

MODEL ANALITIK ATMOSFER

Bayong Tjasyono HK.
Institut Teknologi Bandung

Abstract

Several analytic models must be devised in atmosphere in atmospheric physics to represent certain relationships of physical quantities. Analytic model are important as a reference model of the real atmosphere properties about which the actual values fluctuate. This paper will discuss three analytic models as the standart reference model, it is useful in determining atmospheric optical properties. Numerical model depends on the potency of analytic model to represent the complexity of atmospheric conditions.

Abstrak

Dalam fisika atmosfer perlu dipikirkan beberapa analitik yang menyatakan hubungan tertentu dari besaran-besaran fisis. Model analitik diperlukan sebagai model referensi dari atmosfer reel yaitu sebuah model yang menggambarkan nilai rata-rata dari sifat-sifat atmosfer disekitar mana nilai-nilai aktual berfluktuasi. Dalam makalah ini akan dibahas tiga model analitik sebagai model referensi standar yang bermanfaat dalam menentukan sifat-sifat optik atmosfer. Pemodelan numerik bergantung pada kemampuan model analitik untuk mempresentasikan kerumitan kondisi atmosfer.

1. PENDAHULUAN

Pemodelan atmosfer dilakukan untuk tujuan prediksi yang menyangkut karakter temporal kedepan atau pola-pola spatial (ruang). Fisika atmosfer memiliki kompleksitas yang tinggi, karena itu pemodelan secara analitik lebih bersifat pendekatan dengan asumsi-asumsi. Model analitik yang dibangun misalnya persamaan momentum, kontinuitas dan sebagainya merupakan tumpuan pemodelan numerik. Keberhasilan model atau prediksi numerik sangat tergantung dari kelengkapan data pada masalah nilai syarat batas, karena itu prediksi atau pemodelan secara numerik lebih menekankan pada pola-pola umum yang harus selalu diperbaiki dengan data terbaru. Pemodelan numerik bergantung pada kemampuan model analitik untuk mempresentasikan kondisi atmosfer yang kompleks, karena itu model ini mempunyai daya representasi terbatas. Semua itu berarti sangat pentingnya memahami pengetahuan sifat-sifat fisis

atmosfer atau mekanisme cuaca dalam membangun model analitik maupun numerik.

Ada korelasi kuat antara sifat-sifat fisik atmosfer dengan ketinggian. Atmosfer natural terbagi menjadi lapisan-lapisan dimana setiap lapisan merupakan kulit sferik yang mengelilingi bumi. Batas antara dua lapisan atmosfer ditandai dengan akhiran "pause" yang tidak secara jelas terdefinisi, terutama pada atmosfer atas. Dalam atmosfer, tekanan dan densitas berkurang secara eksponensial dengan ketinggian, tetapi temperatur tidak mengikuti aturan itu. Untuk meninjau peran temperatur dalam atmosfer maka lebih menguntungkan jika memperkenalkan parameter gradien temperatur terhadap ketinggian z yang sering disebut "lapse rate" dan didefinisikan sebagai:

$$\gamma = -\frac{dT}{dz} \quad (1)$$

Di dalam troposfer nilai γ positif. Di Indonesia yang tinggi troposfernya mencapai 17 km mempunyai lapse rate sekitar $0,65^\circ\text{C}/100\text{m}$

2. DISTRIBUSI TEMPERATUR ATMOSFER

Salah satu persamaan yang sangat penting dalam fisika atmosfer adalah persamaan hidrostatis yang diekspresikan sebagai:

$$-\frac{\partial p}{\partial z} = \rho g \quad (2)$$

dimana:

p : tekanan atmosfer pada ketinggian z

ρ : densitas udara yaitu massa per satuan volume

g : gaya gravitasi per satuan massa

Jika dinyatakan dalam geopotensial (ϕ) maka persamaan hidrostatis menjadi:

$$-\frac{\partial p}{\partial \phi} = \rho \quad \text{dengan} \quad \partial \phi = g \rho \quad (3)$$

Geopotensial yaitu energi potensial per satuan massa yang didefinisikan sebagai:

$$\phi = \int_0^z g dz \quad (4)$$

Persamaan (4) menyatakan kerja per satuan massa untuk melawan gaya gravitasi agar zat dapat naik dari paras laut. Jika persamaan keadaan udara disubstitusikan ke dalam persamaan hidrostatis (3), diperoleh:

$$\frac{\partial p}{\partial \phi} = -\frac{p}{RT}, \quad \text{dengan} \quad R = \frac{R^*}{M} \quad (5)$$

dimana:

R : konstanta gas spesifik untuk udara dengan massa molekuler M .

R^* : konstanta gas universal, berlaku untuk semua gas ideal.

T : temperatur absolut.

Karena distribusi temperatur biasanya sebuah fungsi yang rumit terhadap ketinggian maka persamaan (4) harus diintegrasikan secara numerik. Gambar 1, menunjukkan temperatur atmosfer sebagai fungsi ketinggian yang diamati dengan radiosonde dan roket. Garis kontinu pada gambar 1, menunjukkan temperatur rata-rata atmosfer referensi internasional.

Gambar 2, menunjukkan tinggi tropopause dan isotherm 0°C rata-rata bulanan di atas Jakarta untuk pengamatan radiosonde jam 00 dan 12 YTC (Universal Time Continental). Jika dibandingkan dengan tinggi tropopause pada gambar 1, maka tropopause di atas Jakarta (16 km) lebih tinggi dari pada tropopause di atas Forth Churchill (10 km).

3. MODEL ATMOSFER DENSITAS KONSTAN

Model ini menganggap bahwa densitas atmosfer (ρ) tidak mengecil terhadap ketinggian dan bernilai sama dari paras laut sampai puncak atmosfer. Konsep ini disebut "atmosfer homogen" dan atmosfer dianggap sebagai "fluida tak mampat".

Dalam model analitik ini, variasi tekanan terhadap ketinggian diperoleh dari persamaan hidrostatis (2) dengan mengintegrasikan dari p_0 pada $z=0$ sampai p_z pada $z=z$ yang menghasilkan:

$$p_z = p_0 - \rho_0 g z \quad (6)$$

Pada puncak atmosfer maka $p_z = 0$, sehingga:

$$z_{puncak} = \frac{p_0}{\rho_0 g} \quad (7)$$

dimana p_0 dan ρ_0 menunjukkan nilai referensi tekanan dan densitas. Untuk kondisi standar pada paras laut,

maka puncak atmosfer (persamaan 7) adalah sekitar 8,00 km.

Dalam semua jenis atmosfer baik model atau reel, "lapse rate" didefinisikan seperti pada persamaan (1). Untuk atmosfer model ini, "lapse rate" diperoleh dengan mendefinisikan persamaan keadaan ($p = \rho RT$) yang menghasilkan:

$$\frac{dp}{dT} = \rho R \quad (8)$$

dimana R adalah konstanta gas untuk udara = $2,87 \times 10^2 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$. Dengan memasukkan persamaan (1) ke persamaan (8) diperoleh:

$$-\frac{dT}{dz} = \gamma = \frac{g}{R} = 3,42 \text{ }^\circ\text{C per 100 m} \quad (9)$$

"Lapse rate" ini disebut "lapse rate autokonvektif" yang berbeda dengan lapse rate atmosfer reel (sampai puncak tropopause, $\gamma \sim 0,65 \text{ }^\circ\text{C per 100 m}$).

Temperatur pada ketinggian z yang berlaku untuk atmosfer model dan reel adalah:

$$T_z = T_o - \gamma z \quad (10)$$

Dalam atmosfer model densitas konstan dapat diverifikasi bahwa temperatur pada puncak atmosfer adalah 0 K, yang berarti penghentian gerak molekuler.

4. MODEL ATMOSFER ISOTERMAL

Model ini menganggap bahwa $\gamma = 0$ atau $T_z = T_o = \text{konstan}$. Persamaan analitik dibangun dari persamaan hidrostatik dan persamaan keadaan yang menghasilkan:

$$dp = \frac{p}{RT} g dz \quad (11)$$

dengan mengintegrasikan persamaan (11) antara batas 0 dan z , diperoleh:

$$p_z = p_o \exp\left(-\frac{gz}{RT}\right) \quad (12)$$

Densitas pada ketinggian z dapat diperoleh dari persamaan keadaan untuk $z = 0$ dan $z = z$ dengan $T = \text{konstan}$, jadi

$$\frac{\rho_z}{\rho_o} = \frac{p_z/RT}{p_o/RT} = \frac{p_z}{p_o}$$

atau

$$\rho_z = \rho_o \exp\left(-\frac{gz}{RT}\right) \quad (13)$$

Jadi tekanan dan densitas dalam atmosfer model isothermal turun secara eksponensial dengan ketinggian, RT/g pada eksponensial disebut tinggi skala (H). Dengan memakai H maka persamaan (12) dan (13) menjadi:

$$p_z \text{ atau } \rho_z = (p_o \text{ atau } \rho_o) \exp(-z/H) \quad (14)$$

Untuk $T = 273\text{K}$, maka tinggi skala $H = 8,00 \text{ km}$. Tinggi skala isothermal konstan terhadap ketinggian, berubah dengan temperatur, dan sama untuk tekanan dan densitas, lihat persamaan (14).

5. MODEL ATMOSFER POLITROPIK

Model ini menganggap "lapse rate" konstan yang merupakan pertengahan antara model densitas konstan dan isothermal. Model politropik memungkinkan dapat menggambarkan setiap daerah ketinggian atmosfer reel kecuali daerah isothermal. Model ini dibangun dengan memasukkan nilai dz dari persamaan (9) ke dalam persamaan (11) yang menghasilkan:

$$\frac{dp}{p} = \frac{g}{R\gamma} \frac{dT}{T} \quad (15)$$

Dengan mengintegrasikan persamaan (15) antara batas-batas p_0, p_z dan T_0, T_z dan menghilangkan bentuk logaritmik maka diperoleh:

$$p_z = p_0 \left(\frac{T_z}{T_0} \right)^{g/R\gamma} \quad (16)$$

Dengan mengganti T_z dari persamaan (10) ke dalam persamaan (16), diperoleh:

$$p_z = p_0 \left(1 - \frac{\gamma z}{T_0} \right)^{g/R\gamma} \quad (17)$$

Persamaan densitas sebagai fungsi ketinggian z dan temperatur T analogi dengan persamaan (16) dan (17) yaitu:

$$\rho_z = \rho_0 \left(\frac{T_z}{T_0} \right)^{(g/R\gamma)-1} = \rho_0 \left(1 - \frac{\gamma z}{T_0} \right)^{(g/R\gamma)-1} \quad (18)$$

Tinggi z yang sesuai dengan tekanan p_z diperoleh dengan memecah persamaan (17), menjadi:

$$z = \frac{T_0}{\gamma} \left[1 - \left(\frac{p_z}{p_0} \right)^{(R\gamma/g)} \right] \quad (19)$$

Karena p_z, ρ_z dan T_z menuju nol pada puncak atmosfer politropik, maka:

$$z_{puncak} = \frac{T_0}{\gamma} \quad (20)$$

Keragaman model politropik terletak dalam pemilihan "lapse rate" γ . Jika $\gamma = 3,42^\circ\text{C}/100\text{m}$, maka batas atas atmosfer politropik sama dengan atmosfer densitas konstan. Jika γ menuju nol maka model politropik mendekati model isothermal, tentu saja $\gamma = 0$ tidak berlaku.

Tinggi skala tekanan H_p model politropik didefinisikan seperti tinggi skala model isothermal yaitu:

$$H_p = \frac{RT}{g} \quad (21)$$

dan tinggi skala densitasnya, didefinisikan sebagai:

$$H_\rho = \frac{H_p}{1 - R\gamma/g} \quad (22)$$

yang berubah terhadap ketinggian.

6. ATMOSFER BAKU

Untuk tujuan saintifik, perancangan dan pengujian kendaraan ruang angkasa maka atmosfer baku perlu ditetapkan sebagai referensi. Atmosfer baku mengacu pada data pengukuran atmosfer nyata. Jika data pengukuran jarang, maka interpolasi dan ekstrapolasi perlu dilakukan berdasarkan teori.

Atmosfer standar oleh NACA (the National Advisory Committee for Aeronautics) berdasarkan pada $\gamma = 0,65^\circ\text{C}/100\text{m}$ dari permukaan sampai tropopause 11 km, dan daerah isothermal dari ketinggian itu sampai 20 km. Atmosfer NACA masih memadai untuk berbagai tujuan. Atmosfer standar Amerika Serikat ditetapkan berdasarkan sponsor dari Angkatan Udara, Biro Cuaca dan NASA (the National Aeronautics and Space Administration). Model ini berdasarkan sains struktur atmosfer dari paras laut sampai ketinggian 700 km, lihat Tabel 1 dan Gambar 3.

Untuk ekspresi numerik parameter atmosfer (T_z, p_z dan ρ_z) sebagai fungsi ketinggian maka perlu mendefinisikan parameter tersebut untuk beberapa daerah ketinggian (USSA - 1962) seperti pada Tabel 2. Terlihat bahwa seluruh model meliputi 5 daerah politropik dan 2 isothermal. Kemudian persamaan yang diinginkan dapat diperoleh dengan mensubstitusikan nilai-nilai parameter yang sesuai ke dalam persamaan model politropik dan isothermal. Dengan mengambil contoh troposfer dan memakai persamaan (10), diperoleh:

$$T_z = (288,2 - 6,5 \times 10^{-3} z) \text{K} \quad (23)$$

di mana z dalam meter, kemudian dari persamaan (17), diperoleh:

$$p_z = 1013,3(1 - 2,255 \times 10^{-5} z)^{5,256} \text{ mb} \quad (24)$$

dan dari persamaan (18) diperoleh:

$$\rho_z = 1,2250(1 - 2,255 \times 10^{-5} z)^{4,256} \text{ kgm}^{-3} \quad (25)$$

Tabel 1. Temperatur, tekanan dan densitas pada ketinggian z (USSA-1962).

z (km)	T (K)	p (mb)	ρ (kg m^{-3})
0	288,15	1013	1,23
1	281,65	899	1,11
3	268,66	701	$9,09 \times 10^{-1}$
5	255,68	540	$7,36 \times 10^{-1}$
10	223,25	265	$4,14 \times 10^{-1}$
15	216,65	121	$1,95 \times 10^{-1}$
20	216,65	55,3	$8,89 \times 10^{-2}$
30	226,51	12,0	$1,84 \times 10^{-2}$
40	250,35	2,87	$4,00 \times 10^{-3}$
50	270,65	$7,89 \times 10^{-1}$	$1,03 \times 10^{-3}$
70	219,70	$5,52 \times 10^{-2}$	$8,75 \times 10^{-5}$
100	210,02	$3,01 \times 10^{-4}$	$4,07 \times 10^{-7}$
200	1236,00	$1,33 \times 10^{-6}$	$3,32 \times 10^{-10}$
400	1488,00	$4,03 \times 10^{-8}$	$6,50 \times 10^{-12}$
700	1508,00	$1,19 \times 10^{-9}$	$1,54 \times 10^{-13}$

Tabel 2. Nilai parameter atmosfer yang didefinisikan untuk berbagai daerah ketinggian (USSA-1962).

z (km)	T (K)	γ (K/km)	p (mb)	ρ (kg m^{-3})
0	288,15	-	1013,25	1,225
11	216,65	-6,5	227,00	$3,648 \times 10^{-1}$
20	216,65	0,0	55,29	$8,91 \times 10^{-2}$
32	228,65	1,0	8,89	$1,356 \times 10^{-2}$
47	270,65	2,8	1,16	$1,497 \times 10^{-3}$
52	270,65	0,0	$6,22 \times 10^{-1}$	$8,010 \times 10^{-4}$
61	252,65	-2,0	$1,97 \times 10^{-1}$	$2,703 \times 10^{-4}$
79	180,65	-4,0	$1,24 \times 10^{-2}$	$2,349 \times 10^{-5}$
88,74	180,65	0,0	$1,07 \times 10^{-3}$	$4,000 \times 10^{-6}$

Note: Nilai-nilai diatas yang sesuai dipakai dalam daerah politropik dan isothermal.

Persamaan numerik untuk daerah politropik lainnya diperoleh dengan cara serupa. Dalam daerah politropik maka tekanan dan densitas secara

pendekatan mempunyai ketergantungan eksponensial pada ketinggian z . Dalam troposfer dapat diplot semilog tekanan dan densitas terhadap z . Nilai eksak skala tekanan dan densitas pada paras laut diperoleh dari persamaan (21) dan (22):

$$H_p = 8,44 \text{ km dan } H_\rho = 10,4 \text{ km} \quad (26)$$

7. KESIMPULAN

Atmosfer reel berbeda dengan atmosfer model yang dibangun. Atmosfer reel diukur dengan bantuan radiosonde, satelit dan sebagainya sedang atmosfer model dibangun berdasarkan persamaan fisis. Atmosfer reel berfluktuasi di sekitar atmosfer model terutama di troposfer (fenomena cuaca) bahkan fluktuasinya sering mencapai stratosfer. Beberapa atmosfer model dibangun dengan memperhitungkan variasi musiman dan variasi lintang tempat, misalnya yang dilakukan oleh U.S. Standart Atmospheric Supplements (USSAS - 1966) yang memperhitungkan nilai-nilai musim panas dan dingin pada lintang 30, 45, 60 dan 75°N.

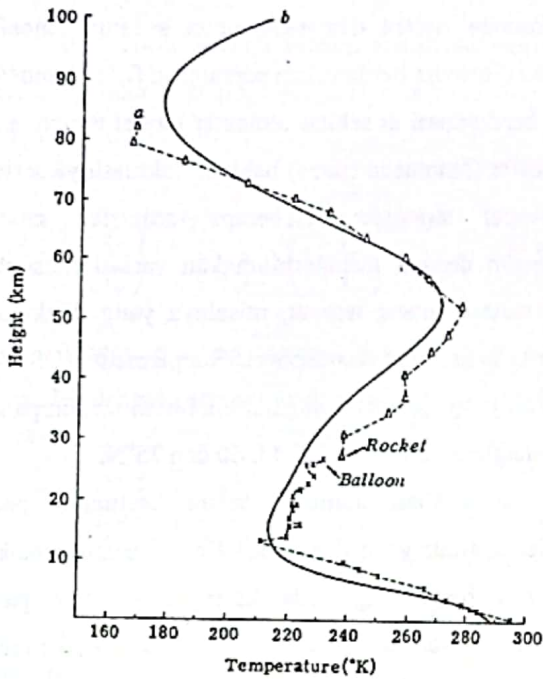
Pemodelan numerik selalu bertumpu pada model analitik yang dibangun. Keberhasilan prediksi numerik bergantung pada kelengkapan data pada masalah syarat batas, karena itu prediksi atau model secara numerik menekankan pada pola-pola umum yang selalu diperbaharui dengan data terbaru. Pemodelan numerik dapat dipadukan dengan data citra satelit untuk gerakan zona-zona cuaca. Permasalahan dalam membangun model atmosfer adalah pemahaman mekanisme cuaca.

DAFTAR PUSTAKA

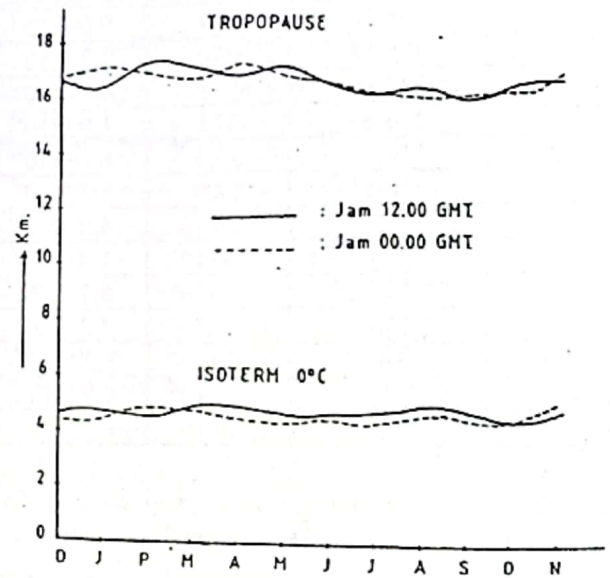
1. Bayong, Tj.H.K., Atika Lubis, and T.W. Hadi, 1993. *The structure of convection clouds based on the analysis of upper air sounding*. The fifth International Symposium on Equatorial

Atmosphere Obs. over Indonesia,
 BPPT-RASC-LAPAN, Jakarta.

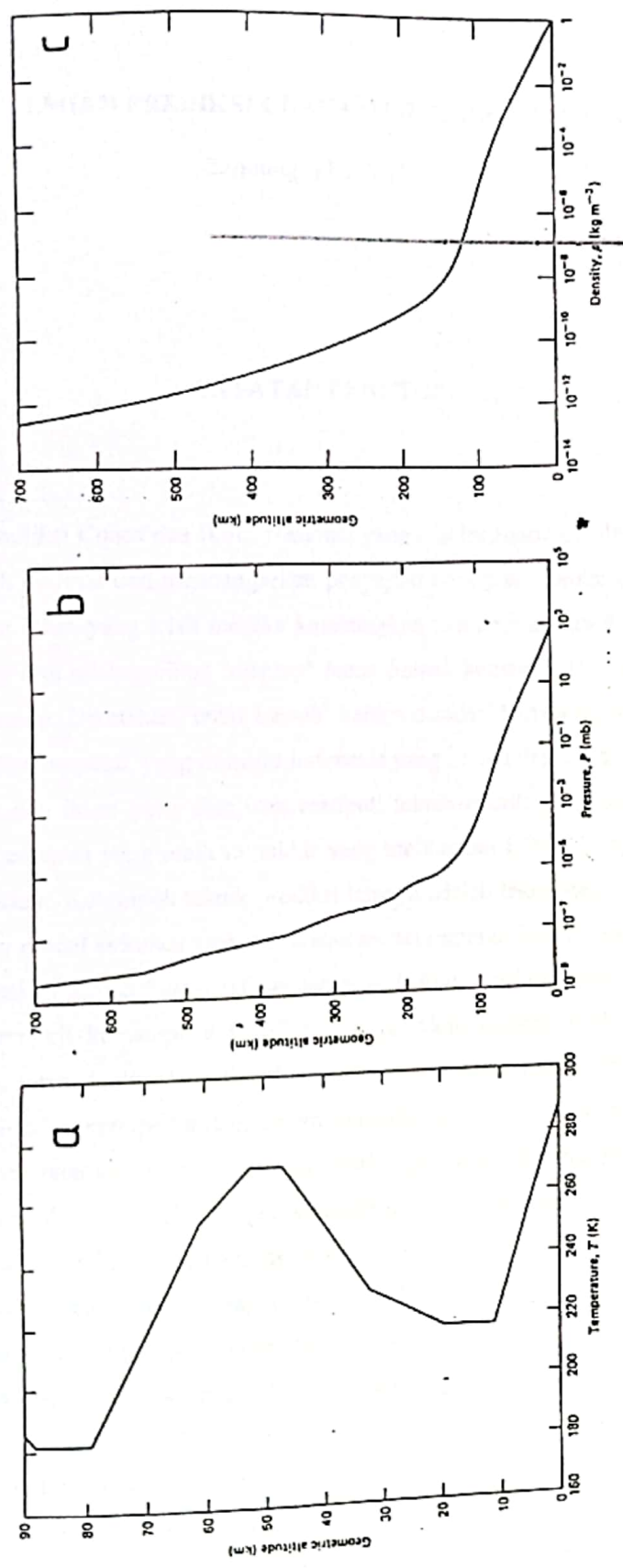
2. Fleagle R.G., and J.A. Businger, 1963. *Atmospheric Physics*, Academic Press, London.
3. ICTP, 1984. Workshop on Troposphere, *Stratosphere and Mesosphere*, International Center for Theoretical Physics, Trieste, Italy.
4. Kato, S., 1994. *Atmosphere in motion over Indonesia*, PIT - HAGI XIX, Bandung.
5. Mc Cartney, E.J., 1976. *Optics of the Atmosphere*, John Willey & Sons, New York.



Gambar 1. Profil vertikal temperatur di Fort Churchill 59 °N, Canada (Fleagle and Businger, 1963).
 (a) Temperatur diukur dengan radiosonde dan roket
 (b) Temperatur rata-rata atmosfer referensi internasional



Gambar 2. Tinggi tropopause dan isoterm 0oC di atas Jakarta



Gambar 3. Temperatur (a), tekanan (b) dan densitas (c) sebagai fungsi ketinggian dalam atmosfer standar (USSA-1962)