

## **KARAKTERISTIK TROPOSFER DI WILAYAH TROPIS EKUATORIAL INDONESIA: STUDI KASUS DI JAKARTA**

**Bayong Tjasyono HK.**

Program Studi Meteorologi, Institut Teknologi Bandung,

Jl. Ganesa 10, Bandung

Email: bayong@meteo.itb.ac.id

### **ABSTRACT**

*The aim of this study is to describe the convective stability and radio waves refraction of the troposphere by using the vertical profile of equivalent potential temperatures and refractive index. Since the troposphere is a non homogeneous medium, with respect to the vertical variation of meteorological factors, it would be expected the existence of vertical gradients of the equivalent potential temperature and the refractive index which represent convective stability and radio waves refraction in the troposphere.*

*Troposphere's equivalent potential temperature and refractive index may be calculated from the meteorological factors such as pressure ( $p$ ), temperature ( $T$ ) and relative humidity ( $RH$ ) for each level by means of radiosonde. The potential temperature ( $\theta$ ) and vapor pressure ( $e$ ) can be calculated by using Poisson's and Clausius-Clapeyron's equation. By measuring and calculating weather parameters, can be obtained the equivalent potential temperature ( $\theta_e$ ) and refractive index as a measure of convective stability and radio waves refraction in the troposphere. The results and its conclusions show that: i) Troposphere over Indonesia is convectively unstable for all season, ii) Refractive index decreases with altitudes and in the lower troposphere it varies against the season.*

**Keywords: Equatorial, Troposphere, Convective stability, Refractive index**

### **ABSTRAK**

Tujuan studi ini adalah untuk memberikan karakteristik stabilitas konvektif dan refraksi gelombang radio troposfer dengan bantuan profil vertikal temperatur potensial ekuivalen dan indeks bias. Karena troposfer adalah zat perantara yang tidak homogen terhadap variasi vertikal faktor meteorologis maka diduga adanya

perubahan vertikal temperatur potensial ekuivalen dan indeks bias yang menyatakan stabilitas konvektif dan pembiasan gelombang radio di troposfer. Lapisan atmosfer bawah (troposfer) sangat berperan dalam proses-proses cuaca. Temperatur potensial ekuivalen dan indeks bias troposfer dapat dihitung dari faktor-faktor meteorologis, seperti tekanan ( $p$ ), temperatur ( $T$ ) dan kelembapan relatif (RH) untuk setiap paras (*level*) dengan bantuan radiosonde. Temperatur potensial ( $\theta$ ) dan tekanan uap ( $e$ ) dapat dihitung dengan memakai persamaan Poisson dan Clausius-Clapeyron. Dari parameter cuaca yang diukur dan dihitung dapat diperoleh temperatur potensial ekuivalen ( $\theta_e$ ) dan indeks bias ( $n$ ) sebagai ukuran stabilitas konvektif dan refraksi gelombang radio di troposfer. Hasil studi dan kesimpulannya menunjukkan bahwa : i) Troposfer di atas Indonesia adalah tidak stabil secara konvektif untuk segala musim. ii) Indeks bias berkurang dengan ketinggian dan di lapisan bawah troposfer, indeks bias berubah terhadap musim.

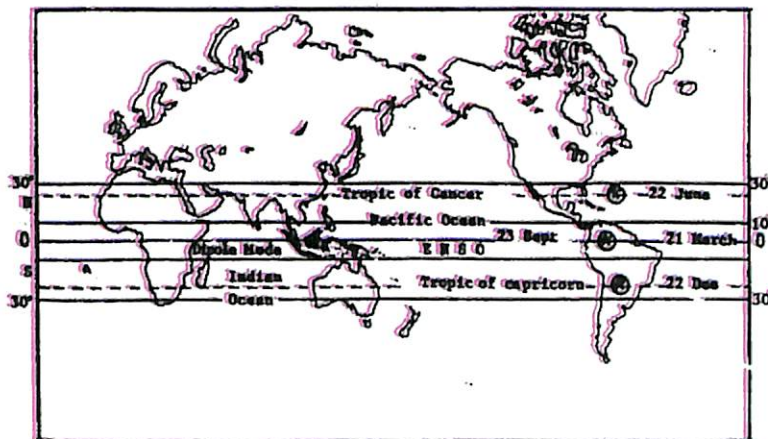
**Kata Kunci: Troposfer, Ekuatorial, Stabilitas konvektif, Indeks bias**

## 1 PENDAHULUAN

Nama-nama lapisan atmosfer bumi berdasarkan profil vertikal temperatur adalah troposfer, stratosfer, mesosfer, termosfer dan eksosfer. Atmosfer tropis dibatasi oleh tropis Cancer ( $23,5^\circ$  LU) dan tropis Capricorn ( $23,5^\circ$  LS). Troposfer ekuatorial adalah lapisan bawah atmosfer yang dibatasi oleh lintang  $10^\circ$  U dan  $10^\circ$  S. Istilah "tropis" tidak mempunyai arti yang eksak. Meteorologiwan sering mendefinisikan tropis dengan memakai batas sel tekanan tinggi di subtropis yaitu batas'' sirkulasi atmosfer yang didominasi oleh angin timuran (*easterly wind*) di wilayah tropis dan oleh angin baratan (*westerly wind*) di wilayah subtropis. Batas wilayah tropis adalah lintang  $30^\circ$  U dan  $30^\circ$  S yang disebut lintang kuda (*horse latitude*). Menurut meteorologiwan berdasarkan bulan terdingin  $18^\circ\text{C}$ , maka Indonesia termasuk wilayah ekuatorial tropis, lihat **Gambar 1.1**.

Wilayah maritim ekuatorial tropis Indonesia menerima panas sensibel radiasi matahari dan menerima panas laten perubahan fasa uap air menjadi tetes-tetes awan dalam jumlah

besar. Wilayah Indonesia selalu mendapat surplus energi panas sepanjang tahun, sehingga di wilayah ekuatorial proses konvektif lebih aktif. Troposfer di atas Indonesia didominasi oleh awan jenis Cumulus (Cu) yang tumbuh berkembang menjadi Cumulonimbus (Cb). Awan ini dapat menghasilkan hujan deras (*shower*), tornado, batu es (*hail stone*)(**Gambar 1.2**), kilat (*lightning*) dan guruh (*thunder*). Untuk arus udara ke atas (*updraft*) yang kuat awan Cb dapat menembus tropopause ke lapisan stratosfer bawah (Battan, 1973).



**Gambar 1.1** Posisi geografis dan meteorologis wilayah Indonesia terhadap samudera dan benua. Tanda ⊗ menunjukkan migrasi tahunan matahari (Bayong Tjasyono, 2009)



**Gambar 1.2** Peristiwa batu es di Wamena, Papua, 3 Desember 2007 (Sumber: Metro TV)

Batas atmosfer tropis dipilih lintang kuda ( $30^\circ \text{ U} - 30^\circ \text{ S}$ ). Di area lintang kuda (*horse latitude*) terjadi subsidensi, dengan demikian cuaca cerah dan hujannya sedikit (Mc Gregor and Nieuwolt, 1998). Batas atmosfer tropis juga dipilih lintang  $23,5^\circ \text{ U}$  dan  $23,5^\circ \text{ S}$  sebagai titik balik belahan bumi utara (BBU) dan belahan bumi selatan (BBS) migrasi (gerak semu) tahunan matahari. Batas atmosfer ekuatorial dipilih lintang  $10^\circ \text{ U}$  dan  $10^\circ \text{ S}$  yang mempunyai vortisitas bumi  $= 2 \Omega \sin \phi = 2 \times 7,29 \times 10^{-5} \times \sin 10^\circ = 2,5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  yang cukup besar untuk meningkatkan intensitas depresi atau badai tropis menjadi siklon tropis (Anthes, 1982).  $\Omega$  adalah kecepatan sudut rotasi bumi dan  $\phi$  adalah lintang tempat.

Atmosfer di atas Indonesia memainkan peran penting dalam dinamika atmosfer skala global (Kato, 1994). Sebagai wilayah ekuatorial yang mempunyai surplus energi panas sensibel, troposfer di atas Indonesia berperan dalam proses konvektif awan-awan cumuliform, dan sebagai wilayah maritim (70% perairan), kadar uap air di Indonesia berperan dalam pembiasan (*refraction*) gelombang-gelombang radio seperti Radar Cuaca. Karena itu tujuan penelitian ini terutama mengkaji stabilitas konvektif dan indeks bias troposfer ekuatorial di atas Indonesia.

## 2 METODE PENELITIAN

Data cuaca Jakarta tahun 1979 sampai tahun 1995 yang digunakan dalam penelitian ini berasal dari pengukuran radiosonde yang dilakukan oleh Badan Meteorologi Klimatologi dan Geofisika (BMKG). Radiosonde mengukur parameter atmosfer tekanan (p), temperatur (T), dan kelembapan relatif (RH). Dari data p dan T, dapat diperoleh variabel termodinamika keempat yaitu temperatur potensial ( $\theta$ ) melalui persamaan Poisson dalam proses adiabatik sebagai berikut:

$$\theta = T \left( \frac{1000 \text{ mb}}{p} \right)^k \quad (2.1)$$

Keterangan:

$$K = (c_p - c_v) / c_p = 0,286$$

$c_p$  : panas spesifik pada tekanan konstan =  $1005 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$

$c_v$  : panas spesifik pada volume konstan =  $718 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$  ..

Temperatur potensial dapat diinterpretasikan sebagai temperatur parcel udara yang akan dimiliki, jika parcel udara ( $p$ ,  $T$ ) dibawa secara adiabatik melalui ekspansi atau kompresi ke isobar 1000 mb. Stabilitas konvektif troposfer ditentukan oleh profil vertikal temperatur potensial ekivalen ( $\theta_e$ ) yang diekspresikan oleh persamaan:

$$\theta_e = \theta \exp(2675r/T_c) \quad (2.2)$$

Keterangan:

$T_c$  : temperatur kondensasi isentropik yaitu temperatur agar kejenuhan tercapai jika udara lembap didinginkan secara adiabatik dengan  $r$  dipegang konstan.

$r$  : perbandingan campuran yaitu perbandingan massa uap air  $M_v$  dengan massa udara kering ( $M_d$ ).

$$r = \frac{M_v}{M_d} = \frac{\rho_v}{\rho_d} \quad (2.3)$$

Dari persamaan keadaan uap air dan udara kering, diperoleh densitas uap air  $\rho_v = e/(R_v.T)$ , dan densitas udara kering  $\rho_d = p_d / (R_d . T) = (p - e) / (R_d . T)$ .

$e$  : tekanan uap air

$R_v$  : konstanta gas spesifik untuk uap air =  $461,5 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$

$R_d$  : konstanta gas spesifik untuk udara kering =  $287 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$

$p_d$  : tekanan udara kering

$p$  : tekanan udara lembap

Jika  $\rho_v$  dan  $\rho_d$  dimasukkan ke persamaan (2.3), diperoleh perbandingan campuran :

$$r = \frac{e/(R_v . T)}{(p - e)/(R_d . T)} = \frac{\epsilon e}{p - e}$$

Karena tekanan uap  $e$  sangat kecil dibandingkan dengan tekanan udara lembap  $p$  maka  $e$  dapat diabaikan terhadap  $p$ , sehingga :

$$r = \epsilon . e/p \quad (2.4)$$

$$\text{Konstanta } \epsilon = \frac{R_d}{R_v} = \frac{287 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}}{461,5 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}} = 0,622$$

Temperatur kondensasi isentropik  $T_c$  dapat juga dicari dengan bantuan peta termodinamika (diagram aerologi skew  $T - \ln p$ ). Udara mula-mula mempunyai koordinat  $(p, T)$  dengan perbandingan campuran  $r$ , kemudian didinginkan secara adiabatik sampai adiabatnya memotong garis uap yang didefinisikan oleh perbandingan campuran jenuh  $r_s = r$ . Tekanan dan temperatur pada perpotongan ini disebut tekanan dan temperatur kondensasi isentropik  $(p_c, T_c)$ . Profil vertikal temperatur potensial ekivalen  $\theta_e$  diperoleh dengan menghitung  $\theta_e$  pada setiap paras (*level*) ketinggian.

Untuk mengetahui refraksi gelombang radio di troposfer, dihitung indeks bias  $n$  atau refraktivitas radio  $N = (n - 1) \cdot 10^6$  pada setiap paras (*level*) ketinggian melalui persamaan berikut (Battan, 1973) :

$$N = (n-1) \cdot 10^6 = 77,6 \cdot p/T - 5,6 \cdot e/T + 3,75 \cdot 10^5 / T^2 \quad (2.5)$$

Keterangan:

- $p$  : tekanan udara dalam hPa (atau mb)
- $e$  : tekanan uap air dalam hPa (atau mb)
- $T$  : temperatur udara dalam kelvin (K)
- $k_1$  : 77,6 K mb<sup>-1</sup> : konstanta 1
- $k_2$  : 5,6 K mb<sup>-1</sup> : konstanta 2
- $k_3$  : 3,75 . 10<sup>5</sup> K<sup>2</sup> mb<sup>-1</sup> : konstanta 3

Radiosonde hanya mengukur tiga unsur cuaca  $p, T, RH$  dan untuk mencari tekanan uap air parsial  $e$  dalam persamaan (2.4) dan (2.5), harus dihitung tekanan uap jenuh  $e_s$  melalui persamaan Clausius-Clapeyron sebagai berikut:

Untuk pendekatan tekanan uap jenuh di atas air,

$$e_s(T) = A e^{-B/T} \quad (2.6)$$

dengan  $A = 2,53 \times 10^8$  kPa dan  $B = 5,42 \times 10^3$  K

Untuk pendekatan tekanan uap jenuh di atas es, indeks  $s$  diganti dengan  $i$ ,  $A$  untuk  $e_s = 3,41 \times 10^9$  kPa dan  $B$  untuk  $e_s = 6,13 \times 10^3$  K. Catatan: 1 kPa = 10 hPa = 10 mb.

Dari data radiosonde  $T$  dan  $RH$ , diperoleh tekanan uap air pada setiap ketinggian sebagai berikut:

$$RH = \frac{r}{r_s} = \frac{e}{e_s} \quad \text{atau} \quad e = e_s \cdot RH \quad (2.7)$$

Dengan  $r_s$  dan  $e_s$  masing-masing adalah perbandingan campuran

dan tekanan uap jenuh. Tekanan uap air  $e$  yang diperoleh dari persamaan (2.6) beserta parameter lainnya dapat dipakai untuk menghitung perbandingan campuran  $r$  (persamaan 2.4) dan refraktivitas radio  $N$  (persamaan 2.5).

### 3 HASIL DAN PEMBAHASAN

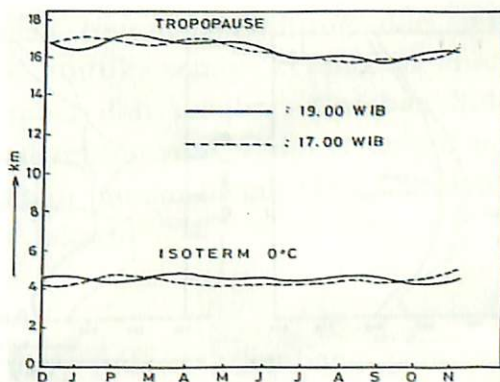
Posisi isotherm dan tropopause di atas Jakarta ditunjukkan pada **Gambar 3.1**, sedangkan untuk menentukan stabil atau labil konvektif dibuat profil vertikal temperatur potensial ekuivalen  $\theta_e$  dan untuk menentukan refraksi gelombang radio dibuat profil vertikal refraktivitas radio  $N$  atau indeks bias  $n$ . Agar lebih mudah ketinggian dinyatakan dalam tekanan. Parameter  $\theta_e$  dan  $N$ , dapat ditampilkan dalam bentuk gambar atau bentuk tabel.

#### 3.1 HASIL

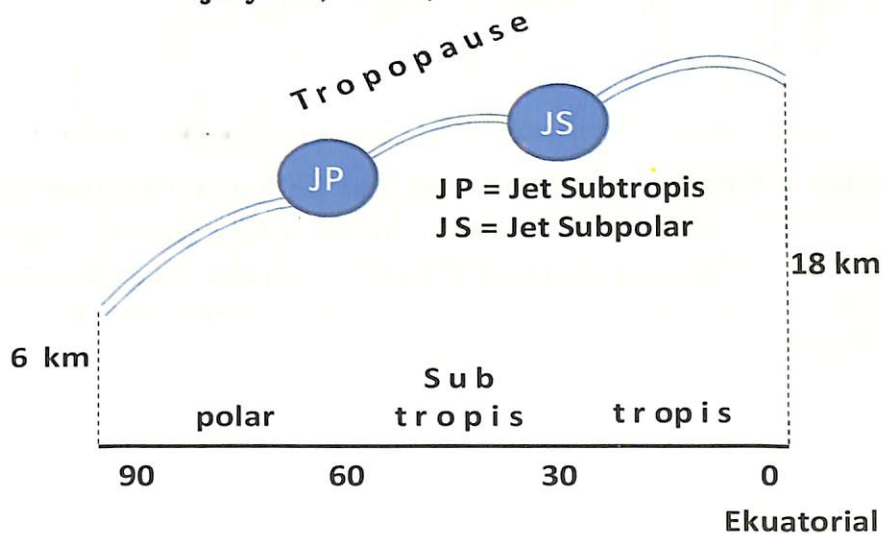
**Gambar 3.1**, menunjukkan distribusi bulanan tinggi isotherm  $0^\circ\text{C}$  dan tinggi tropopause di atas daerah ekuatorial tropis Jakarta, sebagai hasil pengukuran radiosonde pukul 07.00 WIB dan 19.00 WIB tahun 1979. **Gambar 3.2**, menunjukkan bagan tropopause dalam bidang meridian dari ekuator sampai kutub. Ketinggian tropopause di Jakarta (**Gambar 3.1**) sesuai dengan ketinggian tropopause di tropis (**Gambar 3.2**).

**Gambar 3.3**, menunjukkan profil vertikal temperatur potensial ekuivalen  $\theta_e$  ketika tengah musim panas (*mid summer*) Januari, musim transisi pertama April, tengah musim dingin (*mid winter*) Juli, dan musim transisi kedua Oktober di daerah ekuatorial belahan bumi selatan di atas Jakarta.

**Tabel 3.1**, menunjukkan refraktivitas radio troposfer ekuatorial bawah selama muson barat (musim hujan) Januari dan muson variabel (periode transisi) Oktober di atas Jakarta.



**Gambar 3.1** Distribusi bulanan tinggi isoterm 0°C dan tinggi tropopause (1979) di atas Jakarta (Bayong Tjasyono, 2004)

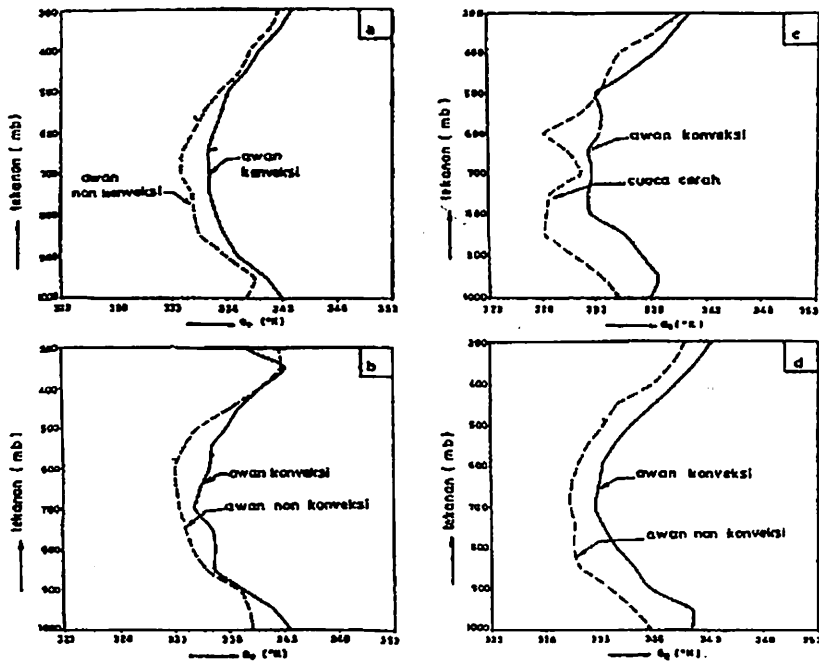


**Gambar 3.2** Bagan tropopause dalam bidang meridian

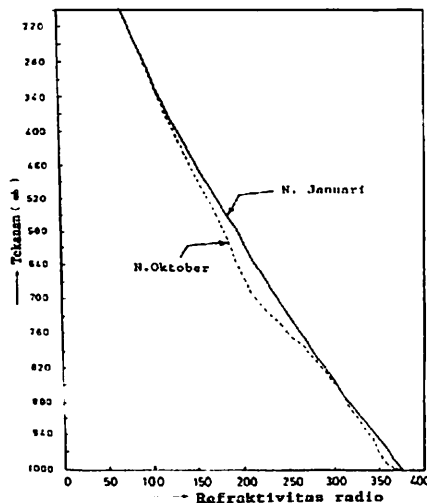
**Tabel 3.1** Refraktivitas radio rata-rata N troposfer bawah (1993-1995), Jakarta

Tekanan	Tinggi	Januari	Oktober	Selisih N bulan Januari dan Oktober
1000 mb	95 m	378,0	368,2	9,8
900 mb	1020 m	326,0	320,5	5,5
800 mb	2025 m	279,9	275,1	4,8





**Gambar 3.3** Profil vertikal temperatur potensial ekuivalen rata-rata  $\theta_e$ . a. musim hujan (Januari), b. musim transisi pertama (April), c. musim kemarau (Juli), d. musim transisi kedua (Oktober), di atas Jakarta (1992-1993)



**Gambar 3.4** Distribusi vertikal refraktivitas radio N dalam bulan Januari dan Oktober 1993 - 1995 (Bayong Tjasyono dan Djakawinata, 1999)

Indeks bias (refraksi) dihitung dari refraktivitas radio (persamaan 2.5) untuk setiap ketinggian, hasilnya disajikan dalam bentuk tabel dan gambar. **Gambar 3.4**, menunjukkan distribusi vertikal refraktivitas radio  $N$  dalam medium troposfer non homogen ketika musim basah (Januari) dan periode transisi (Oktober) di atas Jakarta.

### 3.2 PEMBAHASAN

Di troposfer, radiasi gelombang pendek matahari lebih transparan sehingga radiasi ini langsung memanasi permukaan bumi. Dari hukum Stefan-Boltzmann permukaan bumi memancarkan radiasi sebesar  $E = \epsilon\sigma T^4$  atau jika dianggap permukaan bumi benda hitam maka  $E = aT^4$ , tetapi panjang gelombang radiasi bumi lebih panjang dan menurut hukum Wien bahwa panjang gelombang emisi radiasi maksimum  $\lambda_{maks}$  berbanding terbalik dengan temperaturnya  $T$  atau  $\lambda_{maks} = a/T$  dengan  $a$  adalah konstanta yang besarnya bergantung pada satuan yang dipakai  $\epsilon$  adalah emisivitas benda dan untuk benda hitam, maka  $\epsilon = 1$ ,  $\sigma$  adalah konstanta Stefan-Boltzmann, dan  $T$  adalah temperatur mutlak benda yang mengemisikan. Radiasi gelombang panjang bumi kemudian diserap oleh troposfer. Dengan demikian sumber panas troposfer adalah permukaan bumi. Karena itu di troposfer terjadi susut temperatur (*lapse rate*), temperatur turun dengan ketinggian sampai puncak troposfer (tropopause). Pada **Gambar 3.1**, tropopause ekuatorial paling tinggi dan temperaturnya dipastikan lebih rendah dibandingkan temperatur tropopause lintang subtropis dan polar. Pada **Gambar 3.2**, tropopause ekuatorial di atas Jakarta terletak pada ketinggian antara 16 dan 17 km lebih tinggi dibandingkan tropopause di subtropis. Sedangkan isoterm  $0^\circ\text{C}$  dicapai pada ketinggian antara 4 dan 5 km, itulah sebabnya puncak Gunung Jaya Wijaya di Papua adalah satu-satunya gunung di wilayah ekuatorial bumi yang dilapisi es. Jika ada perubahan mendadak dari susut temperatur di troposfer menjadi inversi (kenaikan temperatur dengan ketinggian) di stratosfer, maka tinggi tropopause adalah tinggi dasar lapisan inversi.

Dibandingkan dengan troposfer lintang tengah yang mempunyai kelabilan konvektif lemah, maka troposfer tropis

menunjukkan kelabilan konvektif lebih kuat. Sedangkan troposfer ekuatorial di atas Jakarta secara konvektif tidak stabil untuk semua musim baik musim hujan (monsun barat), musim kemarau (monsun timur) maupun kedua periode transisinya. Hal ini ditunjukkan oleh profil vertikal temperatur potensial ekuivalen  $\theta_e$  dengan adanya susut temperatur (*lapse rate*) sampai pada paras sekitar 700 mb. Profil vertikal  $\theta_e$  lebih panas jika ada awan konvektif dibandingkan dalam kondisi cuaca cerah atau tidak ada awan konvektif, lihat **Gambar 3.3**.

Karena tekanan barometrik  $p$  dan tekanan parsial uap air  $e$  turun lebih cepat dengan ketinggian ketimbang penurunan temperatur udara troposfer  $T$ , maka indeks refraksi (bias)  $n$  dan refraktivitas radio  $N$  turun dengan ketinggian. Pada ketinggian di bawah 330 mb (sekitar 9 km), distribusi vertikal refraktivitas radio  $N$  menunjukkan variasi musiman, sebaliknya pada ketinggian di atas 330 mb, profil vertikal indeks refraksi tidak menunjukkan variasi musiman. Hal ini membuktikan bahwa sumber uap air adalah permukaan bumi (darat, danau, laut, tanaman, dan lain-lain) dan troposfer adalah kompresibel (dapat dimampatkan) sehingga kerapatan dan refraktivitas radio  $N$  (atau indeks bias  $n$ ) turun terhadap ketinggian, lihat **Gambar 3.4**. Karena monsun barat (Januari) lebih lembap daripada monsun timur (Juli) dan monsun variabel (periode transisi, Oktober) maka refraktivitas radio  $N$  lebih besar dalam musim monsun barat daripada musim lainnya. Refraktivitas radio  $N$  troposfer ekuatorial di atas Jakarta lebih besar dalam musim basah (Januari) daripada periode transisi (Oktober). Karena uap air berkurang terhadap ketinggian, maka beda refraktivitas radio  $N$  (atau indeks bias  $n$ ) makin kecil jika ketinggian bertambah, lihat **Tabel 3.1**.

#### **4 KESIMPULAN**

Karena troposfer ditandai oleh susut temperatur maka tropopause (puncak troposfer) yang lebih tinggi mempunyai temperatur lebih rendah. Temperatur tropopause ekuatorial di atas Jakarta lebih rendah dari  $-80$  °C. Secara konvektif troposfer ekuatorial di wilayah Indonesia tidak stabil untuk semua musim yang ditunjukkan adanya susut temperatur potensial ekuivalen  $\theta_e$  sampai pada paras (*level*) sekitar 700 mb. Ini berarti awan

konvektif dapat tumbuh berkembang pada semua musim, bedanya pada musim kemarau konveksinya lebih kering ketimbang musim yang lain. Indeks refraksi troposfer bergantung pada kadar uap air. Karena atmosfer bersifat dapat dimampatkan (*compressible*) maka kadar uap air makin menipis jika ketinggian bertambah. Dengan demikian refraktivitas radio N (atau indeks bias  $n$ ) berkurang terhadap ketinggian. Refraksi troposfer akan mengganggu penjalaran gelombang radar karena akan mengalami pembiasan atau pembelokan. Indeks bias atau refraktivitas radio di atas paras 330 mb (sekitar 9 km) hampir konstan.

#### DAFTAR RUJUKAN

- Anthes, R. A., (1982): Tropical Cyclones, Their Evolution, Structure and Effects, *Meteorological Monographs, American Meteorological Society*, Vol. 19, No.41, 208 p.
- Battan, L. J., (1973): *Radar Observation of the Atmosphere*, The University of Chicago Press, 325 p.
- Bayong Tjasyono HK., and Djakawinata, S., (1999): The Influence of Meteorological Factors on Tropospheric Refractive Index over Indonesia. *Jurnal Matematika & Sains*, 4, 1-12.
- Bayong Tjasyono HK., (2004): State of the Art Study on Meteorology in Indonesia, *Proceedings of the International Summer School*, KAGI 21 ITB - Kyoto University Cooperation, Bandung, 11-26 July 2004.
- Bayong Tjasyono HK., (2009): Climatology of Maritime Continent, *Proceedings of the Climate Field School and Validation of ASEAN Regional Climate Model*, BMKG, Surabaya, 11-13 August 2009.
- Bayong Tjasyono HK., Asser, R., and Gernowo, R., (2009): Flood Natural Disaster in Equatorial Monsoon Region, *Proceedings of the International Symposium on Equatorial Monsoon System*, BMKG, Denpasar, 16-17 July 2009.
- Kato, S., (1994): Atmosphere in motion over Indonesia and global climate, *Pertemuan Ilmiah Tahunan*, HAGI Bandung, September 1994.
- Mc Gregor, G. R., and Nieuwolt, S., (1998): *Tropical Climatology : The Climate of the Low Latitudes*, John Wiley & Sons New York, 324 p.