

Klimatologi Kehutanan

by Kehutanan turnitin

Submission date: 16-Jun-2024 10:58AM (UTC+0700)

Submission ID: 2403220103

File name: Buku_Ajar_Klimatologi_Hutan_1.pdf (2.13M)

Word count: 18821

Character count: 115974

KLIMATOLOGI HUTAN

M. Faisal Mahdie

Fonny Rianawati

Khairun Nisa

Adistina Fitriani



KLIMATOLOGI HUTAN

M Faisal Mahdie
Fonny Rianawati
Khairun Nisa
Adistina Fitriani

Editor : Wiwin Tyas Istikowati
Desain Cover: M Faisal Mahdie
Layout : Eifni Elyasha Marti
Ukuran : X, 105 halaman, 15,5 × 23 cm
Cetakan Pertama, 2022

Hak cipta dilindungi undang-undang pada Penulis
Dilarang keras menerjemahkan, memfotokopi, atau
memperbanyak sebagian atau seluruh isi buku ini
tanpa izin tertulis dari Penerbit.

Bekerjasama dengan Fakultas Kehutanan, ULM

Penerbit:

CV Banyubening Cipta Sejahtera

Jl. Sapta Marga Blok E No. 38 RT 007 RW 003

Guntung Payung, Landasan Ulin, Banjarbaru 70721

Telp/WA: 0818-0936-2734

E-mail: banyubeningcs@gmail.com

ISBN :

978-623-5774-04-6



No Anggota : 006/KSL/2021

PRAKATA

Puji syukur kami panjatkan kehadirat Allah swt, berkat rahmat dan petunjuk-Nya sehingga dapat menyelesaikan penyusunan buku bacaan yang diharapkan menjadi buku ajar bagi para mahasiswa Fakultas Kehutanan, untuk mengenal, mempelajari dan memahami konsep dasar tentang peran klimatologi dibidang Kehutanan. Buku Ajar ini di membahas tentang Batasan Cuaca/Iklim, Atmosfer, Radiasi Matahari, Suhu dan Kestabilan Udara/Atmosfer, Kelembaban Udara, sehingga harapannya bisa memberikan pemahaman yang komprehensif terhadap fenomena perubahan cuaca dipermukaan bumi hubungannya dengan tumbuh-tumbuhan.

Semoga buku ini memberikan manfaat besar untuk meningkatkan pengetahuan mahasiswa dalam rangka mencapai kompetensi yang disyaratkan dalam kurikulum, dan menjadi bekal apabila telah menyelesaikan pendidikan serta bekerja di bidang Kehutanan.

Kami ucapkan terima kasih kepada semua pihak yang telah mendorong dan memberikan motivasi untuk penyusunan buku ajar ini, khususnya Dekan Fakultas Kehutanan Universitas Lambung Mangkurat, Wakil Dekan I Bidang Akademik dan semua tim dosen yang telah memberikan kepercayaan kepada kami mengasuh/memberikan kuliah/membimbing praktek lapangan dalam mata kuliah Dasar Klimatologi Hutan.

Penghargaan dan terima kasih juga kami sampaikan kepada seluruh anggota tim yang membantu sejak perkuliahan ini diberikan. Buku ini memang dirasakan jauh dari lengkap dan sempurna, keterangan detail tetap dianjurkan untuk membaca

buku-buku dan kepustakaan yang tercantum dalam daftar referensi.

Akhirnya guna penyempurnaan buku ini, kami tetap memohon masukan, kritik, saran agar nantinya terwujud sebuah buku ajar praktis, informatif, penuh manfaat dan menjadi rujukan dalam memahami konsep dasar Klimatologi Hutan.

Banjarbaru, Oktober 2021

Tim Penyusun

DAFTAR ISI

PRAKATA.....	iii
DAFTAR ISI	v
DAFTAR TABEL	vii
DAFTAR GAMBAR	viii
I. PENDAHULUAN	1
1.1. Beberapa Pengertian, penjelasan Klimatologi dan Hutan, cuaca dan iklim	1
1.2. Hubungan Antara Cuaca dan Kehutanan/ Pertanian.....	6
1.3. Manfaat Klimatologi diBidang Kehutanan/Pertanian	7
II. ATMOSFER	11
2.1. Keterangan Tentang Atmosfer.....	11
2.2. Komposisi Atmosfer	12
2.3. Lapisan Atmosfer.....	15
III. RADIASI MATAHARI	21
3.1. Radiasi Matahari Sebagai Unsur Iklim Pokok Utama	21
3.2. Tetapan dan Hukum Radiasi Matahari.....	24
3.3. Spektrum Cahaya	29
3.4. Albedo	31
3.5. Radiasi Bumi.....	32
3.6. Neraca Energi.....	34
IV. SUHU UDARA	37
4.1. Prinsip Umum Suhu Udara.....	37
4.2. Hubungan Suhu Dengan Panas	38
4.3. Konversi Dalam Pengukuran Suhu	39
4.4. Perambatan Panas	40
4.5. Penyebaran suhu	42
4.6. Pengukuran Dan Penilaian Suhu Dalam Pertumbuhan Tanaman	58
4.7. Profil Suhu Tanah	60
V. KELEMBABAN UDARA	63

5.1.	Prinsip umum tentang kelembaban udara	63
5.2.	Ukuran Kelembaban Udara	65
5.3.	Hubungan Antara Kelembaban dan Suhu.....	67
5.4.	Efek Uap Air Terhadap Suhu Udara	69
5.5.	Penguapan	70
5.6.	Pengaruh Kelembaban Terhadap Lingkungan	72
VI.	EVAPORASI.....	75
6.1.	Pengertian	75
6.2.	Faktor-Faktor Penentu Evaporasi dan Transpirasi	77
6.3.	Evapotranspirasi (ET).....	80
6.4.	Faktor-faktor penentu evapotranspirasi.....	81
6.5.	Pengukuran Evapotranspirasi.....	83
VII.	KONDENSASI.....	87
7.1.	Pendahuluan	87
7.2.	Proses Kondensasi	88
7.3.	Proses Pendinginan Untuk Menghasilkan Kondensasi.....	89
7.4.	Bentuk Kondensasi	89
7.5.	Awan.....	90
7.6.	Proses Terjadinya Awan	91
7.7.	Pembagian Awan.....	93
7.8.	Klasifikasi Awan.....	93
7.9.	Hujan/Presipitasi	95
7.10.	Pengukuran Curah Hujan.....	100
7.11.	Hujan Buatan	102
	REFERENSI.....	104

DAFTAR TABEL

	Hal.
Tabel 1. Susunan rata-rata gas atmosfer kering di bawah 30 km	13
Tabel 2. Rata-rata jumlah radiasi yang diterima bumi yang dipengaruhi oleh garis lintang	25
Tabel 3. Penguraian Cahaya Kasat Mata Menjadi Beberapa Spektrum Cahaya	30
Tabel 4. Beberapa angka albedo harian rata-rata untuk bermacam-macam tipe permukaan (Dune and Leopold, 1978)	31
Tabel 5. Neraca Radiasi Bumi	35
Tabel 6. Neraca Radiasi Atmosfer	35
Tabel 7. Konversi antara derajat Celcius, Fahrenheit, dan Kelvin	40
Tabel 8. Keadaan suhu rata-rata pada masing-masing belahan bumi	43
Tabel 9. Kapasitas udara mengandung uap air pada berbagai suhu udara	67

DAFTAR GAMBAR

	Hal.
Gambar 1. Bentuk lapisan atmosfer bumi	18
Gambar 2. Sebaran suhu ($^{\circ}\text{C}$) pada lapisan atmosfer menurut ketinggian (km) dan beberapa fenomena yang berhubungan yang terjadi di atmosfer	19
Gambar 3. Pancaran Energi Matahari	22
Gambar 4. Penyimpangan Penghilangan Radiasi Matahari Yang Melalui Atmosfer	23
Gambar 5. Peredaran Bumi Mengelilingi Matahari	25
Gambar 6. Posisi Matahari Pada Tanggal 22 Desember (Musim Hujan)	26
Gambar 7. Posisi matahari pada tanggal 23 September menuju musim hujan dan 21 Maret menuju musim panas	27
Gambar 8. Posisi Matahari Pada Tanggal 21 Juni (Musim Panas)	27
Gambar 9. Pengaruh Jarak Dari Matahari Dan Panjang Hari Terhadap Radiasi Yang Datang	29
Gambar 10. Proses perputaran suhu udara di permukaan bumi	43
Gambar 11. Proses perubahan suhu di daratan dan perairan	44
Gambar 12. Perubahan suhu daratan dan perairan pada waktu siang dan Malam hari	45
Gambar 13. Fluktuasi suhu harian (suhu maksimum terjadi setelah isolasi maksimum)	51
Gambar 14. Fluktuasi suhu tahunan	54
Gambar 15. Penaikan udara karena pemanasan dan pendinginan udara	56

Gambar 16. Peningkatan suhu udara karena keadaan topografi	57
Gambar 17. Peningkatan suhu udara karena adanya front	57
Gambar 18. Lysimeter untuk mengukur laju evapotranspirasi	84

x

I. PENDAHULUAN

A. KOMPETENSI

1. Kompetensi umum:

Setelah mengikuti perkuliahan pada materi ini mahasiswa mampu menjelaskan tentang konsep hutan, cuaca dan iklim dan bagaimana pengaruh hutan terhadap iklim dan cuaca disuatu wilayah.

2. Kompetensi khusus:

- a. Mampu menjelaskan pengertian hutan, cuaca dan iklim dan manfaat informasi cuaca/iklim.
- b. Mampu menguraikan mekanisme pembentukan cuaca/iklim.
- c. Mampu menjelaskan peranan hutan terhadap iklim dan cuaca pada suatu wilayah.

B. MATERI PEMBELAJARAN

1. Beberapa pengertian, penjelasan klimatologi dan hutan, cuaca dan iklim
2. Hubungan antara cuaca dan kehutanan/pertanian
3. Manfaat klimatologi di bidang kehutanan/pertanian.

1.1. Beberapa Pengertian, penjelasan Klimatologi dan Hutan, cuaca dan iklim

METEOROLOGI = Ilmu cuaca

Meteorologi yaitu ilmu yang mempelajari dan membahas berbagai peristiwa (semua proses fisika) yang terjadi didalam atmosfer.

CUACA adalah keadaan fisis dari atmosfer pada suatu saat yang pendek dan suatu tempat tertentu (menunjukkan perubahan jangka pendek).

Jadi, Meteorologi adalah cabang dari ilmu fisika, yaitu fisika atmosfer. Dimana cabang-cabangnya terdiri dari:

a. KLIMATOLOGI (Ilmu Iklim)

Yaitu ilmu pengetahuan alam yang mempelajari dan membahas keadaan rata-rata cuaca didalam atmosfer serta hubungan antara atmosfer dan bumi. Kegiatannya:

Mengumpulkan dan menafsirkan data-data yang di peroleh dai stasiun klimatologi.

Berasal dari bahasa Yunani yakni KLIMA artinya Garis Lintang atau Kemiringan khayal dan LOGOS artinya Ilmu atau Pembahasan. Terdiri dari Mikro-klimatologi dan Bio-Klimatologi, dimana keduanya khusus mempelajari keadaan iklim dilapisan atmosfer dekat diatas permukaan tanah.

Mikro-Klimatologi : Mempelajari pengaruh sifat-sifat tanah, topografi, vegetasi terhadap iklim.

Bio-Klimatologi : Khusus mempelajari hubungan iklim terhadap kehidupan hewan dan tumbuh-tumbuhan.

a. METEOROLOGI SINOPSIS

Yaitu ilmu yang mempelajari kejadian-kejadian praktis cuaca.

b. AGROMETEOROLOGI

Yaitu ilmu yang mempelajari pengaruh iklim terhadap tanaman pertanian atau segala sesuatu mengenai interaksi antara meteorologi dan faktor hidrologi disatu pihak serta dalam arti yang lebih luas dilain pihak.

c. AEOROLOGI

Yaitu Ilmu terapan yang khusus mempelajari peristiwa-peristiwa yang terjadi dalam ruang angkasa (lapisan udara tertinggi saja).

KLIMATOLOGI HUTAN:

- Yaitu ilmu yang mempelajari dan membahas keadaan rata-rata cuaca didalam atmosfer serta hubungan antara atmosfer dan bumi, dan bagaimana pengaruh faktor-faktor cuaca terhadap pertumbuhan tanaman
- Mempelajari penyebaran daripada cuaca dan unsur-unsur atmosfer dalam jangka pendek maupun panjang menurut waktu dan tempat (umpamanya dari jam ke jam, hari ke hari, atau tahun ke tahun).
- Obyek daripada klimatologi tersebut digunakan untuk menemukan dan menentukan pengaruh-pengaruhnya dan kemudian menggunakan pengetahuan tentang atmosfer untuk keperluan usaha-usaha dibidang kehutanan. Sedangkan perhatian daripada klimatologi kehutanan adalah meliputi lapisan tanah sedalam akar pohon berada sampai lapisan tertinggi yang penting untuk biologi udara yaitu lapisan yang berhubungan dengan penyebaran biji-biji, spora-spora, tepung sari, dan insekta-insekta.

KLIM:

- Keadaan rata-rata dari cuaca dalam waktu yang panjang (minimal 30 tahun), tempat yang berlainan dan sifatnya tetap;
- Sebagai suatu keseluruhan dari keadaan atmosfer dalam waktu yang panjang dan tempat berlainan
- Meliputi keadaan suhu maksimal dan minimal kelembaban dan sebagainya.

Oleh karena iklim merupakan keadaan rata-rata daripada cuaca, maka iklim ini dipengaruhi oleh beberapa unsur yang disebut sebagai unsur iklim meliputi radiasi matahari, suhu udara, angin, evaporasi dan presipitasi. Unsur-unsur tersebut akan berbeda dari tempat yang satu ke tempat yang lain dan dari hari ke hari sehingga terbentuklah berbagai tipe-tipe iklim.

Perbedaan unsur-unsur iklim pada setiap tempat dan waktu tersebut disebabkan karena adanya faktor pengendali iklim yang meliputi radiasi matahari, ketinggian tempat di atas permukaan laut, gangguan-gangguan atmosfer, suhu udara, kelembaban udara, tekanan udara, angin penyebaran dari air dan darat, daerah-daerah tekanan, arus-arus laut dan gangguan-gangguan atmosfer. Diantara faktor-faktor tersebut pada batas-batas tertentu berlaku hubungan timbal balik sehingga keadaan akan stabil, tetapi tidak mustahil untuk terjadinya penyimpangan-penyimpangan yang merupakan pengecualian yang harus diperhatikan seperti:

- a) musim kemarau yang panjang;
- b) curah hujan yang terus menerus selama beberapa hari serta demikian lebatnya;
- c) perubahan suhu yang panas dari biasanya

Oleh sebab itu iklim beserta unsur-unsurnya perlu dipelajari dengan sebaik-baiknya karena pengaruhnya sering menimbulkan masalah-masalah berat baik bagi manusia, hewan maupun tumbuhan.

Iklim adalah gabungan dari berbagai keadaan cuaca sehari-hari. Dapat juga dikatakan bahwa iklim adalah keadaan rata-rata cuaca. Kadang-kadang dengan mengemukakan harga rata-rata saja belum cukup apalagi kalau hal tersebut berhubungan

dengan organisme hidup. Misalnya, pembungaan tanaman lebih peka terhadap harga rata-ratanya.

Ada dua cara untuk menggambarkan iklim yaitu (1) mengemukakan harga rata-rata dari berbagai unsur iklim, dan (2) menggambarkan tipe cuaca yang bersama-sama membentuk iklim. Untuk mengemukakan keadaan rata-rata tersebut diperlukan waktu (periode) yang cukup lama minimal selama 30 tahun berurutan. Harga rata-rata tersebut disebut dengan *harga normal*.

CUACA adalah : keadaan atmosfer disuatu tempat dan saat tertentu yang sifatnya berubah-ubah setiap waktu atau dari waktu ke waktu.

Unsur-unsur cuaca/iklim:

1. Penerimaan radiasi surya
2. Suhu udara dan tanah
3. Kelembaban udara
4. Tekanan udara
5. Kecepatan angin
6. Arah angin
7. Penutupan langit oleh awan
8. Lama penyinaran
9. Penguapan
10. Curah hujan

Nilai dari unsur-unsur cuaca saat demi saat selama 24 jam disuatu tempat akan menunjukkan pola siklus yang disebut PERUBAHAN CUACA DIURNAL (00.00-24.000). Jika dirata-ratakan akan menghasilkan data cuaca pada tanggal tersebut. Semua keadaan cuaca berawal dari empat unsur pokok yaitu:

1. *Matahari*, sebagai sumber cahaya kehidupan yang energy radiasinya akhirnya menentukan keadaan atmosfer;

2. Bumi sendiri, yang dengan geometri khususnya menentukan ciri cuaca serta iklim;
3. Atmosfer bumi, yang mengubah panjang gelombang radiasi matahari yang tidak memantulkan dalam perjalanannya ke bumi;
4. Bentuk permukaan alam dan bentuk geofisik bumi-gunung, mengubah banyak keadaan atmosfer dalam perputaran abadinya mengelilingi bumi.

1.2. Hubungan Antara Cuaca dan Kehutanan/ Pertanian

Hubungan antara cuaca dan pertanian (Kehutanan) dapat diperhatikan dalam 6 aspek, yaitu:

a. Tanah

Pelapukan merupakan faktor penting dalam pembentukan tanah. Iklim dan cuaca akan mempengaruhi:

- Sifat kimia tanah;
- Sifat fisika dan mekanis tanah;
- Organisme tanah; dan
- Kapasitas menerima dan mengeluarkan panas dan air.

b. Tanaman

Keadaan iklim dan cuaca lingkungan dimana tanaman itu tumbuh akan mempengaruhi pertumbuhan tanaman sejak sebelum tanam sampai sesudah panen. Kualitas biji yang ditanam tergantung dari keadaan meteorologi selama pembentukan biji bahkan pada saat-saat sebelumnya. Kegiatan-kegiatan setelah panen seperti pengeringan biji, kualitas buah-buahan yang disimpan, dan produksi lainnya dipengaruhi oleh cuaca, sedangkan faktor-faktor iklim memegang peranan penting untuk mencegah dan pada saat-saat terjadinya kebakaran hutan dan padang rumput.

c. **Peternakan**

Cuaca mempengaruhi peternakan melalui tanaman-tanaman yang dimakannya dan tanah dimana ternak itu dipelihara. Cuaca juga mempengaruhi penyebaran geografis, pertumbuhan, kesehatan dan hasil ternak serta penyimpanan dan pengangkutan.

d. **Penyakit dan hama tanaman dan hewan**

Cuaca mempengaruhi kepekaan tanaman dan hewan terhadap hama dan penyakit, (misalnya daun yang luka akibat angin ribut lebih mudah dimasuki spora *Phytophthora* sp.), biologi daripada organisme hama/penyakit, jumlah dan aktivitas dari hama dan perkembangan penyakit. Tinggi rendahnya penyakit tergantung dari keadaan lingkungan misalnya suhu atau kelembaban yang optimum. Saat-saat yang tepat untuk pemberatan dengan menggunakan peptisida atau obat-obatan lain sangat ditentukan oleh keadaan cuaca seperti angin, hujan dan sebagainya.

e. **Bangunan-bangunan pertanian**

Keadaan iklim harus diperhatikan dalam merencanakan bangunan-bangunan pertanian dan terutama dalam merencanakan kandang ternak dan ruangan penyimpanan produksi pertanian/kehutanan.

f. **Modifikasi iklim dan cuaca**

Manusia masih belum dapat untuk mengendalikan iklim dan cuaca secara keseluruhan, tetapi ada beberapa usaha yang dapat dilakukan seperti dengan irigasi, penahan angin, rumah kaca, konservasi air dan sebagainya yang dapat mengubah iklim dan cuaca pada skala mikro.

1.3. Manfaat Klimatologi diBidang Kehutanan/Pertanian

Manfaat klimatologi di bidang kehutanan/pertanian ada tiga (3) hal, yaitu:

- a. Pemilihan tempat untuk suatu tanaman tertentu atau tanaman tertentu untuk suatu tempat tertentu (interaksi iklim, proses fisiologi tanaman) untuk keuntungan secara ekonomis.
- b. Pengukuran iklim diperlukan untuk percobaan agronomi, misalnya:
 - respon tanaman terhadap pupuk ditentukan antara lain oleh radiasi dan neraca air.
 - penentuan jarak tanam.
- c. Penelitian klimatologi mengenai budidaya tanaman (kultur teknik) seperti irigasi, jarak tanam, waktu pemupukan dan seleksi varietas. Semua kegiatan diatas dapat diatasi dengan baik jika segi lingkungan diperhatikan, dengan dalam memodifikasi iklim mikro dengan membuat daerah perlindungan, peneduh dan penutup tanah dengan mulsa (rumput kering).

Secara umum manfaat pokok dari informasi data iklim dan cuaca adalah:

1. Meningkatkan kewaspadaan terhadap akibat-akibat negative yang dapat ditimbulkan oleh keadaan cuaca/iklim ekstrim, misalnya: kekeringan, banjir, dan angin kencang/badai, serangan hama dan penyakit.
2. Menyesuaikan diri atau berusaha untuk menyelenggarakan kegiatan-kegiatan dan usaha yang serasi dengan sifat-sifat cuaca dan iklim sehingga terhindar dari hambatan atau kerugian yang ditimbulkan.
3. Menyelenggarakan kegiatan dan usaha dibidang teknik, sosial, dan ekonomi dengan menerapkan teknologi pemanfaatan sumber daya cuaca dan iklim seperti percepatan proses perkecambahan,

proses pengeringan kayu dan menentukan jenis tanaman pada suatu areal tertentu.

C. EVALUASI

1. Sebutkan apa itu pengertian dari Meteorologi dan Klimatologi!
2. Jelaskan apa yang dimaksud dengan Klimatologi Hutan!
3. Jelaskan mengapa klimatologi atau ilmu iklim perlu dipelajari di Fakultas Kehutanan?
4. Sebutkan unsur-unsur cuaca yang mempengaruhi kondisi lingkungan!

II. ATMOSFER

A. KOMPETENSI

1. Kompetensi umum:

Setelah mengikuti perkuliahan pada materi ini mahasiswa mampu menjelaskan tentang tentang atmosfer dan hal-hal yang berkaitan dengan perubahan cuaca.

2. Kompetensi khusus:

Mampu menjelaskan fungsi atmosfer dan struktur lapisannya serta kandungan gas-gas yang berkaitan dengan perubahan cuaca yang terjadi.

B. MATERI PEMBELAJARAN

1. Keterangan tentang atmosfer
2. Komposisi atmosfer
3. Struktur lapisan atmosfer

2.1. Keterangan Tentang Atmosfer

Planet bumi secara umum terdiri dari tiga bagian utama yaitu:

1. Litosfer
Merupakan bagian yang padat, dalam hal ini adalah daratan
2. Hidrosfer
Merupakan bagian cair yang didominasi oleh air tawar dan air laut
3. Atmosfer
Merupakan selimut tebal yang terdiri dari gas dan secara keseluruhan menutupi atau menyelimuti bumi.

Atmosfer berasal dari bahasa Yunani yakni **Atmos** yang artinya gas, uap atau udara dan **sphaera** yang berarti bola. Atmosfer merupakan selimut tebal

yang terdiri dari gas-gas yang meliputi seluruh bumi. Atmosfer berisi udara dan merupakan bahan yang tidak dapat dilihat, tidak berbau, tidak berwarna, tidak dapat dirasakan dan tidak dapat diraba, tetapi keberadaannya mutlak diperlukan. Jika bergerak maka dikatakan sebagai angin. Udara bersifat dinamis berarti ia mudah bergerak, bersifat elastis sehingga dapat mengembang dan mengerut. Selain itu udara mempunyai berat sehingga dapat memberikan tekanan. Jika udara mengembang ia akan menghasilkan atau mengeluarkan gelombang-gelombang bertekanan. udara juga merupakan benda yang transparan atau tembus pandang oleh beberapa bentuk penyinaran.

Atmosfer penting untuk melindungi bumi dari pemanasan dan pendinginan yang berlebihan. Andaikata tidak ada atmosfer maka sinar matahari akan menyinari bumi dengan suhu setinggi 82-93°C pada siang hari dan mencapai 140- 184°C pada malam hari.

2.2. Komposisi Atmosfer

Benda-benda di daerah atmosfer bagian luar sebagian besar terdiri dari dua unsur yang paling ringan, yaitu hydrogen (H_2) dan helium (He) tetapi unsur-unsur tersebut sangat jarang dijumpai dalam udara dekat permukaan bumi.

Atmosfer merupakan kumpulan gas (udara kering dan uap air), cairan (butir air atau awan dan aerosol) serta bahan padat (debu) dengan massa yang berbeda pada berbagai perbedaan tempat ketinggian. Atmosfer terdiri dari bermacam-macam gas. Gas-gas atmosfer merupakan komponen yang tetap sedangkan uap air merupakan komponen yang dapat berubah-ubah. Udara kering mencakup 99,9% volume atmosfer dan 0,01% merupakan gas penyerta.

Gas utama yang terdapat pada atmosfer sebagai komponen yang tetap berada di sekitar 25 km di atas bumi, terdiri dari macam-macam gas yaitu:

- a) N₂ (nitrogen) sebesar 78,08% yang diperoleh dari air hujan dengan perantara kilat. dimanfaatkan oleh makhluk hidup dalam bentuk amonia (NH₃) dan NO₂;
- b) O₂ (oksigen) 20,94% bersumber dari tanaman yang dikeluarkan dengan proses fotosintesa;
- c) CO₂ sebesar 0,03% merupakan hasil pembakaran yang dilepaskan oleh manusia, hewan, yang bermanfaat bagi tanaman, zat ini mengisap gelombang panjang yang diradiasikan oleh bumi.
- d) Argon 0,93%

Selain keempat macam gas tersebut terdapat pula Ozon (O₃) dalam jumlah yang sedikit akan tetapi sangat penting karena mengisap sebagian dari radiasi ultra violet, sehingga radiasi yang sampai ke permukaan bumi tidak membahayakan bagi kehidupan. Ozon banyak terdapat di antara 15-35km di atas permukaan bumi.

Massa total atau jumlah berat seluruh atmosfer diperkirakan sekitar 56x10¹⁴ ton. Sekitar separuh dari berat tersebut berada di bawah ketinggian 6000km di atas permukaan bumi. Sebagai gambaran pada tabel 1 dapat dilihat susunan rata-rata gas atmosfer kering di bawah 30 km.

Tabel 1. susunan rata-rata gas atmosfer kering di bawah 30 km

No	Macam Gas	Simbol	%volume udara kering	Berat mol
1.	Nitrogen	N ₂	78,03	21,02
2.	Oksigen	O ₂	20,94	32,00
3.	Argon	Ar	0,93	39,88
4.	Karbon dioksida	CO ₂	0,03	44,00

5.	Neon	Ne	18×10^{-4}	20,18
6.	Helium	He	5×10^{-4}	4,00
7.	Ozon	O ₃	6×10^{-5}	48,00
8.	Hidrogen	H	5×10^{-5}	2,02
9.	Kripton	Kr	Sangat kecil	-
10.	Xenon	Xe	Sangat kecil	-
11.	Metan	Me	Sangat kecil	-
12.	Yodium	I	Sangat kecil	-
13.	Perhidrol	H ₂ O ₂	Sangat kecil	-
14.	Amoniak	NH ₃	Sangat kecil	-
15.	Belerang dioksida	SO ₂	Sangat kecil	-
16.	Air	H ₂ O	Sangat kecil	-

Uap air, kurang lebih 4% dari volume uap air berada dekat permukaan bumi. Keberadaannya di atmosfer berasal dari penguapan penguapan laut, danau, tanah dan rawa-rawa serta dari benda-benda yang terdapat di permukaan bumi. Apabila peristiwa penguapan berasal dari tumbuhan tumbuhan dan tanah, disebut **evapotranspirasi**.

Uap air merupakan sumber utama untuk terbentuknya awan dan terjadinya hujan, di mana hujan tidak akan terjadi dengan adanya uap air saja melainkan harus pula ada debu-debu yang berperan sebagai inti kondensasi. Air mempunyai kemampuan untuk mengasorbsi radiasi matahari dan radiasi bumi, selain itu juga panas laten yang yang dikandungnya merupakan bahan penghantar panas dari suatu daerah ke daerah lain.

Banyak uap air di atmosfer tergantung antara lain:

- (1) Dari temperatur atau suhu, di mana **makin tinggi temperatur** maka **makin banyak uap air yang** dikandungnya sampai pada suatu saat akan terjadi kejenuhan dimana terjadi bintik-bintik air sebagai hujan;

(2) Garis lintang atau latitude, menurut HANN dan SURING adalah sebagai berikut:

- di khatulistiwa, uap air terdapat 2,63%
- 150° Lintang Utara, uap air terdapat 0,92%
- 70° Lintang Utara, uap air terdapat 0,22%

Aerosol, merupakan butir-butir debu yang ber suspensi dengan udara. Diameter aerosol berkisar antara 10^3 mm (terdiri dari ion) hingga lebih dari 10mm berupa partikel garam (40%) yang diperoleh dari penguapan air laut, debu (20%) dari hasil hembusan angin, abu (10%) sisa-sisa pembakaran dan partikel-partikel asap (5%).

Selain itu juga terdapat butir-butir halus bahan organik berupa spora, biji-biji halus dan bakteri (20%).

2.3. Lapisan Atmosfer

Fenomena atmosfer mempunyai hubungan yang erat dengan daya tarik bumi dan kemagnetan, yakni makin jauh dari permukaan bumi sampai pada suatu tempat dimana terdapatnya gas-gas juga makin sedikit. Maka partikel-partikel atmosfer menjadi semakin jarang dan akhirnya sifat-sifat dari atmosfer sudah tidak ada lagi.

Perubahan dalam atmosfer secara vertikal jauh lebih besar daripada secara horizontal di atas seluruh permukaan bumi. Berdasarkan perbedaan tinggi vertikal maka suhu atmosfer semakin menurun. Berdasarkan perbedaan tinggi vertikal maka suhu atmosfer semakin menurun, Sehingga atmosfer dibagi menjadi empat lapisan utama yaitu troposfer, stratosfer, mesosfer, dan termosfer selain itu juga terdapat lapisan eksosfer dan magnetosfer, seperti dapat dilihat pada gambar 1, sedangkan Sebaran suhu ($^{\circ}$ C) pada lapisan atmosfer menurut ketinggian (KM) dan beberapa fenomena yang berhubungan

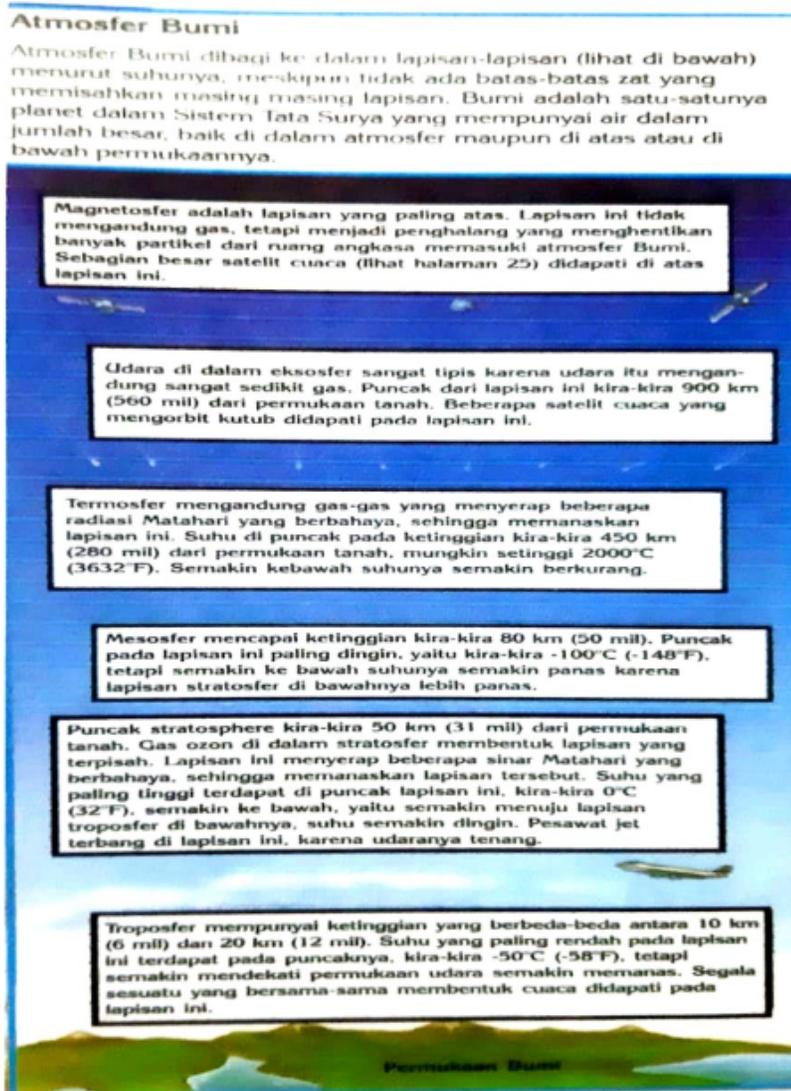
dengan kejadian di atmosfer dapat dilihat pada gambar 2.

- (a) **Troposfer**, merupakan lapisan terendah yang paling dekat dengan bumi, mempunyai ketinggian atau tebal sekitar 16 km di khatulistiwa dan 6 km di kutub. Pada lapisan ini terlihat dengan jelas fenomena cuaca dan turbulensi atmosfer, terjadinya awan, hujan dan konveksi (merupakan proses yang sangat aktif di daerah tropika yang menyebabkan perluasan troposfir ke arah vertikal di dekat khatulistiwa). Sifat khas dari troposfir adalah terjadinya penurunan suhu dengan adanya kenaikan tempat sebesar $0,6^{\circ}\text{C}$ untuk tiap naik 100 m atau 6°C setiap naik 1 km. Puncak atmosfer disebut dengan **tropopause**, yaitu suatu lapisan yang merupakan tempat terjadinya inversi suhu yakni lapisan udara yang relatif panas di atas lapisan yang lebih dingin.
- (b) **Stratosfer**, merupakan lapisan atmosfer kedua yang berada di atas tropopause sampai ketinggian 50 km di atas permukaan bumi. Karakteristik dari lapisan ini yaitu mengandung konsentrasi ozon yang paling tinggi, di mana konsentrasi ozon tertinggi terdapat pada lapisan sekitar 22-25 km dengan adanya lapisan ozon maka suhu akan naik dengan bertambahnya ketinggian. Suhu maksimum yang terjadi karena penyerapan sinar ultra violet oleh ozon baru tercapai pada lapisan **stratopause**, yaitu lapisan terluar dari stratosfer yang merupakan lapisan paling terbuka terhadap sinar matahari. Kenaikan suhu dengan bertambahnya ketinggian akan terus berlangsung sampai ketinggian 30-35 km. Di atas ketinggian tersebut suhu akan naik dengan tajam sekitar 5°C setiap kenaikan 1000

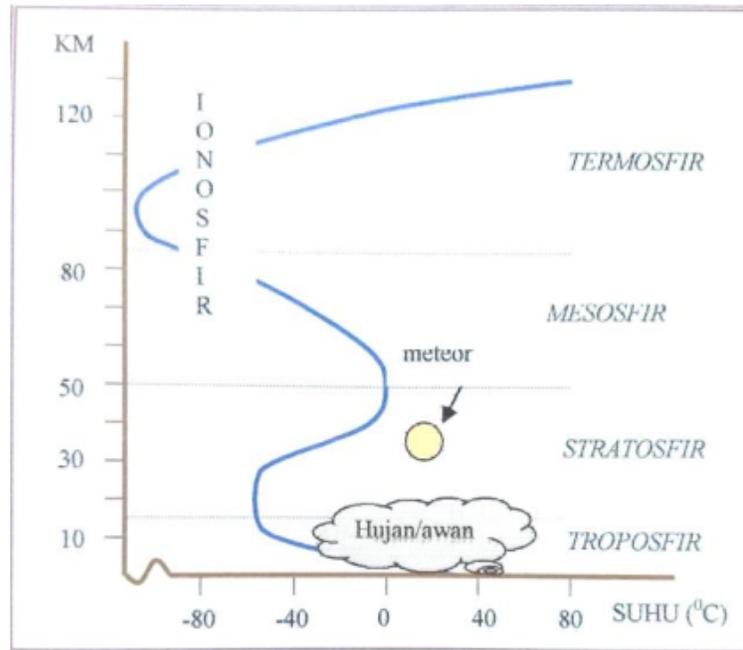
m dan mencapai puncaknya pada ketinggian 50 km. Di atas ketinggian 50 km suhu akan turun lagi dengan bertambahnya ketinggian dan mencapai puncaknya pada ketinggian sekitar 80 km sebesar kurang lebih -85°C . Kenaikan suhu pada lapisan stratosfir ini terjadi reaksi eksoterm pada waktu persenyawaan antara atom-atom oksigen dengan molekul-molekul oksigen menjadi molekul-molekul ozon.

- (c) **Mesosfer**, merupakan lapisan yang terdapat di atas stratopause dengan ketinggian rata-rata 25 km. Suhu di lapisan mesosfer mula-mula naik tetapi kemudian turun dan mencapai nilai minimum mendekati mesopause dengan ketinggian kira-kira 75 km. Sebagian meteor yang memasuki dan melewati lapisan mesosfir akan terbakar dan terurai. Meteor tersebut akan bergerak dengan kecepatan tinggi (25 km/detik) sehingga udara bagian depan akan memperoleh tekanan yang kuat sekali dan mengakibatkan suhu akan meningkat tajam yang mengakibatkan meteor akan meleleh dan menguap. Lapisan mesosfir disebut juga dengan lapisan Kemosfir, karena adanya proses dan reaksi kimia batas atas dari lapisan mesosfir disebut dengan lapisan mesopause.
- (d) **Termosfer**, merupakan lapisan yang berada di atas mesopause pada ketinggian sekitar 80-100 km dari permukaan bumi. Pada lapisan ini suhu naik sampai mencapai 1000°C . Lapisan terbawah yang merupakan bagian dari lapisan termosfer adalah lapisan ionosfer terdapat pada ketinggian antara 75-375 km. Pada lapisan ini terjadi proses ionisasi yang menyebabkan terjadinya konsentrasi yang tinggi dari elektron-elektron bebas yang menyebabkan gelombang

elektromagnetik dari matahari dapat dipancarkan ke bumi. Disamping itu, pada lapisan ini juga terjadi penyebaran gelombang radio.



Gambar 1. Bentuk lapisan atmosfer bumi



Gambar 2. Sebaran suhu ($^{\circ}\text{C}$) pada lapisan atmosfer menurut ketinggian (km) dan beberapa fenomena yang berhubungan yang terjadi di atmosfer

C. EVALUASI

1. Jelaskan fungsi dari atmosfer!
2. Sebutkan lapisan-lapisan atmosfer!
3. Jelaskan pada lapisan mana ditemukannya Ozon, apa fungsinya bagi kehidupan makhluk hidup dipermukaan bumi!

III. RADIASI MATAHARI

A. KOMPETENSI

1. Kompetensi umum:

Setelah mengikuti perkuliahan pada materi ini mahasiswa mampu menjelaskan tentang konsep radiasi matahari sebagai salah satu unsur iklim.

2. Kompetensi khusus:

Setelah mendapatkan perkuliahan ini mahasiswa dapat menjelaskan:

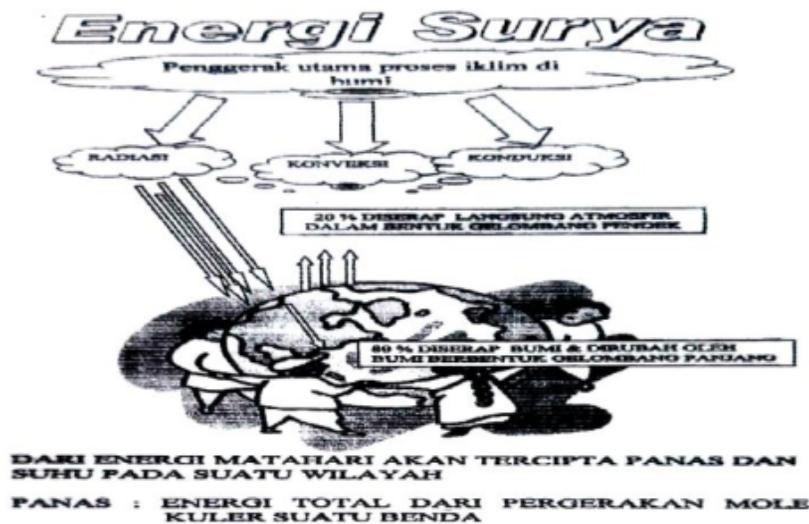
- a. Radiasi matahari sebagai unsur Iklim
- b. Tetapan dan Hukun Radiasi Matahari
- c. Spektrum Cahaya
- d. Albedo
- e. Radiasi Bumi
- f. Neraca Energi

B. MATERI PEMBELAJARAN

1. Radiasi matahari sebagai unsur iklim
2. Tetapan dan hukun radiasi matahari
3. Spektrum cahaya
4. Albedo
5. Radiasi bumi
6. Neraca energi

3.1. Radiasi Matahari Sebagai Unsur Iklim Pokok Utama

Matahari adalah sumber energi bagi peristiwa-peristiwa (segala proses fisika) yang terjadi di atmosfer yang penting bagi kehidupan. Energi ini sampai ke bumi dalam bentuk radiasi gelombang pendek (radiasi suhu tinggi) dan akan diradiasikan kembali dari bumi ke atmosfer dalam bentuk radiasi gelombang panjang (radiasi suhu rendah). Energi matahari dipancarkan melalui tiga cara seperti terlihat pada gambar 3.



Gambar 3. Pancaran Energi Matahari

1. *Radiasi*, merupakan jalur utama penghantar energi dari matahari ke sistem bumi atau atmosfer. Energi matahari disalurkan dengan bentuk pantulan, diteruskan maupun diserap;
2. *Konduksi*, gerakannya merambat melalui tumbukan molekul-molekul hingga mencapai permukaan tanah
3. *Konveksi*, panas dipindahkan bersama-sama pindahnya fluida(cairan dan gas).

Matahari/surya adalah sebuah bintang putih kekuning-kuningan dengan garis tengah $1,39 \times 10^6$ km dan berada pada jarak 150×10^6 km dari bumi. Matahari adalah bola api yang berupa letusan gas. Lapisan matahari bagian luar disebut fotosfer dan mempunyai suhu setinggi $6 \times 10^3^\circ\text{C}$ sedangkan teras dalamnya luar biasa panasnya dengan suhu sebesar $17 \times 10^6^\circ\text{C}$. Volume matahari 1306×10^6 dari volume bumi, sedangkan bobotnya berkisar antara 333,42 kali dari bobot bumi.

Energi matahari merupakan penyebab pokok dari perubahan-perubahan dan pergerakan-pergerakan dalam atmosfer sehingga dapat dianggap sebagai faktor pengendali iklim dan cuaca. Karena adanya partikel-partikel di dalam atmosfer yang berperan dalam mengurangi jumlah Radiasi matahari sehingga tidak seluruh radiasi matahari yang sampai ke permukaan bumi.

Penyimpangan penghilangan Radiasi matahari yang melalui atmosfer dapat dilihat pada gambar 4.



Gambar 4. Penyimpangan Penghilangan Radiasi Matahari Yang Melalui Atmosfer

Energi matahari dalam perjalanannya mencapai bumi yang melalui atmosfer akan mengalami hambatan (*depletion*) sehingga energi yang diterima akan mengalami pengurangan, pengurangan tersebut antara lain disebabkan karena:

- a. *Absorpsi*, yaitu penyerapan energi sinar matahari yang dilakukan gas gas (O_2 , O_3 , dan CO_2) dan uap air.
 - b. *Refleksi*, pemantulan energi sinar matahari oleh partikel-partikel yang berdiameter lebih besar dari gelombang cahaya misalnya awan.
4. *Karbondioksida*, mengabsorpsi spektrum pita dekat inframerah dengan panjang gelombang $2,7\mu$.

3.2. Tetapan dan Hukum Radiasi Matahari

Tetapan Radiasi matahari didefinisikan sebagai: Jumlah flux (aliran) Radiasi matahari yang diterima pada permukaan di luar atmosfer tegak lurus terhadap matahari pada jarak rata-rata antara Matahari dan bumi. Tetapan ini ditaksir oleh F.S. Johnson sebesar 2 LY MIN^{-1} ($1 \text{ Langley} = 1 \text{ cal cm}^{-2}$).

Hukum radiasi matahari, merupakan efek dari suhu pada energi radiasi yang didasarkan pada *Benda Hitam* atau *Black Body* atau *Full Radiator*, yaitu benda yang bersifat mengabsorpsi semua radiasi elektromagnetik pada bagian spektrum tertentu. Sebagai rumus digunakan hukum **STEFAN-BOLTZMAN** yaitu:

$$F = \sigma T^4$$

dimana:

F = flux radiasi (LY min^{-1})

σ = tetapan Stefan-Boltzman ($0,813 \times 10^{10} \text{ cal}^{-2} \text{ min}^{-1}$)

T = suhu mutlak (K)

Dari rumus tersebut di atas dapat dilihat bahwa semakin besar suhu semakin besar pula radiasi yang dikeluarkan. Jumlah radiasi matahari yang diterima oleh bumi tergantung dari:

1. Jarak dari matahari dan garis lintang

Akibat dari orbit bumi mengelilingi matahari yang eksentrik maka setiap perubahan jarak dari

bumi ke matahari akan menimbulkan variasi terhadap penerimaan energi matahari. Selain itu jumlah radiasi yang diterima oleh bumi juga dipengaruhi oleh garis lintang, seperti yang tercantum pada tabel 2. Sedangkan peredaran bumi mengelilingi matahari dapat dilihat pada gambar 5.

Tabel 2. Rata-rata jumlah radiasi yang diterima bumi yang dipengaruhi oleh garis lintang

Mintakat Garis Lintang	Luas Bumi (%)	Radiasi Yang Diabsorpsi Bumi (Kal. CM ⁻² . Menit ⁻¹)
0 - 20	34	0.39
20 - 40	30	0.34
40 - 60	22	0.23
60 - 90	14	0.13



Gambar 5. Peredaran Bumi Mengelilingi Matahari

Di khatulistiwa rata-rata jumlah radiasi yang diterima bumi sebesar 0,39 kalori mm² per menit. Makin ke arah kutub jumlah radiasi tersebut makin berkurang sejalan dengan makin berkurangnya luas daratan. Jelasnya, makin bertambah garis lintang makin berkurang luas permukaan daratan dan makin berkurang pula rata-rata jumlah radiasi.

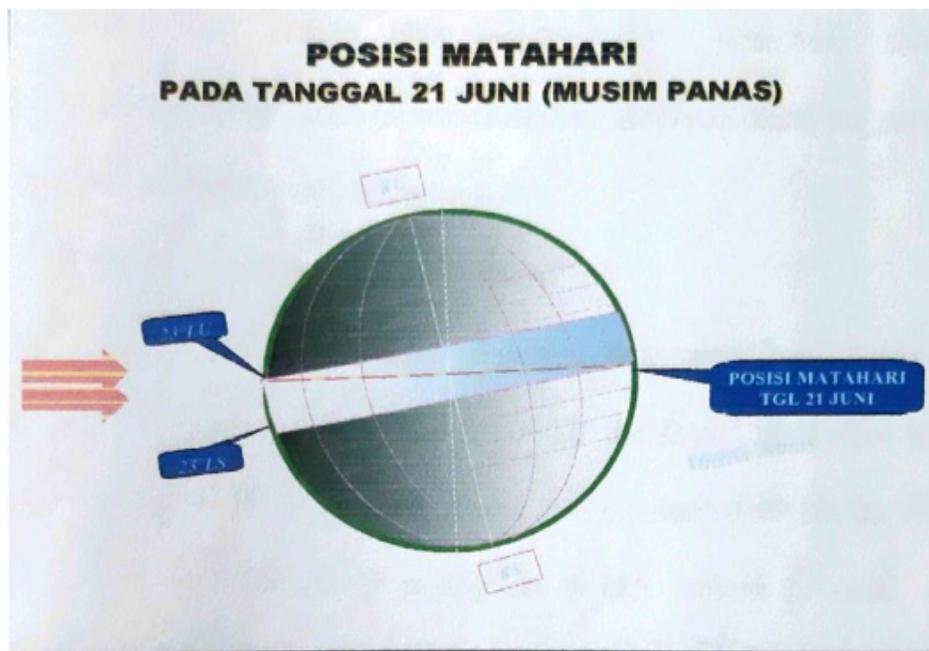
Bumi bergerak mengelilingi matahari (revolusi bumi) dengan sudut antara sumbu bumi dengan bidang eliptika yang konstan ($66 \frac{1}{2}^\circ$). Pada tanggal 21 Juni, matahari terletak di atas lintang balik antara $23 \frac{1}{2}^\circ$ L.U., matahari mempunyai ketinggian maksimum sedangkan bagi daerah-daerah di belahan bumi selatan mempunyai ketinggian minimum. Pada tanggal 21 desember, matahari setengah hari terletak tepat di atas lintang balik selatan ($23 \frac{1}{2}^\circ$ L.S) dan keadaan menjadi sebaliknya dengan keadaan pada tanggal 21 Juni. Matahari tepat berada diatas khatulistiwa dua kali dalam setahun yakni tanggal 21 Maret dan 23 September. Dari uraian tersebut jelas bahwa akibat kecondongan sumbu bumi akan mengakibatkan terjadinya pergantian musim di bumi. posisi matahari terhadap garis lintang dapat dilihat pada gambar 6, 7 dan 8.



Gambar 6. Posisi Matahari Pada Tanggal 22 Desember (Musim Hujan)



Gambar 7. Posisi matahari pada tanggal 23 September menuju musim hujan dan 21 Maret menuju musim panas



Gambar 8. Posisi Matahari Pada Tanggal 21 Juni (Musim Panas)

2. Intensitas Radiasi Matahari

Intensitas radiasi matahari merupakan absorpsi energi matahari dalam satuan per cm^2 per menit. Intensitas radiasi matahari ini merupakan fungsi dari

sudut sinar matahari yang mencapai bagian yang lengkung dari permukaan bumi, artinya sinar datang yang miring kurang memberikan energi karena tersebarnya energi pada permukaan yang luas dan sinar matahari menempuh lapisan atmosfer yang lebih tebal bila dibandingkan dengan sinar yang datangnya tegak lurus.

Radiasi matahari yang jatuh diatas tanaman akan berpengaruh terhadap :

- a) Menentukan kecepatan pertumbuhan contohnya proses fotosintesa, selain itu juga berpengaruh terhadap bentuk kehidupan, misalnya daun yang hidup di bawah naungan akan berbentuk tipis dan lebar, dimana maksud pelebaran daun tersebut adalah untuk memperoleh sinar matahari lebih banyak.
- b) Menentukan kecepatan bertranspirasi/ kehilangan air dan.
- c) Menyebabkan terjadinya pembakaran tingkat energi tinggi pada suatu periode kritis dari pertumbuhan.

3. Panjang hari/ lamanya penyinaran matahari

Lamanya penyinaran matahari tergantung pada posisi bumi mengelilingi matahari. Matahari akan bergerak dari $23 \frac{1}{2}^{\circ}$ L.U dan $23 \frac{1}{2}^{\circ}$ L.S. Dengan adanya perubahan letak kedudukan matahari, misalnya ada di belahan bumi sebelah selatan, maka selatan akan memperoleh panjang hari, di utara terutama di kutub akan menerima panjang hari malam selama 6 bulan. Gambaran tentang pengaruh radiasi terhadap radiasi yang datang untuk lebih jelasnya dapat dilihat pada gambar 9.



Gambar 9. Pengaruh Jarak Dari Matahari Dan Panjang Hari Terhadap Radiasi Yang Datang

Pengaruh lamanya penyinaran terhadap tanaman terutama pada proses pembungaan yaitu:

- Long Day Plant*, adalah semua tumbuhan yang menghasilkan bunga apabila penyinaran lebih dari 14 jam;
- Short Day Plant*, tumbuhan yang dapat berbunga apabila penyinaran kurang dari 12 jam;
- Neutral Day Plant*, tumbuhan yang dapat berbunga tanpa dipengaruhi oleh lamanya penyinaran.

3.3. Spektrum Cahaya

Radiasi matahari terdiri dari spektrum yang hampir kontinu kira-kira antara panjang gelombang 380 hingga 760 nm (nanometer) atau mulai dari sinar ultraviolet sehingga sinar inframerah.

Bagian dari radiasi matahari yang sampai di permukaan bumi atau energi matahari yang diterima oleh bumi disebut dengan penyinaran atau insolasi (*Insolation* atau *Incoming Solar Radiation*). Insolasi terdiri dari sinar-sinar energi radiasi yang tersusun

dari bermacam-macam panjang gelombang. Sinar dengan gelombang lebih panjang dari sinar yang tampak disebut sinar-sinar inframerah dan sinar-sinar ini sebagian besar diabsorpsi diserap oleh atmosfer yaitu oleh ozon (O₃) pada lapisan stratosfer, uap air (H₂O dan CO₂) atmosfer. Sinar-sinar dengan panjang gelombang yang lebih pendek dalam spektrum matahari adalah sinar-sinar ultraviolet yang mampu menghasilkan suatu efek fitokimia tertentu. Diantara kedua spektrum tersebut terdapat spektrum yang tampak mata yang lebih dikenal dengan cahaya matahari. Cahaya adalah suatu bentuk radiasi yang dapat dilihat. Energi matahari langsung mempengaruhi sifat pada tanaman maupun binatang. Pengaruh tersebut di alam melalui spektrum cahaya baik yang dapat dilihat maupun yang tidak terlihat yang disebut dengan iluminasi. Satu berkas sinar atau cahaya matahari dapat terurai menjadi beberapa spektrum cahaya seperti tercantum pada tabel 3.

Tabel 3. Penguraian Cahaya Kasat Mata Menjadi Beberapa Spektrum Cahaya

Panjang gelombang (cm)		Spektrum Cahaya		
		warna	(nm)	Energi Foton (mol. kuantum)
10 ⁵	-gel panjang			
10 ⁴	-gel sedang		800	35,6
10 ³				
10 ²	-gel pendek	infra merah dekat	760	
10 ¹				
10 ⁰	-gel mikro	merah jingga	700	40,9
10 ⁻¹				
10 ⁻²			600	47,6
10 ⁻³	-gel infra merah	Kuning		

10 ⁻⁴				
10 ⁻⁵	-gel cahaya, kasat mata	Hijau	500	57,1
10 ⁻⁶	-gel ultraviolet	Biru	400	71,5
10 ⁻⁷				
10 ⁻⁸	-gel sinar x	ungu	380	
10 ⁻⁹				
10 ⁻¹⁰	-gel sinar		300	95,1
10 ⁻¹¹	-gel sinar kromik			

3.4. Albedo

Albedo adalah persentase perbandingan antara radiasi sinar pantul oleh suatu permukaan terhadap radiasi yang datang atas suatu permukaan

$$ALBEDO = \frac{\text{Radiasi pantul suatu permukaan}}{\text{Radiasi datang atas suatu permukaan}} \times 100\%$$

Besarnya albedo tergantung dari : macam permukaan, kandungan air permukaan dan sudut datang matahari. Contohnya albedo tanah basah lebih = setengah albedo tanah kering. Umumnya besarnya albedo di permukaan bumi 35% - 43%.

Besarnya albedo biasanya bervariasi tergantung dari jenis vegetasi dan musim untuk jenis vegetasi yang sama. Untuk memberikan gambaran tentang besarnya angka albedo dari berbagai bentuk permukaan tanah dapat dilihat pada Tabel 4.

Tabel 4. Beberapa angka albedo harian rata-rata untuk bermacam-macam tipe permukaan (Dune and Leopold, 1978)

Tipe Permukaan	Albedo	Lokasi
Air	0,05-0,10	Diberbagai tempat
Tanah kosong	0,11-0,18	Eropa barat
Hutan spurce	0,05-0,08	Eropa barat

Hutan pinus	0,10-0,12	Eropa barat
Hutan bamboo	0,12	Kenya
Hutan evergreen	0,14	Kenya
Hutan tropis daun lebar	0,18	Kenya
Hutan the	0,16	Kenya
Tanaman tebu	0,05-0,18	hawaii
Tanaman kentang	0,15-0,27	Eropa barat
Tanaman jagung	0,12-0,24	Amerika utara
Padang rumput	0,14-0,25	Diberbagai tempat
Tanaman sayur	0,25	Amerika utara

3.5. Radiasi Bumi

Karena adanya radiasi matahari maka bumi menjadi benda yang beradiasi pula. Akan tetapi spectrum dari radiasi bumi merupakan energi gelombang panjang, dimana mempunyai sifat tidak bisa dilihat oleh mata telanjang. Radiasi yang dipantulkan bumi tersebut merupakan "*Terrestrial radiation*" atau radiasi yang berkaitan dengan bumi.

Kira-kira 47% dari energi gelombang pendek dari radiasi matahari yang diabsorpsi oleh bumi pada permukaan daratan dan lautan akan dirubah kedalam bentuk panas atau dipergunakan dalam proses evapotranspirasi.

Atmosfer dapat mengabsorpsi 80%-90% dari radiasi gelombang panjang yang dikeluarkan bumi. Diantara gas-gas di atmosfer sebagai pengabsorpsi yang utama adalah CO₂ dan uap air.

1. Radiasi di bawah langit cerah

Hilangnya radiasi bumi keruang angkasa bervariasi besar sekali dengan keadaan atmosfer yang berbeda-beda. Hilangnya radiasi maksimal terjadi di bawah langit yang cerah, tetapi kecepatan hilangnya di bawah langit tak berawan berbeda karena uap air di udara adalah yang paling efektif dalam mengasorpsi

radiasi bumi. Jumlah uap air di udara bervariasi menurut daerah dan waktu. Selama siang hari sampai jam 15.00 lebih banyak energi yang diterima matahari daripada yang diradiasikan bumi. Pada malam hari energi bumi yang hilang terus menerus melalui radiasi bumi mengakibatkan pendinginan dan permukaan dan penurunan temperatur (suhu siang menjadi tinggi, malam hari menjadi rendah).

2. Pengaruh awan terhadap radiasi yang datang

Keadaan radiasi dengan adanya penutupan awan sangat berbeda dengan keadaan langit yang cerah. Radiasi yang dipancarkan bumi akan mencapai awan dan oleh awan akan diabsorpsi, selanjutnya dipantulkan lagi ke bumi sehingga mengakibatkan temperature awan dan bumi menjadi besar.

Penutupan awan total dan luas yang cukup tebal merupakan suatu penghalang nyata untuk penembus radiasi matahari yang datang. Banyaknya radiasi datang yang dipantulkan tergantung dari jumlah awan penutup, tipe dan tebalnya. Misalnya jumlah radiasi matahari yang dipantulkan oleh langit tertutup awan total dan luas berkisar antara 44%-50% untuk tipe awan *cirrostratus*, sedang untuk awan *stratocumulus* berkisar antara 55%-80%.

Awan mempunyai sifat dapat mengasorpsi dan meradiasikan semua gelombang sehingga penutup awan dapat menghalangi pendinginan bumi pada malam hari, terutama pada musim kemarau. Adanya penutupan awan akan menahan panas yang keluar dari bumi melalui radiasi bumi sepanjang siang dan malam hari, artinya bahwa adanya awan akan mengurangi terjadinya suhu maksimal pada siang hari dan menghalangi terjadinya suhu minimal pada malam hari.

Bila terjadi pendinginan pada permukaan bumi yang sangat besar maka akan terjadi **frost**

(pengembunan/pembekuan). Peristiwa ini biasanya terjadi pada malam hari dan musim kemarau dimana langit sangat cerah. Pada tanaman pengaruh adanya frost dapat mengakibatkan pecahnya sel-sel daun terutama pada daun-daun yang masih muda yang disebabkan karena cairan sel membeku. Daun-daun tersebut akan kering, selanjutnya mati dan yang tampak daun seperti terbakar. **Forst** disebut juga dengan Embun Api.

3.6. Neraca Energi

Radiasi yang berasal dari matahari sebagian diterima oleh bumi, sebagian diterima oleh atmosfer dan sebagian lagi dikembalikan ke atmosfer. Oleh karena satu tahunan dipermukaan bumi adalah konstan maka radiasi yang diterima oleh bumi dan atmosfer akan dikembalikan lagi ke dalam ruang angkasa sehingga terdapat suatu neraca radiasi yang seimbang.

Radiasi matahari sebagian besar terdiri atas gelombang pendek dan panjang gelombang antara 0,17 hingga 4 mikron. Sedangkan radiasi dari bumi (radiasi terestrial) sebagian besar terdiri atas gelombang-gelombang panjang dengan panjang gelombang antara 4 hingga 120 mikron. Adanya perbedaan antara radiasi gelombang panjang terutama sekali disebabkan karena adanya perubahan suhu bumi (sekitar 200-300° absolut) dan suhu matahari (sekitar 6000° absolut).

Perimbangan atau neraca energi radiasi antara radiasi matahari dan radiasi bumi dapat terjadi sebagai berikut:

- Siang hari

Radiasi matahari yang datang (100%) oleh atmosfer akan diuraikan menjadi radiasi langsung yang diserap bumi (27%), diserap atmosfer (15%),

direfleksikan oleh awan atau bumi ke ruang angkasa (33%), dihamburkan oleh partikel-partikel atmosfer (9%) dan diradiasi langit yang diserap bumi (16%), sehingga sebesar 43% radiasi diteruskan ke bumi, 42% radiasi dipantulkan kembali ke ruang angkasa dan 15% radiasi yang diserap atmosfer.

- Malam hari
Radiasi bumi akan meradiasikan kembali radiasi langsung siang hari sebesar 43% dengan perincian 24% merupakan radiasi efektif (16% diserap oleh atmosfer dan 8% kembali ke ruang angkasa). 19% merupakan radiasi lainnya. Radiasi efektif merupakan radiasi yang berasal dari permukaan bumi, sedangkan radiasi langit merupakan diffuse yang terjadi karena pantulan dalam atmosfer.

Dari uraian tersebut di atas dapat dibuat ikhtisar neraca radiasi bumi dan atmosfer seperti table pada Tabel 5 dan Tabel 6.

Tabel 5. Neraca Radiasi Bumi

MUKA BUMI	
Terima	Hilang
Radiasi langsung..... 27%	Radiasi efektif..... 24%
Radiasi langit..... 16%	Pemindahan karena evaporasi/kondensasi..... 23%
Pemindahan turbulensi..... 4%	
Jumlah..... 47%	Jumlah..... 47%

Tabel 6. Neraca Radiasi Atmosfer

ATMOSFER	
Terima	Hilang
Radiasi matahari yang diserap atmosfer..... 15%	Radiasi yang dipantulkan keruang angkasa..... 50%

Radiasi bumi yang diserap..... 16%	Pemindahan
Radiasi karena pemindahan energi evaporasi/ kondensasi..... 23%	turbulensi..... 4%
Jumlah..... 54%	Jumlah..... 54%

C. EVALUASI

1. Jelaskan, apakah yang dimaksud dengan matahari?
2. Jelaskan tentang hukum radiasi matahari!
3. Apakah yang menyebabkan terjadinya perubahan musim di bumi. Jelaskan!
4. Jelaskan pengaruh radiasi matahari terhadap pertumbuhan tanaman!

IV. SUHU UDARA

A. KOMPETENSI

1. Kompetensi umum:

Setelah mengikuti perkuliahan pada materi ini mahasiswa mampu menjelaskan dan tentang segala hal yang berkaitan dengan suhu udara, perubahan dan pengaruh nya terhadap pertumbuhan tanaman.

2. Kompetensi khusus:

Mampu menjelaskan tentang suhu udara, panas/kalor yang ditimbulkan oleh suatu permukaan, konversi dalam pengukuran suhu, perambatan panas, penyebaran suhu dipermukaan bumi, dan pengukuran dan penilaian suhu terhadap pertumbuhan tanaman dan profil suhu tanah.

B. MATERI PEMBELAJARAN

1. Prinsip umum suhu udara
2. Hubungan suhu dengan panas
3. Konversi dalam pengukuran suhu
4. Perambatan panas
5. Penyebaran suhu
6. Pengukuran dan penilaian suhu dalam pertumbuhan tanaman
7. Profil suhu tanah

4.1. Prinsip Umum Suhu Udara

Sinar energi yang utama di atmosfer baik termal maupun mekanis adalah berasal dari energi surya, dimana dalam bentuk gelombang pendek hanya kira-kira 20% yang dapat diserap langsung oleh atmosfer, sedangkan sisanya dirobah dulu oleh bumi dalam bentuk gelombang panjang dengan suhu rendah kemudian barulah dapat diserap oleh udara. Perubahan energi ini terutama terjadi pada

permukaan daratan dan lautan yang dapat menyerap lebih banyak daripada atmosfer. Energi surya yang diserap pada permukaan daratan dan lautan dirubah kedalam bentuk panas dan bentuk energy lainnya. Permukaan bumi sendiri juga merupakan benda yang lebih rendah (rata-rata 288K atau 15°C). Jadi atmosfer menerima panas langsung dari bumi sesudah bumi menyerap energi matahari dan atmosfer tidak langsung menerima panas dari matahari.

4.2. Hubungan Suhu Dengan Panas

Suhu atau temperatur udara adalah merupakan suatu konsep yang tidak dapat didefinisikan. Kita menyadari bahwa suhu udara sering dibarengi dengan ukuran kualitatif untuk menyatakan dingin, hangat dan panas.

Suhu udara adalah pernyataan skala panas yang terindra dari sebagian energi surya yang diterima permukaan bumi. Di atmosfer suhu udara turun sebesar 0,6°C setiap terjadi penambahan ketinggian sebesar 100 meter. Jika laju penurunan suhu lebih besar 0,6°C/100 meter maka di daerah tropis akan terjadi hutan konvektif.

Dalam "GLOSSARY OF METEOROLGI" disebutkan bahwa

SUHU : Adalah derajat panas atau dingin yang diukur berdasarkan sekala tertentu dengan menggunakan berbagai tipe termometer dengan satuan derajat Celcius, Reamur, Fahrenheit atau Kelvin.

Dalam pembicaraan sehari-hari suhu akan selalu berhubungan dengan istilah panas. **SUHU** merupakan ukuran energi kinetis rata-rata dari pergerakan molekul/benda dimana satuannya adalah derajat (°) atau dapat pula dikatakan sebagai aspek intensitas dari energi panas. Sedangkan **PANAS** adalah

merupakan ukuran enersi total dari molekul benda dimana satuannya adalah kalori (Kal). 1 kalori = panas yang diperlukan untuk menaikkan suhu 1 gram air sebesar 1°C (merupakan tingkat kemampuan benda dalam hal memberikan/menerima panas).

Suhu itu sifatnya khas, dimiliki oleh suatu benda yang berhubungan dengan panas dan enersi. Jika panas dialirkan pada suatu benda, maka suhu benda tersebut akan meningkat, tetapi jika benda tersebut kehilangan panas maka suhunya akan turun. Jadi dapat dikatakan bahwa antara suhu dan panas mempunyai hubungan tetapi hubungannya tidak tetap sebab besarnya peningkatan suhu akibat penerimaan panas dalam jumlah tertentu akan dipengaruhi oleh daya tampung panas (*heat capacity*) yang dimiliki oleh benda penerima tersebut.

4.3. Konversi Dalam Pengukuran Suhu

Satuan yang digunakan dalam pengukuran suhu adalah derajat Celcius (°C), derajat Kelvin (°K), derajat Fahrenheit (°F) dan derajat Reamur (°R). Satuan derajat celcius merupakan satuan yang paling banyak digungakan untuk berbagai pengukuran suhu, dimana satuan ini didasarkan atas titik didih dan titik beku air. Satuan derajat Kelvin banyak digunakan dalam ilmu-ilmu fisika. Satuan ini berkaitan dengan kemampuan suatu benda untuk memancarkan energi. Satuan derajat Fahrenheit hanya umum digunakan di Amerika Serikat, sedangkan satuan derajat Reamur sangat jarang digunakan. Konversi satuan dalam pengukuran suhu dapat di lihat pada Tabel 7.

Tabel 7. Konversi antara derajat Celcius, Fahrenheit, dan Kelvin

Dari Satuan	Konversi ke		
	Celcius	Fahrenheit	Kelvin
Celcius	-	$(9/5)^{\circ}\text{C} + 32$	$^{\circ}\text{C} + 273$
Fahrenheit	$(^{\circ}\text{F} - 32) / (9/5)$	-	$(5/9)^{\circ}\text{F} + 255,2$
Kelvin	$^{\circ}\text{K} - 273$	$(9/5)^{\circ}\text{K} - 459,4$	-

PANAS dapat dinyatakan sebagai energi yang ditransfer dari benda satu ke benda yang lain dengan proses termal seperti radiasi, konduksi, dan konveksi.

Panas dari suatu benda itu tergantung dari:

- a. Aktivitas molekul rata-rata (suhu)
- b. Massa
- c. Susunan

Sedangkan panas yang diperlukan oleh suatu benda untuk menaikkan suhu tergantung dari PANAS JENIS dari benda tersebut:

PANAS JENIS : Jumlah panas (kalor) yang diperlukan oleh benda untuk menaikkan suhu sebesar 1°C . satuannya $\text{cal.g}^{-1} \text{ } ^{\circ}\text{C}^{-1}$

Ukuran panas jenis dari masing-masing benda itu berbeda, misalnya:

- Air : $1,00 \text{ cal. Gr}^{-1} \text{ } ^{\circ}\text{C}^{-1}$
- Udara : 0,24
- Uap air : 0,48
- Tanah : 0,2
- Zat Asam : 0,22

4.4. Perambatan Panas

Energi panas dirambatkan dari suatu benda/tempat ke benda/tempat lain terjadi melalui proses konduksi, konveksi, radiasi:

a. Konduksi

Yaitu suatu proses perambatan/pemindahan panas pada benda-benda padat, misalnya tanah. Pada proses ini sebagian energi kinetik molekul benda/medium yang bersuhu lebih tinggi dipindahkan kemolekul benda yang bersuhu lebih rendah melalui *tumbukan molekul-molekul* tersebut. Proses konduksi dipengaruhi oleh karakteristik sifat fisik tanah, daya hantar panas/difusivitas termal tanah dan kadar air tanah.

- Difusivitas termal tanah rendah jika tanah tidak mengandung air.
- Difusivitas termal tanah meningkat jika kadar air meningkat dan meningkat pada kadar air 15 %. Jika kadar airnya lebih dari 15% akan turun kembali tetapi tidak lebih dari keadaan tanah tidak mengandung air.

Kecepatan perambatan panas tergantung pada **DAYA HANTAR JENIS BENDA**, yaitu jumlah kalori yang dirambatkan perdetik melalui suatu permukaan yang luasnya 1 cm^2 , tebalnya 1 cm dan perbedaan suhu 1°C . Jadi, dalam proses perambatan panas secara konduksi sebelum proses perambatan itu terjadi harus ada perbedaan suhu terlebih dahulu. Jika perbedaan suhunya besar, maka proses perambatannya berlangsung dengan cepat.

b. Konveksi

Yaitu suatu proses perambatan panas yang terjadi pada fluida (cairan/gas), berlangsung karena adanya pergerakan massa udara.

- Merupakan proses perambatan panas akibat dari benda-benda yang dipanasi. Jika udara dipanasi maka akan mengembang dan naik keatas kemudian udara yang mengembang tersebut

tempatny akan digantikan oleh udara dingin yang turun ke bawah.

- Merupakan proses naik atau turunnya massa udara panas dan dingin.
- Jika pergerakan panas itu terjadi pada arah datar (misalnya darat-laut) maka dinamai ADVEKSI.

c. Radiasi

Yaitu proses perambatan panas dalam bentuk gelombang elektromagnetik tanpa memerlukan media perambatan. Faktor-faktor yang menentukan efektif tidaknya penyerapan radiasi adalah suhu, warna dan macam permukaan.

4.5. Penyebaran suhu

A. Penyebaran suhu dipermukaan bumi

Suhu di Atmosfer ditentukan oleh radiasi matahari, oleh karenanya suhu dipengaruhi oleh:

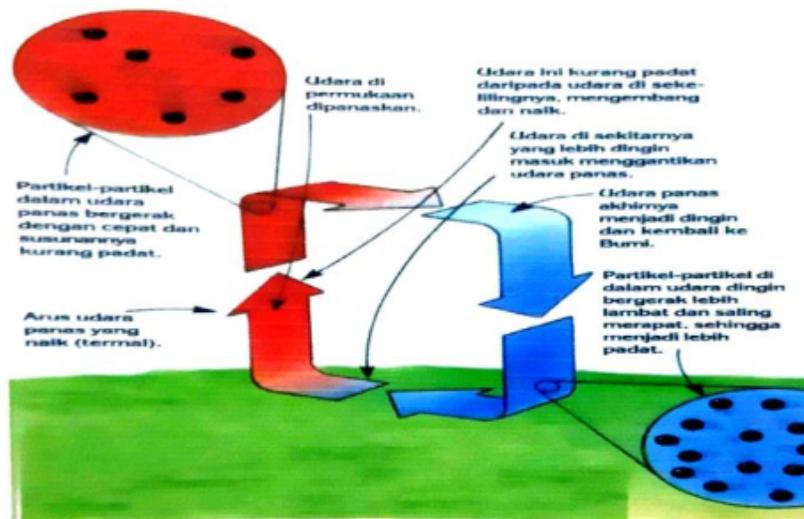
1. Garis Lintang

Suhu paling panas bukan pada garis khatulistiwa tetapi pada 10 ° Lintang Utara, hal ini terjadi karena berdasarkan harga rata-rata suhu udara tahunan diketahui bahwa belahan bumi utara adalah lebih besar dibandingkan daripada belahan bumi selatan. Hal ini terjadi karena belahan bumi utara lebih banyak terdiri dari daratan dibandingkan belahan bumi selatan. Perbedaan ini juga menyebabkan bahwa variasi pada garis lintang 50° baik belahan bumi utara maupun dibelahan bumi selatan yang mempunyai suhu rata-rata yang hamper sama (masing-masing 5,9°C dan 5,7°C). Suhu yang besar (dari 22,9°C–26,7°C) meliputi belahan bumi utara dan selatan terutama ada garis lintang 0° sampai 20°. Keadaan suhu rata-rata pada masing-masing belahan bumi bisa dilihat pada table 8.

Tabel 8. Keadaan suhu rata-rata pada masing-masing belahan bumi

Bagian Bumi	Rata-rata suhu (°C)			Variasi Tahunan
	Tahunan	Januari	Juli	
Belahan Utara	: 15,2	: 8,0	: 22,4	: 14,4
Belahan Selatan	: 13,3	: 17,0	: 9,7	: 7,3
Bumi	: 14,3	: 12,5	: 16,0	: 3,5

Variasi tahunan dibelahan bumi utara (14,4 °C) lebih besar daripada belahan bumi selatan (7,3 °C). Hal ini disebabkan karena dibelahan bumi utara terdiri dari daratan dan perairan dengan perbandingan yang tidak jauh berbeda. Sedangkan dibelahan bumi selatan lebih banyak terdiri dari perairan. Proses perputaran suhu udara dipermukaan bumi dapat dilihat pada Gambar 10.

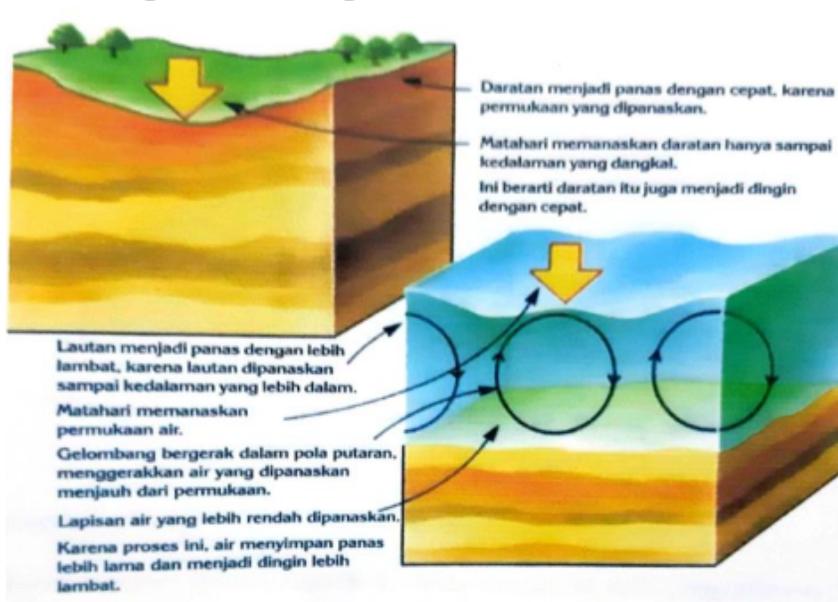


Gambar 10. Proses perputaran suhu udara di permukaan bumi

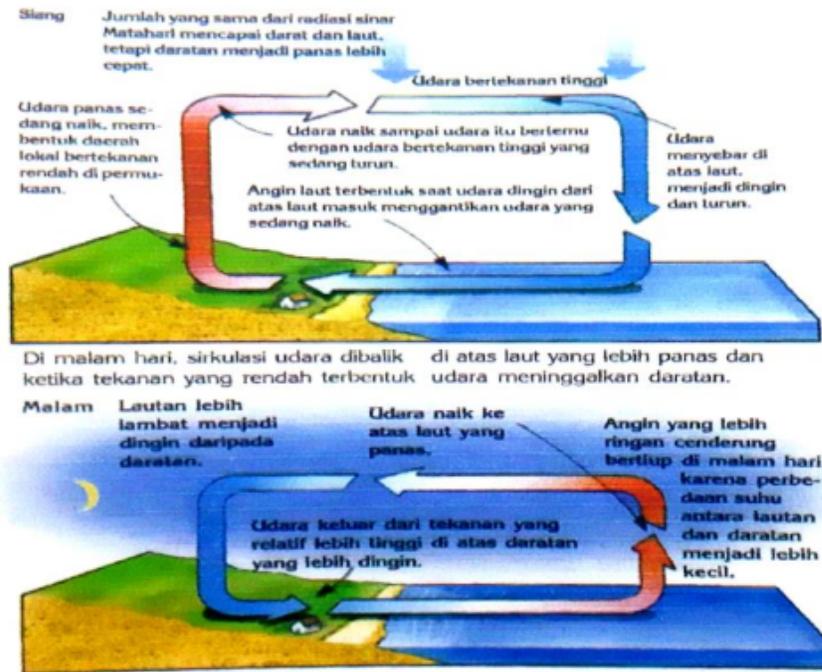
2. Pengaruh Sifat Muka Bumi

Pada permukaan bumi variasi suhu yang terjadi sangat besar:

- Pada daratan, pemindahan panas dari permukaan tanah kelapisan yang paling dalam secara konduksi sangat kecil. Panas yang diterima sebagian besar digunakan untuk memanaskan lapisan tanah yang paling atas, sehingga pada musim panas menjadi sangat panas, sebaliknya pada musim dingin permukaan dingin. Hal ini terjadi karena hanya terdapat konduksi panas dari lapisan-lapisan bagian dalam.
- Sebaliknya, pada perairan efek pemanasan dari radiasi matahari tersebut masuk lebih jauh kedalam sebagai akibat adanya gerak turbulensi air. Disamping itu sebagian dari panas yang tiba diatas muka perairan dipergunakan untuk menguapkan air, sedangkan diatas daratan panas yang hilang oleh penguapan itu kecil. Proses perubahan suhu pada daratan dan perairan dapat di lihat pada Gambar 11 sedangkan perubahan suhu daratan dan perairan pada siang dan malam hari dapat di lihat pada Gambar 12.



Gambar 11. Proses perubahan suhu di daratan dan perairan



Gambar 12. Perubahan suhu daratan dan perairan pada waktu siang dan Malam hari

3. Pengaruh Letak Bumi

Diatmosfer (dalam lapisan troposfer), makin bertambah letak tinggi (elevasi) maka makin rendah suhu udara, sebaliknya intensitas penyiraman matahari akan meningkat akibat berkurangnya intensitas atmosfer untuk menahannya. Pemancaran panas keluar bumi semakin meningkat karena uap air diketinggian yang besar tidak ada. Akibatnya, pada permukaan bumi makin tinggi tempat makin rendah suhunya sehingga pada ketinggian tertentu tercapailah batas salju. Nisbah penurunan suhu ini (*lapse rate*) rata-rata adalah sebesar 6°C setiap kenaikan 100 meter dari permukaan bumi. Perubahan ini dikenal dengan nama PERUBAHAN ADIABATIS.

Batas (*level*) dimana penurunan suhu ini berhenti disebut *tropopause*. Diatas *tropopause* yakni stratosfer, suhu agak naik sedikit kemudian berjalan agak konstan. Perubahan adiabatic dapat terjadi, jika suatu masa udara yang kering dipanasi pada

permukaan bumi, maka massa udara tersebut akan mengembang dan menjadi sangat ringan daripada massa udara sekelilingnya. Hal ini menyebabkan massa udara tadi akan naik (bergerak) keatas. Karena massa udara naik maka jumlah udara yang berada diatasnya lebih sedikit dan ia akan mengembang lagi karena tekanannya berkurang. Jika suatu benda mengembang ia memerlukan panas, dan jika panas itu tidak datang dari sumber sekelilingnya maka benda itu akan menjadi dingin. Dengan kata lain benda itu sendiri mengeluarkan energi untuk melakukan usaha "mengembang". Demikian juga, massa udara yang bergerak naik vertical tadi akan menjadi lebih dingin. Pada keadaan demikian, rata-rata nisbah penurunan suhu udara yang naik ini adalah kira-kira $1\text{ }^{\circ}\text{C}$ tiap naik 100 meter. Perubahan suhu ini disebut **Perubahan suhu adiabatic kering** karena tidak melepaskan panas keluar atau mendapatkan panas dari luar. Jika yang dipanasi bukan massa udara kering, akan tetapi massa udara yang lembab, maka massa udara yang lembab tersebut dipaksa naik, sehingga ia akan mengembang dan suhunya akan turun seperti halnya massa udara kering diatas, sampai dicapai suatu suhu dimana sebagian uap air yang dikandung massa udara tersebut mencair. Karena terjadinya pencairan atau kondensasi maka ada pelepasan panas (energi dikeluarkan). Karena adanya kondensasi ini nisbah adiabatik tidak lagi $1\text{ }^{\circ}\text{C}$ tiap kenaikan 100 meter akan tetapi hanya sebesar kurang lebih $0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ setiap kenaikan 100 meter. Keadaan ini disebut **Perubahan suhu adiabatic basah**.

Pada bagian daratan dan lautan penyebaran suhu dipermukaan bumi dipengaruhi oleh:

- a. Pengaruh Lintang bumi (latitude), dimana suhu tertinggi terdapat diequator dan terendah dikutub.

Hal ini terjadi karena bumi berbentuk bulat sehingga sesuai dengan **hukum Lambert** yang berbunyi bahwa kerapatan aliran energi cahaya yang diterima persatuan luas permukaan pada daerah garis equator akan lebih tinggi dibandingkan dengan daerah garis lintang yang lebih tinggi, baik pada belahan bumi utara maupun belahan bumi selatan, dan terendah pada bagian kutub.

Peredaran bumi mengelilingi matahari dan perputaran bumi pada sumbunya menyebabkan seluruh permukaan bumi secara bergantian menerima radiasi dari cahaya matahari.

b. Jumlah radiasi matahari yang diterima perhari, permusiman pertahun.

c. Pengaruh daratan dan lautan

Air cenderung untuk menyimpan panas yang diterima, sebaliknya daratan lebih cepat melepaskan panas ke atmosfer. Peningkatan suhu air (lautan) berlangsung lebih lambat, tetapi air dapat menyimpan panas lebih lama dibandingkan dengan daratan, terjadi karena air mempunyai panas spesifik yang tinggi. **PANAS SPESIFIK** adalah jumlah energi yang dibutuhkan untuk meningkatkan suhu 1 gr air sebesar 1 °C.

Angin yang berhembus melewati bentangan permukaan air dapat menghambat peningkatan atau penurunan suhu secara drastis pada wilayah daratan sekitarnya. Oleh sebab itu iklim di wilayah kepulauan atau wilayah dekat pantai akan lebih sejuk.

d. Pengaruh altitude/ketinggian tempat

Makin tinggi suatu tempat dari permukaan laut maka semakin rendah suhunya. Pada pegunungan, suhu akan lebih rendah dibandingkan daratan rendah, hal ini terjadi

karena udara pada tempat-tempat yang tinggi bersifat renggang sehingga kurang mampu menyimpan panas dibandingkan udara pada daratan udara pada daratan rendah yang bersifat lebih rapat.

- e. Pengaruh dari sudut datang sinar matahari
Sinar yang arah datangnya tegak lurus akan membuat suhu lebih panas daripada yang arah datangnya miring.
- f. Pengaruh panas laten
Panas Laten : panas yang disimpan dalam atmosfer
Sebagian besar radiasi matahari yang mencapai permukaan bumi digunakan untuk penguapan air dipermukaan benua atau lautan atau vegetasi yang basah. Perubahan energi matahari kemudian disimpan dalam atmosfer dalam bentuk panas laten atau panas potensial.
- g. Pengaruh angin
Peristiwa pergerakan angin arah horizontal akan menyangkut panas dan kelembaban udara.
- h. Penutup tanah
Tanah yang ditutupi oleh vegetasi mempunyai temperatur yang lebih rendah dibandingkan tanah tanpa vegetasi.

Fungsi tanaman → dalam hubungannya dengan suhu
→ dapat memodifikasi unsur-unsur iklim.

Kondisi udara dibawah pohon yang rindang pada saat matahari bersinar penuh akan terasa sejuk, lebih teduh dan lembab. Hal ini terjadi karena tanaman dapat menurunkan intensitas radiasi cahaya langsung dan suhu 90% energi radiasi matahari yang diserap oleh sistem tajuk akan digunakan untuk transpirasi dan fotosintesa. Sedangkan pada malam

hari tanaman berperan sebagai penahan panas sehingga suhu udara dibawah tajuk akan lebih hangat dibandingkan ditempat terbuka atau tanpa vegetasi, dimana tajuk tanaman akan menyerap sebagian energi yang dipancarkan oleh permukaan tanah, sedangkan jika tanpa radiasi yang dipancarkan dari permukaan tersebut akan langsung hilang kelapisan atmosfer yang lebih tinggi => memperkecil fluktuasi suhu siang dan malam hari.

Penyerapan energi radiasi matahari oleh sistem tajuk tanaman akan memacu tumbuhan untuk meningkatkan laju transpirasi (akan menggunakan sebagian besar air yang diserat tumbuhan dari dalam tanah), sehingga hanya sedikit panas yang tersisa yang akan dipancarkan keudara dan sekitarnya, akibatny suhu udara disekitar tanaman tidak akan meningkat secara drastic pada siang hari yang terik (peningkatannya hanya berkisar sekitar 3,5°C).

B. Penyebaran Suhu Dan Waktu

1. Fluktasi Suhu Harian = Suhu Diurnal

- a) Data rata-rata suhu bulanan, semusim, setahun atau periode tahun yang panjang dibentuk oleh suhu rata-rata harian. Hal ini terjadi karena perubahan radiasi matahari selama sehari semalam.
- b) Suhu rata-rata harian terendah terjadi pada pagi hari dan tertinggi setelah tengah hari, disebabkan karena udara adalah perambat panas yang buruk sehingga panas matahari yang dipancarkan kembali ke bumi membutuhkan waktu untuk sampai disuatu tempat di bumi. Pada siang hari suhu naik dengan cepat bersamaan bertambah tingginya matahari. Suhu ini masih naik terus selama satu hingga tiga jam setelah matahari melewati titik tertinggi, sebab

meskipun radiasi yang diterima telah berkurang tetapi untuk beberapa waktu lamanya masih lebih besar daripada radiasi yang dikembalikan. Setelah mencapai titik maksimum suhu ini lalu turun. Penurunan ini berlangsung perlahan-lahan sepanjang malam dan mencapai titik minimum menjelang matahari terbit pada keesokan harinya.

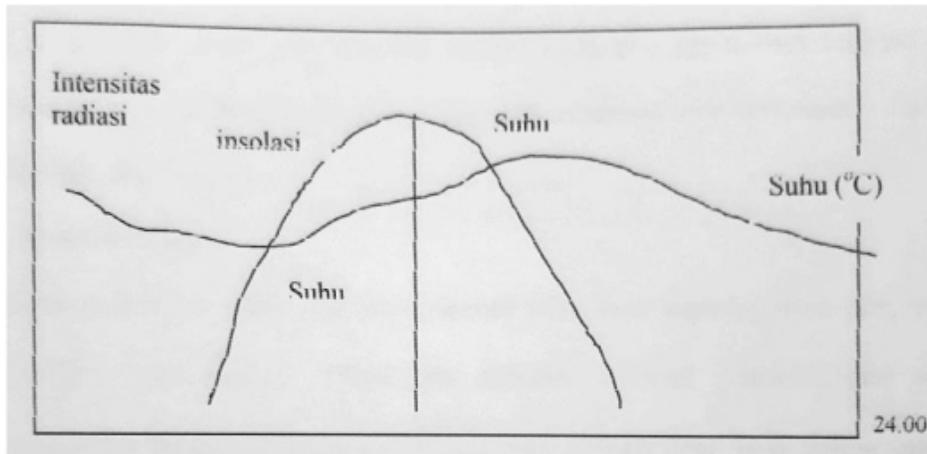
- c) Suhu udara maksimal terjadi pada jam 13.30-15.30, tidak berimpitan dengan radiasi maksimal (jam 12.00). keterlambatan ini terjadi karena suhu terus naik selama jumlah radiasi matahari yang diterima melampaui radiasi bumi yang keluar. Setelah mencapai suhu maksimal (radiasi keluar lebih besar dari yang datang) maka suhu akan turun dan mencapai minimum menjelang matahari terbit pada keesokan harinya. Setelah itu suhu akan naik lagi, pertama-tama karena adanya penambahan energi dari proses pengembangan yang melepaskan panas laten yang dikandung uap air.
- d) Berlangsung jika ada pengaruh perpindahan panas secara horizontal seperti *front panas* dan *front dingin* yang melewati daerah tersebut.

FRONT : Permukaan batas bayangan antara dua macam udara yang berbeda sifatnya. Yaitu pertemuan antara udara dingin dari kutub dan udara panas dari equator,

Front Panas : jika massa udara tersebut lebih panas dari udara sekitarnya,

Front dingin : jika massa udara bersuhu lebih dingin dari udara sekitar.

Fluktuasi suhu harian (suhu maksimum terjadi setelah isolasi maksimum) dapat dilihat pada gambar 13.



Gambar 13. Fluktuasi suhu harian (suhu maksimum terjadi setelah isolasi maksimum)

Variasi suhu diurnal dipengaruhi oleh beberapa faktor seperti:

a) Sifat Permukaan Bumi

Diatas lautan, variasi suhu diurnal lebih kecil dibandingkan diatas daratan, tetapi suhu maksimal dicapai lebih awal dibandingkan didaratan yakni kurang lebih setengah jam setelah matahari mencapai titik kulminasinya. Jadi, keseimbangan antara radiasi yang diterima dengan yang hilang lebih cepat dicapai, sebagai akibat dari sedikitnya pemanasan diatas lautan.

b) Garis Lintang

Variasi suhu harian bertambah besar jika garis lintang semakin rendah, karena dengan bertambahnya garis lintang maka makin berkurang luas daratan dan makin berkurang pada rata-rata jumlah radiasi yang diabsorpsi oleh bumi setiap cm^2 setiap menitnya. Tetapi hal ini bukanlah faktor yang dominan, karena masih dipengaruhi oleh keadaan awan kandungan uap air dan debu diudara, yang pada umumnya lebih berpengaruh daripada perbedaan garis lintang.

c) Keadaan Langit

Jika langit berawan, suhu maksimum menjadi lebih kecil karena adanya pengurangan insolasi (penyinaran = bagian dari matahari/energi matahari yang sampai kepermukaan bumi). Sebaliknya suhu minimum menjadi lebih besar karena sebagian radiasi bumi diabsorpsi oleh awan dan kemudian dikembalikan lagi kepermukaan bumi. Akibatnya, pada hari yang berawan variasi suhu harian menjadi lebih kecil. Pada langit yang mendung suhu udara lebih panas karena radiasi matahari dapat menembus awan tetapi radiasi panas yang dipancarkan oleh bumi tertahan oleh lapisan awan (*Green House Effect*). Makin tinggi awan makin kurang efektif menahan kehilangan panas dari tanah. Penutupan lahan pada siang hari akan memantulkan banyak radiasi surya yang diterima dan mengirimkan kembali keruang angkasa sehingga menghalangi pemanasan permukaan bumi dan juga mengurangi penyimpanan energi panas bumi, akibatnya pada malam hari menjadi agak panas dan siang hari menjadi agak dingin. Sedangkan pada langit yang cerah (tanpa adanya penutupan awan), radiasi matahari cepat sekali memanaskan bumi dan kemudian memanaskan udara sekitarnya. Pada malam yang cerah radiasi yang keluar dengan cepat dari bumi mengakibatkan pendinginan yang besar. Akibatnya fluktuasi suhu pada malam dan siang hari menjadi besar.

d) Stabilitas Udara

Jika didekat muka bumi terdapat **inversi suhu** maka udara yang menjadi panas karena kontak dengan bumi akan naik keatasnya sampai pada level inversi, sehingga massa udara yang dipanaskan jauh lebih sedikit dibandingkan jika tidak ada

inversi. Akibatnya, kisaran suhu diurnal menjadi lebih besar.

Inversi Suhu : Suhu naik dengan bertambahnya ketinggian, hal tersebut terjadi jika lapisan udara panas berada diatas lapisan udara dingin. Terjadi jika:

- a. Udara dekat permukaan bumi menjadi lebih dingin dengan cepat oleh karena radiasi yang kuat, adanya adveksi udara dingin dengan udara sekelilingnya.
- b. Lapisan udara panas melalui lapisan udara dingin.
- c. Oleh karena adanya turbulensi (pergerakan massa udara).

2. Variasi Fluktuasi Suhu Tahunan

Fluktuasi suhu tahunan akan berubah-ubah dari suatu tempat ketempat lain, dipengaruhi oleh garis lintang dimana makin tinggi garis lintang (makin mendekati kutub) makin besae kisaean suhu tahunannya.

Fluktuasi suhu tahunan dibedakan berdasarkan **pola** dan berdasarkan **tipe**.

a. Berdasarkan polanya

Berdasarkan pola variasi suhu tahunan dibedakan atas 3 bagian, yaitu:

1) Pola Khatulistiwa

Menunjukkan suatu fluktuasi yang kecil. Penambahan suhu harian dari energi surya mulai dari pertengahan musim dingin sampai pertengahan musim panas dan terjadi penurunan suhu pada pertengahan musim panas sampai kepertengahan musim dingin.

2) Pola Daerah Iklim Pertengahan

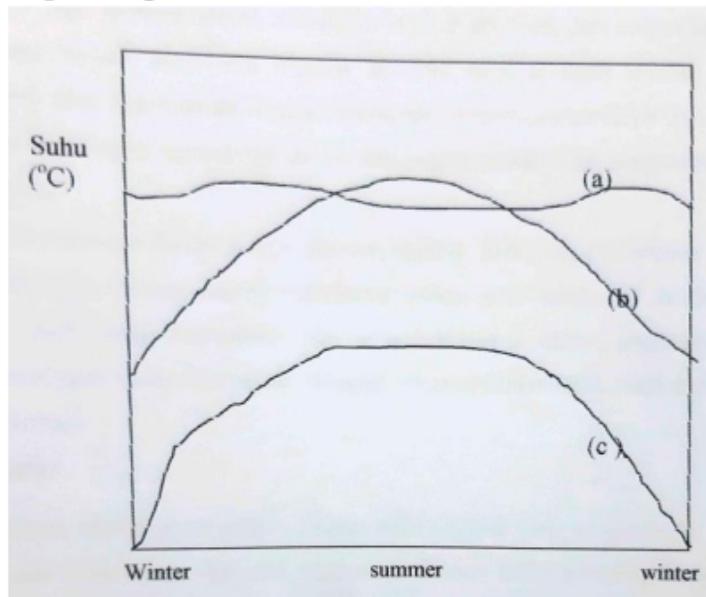
Menunjukkan fluktuasi yang cukup besae. Tergantung pada letaknya dimana fluktuasinya

daot jauh lebih besar, misalknya jika suhu tempat terletak didekat lautan, fluktuasi suhu tahunan kecil.

3) Pola Daerah Kutub

Fluktuasi yang terjadi sangat besar. Dalam hal ini besarnya tergantung juga dari letaknya apakah dekat dengan lautan atau ditengah-tengah lautan.

Pembagian pola fluktuasi suhu tahunan dapat dilihat pada gambar 14.



Gambar 14. Fluktuasi suhu tahunan

Keterangan: (a). Pola Khatulistiwa
(b). Pola Iklim Pertengahan
(c). Pola Kutub

b. Berdasarkan tipe dibedakan atas:

1) Tipe Kontinental

Pada tipe ini suhu minimum jatuh pada bulan januari dan suhu maksimum pada bulan juli. Kurva suhu adalah simetris antara maksimum dan minimum, dimana kisaran suhunya lebih besar.

2) Tipe Maritim Sedang

Suhu maksimum dan minimum bergeser mundur 1 bulan, yakni masing-masing pada bulan Agustus dan Februari. Pengunduran ini disebabkan karena adanya pengunduran suhu-suhu ekstrim pada permukaan laut. Diatas permukaan laut terjadi gerakan-gerakan air secara turbulen yang tidak saja menurunkan kisaran suhu tetapi juga memperlambat terjadinya suhu maksimum dan minimum. Hal ini disebabkan karena suhu-suhu ekstrim tersebut baru tercapai setelah air laut dipanaskan atau didinginkan hingga kedalaman tertentu sedemikian rupa sehingga pencampuran dengan lapisan-lapisan air dari bagian bawah tidak berpengaruh.

3) Tipe Musim

Merupakan pasangan daripada tipe maritime sedang. Pada tipe ini terdapat dua posisi maksimum yaitu masing-masing maksimum primer pada bulan Mei dan maksimum sekunder pada bulan September. Hal ini terjadi karena adanya angin musim yang banyak membawa awan dan hujan. Kisaran suhunya adalah lebih kecil daripada tipe maritim sedang.

4) Tipe Equator

Karakteristik dari tipe ini adalah kisaran suhu tahunan sangat kecil.

Terdapat posisi dua maksimum dan dua minimum, dimana masing-masing berada dalam kisaran yang sangat kecil.

c. Penyebaran Suhu Secara Vertikal = Gradien Suhu Vertikal

Jika seseorang naik menjauh bumi, akan terasa suhu semakin turun dengan bertambahnya letak

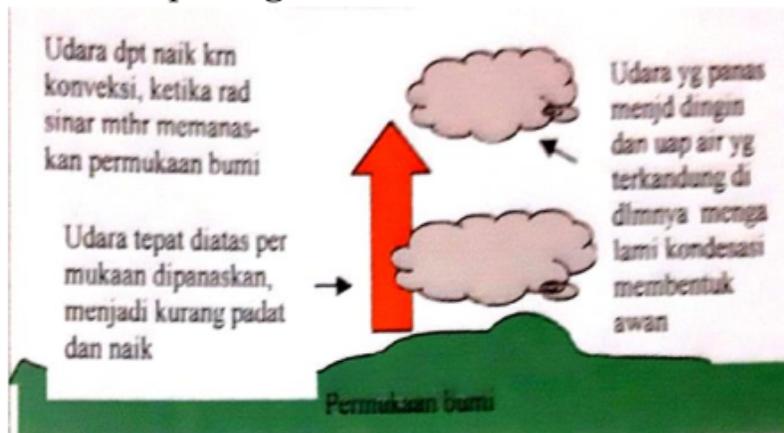
ketinggian. Penurunan suhu dengan naiknya ketinggian ini disebut dengan "Gradien Suhu Vertikal".

Hal ini dapat terjadi karena:

- 1) Bumi adalah sumber utama dari panas atmosfer, dengan bertambahnya jarak dari permukaan bumi maka suhu akan bertambah rendah.
- 2) Berkurangnya kerapatan udara dengan tinggi, sehingga kandungan panasnya semakin kecil.
- 3) Udara yang bergerak vertical akan mengalami pengembangan dan pemampatan sehingga terjadi perubahan suhu.

Sebab-sebab terjadinya pergerakan udara secara vertical adalah:

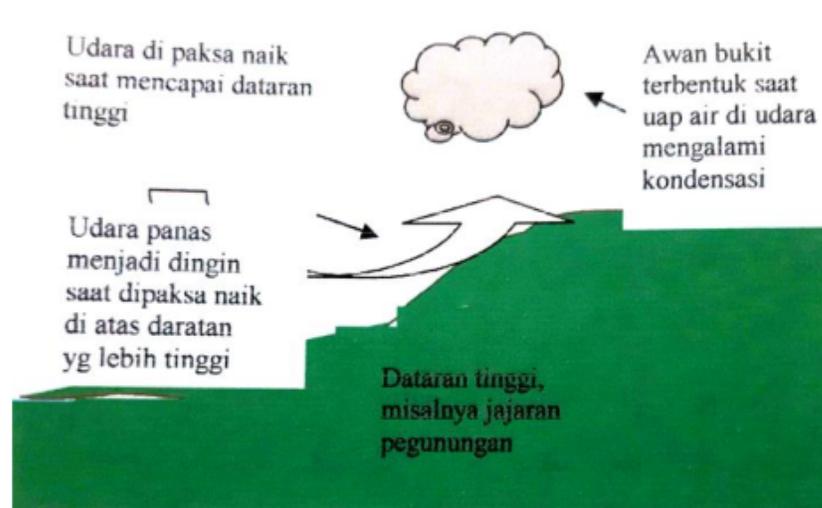
- 1) Adanya pemanasan dan pendinginan udara
Bila bumi dipanasi maka udara yang ada di atasnya menjadi panas. Udara yang dipanasi akan mengembang dan naik. Ilustrasi penaikan udara karena adanya pemanasan dan pendinginan udara dapat dilihat pada gambar 15.



Gambar 15. Penaikan udara karena pemanasan dan pendinginan udara

- 2) Penaikan oleh karena keadaan tofografi
Udara yang melalui gunung atau pegunungan akan naik melalui lereng yang satu dan turun dilereng

sebelahnya. Ilustrasi kenaikan udara karena keadaan topografi dapat dilihat pada gambar 16.

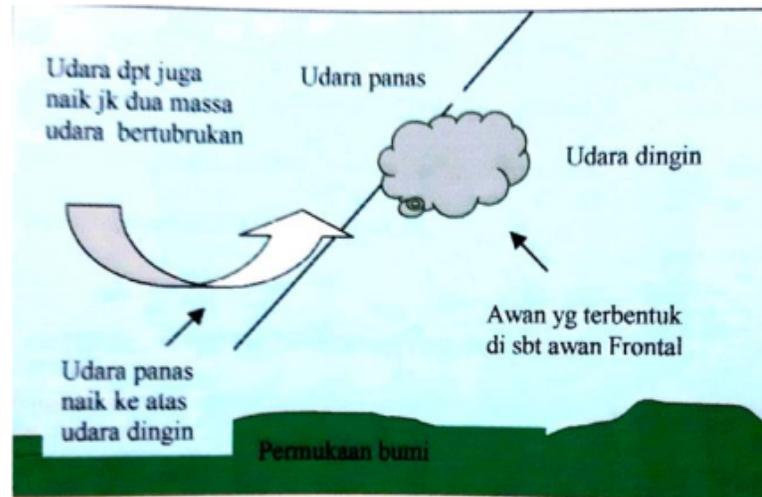


Gambar 16. Penaikan udara karena keadaan topografi

3) Penaikan oleh karena adanya "Front"

Front yaitu permukaan batas bayangan antara dua macam udara yang berbeda sifatnya, yaitu udara dingin dan udara panas dari equator.

Batas keduanya berupa lereng dengan udara dingin dibawah dan udara panas diatasnya. Ilustrasi kenaikan udara karena adanya front bisa dilihat pada gambar 17.



Gambar 17. Penaikan udara karena adanya front

4.6. Pengukuran Dan Penilaian Suhu Dalam Pertumbuhan Tanaman

Dalam pengambilan data suhu untuk pengukuran pertumbuhan tanaman dan data suhu yang sering dipergunakan adalah **suhu udara** dan **suhu tanah**, sedangkan suhu yang benar-benar mempengaruhi pertumbuhan tanaman adalah **suhu tanaman itu sendiri**.

Secara meteorologi, suhu udara biasanya diukur dalam sangkar cuaca. Dalam situasi itu, yang diukur adalah suhu massa udara setinggi 1,5 meter. Tetapi tanaman menerima radiasi langsung dari matahari sehingga suhunya berbeda dengan suhu sangkar cuaca, dimana suhu tanaman lebih besar daripada suhu sangkar cuaca. Hal ini dapat terjadi sebagai akibat dari penguapan sejumlah air dari permukaan atau pemindahan panas secara konveksi, angin atau pantulan. Disamping terjadi perubahan suhu tanaman, suhu permukaan tanah juga berubah.

Apabila transpirasi berlangsung terus menerus, suhu permukaan daun tidak akan berubah. Perubahan suhu pada permukaan daun juga ditentukan oleh sudut letak daun terhadap radiasi surya dimana letak daun terhadap radiasi matahari menentukan jumlah energi yang diserap oleh daun tersebut.

A. Suhu Kardinal, Suhu Optimum Untuk Pertumbuhan

Walaupun cahaya dan kelembaban terdapat dalam komposisi dan kombinasi yang menguntungkan, tetapi pertumbuhan tanaman akan terganggu atau terhenti jika suhu melampaui batas minimum atau maksimum tertentu oleh tanaman tersebut. Batas-batas suhu tersebut disebut dengan "**SUHU KARDINAL**". Yaitu batas-batas suhu dimana

proses pertumbuhan tanaman dapat berlangsung dengan lancar. Terdiri dari:

1) Suhu Maksimal

Yaitu suhu dengan batasan tertentu dimana tanaman masih dapat tumbuh. Berkisar diantara 40°C–50°C.

2) Suhu Minimum

Yaitu suhu terendah dimana tanaman dapat bertahan untuk hidup, yaitu sekitar 15 °C.

3) Suhu Optimum

Yaitu suhu terbaik yang dibutuhkan oleh tanaman, dimana proses pertumbuhannya dapat berjalan dengan lancar, berkisar diantara 31°C–37°C.

Suhu optimum untuk aktivitas metabolisme maksimum berbeda untuk setiap jenis tanaman, populasi dan individu dari setiap jenis. Bagian tanaman dan juga tingkat perkembangan daun dan bentuk akhirnya juga tergantung dari suhu. Suhu tinggi akan menguntungkan pertumbuhan batang tetapi menyebabkan daun menjadi tebal dan kecil. Menurut *Went*, batang muda yang tumbuh pada permulaan musim dapat tumbuh dengan baik pada suatu suhu sedangkan pertumbuhan selanjutnya serta tingkat reproduksinya membutuhkan suhu yang berbeda.

Faktor-faktor lingkungan yang mempengaruhi respons tanaman terhadap suhu, diantaranya adalah:

a) Tingkat kesuburan tanah

Kesuburan tanah yang rendah akan menyebabkan pertumbuhan lambat, nitrogen yang tinggi akan menyebabkan pertumbuhan vegetative yang intensif sehingga memperlambat kematangan, dan faktor suhu yang tinggi cenderung akan mempercepat kematangan.

b) Populasi tanaman

Suatu populasi tanaman yang rendah akan mencapai kematangan yang lebih cepat daripada populasi yang rapat dengan catatan bahwa rumput dan tanaman yang terdapat disitu tidak mempengaruhi keadaan sekitarnya.

c) Tipe tanah

Tanah berpasir akan menjadi panas lebih cepat daripada tanah liat, karena kandungan air tanah liat lebih tinggi dibandingkan tanah berpasir. Kandungan air dan kesuburan berhubungan dengan kesuburan tanah.

d) Suhu tanah

Didaerah terlintang sedang, suhu tanah dimusim semi lebih dingin daripada suhu.

e) Kandungan air tanah

Tanah-tanah yang berdrainase jelek mempunyai suhu yang lebih dingin. Dalam keadaan tersebut problema unsur hara akan timbul juga. Kekeringan yang terjadi pada fase akhir dari pertumbuhan tanaman biasanya mempercepat atau mematikan sebelum mencapai umur maksimum. Kematangan tanaman juga akan terhambat dengan menurunnya kandungan air tanah dibawah batas kebutuhannya pada waktu pembentukan biji atau selama permulaan tumbuh walaupun jumlah panas yang dibutuhkan sudah mencukupi.

4.7. Profil Suhu Tanah

Suhu tanah sangat dipengaruhi oleh jumlah serapan radiasi matahari oleh permukaan bumi;

- **Siang hari**, suhu permukaan tanah akan lebih tinggi dibandingkan suhu pada lapisan tanah yang paling dalam. Hal ini terjadi karena permukaan tanah akan menyerap radiasi matahari secara

langsung kemudian baru dirambatkan kelapisan tanah yang lebih dalam secara konduksi.

- **Malam hari**, permukaan tanah akan kehilangan panas terlebih dahulu. Hal ini terjadi karena suhu pada permukaan tanah akan lebih rendah dibandingkan dengan suhu pada lapisan tanah yang lebih dalam menuju kepermukaan.
- **Fluktuasi suhu tanah**, akan lebih tinggi pada permukaan dan semakin kecil dengan bertambahnya kedalaman. Suhu maksimal pada permukaan tanah tercapai pada saat intensitas radiasi matahari mencapai maksimal, tetapi untuk lapisan yang lebih dalam suhu maksimal tercapai beberapa waktu kemudian.

Sedangkan **Fluktuasi suhu udara dan suhu tanah** berkaitan erat dengan proses pertukaran energi yang berlangsung di atmosfer.

❖ **Siang hari**, sebagian dari radiasi matahari akan diserap oleh gas-gas di atmosfer dan partikel-partikel padat yang melayang-layang di atmosfer. Serapan energi matahari akan menyebabkan peningkatan suhu udara. Suhu udara maksimum dicapai beberapa saat setelah intensitas cahaya matahari maksimum tercapai, yaitu pada saat berkas cahaya matahari jatuh tegak lurus (pada saat tengah hari).

Suhu udara dekat permukaan lebih besar daripada lapisan udara yang lebih tinggi, sebab kerapatan udara dekat permukaan lebih tinggi dan lebih berkesempatan untuk menyerap radiasi pantulan dari permukaan bumi.

❖ **Malam hari**, (terutama mendekati **subuh**) suhu udara dekat permukaan lebih kecil dibandingkan dengan suhu udara pada lapisan udara yang lebih tinggi. Sebab permukaan bumi tidak menerima masukan energi dari radiasi matahari

tetapi tetap akan memancarkan energinya dalam bentuk panas laten (radiasi gelombang panjang) sehingga permukaan akan kehilangan panas, akibatnya suhu permukaan akan turun. Suhu udara diperkotaan lebih tinggi, sebab miskin atau kurangnya vegetasi. Keberadaan vegetasi atau permukaan air dapat menurunkan suhu, karena sebagian radiasi matahari yang diserap oleh permukaan (vegetasi/air) akan digunakan untuk menguapkan air dari jaringan tumbuhan (Transpirasi) atau langsung dari permukaan air permukaan padat yang mengandung air (evaporasi).

C. Evaluasi

Jawablah pertanyaan di bawah ini dengan ringkas dan jelas

1. Jelaskan apa yg saudara ketahui dengan suhu dan panas!
2. Sebutkan proses perambatan panas!
3. Jelaskan tentang suhu diurnal!
4. Jelaskan tentang gradient suhu vertikal!
5. Sebutkan faktor lingkungan yang mempengaruhi respon pertumbuhan tanaman terhadap suhu udara!

V. KELEMBABAN UDARA

A. KOMPETENSI

1. Kompetensi umum:

Setelah mengikuti perkuliahan pada materi ini mahasiswa mampu menerangkan kondisi atmosfer pada kandungan air berbeda dan kadar uap air diudara.

2. Kompetensi khusus:

Mampu menjelaskan tentang kestabilan udara, kelembaban udara, hubungan antara kelembaban dan suhu dan bagaimana efek uap air di atmosfer terhadap suhu udara, penguapan dan tekanan udara dan bagaimana pengaruh kelembaban udara terhadap lingkungan.

B. MATERI PEMBELAJARAN

1. Prinsip umum tentang kelembaban udara
2. Ukuran kelembaban udara
3. Hubungan antara kelembaban udara dengan suhu
4. Efek uap air terhadap suhu udara
5. Penguapan
6. Pengaruh kelembaban udara terhadap lingkungan

5.1. Prinsip umum tentang kelembaban udara

Kelembaban adalah jumlah uap air yang ada diudara. Meskipun jumlahnya hanya sekitar 2% dari massa seluruhnya namun merupakan komponen yang penting bagi iklim dan cuaca, dimana merupakan salah satu sumber air diatmosfer.

Kelembaban udara dari suatu tempat dengan tempat yang lainnya akan berbeda, bahkan pada satu tempat yang sama bisa terjadi kelembaban yang

berbeda pada waktu yang tidak bersamaan. Kelembaban udara juga berhubungan erat dengan suatu energi yang dikenal dengan panas laten, dimana besarnya berbeda untuk melakukan perubahan dari satu fase ke fase yang lainnya. Misalnya untuk merubah 1 gram air menjadi uap air diperlukan panas laten sebesar 580 kalori, sedangkan untuk mencairkan 1 gram es menjadi 1 gram air diperlukan panas laten pencairan sebesar 180 kalori.

Uap air merupakan gas yang tidak berbau, tidak terlihat dan tidak berwarna. Semua uap air yang ada di atmosfer itu berasal dari proses penguapan, yaitu pada:

- 1) Permukaan air yang terbuka (laut, danau, tanah, rawa);
- 2) Tumbuh-tumbuhan.

Di atmosfer, besarnya uap air itu tergantung pada:

1. Temperature dan suhu,
Makin tinggi temperature maka makin banyak uap air yang dikandungnya sampai suatu saat terjadi kejenuhan dimana terjadi titik-titik air yang disebut dengan hujan.
2. Garis Lintang/Latitude
Menurut HANN dan SURING, dikhatulistiwa jumlah uap airnya 2,63%, pada 150 °LU sebesar 0,92 % dan pada 72 °LU sebesar 0,22%.

Perubahan-perubahan kadar uap air atmosfer berdasarkan tempat dan waktu itu adalah penting karena:

- a) Jumlah gas dalam suatu massa udara merupakan indikasi dari kapasitas potensial atmosfer untuk presipitasi (endapan);
- b) Uap air yang mempunyai sifat mengisap radiasi bumi adalah penagtur kecepatan penghilangan

- panas dari bumi dan karenanya sangat mempengaruhi suhu;
- c) Lebih besar jumlah uap air, lebih besar energi laten atau potensial yang disimpan dalam atmosfer yang merupakan dasar pertumbuhan hujan lebat.

5.2. Ukuran Kelembaban Udara

- a. Kelembaban Mutlak (*Absolute humidity*)
Adalah massa uap air yang berada pada satu satuan volume udara (gr/m^3). Merupakan istilah yang menyatakan jumlah yang sebenarnya dari uap air.
- b. Kelembaban Spesifik
Adalah perbandingan antara massa uap air diudara dengan satuan massa udara lembab, dinyatakan dalam gram/kilogram. Jadi satu kilogram (1000 gram) udara yang mengandung 12 gram uap air mempunyai kelembaban spesifik 12 gram per kilogram.
- c. Kelembaban Nisbi/Relative (*relative humidity*)
Adalah perbandingan jumlah uap air diudara dengan jumlah maksimal uap air yang dikandung pada suhu dan tekanan tertentu. Dinyatakan dalam persen (%). Dimana 0% artinya udara kering dengan uap air sedangkan 100% artinya udara jenuh dengan uap air. Yang paling sering digunakan dalam meteorologi adalah kelembaban Nisbi atau *relative humidity*. Kelembaban Relative merupakan erbandingan antara tekanan uap air actual (yang diukur) dengan tekanan uap air pada kondisi jenuh, dimana :

$$\text{RH} = \frac{e_d}{e_a} \times 100 \%$$

Jika satu kilogram udara pada tekanan konstan mengandung 12 gram uap air tu akan tetapi ternyata pada suhu tersebut hanya megandung 9 gram maka kelembaban relative/nisbinya adalah sebesar 75%. Bilamana udara naik, maka kapasitas menampung air menjadi lebih besar. Jika tidak ada peambahan uap air hasilnya ialah penurunan kelembaban nisbi. Sebaliknya jika suhu udara turun, kapasitas penampungan menjadi turun pula dan kelembaban nisbi naik. Kelembaban maksimum rata-rata cairan terjadi pada pagi hari dan minimum pada tengah hari. Kelembaabn nisbi mempunyai kecendrungan lebih tinggi didaratan pada waktu musim dingin kecuali ddaerah angina musim. Diatas lautan, kelembababn maksimum tercapai pada waktu musim panas.

d. Tekanan Uap Air

Seperti halnya gas-gas yang lain, uap airpun mempunyai tekanan yang makin meningkat dengan bertambahnya suhu. Tekanan itu disebut dengan **Tekanan Uap Air**, yaitu merupakan tekanan partikel (=jumlah sebenarnya dari uap air diudara) dari uap air dalam udara pada suhu tertentu. Satuannya adalah milibar (mb). Tekanan uap air ini ditentukan oleh kerapatan uap air dan suhu. Kerapatan Uap Air adalah jumlah uap air yang terkandung persatuan volume udara. Dimana hubungan antara Tekanan Uap Air dengan Kerapatan uap air dituliskan dalam persamaan berikut:

$$PA = 4,62 \times 10^{-4} PV \times T$$

Dimana : PA = Tekanan Uap Air

PV = Kerapatan Uap air
 T = Suhu (°K)

Jika udara pada suhu tertentu telah mencapai kapasitas maksimum (jenuh/kenyang), maka tekanan uap pada suhu tersebut mencapai angka maksimal yang disebut dengan **Tekanan Uap Air Jenuh/Maksimal**. Jika tekanan uap maksimal dicapai maka massa udara tersebut tidak mungkin lagi menerima uap air. Bila masih ada uap air yang ditambahkan (bertambah), maka akan terjadi **proses kondensasi**, artinya uap air yang kelebihan akan diubah kedalam bentuk air.

5.3. Hubungan Antara Kelembaban dan Suhu

a. **Kapasitas Udara**

Yaitu jumlah uap air yang dapat ditampung oleh suatu massa udara pada suhu udara tertentu. Udara dapat menyimpan lebih banyak uap air dan kelembaban sebenarnya berubah-ubah dengan berubahnya suhu. Ini berarti kapasitas udara selalu tercapai.

Tabel 9. Kapasitas udara mengandung uap air pada berbagai suhu udara

Suhu (°C)	Kapasitas (gr/m ³)
-5	3,261
0	4,847
5	6,797
10	9,401
15	12,832
20	17,300
25	23,049
30	30,371
35	39,599
40	51,117

Contoh, suatu massa udara kenyang uap air pada suhu 30 °C. Jika suhu turun sampai mencapai 10°C, massa udara tersebut tidak dapat lagi mengandung uap air sebanyak 30.371 gr.m³. Uap air kelebihan, dalam hal ini selisih antara 30.371 gr.m³ dengan 9.401 gr.m³ adalah sebesar 20.970 gr.m³ akan dipisahkan sebagai titik-titik air.

b. Kekenyangan

Dikatakan kenyang atau jenuh dengan uap air bilamana udara mengandung uap air sebanyak yang dapat ditampungnya pada suhu tertentu atau apabila kapasitas udara telah tercapai.

c. Titik Embun (*Dew Point*)

Jika suhu terus menerus turun sampai dibawah suhu dimana udara itu kenyang, maka akan terjadi kelebihan uap air dibandingkan dengan kapasitas udara pada suhu baru yang lebih rendah. Akibatnya kelebihan ini (sebagai perbedaan antara jumlah yang ada diudara dan kapasitas yang baru) akan berubah menjadi titik-titik air atau es.

Suhu pada waktu kekenyangan itu terjadi atau suhu ketika terjadi perubahan bentuk dari fase uap air menjadi fase air dinamakan **Titik Embun**. Titik embun dari udara yang naikk akan turun dengan letak ketinggian dengan kecepatan 1°F per 300 m, karenanya konsentrasi uap air pervolume juga akan turun. Kekenyangan dari udara akan terjadi jika suhu udara turun sampai titik embun tercapai. Yang menentukan suhu terjadinya kekeyangan ini adalah jumlah uap air diudara. Jika jumlah uap air diudara naik, titik embun akan tercapai pada suhu yang lebih tinggi, sedangkan jika kadar uap air diudara turun maka titik embun juga akan turun. Sedangkan proses

terjadinya perubahan uap air menjadi air disebut dengan **Kondensasi**. Proses ini terjadi seiring dengan terjadinya penurunan suhu karena bertambahnya letak tinggi.

Penurunan suhu dapat terjadi karena:

- 1) Udara dapat menjadi dingin secara adiabatic dengan Bergeraknya massa udara secara vertical dan mengembangnya udara tersebut.
- 2) Udara dapat menjadi dingin bila terjadi pertemuan dan pelekatan dengan massa udara yang dingin.
- 3) Terjadinya campuran udara antara massa udara panas dan dingin yang akan menyebabkan penurunan suhu dari massa udara panas.
- 4) Radiasi dari udara sendiri dapat menyebabkan pendinginan udara.

5.4. Efek Uap Air Terhadap Suhu Udara

Uap air yang diundang mempunyai pengaruh yang besar terhadap suhu udara. Meskipun diudara uap air hanya hanya 1% tetapi pengaruhnya sangat besar terhadap atmosfer. Uap air adalah pengisap panas di udara. Oleh karena uap air itu terdapat pada lapisan bawah atmosfer maka jelaslah mengapa suhu udara dekat permukaan bumi lebih tinggi daripada udara di atasnya.

Padang pasir mempunyai temperature yang ekstrim pada siang hari maupun malam hari. Udara yang sedikit mengandung uap air hanya mengisap sejumlah kecil panas pada waktu matahari bersinar, akibatnya suhu udara menjadi sangat panas (kering), sedangkan pada malam hari, dengan terbenamnya matahari udara menjadi sangat dingin karena hanya sedikit uap air yang mampu menahan panas. Udara yang basah (lembab) mempunyai suhu yang lebih seragam, karena uap air mengisap banyak panas selama siang hari dan mempunyai tendensi untuk

menahannya meskipun matahari telah terbenam. *Perbandingan antara uap air di udara dengan massa udara kering* disebut dengan **MIXING RATIO**.

Jadi suhu dan kelembaban mempunyai efek berkebalikan. Ketidakteraturan suhu menyebabkan perubahan harian dari kelembaban. Akan tetapi penyebab ketidakteraturan suhu itu adalah perubahan susunan dari jumlah air atmosfer.

5.5. Penguapan

Adalah proses dimana air dalam keadaan cair diubah menjadi uap air. Uap air yang ada di udara berasal dari proses penguapan air pada permukaan bumi (evapotranspirasi) yang berlangsung pada siang hari. Evapotranspirasi merupakan suatu proses penguapan yang terdiri dari:

a) Evaporasi

Yaitu proses penguapan air yang berasal langsung dari permukaan bentangan air/dari permukaan benda padat yang mengandung air.

b) Transpirasi

Yaitu proses penguapan air yang berasal dari dalam jaringan tumbuhan, melalui suatu celah pada daun tumbuhan (stomata). Celah stomata bersifat dinamis, dapat melebar dan menyempit sehingga dengan demikian laju penguapan air dari jaringan tumbuhan ini juga dipengaruhi oleh mekanisme buka tutupnya stomata oleh tumbuhan.

Penguapan tidak terjadi dengan kecepatan yang konstan dan tidak tergantung dari persediaan air yang ada karena masih dipengaruhi oleh berbagai faktor yang dapat menghambat dan mempercepat kecepatan dan jumlah penguapan seperti:

1. Suhu

Kecepatan penguapan berubah-ubah langsung dengan terjadinya perubahan suhu air. Dengan naiknya suhu air, tekanan uap air atau kemampuan titik-titik air untuk terapung keudara naik dengan cepat. Air panas akan menguap lebih cepat dibandingkan air dingin.

2. Kelembaban nisbi

Bagaimana udara dekat permukaan air kering atau mempunyai kelembaban nisbi yang rendah maka penguapan akan lebih besar daripada bila undur diatasnya mempunyai kelembaban nisbi yang tinggi.

3. Angin

Angina sangat mempercepat terjadinya penguapan karena air mengganti udara basah dekat permukaan air dengan udara kering.

4. Susunan air

Penguapan air berubah-ubah secara kebalikan dengan kadar garam dari air, dimana penguapan lebih tinggi terjadi pada air tawar daripada air asin. Dalam keadaan yang ekivalen, air laut akan menguap lebih lambat 5 menit dari air tawar.

5. Wilayah penguapan

Dengan volume air yang sama, penguapan akan lebih besar terjadi pada permukaan yang lebih luas.

6. Tekanan udara

Adalah tekanan yang diberikan udara karena beratnya pada bidang horizontal yang luasnya 1 cm^2 . Lebih rendah tekanan udara diatas air lbih besar penguapannya. Oleh karena itu maksimum tekanan udara adalah rendah, maka terdapat faktor-faktor lain yang meniadakan pengaruh dari tekanan yang rendah tersebut, misalnya kelembaban nisbi yang tinggi.

7. Panas laten penguapan

Bila air menguap maka diisap sejumlah panas. Energi panas ini diperlukan untuk mengubah sifat benda dari air menjadi gas. Oleh karena panas ini hanya dipakai untuk memengaruhi peralihan dari air menjadi uap dan tidak mempunyai efek terhadap suhu cairan maupun uapnya maka dinamakan panas laten.

Panas laten penguapan adalah proses panas yang diperlukan untuk mengubah 1 gram air dalam keadaan normal pada suhu 100°C menjadi 1 gram uap air pada suhu 100°C yang sama dengan 540 kalori pergram air. Bila uap air berkondensasi maka panas laten ini keluar dan dikenal dengan panas laten kondensasi, dan panas laten inilah yang akan memanasi udara.

5.6. Pengaruh Kelembaban Terhadap Lingkungan

Kelembaban udara akan berpengaruh terhadap kondisi lingkungan seperti contohnya:

- a. Berkembangnya bibit penyakit atau hama tumbuh-tumbuhan, misalnya hama cacar teh dapat berkembang jika kelembaban relative $\geq 85\%$ yang terjadi selama 5 hari berturut-turut, dan jika kelembaban relative $\geq 95\%$ lebih kurang 6 jam dapat meningkatkan infeksi pada kacang tanah.
- b. Mempengaruhi penguapan;
- c. Mempengaruhi pengembunan, misalnya jika permukaan daratan atau laut lebih cepat terjadi pendinginan daripada udara, maka akan menimbulkan/menghasilkan embun yang besar;
- d. Pengatur suhu tubuh, suhu tubuh akan menyesuaikan pada kelembaban relative yang terjadi di sekitar tubuh kita. Suhu tubuh akan naik jika kelembaban semakin tinggi.

C. EVALUASI

1. Kelembaban udara menunjukkan jumlah uap air diudara. Jelaskan faktor yang mempengaruhi besarnya uap air diudara tersebut!
2. Apakah yang dimaksud dengan kelembaban nisbi, jelaskan!
3. Jelaskan faktor-faktor yang menghambat dan mempercepat penguapan!
4. Jelaskan hubungan antara kelembaban dan suhu!
5. Sebutkan pengaruh kelembaban udara terhadap lingkungan!

VI. EVAPORASI

6.1. Pengertian

Evaporasi atau penguapan air adalah proses fisik dimana terjadi perubahan fase dari fase air menjadi fase gas (uap). Evaporasi pada umumnya terjadi pada permukaan air atau tanah, terjadi jika air cair berhubungan dengan atmosfer yang tidak jenuh, baik secara internal pada daun-daun tanaman (transpirasi) maupun secara eksternal pada permukaan-permukaan yang basah, sehingga mengakibatkan jumlah molekul air yang keluar dari permukaan lebih besar daripada jumlah molekul-molekul air yang kembali kepermukaan.

Semua uap air yang terdapat dalam atmosfer merupakan hasil evaporasi. Kondensasi dan presipitasi merupakan proses yang mengembalikan air ke bumi. Proses evaporasi tidak terjadi dengan kecepatan yang tetap dan tidak tergantung dari persediaan air yang ada. Evaporasi adalah suatu proses (1) pertukaran energi pada permukaan evaporasi, (2) difusi molekuler melalui suatu lapisan batas udara yang tipis di dekat permukaan, atau (3) difusi turbulensi pada udara bebas, dimana merupakan kombinasi dari pengalihan massa dan energi.

Evaporasi terus menerus memerlukan pemindahan uap air dari permukaan sedikit ke atas tanpa memindahkan udara dekat bumi. Bilamana udara yang menerima evaporasi jenuh dengan uap air, maka evaporasi akan berhenti. Dengan perkataan lain sudah tercapai suatu keseimbangan kandungan uap air antara massa yang mengalami proses evaporasi dan massa yang menerima hasil evaporasi.

Evaporasi memerlukan sumber panas atau suhu. Suatu permukaan yang mengalami proses evaporasi terus menerus akan menyebabkan permukaan tersebut menjadi dingin. Penguapan air akan menurunkan tekanan uap air jenuh. Bila tidak ada sumber panas, keseimbangan tidak lama akan dicapai dan evaporasi akan berhenti.

Evaporasi yang berasal dari tumbuh-tumbuhan yang terjadi melalui jaringan stomata pada daun disiang hari disebut dengan transpirasi. Transpirasi sering digambarkan sebagai evaporasi dengan resistensi diffuse sebagai akibat geometri daun termasuk stomata dan resistensi diffuse uap melalui lapisan kutikula daun. Dengan keterlibatan tumbuhan ini maka air pada lapisan tanah yang lebih dalam dapat diuapkan setelah terlebih dahulu diserap oleh sistem perakaran tumbuhan tersebut. Tanpa peranan tumbuhan, hanya air pada permukaan saja yang dapat diuapkan. Pada kondisi tanah yang berkecukupan air, sebagian besar air (dapat mencapai 95%) yang diserap akar akan diuapkan ke atmosfer melalui proses transpirasi.

Evaporasi yang terjadi pada keadaan massa udara cukup air disebut sebagai *evaporasi potensial*, sedangkan evaporasi yang terjadi pada keadaan air apa adanya dikenal dengan *evaporasi aktual*. Sebagai contoh, bila suatu massa tanah makin kering, maka evaporasi dan transpirasi aktual menjadi berkurang dibandingkan dengan yang potensial.

Evapotranspirasi adalah merupakan evaporasi dari semua permukaan benda-benda yang mengandung air dan transpirasi dari tumbuhan. Bila kecepatan evapotranspirasi dari permukaan bagian basah sangat dipengaruhi oleh keadaan alami bumi dan jumlah air pada bagian basah tersebut tidak terbatas, maka keadaan ini disebut dengan

evapotranspirasi potensial. Kecepatan evapotranspirasi potensial tergantung dari daya evaporasi udara yang ditentukan oleh suhu udara, pergerakan udara, kelembaban udara dan radiasi udara.

6.2. Faktor-Faktor Penentu Evaporasi dan Transpirasi

Kecepatan evaporasi berubah-ubah tergantung pada:

1. Ketersediaan air nisbi

Ketersediaan air untuk evaporasi tergantung pada banyaknya dan frekuensi presipitasi dan laju proses pengeringan, karena evaporasi pada dasarnya merupakan suatu proses pengeringan. Ketersediaan air efektif tergantung pada:

- a. Dekatnya dengan permukaan, dimana pada permukaan jumlah air lebih berlimpah dan proses-proses pengangkutan lebih efisien;
- b. Korelasinya yang bersifat sementara dengan energi yang tersedia;
- c. Air yang tertahan dipermukaan dengan gerakan uap air.

Jika udara dekat permukaan air adalah kering atau mempunyai kelembaban nisbi yang rendah, evaporasi akan lebih besar pada bila udara di atasnya mempunyai kelembaban nisbi yang tinggi atau udara basah. Jika udara di atasnya jenuh dengan uap air maka evaporasi tidak dapat berlangsung walaupun cukup besar masukan energi yang diterima.

2. Besarnya tekanan uap atau perbedaan kerapatan antara permukaan evaporasi dan atmosfer

Perbedaan tekanan uap antara permukaan evaporasi dan atmosfer merupakan suatu faktor penentu dasar dari laju evaporasi. Tekanan air juga berhubungan dengan suhu air. Dengan naiknya suhu air maka tekanan uap air atau kemampuan titik-titik

air untuk terapung ke udara naik dengan cepat. Air panas akan mengalami evaporasi lebih cepat daripada air dingin. Evaporasi pada permukaan air garam (air laut) berlangsung lebih lambat daripada permukaan air tawar (air sungai).

3. Efisiensi mekanisme angkutan

Efisiensi mekanisme-mekanisme angkutan untuk pertukaran uap air bergantung pada kecepatan dan turbulensi gerakan udara dan karakteristik-karakteristik aerodinamika permukaan yang berevaporasi. ketebalan lapisan batas untuk difusi molekuler suatu ukuran tahanan udara bertambah secara langsung dengan ukuran permukaan dan secara terbalik dengan kecepatan angin sehingga pada umumnya laju evaporasi lebih besar pada permukaan-permukaan yang lebih kecil.

Besarnya kecepatan angin akan mempengaruhi kecepatan pengeringan permukaan tanah dan bahan-bahan organik mati. Angin sangat mempercepat terjadinya evaporasi, karena angin dapat menggantikan (menggeser) massa udara basah dekat permukaan air dengan massa udara kering. Suatu kecepatan minimum dibutuhkan untuk menghilangkan udara basah seluruhnya dari tempat semula. Untuk lautan, angin biasanya hanya akan menggeser massa udara basah tanpa membawa udara kering. Tabel dibawah ini menunjukkan faktor-faktor penentu evaporasi, dimana ada faktor positif yaitu faktor-faktor dimana berhubungan dengan laju evaporasi yang lebih tinggi dan faktor-faktor negatif yang berhubungan dengan pengurangan dalam evaporasi.

Tabel 10. Faktor-faktor penentu Evaporasi

Faktor Positif	Faktor Negatif
Tekanan uap permukaan	Tekanan Uap ambien
Kerapatan uap permukaan	Kerapatan uap ambien
Koefisien difusivitas	Kelembaban nisbi
Koefisien pengalihan turbulen	Nisbah kelembaban nisbi
Koefisien angkutan massa	Suhu titik embun
Koefisien pengalihan panas	Tekanan udara
Radiasi matahari	Tekanan permukaan
Radiasi bersih	Ketebalan lapisan batas
Suhu permukaan	Dimensi permukaan
Suhu udara	Pertukaran konvektif
Fungsi suhu	Nisbah bowen
Kecepatan angin	Pertukaran konduktif
Panas laten penguapan	Albedo permukaan
Kandungan air tanah	Jeluk muka air
Lahan bervegetasi	Lahan gundul

Laju evaporasi sangat tergantung pada masukan energi yang diterima. Semakin besar jumlah energi yang diterima, maka akan semakin banyak molekul uap air yang diuapkan. Sumber energi utama untuk evaporasi adalah radiasi matahari. Oleh sebab itu, laju evaporasi yang tinggi tercapai pada saat sekitar tengah hari (*solar noon*).

Laju transpirasi ditentukan oleh selain oleh masukan energi yang diterima tumbuhan dan perbedaan potensi air antara rongga sub stomata dengan udara di sekitar daun, juga akan ditentukan oleh daya hantar stomata. Daya hantar stomata merupakan ukuran kemudahan bagi uap air untuk melalui celah stomata. Daya hantar stomata ditentukan oleh besar kecilnya bukaan celah stomata yang bekerja dibawah pengaruh cahaya yang berasal

dari luar sistem vegetasi tersebut. Pori-pori menutup pada keadaan gelap, sehingga proses transpirasi akan berhenti pada malam hari. Kalau terjadi kekurangan persediaan air didalam tanah, pori-pori akan menyempit sehingga akan menurunkan besarnya transpirasi. Faktor-faktor meteorologi yang mempengaruhi besar kecilnya transpirasi adalah radiasi panas matahari, suhu, tekanan udara, dan kecepatan angin.

6.3. Evapotranspirasi (ET)

Evapotranspirasi adalah jumlah air total yang dikembalikan lagi ke atmosfer dari permukaan tanah, badan air dan vegetasi oleh adanya faktor iklim dan fisiologis vegetasi. Evapotranspirasi merupakan gabungan antara proses evaporasi dan transpirasi. Evaporasi adalah proses penguapan, yaitu perubahan dari zat cair menjadi uap air atau gas dari semua bentuk permukaan kecuali vegetasi, sedangkan transpirasi adalah perjalanan air dalam jaringan vegetasi (proses fisiologis) dari akar tanaman ke permukaan daun dan akhirnya menguap ke atmosfer.

Evapotranspirasi adalah jumlah dari beberapa unsur seperti terlihat dengan persamaan matematik berikut :

$$ET = T + I_t + E_s + E_o$$

dimana :

ET = Evapotranspirasi

T = Transpirasi

I_t = Intersepsi otal

E_s = Evaporasi dari tanah

E_o = evaporasi permukaan air terbuka seperti sungai, danau dan waduk.

Untuk tegakan hutan. E_0 dan E_s biasanya diabaikan sehingga $ET = T + I_t$ bila unsur vegetasi dihilangkan maka $ET = E_s$.

Evaporasi tanah (E_s) adalah penguapan air langsung dari tanah mineral. Nilai E_s akan dibawah tegakan hutan karena serasah dan tumbuhan bawah bersifat menghalangi radiasi matahari mencapai permukaan tanah mineral dan mencegah gerakan udara diatasnya. E_s bertambah besar dengan semakin berkurangnya tumbuhan dan jenis penutup tanah lainnya.

Melalui proses transpirasi, vegetasi mengendalikan suhu agar sesuai dengan yang diperlukan tanaman untuk hidup, oleh karena itu, perhitungan pemakaian air oleh vegetasi dapat dimanfaatkan sebagai masukan untuk memilih jenis tanaman yang dapat tumbuh dengan baik pada kondisi curah hujan yang tidak menentu.

6.4. Faktor-faktor penentu evapotranspirasi

Evapotranspirasi dibedakan menjadi 2, yaitu Evapotranspirasi Potensial (PET) dan Evapotranspirasi Aktual (AET). Evapotranspirasi potensial lebih dipengaruhi oleh faktor meteorologi seperti radiasi panas matahari dan suhu, kelembaban atmosfer dan angin dimana secara umum besarnya PET akan meningkat ketika suhu, radiasi panas matahari, kelembaban dan kecepatan angin bertambah besar. Evapotranspirasi aktual (AET) dipengaruhi oleh fisiologi tanaman dan unsur tanah.

a. Radiasi Panas Matahari

Pengaruh radiasi panas matahari terhadap PET adalah melalui proses fotosintesis. Peredaran air dari bawah (perakaran) ke atas (daun) dipercepat dengan meningkatnya jumlah radiasi panas matahari terhadap vegetasi yang bersangkutan.

b. Suhu

Suhu berpengaruh secara langsung terhadap PET berkaitan dengan intensi dan lama waktu radiasi matahari. Namun suhu yang mempengaruhi PET adalah suhu daun dan bukan suhu udara sekitar daun.

c. Angin

Pengaruh angin terhadap PET adalah melalui mekanisme dipindahkannya uap air yang keuar melalui pori-pori daun. Semakin besar kecepatan angin, semakin besar pula laju evapotranspirasi yang dapat terjadi.

d. Kelembaban tanah

Kelembaban tanah juga mempengaruhi terjadinya Evapotranspirasi. Karena Evapotranspirasi berlangsung ketika vegetasi sedang tidak kekurangan suplay air. Ketersediaan air dalam tanah ditentukan oleh tipe tanah, dengan demikian secara tidak langsung PET juga dipengaruhi oleh faktor tanah.

Terbukanya stomata daun dianggap sebagai faktor dominan untuk berlangsungnya ET. proses terbuka dan tertutupnya stomata ditentukan oleh faktor iklim, terutama lamanya waktu penyinaran matahari (suhu udara). Suhu udara dapat mempengaruhi kecepatan membuka dan menutupnya stomata. Sementara itu kelembaban udara disekitarnya akan membantu memperpanjang lama waktu stomata tersebut terbuka. Hal inilah yang menyebabkan proses ET terjadi terutama pada siang hari dan berkurang secara drastis pada malam hari.

6.5. Pengukuran Evapotranspirasi

Beberapa cara untuk mengukur evapotranspirasi dilakukan dengan beberapa teknik pendekatan, yaitu:

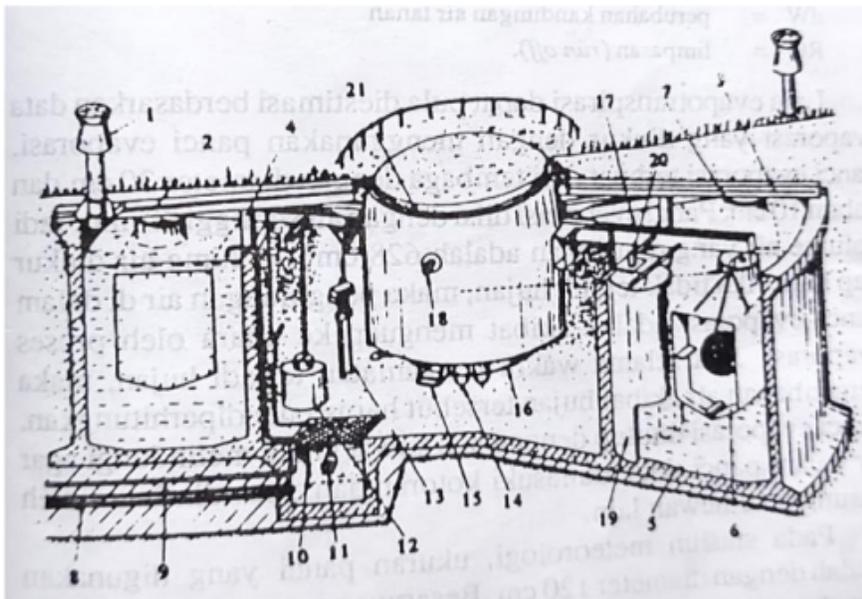
1. Panci evaporasi (*Evaporimeter*)

Evaporimeter merupakan alat pengukur evaporasi dengan menggunakan bejana penguapan panci atau tangki berisi air. Panci tersebut biasanya diletakkan di lapangan terbuka dengan beberapa persyaratan. Menurut kantor cuaca nasional Amerika Serikat, standart panci yang umum digunakan adalah panci evaporasi kelas A dengan ukuran diameter 122 cm dan kedalaman 25 cm. pada saat pemakaian, kedalaman air dipertahankan antara 18 sampai 20 cm dan pengukuran didalam panci evaporasi adalah akibat penguapan ke udara oleh proses evaporasi. Jika selama pengamatan terjadi hujan, maka penambahan air akibat hujan harus pula diperhitungkan. Rumus matematis yang digunakan untuk menghitung besarnya evaporasi adalah akibat penguapan ke udara oleh proses evaporasi. Jika selama pengamatan terjadi hujan, maka penambahan air akibat hujan harus pu/a diperhitungkan. Rumus matematis yang digunakan untuk menghitung besarnya evaporasi adalah $PET = C_e E_p$; dimana C_e = angka koefisien panci dan E_p = evaporasi panci (mm/hari). Besarnya koefisien (C_e) ditentukan antara 0,50 sampai 0,80.

2. Alat ukur Lysimeter

Penggunaan alat ini akan memberikan hasil yang teliti namun hasil yang diperoleh tidak memadai untuk diekstrapolasi ke lapangan. Teknik Lysimeter lebih cocok digunakan pada tanaman pertanian di tempat-tempat percobaan atau laboratorium. Lysimeter mengukur laju evaporasi berdasarkan pengurangan berat akibat menguapnya air dari

silinder tanah dengan struktur yang tidak terganggu, yang bagian atasnya ditanami dengan tanaman yang sesuai dengan jenis vegetasi yang akan diukur laju evapotrasprasinya. Pada teknik ini profil tanah, perkembangan akar tanaman dan kelembaban tanah harus diusahakan sama antara keadaan didalam dan diluar Lysimeter. Apabila kelembaban tanah terus dipertahankan dalam keadaan basah maka evaptranspirasi yang terjadi adalah dalam laju potensial (PET). Tetapi bila yang dikehendaki adalah evapotranspirasi aktual (AET) maka kelembaban tanah dalam alat harus dibiarkan berfluktuasi seperti yang terjadi pada tanah sekelilingnya. Gambar alat Lysimeter dapat dilihat pada gambar berikut.



Gambar 18. Lysimeter untuk mengukur laju evapotranspirasi

Sumber: lakitan (1994)

Keterangan

- | | |
|-----------------------|-------------------------------------|
| 1. Ventilator | 11. Pipa pembuangan dari tangki air |
| 2. Beton penguat | 12. Pemberat kontra |
| 3. Balok pemikul atap | 13. Skala penunjuk |

- | | |
|-----------------------------|---|
| 4. Panjang balok | 14. Tangki pengumpul limpasan permukaan dan limpasan dari bawah tanah |
| 5. Tangki air beton | 15. Tabung untuk termometer elektronik |
| 6. Pelampung | 16. Pipa pengumpul air |
| 7. Begian leher pengampung | 17. Balok penunjang |
| 8. Pipa pembuangan | 18. Sumbu |
| 9. Pipa pemasukan | 19. Sel air statis |
| 10. Pipa pembuangan darurat | 20. Alat ukur |

Laju Evapotranspirasi (ET) secara sederhana dapat dihitung dengan rumus:

$$ET = (P + I) - (Pc + dW + RO)$$

dimana:

P = Presipitasi

I = Irigasi

Pc = Perkolasi

dW = Perubahan Kandungan Air Tanah

RO = Lim-Pasan (*Run-Off*)

3. Metode *Thornthwaite*

Metode *Thornthwaite* memanfaatkan suhu udara sebagai indeks ketersediaan energi panas untuk berangsungnya proses evapotranspirasi dengan asumsi bahwa suhu udara tersebut berkorelasi dengan efek radiasi matahari. Indeks PET dikembangkan oleh *Thornthwaite* tahun 1948 dengan rumus matematis sebagai berikut:

$$PET = 1,6 [(10 T_a)/I]^a$$

dimana :

T_a = suhu rata-rata bulanan (°C)

I = indeks panas tahunan

$$i = 1 \quad = 12 \sum [(T_a/5)^{1,5}]$$

$$a = 0,49 + 0,0179 I - 0,0000771 I^2 + 0,000000675 I^3$$

4. Metode *Blaney – Criddle*

Metode *Blaney – Criddle* ini awalnya dikembangkan di Amerika Serikat untuk memprakirakan besarnya evapotranspirasi potensial (PET) air irigasi. Rumus yang dikembangkan sama dengan dengan asumsi yang digunakan oleh *Thornthwaite*, dimana parameter yang dimanfaatkan sebagai masukan utama adalah besarnya suhu dan panjang hari (lama waktu penyinaran matahari). Bentuk rumus yang digunakan adalah:

$$E_t = (0,142 T_a + 1,095) (T_a + 17,8) k d$$

dimana:

E_t = Evapotranspirasi Potensial

T_a = Suhu rata-rata (°C), apabila T_a lebih kecil dari 3 °C maka besarnya angka konstanta 0,142 harus diganti dengan 1,38

k = faktor pertanaman empiris (lihat Asdak ; III-127)

d = fraksi lama penyinaran matahari per bulan dalam waktu satu tahun (Asdak ; III-128)

VII. KONDENSASI

7.1. Pendahuluan

Kondensasi yaitu suatu proses dimana uap air diudara sebagian mengalami perubahan bentuk dari uap / gas kebentuk cair. Kondensasi terjadi karena ada pendinginan atau karena bertambahnya tekanan uap sehingga udara menjadi jenuh dengan uap air. Dalam prosesnya akan menghasilkan panas sehingga kandungan uap air diudara akan berkurang. Berlangsung pada malam hari dan merupakan imbalan dari proses evapotranspirasi.

Kondensasi adalah merupakan proses fisika atmosfer yang menyebabkan fase uap air berubah menjadi fase titik-titik air, tetapi kondensasi bukan berarti hujan. Proses kondensasi berbeda dengan presipitasi. Yang pertama adalah perubahan dari uap air menjadi cair (atau langsung menjadi padat) sedangkan yang kedua adalah jatuhnya air sebagai hujan, salju, es atau lain-lain hidrometeor (air udara).

Kondensasi atau sublimasi dalam atmosfer adalah proses perubahan air dari uap menjadi cair atau padat. Dengan berubah wujudnya, maka sejumlah panas dikeluarkan. Salah satu sifat air yang penting adalah lebih besarnya panas penguapan dibandingkan benda lainnya.

Kondensasi juga dapat terjadi jika partikel-partikel halus (debu) yang bersifat hidroskopis yang berfungsi sebagai inti kondensasi mengikat air disekitarnya untuk membentuk butir-butir air. Jadi dalam proses kondensasi yang paling penting diketahui adalah bahwa kondensasi tidak mungkin terjadi tanpa adanya inti-inti kondensasi.

Inti kondensasi adalah *bagian dari zat renik yang melayang-layang diudara yang bersifat hidroskofis,*

bisanya merupakan kristal-kristal garam kecil yang naik keudara karena gelombang laut. Garis tengah dari kristal-kristal ini adalah 10^{-6} sampai 10^{-4} milimeter sehingga dapat melayang lama sekali diudara dan oleh aliran udara dapat naik lebih tinggi. Selain itu inti kondensasi juga dapat berasal dari hasil-hasil pembakaran yang mengandung oksida-oksida sulfur dan oksida nitrogen seperti amoniak, asam belerang, sulfat yang biasa terdapat diatas kota-kota besar atau kawasan industri. Kekuatan adhesi antara inti kondensasi dengan uap air sangat besar sekali sehingga dapat mengikat uap air diudara dan dengan demikian mempercepat proses kondensasi.

7.2. Proses Kondensasi

Inti-inti kondensasi yang bersifat hidrokopis mulai mengisap air sebelum kelembabannya mencapai kekeyangan (kelembaban nisbi = 80%), agar terjadi kondensasi maka kelembabannya terus naik hingga mencapai 100% atau harus mencapai lewat kenyang. Syarat-syarat untuk itu adalah:

- (a) menambah jumlah uap air yang ada hingga uap air menjadi sama dengan tekanan uap pada keadaan kenyang. Terjadi misalnya bila udara melalui lautan dimana banyak mengandung uap air (udara kering didaratan pindah/bergerak kelaut yang mana nantinya akan mengandung banyak uap air);
- (b) Menurunkan suhu, terjadi jika:
 - udara mengenai/berhubungan dengan benda-benda dingin atau massa udara
 - dingin;
 - karena benda-benda menyinarkan panasnya keluar;
 - udara panas dan dingin bercampur

- tekanan udara turun dan bertalian dengan itu penurunan suhu udara adiabatik (bila udara naik).

7.3. Proses Pendinginan Untuk Menghasilkan Kondensasi

Suatu tipe proses pendinginan biasanya diperlukan untuk menghasilkan kondensasi, yaitu:

- a) Udara naik akibat dari pendinginan adiabatik yang mengikuti pemuaian gelembung udara yang naik. Arus udara naik ini diakibatkan oleh proses (a) konveksi; (b) konvergensi (kecepatan/arahan dari arus angin) dan (c) orografik.
- b) Hilangnya panas oleh radiasi, dimana radiasi langsung dari udara lembab dapat membentuk kabut/awan;
- c) Sentuhan/rambatan dengan permukaan dingin (konduksi), biasanya akan menghasilkan embun;
- d) Campuran dengan udara dingin, bila campuran udara mempunyai suhu dibawah titik embun maka terbentuk awan/kabut.

7.4. Bentuk Kondensasi

- a. Kondensasi pada benda-benda di bumi

Pada siang hari bumi mendapat panas matahari dan selanjutnya bumi memanasi udara. Malam hari bumi memancarkan panasnya keluar akibat turunnya suhu bumi, demikian pula udara dekat permukaan bumi. Jika penurunan suhu cukup rendah, maka udara dekat permukaan bumi tidak dapat mengandung uap air sebanyak-banyaknya. Kelebihannya kemudian dikeluarkan dalam bentuk embun diwaktu pagi.

Embun merupakan titik-titik air kecil yang timbul pada benda-benda seperti rumput, semak dan lain-lain sebagai akibat turunnya suhu karena radiasi

panas keluar pada malam hari. Contoh lain daripada embun biasa adalah **Embun beku (frost)**. Terjadinya sama dengan embun biasa hanya suhunya harus turun dibawah 0°C.

Kabut (fog) adalah salah satu bentuk dari kondensasi yang terjadi bila udara dekat permukaan tanah mengalami suhu dibawah titik embun yang semula. Kabut terdiri dari titik-titik air yang bersuspensi diudara dekat permukaan tanah.

b. Kondensasi dalam atmosfer

Jika pengembunan terjadi jauh lebih tinggi dalam atmosfer maka terjadilah **Awan**. Awan adalah kumpulan dari titik-titik air atau titik es yang tersuspensi pada ketinggian lebih dari 1 km dan dapat dilihat dengan mata telanjang (*visible*). Merupakan kumpulan dari titik-titik air atau titik es yang sangat banyak jumlahnya dan masih melekat pada inti-inti kondensasi dan tetap melayang-layang diudara. Titik-titik ini sangat kecil, garis tengahnya sekitar 0,004-0,1 mm. Karena kecilnya diameter titik-titik air tersebut dan adanya gesekan dengan udara maka awan akan tetap melayang diudara.

7.5. Awan

Awan adalah merupakan kumpulan dari titik-titik air atau es yang melayang-layang diudara. Awan terjadi sebagai hasil dari kondensasi pada letak ketinggian tinggi oleh adanya kenaikan udara secara vertikal. Merupakan titik-titik air dengan diameter berkisar antara 2-4 mikron sehingga dapat dikaitkan sebagai suspensi klorida dari udara atau aerosol.

Awan biasanya dapat menjadi penunjuk yang baik dari keadaan cuaca. Selain penting sebagai sumber hujan, awan juga penting dalam neraca panas bumi. Awan sangat mempengaruhi suhu udara

dengan memantulkan dan memancarkan radiasi surya dan menyerap radiasi bumi.

Proses kondensasi dalam atmosfer atau terjadinya awan adalah efek dari kenaikan udara. Proses kenaikan udara berlangsung:

1. Jika radiasi sangat kuat maka udara mengembang keatas, jadi adagerakan vertikal;
2. Jika udara panas menaiki dan mendaki penghalang-penghalang misalnya gunung atau massa udara dingin dekat permukaan tanah.

Awan yang letaknya rendah diatas dekat permukaan bumi disebut sebagai Kabut, yang dapat menyebabkan udara menjadi keruh. Keawanan adalah banyaknya langit yang tertutup oleh awan, dimana skalanya berkisar antara 0 sampai 10. Keawanan 0 artinya sama sekali tidak berawan sedangkan keawanan 10 artinya seluruh langit tertutup oleh awan.

7.6. Proses Terjadinya Awan

- a. Awan yang terjadi karena radiasi

Radiasi matahari memanasi tanah dan kemudian memanasi udara diatasnya secara konvektif. Udara panas lebih ringan daripada udara dingin, dan kerapatannya juga lebih kecil dibandingkan udara dingin, oleh karena itu udara panas naik hingga suatu lapisan dimana kerapatan suhunya sama dengan udara yang naik. Udara yang naik tersebut akan sampai pada tempat yang tekanannya rendah, akibatnya udara akan mengembang, dan untuk berkembang dibutuhkan kerja. Pada tiap-tiap kerja diperlukan energi yang diambil dari udara yang naik tersebut sehingga suhunya akan turun.

Kecepatan penurunan suhu rata-rata adalah 10°C per km. Jika terjadi kondensasi pada waktu naik maka penurunan suhu itu hanya berkisar 5-6 °C per

km. Hal ini terjadi karena tiap-tiap kondensasi selalu melepaskan panas kondensasi dan panas ini menyebabkan berkurangnya penurunan suhu.

Adanya pelepasan panas pada saat udara naik, maka udara yang naik tetap lebih panas daripada udara disekitarnya sehingga udara selalu mendapat kekuatan baru untuk naik. Udara dingin hanya dapat menampung uap air lebih sedikit dibandingkan udara panas yang berarti makin kecil kesanggupan udara itu untuk menampung air. Jika udara terus naik maka suhu udara akan terus turun sehingga uap air yang terkandung didalamnya harus dipisahkan sebagai butir-butir air karena udara menjadi kering. Kelembaban nisbi 100% tercapai dan terjadilah kondensasi. Uap air dipisahkan sebagai titik-titik halus dan nampak sebagai awan. Awan semacam ini disebut dengan awan-awan bergumpal atau gumpalan awan.

- b. Awan yang terjadi karena peluncuran udara vertikal

Jika udara panas mengalir kearah massa udara dingin yang terletak dipermukaan bumi, maka udara dingin akan tetap pada tempatnya karena kerapatan dan beratnya yang lebih besar. Udara dingin merupakan penghalang yang memaksa udara panas untuk mengalir keatas. Pada bidang peluncuran (*front*) udara panas dan dingin terjadilah kondensasi atau pembentukan awan. Awan yang terjadi akibat peluncuran itu biasanya awan terlepas yang terbentang mendatar.

Apabila suatu massa udara terpaksa naik melintang sebuah pegunungan, maka udara akan naik pada lereng hujan (*wind ward*) dan kemudian akan turun pada sisi bayangan hujan. Sisi pertama selalu terjadi awan dan turun hujan, sebaliknya pada sisi yang lain awan terpecah-pecah dan akhirnya hilang.

7.7. Pembagian Awan

Pembagian dasar awan menurut bahannya ada awan air, awan es dan awan campuran yang mengandung butir-butir air dan es, tetapi sukar untuk dibedakan. Oleh sebab itu LUKE HOWARD (1803) membagi awan secara morfologis berdasarkan susunan yang tinggi.

a. Menurut susunannya, dibedakan:

1. Awan yang tidak mempunyai susunan;
2. Awan yang mempunyai susunan;
3. Awan dengan pertumbuhan vertikal.

b. Menurut tingginya, dibedakan:

1. Awan rendah, dengan tinggi rata-rata 0–2000 meter;
2. Awan sedang, 2000 sampai 6000 meter;
3. Awan tinggi, lebih dari 6000 meter.

c. Menurut bentuk dasarnya, dibedakan:

1. awan berlapis;
2. awan bergumpal;
3. awan pita

7.8. Klasifikasi Awan

Menurut perjanjian Internasional dibedakan empat (4) golongan awan yang terbagi lagi menjadi sepuluh (10) macam. Menurut penyebarannya secara vertikal awan dibedakan menjadi:

1. Awan Tinggi

Adalah awan-awan yang mempunyai ketinggian lebih dari 6000 meter dengan suhu yang sangat rendah. Pada umumnya terdiri dari kristal-kristal es, berwarna putih atau mendekati transparan. Yang termasuk dalam golongan ini adalah :

- a. Cirrus : awan yang halus seperti bulu, struktur berserat sering tersusun seperti pita melengkung.
 - b. Cirrostratus : seperti kelambu putih halus menutup seluruh angkasa, berwarna pucat, sering menimbulkan lingkaran pada matahari atau bulan.
 - c. Cirrocumulus : seperti kumpulan bulu domba
2. Awan sedang / pertengahan
- Terdiri dari awan yang ketinggiannya antara 2000–6000 m diatas permukaan laut. Awan ini merupakan campuran titik-titik air dan kristal es, meliputi awan-awan:
- a. Altocumulus: merupakan sekumpulan awan yang berbentuk bulat, berlapis-lapis. Tersusun dalam pola baris, grup atau gelombang. Berwarna putih pucat dan terdiri dari beberapa bagian yang keabu-abuan karena kurang sinar.
 - b. Altostratus : berbentuk seperti selendang yang tebal, berserat, berwarna keabu-abuan.
3. Awan Rendah
- adalah awan-awan yang berada dibawah ketinggian 2000 meter. Terdiri dari :
- a. Stratus : awan yang melebar seperti kabut, seringkali terbentuk dari kabut yang naik. Hujan dari awan ini biasanya ringan.
 - b. Stratocumulus : berbentuk seperti gelombang lautan. Langit yang berwarna biru sering masih tampak diantara awan ini.
 - c. Nimbostratus : Suatu lapisan awan yang tebal dengan bentuk yang tidak teratur. Disebut juga "awan-awan gangguan" (*strom clouds*), menimbulkan banyak hujan.
4. Awan yang berkembang vertikal
- Merupakan awan yang dihasilkan oleh kantong udara yang hangat dan lembab yang masih mampu naik

sampai ketinggian yang cukup tinggi setelah melewati arus kondensasi. Terdiri dari awan-awan :

- a. Cumulus, bentuk seperti kubah dengan dasar vertikal. Biasanya terbentuk pada siang hari dalam udara yang bergerak naik. Bagian yang berhadapan dengan matahari terang dan berwarna kelabu pada bagian yang tidak bersinar.
- b. Cumulonimbus, awan yang bervolume sangat besar, berbentuk seperti menara, kadang-kadang puncaknya melebar. Awan ini menghasilkan hujan yang disertai kilat dan guntur serta badai. Kadang-kadang disertai kristal-kristal es atau hail. Berwarna putih, pucat dan terdiri dari beberapa bagian yang keabua-abuan karena kurang sinar.
- c. Altostratus, berbentuk seperti selendang yang tebal, berserat, berwarna keabua-abuan.

7.9. Hujan/Presipitasi

Presipitasi adalah proses yang berlainan dan sangat kompleks. Dalam proses ini uap air tidak hanya dikondensasikan, akan tetapi juga harus jatuh dan mengendap ke bumi. Hasil-hasil kondensasi yang terdiri atas air yang pekat atau cair disebut Hidrometeor, terdiri dari:

1. Hidrometeor yang terjadi di udara, termasuk disini partikel-partikel awan dan segala macam presipitasi.
2. Hidrometeor yang terjadi pada benda-benda padat, termasuk disini segala macam kondensasi di tanah seperti embun.

Presipitasi adalah semua bentuk curahan air di permukaan bumi yang selalu di dahului dengan proses kondensasi atau sublimasi dalam wujud embun, salju, hujan, dan hujan es. Di daerah tropik presipitasi berbentuk hujan hingga orang mengidentifikasikannya

dengan hujan, dimana hujan yang terjadi biasanya secara konvektif atau secara orografik. Secara konvektif yaitu pergerakan molekul udara mengakibatkan terjadinya peningkatan suhu sehingga cairan dan gas akan naik ke atas akibat perbedaan tekanan yang terjadi, maka terjadi proses kondensasi dalam bentuk embun dan akhirnya menjadi awan dimana dalam jumlah besar akan membentuk hujan. Secara orografik udara di paksa naik oleh deretan pegunungan. Bentuk-bentuk presipitasi yang kita kenal adalah hujan, salju dan es.

Hujan adalah kebasahan yang jatuh kebumi dalam bentuk air dengan butir-butir berjaris tengah 0,08–6 mm. Macam-macam hujan adalah hujan halus, hujan rintik-rintik dan hujan lebat. Sedangkan ukuran butiran air dibedakan atas:

- Gerimis : tetes air kecil dengan jumlah besar, $\text{Ø} < 0,5 \text{ mm}$, intensitas $< 1 \text{ mm/jam}$
- Hujan : tetes air $\text{Ø} > 0,5 \text{ mm}$, intensitas $1,25 \text{ mm/jam}$
- Salju : kristal es putih bergumpal berbentuk serpihan
- Hujan Es : bola es $\text{Ø} < 0,5 \text{ mm}$. Partikel air atau es yang jatuh dari awan tetapi menguap sebelum sampai ke permukaan
- Kabut : tetesan air kecil mengapung di udara dekat permukaan bumi
- Embun : Air mengembun pada obyek (benda) dekat tanah dengan suhu diatas titik beku tetapi di bawah suhu titik embunnya

Salju adalah presipitasi yang jatuh dari udara dalam bentuk padat dan umumnya berwujud kristal-kristal es berbentuk bintang berjari-jari heksagonal, tipis transparan. Salju terjadi akibat sublimasi uap air

pada suhu rendah sekitar -15°C sampai -20°C dengan adanya inti sublimasi.

Hujan es terdiri dari bongkah-bongkah es yang kecil dan jika bongkah-bongkah tersebut dikerat maka terdiri dari lapisan-lapisan yang konsentris dengan kerapatan yang berbeda. Bongkah-bongkah ini dapat mencapai sebesar kelereng.

1. Proses Presipitasi

Proses terjadinya pertumbuhan butir-butir kecil menjadi butir-butir besar yang cukup untuk jatuh ke bumi sebagai presipitasi belum diketahui dengan pasti. Udara yang naik yang mencapai dan melewati ketinggian kondensasi untuk menghasilkan awan dapat saja terjadi tidak menghasilkan sedikitpun presipitasi dan butir awan ini terlalu kecil untuk jatuh sebagai hujan.

Awan adalah suspensi koloid dari udara atau aerosol. Selama butir-butir belum bersatu akan tetap melayang-layang maka awan itu adalah kekal dan tidak akan terjadi presipitasi. Jika butir-butir air cenderung untuk bersatu sehingga menjadi lebih besar dan berat maka awan menjadi tidak kekal dan kecepatan untuk jatuh ke bumi juga makin besar serta aliran udara vertikal tidak dapat menahan titik-titik air tersebut dan terjadilah hujan. Kadang-kadang butir-butir air yang lebih besar yang mengendap akan menguap sebelum sampai di bumi.

2. Proses Terjadinya Hujan

a. Teori Kristal Es dari Bergeron

Teori ini berlaku untuk awan dingin (dibawah 0°C) yang terdiri dari kristal es dan air lewat dingin (air yang suhunya dibawah 0°C tetapi belum membeku). Perbedaan tekanan uap disekitar butir-butir air dan disekitar partikel es mengakibatkan butir-butir air

mengembun disekitar partikel-partikel es. Pengembunan tersebut menyebabkan kristal es tumbuh menjadi besar sehingga mampu untuk jauh. Kristal es ini tumbuh menjadi besar akibat adanya endapan dari uap air sampai kecepatan aliran udara keatas dan es jatuh dari awan kebumi. Jika suhu udara dibawah awan lebih tinggi daripada titik beku air, maka kristal es tersebut akan mencair dan jatuh sebagai hujan. Pembentukan butir hujan demikian sering terjadi didaerah ekstra tropika atau pada awan cumulus yang tumbuh menjadi cumulonimbus, dengan puncak awan berada dibawah titik beku.

b. **Teori Tumbukan dan Penyatuan** oleh Gravitasi

Titik-titik air yang jatuh akan saling menyentuh sehingga tumbuh menjadi butir-butir yang lebih besar sebagai gabungan dari titik-titik yang kecil. Tumbukan antar butir yang disertai dengan penyatuan menyebabkan butir-butir air bertambah besar dan berat sehingga mampu melawan daya angkat udara dan jatuh sebagai hujan. Di daerah tropis dengan hujan yang jatuh dari awan bersuhu 0°C proses tumbukan dan penyatuan ini berlaku karena butir-butir air yang terdapat pada awan cumulus yang sedang berkembang mempunyai diameter yang seragam sehingga terjadilah butir-butir yang lebih besar dari gabungan titik air yang kecil.

3. Tipe-tipe Hujan

a. Hujan Konvektif

Tipe hujan ini dihasilkan dari naiknya udara hangat dan lembut, jika udara dibawah mendapat pemanasan yang cukup tinggi. Udara yang mendapat pemanasan tersebut akan mengembang dan dipaksa untuk naik diatas udara dingin yang lebih berat sehingga terjadi penaikan udara secara vertikal karena pemanasan adiabatik dan terjadilah kondensasi. Hujan

ini mempunyai cakupan wilayah yang terbatas karena terdiri dari sel-sel arus lokal yang naik membentuk awan-awan tipe cumulus atau berkembang menjadi awan tipe cumulonimbus. Awan-awan ini mampu menghasilkan hujan yang lebat disertai kilat dan guntur dan sering disertai hail (bola-bola/lempengan es berdiameter 5-50 mm). Keadaan demikian biasanya berlangsung tidak begitu lama dan hanya terjadi pada wilayah tertentu saja. Hujan ini tidak efektif untuk pertumbuhan tanaman mengingat air hujan sebagian besar hilang dalam bentuk aliran permukaan. Hujan konvektif ditandai oleh:

- a) terpecar-pecar pada luasan yang sempit, sering berupa hujan lokal. Hujan terjadi setelah pemanasan yang hebat pada permukaan daratan pada musim panas dan sering berupa badai yang ditandai dengan hail;
- b) mempunyai siklus musiman dan harian yang berhubungan dengan pemanasan radiasi surya.

b. Hujan Orografik

Tipe hujan ini dihasilkan oleh naiknya udara lembab secara paksa oleh dataran tinggi atau pegunungan. Pengaruh dataran tinggi pada peningkatan curah hujan secara langsung adalah memberi dorongan (paksaan) udara untuk naik. Pengaruh lain yang tidak langsung adalah:

- a) menghasilkan turbulensi alamiah yang kuat;
- b) merupakan penghalang dan memperlambat gerakan depresi (badai siklon);
- c) menimbulkan konvergensi pada arus udara horizontal karena melewati lembah yang
- d) menyerupai cerobong;
- e) memicu udara naik sebagai awal ketidakstabilan

Hujan Orografik mempunyai siklus musiman dan harian yang tidak nyata. Pengaruh dataran tinggi pada hujan tidak hanya tergantung oleh ketinggiannya tetapi juga pada suhu dan kelembaban udara yang naik serta arah dan kecepatan angin. Bila udara yang dipaksa naik adalah udara stabil maka akan menghasilkan awan tipe stratus yang berhubungan dengan curah hujan yang ringan dan jatuh dalam waktu yang lama. Tetapi jika udara yang naik tidak stabil maka akan menghasilkan awan tipe cumulus dengan hujan yang deras.

c. Hujan Gangguan

a) Hujan Sinklonik (Hujan Konvergensi)

Hujan tipe Sinklonik disebabkan oleh gerakan udara naik dalam skala besar yang berasosiasi dengan sistem pusat tekanan rendah (siklon). Gerakan udara naik biasanya perlahan-lahan sehingga bisa tersebar luas. Hujan yang agak lebat dan dalam waktu yang cukup panjang dan meliputi daerah yang cukup luas.

b) Hujan Frontal

Tipe hujan ini terjadi dilintang menengah (daerah temperate). Massa udara panas bergerak dan bertemu dengan massa udara dingin dari arah berlawanan. Kenaikan udara frontal ditandai oleh lerengnya yang landai dimana udara panas naik keatas udara dingin. Awan yang terjadi sedemikian luas sehingga hujan yang terjadi juga meliputi daerah yang luas pula.

7.10. Pengukuran Curah Hujan

Volume air hujan pada luas permukaan dapat dihitung dengan mengetahui tingginya. Maka langkah yang paling penting dalam pengukuran curah hujan adalah pengukuran tinggi yang refresentatif dari air hujan yang jatuh selama jangka waktu tertentu. WMO

menganjurkan penggunaan milimeter untuk curah hujan sampai ketelitian 0,2 mm.

Dalam bidang agroklimatologi dikumpulkan curah hujan harian (didapatkan setiap periode 24 jam yang diukur setiap pagi). Melalui data harian dapat dihimpun data mingguan, sepuluh harian, bulanan dan tahunan, selanjutnya diperhitungkan hari hujannya. Satu hari hujan adalah periode 24 jam dimana terkumpul curah hujan setinggi 0,5 mm atau lebih. Kurang daripada tersebut hari hujan dikatakan nol.

Intensitas Hujan adalah perbandingan antara jumlah curah hujan selama waktu tertentu dan banyaknya hari hujan selama waktu tersebut.

$$I = \frac{r}{n}$$

dimana:

- r = jumlah curah hujan (mm)
- n = jumlah hari hujan (hari)

Contoh : rata-rata curah hujan bulan Mei 1996 adalah 176,6 mm, sedangkan jumlah hari hujan pada bulan tersebut adalah 12, maka intensitas hujannya adalah:

$$I = \frac{176,6}{12} = 14,72$$

Tingkatan Hujan, banyaknya curah hujan persatuan jangka waktu tertentu (sesuai dengan intensitasnya).

- sangat lemah : < 0,02 mm/ menit
- Lemah : 0,02 - 0,05
- Sedang : 0,05 - 0,25
- Deras : 0,25 - 1,00
- Sangat Deras : > 1,00

7.11. Hujan Buatan

Hujan buatan bukanlah hujan yang terjadi secara alamiah, melainkan hujan yang terjadi sebagai akibat campur tangan manusia dengan jalan menambahkan beberapa bahan tertentu pada awan tertentu untuk merangsang dan mendorong proses terjadinya kondensasi dan berakhir dengan turunnya hujan. James P Epsy (1839) di Philadelphia mengemukakan bahwa api yang besar dapat menyebabkan udara vertikal. Bila hal ini terjadi didaerah atmosfer basah maka terjadinya hujan yang berasal dari awan-awan cumulus dipercepat. Vincent Schaefer (1946) berhasil menjatuhkan awan atmosfer menjadi hujan dengan menggunakan (menambah) es kering (CO_2 padat) kedalam awan tersebut.

Hujan buatan di Indonesia pertama kali dicoba di Bogor pada bulan Juli tahun 1977. Bahan-bahan kimia yang digunakan dalam pembuatan hujan buatan ini adalah:

a. NaCl (Natrium Clorida)

NaCl bersifat hidrokopis berupa serbuk halus berukuran 50-100 mikron. Penebaran NaCl diudara dimaksudkan untuk pembenihan awan

b. CaCl_2 (Kalsium Clorida)

Berbentuk kristal berwarna putih, berbentuk repung dan butir. CaCl_2 yang digunakan dalam hujan buatan adalah berbentuk tepung dimana harus digiling lagi. Pada suhu 25°C dan kelembaban udara 80% 1 Kg CaCl_2 dapat menarik uap air sebanyak 1,27 kg. Urea digunakan dalam bentuk tepung maupun cairan. Bentuk tepung dimaksudkan untuk memadatkan awan setelah terjadi pembenihan awan dengan NaCl dan CaCl_2 . Setelah terbentuk awan yang matang barulah disemprotkan larutan urea supaya jatuh menjadi titik-titik hujan.

c. Es Kering (CO₂ padat)

Es kering biasanya digunakan diluar negeri. Es kering ini akan bertindak sebagai inti kondensasi.

REFERENSI

- Koesmaryono, Y., R. Boer, H. Pawitan, Yusmin dan I. Las., 1999. Pendekatan Iptek dalam Mengantisipasi Penyimpangan Iklim. Proc. Strategi Antisipatif Menghadapi Gejala Alam La Nina dan El Nino untuk Pembangunan Pertanian. Kerjasama PERHIMPI- Pusat Penelitian Tanah dan Agroklimat, Impacts Centre for Southeast Asia. Bogor.
- Lakitan, B., 1997. Dasar-dasar Klimatologi. Jakarta. PT. Raja Grafindo Persada.
- Mahdie, M.F., Rianawati, F dan Nisa, K., 2005. Buku Ajar Klimatologi Dasar. Fakultas Kehutanan Unlam, Banjarbaru
- Schmidt, F.H. and Ferguson, J.H. 1956. Rainfall Types Based on Wet and Dry Period for Indonesia With Western New Guinea. Kementrian Perhubungan Jawatan Meteorologi dan Geofisika. Versi No. 42. Jakarta.
- Stringer, E.T., 1972. Fundamental Climatology. W.N. Freeman and Co. San Fransisco
- Suratno, W., 1997. Fluks N₂O dari Tanah Sawah : Pengaruh Teknik Irigasi, Pupuk Urea dan Varietas Padi. Pasca Sarjana IPB. Bogor
- Tadjang, M.H.L., 1980. Penelitian Curah Hujan Efektif dan Neraca Air Tanah untuk Pertanian Tanah Kering pada Dua Lokasi di Sulawesi Selatan.
- Tjasyono, B., 1995. Klimatologi Umum. Fakultas Matematika Ilmu Pengetahuan Alam ITB. Penerbit ITB. Bandung

Trewartha, 1968. An Introduction to Climate. 4th ed.
Mc Graw – Hill Book Comp.

Trewartha, Glenn T., Lyle H. Horn. 1995. Pengantar
Iklim, Edisi kelima, Gadjah Mada University
Press.

Wallace, J.M. and Hobbs, P.V., 1977. Atmospheric
Science; An Introduction to Survey. Ac. Press.
New York. 467p.

William, C.N. and Joseph, K.T., 1973. Climate, Soil,
and Crop Production in The Humid Tropics. Rev.
ed. Oxford Univ. Press Singapore. 177 p.

Klimatologi Kehutanan

ORIGINALITY REPORT

19%

SIMILARITY INDEX

19%

INTERNET SOURCES

0%

PUBLICATIONS

%

STUDENT PAPERS

MATCH ALL SOURCES (ONLY SELECTED SOURCE PRINTED)

13%

★ id.scribd.com

Internet Source

Exclude quotes On

Exclude matches < 1%

Exclude bibliography On