

BAB II

TINJAUAN PUSTAKA

2.1 Variabel-variabel Cuaca

Seperti yang telah disebutkan pada bab pendahuluan, bahwa variabel-variabel yang menentukan/mempengaruhi cuaca suatu tempat adalah suhu udara, tekanan udara, kelembaban udara, curah hujan, arah serta kecepatan angin, keadaan awan, evaporasi, lama penyinaran dan intensitas total radiasi matahari. Selanjutnya kesemua variabel cuaca tersebut akan kami uraikan sekilas.

2.1.1 Suhu Udara

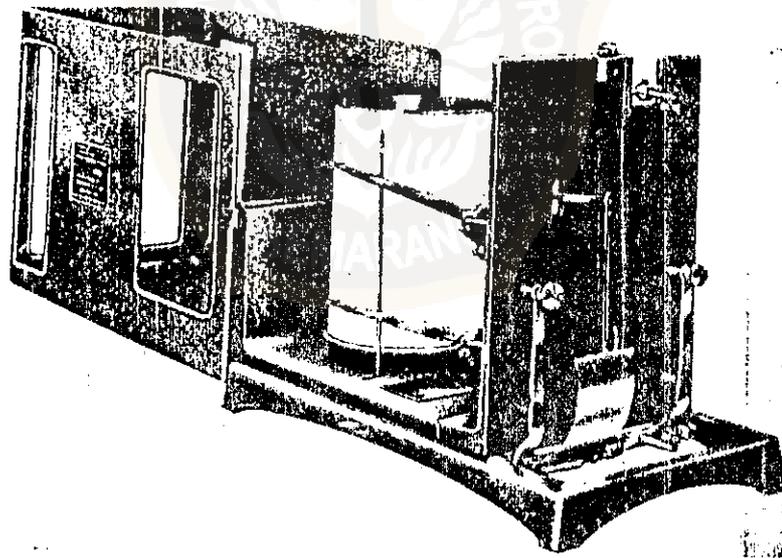
Dalam membicarakan cuaca, maka suhu udara merupakan komponen penting cuaca disamping curah hujan, karena segala aktivitas makhluk hidup sangat bergantung bahkan terpengaruh oleh komponen cuaca ini. *Suhu* disini merupakan derajat/ukuran panas atmosfer yang menyelubungi permukaan bumi.

Suhu udara diukur dengan termometer, baik termometer biasa maupun termometer otomatis (termograph). Dalam pengertian suhu berlaku sebutan sebagai berikut: *suhu harian rata-rata* yaitu suhu rata-rata yang dihitung berdasar pengamatan suhu dengan jarak antar satu jam, serta *suhu bulanan rata-rata* yaitu jumlah dari suhu harian rata-rata selama satu bulan dibagi jumlah hari dalam bulan

tersebut. Dengan 12 jumlah suhu bulanan rata-rata selama satu tahun diperoleh suhu rata-rata tahunan.

Disamping itu dilakukan pula pengukuran suhu maksimum dan suhu minimum dengan menggunakan termometer *Six-Bellari*. Suhu tertinggi/maksimum biasanya tercapai pada pukul 13.00 atau 14.00 sedang suhu terendah/minimum pada pukul 04.00 atau 05.00.

Dari catatan suhu setiap hari dapat diketahui bahwa menjelang terjadi hujan, suhu udara meningkat karena radiasi matahari tertahan oleh awan. Ternyata pula bahwa suhu udara di daerah pegunungan lebih rendah dibanding suhu pada dataran rendah atau dekat pantai. Demikian juga suhu udara di daerah tropis lebih tinggi dibanding daerah lintang sedang atau kutub.



Gambar 2.1 Termograph (pena atas) dan hygograph (pena bawah).

2.1.2 Tekanan Udara

Udara mempunyai berat. Permukaan bumi mendapat tekanan berat dari udara ini. Besarnya tekanan udara diukur dengan barometer. Ada dua jenis barometer: barometer air raksa dan barometer aneroid.

Udara bukanlah zat atau medium yang tidak dapat dimampatkan, tetapi rapatnya tergantung dari besar kecilnya tekanan dan temperatur menurut hukum tentang gas, yaitu : $\rho = (p.M)/(R.T)$, dimana p berarti tekanan, M berat molekul, T temperatur mutlak dan R konstanta gas umum. Jadi untuk gas berlaku :

$$dp = - (p.M.g)/(R.T).dy$$

$$dp/p = - (M.g)/(R.T).dy$$

Jika dimisalkan temperatur atmosfer tetap sama pada ketinggian yang berbeda-beda (ini bukan permisalan yang betul), maka : $\ln p = - \{(M.g.y)/(R.T)\} + C$

dengan g menyatakan percepatan gravitasi bumi dan y adalah ketinggian atmosfer dari permukaan bumi. Jika p_0 menyatakan tekanan atmosfer pada permukaan bumi dimana $y = 0$, maka $\ln p = C$, sehingga dapat diketahui bahwa $\ln p/p_0 = - (M.g.y)/(R.T)$ atau ditulis $p = p_0 \cdot e^{- (M.g.y)/(R.T)}$ (2 - 1)

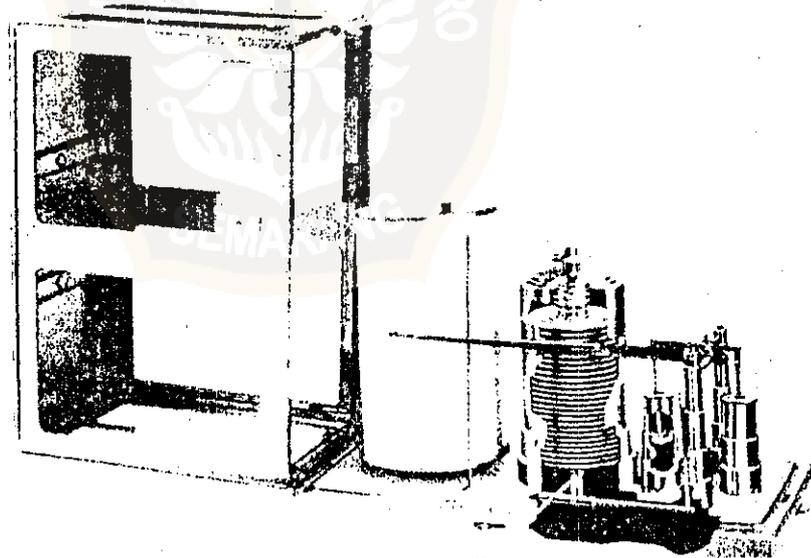
Persamaan di atas sering disebut dengan *persamaan barometrik*. Dari persamaan barometrik diketahui bahwa makin tinggi suatu tempat dari permukaan air laut, makin rendah tekanan udaranya. Hal ini

Tekanan udara pada suatu tempat berubah sepanjang hari. Hal ini tergambar pada barograph, yaitu alat pencatat tekanan udara. Catatannya sendiri disebut *barogram*. Nama hari, tanggal dan angka jam telah tertulis pada sisi atas dan angka tekanan udara pada sisi kiri kertas.

Jika terjadi penyimpangan, seperti tekanan rendah dari biasanya, kemungkinan besar hujan akan turun karena angin menuju ke daerah tersebut. Sebaliknya, tekanan yang lebih tinggi menunjukkan cuaca cerah sebab angin pergi dari daerah tersebut.

2.1.3 Kelembaban Udara

Seperti kita ketahui, udara mengandung sejumlah uap air tertentu yang dapat dinyatakan sebagai nilai *kelembabannya*.



Gambar 2.2 Barograph.

Peralatan standard yang digunakan untuk mengukur kelembaban udara adalah *hygrometer* (lihat gambar 2.1) Kuantitas yang terukur dengan menggunakan alat ini adalah *kelembaban relatif* atau *kelembaban nisbi*.

Kelembaban nisbi ialah perbandingan antara uap air yang ada dalam udara dan jumlah uap air setinggi-tingginya yang dapat ditampung oleh udara itu biasanya dalam hal ini dinyatakan dalam bentuk prosen yang secara kuantitatif dapat dirumuskan sebagai :

$$LN (\%) = \frac{\text{lembab mutlak udara}}{\text{nilai jenuh udara}} \times 100 \% \quad (2 - 2)$$

dimana LN (%) adalah kelembaban nisbi udara.

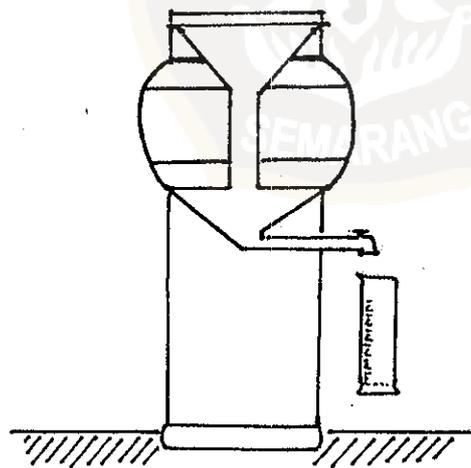
2.1.4 Curah Hujan

Selain suhu, unsur penting cuaca adalah curah hujan yang juga disebut *presipitasi*. Sebenarnya sebutan ini lebih luas lagi cakupannya, karena meliputi endapan air, salju, butiran es, endapan kabut serta embun. Namun untuk daerah tropika seperti Indonesia, *presipitasi* umumnya ditafsirkan sebagai curah hujan.

Curah hujan pada setiap tempat dapat diketahui dengan alat yang disebut *penakar hujan*.

Adapun yang disebut dengan *curah hujan bulanan*

rata-rata adalah jumlah hujan rata-rata yang tercatat selama panjang bulan yang bersangkutan, yang biasanya diambil untuk jangka waktu minimal 30 tahun. Keadaan hujan di suatu tempat, dapat dinyatakan dengan menggunakan perbandingan antara besarnya curah hujan perbulan dengan nilai-nilai bulanannya dalam jangka waktu panjang. Nilai perbandingan atau sifat hujan dapat dibagi menjadi tiga kriteria: atas normal (A), normal (N), bawah normal (B). Sifat curah hujan dikatakan normal, bila besarnya curah hujan tidak jauh menyimpang dibanding dengan rata-ratanya. Apabila curah hujannya lebih kecil dibanding batas bawah normalnya, maka sifat hujannya dikatakan bawah normal. Sedang bila jumlah curah hujan yang jatuh lebih besar dari batas atas normal curah hujan rata-rata, maka sifat hujannya dikatakan atas normal.



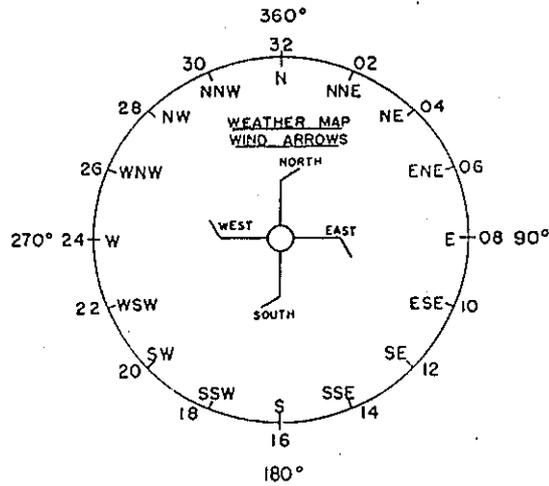
Gambar 2.3 Penakar Hujan.

2.1.5 Arah serta Kecepatan Angin

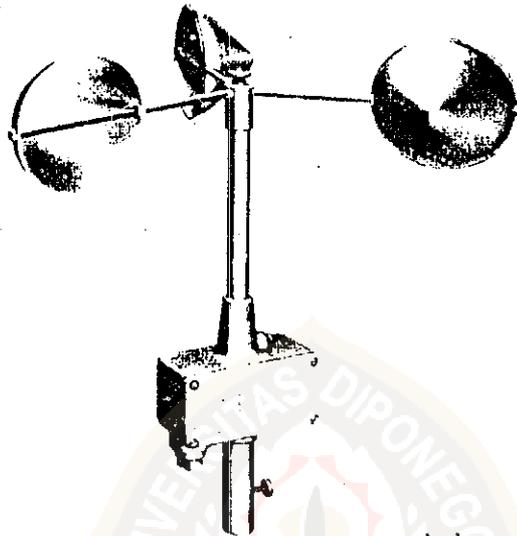
Perbedaan tekanan udara antara berbagai tempat menimbulkan aliran udara. Aliran ini berlanosung dari tempat dengan tekanan udara tinggi ke tempat dengan tekanan udara rendah. Aliran udara inilah yang biasa kita sebut dengan *angin*.

Arah dan kecepatan angin dapat diketahui dengan bermacam-macam cara. Jika kita menggunakan bendera angin, arah datangnya angin ditunjukkan oleh arah hadapan mulut kantong. Arah angin dinyatakan dengan derajat, dengan ketentuan bahwa 360° berarti angin utara, 90° angin timur, 180° angin selatan dan 270° angin barat (Glenn, 1954)

Kecepatan angin diukur dengan *anemometer*. Yang biasa dipergunakan pada stasiun-stasiun Klimatologi adalah anemometer mangkuk (gambar 2.5). Bagian penting alat ini ialah tiga atau empat mangkuk yang dapat berputar pada sumbu tegak lurusnya. Apabila bagian cekung mangkuk ditimpa angin berputarlah mangkuk-mangkuk tersebut. Kecepatan anginnya dapat dibaca pada paper drum di bagian bawah mangkuk. Kecepatan angin biasanya dinyatakan dalam meter per detik (m/s), kilometer per jam (km/hr) atau knot.



Gambar 2. 4 Mawar Angin.



Gambar 2. 5 Anemometer mangkuk.

2.1.6 Keadaan Awan

Udara yang naik akan menjadi dingin. Hal ini menyebabkan bertambahnya lembab nisbi. Apabila berada cukup tinggi, udara tersebut sedikit mengandung uap air dan bila pada saat itu terdapat inti kondensasi maka terjadilah kondensasi. Inti kondensasi terdiri dari jutaan butiran halus yang mudah menyerap air. Apabila inti sudah menyerap banyak molekul air dan mulai mencair, akan

terbentuklah awan.

Sebagaimana yang terlihat dari permukaan bumi, awan-awan dapat dibagi menjadi tiga kelompok utama sesuai dengan strukturnya. Kelompok tersebut adalah:

- (1) *Cirrus* atau awan garis-garis yang berbulu;
- (2) *Stratus* atau awan yang berlapis-lapis;
- (3) *Cumulus* atau awan yang berbentuk timbunan.

Awan-awan tersebut nampak secara simultan dan pada berbagai kombinasi. Yang juga penting dalam membedakan awan adalah ketinggian awan dari atas permukaan bumi.

Dengan demikian, karena bergantung pada ketinggian, bentuk-bentuk dasarnya serta kombinasi yang sering terjadi, bentuk-bentuk awan dapat dibagi menjadi 10 tipe utama, seperti yang diperlihatkan pada tabel 1.

Tabel 1. Tipe-tipe utama awan.

Nama Awan	Simbol	Ketinggian (feet)
<i>Cirrus</i>	Ci	20.000-40.000
<i>Cirrocumulus</i>	Cc	
<i>Cirristratus</i>	Cs	
<i>Altostratus</i>	As	8.000-20.000
<i>Alto cumulus</i>	Ac	
<i>Stratus</i>	St	< 8.000
<i>Stratocumulus</i>	Sc	
<i>Nimbrostratus</i>	Ns	
<i>Cumulus</i>	Cu	berkembang vertikal
<i>Cumulonimbus</i>	Cb	

2.1.7 Evaporasi

Menurut *Glossary Meteorologi* evaporasi atau penguapan didefinisikan sebagai proses fisika dimana zat cair ataupun zat padat berubah menjadi bentuk gas-gas. Evaporasi air ke atmosfer terjadi dari benda-benda yang mengandung air seperti halnya samudra, laut, danau, sungai, rawa-rawa, tanah dan tanaman-tanaman. Evaporasi air yang dilepaskan dari tanaman disebut sebagai transpirasi. Evaporasi langsung dari tanah E_s dan transpirasi T terjadi secara simultan di alam, dan tidak mudah untuk membedakan uap air yang dihasilkan oleh kedua proses tersebut. Oleh karenanya diperkenalkan bentuk *evapotranspirasi ET* yang digunakan untuk menguraikan total proses perpindahan air ke atmosfer dari tanaman dan permukaan tanah.

Air dari ET diberikan melalui presipitasi dan uap air yang ditransportsikan dari tanaman. Angin juga mempengaruhi proses ET; angin yang kuat mempengaruhi ketahanan batas lapisan air dan konsekwensinya mempercepat gerakan uap air ke atmosfer kering. Jika udara sekitar jenuh, evaporasi tidak akan terjadi; sebaliknya jika udara sekitar tidak jenuh maka evaporasi dapat berlangsung.

2.1.8 Lama Penyinaran Matahari

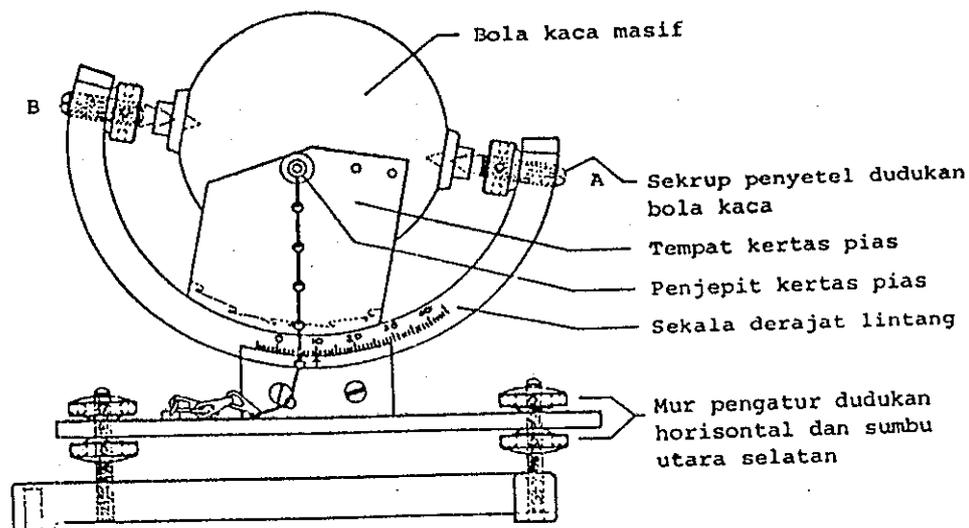
Lamanya matahari bersinar dalam periode harian adalah bervariasi dari bulan ke bulan. Hal ini juga banyak mempengaruhi hasil pengukuran intensitas total radiasi matahari. Seperti kita ketahui sinar matahari yang dipancarkan adalah berbentuk energi dan energi ini digunakan untuk memanaskan bumi, maka ukuran panas bumi juga merupakan ukuran besarnya energi matahari yang diterima oleh permukaan bumi.

Pancaran sinar matahari secara umum dinyatakan dalam jam-jam penyinaran yang diterima selama satu hari (n), sedang panjang selama satu hari secara astronomis kemungkinan lamanya matahari bersinar dinyatakan dengan N .

Lamanya penyinaran matahari (duration of sunshine) dapat dihitung melalui hubungan :

$$\frac{n}{N} \times 100 \% \quad (2-3)$$

Jam-jam penyinaran matahari yang diukur oleh stasiun Klimatologi Semarang diukur dari jam 06.00 sampai 18.00 (atau $N = 12$ jam). Jam-jam penyinaran tersebut diukur dengan kertas *ribs* yang diletakkan di dalam alat perekam sinar matahari tipe *Campbell Stokes* (lihat gambar 2.6). Prosentase penyinaran matahari yang telah dihitung menyatakan jam-jam penyinaran matahari sebenarnya.



Gambar 2.6 Alat perekam sinar matahari tipe Campbell Stokes.

2.1.9 Intensitas Total Radiasi Matahari

Penyinaran atau *insolasi* (*insolation* = incoming solar radiation) adalah penerimaan energi matahari oleh permukaan bumi; bentuknya adalah sinar-sinar bergelombang pendek yang menerobos atmosfer. Sebelum mencapai permukaan bumi sebagian sinar tersebut hilang karena absorpsi. Adapun yang berhasil sampai ke bumi sebagian sinar tersebut kemudian dilepaskan melalui pantulan.

Sisanya yang tinggal berfungsi memanasi permukaan bumi. Dari sini energi dibuang ke atmosfer melalui pemancaran panas bumi, berupa sinar-sinar gelombang panjang untuk memanasi udara. Di atasnya

lagi panas disebarkan melalui konveksi dan turbulensi serta akhirnya hilang di langit sebagai albedo (derajat keputihan atau reflektifitas, yang merupakan perbandingan sinar yang dipantulkan terhadap sinar yang diterima oleh bumi). Bentuk albedo ini biasa digunakan untuk menguraikan pantulan sinar matahari, dengan tanpa memperhatikan panjang gelombang, atau kadang-kadang bentuk ini digunakan hanya untuk menguraikan pantulan bagian sinar yang tampak.

Intensitas total radiasi matahari pada permukaan bumi dipengaruhi pula oleh bentuk bangun bumi seperti bola. Karena itu sudut datang sinar matahari berlainan bagi tempat-tempat dengan letak lintang yang berlainan.

Bumi kita sebagai suatu benda panas yang selalu memancarkan panas ke luar angkasa, sebenarnya ikut menyumbangkan panasnya ke kulit permukaan bumi. Tetapi pancaran panas ini relatif kecil dan tidak berarti bila dibanding dengan panas yang dipancarkan oleh matahari.

Karena dalam penulisan skripsi ini kami memfokuskan pada korelasi antara Intensitas Total Radiasi Matahari terhadap Curah Hujan dengan menyertakan data Suhu Udara, maka disini kami akan menguraikan secara lebih detail mengenai ketiga unsur cuaca tersebut.

2.2 PENERIMAAN ENERGI MATAHARI PADA PERMUKAAN BUMI

2.2.1 Radiasi Gelombang Pendek dan Gelombang Panjang

Emisi energi dari suatu benda dalam bentuk gelombang-gelombang elektromagnetik disebut sebagai radiasi. Salah satu ciri gelombang tersebut adalah panjang gelombangnya. Kebanyakan radiasi yang dipancarkan oleh suatu benda terkonsentrasi dalam fraksi yang sangat kecil dari seluruh daerah panjang gelombang elektromagnetik. Panjang gelombang yang dipancarkan tergantung pada temperatur benda, ia akan menurun dengan bertambahnya suhu. Radiasi dari matahari, sebagaimana radiasi dari bumi, aproksimasinya sangat mendekati benda hitam. Pada hubungannya dengan panjang gelombang tersebut, dimana matahari dan bumi memancarkan radiasinya dengan sangat kuat, adalah begitu pendeknya sehingga cukup sulit untuk membahasnya dalam satuan panjang seperti centimeter atau inchi. Biasanya panjang gelombang tersebut dinyatakan dalam micron.

Matahari dapat dipandang berkelakuan seperti benda hitam yang temperatur permukaannya adalah 6000°K . Dengan hukum Pergeseran Wien :

$$\lambda_{\text{max, sun}} = \frac{2897 (\mu\text{m}^{\circ}\text{K})}{6000 (^{\circ}\text{K})} = 0,483 \mu\text{m}$$

Bumi juga mendekati suatu benda hitam dengan temperatur rata-rata permukaannya 300°K .

Dengan hukum Pergeseran Wien :

$$\lambda_{\text{max, bumi}} = \frac{2897 (\mu\text{m}^{\circ}\text{K})}{300 (^{\circ}\text{K})} = 9,060 \mu\text{m}$$

Dengan demikian panjang dari gelombang-gelombang yang pada dasarnya mentransmisikan radiasi dari matahari adalah 20 kali lebih rendah dibanding panjang gelombang tersebut dari bumi. Dengan membandingkan matahari dan bumi itu sendiri, kita mengatakan gelombang pendek untuk radiasi matahari dan gelombang panjang untuk radiasi bumi.

Radiasi yang dikeluarkan matahari pada panjang gelombang dari 0,4 sampai 0,7 micron -- yaitu, bulk radiasi matahari -- yang dapat ditangkap oleh indra penglihatan mata manusia. Warna-warna radiasi yang dapat dilihat adalah sebagai berikut (sesuai dengan urutan kenaikan panjang gelombang) : violet, indigo, biru, hijau, kuning, oranye dan merah. Pelangi merupakan gambaran alam yang baik bagi deretan warna ini. Pelangi ini muncul manakala sinar matahari jatuh pada tetesan-tetesan air hujan yang lalu dibiaskan. Radiasi dengan panjang gelombang lebih pendek dibanding warna-warna yang dapat terlihat dinamakan ultraviolet (jauh dari warna violet);

radiasi dengan panjang gelombang lebih panjang dari warna-warna nampak dinamakan *inframerah* (dibalik merah).

2.2.2 Hamburan, Pantulan dan absorpsi radiasi matahari

Hamburan. Sebenarnya, sebagian sinar matahari dihamburkan pada lintasannya dari batas terluar atmosfer ke permukaan bumi dengan melibatkan molekul-molekul udara. Inilah sebabnya kita dapat melihat sinar matahari dan warna biru pada langit. Hamburan merupakan hal yang paling efektif bagi panjang gelombang-panjang gelombang yang pendek.

Jika matahari dekat dengan horisontal selama matahari terbit dan terbenam, jumlah molekul-molekul udara pada lintasan sinar matahari adalah yang paling tinggi. Debu yang sangat halus dan asap yang berbahaya di atmosfer menciptakan keadaan langit abnormal, karena partikel-partikel menghamburkan sinar matahari. Terlebih pada daerah-daerah industri atau pusat perkotaan yang banyak mengeluarkan berbagai macam produk pembakaran ke udara.

Pantulan. Partikel-partikel padat dalam atmosfer -- tetesan air, kristal es dan debu serta hasil-hasil pembakaran -- memantulkan sinar-sinar matahari. Dengan demikian, tidak ada diskriminasi antara panjang gelombang-panjang gelombang yang berbeda dari

sinar datang seperti hamburan. Hampir seluruh sinar matahari dipantulkan; hanya sebagian kecil yang diserap oleh partikel-partikel. Oleh karenanya pantulan tidak mempengaruhi warna langit, ia hanya mempengaruhi total intensitas sinar.

Secara lokal, disamping berat konsentrasi-konsentrasi polusi, pada dasarnya radiasi matahari dipantulkan oleh awan-awan. Manakala matahari berada di posisi yang lebih tinggi dari 30° di atas horisontal, radiasi ditransmisikan melalui selubung langit dengan jangkauan 80 persen untuk awan-awan tinggi yang tipis sampai 25 persen atau bahkan kurang untuk awan-awan rendah yang tebal. Dengan demikian ketebalan awan sangat penting. Secara jelas, hanya suatu fraksi kecil dari radiasi matahari yang diterima permukaan atas awan. Begitu sinar matahari menetrasi ke dalam awan, prosentase radiasi yang dipantulkan menaik. Jika awan tersebut tipis, secara difusi sinar dipantulkan ke bawah melalui dasar awan yang memberikan awan suatu kenampakan keputih-putihan. Semakin tebal awan, semakin hitam kelihatannya.

Absorpsi. Radiasi matahari yang mencapai permukaan bumi setelah melewati seluruh rintangan-rintangan sebagian besar di absorpsi oleh permukaan bumi. Namun masih ada sebagian fraksi yang dipantulkan dari

bumi kembali ke angkasa. Fraksi ini dinamakan albedo bumi. Dengan mengetahui albedo kita tidak saja paham akan cuaca dan iklim tapi juga mengetahui akan gerak samudra-samudra serta keseimbangan biologis.

2.2.3 Radiasi Langit (Difusi Langit)

Sejauh ini dalam membicarakan deplesi radiasi matahari oleh atmosfer, kita hanya memperhatikan sinar langsung dari matahari. Suatu obyek yang dinaungi dari sinar langsung akan diterangi oleh hamburan radiasi atau *radiasi langit* dan tidak berada pada daerah gelap. Radiasi langit didefinisikan sebagai bagian radiasi yang mencapai permukaan bumi setelah sinar langsung dihamburkan oleh molekul-molekul atau *suspensoid-suspensoid* di atmosfer.

Khusus pada lintang-lintang tinggi pendifusian langit sangat penting. Bahkan pada kedudukan lintang sedang, difusi langit menyumbangkan 30 - 40% dari total radiasi matahari. Difusi sumbangannya paling besar selama bulan-bulan musim dingin dan pada sudut matahari rendah, panjang lintasannya besar. Keadaan awan secara besar juga turut menyumbangkan rasio pendifusian terhadap sinar langsung. Sebelum matahari terbit dan setelah terbenam seluruh radiasi matahari yang diterima merupakan radiasi langit.

2.2.4 Radiasi Bumi dan Pertukaran Panas

Sebagian dari radiasi matahari serta radiasi langit diterima oleh bumi. Kemudian bumi memancarkan kembali radiasi tersebut ke atmosfer dalam bentuk radiasi dengan panjang gelombang lebih besar dari 4 μm . Kemampuan bumi memancarkan radiasi ini tak lepas dari sifat bumi yang mendekati benda hitam. Radiasi yang dipancarkan oleh bumi ini disebut radiasi bumi atau radiasi gelombang panjang.

Radiasi gelombang pendek dari matahari yang diserap oleh permukaan bumi diubah menjadi energi panas. Pertukaran panas antara permukaan bumi dan atmosfer tidak terjadi dari proses radiasi saja, tapi dapat terjadi dari proses konduksi dan konveksi.

Dalam proses konduksi panas merambat dari benda yang lebih panas ke benda yang lebih dingin. Proses ini berlangsung karena adanya tumbukan-tumbukan molekuler, dimana molekul-molekul yang bergerak cepat dalam suhu yang lebih tinggi bertumbukan dengan molekul-molekul yang bergerak lambat dalam suhu yang rendah sehingga mempercepat gerakan dari molekul - molekul yang bergerak lambat. Udara merupakan konduktor panas yang jelek, sehingga proses konduksi ini sangat berarti untuk perpindahan panas antara lapisan udara yang sangat tipis yang bersinggungan langsung dengan permukaan tanah, sedang di atas

lapisan itu perpindahan panas dengan proses konduksi dapat diabaikan.

Dalam proses konveksi benda dengan suhunya sendiri bergerak dari satu tempat ke tempat yang lain. Di atmosfer perbedaan-perbedaan tekanan udara timbul karena adanya pemanasan atmosfer. Akibatnya udara yang panas dipaksa naik dan udara yang dingin turun, menggantikan udara panas yang naik. Dengan demikian berlangsung proses konveksi yang menyebabkan bercampurnya seluruh udara.

2.2.5 Pengaruh Awan pada Penerimaan Radiasi

Secara umum diasumsikan bahwa mekanisme utama dimana awan mereduksi penerimaan radiasi matahari pada permukaan bumi adalah dengan cara pantulan dan absorpsi. Suatu model komputasi menunjukkan bahwa absorpsi dapat mencapai 20% dari fluks radiasi untuk absorpsi yang banyak dari awan-awan yang tebal (Twomey, 1976). Awan-awan di atas lautan mengabsorpsi lebih banyak untuk ketebalan yang sama dibanding awan-awan di atas daratan, diakibatkan karena efisiensi penyerapan yang lebih besar dari tetesan kelembaban yang lebih besar.

Keadaan awan menurunkan transmisi radiasi langsung yang tak dihamburkan ke permukaan bumi sesuai dengan ketebalan awan.

Namun menurut Robinson (1977) radiasi yang dihamburkan menaik disebabkan oleh isolasi awan-awan cumulus. Awan-awan rendah merupakan absorber efektif dari radiasi-radiasi matahari dan emiter yang efektif dalam panjang gelombang. Menurut Allen (1971), awan-awan rendah mendekati emiter sempurna, $\epsilon = 1,0$, namun untuk awan-awan yang lebih tinggi seperti *altostratus* ϵ -nya 0,30 sampai 1,00 dengan rata-rata $0,79 \pm 0,06$. Untuk awan-awan *cirrus* ϵ -nya berkisar dari 0 sampai 1,00 dengan rata-rata $0,35 \pm 0,05$.

2.2.6 Efek Greenhouse

Bentuk efek greenhouse biasa dipakai dalam membicarakan kemungkinan terjadinya tumbukan antara berbagai polutan pada kesetimbangan radiasi bumi. Uap air, karbon dioksida, beberapa chlorofluoromethan dan bahan-bahan lain dari zat organik pada dasarnya transparan terhadap radiasi gelombang pendek, namun partikel-partikel tersebut merupakan absorber efektif pada daerah termal spektrum elektromagnetik. Dari sini dengan menaikinya konsentrasi substansi-substansi di atmosfer akan menaikkan temperatur bumi melalui penjebakan radiasi gelombang panjang yang diemisikan ke bumi. Analogi ini diterapkan pada perilaku greenhouse atau lebih tepatnya glasshouse, karena

gelas pada dasarnya permiable terhadap daerah gelombang tampak, namun impermiable terhadap iradiasi (pemancaran kembali radiasi).

Analogi ini tidak sempurna, namun Lee (1973) menyatakan bahwa pemanasan greenhouse pada dasarnya dikarenakan supresi konveksi daripada diakibatkan oleh penjebakan iradiasi. Sebenarnya permukaan gelas menjebak radiasi gelombang panjang dari dalam greenhouse, dimana ia sendiri akan terpanasi dan secara intensif memancarkan kembali radiasi dalam daerah gelombang panjang.

2.2.7 Absorpsi Selektif oleh Komponen Atmosfir

Atmosfir bumi adalah hal yang unik dalam kompoisinya dan dari keunikan ini kuantitas dan kualitas atmosfir adalah menyaring efek-efek radiasi matahari yang melaluinya. Komponen-komponen gas-gas utama dari atmosfir kering pada bumi diberikan pada tabel 2.

Oksigen. Suatu pendapat mengatakan bahwa proses - proses industri dan proses-proses pembakaran lainnya membawa polusi lingkungan yang dapat mengakibatkan menurunnya konsentrasi oksigen pada atmosfir. Dengan menurunnya konsentrasi oksigen ini mengakibatkan berkurangnya absorber radiasi matahari yang otomatis

mengurangi jumlah penerimaan radiasi matahari pada permukaan bumi.

Ozone. Ozone mengabsorpsi sebagian besar sinar ultraviolet dari spektrum matahari. Ozonosfer merupakan lapisan pada stratosfer sekitar 32 km dari atas permukaan bumi yang kaya akan ozone.

Clorofluorocarbon. Pada pertengahan tahun 1970 ditemukan bahwa campuran clorofluorocarbon yang biasa disebut Freon juga termasuk yang merusak lapisan ozone. Freon yang secara kimia merupakan gas-gas sintetik lembam digunakan dalam AC dan sebagai propellant kaleng-kaleng semprot. Setelah terbebas, Freon akan berdifusi ke atmosfer dimana hasil-hasil penghancuran fotokimia dapat bereaksi dengan ozone, dan mengakibatkan berkurangnya kadar ozone di atmosfer.

Uap air. Atmosfer memiliki sedikit pengaruh terhadap sinar tampak, namun jumlah yang agak besar dari pancaran spektrum matahari sampai $4 \mu\text{m}$ disaring oleh lapisan uap air dan CO_2 . Karena bumi memancarkan kembali radiasi pada panjang gelombang maksimum sekitar $10 \mu\text{m}$, uap air memiliki pengaruh menyerap radiasi yang dipancarkan kembali ke angkasa.

Carbon mono-oksida. Komponen atmosfer lainnya yang sekarang juga diperhatikan adalah karbon mono-oksida. Alasan utamanya adalah bahwa proses pembakaran

menaikkan konsentrasi gas ini dalam atmosfer. CO secara efektif mengabsorpsi radiasi matahari dan juga mengurangi konsentrasi OH di atmosfer.

Tabel 2. Komponen-komponen bersih udara kering.

Komponen Udara	Volume (%)
- Nitrogen	78.08
- Oksigen	20.95
- Argon	0.93
- Karbon dioksida	0.032
- Neon	1.8×10^{-3}
- Helium	5.24×10^{-4}
- Hidrogen	5.0×10^{-5}
- Xenon	8.0×10^{-6}
- Ozone	1.0×10^{-6}
- Radon	6.0×10^{-18}
- Uap air, Debu, Emisi-emisi Industri	0 - 3 lebih

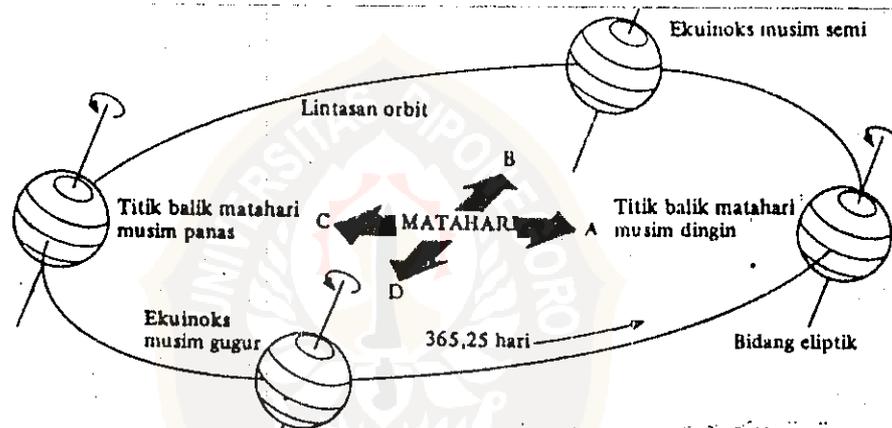
Sumber : Gates, 1965

2.2.8 Efek Astronomis

Posisi matahari sangat penting dalam menentukan rapat fluk radiasi matahari yang mencapai permukaan bumi. Posisi matahari ini sangat erat hubungannya dengan gerak bumi mengelilingi matahari. Semua bintang-bintang sejati dan matahari di langit tempatnya tidak berpindah-pindah, sedang sumbu bumi itu tegak lurus pada bidang peredaran bumi pada matahari, melainkan miring dengan sudut $23,5^{\circ}$, maka dari bumi, matahari itu nampaknya kadang-kadang beredar di sebelah utara katulistiwa dari tanggal 22 Maret sampai 22 September atau berdeklinasi Utara

dan dari tanggal 24 September sampai 20 Maret, berdeklinasi Selatan. Seperti kalau kita melihat globe pada peyangganya, maka terdapat empat tempat penting bumi pada orbitnya yaitu pada tanggal 21 Maret, 21 Juni, 23 September dan 22 Desember (lihat gambar 2.7).

Pada tanggal 21 Maret dan 23 September berturut-turut merupakan ekuinoks musim semi dan musim gugur, tanggal 22 Desember merupakan titik balik matahari musim dingin dan tanggal 21 Juni merupakan titik balik matahari musim panas.



- A. Titik balik matahari musim dingin (22 Desember)
- B. Ekuinoks musim semi (21 Maret)
- C. Titik balik matahari musim panas (22 Juni)
- D. Ekuinoks musim gugur (23 September)

Gambar 2.7 Kemiringan Sumbu Bumi Selama mengedari Matahari.

2.3 VARIASI TEMPERATUR UDARA HARIAN

2.3.1 Pemanasan pada Siang Hari

Dengan terbitnya matahari pada pagi hari, sinar matahari memanasi tanah dan tanah memanasi udara yang bersinggungan dengannya melalui konduksi. Namun udara merupakan konduktor panas yang jelek sehingga proses ini hanya terjadi pada lapisan udara yang hanya beberapa meter di atas permukaan tanah.

Dengan semakin meningginya matahari, udara yang bersinggungan dengan tanah menjadi lebih hangat, dan terdapat suatu batas thermal yang memisahkan lapisan udara tersebut dengan lapisan udara di atasnya lagi yang lebih dingin. Karena gerak random molekul-molekul udara tersebut, molekul-molekul udara akan melanggar batas ini: molekul-molekul "panas" lapisan udara di bawah membawa energi kinetik yang besar ke molekul-molekul udara "dingin", molekul-molekul udara "dingin" pada lapisan udara atas membawa defisit energi ke molekul-molekul panas.

Sekitar tengah hari, manakala sinar matahari paling kuat terjadi, tanah dan udara yang bersinggungan dengannya terpanasi dengan cepat. Namun konveksi membutuhkan waktu untuk mentranfer udara panas ini ke lapisan udara di atasnya dan ini berlangsung sampai menjelang sore hari. Hal ini menghasilkan surplus energi selama 2 sampai 4 jam

setelah tengah hari, inilah mengapa suhu maksimum biasa tercapai pada pukul 13.00 atau 14.00. Pemanasan udara tergantung pada tipe tanah, kandungan kelembaban udaranya serta vegetasi yang menutupi.

2.3.2 Pendinginan Pada Malam Hari.

Dengan semakin rendahnya matahari, energi tersebar untuk daerah yang lebih luas, sehingga mengurangi intensitas panas yang diterima untuk memanaskan tanah. Terkadang pada akhir sore hari atau awal pagi hari, permukaan bumi dan udara yang menyinggungnya kehilangan banyak energi dibanding dengan yang diterima, sehingga mereka mulai mendingin

Tanah menjadi dingin dengan memancarkan radiasi energi infra merah. Karena tanah merupakan radiator yang lebih baik dibanding udara, tanah menjadi dingin lebih cepat. Konsekuensinya tak lama kemudian setelah matahari terbenam, permukaan tanah agak lebih dingin dibanding udara di atasnya. Permukaan udara tersebut mentransfer energi ke tanah dengan cara konduksi.

Dinginnya udara malam hari tergantung pada lamanya malam hari, kandungan kelembaban udara, keadaan awan dan angin. Malam yang paling dingin biasanya terjadi bila udaranya relatif stabil, tidak ada angin.

2.4 CURAH HUJAN (PRESIPITASI)

Hujan adalah air cair yang jatuh dari dasar awan sampai ke permukaan bumi. Tetes hujan berasal dari sebuah awan dan asal-usul dari awan itu sendiri merupakan sebuah studi yang khusus. Kondensasi uap air yang dapat menghasilkan sebuah awan tidak akan terjadi di dalam udara murni (udara tanpa aerosol). Agar kondensasi dapat terjadi dalam udara murni maka diperlukan kelembaban relatif yang besar sekitar 300% - 400% , tetapi jika kita mengukur kelembaban relatif dari udara natural dengan bantuan alat higrometer atau higrgraf maka tidak akan diperoleh kelembaban sebesar itu. Dalam kenyataannya kelembaban udara hanya mencapai 100,1% , hal ini disebabkan lapisan atmosfer selalu dikotori oleh partikel debu. Dengan demikian kondensasi uap air di dalam atmosfer selalu terjadi pada partikel debu yang bersikap higroskopis yang biasa disebut *inti kondensasi*. Jelas bahwa tetes awan bukan dari air murni melainkan berasal dari uap air yang mengkondensasi keluar dari udara dan terkumpul di sekeliling inti kondensasi. Inti kondensasi yang besar dapat menghasilkan tetes yang besar pula. Pada umumnya tetes awan mempunyai diameter yang berorde 10 sampai 100 mikron. Kemudian tetes awan ini tumbuh menjadi tetes hujan melalui proses penangkapan (*coalescence*), yang bergantung pada jenis awan.

Jumlah curah hujan dicatat dalam inchi atau milimeter dimana 1 inchi = 25,4 mm. Jumlah curah hujan 1 mm

menunjukkan tinggi air hujan yang menutupi permukaan 1 mm, jika air tersebut tidak meresap ke dalam atau menguap ke atmosfer.

Curah hujan baik distribusi maupun besarnya di setiap tempat dan waktu tidak sama, disebabkan oleh faktor topografi, elevasi, sifat permukaan dan efek-efek lokal lainnya. Pada dasarnya curah hujan dan unsur-unsur cuaca lainnya dipengaruhi oleh faktor lingkungan sekitar, yaitu kondisi meteorologis pada daerah yang lebih luas skalanya.

Curah hujan di Indonesia dipengaruhi oleh musim yang ditimbulkan oleh adanya daerah tekanan tinggi dan daerah tekanan rendah di benua Asia dan Australia secara bergantian. Dalam bulan-bulan Desember-Januari-Februari dibelahan bumi utara terjadi musim dingin akibatnya terdapat daerah dengan tekanan tinggi di benua Asia, sedangkan belahan bumi selatan pada waktu ini terjadi musim panas akibat adanya daerah tekanan rendah di benua Australia. Karena adanya perbedaan tekanan udara di kedua benua tersebut maka pada periode Desember-Januari-Februari bertiup angin dari daerah bertekanan tinggi di Asia ke daerah bertekanan rendah di Australia. Angin ini disebut angin monsun barat atau monsun barat laut. Dalam bulan-bulan Juni-Juli-Agustus sebaliknya terdapat tekanan rendah di benua Asia dan daerah tekanan tinggi di benua Australia yang mengakibatkan timbulnya monsun timur atau monsun tenggara.

Dalam periode transisi antara monsun barat dan monsun timur yaitu Maret-April-Mei dan transisi antara monsun timur dengan monsun barat yaitu Septembr-Oktober-Nopember pada umumnya arah angin berubah-ubah dan kecepatan angin biasanya berkurang. Periode-periode transisi ini disebut musim pancaroba atau musim peralihan pertama dan kedua.

Monsun barat biasanya lebih lembab daripada monsun timur. Perbedaan curah hujan di dalam kedua monsun tersebut dapat dianggap berasal dari dua faktor : Pertama udara turun di atas benua Australia pada waktu terjadi monsun timur, sebaliknya udara naik di atas benua Australia pada waktu monsun barat. Kedua pada monsun timur arus udara bergerak di atas laut yang jaraknya pendek, sedang pada monsun barat arus udara bergerak di atas laut dengan jaarak cukup jauh sehingga dalam monsun barat arus udara lebih banyak mengandung air.

Pegunungan yang terdapat di Pulau Jawa misalnya dapat mempengaruhi curah hujan di daerah-daerah pesisir utara dan selatan. Faktor orografi ini sangat tegas pengaruhnya terhadap curah hujan dalam monsun timur, sehingga di daerah pesisir selatan yang terletak pada lereng di atas angin mendapat banyak hujan dan sebaliknya di daerah pesisir utara yang terletak pada lereng bawah angin

mengalami kekeringan. Dalam periode monsun barat, efek orografi kurang tegas karena monsun barat banyak mengandung uap air.

Pengaruh lokal terhadap curah hujan di pesisir pantai di Pulau Jawa disebabkan oleh pemanasan yang tidak sama antara darat dan air sehingga terjadi angin laut lembab. Kadang-kadang angin laut ini dapat memperkuat monsun sehingga jumlah curah hujan yang besar dapat diperoleh di daerah pesisir.

