

1. Pendahuluan

Jika beda antara temperatur di atas darat dan di atas laut semakin kontras maka badai sering terjadi. Waktu, lama dan besarnya curah hujan kemungkinan akan berubah. Meskipun pemanasan rumah kaca dapat meningkatkan daur hidrologi global tetapi di beberapa daerah akan mengalami kekurangan hujan dan limpasan. Perubahan iklim, misalnya menjadi lebih panas dan kering maka hasil panen akan sangat merosot karena meningkatnya kemungkinan hidup rumput liar, insekta, dan hewan perusak atau hama lainnya. Sektor kehutanan secara ekonomis juga dipengaruhi akibat kerusakan hutan karena hama atau kebakaran^[1]. Intensitas kekeringan meningkat jika dibarengi dengan peristiwa El Niño.

Banjir besar pada akhir Januari dan awal Februari 2002 yang melanda DKI – Jakarta dan daerah-daerah lain di Pulau Jawa, melumpuhkan aktivitas penduduk selama beberapa hari. Bahkan peristiwa banjir yang tidak ditanggulangi secara serius dapat menyebabkan isu politik kekalahan kampanye pemilihan pemimpin baik di tingkat kota maupun provinsi, dan mungkin tingkat negara. Intensitas banjir meningkat jika dibarengi dengan peristiwa siklon tropis dan La Niña.

Dalam udara cukup basah dan labil, awan konvektif dapat tumbuh mencapai paras yang tinggi dengan arus keatas (*updraft*) yang kuat dan menghasilkan hujan lebat (*shower*), petir (kilat dan guruh) dan batu es hujan (*hailstone*), disebut “badai guruh bengis (*severe thunderstorm*)”, yang terjadi pada daerah konvergensi skala meso. Badai bengis ini dapat menyebabkan banjir serius, kerusakan oleh angin atau batu es dan korban jiwa oleh sambaran petir. Badai guruh dapat membentuk tornado (puting beliung) yang tumbuh dalam lingkungan geser angin yang kuat dan kelabilan konvektif yang besar^[2].

Permulaan dan panjangnya musim kering dan musim hujan di Benua Maritim Indonesia tidak selalu sama dari tahun ke tahun, meskipun kejadian kedua musim tersebut secara periodik. Musim di Benua Maritim Indonesia selain dipengaruhi oleh monsun Australasia juga dipengaruhi oleh fenomena alam baik global seperti El Niño / La Niña dan Osilasi Selatan maupun fenomena lokal. Wilayah Indonesia yang berbentuk campuran darat, laut dan pegunungan, menyebabkan kondisi iklim lokal mempunyai variasi yang sangat besar.

2. Bencana Kekeringan

Kondisi kering disebabkan oleh dua faktor meteorologis utama yaitu curah hujan (sebagai masukan) dan evapotranspirasi (sebagai keluaran). Data evapotranspirasi biasanya dieliminasi oleh temperatur udara. Meskipun kondisi tanah juga merupakan faktor yang menentukan terjadinya kekeringan, tetapi dalam riset ini yang ditinjau adalah “kekeringan meteorologis” (*meteorological drought*).

ENSO adalah mode variabilitas iklim antar tahunan yang dominan pada skala planeter. Dampak ENSO sangat luas di bumi, dikaitkan dengan pergeseran sirkulasi tropis skala luas seperti sel Walker dan sel Hadley. Beberapa area di tropis secara langsung dipengaruhi oleh kondisi kekeringan atau hujan yang dikaitkan dengan kejadian fasa panas ENSO yaitu El Niño bila anomali TPL di daerah Niño 3 positif. ENSO mempunyai dua komponen yaitu komponen laut (Temperatur Permukaan Laut) dan komponen atmosfer (Indeks Osilasi Selatan).

El Niño sangat erat kaitannya dengan kekeringan meteorologis di Indonesia. Tabel 1, menunjukkan prosentase daerah musim kering dan karakteristik curah hujan^[3]. Daerah musim dibagi menjadi tiga kategori :

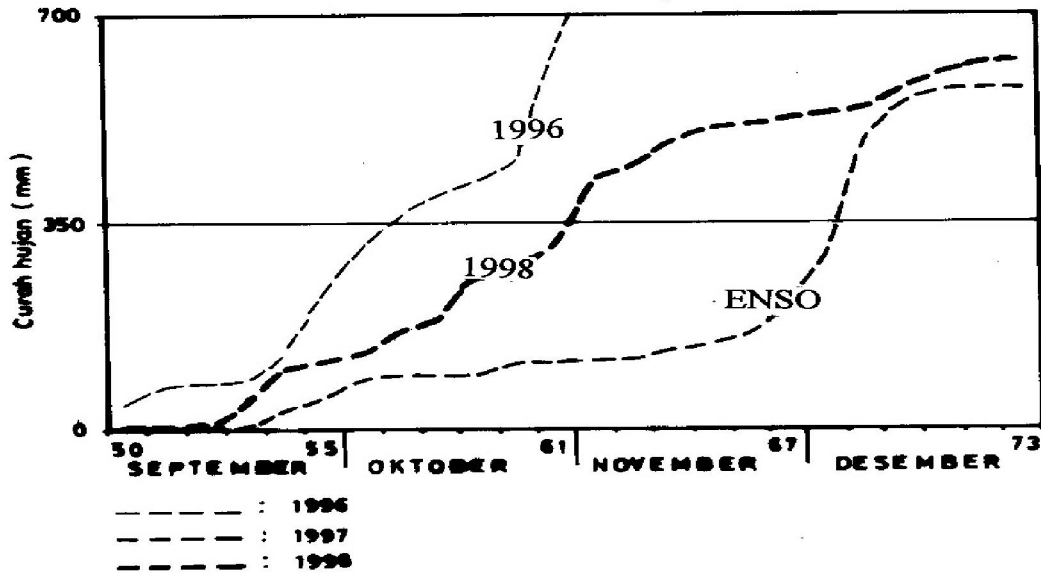
- i. Di atas normal, bila jumlah curah hujan dalam satu musim lebih besar dari pada nilai normalnya.
- ii. Normal, bila jumlah curah hujan dalam satu musim di sekitar nilai normalnya.
- iii. Di bawah normal, bila jumlah curah hujan dalam satu musim lebih kecil dari pada nilai normalnya.

Lebih dari 80% kekeringan di Indonesia didominasi oleh peristiwa El Niño, sisanya oleh peristiwa lain misalnya kekeringan monsun.

Jumlah curah hujan kumulatif 350 mm menentukan musim tanam padi. Pada tahun ENSO 1997 musim tanam padi di daerah Bandung sangat terlambat sampai mencapai akhir November tanpa bantuan irigasi^[4,5]. Curah hujan kumulatif dari pentad ke 50 (awal September) sampai pentad ke 73 (akhir Desember) menunjukkan fenomena ENSO menyebabkan sebagian besar atau seluruh musim pancaroba menjadi musim kemarau, lihat gambar 1.

Table 1. Prosentase daerah musim kering dan bencana meteorologis kekeringan
(Sumber data : BMG)

Tahun	Di bawah Normal	Normal	Di atas Normal	Fenomena Alam	Bencana Meteorologis
1961	94	6	0	El Niño	Kekeringan
1962	33	39	28	-	-
1963	92	8	0	El Niño	Kekeringan
1964	12	20	68	-	-
1965	96	4	0	El Niño	Kekeringan
1966	65	26	9	-	Kekeringan
1967	96	4	0	El Niño	Kekeringan
1968	0	8	92	-	-
1969	91	9	0	El Niño	Kekeringan
1970	31	41	28	-	-
1971	34	33	33	-	-
1972	98	2	0	El Niño	Kekeringan
1973	2	11	87	-	-
1974	7	22	71	-	-
1975	9	17	74	-	-
1976	72	28	0	El Niño	Kekeringan
1977	78	20	2	El Niño	Kekeringan
1978	3	12	85	-	-
1979	46	26	28	-	-
1980	67	17	16	-	Kekeringan
1981	15	28	57	-	-
1982	100	0	0	El Niño	Kekeringan
1983	52	19	29	El Niño	Kekeringan
1984	15	18	67	-	-
1985	24	44	62	-	-
1986	28	26	46	-	-
1987	91	9	0	El Niño	Kekeringan
1988	57	30	13	El Niño	Kekeringan
1989	10	52	38	-	-
1990	12	60	28	-	-
1991	98	2	0	El Niño	Kekeringan
1992	16	40	44	-	-
1993	60	37	3	El Niño	Kekeringan
1994	99	1	0	El Niño	Kekeringan
1995	26	59	15	-	-
1996	26	50	24	-	-
1997	94	5	1	El Niño	Kekeringan
1998	44	41	15	-	-
1999	67	25	28	-	Kekeringan
2000	30	60	10	-	-



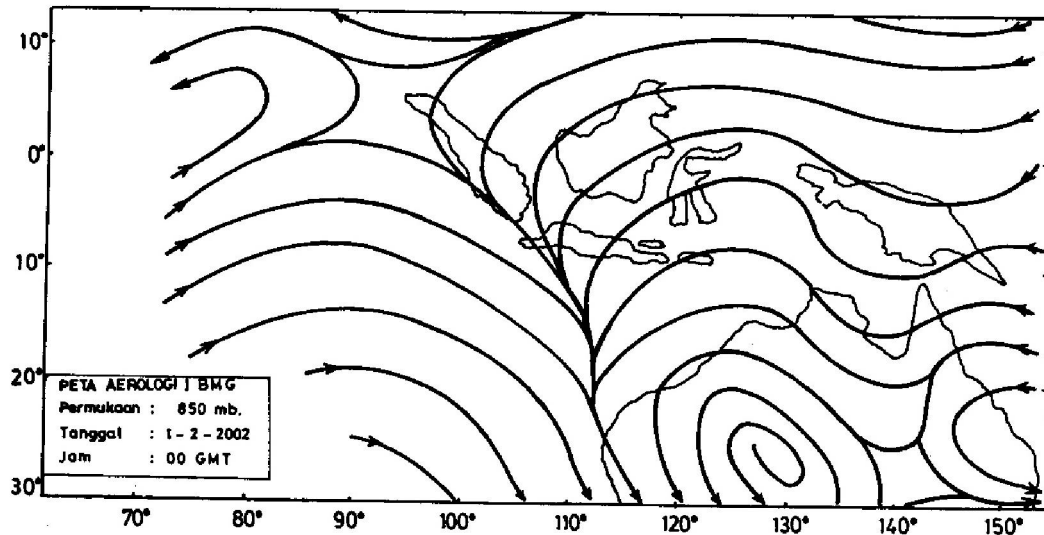
Gambar 1. Curah hujan kumulatif dari pentad ke 50 sampai dengan ke 73 pada pra ENSO, Tahun ENSO, pasca ENSO, Stasiun Bandung.

3. Bencana Banjir

Beberapa dampak bencana dan penanggulangan bencana alam banjir telah banyak dikemukakan dan dilakukan baik oleh pemerintah maupun masyarakat. Akan tetapi penyebab utama banjir masih belum mendapat perhatian semestinya. Dalam musim monsun Asia terutama dalam bulan Desember, Januari dan Februari di Pulau Jawa dan kadang-kadang lebih awal pada bulan November di Pulau Sumatera sering dikejutkan oleh berita bencana banjir dan tanah longsor.

Untuk mengkaji sistem cuaca penyebab banjir, dipakai analisis garis arus udara yang lebih cocok diterapkan di daerah ekuatorial seperti Indonesia ketimbang analisis tekanan atau isobar yang perubahannya relatif kecil. Analisis garis arus dapat menunjukkan adanya konvergensi horisontal pada permukaan yang disertai dengan gerak udara vertikal.

Gambar 2, menunjukkan garis arus udara pada permukaan 850 mb, tanggal 1 Februari 2002 jam 7.00 WIB. Dari gambar 2 dapat diketahui bahwa banjir disebabkan oleh sistem cuaca meso sampai makro, dimana massa udara permukaan antar tropis konvergen horisontal yang menyebabkan akumulasi uap air dan gerakan arus udara keatas. Banjir pada akhir Januari sampai awal Februari 2002, terjadi di daerah Jakarta, Jawa Tengah, Jawa Timur dan Bali. Faktor-faktor utama yang terlibat dalam mekanisme kekeringan dan banjir ditunjukkan pada gambar 3.



Gambar 2. Garis arus udara permukaan 850 mb, tanggal 1 Februari 2002, jam 7.00 WIB.

Setiap gerak udara sirkular atau vorteks akan mempunyai vortisitas yaitu ukuran rotasi atau putaran. Vortisitas didefinisikan sebagai sirkulasi udara per satuan luas. Dalam mekanika, vortisitas sebuah piringan yang berputar di sekitar sumbu vertikal melalui pusatnya dengan kecepatan sudut ω adalah 2ω . Jika bumi berputar dengan kecepatan sudut Ω , maka sebuah titik pada permukaan bumi dengan lintang geografis ϕ akan mempunyai vortisitas $\Omega \sin \phi$ di sekitar sumbu vertikal melalui titik tersebut. Nilai kecepatan sudut rotasi bumi adalah :

$$\Omega = \frac{2\pi \text{ rad}}{1 \text{ hari}} = 7,3 \times 10^{-5} \text{ rad s}^{-1} \quad (1)$$

Hubungan antara vortisitas dengan konvergensi atau divergensi massa udara dapat diekspresikan dengan persamaan dinamika atmosfer sebagai berikut :

$$\frac{d(\zeta + f)}{dt} = -(\zeta + f) \text{div } \mathbf{V} \quad (2)$$

dimana :

ζ : vortisitas relatif yaitu vortisitas arus udara relatif terhadap permukaan bumi.

f : vortisitas bumi atau disebut parameter Coriolis

$f = 2 \Omega \sin \phi$, Ω : kecepatan sudut rotasi bumi dan ϕ : lintang tempat

\mathbf{V} : vektor kecepatan angin

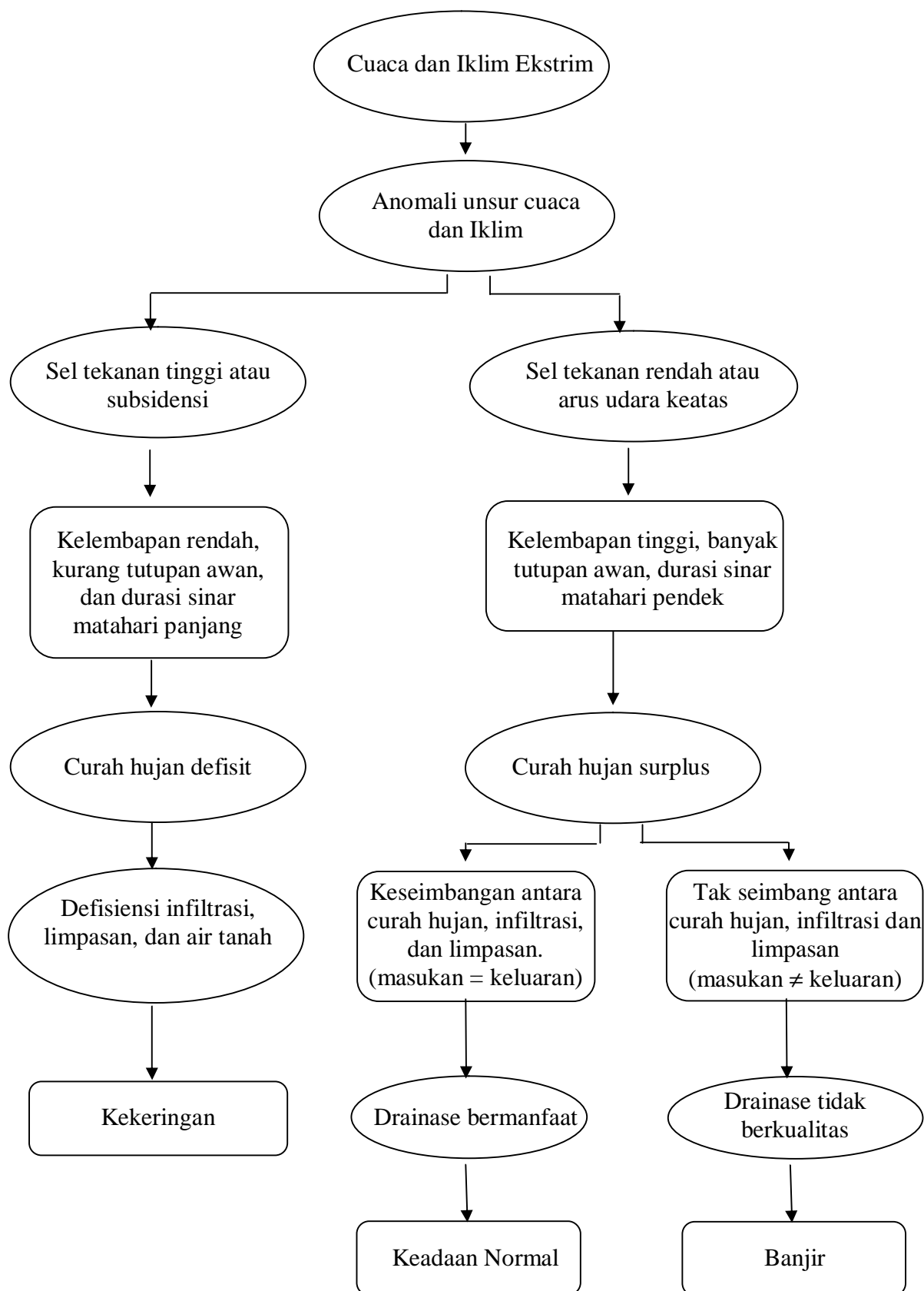


Figure 3. Diagram skematik peristiwa kekeringan dan banjir.

Dalam bidang (x, y), divergensi vektor V didefinisikan sebagai :

$$\text{div } \vec{V} = \nabla_H \cdot \vec{V} = \left(i \frac{\partial}{\partial x} + j \frac{\partial}{\partial y} \right) \cdot (i u + j v) = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \quad (3)$$

dimana :

- ∇_H : operator gradien horisontal
- u : kecepatan angin arah x (arah ke timur)
- v : kecepatan angin arah y (arah ke utara)

Nilai negatif pada divergensi (persamaan 2) menunjukkan konvergensi massa udara (akumulasi uap air), dan nilai positif menyatakan divergensi udara (pengurangan uap air). Dalam praktek sehari-hari, vortisitas dapat diperkirakan secara kualitatif, tetapi untuk peramalan numerik maka hasil kuantitatif perlu dihitung.

4. Vorteks dan Siklon

Kedua fenomena ini mempunyai arus udara sirkular, jadi mempunyai vortisitas dan ada hubungannya dengan konvergensi atau divergensi bergantung pada nilainya, apakah negatif atau positif. Vortisitas siklonik adalah positif dan antisisiklonik negatif. Di belahan bumi utara (BBU) / belahan bumi selatan (BBS), vortisitas siklonik berlawanan jarum jam / searah jarum jam dan vortisitas antisisiklonik searah jarum jam / berlawanan jarum jam.

Dari dinamika atmosfer diperoleh persamaan vortisitas sebagai berikut :

$$\left. \begin{aligned} \zeta_{x,y} &= \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}, & \text{dalam bidang (x, y)} \\ \zeta_{x,z} &= \frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial x}, & \text{dalam bidang (x, z)} \\ \zeta_{y,z} &= \frac{\partial w}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial z}, & \text{dalam bidang (y, z)} \end{aligned} \right\} \quad (4)$$

dimana u, v, w adalah kecepatan arus udara dalam arah x (ke timur), y (arah ke utara), z (arah keatas).

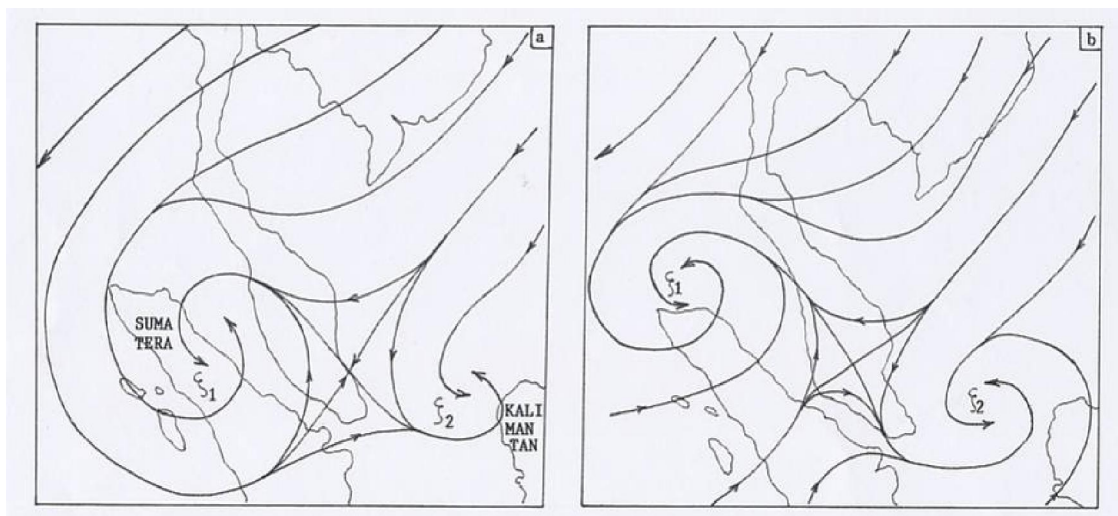
Gambar 4a, menunjukkan adanya vorteks (ξ_1) atau pusaran di atas Sumatera Utara pada tanggal 23 November 1980 yang menyebabkan curah hujan besar pada lokasi dalam tabel 2. Diantara Sumatera dan Kalimantan terdapat vorteks (ξ_2). Kedua vorteks ini tumbuh terus, vorteks ξ_2 tetap berada antara Sumatera dan Kalimantan,

sedangkan vorteks ξ_1 bergerak ke arah barat laut, lihat gambar 4b. Pada tanggal 26 November 1980 vorteks ξ_1 menghilang dari Sumatera Utara^[6].

Udara yang bergerak menuju vorteks berasal dari timur laut yaitu tekanan tinggi Siberia setelah melewati Laut Cina Selatan. Udara ini sangat lembap dengan kelembapan relatif rata-rata berkisar antara 90 dan 98 persen (observasi di Stasiun Muang Thai). Dengan melihat pola garis arus, kelengkungan dan distribusi kecepatan pada vorteks tersebut, maka pada vorteks tersebut terdapat konvergensi horisontal dan vortisitas siklonik pada ξ_1 dan ξ_2 .

Tabel 2. Jumlah curah hujan harian (mm) di sekitar vorteks pada tanggal 23, 24 November 1980.

Nama stasiun	Nama daerah	23 Nov.	24 Nov.
Bantukerbo (Sidikalang)	Kabupaten Dairi, Sumut	390	240
Sibolga	Sumut	200	7
Bandarbuat	Kodya Padang	75	245
Limaumanis	Kabupaten Padang Pariaman	60	220
Limaupurut	Kabupaten Padang Pariaman	29	235
Maninjau	Kabupaten Agam	24	280
Lubukbasung	Kabupaten Agam	65	100
Payakumbuh	Kodya Payakumbuh	23	150
Ketapang	Kalimantan Barat	110	9
Pangkalanbun	Kalimantan Tengah	130	12



Gambar 4. Garis arus paras 600 mb, jam 7.00 WIB.

- a. Pada tanggal 23 November 1980
- b. Pada tanggal 24 November 1980.

Jika diturunkan dalam koordinat polar, maka secara matematis vortisitas dapat dinyatakan dalam suku kelengkungan garis arus dan suku geser angin. Dalam siklon tropis simetris yang sirkular, vortisitas relatifnya adalah :

$$\zeta = \frac{V}{r} + \frac{\partial V}{\partial r} \quad (5)$$

dimana :

$\frac{V}{r}$: efek kelengkungan disebut vortisitas kelengkungan

$\frac{\partial V}{\partial r}$: efek geser angin disebut vortisitas geser

Distribusi radial kecepatan angin tangensial di luar radius angin maksimum dalam siklon dewasa sering dinyatakan dengan fungsi empiris sebagai berikut :

$$V(r) = V(R_0) \left(\frac{R_0}{r} \right)^x, \quad R_0 < r \leq r_0 \quad (6a)$$

Sedangkan dalam radius angin maksimum, V didekati dengan persamaan :

$$V(r) = V(R_0) \frac{r}{R_0}, \quad 0 < r \leq R_0 \quad (6b)$$

dimana :

$V(r)$: kecepatan angin tangensial pada jarak radial r

R_0 : radius angin maksimum, biasanya 40 km

r_0 : jarak radial pada ujung daerah yang masih terganggu badai, biasanya 1.000 km.

x : eksponen yang beragam antara 0,5 dan 0,7.

Variasi kecepatan angin terhadap jari-jari siklon ditentukan dengan prinsip kekekalan momentum sudut^[7], yaitu :

$$M = \frac{1}{2} \rho r^2 + rV = \text{konstan} \quad (7a)$$

dimana :

M : momentum sudut absolut spesifik

V : kecepatan angin tangensial

r : jari-jari siklon tropis

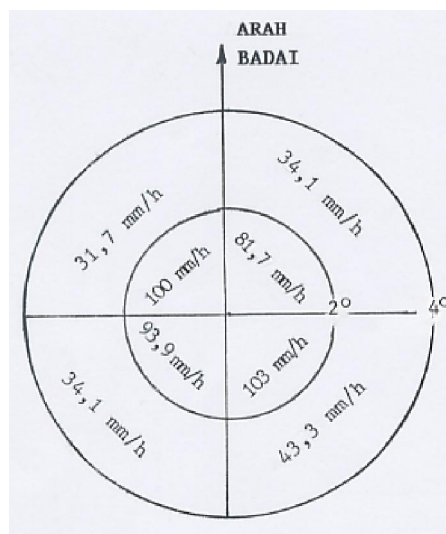
Persamaan (7a) menunjukkan bahwa kecepatan angin tangensial bertambah jika jari-jari siklon berkurang atau menuju pusat badai.

Jika jari-jari r menuju nol maka kecepatan V menuju tak terhingga, tetapi prakteknya tidak demikian. Karena itu pada daerah mata siklon, persamaan (7a) tidak berlaku dan didekati dengan persamaan :

$$\frac{V}{r} = \text{konstan} \quad (7b)$$

Distribusi kelembapan nisbi (RH) ditentukan oleh gerak vertikal. Dalam radius 400 km gerak vertikal rata-rata adalah ke atas sehingga $RH > 70\%$ terdapat hampir di seluruh troposfer. Awan yang dominan di dalam siklon tropis adalah Cumulonimbus (Cb). Awan konvektif yang aktif mencakup 50% area dekat pusat badai, tetapi di luar radius 100 km, arus udara ke atas yang aktif hanya mencakup daerah kecil (beberapa persen). Pada daerah mata siklon biasanya cerah jika ada subsidensi cukup kuat dan menyebar sampai ke paras bawah, atau mungkin terdapat bagian awan tinggi dan bagian awan rendah.

Intensitas hujan yang lebat di dalam siklon tropis disebabkan oleh adanya lapisan udara lembap yang tebal, sumber uap air dari laut panas yang besar, dan konvergensi medan angin horisontal yang kuat. Intensitas hujan semakin kecil secara cepat jika menjauhi pusat badai, karena berkurangnya konvergensi uap air. Gambar 5 menunjukkan distribusi intensitas hujan rata-rata dalam cincin radial 0 – 222 km dan 222 – 444 km untuk siklon tropis rata-rata. Hujan dalam siklon tropis beragam secara harian. Hujan maksimum terjadi antara jam 10.00 dan 12.00 waktu lokal, sedangkan minimum terjadi pada jam 18.00 waktu lokal^[7].



Gambar 5. Hujan rata-rata disekitar siklon tropis

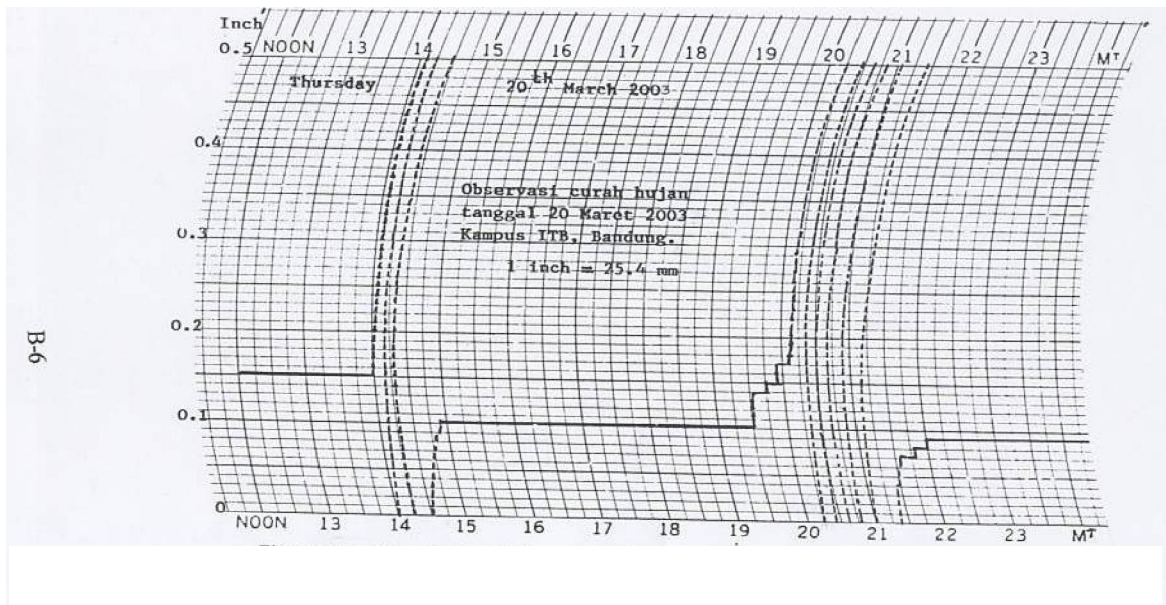
Pita 0 – 222 km	: 1488 jam	5.680 mm = 94,5 mm/hari
Pita 222 – 444 km	: 3499 jam	5.190 mm = 35,4 mm/hari
Pita 0 – 444 km	: 4987 jam	11.050 mm = 53,0 mm/hari

5. Badai Guruh Bengis

Dalam udara yang lembap dan labil, awan konvektif dapat tumbuh mencapai panas yang tinggi dengan arus udara keatas kuat dan menghasilkan hujan deras, batu es hujan, kilat dan guruh, dan kemungkinan tornado. Di Indonesia peristiwa badai guruh bengis (*severe thunderstorm*) terjadi dalam monsun Asia (udara lebih lembap) terutama menjelang musim hujan berakhir. Pada umumnya intensitas peristiwa badai guruh bengis tidak begitu kuat di Indonesia dibandingkan dengan daerah yang mempunyai musim panas. Temperatur udara maksimum di Indonesia ($\simeq 35^{\circ}\text{C}$) lebih kecil dibandingkan dengan pada musim panas ($\simeq 40^{\circ}\text{C}$ atau lebih).

Gaya apung termal (konveksi) yang menghasilkan arus udara keatas tidak begitu besar. Batu es hujan sulit diukur karena ukurannya kecil dan mudah mencair, tetapi dapat dirasakan. Tornado (putting beliung) yang terjadi cukup merusak atap rumah, kadang-kadang dapat menumbangkan pohon karena vorteks (pusaran) yang terjadi mempunyai vortisitas yang besar^[2]. Curah hujan yang berasal dari badai guruh dapat menimbulkan banjir lokal.

Badai guruh mempunyai tiga tingkat pertumbuhan yaitu tingkat Cumulus ditandai oleh arus udara keatas di seluruh sel (biasanya belum ada hujan), tingkat dewasa ditandai oleh arus udara keatas dan kebawah (hujan deras), tingkat disipasi ditandai oleh sebagian besar arus udara kebawah (gerimis sampai hujan ringan). Gambar 6, menunjukkan rekaman curah hujan yang diukur dengan penakar hujan otomatis di Stasiun Kampus ITB pada tanggal 20 Maret 2003 (menjelang akhir musim hujan). Pada pias (*chart*) rekaman terlihat adanya dua sel awan guruh yang menghasilkan hujan deras, batu es hujan dan petir. Hujan terjadi setelah temperatur udara maksimum (~ 13.00 waktu lokal). Pada sel pertama, hujan mulai pada jam 14.00, hujan deras berlangsung selama 30 menit dengan intensitas sebesar 68,6 mm/jam. Pada sel kedua, hujan mulai pada jam 19.30, hujan deras berlangsung selama 60 menit dengan intensitas sebesar 72,0 mm/jam. Sifat curah hujan pada tanggal 20 Maret 2003 di Bandung tergolong hujan sangat lebat sekali, lihat tabel 3.



Gambar 6. Rekaman curah hujan yang diukur dengan penakar otomatis, kampus ITB, 20 Maret 2003.

Tabel 3. Sifat dan intensitas hujan.

Sifat Hujan	Intensitas Hujan (mm/jam)
Gerimis	< 1
Hujan ringan	1 – 5
Hujan normal	6 – 10
Hujan lebat	11 – 20
Hujan sangat lebat	> 20

6. Diskusi dan Kesimpulan

Cuaca dan iklim ekstrim yang sering terjadi di Indonesia adalah badai lokal yang menghasilkan hujan deras (*shower*), batu es hujan (*hailstones*), puting beliung (*tornado*), kilat (*lightning*) dan guruh (*thunder*), dan kekeringan. Intensitas banjir meningkat jika monsun Asia dibarengi dengan peristiwa La Niña atau siklon terutama tempat-tempat yang dekat dengan jalur (*track*) siklon tropis. Sedangkan intensitas kekeringan meningkat jika monsun Australia dibarengi dengan peristiwa ENSO. Lebih dari 80% peristiwa El Niño menyebabkan kekeringan, tetapi kekeringan di Indonesia belum tentu disebabkan oleh peristiwa El Niño.

Badai guruh mempunyai tiga tingkat pertumbuhan :

- a. Tingkat pertumbuhan disebut tingkat cumulus yang ditandai oleh arus udara keatas di seluruh sel awan. Pada tingkat ini biasanya belum terjadi curah hujan.
- b. Tingkat dewasa yang ditandai oleh arus udara keatas yang memasukan uap air sebagai bahan bakar awan dan arus udara kebawah yang menghasilkan hujan deras, batu es hujan dan petir. Pada tingkat ini awan menjadi bengis dan berbahaya.
- c. Tingkat disipasi ditandai oleh sebagian besar arus udara kebawah yang menghasilkan hujan gerimis sampai hujan sedang. Arus udara keatas tersumbat sehingga tidak ada masukan uap air sebagai bahan bakar awan. Dengan demikian energi awan semakin lemah dan akhirnya awan mati.

Siklon tropis mempunyai vortisitas lebih kuat dari pada vorteks. Bencana yang ditimbulkan oleh siklon tropis terutama disebabkan oleh angin kencang, gelombang badai, dan hujan lebat. Kerusakan yang disebabkan oleh angin bervariasi terutama terhadap kualitas bangunan. Bencana alam siklon tropis yang paling dahsyat terjadi di Bangladesh pada tahun 1970 yang menewaskan 300.000 orang^[7]. Udara sangat lembap di dalam vorteks siklonik juga dapat menyebabkan hujan lebat dan banjir^[6], karena vorteks siklonik mempunyai vortisitas positif dan berkaitan dengan divergensi negatif atau konvergensi massa udara yang berarti terjadi akumulasi uap air.

Ucapan Terima Kasih

Penelitian ini dibiayai oleh dana RUT XI.1 dengan kontrak No. 14.09/SK/RUT/2004.

Daftar Pustaka

1. Mintzer, I., 1985. Statement to the World Commission on Environment and Development, World Resources Institute, Washington, D. C.
2. Rogers, R. R., and Yau, M. K., 1989. A short course in Cloud Physics, Pergamon Press, New York.
3. Badan Meteorologi dan Geofisika, 2000. Prosentase daerah musim kering Indonesia dan karakteristik curah hujannya, BMG, Jakarta.
4. Schmidt, F. H., and J. Van der Vecht, 1952. East monsoon fluctuation in Java and Madura during the period 1880 – 1940, Verhandelingen, No. 43, Jakarta.

5. Bayong Tj. H. K., dan Bannu, 2002. Dampak ENSO pada faktor hujan di Indonesia, Seminar MIPA III, ITB, Bandung.
6. Susilo P., Bayong Tj. H. K., dan Saryono, 1982. Mencari sistem cuaca skala makro penyebab bencana alam banjir, Laporan Riset No. 5852382. DPPPM, DIKTI, Dep. P dan K., Jakarta.
7. Anthes, R. A., 1982. Tropical Cyclones : Their evolution, Structure and Effects, Meteorological Monographs, Vol. 19, No. 41.