan laut yang dingin "di bawahnya, sehingga terjadilah kondensasi dan terbentuklah kabut laut.

Kabut laut ini terutama terjadi di daerah-daerah di mana *pack-ice* berada dan bertahan sepanjang musim panas, hal tersebut yang akan sangat mempengaruhi terjadinya frekuensi kabut laut yang tertinggi di daerah tersebut.

Daerah-daerah yang serupa dengan frekuensi kabut laut yang tinggi terjadi pula di daerah-daerah laut di belahan bumi selatan, di mana pada musim panas akan terjadi adveksi udara yang lebih panas dari arah utara/ekuator ke daerah-daerah tersebut yang cukup mengandung uap air dan segera akan didinginkan oleh permukaan air laut yang dingin di bawahnya, terutama di daerah-daerah dekat ujung daerah *pack-ice*.

C. Rangkuman

Definisi dari Jarak tampak secara mendatar adalah merupakan jarak terjauh dari suatu obyek dengan karakteristik tertentu dapat terlihat dan diidentifikasi oleh mata pengamat tanpa menggunakan alat pada siang hari. Jarak tampak berkurang karena dihalangi oleh cairan atau partikel padat di atmosphere.

Jika jarak tampak berkurang karena pengaruh tetes-tetes air, disebut sebagai fog/kabut dan mist/halimun. Disebut sebagai fog(kabut) jika jarak tampak berkurang menjadi kurang dari 1 km, dan jika jaraknya 1 km atau lebih disebut dengan mist (halimun).

Jika jarak tampak berkurang karena adanya partikel padat, disebut haze (kabur), yang tidak memiliki batas tertinggi pada nilai jarak tampak. Bilamana debu dan pasir terangkat ke dalam atmosphere menghasilkan pengurangan jarak tampak kurang dari 1 km, disebut sebagai duststorm atau sandstorm dan di atas jarak tersebut disebut dusthaze atau sandhaze.

D. Soal Latihan

1. Jelaskan apa yang dimaksud dengan pengertian jarak tampak secara mendatar.
2. Jelaskan apa pengertian dari:
 - a. Kabut (*fog*)
 - b. Halimun (*mist*)
 - c. *Dusthaze*
 - d. *Duststorm*

3. Sebutkan macam-macam kabut yang dapat terjadi di atas permukaan laut serta jelaskan pula secara singkat bagaimana terbentuknya masing-masing jenis kabut tersebut.
4. Sebutkan daerah-daerah perairan laut/lautan di dunia yang mempunyai frekuensi kabut relatif tinggi.

BAB VIII

MASA UDARA

Pengertian: Udara yang telah memiliki sifat-sifat khusus suatu daerah di mana dia tinggal dalam ukuran/massa/luas yang besar.

Definisi: Suatu massa udara yang besar dengan luas berjuta-juta kilometer persegi dan tebal sekurang-kurangnya 1 Km di mana dari lapis ke lapis yang horizontal memiliki sifat-sifat fisik yang sama. Yang dimaksud sifat-sifat fisik di antaranya adalah temperatur, kerapatan, kelembapan, dll.

Tujuan mempelajari masa udara adalah untuk memperkirakan keadaan cuaca.

Sumber Masa Udara

Adalah suatu daerah di permukaan bumi di mana di atasnya dapat terbentuk massa udara.

Syarat-syarat sumber massa udara:

1. Daerah tersebut harus luas, untuk dapat menampung massa udara yang besar.
2. Daerah tersebut harus mempunyai permukaan yang serbasama/homogen, supaya dapat terbentuk lapisan-lapisan dengan sifat-sifat yang sama. Contoh: lautan, hutan, padang pasir.

3. Daerah tersebut memiliki permukaan yang memungkinkan udara yang di atasnya tertahan/terhambat untuk beberapa lama tinggal supaya daerah tersebut dapat memberikan sifat-sifat fisiknya.

Umur Masa Udara

Adalah waktu dihitung sejak massa udara yang bersangkutan meninggalkan sumbernya. Masa udara ini tidak akan tetap pada sumbernya melainkan akan keluar tetapi tetap mempertahankan sifat-sifat dari sumbernya. Sehingga lama-lama akan berubah karena terpengaruh masa udara yang umurnya sudah banyak sehingga akan sulit diketahui dari mana asal suatu udara karena sudah banyak berubah.

Klasifikasi masa udara

A. Klasifikasi Absolut, berdasarkan daerah sumbernya:

1. Masa udara Arktik/Antarktik (A), yaitu masa udara yang terbentuk di daerah kutub antara lintang 70° U/S dan lintang 90° U/S.
2. Masa udara *Maritime Polar* (mP), yaitu masa udara yang terbentuk di atas permukaan laut daerah sedang antara lintang 50° U/S dan lintang 70° U/S.
3. Masa udara *Continental Polar* (cP), yaitu masa udara yang terbentuk di atas daratan di daerah sedang antara lintang 50° U/S dan lintang 70° U/S.

4. Masa udara Maritim Tropik (mT), yaitu masa udara yang terbentuk di atas lautan di daerah sub Tropika antara lintang 20° U/S dan lintang 50° U/S.
5. Masa udara *Equatorial* (E) yaitu masa udara yang terbentuk di daerah sekitar ekuator antara lintang 20° U dan lintang 290° S.

B. Klasifikasi subjektif/relatif, berdasarkan udara yang datang yang lewat.

1. Masa udara dingin
Apabila masa udara yang datang lebih dingin daripada permukaan daerah yang didatangi/dilewati.
2. Masa udara panas
Apabila masa udara yang datang lebih panas daripada permukaan daerah yang didatangi/dilewati.

C. Pertemuan Dua Masa Udara

Jika dua masa udara yang berbeda bertemu tidak akan langsung mencampur tetapi akan membentuk batas antar masa udara yang disebut "**front**". Front yang merupakan batas pertemuan 2 atau lebih masa udara yang berbeda mempunyai **bidang front** sebagai bidang batas pertemuan 2 atau lebih masa udara yang berbeda. Antara bidang front dengan permukaan bumi terdapat garis perpotongan yang disebut **garis front**. Sedangkan sudut yang terbentuk antara bidang front dengan permukaan bumi disebut **sudut front** yang dihitung pada bagian yang lebih lancip. Bidang front ini selalu condong ke arah yang lebih dingin.

1. Sudut front

Besar kecilnya sudut front tergantung pada 3 (tiga) faktor:

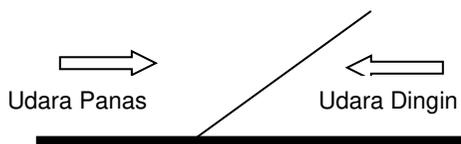
- a. Perbedaan temperatur masa udara yang sebelah menyebelahi bidang front. Kalau perbedaan besar maka sudutnya makin kecil, kalau perbedaan kecil maka sudutnya makin besar.
- b. Perbedaan kecepatan angin masa udara yang sebelah menyebelahi bidang front. Kalau perbedaan besar maka sudutnya besar, kalau perbedaannya kecil maka sudutnya kecil.
- c. Lintang tempat di mana front terbentuk pada lintang besar sudutnya akan besar, dan pada lintang kecil sudutnya akan kecil.

2. Klasifikasi Front

a. Berdasarkan gerakannya:

- 1) Front stasioner, ialah front yang tidak (hampir-hampir tidak) bergerak atau disebut *Quasi Stationer*.

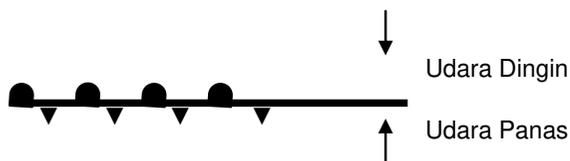
Gambar *front stationer*:



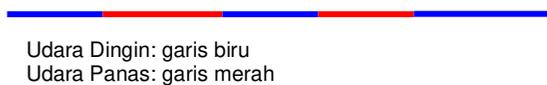
Keterangan:

Udara dingin selalu mengarah ke dalam karena *density*-nya lebih rapat.

Gambar Pada Peta yang tidak berwarna:

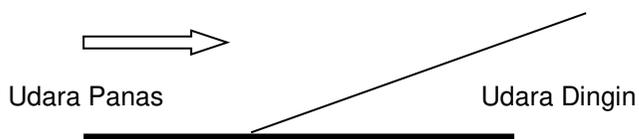


Gambar pada peta yang berwarna:

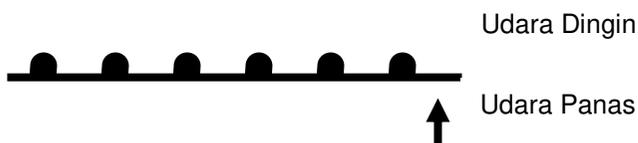


2) Front Panas, ialah front yang bergerak, di mana masa udara yang lebih panas mendesak/menggeser masa udara yang lebih dingin.

Gambar front panas:



Gambar pada peta yang tidak berwarna:

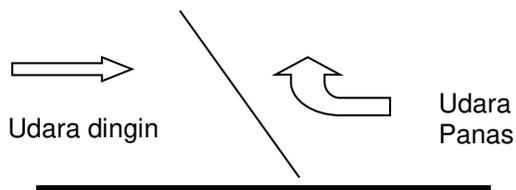


Gambar pada peta yang berwarna:

 Garis Merah

3) Front dingin, ialah front yang bergerak di mana masa udara yang lebih dingin mendesak/menggeser masa udara yang lebih panas.

Gambar front dingin:



Gambar pada peta yang tidak berwarna:



Gambar pada peta yang berwarna:

 Garis Biru

b. Secara Geografis Front Cuaca, dibagi atas:

1) Front *Equatorial*

Adalah front cuaca yang terbentuk di daerah *Equatorial*, dan terjadi karena adanya pertemuan antara jenis udara *Equatorial* yang satu dengan jenis udara *Equatorial* yang lain. Front *Equatorial* ini dikenal dengan istilah *Inter Tropical Convergence Zone (ITCZ)*.

2) Front pasat

Adalah front cuaca yang terbentuk di daerah sub tropika dan terjadi karena adanya pertemuan antara jenis udara tropika yang satu dengan jenis udara tropika yang lain.

3) Front Polair

Adalah front cuaca yang terbentuk di daerah sedang dan terjadi karena adanya pertemuan antara jenis udara Tropika dengan jenis udara *Polair*. *Front Polair Secundair* adalah front cuaca yang terbentuk di daerah Sedang, dan terjadi karena adanya pertemuan antara jenis udara *Polair* yang satu dengan jenis udara *Polair* yang lain.

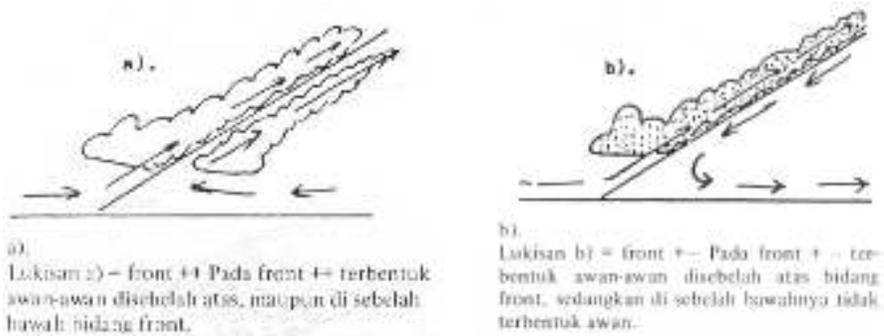
4) Front Arktis

Adalah front cuaca yang terbentuk di daerah Kutub dan terjadi karena adanya pertemuan antara jenis udara *Polair* dengan jenis udara Arktis.

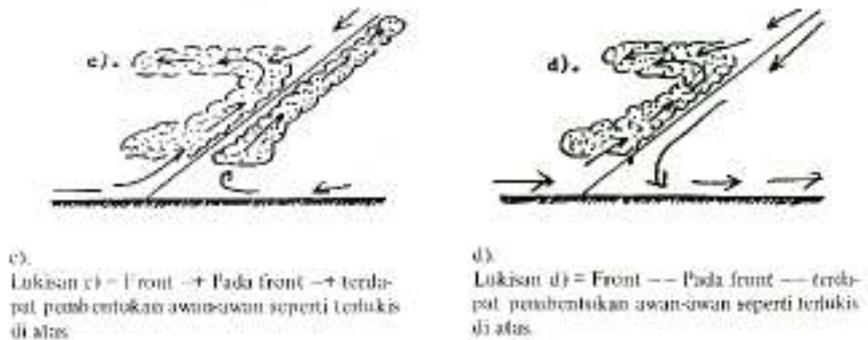
c. Berdasarkan gerakan-gerakan vertikal jenis udara panas dan jenis udara dingin di sekitar bidang front, maka front cuaca dibagi dalam golongan-golongan sebagai berikut:

- 1) Front ++, ialah sebuah front cuaca di mana jenis udara panas bergerak ke atas, dan jenis udara dinginnya pun bergerak ke atas.
- 2) Front +—, ialah sebuah front cuaca di mana jenis udara panas bergerak ke atas sedangkan jenis udara dinginnya bergerak ke bawah.
- 3) Front —+, ialah sebuah front cuaca di mana jenis udara panas bergerak ke bawah, sedangkan jenis udara dinginnya bergerak ke atas.
- 4) --, ialah sebuah front cuaca di mana jenis udara panasnya maupun jenis udara dinginnya bergerak ke bawah.

Dalam kenyataannya, front — + dan front - -, jarang terjadi dan kalau hal ini terjadi, hanya pada tingkat bagian atas bidang front. Front Panas biasanya bersifat front ++, dan front dingin biasanya bersifat front +— (lihat lukisan-lukisan berikut).



Gambar 57 a. Front + + b. Front + -



Gambar 57 c. Front - + d. Front - -

Dari keempat buah lukisan (a, b, c dan d) di atas dapat ditarik kesimpulan, bahwa awan-awan terbentuk pada tempat-tempat di mana udara mengalir ke atas, sedangkan udara yang mengalir ke bawah melenyapkan awan-awan.

d. Berdasarkan perubahan sudut antara bidang front dengan permukaan bumi (selanjutnya disebut Sudut Bidang Front), maka front-front cuaca dibagi dalam golongan-golongan sebagai berikut:

- 1) Front Isoklin, yaitu front cuaca di mana Sudut Bidang Frontnya tidak berubah.
- 2) Front Kataklin, ialah front cuaca di mana Sudut Bidang Frontnya berubah menjadi lebih kecil.
- 3) Front Anaklin, yaitu front cuaca di mana Sudut Bidang Frontnya berubah menjadi lebih besar.

Pada front Kataklin, udara dapat meluncur ke atas dengan lebih mudah, sehingga keadaan cuaca bertambah buruk.

Pada front Anaklin, gerakan udara ke atas akan berkurang. lancar, sehingga keadaan cuaca buruk akan berkurang.

3. Keadaan Cuaca pada Front

a. Pada front panas

Awan-awan yang terbentuk adalah *stratiform* (Stratus, Altostratus, Altocumulus, Cirrostratus), karena front panas landai dan udara panas susah naik/perlahan yang mendesak udara panas. Hujan yang akan terjadi adalah Rain.

b. Pada Front dingin

Udara panas dipaksa naik dengan bidang yang lebih terjal, sehingga akan terjadi awan-awan yang tumbuh di atas (pertumbuhan Cumuliform: Cumulus Congestus dan Cumulonimbus), karena yang mendesak front dingin maka desakannya akan lebih besar/kuat.

Hujan yang terjadi adalah *showers* dan *thunderstorm*

c. Pada front *stationer*: tidak ada gerakan.

Keterangan:

1) Untuk intensitas (kekuatan) front dingin > front panas

2) Untuk luas daerah: front dingin < front panas

D. Ringkasan

Jenis udara adalah Suatu massa udara yang besar dengan luas berjuta-juta kilometer persegi dan tebal sekurang-kurangnya 1 Km di mana dari lapis ke lapis yang horizontal memiliki sifat-sifat fisik yang sama. Suatu daerah di permukaan bumi di mana di atasnya dapat terbentuk massa udara disebut sumber masa udara.

Front yang merupakan batas pertemuan 2 atau lebih masa udara yang berbeda mempunyai **bidang front** sebagai bidang batas pertemuan 2 atau lebih masa udara yang berbeda. Antara bidang front dengan permukaan bumi terdapat garis perpotongan yang disebut **garis front**. Sedangkan sudut yang terbentuk antara bidang front dengan permukaan bumi disebut **sudut front** yang dihitung pada bagian yang lebih lancip. Bidang front ini selalu condong ke arah yang lebih dingin. Front dapat dibedakan berdasarkan atas gerakan bidang front, berdasarkan letak geografis terjadinya front, berdasarkan gerakan-gerakan vertikal jenis udara panas dan jenis udara dingin di sekitar bidang front, dan berdasarkan perubahan sudut antara bidang front dengan permukaan bumi.

E. Latihan Soal

1. Apa yang dimaksud dengan jenis udara dan bagaimana terbentuknya?
2. Jelaskan faktor-faktor yang mempengaruhi sifat-sifat fisik dari jenis udara.
3. Jelaskan penggolongan jenis udara secara geografis dan berdasarkan daerah sumber jenis udaranya.
4. Apakah yang dimaksud dengan front cuaca dan bagaimana terbentuknya?
5. Jelaskan apa yang dimaksud dengan bidang front dan garis bidang front.

6. Bagaimana penggolongan dan sifat-sifat dari front cuaca menurut:
 - a. Arah gerakannya
 - b. Letak geografis
 - c. Gerak vertikal dan jenis-jenis udaranya
 - d. Perubahan sudut bidang frontnya
7. Faktor-faktor apakah yang mempengaruhi besar sudut bidang front?
8. Jelaskan bagaimana keadaan cuaca pada front cuaca?

BAB IX

DEPRESI DAERAH SEDANG

Tujuan Pembelajaran Khusus:

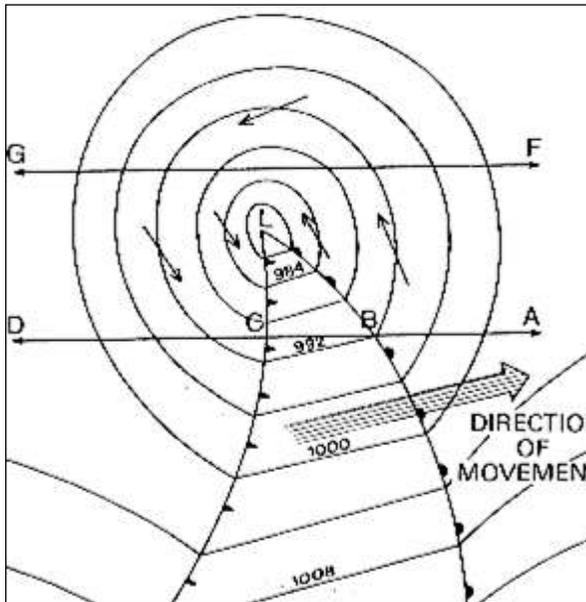
Setelah selesai mengikuti pembelajaran pada Bab ini peserta diklat dapat menjelaskan proses terjadinya depresi daerah sedang, keadaan cuaca yang terjadi pada depresi daerah sedang, pengertian oklusi dan jenis-jenis dari oklusi.

A. Pengertian Depresi Daerah Sedang

Di dalam meteorologi, yang dimaksudkan dengan depresi itu ialah suatu daerah tekanan rendah. Depresi yang terdapat di daerah sedang biasanya disertai dengan sebuah front dingin dan sebuah front panas. Kedua front cuaca tersebut saling bersambung, yang berbentuk seperti sebuah gelombang. Lukisan di bawah adalah bentuk sebuah depresi daerah sedang dibelah bumi utara.

Dalam hal ini, maka di sebelah selatan gelombang front tersebut terdapat jenis udara tropika, dan di sebelah utara gelombang front terdapat jenis udara polair.

Sektor depresi daerah sedang di mana terdapat jenis/udara tropika disebut sektor panas. Depresi daerah sedang tersebut pada umumnya bergeser dalam arah dari barat ke timur, sejajar dengan isobar-isobar di dalam sektor panas.



Gambar 58 Sektor Depresi Daerah Bedang

Penggambaran garis front dingin dan front panas seperti pada gambar berikut:



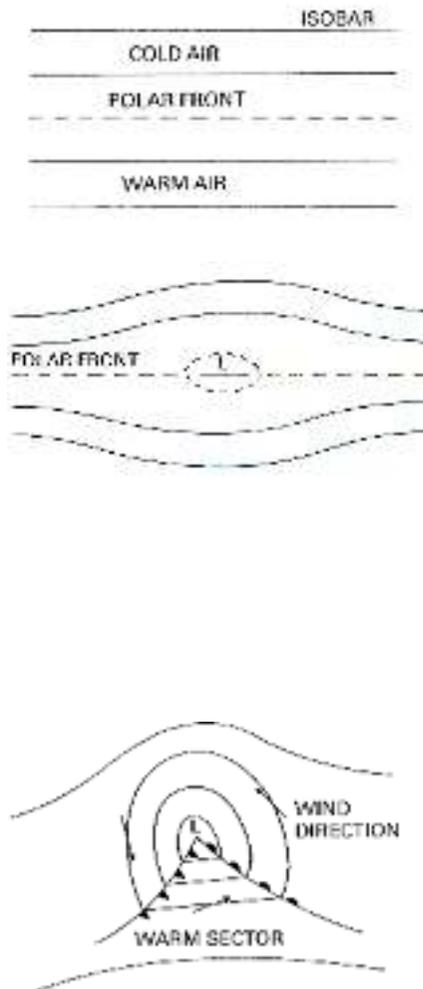
Garis Front Panas (Tumpul)

Garis Front Dingin (Lancip)

B. Pembentukan Depresi Daerah Sedang

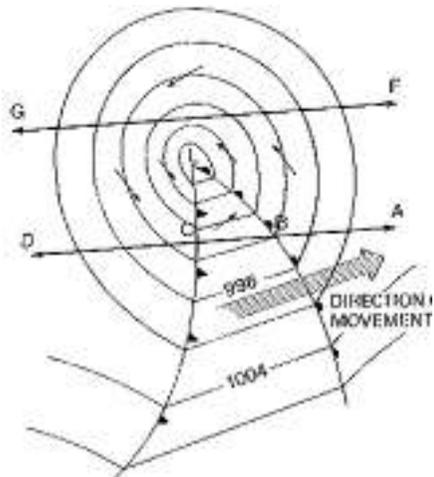
Front dingin dan front panas yang bersangkutan saling bertemu pada pusat depresi (pusat sistem tekanan rendah). Di sepanjang sekitar front dingin, maupun di sepanjang sekitar front panas terdapat cuaca buruk. Cara terbentuknya gelombang front

dingin dan front panas tersebut adalah sebagai berikut yang berlaku untuk belahan bumi utara:

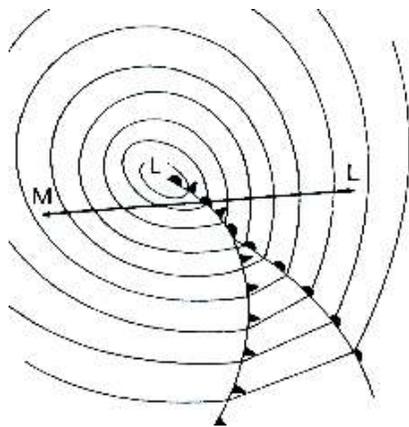


Sebuah front polair stasioner di belah bumi Utara, pada umumnya front-front stasioner berkedudukan sejajar dengan garis-garis isobar. Di sebelah Selatan front Polair tersebut terdapat jenis udara Tropika, dan di sebelah Utara front tersebut terdapat jenis udara Polair.

Karena adanya pergesekan antara dua jenis udara yang kepadatannya saling berbeda, maka terbentuklah gelombang pada front cuaca yang bersangkutan. Gelombang tersebut pada mulanya adalah beramplitudo kecil. Amplitude gelombang tersebut secara berangsur akan membesar, dan di samping itu, maka gelombang tersebut bergeser ke arah timur.



Gelombang-gelombang pada front Polair itu biasanya bergeser ke Timur; dan sambil bergeser ke Timur, maka amplitude gelombang-gelombang front cuaca tersebut makin menjadi besar. Karena gelombang front cuaca bergeser ke arah Timur (dalam lukisan ini ke kanan), maka bagian depan gelombang tersebut mendapat sifat: front panas, dan bagian belakang gelombang front tersebut menjadi front dingin.



Akhirnya, Depresi Daerah Sedang. Yang bersangkutan memperoleh bentuk seperti terlukis di sebelah. Di sepanjang sekitar. Front dingin maupun di sepanjang sekitar front panas terdapat cuaca buruk.

Pada rangkaian gambar pembentukan depresi nampak bahwa pada mulanya terdapat sebuah front polair stasioner. Berdasarkan pembagian tekanan udaranya, jenis udara tropika mengalir ke timur, sedangkan jenis udara polair, mengalir ke barat. Jenis udara polair adalah dingin, sedangkan jenis udara tropika adalah panas, dan oleh sebab itu, maka kepadatan udara polair adalah lebih besar dari pada kepadatan udara tropika. Dengan demikian, maka pada bidang front yang bersangkutan akan terjadi sesuatu yang sama dengan apa yang akan terjadi kalau angin bertiup di atas suatu permukaan air, ialah pada permukaan air yang bersangkutan akan terjadi pembentukan gelombang-gelombang.

Pada bidang front yang bersangkutan akan terbentuk gelombang-gelombang pula. Garis front cuaca adalah garis potong antara bidang front dengan permukaan bumi, sehingga kalau bidang front yang bersangkutan memperoleh bentuk gelombang, maka garis front cuaca yang bersangkutan akan berbentuk seperti gelombang pula.

Gelombang yang berbentuk pada garis front polair tersebut pada mulanya adalah kecil, akan tetapi makin lama akan bertumbuh menjadi makin besar di samping bertumbuh, maka gelombang front tersebut bergeser ke arah timur; dan dengan bergesernya gelombang front ke arah timur itu, maka bagian depan gelombang front tersebut menjadi front panas, ialah karena pada bagian depan tersebut udara panas (= udara tropika) menggeserkan udara dingin (udara polair).

Bagian belakang gelombang front tersebut menjadi front dingin oleh karena pada bagian belakang tersebut udara dingin (=udara polair) menggeserkan udara panas (= jenis udara tropika).

Di samping bertumbuhnya amplitudo gelombang front itu, maka tekanan udara di sekitar puncak gelombang makin menjadi rendah, ialah disebabkan karena pada bidang front panas, udara meluncur ke atas. Dengan menurunnya tekanan udara pada puncak gelombang front tersebut, gradien tekanan udara di sekitar pusat depresi makin bertambah besar, sehingga kecepatan angin di sekitar pusat depresi bertambah besar pula.

Pada bidang front Panas terbentuk awan-awan jenis Nimbo Stratus, Alto Stratus, dan Cirro Stratus, yang menimbulkan hujan, sehingga di depan front panas terdapat cuaca buruk. Hujan yang jatuh di depan garis front panas tersebut adalah hujan merata atau hujan jenis *rain*. Didepan front panas ini arah angin adalah dari Selatan. Daerah yang terletak di antara garis front panas dan garis front dingin itu disebut sektor panas, oleh karena di dalam sektor ini terdapat jenis udara Tropika yang lebih panas dari pada jenis udara Polair. Di daerah sektor panas tersebut terdapat cuaca cerah, dan arah angin di daerah ini adalah dari Barat Daya.

Di belakang front dingin terbentuk awan-awan Cumulo Nimbus dan Cumulus Congestus yang menimbulkan hujan setempat atau *showers*, dan arah angin di belakang front dingin ini adalah dari Utara atau dari Barat laut.

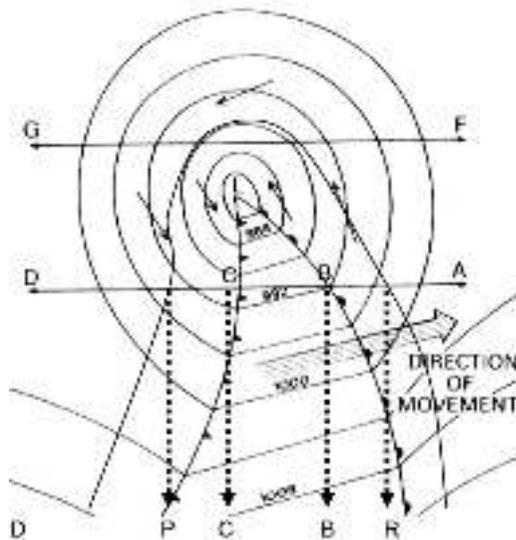
Lukisan berikut menggambarkan sebuah Depresi Daerah Sedang di belahan bumi Utara, disertai dengan lukisan *vertical*

cross section (=lukis-an penampang vertikal) melalui garis haluan kapal D – C – B - A.

Dalam perjalanannya dari D sampai A kapal yang bersangkutan akan mengalami keadaan-keadaan cuaca sebagai berikut:

Tabel 6 Keadaan Cuaca Depresi Daerah Sedang
Belahan Bumi Utara

<u>Tekanan Udara</u>	Dari D – C Dari C – B Dari B – A	Menurun Naik secara perlahan-lahan Naik dengan cepat
<u>Arah Angin</u>	Dari D – C Dari C – B Dari B – A	Angin Barat Laut (NW) Angin Barat Daya (SW) Angin Tenggara (SE)
<u>Keadaan Cuaca</u>	Dari D – P Dari P – C Dari C – B Dari B – R Dari R – A	Cuaca Cerah Hujan Setempat (<i>Showers</i>) Cuaca Cerah Hujan Merata (<i>Rain</i>) Cuaca Cerah
<u>Perubahan Temperatur</u>	Waktu melewati C Waktu melewati B	Temperatur Naik Temperatur Turun



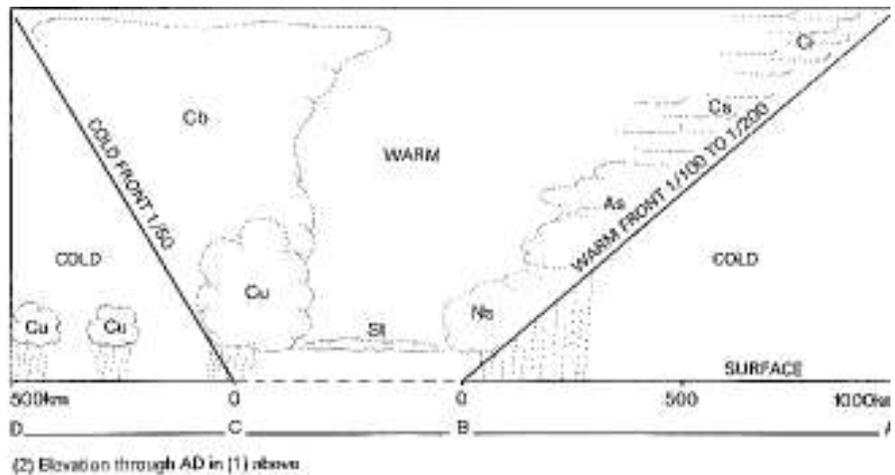
Gambar 59 Depresi Daerah Sedang Belahan Bumi Utara

Selama kapal masih berada di antara D dan C, maka kapal yang bersangkutan masih berada di dalam jenis udara Polair.

Akan tetapi setelah kapal melewati C, maka kapal tersebut tiba di daerah jenis udara tropika.

Jenis udara tropika adalah lebih panas dari pada jenis udara Polair; dan oleh sebab itu, setelah kapal tersebut melewati C, maka kapal yang bersangkutan mengalami kenaikan temperatur.

Selama kapal sedang berlayar di antara C dan B, kapal yang bersangkutan berada di daerah sektor panas, akan tetapi setelah kapal yang bersangkutan melewati B maka kapal tersebut tiba di dalam jenis udara polair kembali. Oleh sebab itu setelah kapal melewati C kapal yang bersangkutan mengalami penurunan temperatur udara.



Gambar 60 Perubahan Kondisi Cuaca Lintas Sektor Udara

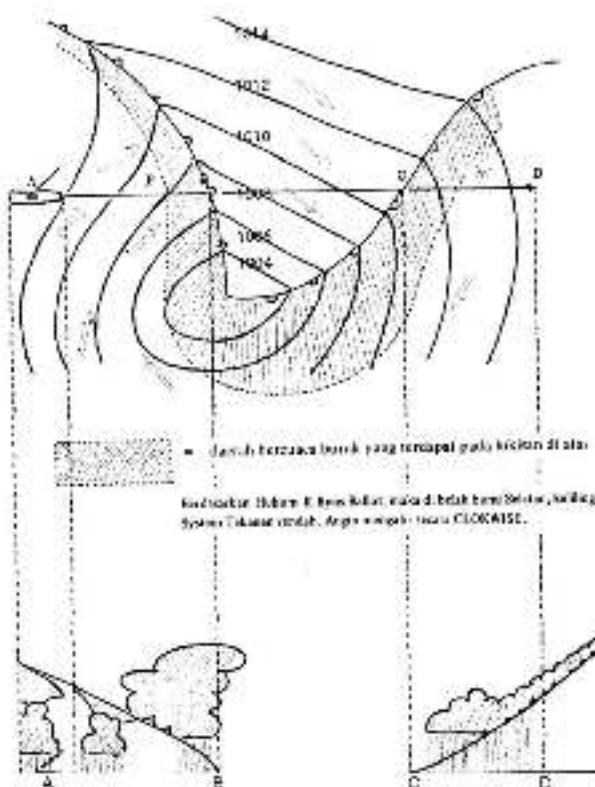
Berdasarkan hukum II Buys Ballot, maka di belah bumi Utara di sekeliling tekanan rendah ANGIN mengalir secara *counter clockwise*, dan di belahan bumi Selatan di sekeliling tekanan rendah angin mengalir secara *clockwise*.

Berdasarkan hukum Buys Ballot II tersebut, maka untuk menggambarkan sebuah Depresi Daerah Sedang di belah bumi Selatan dapat dilihat pada lukisan berikut. Dalam perjalanannya dari A sampai D itu, maka kapal yang bersangkutan akan mengalami keadaan cuaca sebagai berikut:

Tabel 7 Perubahan Cuaca Depresi Daerah Sedang Belahan Bumi Selatan

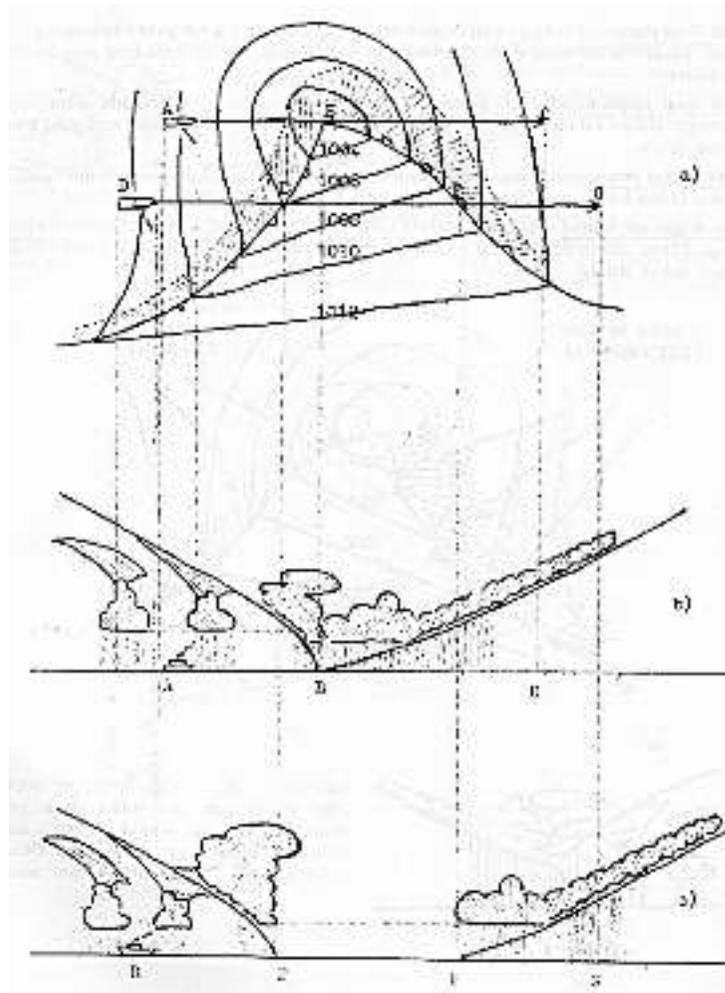
<u>Tekanan Udara</u>	Dari A – B Dari B – C Dari C – D	Menurun Naik secara perlahan-lahan Naik dengan cepat
----------------------	--	--

<u>Arah Angin</u>	Dari A – B Dari B – C Dari C – D	Angin Barat Daya (SW) Angin Barat Laut (NW) Angin Timur Laut (NE)
<u>Keadaan Cuaca</u>	Dari A – P Dari P – B Dari B – C Dari C – R Dari R – D	Cuaca Cerah Hujan Setempat (<i>Showers</i>) Cuaca Cerah Hujan Merata (<i>Rain</i>) Cuaca Cerah
<u>Perubahan Temperatur</u>	Waktu melewati B Waktu melewati C	Temperatur Naik Temperatur Turun



Gambar 61 Penampang Vertikal Depresi Daerah Sedang Belahan Bumi Selatan

Lukisan berikut menggambarkan penampang vertikal Depresi daerah Sedang di belahan bumi utara, menurut garis kapal pada haluan A—B—C dan sekaligus menggambarkan keadaan cuaca apabila kapal berlayar menurut garis haluan kapal D—E—F—G.



Gambar 62 Penampang Vertikal Depresi Daerah Sedang Belahan Bumi Utara

Berdasarkan lukisan-lukisan penampang vertikal Depresi daerah Sedang yang digambarkan sebelumnya maka dapat dilihat bahwa tahapan keadaan cuaca yang dialami oleh kapal yang berlayar melalui depresi daerah sedang pada belahan bumi utara, adalah sebagai berikut:

Tabel 8 Perubahan Cuaca Depresi Daerah Sedang Belahan Bumi Utara

Elemen	Tahapan				
	Mendekati Front Panas	Di garis Front Panas	Dalam daerah front panas	Di garis front dingin	Meninggalkan front dingin
Tekanan Udara	Menurun	Berhenti menurun	Berubah Sedikit	Mulai naik	Naik/bertambah
Angin	Membelok dengan tajam dari S ke SW				
Temperatur	Bertambah	Bertambah	Tetap	Menurun	Tetap, mungkin menurun bila angin
Awan	Ci,Cs,As,Ns	Ns	St	Cu, Cb	Cu, Cb
Cuaca	Cerah, kemudian terjadi hujan	Sebagian besar hujan atau berhenti sama sekali	Berawan, gerimis	Hail, Rain, petir, badai	Showers
Jarak Tampak	Baik, semakin menurun	Berkurang, kabut frontal	Berkurang, kabut adveksi	Berkurang	Semakin membaik, kecuali terjadi hujan

C. Oklusi

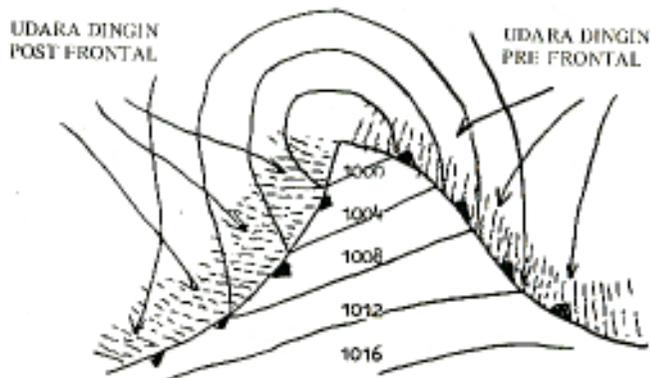
Oklusi terjadi kalau front panas (depresi) daerah Sedang terkejar oleh front dinginnya, sehingga (depresi) daerah Sedang

makin mengecil, dan akhirnya gelombang front yang bersangkutan lenyap sama sekali. Ada tiga macam oklusi, ialah:

1. Oklusi front panas.
 2. Oklusi front dingin, dan
 3. Oklusi tingkat atas.
1. **Oklusi front panas** terjadi kalau udara dingin pre frontal lebih dingin dari pada udara dingin post frontal. Dalam hal ini, maka pada permukaan bumi terbentuk sebuah front baru yang bersifat front panas.
 2. **Oklusi front dingin** terjadi kalau udara dingin post frontal lebih dingin dari pada udara dingin pre frontal. Dalam hal ini maka pada permukaan bumi terbentuk sebuah front baru yang bersifat front dingin.
 3. **Oklusi tingkat atas** terjadi kalau udara dingin pre frontal dan udara dingin post frontal sama dinginnya. Dalam hal ini, pada permukaan bumi tidak terbentuk sebuah front cuaca baru.

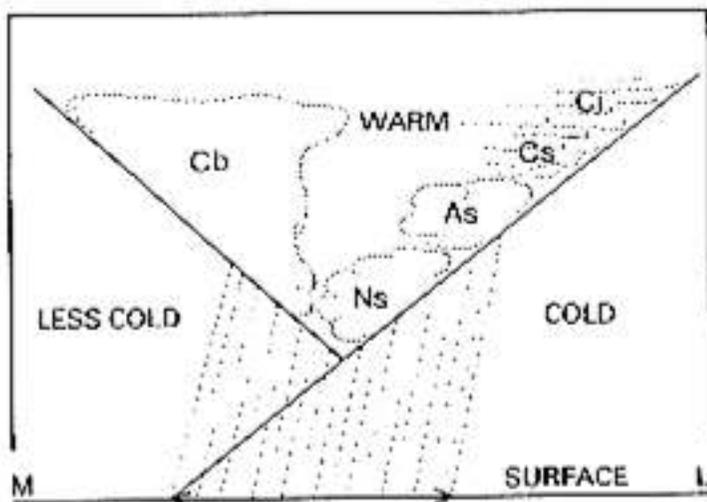
Udara dingin pre frontal adalah udara dingin yang terdapat di depan front panas depresi daerah Sedang.

Udara dingin post frontal adalah udara dingin yang terdapat dibelakang front dingin depresi daerah Sedang.



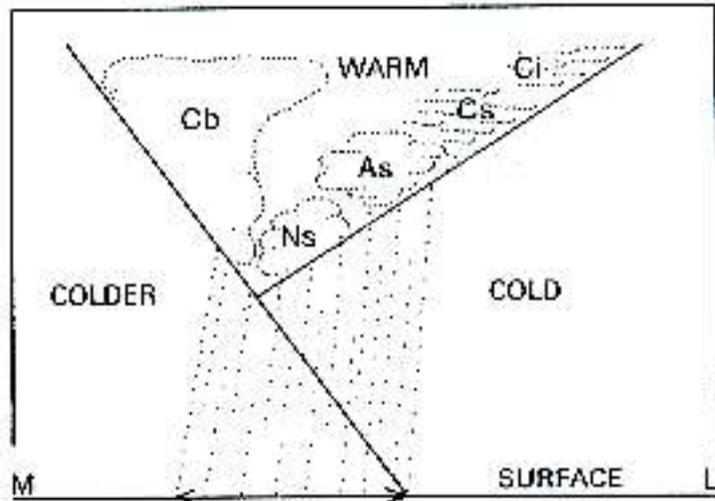
Gambar 63 Proses Oklusi

Pada lukisan berikut digambarkan jika udara dingin pre frontal lebih dingin dari pada udara dingin post frontal, maka pada permukaan bumi akan terbentuk suatu front panas baru. Oklusi sedemikian itu disebut oklusi front panas.



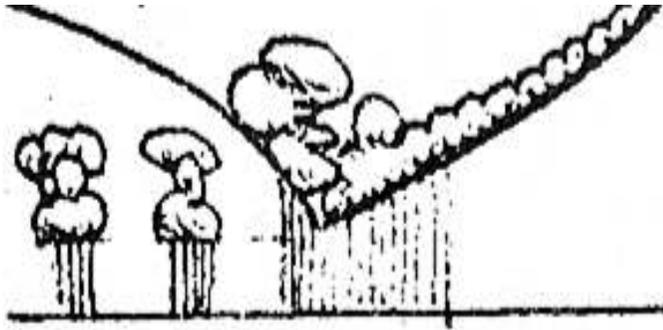
Gambar 64 Oklusi Front Panas

Pada lukisan berikut nampak jika udara dingin post frontal lebih dingin dari pada udara dingin pre frontal, maka pada permukaan bumi akan terbentuk suatu bidang front dingin baru. Oklusi sedemikian itu disebut Oklusi front dingin.



Gambar 65 Oklusi Front Dingin

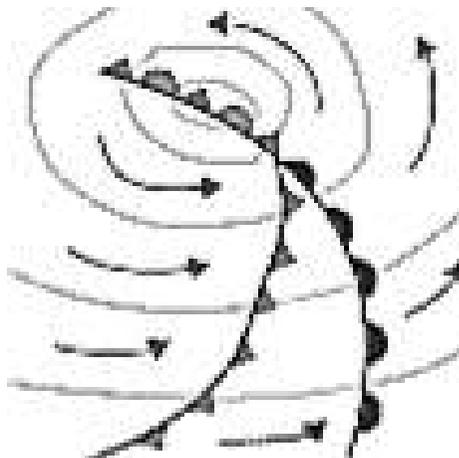
Lukisan c): Kalau udara dingin post frontal dan udara dingin pre frontal sama dinginnya, maka pada permukaan bumi tidak akan terbentuk sebuah front baru. Oklusi itu disebut Oklusi tingkat atas.



Gambar 66 Oklusi Tingkat Atas

Lukisan-lukisan yang tergambar di atas itu adalah penampang-penampang vertikal ketiga macam oklusi.

Di peta cuaca pada umumnya front-front oklusi terletak di dalam sudut yang terbentuk antara garis perpanjangan front dingin dan garis perpanjangan front panas.



Gambar 67 Front Oklusi

D. Rangkuman

Depresi itu ialah suatu daerah dengan tekanan rendah. Depresi yang terdapat di daerah Sedang biasanya disertai dengan sebuah front dingin dan sebuah front panas. Kedua front cuaca tersebut saling bersambung, yang berbentuk seperti sebuah gelombang.

Pembentukan depresi pada mulanya terdapat sebuah front polair stasioner. Pada bidang front yang bersangkutan akan terbentuk gelombang-gelombang pula. Gelombang yang berbentuk pada garis front polair tersebut pada mulanya adalah kecil, akan tetapi makin lama akan bertumbuh menjadi makin besar. Di samping bertumbuh, maka gelombang front tersebut bergeser ke arah Timur; dan dengan bergesernya gelombang front ke arah Timur itu, maka bagian depan gelombang front tersebut menjadi front panas, ialah karena pada bagian depan tersebut udara panas (= udara tropika) menggeserkan udara dingin (udara polair).

Bagian belakang gelombang front tersebut menjadi front dingin oleh karena pada bagian belakang tersebut udara dingin (=udara polair) menggeserkan udara panas (= jenis udara Tropika).

Di samping bertumbuhnya amplitudo gelombang front itu, maka tekanan udara di sekitar puncak gelombang makin menjadi rendah, ialah disebabkan karena pada bidang front panas, udara meluncur ke atas. Dengan menurunnya tekanan udara pada puncak gelombang front tersebut, gradien tekanan udara di sekitar pusat Depresi makin bertambah besar, sehingga kecepatan angin di sekitar pusat Depresi bertambah besar pula.

Pada bidang front Panas terbentuk awan-awan jenis Nimbo Stratus, Alto Stratus, dan Cirro Stratus, yang menimbulkan hujan,

sehingga di depan front panas terdapat cuaca buruk. Hujan yang jatuh di depan garis front panas tersebut adalah hujan merata atau hujan jenis rain. Didepan front panas ini arah angin adalah dari Selatan. Daerah yang terletak di antara garis front panas dan garis front dingin itu disebut sektor panas, oleh karena di dalam sektor ini terdapat jenis udara Tropika yang lebih panas dari pada jenis udara Polair. Di daerah sektor panas tersebut terdapat cuaca cerah, dan arah angin di daerah ini adalah dari Barat Daya.

Di belakang front dingin terbentuk awan-awan Cumulo Nimbus dan Cumulus Congestus yang menimbulkan hujan setempat atau showers, dan arah angin di belakang front dingin ini adalah dari Utara atau dari Barat laut.

E. Soal Latihan

1. Apakah yang dimaksud dengan depresi daerah sedang?
2. Jelaskan dengan berurutan proses terjadinya suatu gelombang front pada suatu depresi daerah sedang.
3. Apakah perbedaan bentuk antara gelombang-gelombang front yang terbentuk di belah bumi Utara dan belahan bumi selatan?
4. Kemanakah arah berjalannya gelombang front?
5. Jelaskan keadaan cuaca pada gelombang front tersebut termasuk juga arah anginnya.
6. Apakah yang dimaksud dengan oklusi dan bagaimanakah terjadinya?
7. Sebutkan macam-macam oklusi dan jelaskan perbedaan-perbedaannya.

BAB X

SIKLON TROPIS

Tujuan Pembelajaran Khusus:

Setelah selesai mengikuti pembelajaran pada Bab ini peserta diklat dapat menjelaskan proses terjadinya siklon tropis, kondisi cuaca sebelum terjadinya siklon tropis, pembentukan dan pergerakan siklon tropis, sektor cuaca pada siklon tropis dan tindakan-tindakan yang harus dilakukan untuk menghindari siklon tropis.

A. Pendahuluan

Siklon tropis dapat didefinisikan sebagai suatu daerah yang sempit dengan tekanan udara yang sangat rendah dikelilingi angin dengan kecepatan yang sangat-tinggi berputar menuju ke arah pusat, dengan putaran berlawanan arah jarum jam untuk belahan bumi utara dan searah jarum jam untuk belahan bumi selatan.

Siklon tropis tersebut sambil berputar dengan putaran sesuai dengan ketentuan tersebut di atas, seluruh rangkaian bergerak dengan kecepatan dan menuju arah tertentu, serta mengakibatkan keadaan cuaca yang sangat buruk dan permukaan laut yang menggunung serta gelombang yang sangat tinggi.

Siklon tropis untuk beberapa daerah mempunyai nama yang berbeda-beda, misalnya:

1. Atlantik Utara dan Pasifik Utara bagian timur serta Pasifik Selatan bagian barat biasa disebut sebagai *Hurricane*.
2. Di Laut Arab, Teluk Benggala dan Pantai India, biasa, disebut sebagai *Cyclone*.
3. Di Laut Cina dan pasifik Utara bagian barat biasa disebut sebagai *Typhon*.
4. Di Barat Laut Australia biasa disebut sebagai *Willy-Willy*.

Nama *Cyclone* berasal dari India karena gulungan spiral angin pada siklon tropis seperti gulungan ular. Kata *Harricane* dipergunakan untuk siklon tropis di Hindia Barat yang berasal dari perbendaharaan kata India Amerika yang berarti "angin besar". Sedang *Typhoon* berasal dari Cina yaitu *tat* - besar dan *fung* - angin. Di samping nama-nama tersebut di atas ada beberapa nama lokal, misalnya "*Baguios*" di kepulauan Philipina dan "*Cordonazos*" di pantai barat Amerika Utara dan lain sebagainya.

Nama ilmiah disebut sebagai "*Tropical Cyclone*" dan di Indonesia umumnya disebut sebagai "Siklon tropis" atau "Taifun".

B. Pembentukan Siklon Tropis

Siklon tropis mulai terbentuk pada permukaan laut/lautan di daerah tropis pada tepian sistem tekanan tinggi sub-tropik pada musim panas dan permulaan musim gugur untuk belahan bumi yang bersangkutan.

Daerah-daerah laut/lautan di dunia di mana dapat terbentuk, tumbuh dan berkembang siklon tropis, di antaranya:

1. Lautan Atlantik Utara bagian barat, termasuk perairan Hindia Barat.
2. Lautan Pasifik Utara bagian tenggara, sebelah barat Meksiko.
3. Lautan Pasifik Utara bagian Barat, termasuk daerah-daerah laut yang terbentang dari Laut Cina Selatan, Philipina sampai Jepang.
4. Laut Arab, teluk Benggala dan pantai-pantai India.
5. Lautan Hindia Selatan, sebelah timur Madagaskar.
6. Lautan pasifik Selatan bagian barat dan perairan sekitar Australia.

Daerah laut/lautan yang paling banyak mengalami siklon tropis adalah Philipina dengan jumlah rata-rata 21 kali setahun, Laut Cina Selatan dengan jumlah rata-rata 20 kali setahun dan selanjutnya.

Lautan Hindia Selatan dengan jumlah rata-rata 9 kali setahun dan akhirnya pantai Barat Amerika Tengah dengan jumlah rata-rata 6 kali setahun.

Tabel 9 Frekuensi Terjadinya Siklon Tropis

Area	Jan.	Feb.	Mar.	Apr.	May	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Oct.	Nov.	Dec.
<i>Northern hemisphere</i>												
N Atlantic Ocean							HURRICANES (8)					
Eastern N Pacific Ocean							HURRICANES (7-8)					
Western N Pacific Ocean							TYPHOONS (22)					
Arabian Sea						CYCLONES (1-2)			CYCLONES (1-2)			
Bay of Bengal						CYCLONES (5-6)						
<i>Southern hemisphere</i>												
Western S Indian Ocean		CYCLONES (6)										
Eastern S Indian Ocean		CYCLONES (1)										
S Pacific Ocean		CYCLONES (2-3)										

Note: Figures in brackets show the average number per month.

Kedaaan atmosfer yang umumnya baik untuk dapat terbentuknya siklon tropis, di antaranya adalah:

1. Daerah di mana pada suatu musim mempunyai temperatur permukaan laut yang terpanas, umumnya terjadi pada barat dari lautan di daerah tropik pada musim panas dan permulaan musim gugur.
2. Daerah di mana udara di atasnya merupakan udara tropis sangat basah dan labil sampai lapisan atmosfer yang cukup

tinggi, hal tersebut umumnya terdapat pada daerah dengan temperatur permukaan air laut yang tinggi.

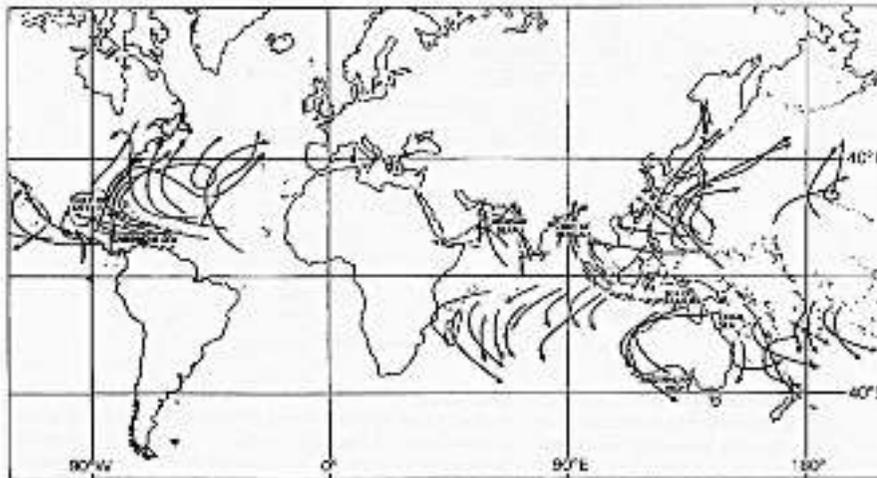
3. Daerah di mana variasi keadaan angin dengan perubahan tinggi relatif kecil di seluruh lapisan troposfer bagian bawah.
4. Daerah di mana sebelumnya terjadi pusaran-pusaran angin yang lemah (misalnya *tropical disturbance*, *tropical depression*). Hal tersebut merupakan keadaan utama untuk terbentuknya siklon tropis, yang merupakan sebagai sirkulasi tertutup.
5. Daerah di mana terjadi gangguan pada angin pasat timur, di mana arus angin membelok, misalnya belokan arah arus angin yang dapat menyebabkan terjadinya tekanan rendah.

Siklon tropis umumnya terbentuk pada daerah dengan temperatur permukaan air laut yang tinggi, karena sebagian besar energi dari siklon tropis didapat dari panas *latent* yang keluar karena terjadinya kondensasi uap air di udara. Sehubungan dengan aliran udara naik dan terbentuknya awan-awan dalam siklon tropis. Penyediaan uap air yang sangat besar hanya terdapat di atas permukaan air laut, dengan temperatur yang tinggi.

Hal tersebut diperkuat oleh suatu kenyataan bahwa:

1. Sebuah siklon tropis yang meninggalkan laut/lautan dan bergerak di atas daratan, segera intensitasnya akan menurun sangat drastis dan juga siklon tropis tidak pernah terjadi mulai tumbuh di atas daratan yang luas.
2. Di daerah tropik Lautan Atlantik Selatan tidak pernah terbentuk siklon tropis, karena temperatur permukaan air laut di daerah tersebut relatif dingin. Keadaan permukaan air laut

yang relatif dingin di daerah tersebut disebabkan daerah *trough* ekuator atau daerah doldrum tidak pernah dapat mencapai daerah tersebut.



Gambar 68 Distribusi dan Track dari Siklon Tropis

C. Bentuk dan Luas Siklon Tropis

Sampai sejauh 200 sd 300 mile dari pusat sebuah siklon tropis, biasanya isobar-isobar berbentuk elips, dengan poros panjang kurang lebih satu setengah kali lebih panjang dari poros pendeknya. Poros panjang tersebut dapat membentuk segala macam sudut dengan arah pergeseran siklon tropis yang bersangkutan.

Jarak antara isobar-isobar sebuah' siklon tropis tersebut makin mendekati pusatnya makin kecil, yang berarti bahwa nilai gradien tekanan udaranya makin mendekati pusatnya makin menjadi besar. Pertambahan nilai gradien tekanan udara mulai dari

pinggiran sebuah siklon tropis umumnya tidaklah terlalu menyolok, akan tetapi mendekati pusatnya pertambahan nilai gradien tekanan udaranya makin besar, sehingga di pusat sebuah siklon tropis kadang-kadang dapat mencapai 20 milibar atau lebih. Dengan demikian garis grafik tekanan udara yang tercatat pada barograaf menunjukkan garis grafik yang menurun makin curam apabila mendekati pusat siklon tropis.

Dengan makin membesarnya nilai gradien tekanan udara ke arah pusat siklon tropis tersebut, maka kecepatan angin mendekati pusat siklon tropis makin besar,

Luas daerah siklon tropis adalah berbeda-beda satu dengan yang lain. Kadang-kadang luas sebuah siklon tropis hanya beberapa puluh mile laut atau kurang dari 100 mile laut, tetapi kadang-kadang dapat juga dijumpai siklon tropis yang mencapai luas daerah badai sebesar 500 mile laut atau lebih garis tengahnya, tetapi umumnya tidak lebih dari 500 s.d. 600 mile laut garis tengahnya.

D. Gerakan Sebuah Siklon Tropis

Sebuah siklon tropis umumnya berasal dari daerah antara 8° – 20° dari ekuator dan bergerak ke arah barat. Siklon tropis tidak pernah berasal dari daerah kurang 5° dari ekuator, karena **gaya Corioli** yang di antaranya merupakan fungsi dari lintang tempat untuk daerah tersebut sangat kecil, bahkan di atas ekuator sama dengan nol, untuk dapat membentuk pusaran siklon tropis. Jika pada suatu daerah dekat ekuator terjadi tekanan udara yang rendah, maka udara dari segala jurusan akan mengalir ke daerah

tersebut dengan tidak disimpangkan dan hanya dipengaruhi pada nilai gradien tekanan udaranya..

Pada lintang yang lebih tinggi dari 5° dari ekuator, maka makin tinggi lintang suatu tempat aliran udara yang datang sedikit demi sedikit mulai makin disimpangkan arahnya ke kanan di belahan bumi utara dan ke kiri di belahan bumi selatan, sehingga mencegah terjadinya pengisian tekanan udara rendah yang terjadi dan terjadilah pusaran angin

Pada umumnya lintasan siklon tropis berbentuk parabola mengelilingi daerah tekanan udara tinggi tetap di atas lautan. Siklon tropis setelah terbentuk akan bergerak ke arah barat di sebelah atau di antara ekuator dan sistem tekanan udara tinggi dalam perkembangannya ke arah kutub. Jika bagian barat dari sistem tekanan udara tinggi yang dikelilingi tersebut telah tercapai, siklon tropis tersebut umumnya cenderung sedikit demi sedikit bergerak ke arah kutub dan akhirnya membelok ke arah timur. Tempat di mana siklon tropis yang semula bergerak ke arah barat dan kemudian berubah ke arah timur disebut sebagai "*point of recurvature*".

Dengan demikian siklon tropis di belahan bumi utara umumnya bergerak mula-mula perlahan ke arah barat, barat laut, utara dan akhirnya ke arah timur laut, Sedang di belahan bumi selatan mula-mula bergerak ke arah barat, barat daya, selatan dan akhirnya ke arah tenggara.

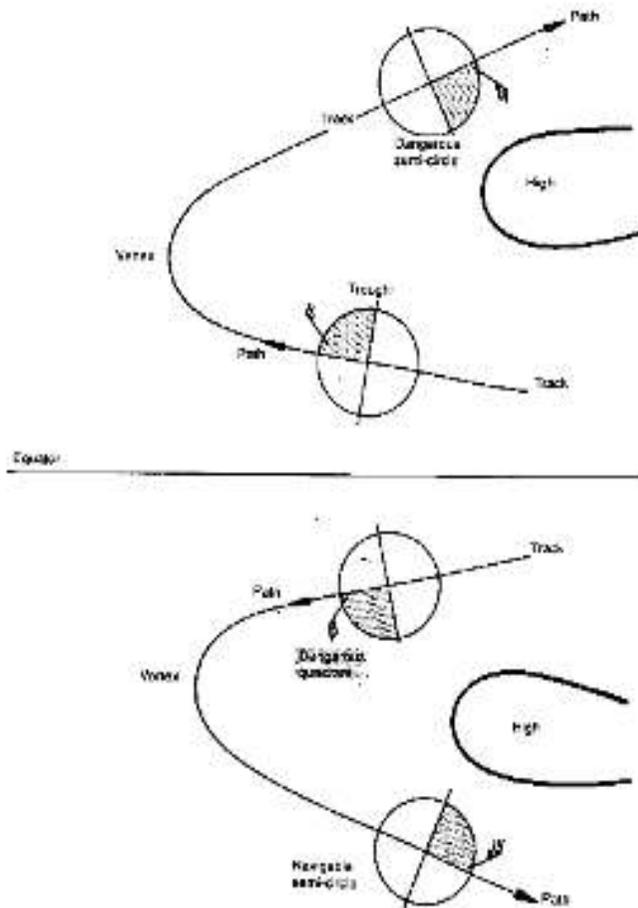
Rata-rata pergerakan pusat sebuah siklon tropis umumnya kurang dari 15 *knots* kecepatannya, di mana lebih lambat dari pergerakan sebuah depresi daerah sedang atau depresi polar dan

sesudah membelok dan menuju ke arah timur laut, mulai bergerak lebih cepat dan dapat mencapai 23 s/d 30 *knots* atau lebih. Sesudah mencapai daerah Sedang, kebanyakan siklon tropis akan lenyap dan/atau bergabung dengan depresi daerah sedang yang umumnya lebih besar.

Intensitas siklon tropis umumnya akan menurun setelah mencapai daerah lintang yang tinggi terutama setelah membelok ke arah timur laut.

Beberapa istilah yang dipergunakan untuk menggambarkan pergerakan siklon tropis, sebagai berikut:

1. *Path*, yaitu arah pergerakan dari siklon tropis
2. *Track*, yaitu area yang dilewati oleh pusat siklon tropis
3. *Storm Field*, yaitu wilayah mendatar yang terkena keadaan *cyclonic* dari siklon tropis
4. *Source Region*, yaitu daerah di mana *cyclon* tropis pertama kali mulai terbentuk.



Gambar 69 Pergerakan Siklon Tropis

E. Penurunan Intensitas Siklon Tropis

Penurunan intensitas siklon tropis tersebut akan sangat drastis terjadi, apabila siklon tropis tersebut bergerak memasuki daratan.

Hal tersebut disebabkan di antaranya oleh karena:

1. Kurangnya uap air yang dibutuhkan siklon tropis untuk penambahan energi, dengan penyediaan panas *latent* sehubungan terjadinya kondensasi uap air di udara dalam pembentukan awan.
2. Hilangnya energi kinetik yang disebabkan oleh gesekan udara yang bergerak dengan permukaan bumi yang umumnya tidak rata.

Pada umumnya siklon tropis akan bergeser mengikuti isobar-isobar di tepian system tekanan tinggi sub-tropis dengan kecepatan sebagai berikut:

1. Di sekitar lintang 10° dengan kecepatan sekitar 5 *knots*.
2. Di sekitar lintang 20° dengan kecepatan sekitar 10 *knots*,
3. Di sekitar lintang 30° dengan kecepatan sekitar 15 *knots*.

F. Keadaan Cuaca dan Permukaan Laut

Di sekitar pusat sebuah siklon tropis angin bertiup dengan kecepatan yang sangat tinggi, umumnya melebihi 100 *knots*, sedang pada pusat siklon tropis sendiri terdapat daerah dengan cuaca cerah atau kadang-kadang dengan sedikit awan rendah dan dengan angin yang teduh. Daerah "tersebut umumnya disebut sebagai "*eyes of the storm*" atau "Vortex" dengan permukaan laut di bawahnya yang menggunung serta dibarengi suara yang gemuruh

Pada permulaannya luas *eyes of the storm* tersebut hanya satu sampai dua mil garis tengahnya, tetapi luasnya makin membesar apabila siklon tropis yang bersangkutan mencapai lintang-lintang yang lebih tinggi. Pada lintang 20° luas daerah vortex

tersebut mencapai garis tengah 12 sampai 15 mile. Pada lintang yang lebih tinggi lagi umumnya dapat mencapai garis tengah 30 sampai 40 mile atau lebih.

Di sekitar siklon tropis di luar daerah vortex terdapat banyak awan-awan terutama awan Comulo-Nimbus dan awan Nimbo-Stratus serta awan-awan lainnya. Awan-awan tersebut kadang-kadang tampak sampai jarak 200 mile dari pusat siklon tropis bersangkutan.

Keadaan cuaca yang diakibatkan oleh awan-awan tersebut, umumnya di antaranya, ialah:

1. Hujan yang sangat lebat (*showers*) disertai angin yang berkecepatan sangat tinggi
2. Permukaan laut yang bergelombang sangat besar,
3. *Thunderstorm* dan *squall* serta lain sebagainya.

Keadaan permukaan laut di bawah pusat sebuah siklon tropis menggunung dan lebih tinggi dari sekitarnya, yang disebut sebagai "gelombang pasang siklon tropis".

Gelombang pasang siklon tropis tersebut terjadi karena:

1. Air permukaan laut dari sekitarnya yang terkumpul ke arah pusat siklon tropis oleh angin yang mengalir dan menyeret air dan menyeret air laut dari segala jurusan dan menuju ke arah pusat siklon tropis.
2. Di samping tekanan udara yang sangat rendah di pusat siklon tropis sehingga permukaan air laut tersedot naik ke atas.

Pada pusat siklon tropis gelombang pasang siklon tropis yang terjadi tersebut turut bergeser dengan pusat siklon tropis yang

bersangkutan, tetapi sewaktu-waktu dapat melepaskan diri dari siklon tropis yang bersangkutan, apabila gelombang pasang siklon tropis tersebut mencapai pantai, sehingga akan dapat menimbulkan bencana, lebih-lebih kalau gelombang pasang siklon tropis tersebut memasuki teluk yang berbentuk huruf V di mana akari dapat menimbulkan bencana yang sangat dahsyat.

Hujan lebat yang disertai petir dan guntur tersebut mengikuti pergerakan pusat siklon tropis yang bersangkutan. Hujan umumnya dimulai pada jarak kurang lebih 100 s.d. 150 mile dari pusatnya, tetapi hal ini dapat berbeda-beda pada beberapa siklon tropis. Selama hujan langit tertutup awan yang sangat tebal pemandangan dan temperatur udara sangat menurun. Di daerah vortex di pusat siklon tropis awan berkurang bahkan dapat cerah, hujan pun berhenti, temperatur naik dan pemandangan bertambah. Setelah pusat siklon tropis tersebut lewat, langit kembali lagi tertutup awan tebal, hujan pun kembali sangat lebat seperti keadaan sebelum mencapai pusat siklon tropis.

Keadaan cuaca sebelum pusat siklon tropis lewat

Datang *swell* yang panjang namun umumnya masih rendah, tekanan udara turun 3 mb di bawah harga normalnya dan variasi tekanan udara harian berhenti, kadang-kadang *visibility* berkurang, awan Cirrus yang luas dengan matahari terbit atau terbenam yang menyeramkan, angin dan keadaan laut makin bertambah, tekanan udara turun lebih cepat, awan makin tebal, *squall* mulai sering dan dahsyat, hujan sangat deras dan langit tertutup awan-awan

Cumulo-Nimbus, angin dan keadaan laut terus bertambah tinggi, *visibility* turun sampai nol.

Keadaan cuaca sesudah pusat siklon tropis

Angin dan keadaan laut menurun, mula-mula pelan, hujan berkurang, awan yang menutupi langit menipis, tekanan udara naik dengan cepat, kemudian lambat dan mulai mengikuti variasi hariannya dan rata-ratanya tinggi serta *swell* menurun.

Bagi kapal-kapal laut yang berada pada jalur siklon tropis perlu diingatkan bahwa sesudah daerah vortex lewat akan mendapatkan angin yang bertiup sangat kuat dengan arah yang berlawanan dengan arah angin sebelum daerah vortex tersebut lewat.

Pada siklon tropis yang kuat rata-rata angin mencapai skala Beaufort 12 pada jarak 35 mil dari pusatnya dan skala beaufort 11 pada jarak 50 mile dari pusatnya, serta berangsur-angsur menurun ke arah luar sampai mencapai skala Beaufort 6 pada jarak 150 s/d 200 mile dari pusatnya.

Pada beberapa siklon tropis tekanan udara di pusatnya mencapai sekitar 960 millibar, tetapi tekanan udara yang lebih rendah yang pernah diamati adalah 914,6 millibar pada tanggal 5 Nopember 1932 diamati oleh kapal S S Phemius di laut Karabia. Pengamatan tekanan udara di pusat sebuah siklon tropis di atas laut sangat sedikit, karena umumnya kapal-kapal "bahkan akan berusaha menghindarkan diri dari pusat siklon tropis, se-dang di atas daratan siklon tropis sangat drastis intensitasnya menurun.

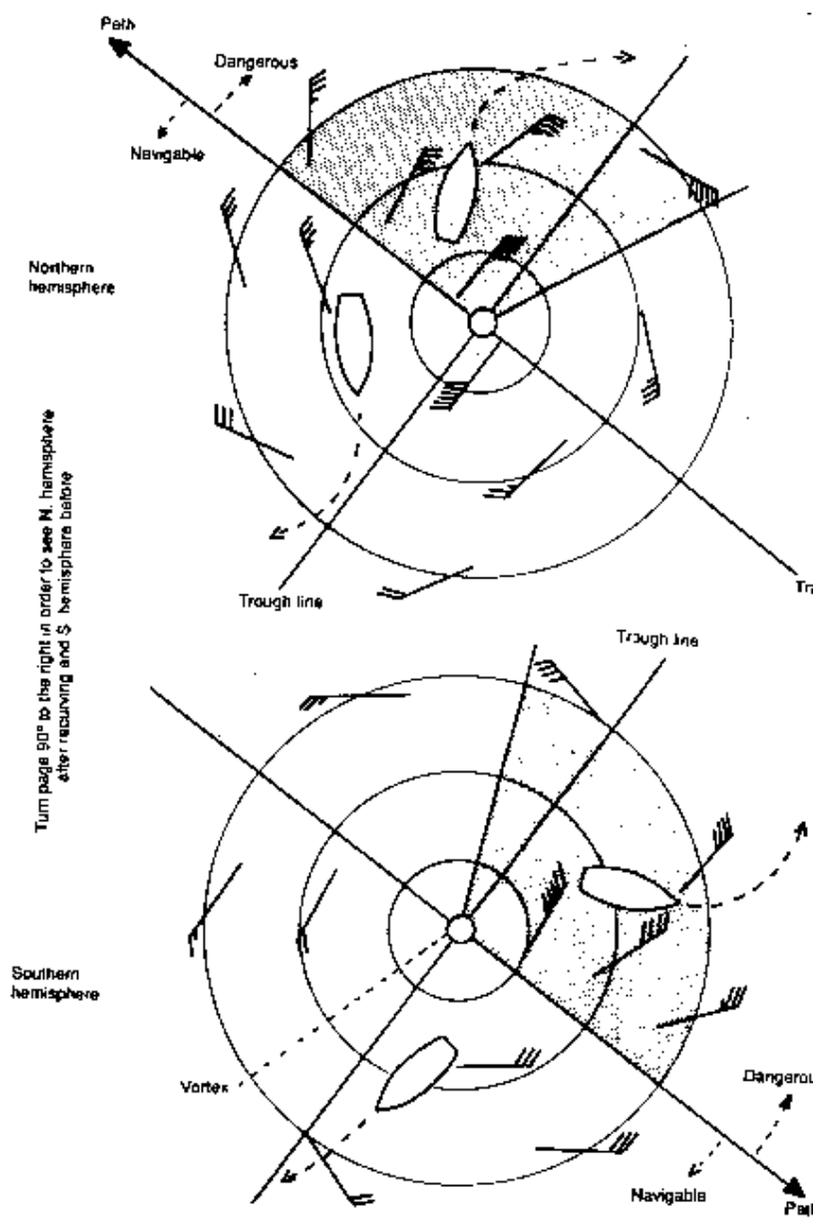
Mendahului datangnya sebuah siklon tropis ke arah pantai kadang-kadang didahului dengan gelombang pasang badai. Air laut mulai naik di pantai mendahului datangnya siklon tropis, satu atau dua hari sebelum siklon tropis itu sendiri datang.

Di tengah laut angin di daerah siklon tropis menimbulkan gelombang yang sangat tinggi dan panjang tergantung oleh lamanya pengaruh dengan arah yang sama dan kecepatan angin yang bersangkutan. Gelombang tersebut meliputi di seluruh daerah siklon tropis dan kemudian keluar mendahului siklon tropis yang bersangkutan sebagai *swell* atau alun.

Permukaan air laut mulai naik ke pantai, tatkala siklon tropis yang bersangkutan masih pada jarak 300 s.d. 500 mil jauhnya dari pantai, dan keadaan permukaan air laut terus naik sampai siklon tropis yang bersangkutan melewati pantai atau membelok dan menjauhi pantai. Air laut naik di pantai bervariasi antara 3 s.d. 5 meter dari keadaan normal.

G. Sektor Dangerous Semi Circle dan Navigable Semi Circle

Berdasarkan kenyataan semua sektor siklon tropis adalah bercuaca sangat buruk dan sangat berbahaya, akan tetapi dalam navigasi laut ada sektor yang disebut sebagai *sector dangerous semi circle* dan sektor *navigable semi circle*.



Gambar 70 Sektor Dangerous Semi Circle dan Navigable Semi Circle

Yang dimaksud dengan **sektor *dangerous semi circle*** sebuah siklon tropis adalah setengah lingkaran pada siklon tropis di mana kapal-kapal yang sudah berada di dalam sektor tersebut umumnya sulit untuk dapat melarikan diri dari pusat siklon tropis, sedang yang dimaksud dengan **sektor *Navigable semi circle*** adalah setengah lingkaran pada siklon tropis, di mana kapal-kapal yang sudah berada di dalam sektor tersebut masih memungkinkan untuk dapat melarikan diri dari pusat siklon tropis yang bersangkutan.

"Jika kita menghadap ke arah pergeseran sebuah siklon tropis untuk belahan bumi utara yang merupakan sektor *dangerous semi circle* adalah *right-hand semi circle*, sedang untuk belahan bumi selatan yang merupakan *sector dangerous semi circle* adalah *left-hand semi circle*.

Jika sebuah kapal terperangkap di sektor *dangerous semi circle* akan sulit untuk dapat keluar menghindarkan diri, karena untuk dapat melarikan diri keluar dari bahaya harus menghadapi angin yang sangat kencang dari arah lambung kanan depan, sedang pada sektor *navigable semi circle* masih memungkinkan untuk keluar menghindarkan diri dari bahaya mendapat dorongan angin kencang dari arah lambung kanan belakang untuk belahan bumi utara dan untuk belahan bumi selatan sebaliknya.

Di samping hal tersebut pada sektor *dangerous semi circle* kecepatan angin yang terasa di atas kapal adalah kecepatan angin sebenarnya di sekitar pusat siklon tropis ditambah dengan kecepatan pergerakan/pergeseran siklon tropis yang bersangkutan, sedang pada sektor *navigable semi circle* kecepatan angin yang terasa di atas kapal adalah kecepatan angin sebenarnya di sekitar

pusat siklon tropis dikurangi kecepatan pergeseran siklon tropis yang bersangkutan.

H. Daerah Bebas Siklon Tropis

Di sekitar dan sepanjang ekuator terdapat daerah di mana daerah tersebut bebas dari bahaya siklon tropis. Luas daerah bebas siklon tropis tersebut adalah daerah di sekitar ekuator antara lintang 8° utara dan lintang 8° selatan. Akan tetapi luas daerah "bebas siklon tropis tersebut tidak sama lebarnya di sepanjang ekuator, melainkan ada pada beberapa tempat-tempat terdapat daerah-daerah sekitar ekuator di mana daerah bebas siklon tropis tersebut sangat luas, misalnya di lautan Atlantik.

Di daerah-daerah sekitar ekuator tidak dapat terbentuk siklon tropis, karena di daerah-daerah sekitar ekuator tersebut mempunyai nilai gaya Corioli yang kecil bahkan tepat di atas ekuator nilai gaya Corioli sama dengan nol. Dengan demikian sistem tekanan rendah di daerah-daerah dekat ekuator dapat segera terisi atau dinetralisasi secara cepat dengan datangnya angin dari segala jurusan langsung ke pusat tekanan rendah yang bersangkutan tanpa adanya penyimpangan ataupun penyimpangan sangat kecil, sehingga tidak cukup kuat untuk menimbulkan pusaran. Untuk daerah-daerah 8° lintang utara dan selatan ke atas, gaya Corioli sedikit demi sedikit makin besar, sehingga penyimpangan juga sedikit demi sedikit makin besar, yang akan mencegah aliran udara atau angin langsung ke pusat tekanan rendah, melainkan aliran udara menyimpang ke kanan di belahan bumi utara dan ke kiri di belahan bumi selatan, sehingga akan terjadi pusaran angin.

Berbeda dengan depresi daerah sedang yang dapat terjadi di atas lautan maupun di atas daratan, maka siklon tropis hanya dapat terjadi di atas lautan. Hal tersebut disebabkan karena di atas daratan gesekan antara udara yang bergerak dengan permukaan bumi di bawahnya lebih besar dari pada di atas permukaan laut, sehingga sistem-sistem tekanan rendah di atas daratan dapat diisi atau di netralisasi dengan segera, karena angin di atas daratan bertiup dari tekanan tinggi ke tekanan udara rendah memotong garis-garis isobar dengan sudut yang lebih besar dari pada di atas lautan atau dengan kata lain penyimpangan arus angin di atas daratan juga kecil.

I. Memperkirakan Posisi Pusat Siklon Tropis

Untuk mengetahui/memperkirakan posisi pusat siklon tropis yang bersangkutan dari arah kapal

1. Dengan menggunakan hukum Buys Ballot:

Jika kita menghadap ke arah angin, maka daerah tekanan rendah berada di sebelah kanan depan untuk belahan bumi utara dan di sebelah kiri depan untuk belahan bumi selatan.

Untuk memperkirakan jarak dari pusat siklon tropis tergantung oleh beberapa faktor, sehingga tidak mungkin dapat memperkirakan tanpa adanya informasi dari lain sumber, salah satu di antaranya adalah tekanan udara dan kekuatan angin, misalnya apabila barometer menunjukkan penurunan 5 mb di bawah normal, maka pusat siklon tropis diperkirakan berada pada jarak tidak lebih dari 200 mile jika kekuatan angin pada skala Beaufort 6, tetapi jika

kekuatan angin pada skala Beaufort 8 jarak pusat siklon tropis diperkirakan berada di sekitar 100 mil.

2. Menentukan posisi kapal pada setengah lingkaran siklon tropis

Untuk menentukan kapal berada pada setengah lingkaran mana dapat dipergunakan perubahan arah angin yang terjadi di atas kapal, apakah perubahan arah angin secara *veering* atau secara *backing* ataupun tetap,

- a. Jika perubahan arah angin secara *veering* kapal berada pada *right-hand semi circle* sebuah siklon tropis.
- b. Jika perubahan arah angin secara *backing* kapal berada pada *left-hand semi circle* sebuah siklon tropis.
- c. Jika arah angin tetap tidak berubah kapal berada pada lintasan siklon tropis yang bersangkutan.

Dengan demikian maka:

1. Untuk di belahan bumi Utara

Jika angin berubah secara *veering*, maka kapal berada pada *right-hand semi circle* yang berarti kapal berada pada sektor *dangerous semi circle*. Jika angin berubah secara *backing*, maka kapal berada pada *left hand semi circle* yang berarti kapal berada pada sektor *navigable semi circle*

2. Untuk di belahan bumi selatan

Jika angin berubah secara *veering*, maka kapal berada pada *right-hand semi circle* yang berarti kapal berada pada sektor *navigable semi circle*. Jika angin berubah secara *backing*, maka

kapal berada pada *left-hand semi circle* yang berarti kapal berada pada sektor *dangerous semi circle*.

Untuk memplot kemungkinan lintasan siklon tropis bersangkutan diperlukan informasi dari sumber-sumber lain, misalnya informasi dari dinas meteorologi dan informasi dari kapal-kapal lain.

TAMBAHAN

Hal yang sangat penting ialah menghindari kapal berada pada radius 50 mile atau kurang dari pusat siklon tropis. Lebih baik lagi jika dapat mempertahankan kapal berada di luar radius 200 mile atau lebih, karena pada jarak ini, angin umumnya tidak lebih dari skala Beaufort 7.

J. Soal Latihan

1.
 - a. Di mana dan pada musim apa pada umumnya siklon tropis mulai tumbuh dan berkembang.
 - b. Keadaan atmosfer yang bagaimana yang umumnya baik untuk dapat terbentuk siklon tropis

2.
 - a. Sebutkan keenam daerah-daerah perairan laut/lautan di dunia, di mana biasanya dapat terbentuk dan tumbuh siklon tropis dan jelaskan pula di mana yang paling sering terbentuk siklon tropis serta berapa rata-rata setiap tahunnya.

- b. Jelaskan mengapa siklon tropis umumnya terbentuk pada daerah laut dengan temperatur permukaan air laut yang tinggi.
3. a. Jelaskan mengapa sebuah siklon tropis yang meninggalkan laut/lautan dan bergerak di atas daratan intensitasnya menurun dengan sangat drastis.
- b. Jelaskan pula mengapa berdasarkan kenyataan siklon tropis tidak pernah terbentuk di daerah tropis di lautan Atlantik.
4. a. Jelaskan yang dimaksud masing-masing, dengan sektor *dangerous semi circle* dan sektor *navigable semi circle* sebuah siklon tropis.
- b. Gambarkan isobar-isobar dan arah arus angin di sekitar pusat sebuah siklon tropis di belahan bumi utara dan di belahan bumi selatan serta berikan arah panah pergeseran masing-masing. Kemudian pada masing-masing gambar tersebut tentukan/berikan tanda di mana sektor *dangerous semi circle* dan sektor *navigable semi circle*.
5. a. Jelaskan mengapa *sector dangerous semi circle* dianggap sebagai sektor yang sangat berbahaya dibandingkan dengan *sector navigable semi circle*.
- b. Bagaimana cara untuk dapat menentukan bahwa kapal berada pada sektor *dangerous semi circle* atau sektor *navigable semi circle*, masing-masing apabila kapal berada

pada belahan bumi utara dan apabila kapal berada pada belahan bumi selatan

6.
 - a. Jelaskan di mana yang disebut sebagai daerah bebas siklon tropis dan jelaskan pula mengapa daerah tersebut dapat terbebas dari bahaya siklon tropis.
 - b. Apakah yang dimaksud dengan gelombang pasang siklon tropis dan jelaskan pula mengapa gelombang pasang siklon tropis tersebut dapat terbentuk.

7.
 - a. Tindakan apakah yang perlu segera dilakukan jika awak kapal mengetahui adanya atau tumbuhnya sebuah siklon tropis di dekat posisi kapal
 - b. Apakah yang perlu dilakukan awak kapal untuk dapat menempatkan kapal pada posisi yang relatif aman jika diketahui kapal berada di dekat sebuah siklon tropis di mana posisi serta lintasan pergerakan pusat siklon tropis tersebut belum diketahui.

8.
 - a. Sebutkan dan jelaskan masing-masing unsur yang dapat digunakan sebagai tanda adanya atau mendekatnya sebuah siklon tropis di sekitar kapal
 - b. Jika barometer di atas kapal menunjukkan penurunan 5 mb sedang angin di atas kapal dirasakan berkekuatan beaufort 8 berapakah kira-kira jarak pusat siklon tropis dari posisi kapal.

9.
 - a. Sebutkan arah lintasan pergeseran pada umumnya dari sebuah siklon tropis setelah terbentuk masing-masing untuk di belahan bumi utara dan di belahan bumi selatan
 - b. Jelaskan apakah artinya jika jarak garis-garis isobar mendekati pusat sebuah siklon tropis makin rapat.

10.
 - a. Jelaskan bagaimana keadaan cuaca pada umumnya yang terjadi di sekitar pusat sebuah siklon tropis
 - b. Jelaskan apakah yang dimaksud dengan mata badai atau *eyes of the storm* sebuah siklon tropis serta jelaskan pula luas pada umumnya

11.
 - a. Jelaskan bagaimana keadaan cuaca secara singkat sebelum dan sesudah pusat sebuah siklon tropis lewat
 - b. Jelaskan mengapa sebuah siklon tropis hanya mungkin dapat tumbuh dan berkembang pada daerah-daerah lintang 8° ke atas dan tidak mungkin tumbuh dan berkembang pada lintang kurang dari 5° ke bawah.

BAB XI

PENGAMATAN CUACA

A. Peta *Synoptic*

Sebagai tambahan dari kapal yang mengamati cuaca yang ditempatkan secara tetap pada posisi tertentu di Atlantik Utara, terdapat kapal-kapal niaga yang mengamati dan memberitakan lewat radio informasi tentang cuaca setiap enam jam sekali. Dari informasi tersebut dan dari informasi yang diberikan oleh stasiun pantai di seluruh belahan bumi Utara maka dinas meteorologi dapat mempersiapkan peta cuaca.

Informasi yang diberikan oleh kapal yang mengamati cuaca adalah posisi mereka, arah dan kecepatan angin, tekanan dan temperatur udara, jumlah dan tipe awan, jarak tampak dan keadaan cuaca saat ini dan sebelumnya.

Kapal-kapal yang terpilih juga memberikan informasi lewat radio mengenai temperatur laut, temperatur titik beku, gelombang serta haluan dan kecepatan kapal. Informasi yang disampaikan lewat radio disampaikan dalam bahasa kode dengan *form* yang diberikan dalam "*Decode for Use of Shipping*" (Met.0.509) yang memberikan referensi secara detail dalam berita cuaca.

Perkiraan cuaca untuk pelayaran disiarkan oleh BBC pada program gelombang 1500 meter. Area yang diamati terbentang ke arah timur dari bujur 40° W dan antara lintang 35° N dan 60° N, dan

area di sekitar kepulauan Inggris lebih kecil dibanding di lautan Atlantik.

Buletin Cuaca untuk pelayaran daerah Atlantik dari “Bracknell Weather” kepada “All Ship” dipancarkan dari Portishead Radio. Berita ini terdiri atas 6 bagian, Bagian I, II, dan III terdiri atas peringatan adanya badai, ikhtisar dari kondisi cuaca dan perkiraan cuaca untuk area dari 35° N ke 65° N antara 15° W ke 40° W. Berita ini disampaikan dalam bahasa biasa dan dipancarkan pada jam 09.30 dan 21.30 GMT.

Bagian V dan VI juga dipancarkan pada jam 09.30 dan 21.30 GMT yang terdiri atas kapal tertentu dan laporan dari darat. Berita ini diberikan dalam bahasa kode dan di samping posisi kapal dan nomor identifikasi dari stasiun juga diberikan informasi sebagai berikut, arah dan kecepatan angin dalam knot, tekanan barometer udara, temperatur udara, jumlah awan, jarak tampak, dan kondisi cuaca saat ini dan sebelumnya. Informasi ini dapat dilukis dengan menggunakan simbol sebagai berikut:

<p>Cloud amount (oktas)</p> <ul style="list-style-type: none"> ○ 0 (no cloud) ◐ 1 or less ◑ 2 ◒ 3 ◓ 4 ◔ 5 ◕ 6 ◖ 7 or more ◗ 8 (total cloud cover) 	<p>Weather</p> <ul style="list-style-type: none"> = mist ≡ fog ; drizzle > rain and drizzle · rain * rain and snow * snow 	<p>Wind speed</p> <ul style="list-style-type: none"> ⊙ calm ☉ 1-2 knots ☊ 3-7 knots ☋ 8-12 knots ☌ 13-17 knots for each additional half-feather add 5 knots
<p>Air Pressure</p> <p>isobars at 4 mb intervals</p> <p>—1024—</p> <p>H high pressure cell</p> <p>L low pressure cell</p>	<p>Fronts</p> <p>warm</p>  <p>cold</p>  <p>occluded</p> 	<p>Prevailing winds</p> <p>Arrows fly with the wind: the heavier the arrow, the more regular (“constant”) the direction of the wind</p> <p>Temperature</p> <p>05 in degrees Celsius</p>

Gambar 71 Simbol Peta Cuaca

Kecepatan dan arah angin digambarkan dengan garis yang terdapat “bulu” atau anak panah. Arah anak panah menunjukkan arah angin dan kecepatan angin ditunjukkan dengan bulu panjang dan pendek pada bagian belakang. Setiap bulu pendek menunjukkan kecepatan 5 *knots*, dan bulu panjang menunjukkan kecepatan 10 knot. Jadi untuk kecepatan 15 knot digambarkan dengan satu bulu panjang dan satu bulu pendek. Arah bulu selalu mengarah ke arah tekanan rendah sehingga di belahan bumi Utara arah bulu selalu disebelah tangan kanan dari pengamat ketika dia menghadap angin.

Bagian IV dipancarkan pada jam 11.30 GMT yang terdiri dari analisis cuaca. Terdapat informasi yang cukup efektif untuk membuat sebuah peta cuaca. Metform 1258 harus digunakan untuk melukis data yang diberikan sebagai berikut:

- Posisi dari tinggi, rendah atau sistem tekanan yang lain.
- Jenis front dan posisinya
- Posisi dari isobar tertentu

Ketika informasi yang diberikan pada bagian IV, V dan VI dari Buletin cuaca wilayah Atlantik, telah dilukis pada Metform 1258, peta harus dilengkapi dengan melukis pada isobar dengan interval 4 mb antara isobar seperti yang diberikan pada bagian IV.

B. *Facsimile* Peta Cuaca

Kapal-kapal yang dilengkapi dengan *facsimile* peta cuaca dapat menerima *signal* melalui radio yang akan menghasilkan peta cuaca dalam bentuk sama seperti yang dibuat oleh dinas meteorologi. Penggunaan *facsimile* peta cuaca akan

menghilangkan kemungkinan kesalahan dalam pembacaan, menerjemahkan atau melukis informasi cuaca berdasarkan kode yang dikirim seperti halnya yang ada pada buletin Atlantic.



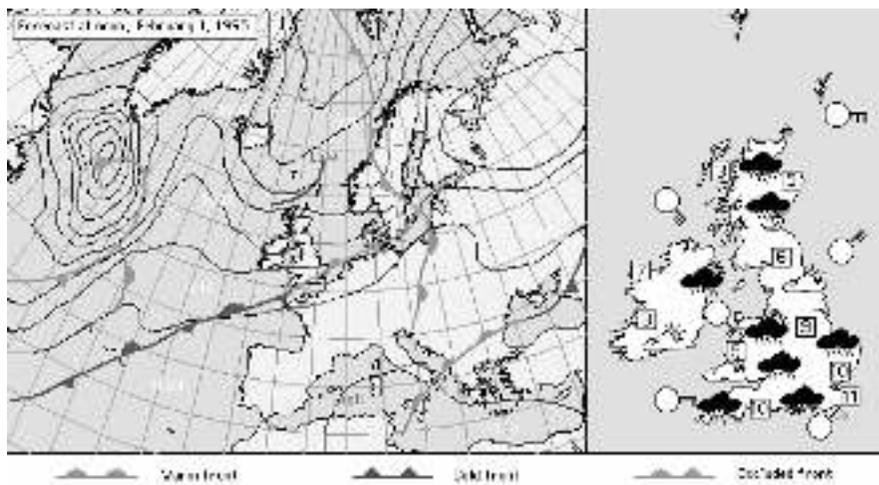
Gambar 72 Weather Facsimile

Perwujudan dari sinyal hitam atau putih yang dibuat pada gulungan kertas setelah melewati marker pen elektronik. Jenis transmisi yang berbeda memerlukan kecepatan gulungan yang berbeda dan agar supaya pencetakan peta dapat berlangsung dengan baik maka pesawat penerima harus tetap berada frekuensi yang tepat dan kecepatan gulungan juga harus sesuai dengan kecepatan pemancaran.

Beberapa titik yang terlalu gelap atau bahkan sangat kabur akan tidak dapat dicetak oleh mesin *facsimile* selama pemancaran

yang berlangsung beberapa menit, dan peta cuaca juga tidak dapat dikembalikan ke mesin. Jika ternyata diperoleh peta yang kabur hasilnya maka peta selanjutnya dapat diperoleh pada pemancaran yang berikutnya.

Penjelasan secara lengkap mengenai jenis dan *type* proyeksi peta, kecepatan gulungan, jenis peta (*surface analysis, surface prognosis*, seperti perkiraan cuaca, analisis gelombang, pengamatan es di permukaan laut, dll). Stasiun pemancar, panjang gelombang dan waktu pemancaran diberikan pada Volume III dari *List of Radio Signal*.



Gambar 73 Peta Cuaca

C. Rute Cuaca

Pelayanan rute cuaca ini diberikan oleh perusahaan swasta di Amerika Serikat dan Dinas Meteorologi Inggris Raya dengan sedikit biaya yang dikenakan dari penggunaan servis ini. Selama

perbandingan jangka pendek sejak diberlakukan ribuan pelayaran melintasi Atlantik Utara telah dilakukan oleh kapal-kapal dengan menggunakan pelayanan ini.

D. Peringatan dan Tanda-Tanda Adanya Siklon Tropis

Peringatan tentang adanya, posisi dan intensitas serta kemungkinan pergerakan dari siklon tropis dapat diperoleh setiap saat dengan radio dari Dinas-dinas Meteorologi atau dari kapal-kapal lain yang dapat mengamati adanya siklon tropis di sekitar posisi kapalnya. Di daerah siklon tropis Dinas Meteorologi dari negara yang bertanggung jawab atau daerah tersebut akan memberikan peringatan kepada kapal-kapal yang berada di daerah tersebut melalui radio, bilamana diketahui adanya atau terbentuknya siklon tropis di daerah yang bersangkutan beserta perkembangannya lebih lanjut, namun demikian perlu diingat bahwa peringatan yang diberikan Dinas Meteorologi sebagian besar berdasarkan pengamatan-pengamatan yang dilakukan dari atas kapal. Karena hal-hal tersebut hendaknya para anak buah kapal berusaha juga untuk mendapatkan informasi mengenai siklon tropis dari hasil-hasil pengamatan sendiri dari atas kapal. Dinas-dinas Meteorologi tidak dapat memberikan informasi yang sebaik-baiknya sebelum menerima berita-berita dari kapal-kapal yang berada di laut/lautan.

Oleh karena itu sangat penting apabila kapal berlayar di daerah siklon tropis pada musim siklon tropis para anak buah kapal bila mengetahui atau menduga adanya atau tumbuhnya siklon tropis di sekitar posisi kapal, hendaklah mengirimkan berita melalui

radio ke stasiun radio pantai yang terdekat serta ke kapal-kapal lain yang berada di sekitar daerah yang bersangkutan dan dengan segera mengusahakan keselamatan kapal sendiri.

1. Keadaan untuk memperkirakan keberadaan siklon tropis

Keadaan di bawah ini dapat membantu para awak kapal untuk memperkirakan keberadaan siklon tropis di sekitar posisi kapal:

- a. Jika kapal sedang berada daerah siklon tropis pada musim tumbuh dan berkembangnya siklon tropis, pembacaan tekanan udara di atas kapal setelah dikoreksi tinggi gravitasi, temperatur dan koreksi indeks, menunjukkan nilai 3 mb atau lebih di bawah tekanan udara normal pada saat yang sama, maka hendaklah para awak kapal waspada dan bersiap-siap. Jika pembacaan tekanan udara jatuh/turun 5 mb atau lebih di bawah normal untuk waktu yang sama, maka tidak diragukan lagi dapat diperkirakan adanya siklon tropis di sekitar posisi kapal, yang dapat diperkirakan kemungkinan tidak lebih dari 200 mile jauhnya dari posisi kapal dan disarankan untuk selanjutnya pembacaan tekanan udara hendaklah dilakukan sesering mungkin.

Jika benar-benar siklon tropis akan lewat dekat dengan posisi kapal, maka pada umumnya ada tiga keadaan tahapan dalam penurunan tekanan udara, sebagai berikut:

- 1) Jika tekanan udara jatuh/turun perlahan-lahan dari variasi hariannya, umumnya posisi kapal berada sejauh 150 s.d. 120 mile dari pusat siklon tropis.

- 2) Jika tekanan udara jatuh/turun sedang dari variasi hariannya, umumnya posisi kapal berada sejauh 120 s.d. 60 mile dari pusat siklon tropis.
 - 3) Jika tekanan udara jatuh/turun dengan cepat dari variasi hariannya, umumnya posisi kapal berada sejauh 60 s.d. 10 mile dari pusat siklon tropis.
- b. Pada musim siklon tropis di mana terjadi perubahan/penyimpangan arah dan kecepatan angin yang sangat besar dari arah dan kecepatan angin yang biasa bertiup di daerah tersebut, dan arah angin berubah-ubah terus baik secara *veering* maupun secara *backing*. Maka tidak diragukan lagi adanya siklon tropis di sekitar posisi kapal.
 - c. Kedatangan siklon tropis umumnya *didahului* oleh hari dengan keadaan yang tidak biasa, di mana visibility sangat kurang terang, udara seakan-akan menyesakkan napas. Keadaan ini kemudian diikuti kedatangan awan Cirrus yang tebal di mana kadang -kadang berbentuk huruf V yang menuju satu titik ke arah pusat siklon tropis.
 - d. Di laut terbuka di mana tidak ada daratan yang menghalangi pada arah kapal dengan pusat siklon tropis, maka datangnya *swell* atau alun dari siklon tropis merupakan tanda adanya atau tumbuhnya siklon tropis di sekitar posisi kapal, di mana *swell* berjalan lebih cepat dari pada siklon tropis yang bersangkutan.

2. Tanda-tanda mendekatnya siklon tropis

Dengan demikian ada 4 (empat) unsur-unsur yang dapat digunakan sebagai tanda adanya atau mendekatnya siklon tropis di sekitar posisi kapal, ialah:

a. Tekanan udara.

Di daerah tropis dalam keadaan biasa atau normal tekanan udara tidak pernah menyimpang jauh di bawah dari nilai rata-rata variasi hariannya untuk daerah di mana kapal yang bersangkutan berada. Dengan demikian maka terjadi penyimpangan penurunan tekanan udara yang sangat drastis jauh di bawah nilai normalnya, maka hal tersebut dapat digunakan sebagai tanda adanya atau mendekatnya sebuah siklon tropis di sekitar posisi kapal.

b. Angin

Bila terjadi penyimpangan arah dan kecepatan angin dari arah dan kecepatan angin yang biasa bertiup di daerah tersebut serta arahnya terus berubah baik berubah secara *veering* maupun berubah secara *backing*, di mana kecepatannya terus bertambah maka hal tersebut dapat digunakan sebagai pertanda adanya atau mendekatnya sebuah siklon tropis di sekitar posisi kapal.

c. *Swell wave* atau alun

Dapat dimengerti bahwa *swell* atau alun yang bersumber pada suatu daerah dengan kecepatan angin yang besar pada pusat siklon tropis berjalan ke segala arah, di mana kecepatan perjalanan *swell* tersebut lebih cepat dari pergeseran siklon tropis yang bersangkutan. Maka

kedatangan *swell* yang makin lama makin besar dapat pula digunakan sebagai pertanda adanya atau mendekatnya sebuah siklon tropis di sekitar kapal.

d. Awan

Awan Cirrus dan Cirrus-Cumulus yang tersusun di pinggiran puncak-puncak awan Cumulonimbus yang terdapat pada siklon tropis akan dapat terlihat lebih dahulu dari jarak yang jauh, sehingga barisan awan Cirrus dan Cirro-Cumulus yang makin padat menuju ke suatu pusat langit, dapat pula menandakan adanya atau mendekatnya sebuah siklon tropis di sekitar posisi kapal.

Tanda-tanda tersebut di atas dapat digunakan sebagai tanda-tanda apabila terjadi secara keseluruhan bukan hanya satu dari tanda-tanda tersebut.

3. Tindakan Yang Perlu Segera Dilakukan

Jika awak kapal mengetahui bahwa di sekitar posisi kapal ada atau tumbuh siklon tropis maka tindakan yang perlu segera dilakukan adalah:

- a. Mengusahakan agar jarak antara kapal dan pusat siklon tropis sejauh mungkin.
- b. Memperingatkan kapal-kapal yang lain yang sedang berada di daerah tersebut dari keadaan bahaya siklon tropis.

Suatu hal yang normal apabila dalam keadaan yang demikian awak kapal akan berusaha untuk menyelamatkan kapalnya, namun demikian diharapkan awak kapal mengirimkan berita cuaca yang singkat tentang hal tersebut untuk memperingatkan kapal-kapal lain

yang mungkin berada di lintasan siklon tropis tersebut, juga kepada penduduk suatu pulau. masyarakat pantai dan proyek-proyek vital lain yang mungkin terancam bahaya siklon tropis tersebut.

Sehubungan dengan hal-hal tersebut di atas diharapkan awak kapal segera mengirimkan berita baik dengan sandi maupun dengan kata-kata mengenai hal tersebut ke stasiun radio pantai yang terdekat dan juga ke semua kapal-kapal yang mungkin berada pada daerah lintasan siklon tropis yang bersangkutan.

Contoh *text* berita di antaranya sebagai berikut:

“Storm, Appearances indicate approach of hurricane 1500 GMT July 10, 12° 22' W 72°36' W, Barometer corrected 994 mb. Wind NE force 8. Frequent rain squalls. Course 038, 10 knots.”

Sepanjang kapal masih dalam pengaruh siklon tropis bersangkutan berita serupa hendaklah dikirimkan setiap tiga jam.

Agar dapat menempatkan kapal pada posisi yang relatif aman, hendaklah para awak kapal:

1. Memperkirakan posisi pusat siklon tropis yang bersangkutan dan berusaha memperkirakan jaraknya dari posisi kapal.
2. Menentukan kemungkinan kapal berada pada sektor mana dari siklon tropis yang bersangkutan.
3. Memplot kemungkinan lintasan pusat siklon tropis yang bersangkutan.

E. Rangkuman

Kapal-kapal niaga dapat ikut berpartisipasi dalam memberikan informasi pembuatan peta cuaca, dengan melakukan pengamatan di atas kapal saat sedang berlayar dan memberitakan

lewat radio informasi tentang cuaca setiap enam jam sekali. Dari informasi tersebut dan dari informasi yang diberikan oleh stasiun pantai di berbagai belahan bumi maka dinas meteorologi dapat mempersiapkan peta cuaca.

Informasi yang diberikan oleh kapal yang mengamati cuaca adalah posisi mereka, arah dan kecepatan angin, tekanan dan temperatur udara, jumlah dan tipe awan, jarak tampak dan keadaan cuaca saat ini dan sebelumnya.

Kapal-kapal yang terpilih juga memberikan informasi lewat radio mengenai temperatur laut, temperatur titik beku, gelombang serta haluan dan kecepatan kapal.

Kapal-kapal yang dilengkapi dengan facsimile peta cuaca dapat menerima signal melalui radio yang akan menghasilkan peta cuaca dalam bentuk sama seperti yang dibuat oleh dinas meteorologi. Penggunaan facsimile peta cuaca akan menghilangkan kemungkinan kesalahan dalam pembacaan, menterjemahkan atau melukis informasi cuaca.

Peringatan tentang adanya, posisi dan intensitas serta kemungkinan pergerakan dari siklon tropis dapat diperoleh setiap saat dengan radio dari Dinas-dinas Meteorologi atau dari kapal-kapal lain yang dapat mengamati adanya siklon tropis di sekitar posisi kapalnya. Namun, kapal juga harus berusaha juga untuk mendapatkan informasi mengenai siklon tropis dari hasil - hasil pengamatan sendiri dari atas kapal. Oleh karena itu sangat penting apabila kapal berlayar di daerah siklon tropis pada musim siklon tropis para anak buah kapal bila mengetahui atau menduga adanya atau tumbuhnya siklon tropis di sekitar posisi kapal, hendaklah

mengirimkan berita melalui radio ke stasiun radio pantai yang terdekat serta ke kapal-kapal lain yang berada di sekitar daerah yang bersangkutan dan dengan segera mengusahakan keselamatan kapal sendiri, dengan mengetahui tanda-tanda mendekatnya siklon tropis dan melakukan tindakan segera untuk menjauh dari siklon tropis

F. Soal Latihan

1. Sebutkan sumber-sumber informasi apa saja yang dapat memberikan informasi cuaca kepada kapal-kapal.
2. Jelaskan pelayanan apa saja yang diberikan oleh dinas meteorologi kepada kapal-kapal.
3. Jelaskan informasi apa yang dapat diterima oleh mesin penerima *facsimile* cuaca.
4. Jelaskan peringatan apa yang dapat diterima oleh kapal-kapal pada saat sebelum terjadinya badai.

DAFTAR PUSTAKA

- Cornish, M., Ives. E. 2010. *Reeds Maritime Meteorology (Reeds Professional)*. Edisi Revisi. Adlar Coles.
- Frampton, R.M., Uttridge P.A. 1997. *Meteorology For Seafarers*. Edisi ke-2. Glasgow: Brown, Son & Ferguson.
- International Maritime Organization (IMO) Assembly Resolution A.429 (XI) – Routeing System
- International Maritime Organization (IMO) Assembly Resolution A.572 (14) – General Provisions on Ships Routeing
- International Maritime Organization (IMO) Assembly Resolution A.528 (13) – Recommendation on Weather Routeing
- Meteorological Office. 1995. *Marine Observer's Handbook*. Edisi ke-11. London, HMSO.
- Meteorological Office. 1996. *Meteorology For Mariners*. Edisi ke-3. London, HMSO.
- Meteorological Office. 1996. *Ships Code and Decode Book: Incorporating the International Meteorological Codes For Weather Reports from and to Ships and the Analysys Code for Use of Shipping (Met.0.509)*. London, HMSO.
- World Meteorological Organization. 1986. *Cloud Sheet*. Edisi Revisi. Geneva.

Biografi Penyusun



Arizal Hendriawan menempuh pendidikan pembentukan perwira pelayaran kapal niaga pada program Diploma-III Jurusan Nautika di BPLP (Balai Pendidikan & Pelatihan Pelayaran) Semarang dan melanjutkan program Diploma-IV di STIP (Sekolah Tinggi Ilmu Pelayaran) Jakarta. Selanjutnya, telah berkesempatan untuk meraih gelar M.Sc. (Master of Science) pada bidang Maritime Affair dengan spesialisasi Maritime Safety and Environmental Administration di WMU (World Maritime University) di Malmoe, Swedia. Berbagai pelatihan, seminar, workshop, dan konferensi, baik di dalam maupun di luar negeri untuk memperkaya khazanah pengetahuan bidang kemaritiman telah sempat diikuti, di antaranya Training for Trainer and Assessor berdasarkan IMO Model Course seri 6.09, 3.12, dan 6.10 serta TOT untuk pengajar GMDSS dan ECDIS. Dengan kombinasi dari pengalaman di atas kapal niaga sebagai perwira navigasi dan berbagai referensi yang telah dipelajari saat bertugas sebagai pengajar maupun pengelola simulator dan laboratorium di bidang studi Nautika pada PIP (Politeknik Ilmu Pelayaran) Semarang, Balai Diklat Ilmu Pelayaran (BP2IP) Tangerang, dan Poltekpel (Politeknik Pelayaran) Sorong mendorong penulis untuk dapat menyusun buku ajar sehubungan meteorologi sebagai salah satu bahan ajar untuk membantu para taruna dan peserta diklat peningkatan kepelautan dalam mempelajari dan memahami materi meteorologi.

Meteorologi adalah ilmu yang mempelajari tentang bumi dan gejala-gejalanya yang terkait dengan komponen bumi yang berupa gas atau biasa disebut udara atau disebut juga sebagai atmosfer dan gejala cuaca yang terjadi di dalamnya. Atmosfer adalah selubung gas yang mengelilingi bumi di mana sejumlah proses yang bervariasi dalam durasi dan dimensi terjadi. Ini mengakibatkan cuaca yang dapat dialami oleh para pengamat di permukaan bumi, termasuk para pelaut di atas kapal. Iklim adalah pola cuaca yang lebih umum yang ditetapkan dengan menganalisis, setiap tahun, kondisi harian pada titik tertentu.

Buku Ajar Meteorologi ini adalah sebuah buku teknis yang bertujuan untuk menjelaskan kompleksitas atmosfer dan memberikan informasi yang dibutuhkan bagi para pelaut pada saat melaksanakan tugas jaga navigasi di atas kapal sebagai bagian dari kompetensi yang dipersyaratkan oleh STCW 1978 amandemen 2010 khususnya pada fungsi navigasi. Untuk dapat membekali para pelaut dengan pengetahuan terkait meteorologi yang diperlukan maka pada buku ini akan dibahas bab-bab tentang peralatan meteorologi yang ada di atas kapal, komposisi atmosfer bumi, tekanan udara, angin, awan, dan hujan yang ditimbulkannya, jarak tampak, masa udara, depresi daerah sedang, siklon tropis, dan informasi pengamatan/berita cuaca. Pada akhirnya diharapkan bahwa setelah mempelajari buku ini akan dapat menunjang kemampuan para pelaut memprakirakan kondisi cuaca yang akan ditemui pada sepanjang rute pelayaran yang akan dilalui sehingga dapat bernavigasi secara aman dan efektif.

Buku Ajar

Meteorologi

Arizal Hendriawan, M.Sc.



Penerbit Larispa Indonesia
Jl. Sei Mencirim, Komp. Lalang Green Land I
Blok C No. 18, Payageli, Sunggal, Medan 20352
Telp : (061) 800 261 16
Email : Info@larispa.or.id

 WWW.LARISPA.OR.ID  LARISPANDONESIA
 LARISPA INDONESIA  LARISPA

ISBN 978-602-6552-62-4

