

PEMBENTUKAN CURAH HUJAN MONSUN EKUATORIAL DI WILAYAH INDONESIA: STUDI KASUS DI PULAU JAWA

Bayong Tjasyono HK.

Program Studi Meteorologi, Institut Teknologi Bandung,

Jl. Ganesa 10, Bandung

Email: bayong@meteo.itb.ac.id

ABSTRACT

The objective of this study is to analyze the formations and characteristics of equatorial monsoon rainfall. This characteristic of the equatorial monsoon rainfall found to be varied over Indonesia, namely, convectonal and orographic rainfall. Convectonal precipitation because it is formed by rapid updraft, often to great heights in the atmosphere, occasionally it may be in the solid form of hail. In the monsoonal region, orographic rainfall distribution can change markedly as a windward side of a mountain barrier becomes a leeward side.

Rainfall is measured by means of recording raingauge from a rainfall station. Equatorial monsoon clouds can be referred as warm clouds i.e., the cloud has a temperature greater than -10°C . The formation of raindrops is dominated by collision and coalescence of cloud droplets. However, cold cloud precipitation formation processes may be occurring in the top of very deep equatorial clouds. In the occurrence, ice crystals process that dominates. The results and its conclusion show that: i) Convectonal rainfall generally occur after the maximum insolation. ii) Orographic effect in monsoonal region increases the quantity of rainfall in the windward side.

Keywords: Rainfall, Convectonal, Orographic

ABSTRAK

Tujuan kajian ini adalah untuk menganalisis pembentukan dan karakteristik curah hujan monsun ekuatorial. Tipe curah hujan monsun ekuatorial di atas Indonesia yaitu curah hujan konveksional dan orografik. Presipitasi konveksional karena terbentuk oleh arus udara keatas yang cepat, sering mencapai paras yang tinggi di atmosfer, sehingga adakalanya presipitasi dalam bentuk padat batu es. Pada daerah monsun, distribusi curah hujan orografik dapat berubah secara nyata

ketika lereng di atas angin suatu pegunungan menjadi lereng di bawah angin.

Curah hujan diukur dengan bantuan penakar hujan otomatis (pencatat) dari stasiun hujan. Awan monsun ekuatorial dapat dinyatakan sebagai awan panas yaitu awan yang mempunyai temperatur lebih besar -10°C . Pembentukan tetes-tetes hujan didominasi oleh tumbukan dan penggabungan butiran-butiran awan. Akan tetapi, proses pembentukan presipitasi awan dingin dapat terjadi dalam puncak dingin setiap awan ekuatorial yang sangat tebal. Disini, proses kristal es yang mendominasi. Hasil dan kesimpulan menunjukkan bahwa: i) Curah hujan konveksional pada umumnya terjadi setelah insolasi maksimum. ii) Efek orografik dalam daerah monsun meningkatkan jumlah curah hujan pada lereng di atas angin.

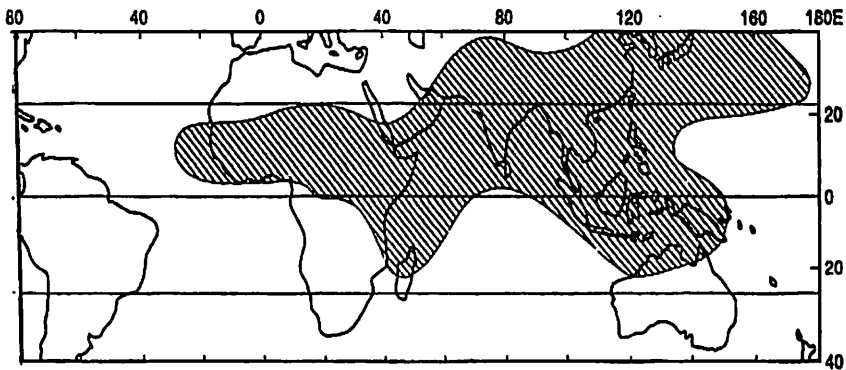
Kata kunci: Curah hujan, Konveksional, Orografis

1 PENDAHULUAN

Menurut Ramage (1971), wilayah monsun mempunyai karakteristik utama sebagai berikut:

- i. Arah angin utama menyimpang paling sedikit 120° antara Januari dan Juli.
- ii. Frekuensi rata-rata arah angin utama dalam Januari dan Juli melebihi 40%.
- iii. Kecepatan angin panduan rata-rata sekurang-kurangnya dalam satu bulan melebihi 3 ms^{-1} .
- iv. Kurang dari satu perselangselingan (*alternation*) siklon-antisiklon terjadi setiap dua tahun dalam salah satu bulan pada sebuah segi empat yang sisinya 5° lintang-bujur.

Wilayah monsun di dunia ditunjukkan pada **Gambar 1.1**. Menurut Ramage (1971), wilayah monsun di batasi oleh lintang 35° U dan 25° S , bujur 30° B dan 170° T . Jelas bahwa wilayah Indonesia adalah wilayah monsun. Area monsun ekuatorial dimaksudkan sebagai wilayah monsun yang dibatasi oleh garis lintang 10° U dan 10° S dan ini adalah wilayah monsun Indonesia.



Gambar 1.1 Area sirkulasi monsun menurut kriteria Ramage (1971)

Troposfer ekuatorial secara konvektif tidak stabil untuk semua musim. Di Indonesia juga banyak dijumpai deretan gunung dan pegunungan. Ada dua jenis curah hujan yang terjadi di wilayah Indonesia yaitu curah hujan konveksional dan orografik. Curah hujan konveksional disebabkan oleh konveksi bebas akibat pemanasan dan oleh proses dinamis seperti konvergensi. Curah hujan konveksional biasanya terjadi pada skala ruang terbatas antara 10 – 20 km² dan 200 – 300 km². Curah hujan orografik disebabkan oleh kondensasi dan pembentukan awan dalam udara lembap yang secara fisis dipaksa oleh efek orografik (Mc Gregor and Nieuwolt, 1998). Di wilayah monsun ekuatorial Indonesia, pembentukan curah hujan orografik dapat berbentuk gabungan antara proses orografik dan proses konveksi.

Di wilayah ekuatorial monsun Indonesia massa udara lebih panas dan lebih lembap ketimbang udara di luar tropis. Massa udara panas dan lembap mencapai paras (*level*) kondensasi pada temperatur yang relatif tinggi, akibatnya pembentukan awan pada paras rendah dan menengah terutama terdiri dari butiran-butiran air dan jarang sekali dari kristal-kristal es. Ditinjau dari temperatur awan, ada awan panas (*warm cloud*) yaitu awan yang temperaturnya di atas -10° C dan awan dingin (*cold cloud*) yaitu awan yang sebagian atau seluruhnya mempunyai temperatur di bawah -10° C.

Wilayah Indonesia lebih didominasi oleh awan panas yang mayoritas pembentukan curah hujannya melalui dua proses.

Pertama, melibatkan proses difusi dan kondensasi yang membentuk populasi butiran awan. Kedua, melibatkan proses pertumbuhan butiran-butiran awan menjadi tetes-tetes hujan melalui mekanisme tumbukan dan penggabungan. Kedua proses ini diyakini dapat menjelaskan curah hujan dari awan panas yang terjadi pada paras rendah dan menengah di troposfer ekuatorial. Curah hujan awan panas ekuatorial troposfer dapat menghasilkan hujan lebat (*heavy rains*) dan hujan deras (*shower*). Bagian atas menara awan panas kadangkala dapat mempunyai temperatur kurang dari -10° C. Karena itu proses pembentukan presipitasi awan dingin dapat terjadi dalam puncak dingin (*cold top*) pada awan ekuatorial monsun yang sangat tebal. Dalam kondisi ini melibatkan proses pertumbuhan kristal es dengan mengorbankan butiran-butiran kelewat dingin karena beda tekanan uap jenuh relatif terhadap air (e_w) dan terhadap es (e_i) dimana $e_w > e_i$ untuk temperatur di bawah 0° C. Butiran-butiran air berdifusi ke kristal es, sehingga butiran air kehilangan massa sedangkan kristal es mendapat tambahan massa atau kristal es tumbuh menjadi besar. Proses ini sangat selektif pada temperatur antara -10° C dan -30° C, karena pada rentang temperatur ini butiran-butiran kelewat dingin dan kristal-kristal es berada bersama-sama dalam jumlah besar.

2 METODE PENELITIAN

Agar monsun dapat ditentukan secara objektif maka didefinisikan indeks monsun berdasarkan mawar angin (*windrose*) permukaan. Khromov (dalam Ramage, 1971) menghitung indeks monsun I_{kh} dalam persamaan berikut:

$$I_{kh} = \frac{F_{jan} + F_{jul}}{2} \quad (2.1)$$

dengan F_{jan} dan F_{jul} adalah frekuensi angin utama (*prevailing wind*) masing-masing dalam bulan Januari dan Juli. Deviasi arah angin dalam Januari dan Juli sekurang-kurangnya 120° dan area yang dipengaruhi oleh monsun mempunyai nilai $I_{kh} \geq 40\%$ (Ramage, 1971).

Awan konvektif yang mendominasi wilayah monsun Indonesia adalah awan panas. Proses pembentukan curah hujan melalui mekanisme Bowen-Ludlam yang melibatkan proses

tumbukan-tangkapan. Tetes (butiran awan yang lebih besar) akan menumbuk dan menangkap butiran-butiran awan. Persamaan pertumbuhan massa tetes awan secara empiris dapat dilukiskan dengan ekspresi berikut:

$$\frac{dm}{dt} = EM\pi(R+r)^2 (U-u) \quad (2.2)$$

Keterangan :

- E : efisiensi koleksi = $E_1 \cdot E_2$
- E_1 : Efisiensi tumbukan (*collision*)
- E_2 : Efisiensi tangkapan (*coalescence*)
- M : Kadar air awan (massa per satuan volume)
- R : Jejari tetes awan (butiran awan besar)
- r : Jejari butiran awan
- U : Kecepatan jatuh terminal tetes awan
- u : Kecepatan jatuh terminal butiran awan

Efisiensi kolisi E_1 adalah probabilitas bahwa tumbukan akan terjadi dengan butiran yang terletak acak dalam volume sapuan (*swept volume*) tetes awan. Efisiensi tangkapan E_2 adalah rasio jumlah tangkapan butiran awan dengan jumlah tumbukan. Studi laboratorium menunjukkan bahwa efisiensi tangkapan mendekati satu jika butiran-butiran bermuatan. Karena di dalam awan natural ada muatan dan medan listrik lemah, maka kajian teoritis pertumbuhan tetes dengan proses tumbukan-tangkapan biasanya menganggap bahwa efisiensi koleksi sama dengan efisiensi tumbukan (Rogers and Yau, 1989).

Persamaan pertumbuhan massa tetes awan (persamaan 2.2) dapat diganti dengan persamaan pertumbuhan jejari tetes awan R sebagai berikut:

$$\begin{aligned} \text{Massa tetes : } m &= 4/3 \cdot \pi R^3 \rho_L \\ dm/dt &= 4 \pi R^3 \rho_L dR/dt \end{aligned}$$

Jadi persamaan pertumbuhan jejari tetes awan :

$$\frac{dR}{dt} = \frac{dm/dt}{4 \pi R^2 \cdot \rho_L} = \frac{EM}{4\rho_L} \left(1 + \frac{r}{R}\right)^2 (U-u) \quad (2.3)$$

Untuk $R \gg r$ maka $U \gg u$, sehingga $r/R \simeq 0$ dan u dapat diabaikan terhadap U . Jadi persamaan (2.3) dapat disederhanakan menjadi;

$$\frac{dR}{dt} = \frac{EMU}{4\rho_L}, \text{ dengan } \rho_L \text{ adalah densitas air} \quad (2.4)$$

Kajian lapangan proses pertumbuhan awan dan hujan diamati melalui data curah hujan yang digunakan. Data curah hujan dapat digolongkan menjadi data sekunder yang diperoleh dari instansi lain seperti BMKG (Badan Meteorologi Klimatologi dan Geofisika) untuk Jakarta dan Jawa tengah (1967 - 1980) serta data primer yang diperoleh dari pengamatan instansi sendiri (stasiun hujan ITB, Bandung) dengan bantuan penakar hujan pencatat otomatis (*recording raingage*) yang dilengkapi dengan pias (*chart*) rekaman data curah hujan harian untuk periode 1997 sampai dengan 2007. Penakar hujan otomatis (*pluviograf*) yang dipakai adalah jenis penampung timbangan. Penakar hujan jenis pencatat atau otomatis dapat mencatat jumlah curah hujan dengan sendirinya. Jumlah curah hujan dapat dilihat pada pias (*chart*) yang ditandai oleh goresan pena. Keuntungan dari penakar hujan otomatis adalah kita dapat mengetahui jam berapa hujan mulai dan berhenti, sehingga dapat dihitung jumlah curah hujan per satuan waktu disebut *intensitas hujan* yang sangat penting dalam hidrometeorologi.

3 HASIL DAN PEMBAHASAN

3.1 HASIL

Untuk menentukan suatu area termasuk monsun atau nonmonsun, dihitung indeks monsun (persamaan 2.1) berdasarkan frekuensi angin utama ketika tengah musim panas (*mid summer*) dan tengah musim dingin (*mid winter*). Dengan memakai persamaan (2.1), diperoleh indeks monsun Khromov masing-masing untuk area Bandung adalah 64% dan untuk Jakarta adalah 51%. Nilai indeks monsun ini $\geq 40\%$ dengan demikian Bandung dan Jakarta adalah daerah monsun. Kedua daerah monsun Bandung dan Jakarta didominasi oleh angin timuran (*easterly wind*) pada tengah musim dingin Juli dan angin baratan (*westerly wind*) pada tengah musim panas Januari di belahan bumi selatan (Bayong Tjasyono and Mustofa, 2000).

Tabel 3.1, menunjukkan intensitas curah hujan maksimum dasarian (*decad*) yang diukur dengan bantuan penakar hujan otomatis (*pluviograf*) di belahan bumi selatan

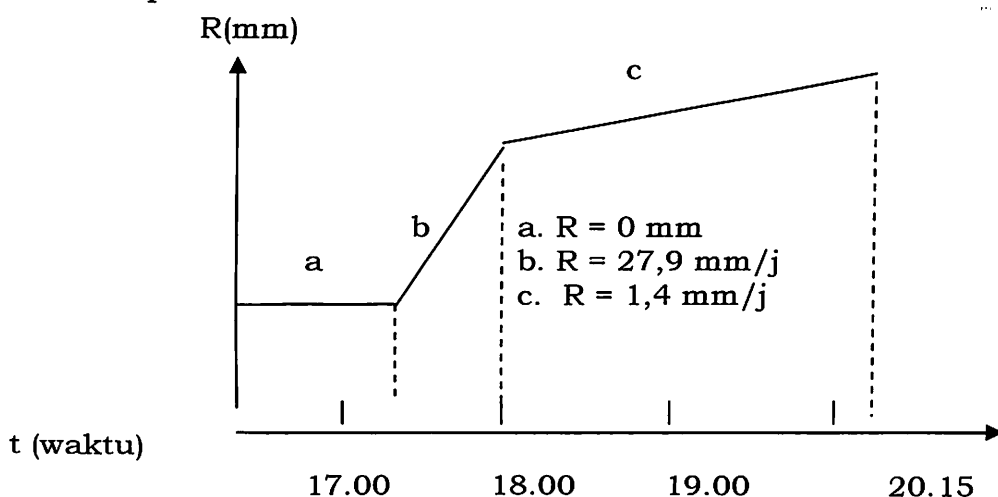
(BBS) ketika tengah musim panas Januari, tengah musim gugur April, tengah musim dingin Juli, dan tengah musim semi Oktober di Stasiun hujan ITB, Bandung.

Tabel 3.1 Intensitas curah hujan maksimum dekad (dasarian) di Bandung Tahun 2004 dan 2005

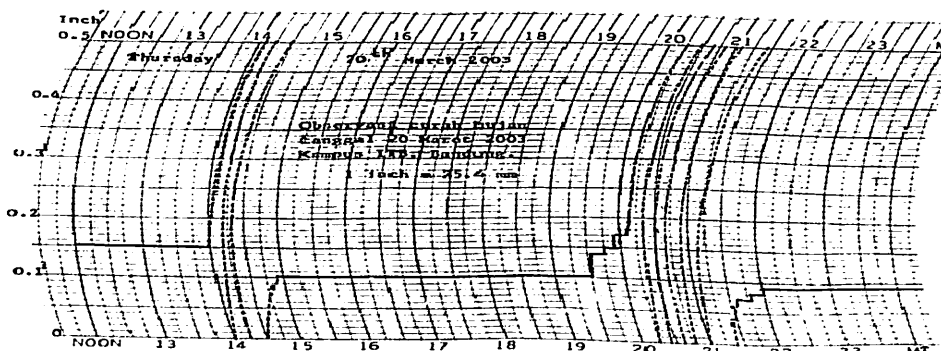
2004						
Bulan	Dekad	Jumlah Hujan	Tanggal	Waktu Hujan (Waktu Lokal)	Lama Hujan Jam, menit	Intensitas hujan mm/j
Januari	I	11,7 mm	10	21.30 – 22.00	0j 30m	23,4
	II	13,2 mm	12	17.25 – 17.45	0j 20m	39,6
	III					
	C ₁	24,4 mm	25	17.15 – 18.15	1j 00m	24,4
	C ₂	10,7 mm	25	19.00 – 21.00	2j 00m	5,3
April	I	26,7 mm	7	16.40 – 17.45	1j 05m	24,6
	II	7,1 mm	20	21.15 – 22.30	1j 15m	5,7
	III	25,4 mm	29	13.15 – 13.50	0j 35m	43,5
Juli	I	3,8 mm	9	14.30 – 14.50	0j 20m	11,4
	II	16,5 mm	14	16.45 – 17.45	1j 00m	16,5
	III	0,0 mm	-	-	-	0
Oktober	I	12,7 mm	1	18.00 – 18.15	0j 15m	50,8
	II	0,0 mm	-	-	-	0
	III	0,0 mm	-	-	-	0
2005						
Januari	I	3,3 mm	9	15.30 – 16.30	1j 00m	3,3
	II					
	C ₁	4,1 mm	18	14.45 – 15.10	0j 25m	9,7
	C ₂	25,4 mm	18	16.45 – 18.00	1j 15m	20,3
	III	16,8 mm	29	10.30 – 11.45	1j 15m	13,4
April	I	12,7 mm	5	15.30 – 16.45	1j 15m	10,16
	II	25,9 mm	18	16.00 – 17.30	1j 30m	17,3
	III	31,0 mm	21	17.30 – 18.30	1j 00m	31,0
Juli	I	17,3 mm	10	16.15 – 17.00	0j 45m	23,0
	II	13,5 mm	18	16.00 – 16.30	0j 30m	26,9
	III	1,8 mm	29	21.50 – 22.00	0j 10m	10,7
Oktober	I	1,8 mm	6	19.00 – 19.30	0j 30m	3,6
	II	9,1 mm	12	14.30 – 15.10	0j 40m	13,7
	III	11,4 mm	26	19.30 – 19.45	0j 15m	45,7

Catatan: C₁ dan C₂ adalah sel awan kesatu dan kedua

Tabel 3.2, menunjukkan data hujan konvektif di stasiun hujan ITB. Hujan konveksional mempunyai sifat hujan lebat sampai sangat lebat dengan intensitas hujan lebih dari 10 mm/jam yang terjadi ketika awan konvektif dalam taraf dewasa (*mature*). Pertumbuhan awan konvektif diilustrasikan pada **Gambar 3.1** berdasarkan data hujan tanggal 12 Desember 2000. Sedangkan **Gambar 3.2** menunjukkan data pluviogram yang diukur dengan bantuan penakar hujan otomatis dan **Gambar 3.3** menunjukkan jumlah curah hujan rata-rata 3 jam-an dari pukul 00.00 sampai 24.00 waktu lokal.



Gambar 3.1 Ilustrasi pertumbuhan awan konvektif berdasarkan data pluviogram 12 Desember 2000 (Bayong Tjasyono, Ina Juaeni, dan Sri Woro, 2007)

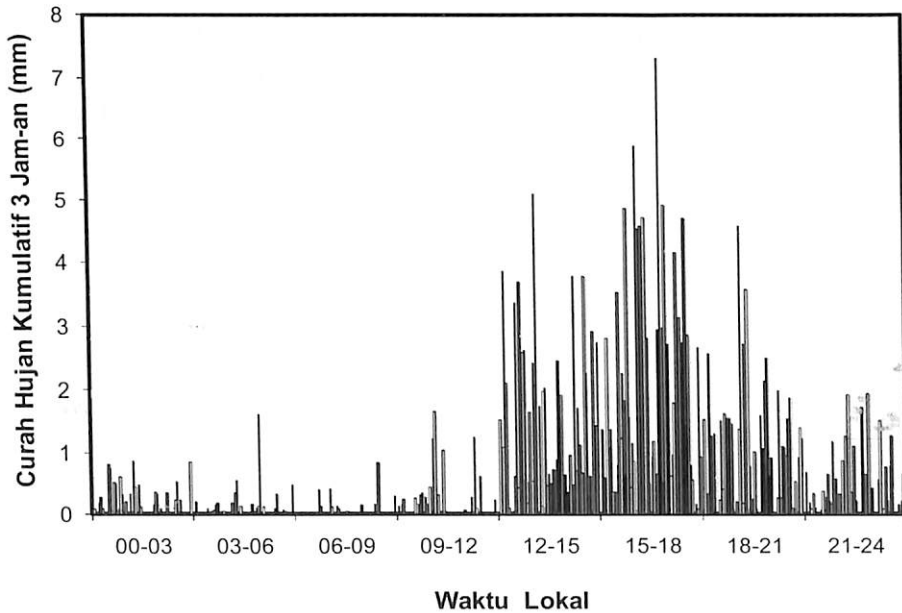


Gambar 3.2 Hujan lebat diukur dengan penakar hujan otomatis, Kamis 20 Maret 2003, Kampus ITB. Bandung

Penguatan monsun oleh angin lokal dan efek orografik dapat menyebabkan curah hujan berlimpah pada lereng di atas angin (*windward side*), **Tabel 3.3** dan **Gambar 3.4**, menunjukkan jumlah curah hujan di pantai utara Jawa Tengah, dan penguatan monsun barat laut oleh angin laut dan angin lembah pada lereng di atas angin.

Tabel 3.2 Data curah hujan konveksional di Bandung

Tanggal Kejadian	Waktu Hujan (Waktu Lokal)	Lama Hujan (Jam, menit)	Jumlah Hujan (mm)	Intensitas Hujan (mm/jam)
12-12-2000	17.30 – 18.00	30 menit	14,0	27,9
	18.00 – 20.15	2j 15m	3,1	1,4
20-03- 2003	14.00 – 14.30	30 menit	34,3	68,6
	14.30 – 15.00	30 menit	2,5	5,0
	20.15 – 21.15	1 jam	73,2	73,2
	21.15 – 22.00	45 menit	2,3	3,1



Gambar 3.3 Curah hujan rata-rata 3 jam-an (2000-2004), Kampus ITB, Bandung (Bayong Tjasyono dan Sri Woro, 2007)

Tabel 3.3. Jumlah curah hujan rata-rata (mm) di pantai utara Jawa Tengah (tahun 1967-1980)

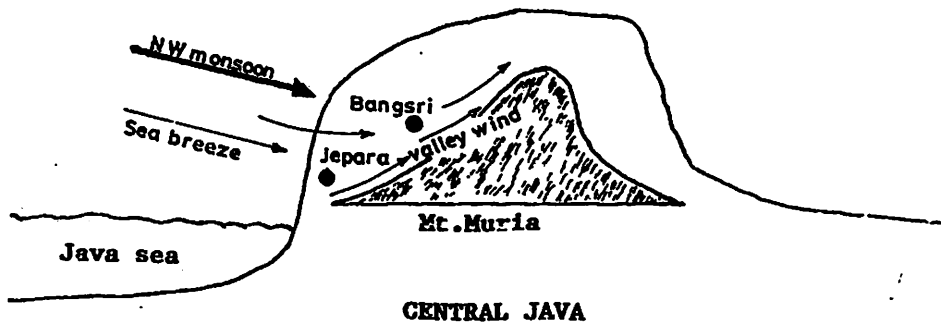
No. dan Nama Stasiun hujan	Tinggi di atas permukaan laut (d.p.l)	DJF	MAM	JJA	SON	DJF/JJA
143 Jepara	3 m	1919	742	107	368	17,9
149 Bangsri	80 m	2367	916	141	401	16,8

3.2 PEMBAHASAN

Awan terbentuk jika udara lembap mengalami pendinginan oleh kenaikan konvektif atau orografik. Presipitasi adalah istilah umum untuk semua partikel air (hujan), kristal es (salju) atau batu es (*hail stone*) yang mampu jatuh sampai ke tanah, jika tidak sampai ke tanah disebut virga atau stalaktit. Awan di atas Indonesia kebanyakan didominasi oleh awan panas (*warm cloud*) yang mempunyai temperatur lebih besar -10° C, hanya bagian atas menara awan yang kadang-kadang mempunyai temperatur kurang dari -10° C. Proses pertumbuhan massa dan jejari tetes awan panas mengikuti persamaan (2.2), (2.3) atau (2.4). Pembentukan curah hujannya melalui proses dua langkah: pertama melibatkan proses kondensasi dan kedua melalui proses tumbukan-tangkapan (*collision-coalescence*) atau proses Bowen-Ludlam. Untuk awan cumulonimbus Cb yang puncaknya mempunyai temperatur di bawah -10° C maka pertumbuhan presipitasinya melibatkan proses kristal es atau proses Bergeron-Findeisen. Kristal-kristal es yang jatuh melalui isotherm 0° C biasanya mencair menjadi tetes-tetes hujan. Tetapi adakalanya kristal es dapat tumbuh menjadi batu es (*hail stone*), jika kristal es melalui udara awan yang mengandung tetes kelewat dingin. Tetes-tetes kelewat dingin ini menjadi beku dalam kristal es sehingga kristal es tumbuh dengan penambahan massa menjadi batu es besar.

Curah hujan konveksional terjadi setelah insolasi maksimum (setelah tengah hari). Untuk area pantai seperti Jakarta, hujan konveksional dipengaruhi oleh aktivitas konvektif di atas laut ketika proses pendinginan laut malam sampai menjelang pagi hari yang menghasilkan hujan lebat (Murakami,

1983). Pertumbuhan awan konvektif yang menghasilkan hujan lebat (intensitas hujan > 10 mm/jam) melalui tiga tingkat yaitu : a) tingkat pertumbuhan atau tingkat cumulus (tidak ada hujan), b) tingkat dewasa (hujan lebat), dan c) tingkat disipasi (hujan ringan), lihat **Gambar 3.1**. Beberapa awan konvektif mempunyai lebih dari satu sel, lihat **Tabel 3.1**. Curah hujan diukur dengan bantuan penakar hujan otomatis jenis penampung timbangan. Pada pias (pluviogram) dari dasar sampai puncak pias terdapat 50 strip, dengan satu strip sama dengan jumlah curah hujan sebesar 0,01 inci dimana 1 inci = 25,4 mm, lihat **Gambar 3.2**. Terlihat pada pluviogram bahwa awan konvektif terdiri dari dua sel. Sel pertama terjadi pukul 14.00 – 14.30 taraf dewasa dengan hujan sangat lebat (68,6 mm/jam), 14.30 – 15.00 taraf disipasi dengan hujan ringan (5,0 mm/jam) dan sel kedua terjadi pukul 20.15 – 21.15 taraf dewasa dengan hujan sangat lebat (73,2 mm/jam), 21.15 – 22.00 taraf disipasi dengan hujan ringan (3,1 mm/jam). Untuk konveksi darat, hujan konveksional lebat terjadi setelah pukul 12.00 atau setelah insolasi maksimum, lihat **Gambar 3.3**.



Gambar 3.4 Penguatan monsun barat laut oleh angin lokal dan efek orografik (Bayong Tjasyono, 198 1)

Efek orografik terhadap curah hujan, ditunjukkan oleh **Tabel 3.3** dan **Gambar 3.4**. Pada lereng di atas angin (*windward side*) jumlah curah hujan meningkat sedangkan pada lereng di bawah angin (*leeward side*) jumlah curah hujan sangat sedikit bahkan dapat menimbulkan angin semacam Foehn seperti “angin kumbang” di daerah Tegal, Jawa Tengah dan “angin gending” di daerah Probolinggo, Jawa Timur (Bayong Tjasyono, 1981). Pada bulan DJF (Desember–Januari–Februari), stasiun Jepara dan Bangsri terletak pada lereng di atas angin oleh monsun barat laut

yang diperkuat dengan angin laut dan angin lembah. Sedangkan pada bulan JJA (Juni–Juli–Agustus), stasiun Jepara dan Bangsri terletak pada lereng di bawah angin oleh monsun tenggara. Kenaikan monsun barat laut oleh efek orografik yang disertai penguatan angin lokal menyebabkan hujan berlimpah di stasiun Jepara dan Bangsri (lereng di atas angin) sebaliknya penurunan monsun tenggara disertai pelemahan angin laut dan angin lembah menurunkan jumlah curah hujan di stasiun Jepara dan Bangsri (lereng di bawah angin), lihat **Tabel 3.3** dan **Gambar 3.4**.

4 KESIMPULAN

Dengan menghitung indeks monsun, kemudian diterapkan pada dua area selektif Bandung dan Jakarta ternyata keduanya adalah area monsun artinya area dimana terjadi pembalikan gaya gradien tekanan (atau pembalikan arah angin) antara Juli (*midsummer* BBU) dan Januari (*midwinter* BBU). Curah hujan konveksional pada umumnya terjadi setelah tengah hari, tetapi untuk area pantai hujan konveksional dapat terjadi sekitar pagi hari. Ada tiga taraf (tingkat) perkembangan awan konvektif yaitu taraf pertumbuhan: tidak ada hujan, taraf dewasa (*mature*): hujan lebat sampai sangat lebat, dan taraf disipasi : hujan ringan. Efek orografik dapat meningkatkan jumlah curah hujan pada lereng di atas angin, tetapi mengurangi jumlah curah hujan pada lereng di bawah angin bahkan dapat terjadi angin semacam Foehn.

DAFTAR RUJUKAN

- Bayong Tjasyono HK., dan Sri Woro B. Harijono (2007): *Meteorologi Indonesia 2: Awan dan Hujan Monsun*, Penerbit Badan Meteorologi dan Geofisika, Jakarta, 173 p.
- Bayong Tjasyono HK., and Mustofa, A. M., (2000): Seasonal Rainfall Variation over Monsoonal Areas, *Jurnal Teknologi Mineral*, **7**, 215–221.
- Bayong Tjasyono HK., Ina Juaeni, dan Sri Woro B. Harijono (2007): Proses Meteorologis Bencana Banjir di Indonesia, *Jurnal Meteorologi dan Geofisika*, **8**, 65–79.
- Bayong Tjasyono HK., (1981): Orographic Effect on the Rainfall over Java in the Southeast Monsoon Period of 1979, *Proceeding of the International Conference on the Scientific*

Result of the Monsoon Experiment, Denpasar, Bali, 26–30 Oktober 1981.

Mc Gregor, G. R., and Nieuwolt, S., (1998): *Tropical Climatology : The Climate of the Low Latitudes*, John Wiley & Sons New York, 324 p.

Murakami, M., (1983): Analysis of the deep convective activity over the western Pacific and Southeast Asia, *J. Meteor. Soc. Japan*, **61**, 77–90.

Ramage, C. S., (1971): *Monsoon Meteorology*, Academic Press London, 296 p.

Rogers, R. R., and Yau, M. K., (1989): *A Short Course in Cloud Physics*, Pergamon Press Oxford, 293 p.