

PREDIKSI SUHU ATMOSFIR BUMI BERDASARKAN MODEL TRANSFER RADIASI TERMAL 1-DIMENSI

Akmal Johan
Jurusan Fisika FMIPA Universitas Sriwijaya

ABSTRAK

Terbentuknya profil distribusi vertikal suhu atmosfer bumi ingin dipahami secara teori melalui model lapisan atmosfer dengan mekanisme transfer radiasi antar lapisan dimaksud. Hasil perhitungan dengan menggunakan data nilai solar constant $S = 1370 \text{ W/m}^2$, albedo $\rho_o = 0,3$ serta reflektivitas dan transmisivitas optik dari komponen gelombang pendek (SW) dan gelombang panjang (LW) yang terukur, diperoleh kesesuaian kualitatif dengan pola profil suhu yang diperoleh dari hasil pengukuran sebagaimana tercantum dalam literatur standar. Selain dari pada itu, secara kuantitatif diperoleh kesesuaian dengan data hasil perhitungan perataan horizontal model GCM (General Circulation Model), hingga ketinggian $\sim 400 \text{ hPa}$ ($\sim 7000 \text{ meter}$) dari permukaan bumi. Model transfer radiasi ini juga memberi gambaran tentang profil suhu untuk beberapa skenario menyangkut kondisi iklim global.

Kata Kunci : Model Transfer Radiasi Termal 1 Dimensi, GCM (General Circulation Model).

PENDAHULUAN

Diyakini lebih kuat bahwa keberadaan gas rumah kaca merupakan faktor yang paling menentukan terjadinya pemanasan global (*global warming*). Fenomena yang ditandai dengan meningkatnya suhu permukaan bumi ini terjadi karena terperangkapnya radiasi termal yang diperoleh bumi dari sinar matahari, yang dikenal dengan nama efek rumah kaca (*greenhouse effect*).

Beberapa gas seperti H_2O , CO_2 , NO_2 , CH_4 , dan gas-gas sejenis CFC dianggap memiliki potensi besar sebagai penyebab pemanasan global (Boeker & Grondale, 1995), baik karena konsentrasinya maupun efeknya yang besar terhadap radiasi termal yang diterima permukaan bumi. Sesuai dengan namanya gas-gas rumah kaca bersifat transparan terhadap radiasi gelombang pendek namun mengabsorpsi sebagian besar radiasi gelombang panjang. Absorpsi yang besar inilah yang menyebabkan radiasi termal yang dilepaskan permukaan bumi ke atmosfer

terhalang dan bahkan menyebabkan radiasi balik ke bumi, yang menyebabkan suhu permukaan bumi menjadi lebih besar.

Teori tentang transfer radiasi termal yang paling sederhana cukup ditinjau berdasarkan model interaksi radiasi langsung antara matahari dan bumi. (Levi, 1993 ; Kittle & Kroemer, 1980). Berdasarkan model ini, dimana atmosfer bumi dianggap tak berperan, dapat ditunjukkan bahwa bumi akan memiliki suhu rata-rata yang sangat rendah, -18°C (255 K). Jika atmosfer bumi dipandang sebagai satu lapisan medium gas rumah kaca yang mampu menyerap radiasi termal permukaan bumi dengan tingkat absorpsi 22%, maka akan diperoleh suhu rata-rata permukaan bumi yang kira-kira sesuai dengan pengukuran saat ini, $+15^{\circ}\text{C}$ (288 K). (Levi, 1993).

Model interaksi langsung matahari-bumi (model 1-lapis permukaan) atau model interaksi dengan melibatkan 1 lapisan atmosfer (model 2 lapis permukaan) hanya mampu memprediksikan suhu permukaan bumi dan suhu atmosfer secara umum. Agar dapat memperkirakan distribusi suhu atmosfer dalam arah vertikal maka dikembangkan model (N+1) lapis permukaan, dengan N

lapis ($N>1$) atmosfer. (Li et al, 1997 ; Ide. et.al, 2001).

TINJAUAN PUSTAKA

Tinjauan Umum

Matahari adalah salah satu benda langit yang memancarkan radiasinya sendiri dan dengan menganggap matahari sebagai benda hitam bersuhu 6000 K, maka radiasi termal yang terpancar terutama akan berada di sekitar gelombang cahaya ungu. Radiasi inilah yang merupakan sumber utama energi kehidupan di bumi, suatu planet di dalam sistem tata surya yang berjarak rata-rata 150 juta km dari matahari.

Jumlah radiasi yang dipancarkan suatu luas permukaan benda hitam bersuhu T sesuai dengan hukum Stefan-Boltzmann dapat dituliskan sebagai

$$Q = \sigma T^4 \quad (1)$$

dengan σ adalah konstanta Boltzmann bernilai $5,67 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$.

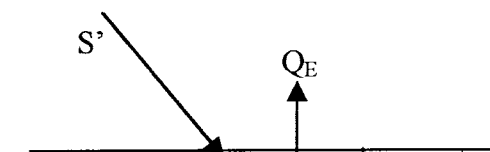
Pengukuran di permukaan bumi menghasilkan nilai rata-rata radiasi, yang dikenal sebagai *Konstanta Matahari*, S (Solar Constant) sebesar 1370 Wm^{-2} . Nilai ini masih lebih rendah 20% (Boeker & Grandale, 1995) dari hasil perhitungan teori jika tak ada radiasi yang hilang di sepanjang perjalanan.

Model 1-lapis permukaan

Model 1-lapis permukaan hanya melibatkan satu lapisan, permukaan bumi. Jika bumi dianggap sepenuhnya sebagai suatu penyerap radiasi maka radiasi yang diterima akan menyebabkan suhunya senantiasa meningkat. Akan tetapi dengan menganggap bumi juga sebagai suatu benda hitam maka radiasi diterima sebesar di atas akan dipancarkan kembali sebagai radiasi termal permukaan bumi. Dalam keadaan setimbang keadaan tersebut akan memenuhi persamaan

$$S' = Q_E = \sigma T_E^4 \quad (2)$$

$S' = (1 - r) S / 4$ adalah jumlah radiasi matahari rata-rata yang diterima oleh suatu luas permukaan di bumi, r adalah konstanta reflektivitas atau *albedo* rata-rata permukaan bumi, model 1-lapis ini ditunjukkan pada Gambar 1,



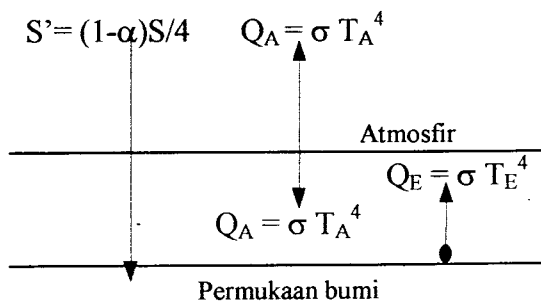
Gambar 1. Model 1-Lapis permukaan

Persamaan (2) akan memberikan informasi tentang suhu permukaan bumi T_E untuk model 1-lapis permukaan, yang jika dipakai nilai rata-rata *albedo* $r = 0,3$ akan

menghasilkan suhu bumi sebesar 255 K atau -18°C . Nilai ini merupakan suhu (rata-rata) terendah permukaan bumi tanpa pengaruh gas rumah kaca pada atmosfernya. Ini masih jauh lebih rendah dari suhu hasil pengukuran yang rata-rata berkisar 288 K atau 15°C .

Model 2-lapis permukaan

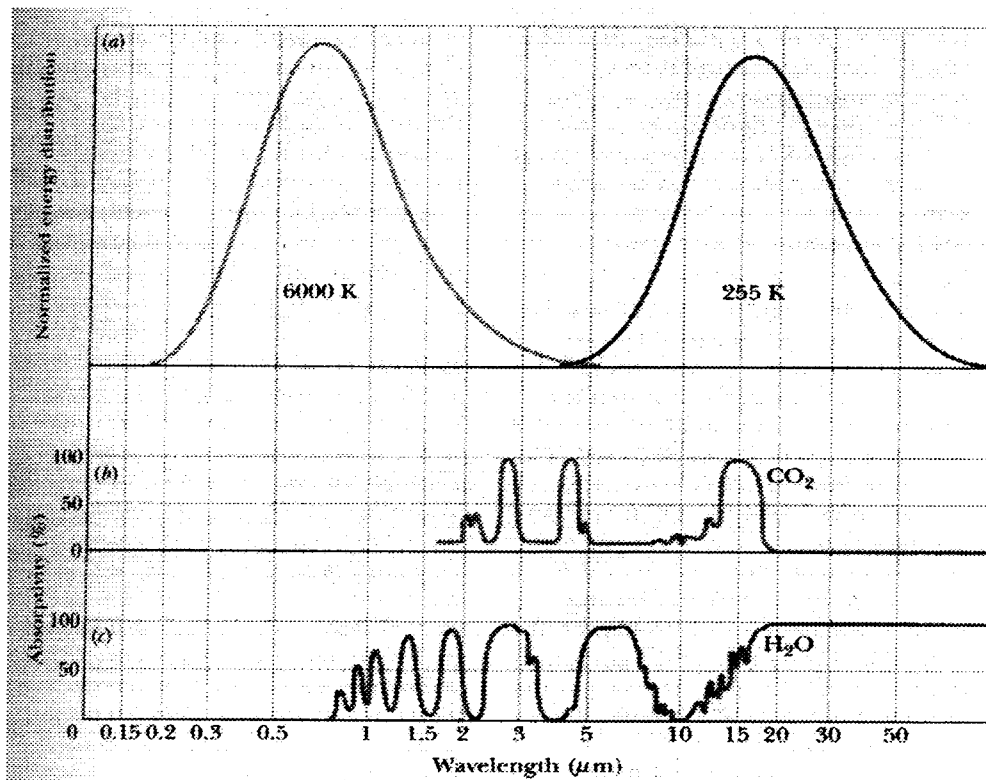
Model teori yang lebih baik memasukkan peran lapisan atmosfer sebagai penangkap radiasi yang dipancarkan balik oleh permukaan bumi. Lapisan ini memberi pengaruh pada penambahan suhu permukaan bumi. Bentuk paling sederhana dari model ini melibatkan hanya satu lapisan atmosfer, dengan demikian radiasi yang diterima bumi bukan hanya berasal dari matahari tapi juga dari radiasi balik oleh lapisan atmosfer. Ilustrasi tentang model dimaksud ditunjukkan pada Gambar 2.



Gambar 2. Model 2-lapis permukaan

Total radiasi S' yang diterima di permukaan bumi, dalam keadaan setimbang, dipancarkan kembali sebagai radiasi termal permukaan bumi, $Q_E = \sigma T_E^4$ sebagai radiasi gelombang pendek sinar matahari tidak mengalami absorpsi berarti oleh gas-gas rumah kaca yang terutama ditentukan oleh uap air (H_2O) dan karbon dioksida (CO_2). Sifat gas CO_2 dan H_2O sebagai gas rumah

kaca diperlihatkan pada Gambar 3. Jika hampir seluruh radiasi gelombang pendek ditransmisikan, radiasi gelombang panjang yang dipancarkan oleh bumi hampir seluruhnya diabsorpsikan dan dipancarkan kembali dalam bentuk radiasi termal lapisan atmosfer yang separuhnya diterima kembali oleh permukaan bumi.



Gambar 3. Absorptivitas gas H_2O dan CO_2 masing-masing untuk radiasi gelombang pendek dan radiasi gelombang panjang (Sumber : Levi, 1993)

Berangkat dari ilustrasi dan penjelasan di atas maka persamaan yang menyatakan kesetimbangan energi dapat dinyatakan sebagai

$$S' + Q_A = Q_E \quad (3)$$

dan

$$(1 - t) Q_E = 2Q_A \quad (4)$$

yang masing-masing berlaku untuk lapisan-1 (permukaan bumi) dan lapisan-2 (atmosfir). $Q_A = \sigma T_A^4$ adalah radiasi termal dari lapisan atmosfer. Konstanta t di atas menyatakan nilai koefisien transmisi lapisan atmosfer.

Distribusi energi dan suhu

Dengan menggunakan persamaan (3) dan (4) akan diperoleh distribusi energi radiasi yang dipancarkan oleh masing-masing permukaan bumi dan lapisan atmosfer di atas sebagai

$$Q_E = [2 / (1+t)] S' \quad (5a)$$

dan

$$Q_A = [(1-t)/(1+t)] S' \quad (5b)$$

serta distribusi suhu untuk kedua lapisan tersebut, masing-masing

$$T_E = [(1-r)S'/2(1+t)\sigma]^{1/4} \quad (6a)$$

dan

$$\begin{aligned} T_A &= [(1-t)/2]^{1/4} T_E \\ &= [(1-t)(1-r)S'/4(1+t)\sigma]^{1/4} \end{aligned} \quad (6b)$$

perhatikan bahwa persamaan (5) akan sama dengan persamaan (2) jika $t = 1$, yang dalam hal ini berarti bahwa seluruh radiasi termal bumi diteruskan—tanpa absorpsi oleh lapisan atmosfer. Jika $t = 0$, yaitu keadaan dimana seluruh radiasi termal bumi diabsorpsi oleh lapisan atmosfer, maka, dengan tetap mengambil nilai $r=0.3$, akan diperoleh suhu permukaan bumi sebesar 303 K (30°C). Nilai ini mencerminkan nilai *suhu maksimum* permukaan bumi yang dapat diprediksi oleh model 2-lapis permukaan.

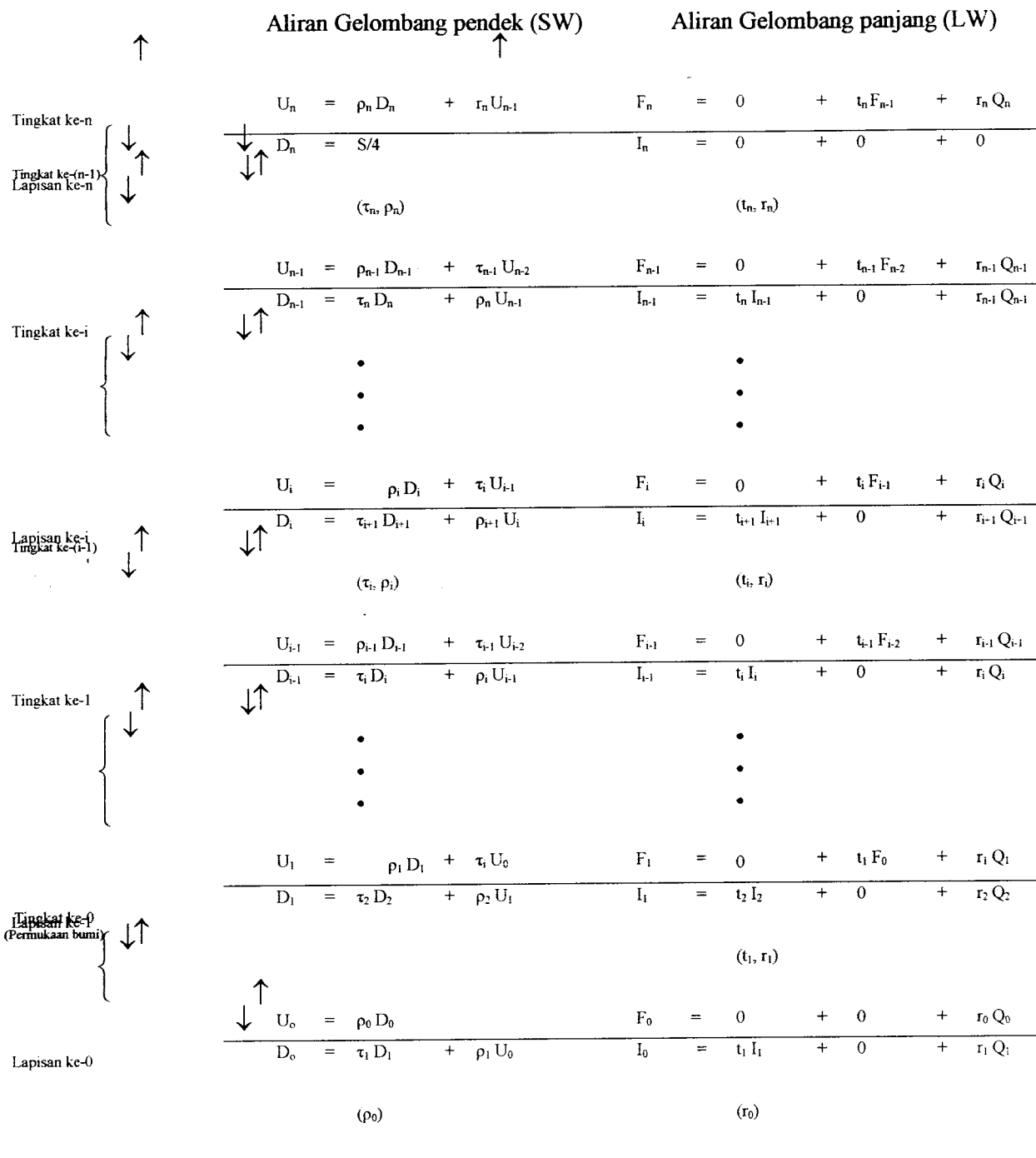
Persamaan (5) masih memberi peluang untuk menjelaskan 'tentang suhu 'real' permukaan bumi, 288 K. Nilai ini diperoleh jika dipilih nilai $t = 0.78$. Namun demikian prediksi tentang nilai suhu maksimum di atas menjadi satu pertanda dari kelemahan utama model ini, karena pada kenyataannya suhu permukaan suatu planet dapat jauh di atas nilai tersebut, seperti yang ditunjukkan oleh suhu permukaan planet Venus (753 K) yang secara geometrik sistem tatasurya tak terlalu berbeda dengan bumi (Lutgens & Tarbuck, 1992).

Model (N+1) Lapis Permukaan

Model transfer radiasi termal untuk lebih dari 1 lapis atmosfer telah dikenal dan

digunakan kalangan komunitas klimatologi cukup lama. Penerapan model ini dalam bentuk 1-dimensi (1-DIM) (*single column models*) pada fisika atmosfer ketinggian yang cukup rendah diantaranya dipakai untuk pemahaman yang lebih baik tentang stabilitas iklim (*Ramanathan & Collins, 1993; Fu et al. 1996, Lau et al. 1994, Pierrehumbert, 1994, dan Bony et al. 1997*), osilasi pada atmosfer bumi (*Hu & Randall, 1994*), dan kesetimbangan ganda (*Li et al., 1997; Renno, 1997*). Artikel terakhir yang membahas tentang kesetimbangan radiative ditulis oleh Ide et al., (2001) sebagai upaya memahami bagaimana pola distribusi dan pertukaran energi berlangsung dalam kondisi iklim tropik dan subtropik bumi.

Sketsa sederhana dari model (N+1) lapis permukaan dari Ide et al. dinyatakan seperti pada gambar 4. Berbeda dengan 2 buah model yang dibahas sebelumnya, pada model ini radiasi gelombang pendek (SW) juga mengalami refleksi, absorpsi dan transmisi pada setiap lapisan atmosfer seperti halnya pada radiasi gelombang panjang (LW). Dalam hal ini makna dan nilai transmisivitas dan reflektivitas pada umumnya berbeda untuk masing-masing jenis radiasi dan pada tiap lapis/ permukaan.



Gambar 4. Skema diagram model (n+1)-Lapisan

Sesuai dengan perbedaan karakter kedua jenis radiasi di atas, analisis transfer radiasi dilakukan secara terpisah. Jika D_i dan U_i masing-masing menyatakan fluks energi turun dan naik dari radiasi SW pada tingkat ke-i, dapat dinyatakan hubungan rekursif

$$\begin{aligned} U_i &= \rho_i D_i + \tau_i U_{i-1} \\ D_{i-1} &= \tau_i D_i + \rho_i U_{i-1} \end{aligned} \quad (7)$$

dengan ρ_i dan τ_i masing-masing menyatakan reflektivitas dan transmisivitas SW lapisan ke-i. Persamaan (7) di atas secara fisis juga harus memenuhi syarat batas

$$\begin{aligned} U_0 &= \rho_0 D_0 \\ D_0 &= S/4 \end{aligned} \quad (8)$$

D_n merupakan fluks radiasi SW pada tingkat atmosfer tertinggi, yang sekaligus sebagai sumber radiasi SW, dimana S (solar constant) = 1370 W/m². Dari persamaan (7) kita dapat menyatakan fluks radiasi SW netto pada tingkat ke-i sebagai

$$A_i = D_i - U_i \quad (9)$$

Di sisi lain, radiasi LW yang melewati tingkat ke-i juga dapat dipisahkan atas masing-masing fluks berarah ke atas F_i dan ke bawah I_i yang memenuhi hubungan rekursif identik dengan persamaan (7)

$$\begin{aligned} F_i &= t_i F_{i+1} + r_i Q_i \\ I_i &= t_{i-1} I_{i-1} + r_{i-1} Q_{i-1} \end{aligned} \quad (10)$$

dengan t_i dan r_i masing-masing menyatakan transmisivitas dan reflektivitas LW pada lapisan ke-i. Dalam hal ini syarat batas fisis yang harus dipenuhi adalah

$$\begin{aligned} I_n &= 0 \\ F_0 &= r_0 Q_0 \end{aligned} \quad (11)$$

$Q_0 = \sigma T_0^4$ adalah radiasi termal (LW) yang dipancarkan permukaan bumi. (T_0 suhu permukaan bumi), yang sekaligus berperan sebagai *sumber radiasi LW*. Dalam kasus ini r_0 sering disebut juga sebagai emisivitas tanah. Persamaan (10) juga akan menghasilkan pernyataan untuk fluks radiasi LW netto yang melewati tingkat ke-i

$$W_i = F_i + I_i \quad (12)$$

Prinsip kesetimbangan fluks radiasi dapat dinyatakan dalam hubungannya dengan keadaan pada tingkat ke-i sebagai

$$A_i = W_i \quad (13)$$

Atau fluks netto pada lapisan ke-i yang dinyatakan sebagai

$$E_i = H_i \quad (14)$$

dimana

$$E_i = A_i - A_{i-1} = \gamma_i (D_i + U_{i+1}) \quad (15a)$$

dan

$$\begin{aligned} H_i &= W_i - W_{i-1} \\ &= (1 - t_i)(I_i + F_{i-1}) - 2 r_i Q_i \end{aligned} \quad (15b)$$

dengan: $\gamma_i = 1 - \tau_i - \rho_i$ dikenal sebagai *ekstinsi* (*extinction*).

Persamaan (13) atau (14) memberikan hubungan antara radiasi LW dari lapisan ke- i , Q_i , yang juga tersimpan didalam F_i dan I_i , dengan pasangan radiasi SW, D_i dan U_i . Dengan memanfaatkan persamaan-persamaan rekursi (7) dan (10) Q_i dapat dinyatakan sebagai suatu persamaan matriks

$$\bar{Q} = L(\bar{\tau}, \bar{r}) \bar{E}(\bar{\tau}, \bar{\rho}, \rho_o, S) \quad (16)$$

yang mana, dapat ditunjukkan (Ide et al, 2001), bahwa L adalah matriks berukuran $(n+1) \times (n+1)$ dengan elemen-elemen ;

$$L_{ij} = \begin{cases} \frac{1}{b_i} \left(\frac{1}{1+t_i} + \sum_{l=i+1}^{n \geq i+1} \frac{1+t_l}{1-t_l} \right) & i > j \\ \frac{1}{b_i} \left(\frac{1}{1-t_i^2} + \sum_{l=i+1}^{-n \geq i+1} \frac{1-t_l}{1+t_l} \right) & i = j \\ \frac{1}{b_i} \left(\frac{1}{1+t_j} + \sum_{l=j+1}^{n \geq j+1} \frac{1-t_l}{1+t_l} \right) & i < j \end{cases} \quad (17)$$

dengan mengetahui \bar{Q} maka dapat ditentukan distribusi suhu vertikal yang melibatkan suhu tiap lapisan sebagai

$$T_i = \left(\frac{Q_i}{\sigma} \right)^{1/4} \quad (18)$$

$i = 0, 1, 2, \dots, n$

METODOLOGI

Metode Penelitian

Data Input

Sebagaimana diketahui bahwa tujuan penelitian ini adalah untuk menentukan suhu tiap lapisan (permukaan bumi dan lapisan-lapisan atmosfer di atasnya). Seperti dinyatakan pada persamaan (18). Untuk mendapatkan informasi tersebut maka dibutuhkan data berkaitan dengan parameter optik : $\bar{t}, \bar{r}, \bar{\tau}, \bar{\rho}$, serta ρ_o dan S . Data dimaksud diambil dari hasil perhitungan Laboratorium Dinamika Meteorologi (*Laboratoire de Meteorologie Dynamique-LMD*) Perancis, berdasarkan model sirkulasi umum (*General Circulation Model - GCM*) untuk 11-lapisan (*Li, et.al., 1997*) sebagai mana dinyatakan pada Tabel 1.

Tabel 1. Data parameter optik model 11-lapisan dari LMD's GCM, (Sumber : Li *et al.*, 1997)

Lapisan	Gelombang pendek (SW)	Gelombang panjang		Extinction			
		(SW)	(LW)	$1 - \tau - \rho$	$1 - t$		
i	(hPa)	τ	ρ	T	r	$1 - \tau - \rho$	$1 - t$
11	(15)	0,9720	0,0054	0,9630	0,0370	0,0226	0,0370
10	(73)	0,9897	0,0053	0,9765	0,0235	0,0050	0,0235
9	(152)	0,9874	0,0078	0,9486	0,0514	0,0048	0,0514
8	(274)	0,9773	0,0113	0,8468	0,1532	0,0114	0,1532
7	(416)	0,9587	0,0151	0,7255	0,2745	0,0262	0,2745
6	(573)	0,9522	0,0161	0,6633	0,3367	0,0317	0,3367
5	(718)	0,9572	0,0143	0,6428	0,3572	0,0285	0,3572
4	(841)	0,9635	0,0113	0,6163	0,3837	0,0252	0,3837
3	(926)	0,9754	0,0072	0,6578	0,3422	0,0174	0,3422
2	(980)	0,9868	0,0038	0,7756	0,2244	0,0094	0,2244
1	(1004)	0,9930	0,0020	0,8724	0,1276	0,0050	0,1276

Perhitungan dan Analisis

Dari data pada Tabel 1. selanjutnya akan ditentukan matriks L. Sebagaimana dinyatakan pada persamaan (17), dan dengan menggunakan persamaan (16) akan diketahui profil vertikal energi radiasi termal tiap lapisan \bar{Q} . Penentuan profil vertikal suhu lapisan akan dilakukan sesuai dengan persamaan (18), yang hasilnya akan dibandingkan dengan hasil perhitungan yang telah dilakukan oleh Li et al (1997).

Untuk keperluan analisis hasil perhitungan dan pengukuran dilakukan

dengan menggunakan beberapa skenario berdasarkan nilai albedo permukaan bumi. Untuk itu akan digunakan dua skenario utama;

- Skenario *pertama* dengan asumsi bahwa seluruh permukaan bumi tertutup es. Dalam hal ini dipakai nilai albedo $\rho_0 = 0,9$.
- Skenario *kedua* sesuai dengan kondisi rata-rata permukaan bumi sekarang, dipakai $\rho_0 = 0,3$.

dan perbandingannya dengan hasil perhitungan model GCM berdasarkan perata-

rataan horizontal nilai profil suhu hasil pengukuran.

Data Standar Atmosfir

Untuk menyatakan kesesuaian antara hasil perhitungan model ini dengan kenyataan di lapangan maka diperlukan data pembandingan. Untuk keperluan ini digunakan data atmosfer standar yang diperoleh berdasarkan sample hasil pengukuran melalui berbagai teknik dan metoda yang telah dikenal di bidang meteorologi.

Tabel 2 di bawah ini menjelaskan data atmosfer standar, sebagaimana ditemui pada banyak literatur, dapat dipakai sebagai pembandingan terhadap data yang akan dihitung kemudian.

Tabel 2. Data standar atmosfer

Geometric Height (m)	Temperatur T (°C)	Tekanan H (hPa)	Densitas ρ (kg/m ³)
0	15,0	1.013	1,23
1,000	8,5	899	1,11
2,000	2,0	795	1,01
3,000	-4,5	701	0,99
4,000	-11,0	617	0,82
5,000	-17,5	541	0,74

6,000	-24,0	472	0,66
7,000	-30,5	411	0,59
8,000	-36,9	357	0,53
9,000	-43,4	308	0,47
10,000	-50,0	265	0,41
11,000	-56,4	227	0,36
12,000	-56,5	194	0,31
13,000	-56,5	166	0,27
14,000	-56,5	142	0,23
15,000	-56,5	121	0,20
16,000	-56,5	104	0,17
17,000	-56,5	89	0,14

HASIL DAN PEMBAHASAN

Sebagaimana telah dikemukakan di muka, tujuan utama penelitian ini adalah untuk menentukan profil suhu permukaan dan atmosfer bumi, T_i (lihat persamaan (18)). Nilai suhu ini pada awalnya diperoleh dari nilai radiasi gelombang LW tiap lapisan, Q_i , sebagaimana dinyatakan pada persamaan (16). Dari persamaan (16) dapat dilihat bahwa perhitungan Q_i secara matriks membutuhkan terlebih dahulu nilai-nilai elemen matriks L dan vektor flux radiasi netto gelombang SW, E.

Elemen matriks L

Elemen-elemen matriks L mewakili sifat gelombang LW. Nilai elemen-elemen ini ditentukan melalui persamaan (17) yang melibatkan parameter sifat optik t dan r . Hasil

perhitungan komputasi dari persamaan (17), memberikan nilai yang sesuai dengan yang diperoleh Ide, dkk (Ide et al., 2001), seperti tertera pada Tabel 3 kolom-kolom bagian tengah.

Tabel 3. Elemen matriks L dan vektor E.

i	Elemen matriks L_{ij}											E	
	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10		11
0	2,36	1,82	1,73	1,56	1,34	1,11	0,90	0,72	0,60	0,54	0,52	0,51	184,02
1	1,82	5,47	1,73	1,56	1,34	1,11	0,90	0,72	0,60	0,54	0,52	0,51	1,72
2	1,73	1,73	3,67	1,56	1,34	1,11	0,90	0,72	0,60	0,54	0,52	0,51	13,27
3	1,56	1,56	1,56	2,72	1,34	1,11	0,90	0,72	0,60	0,54	0,52	0,51	6,15
4	1,34	1,34	1,34	1,34	2,33	1,11	0,90	0,72	0,60	0,54	0,52	0,51	9,13
5	1,11	1,11	1,11	1,11	1,11	2,21	0,90	0,72	0,60	0,54	0,52	0,51	10,66
6	0,90	0,90	0,90	0,90	0,90	0,90	2,08	0,72	0,60	0,54	0,52	0,51	12,31
7	0,72	0,72	0,72	0,72	0,72	0,72	0,72	2,25	0,60	0,54	0,52	0,51	10,52
8	0,60	0,60	0,60	0,60	0,60	0,60	0,60	0,60	3,59	0,54	0,52	0,51	4,67
9	0,54	0,54	0,54	0,54	0,54	0,54	0,54	0,54	0,54	10,01	0,52	0,51	2,00
10	0,52	0,52	0,52	0,52	0,52	0,52	0,52	0,52	0,52	0,52	21,55	0,51	2,12
11	0,51	0,51	0,51	0,51	0,51	0,51	0,51	0,51	0,51	0,51	0,51	13,77	9,72

Sesuai dengan bentuk persamaan (17), Tabel 3 memperlihatkan bahwa matriks L berbentuk *matriks simetrik bujur sangkar* dengan ukuran $(n+1) \times (n+1)$, di mana $n = 11$. Dapat diperlihatkan pula bahwa elemen diagonalnya memiliki nilai relatif jauh lebih besar dibandingkan dengan elemen lainnya. Hal ini menandakan adanya pengaruh lebih dominan dari sifat-sifat optik atmosfer pada lapisan terkait, terhadap nilai radiasi (termal) gelombang LW, Q_{λ} dari lapisan dimaksud.

Elemen vektor E

Nilai-nilai flux radiasi netto dari gelombang SW, yang tersimpan di dalam vektor E, diperoleh dari persamaan (15a), dengan dukungan hasil perhitungan dari persamaan (9), (7), dan (8) yang melibatkan parameter-parameter sifat optik τ , ρ , albedo ρ_0 , dan solar constant S. Perhitungan secara numerik menghasilkan nilai E seperti diperlihatkan pada kolom paling kanan dari Tabel 3.

Tabel 3 memperlihatkan bahwa nilai E berubah dalam pola naik dan turun yang berhubungan selaras dengan perubahan nilai reflektivitas antar muka dari lapisan atmosfer terkait. Hal ini masuk akal mengingat bahwa flux radiasi pada dasarnya merupakan realisasi dari gabungan kemampuan suatu media untuk *menolak* (refleksi), *menyimpan* (absorpsi), dan *melewatkan* (transmisi) suatu gelombang. Dalam keadaan setimbang karena energi hasil absorpsi gelombang SW kelak akan berubah menjadi radiasi (termal) Q dari gelombang LW, maka pada komponen gelombang SW ini flux radiasi netto E hanya ditentukan oleh reflektivitas dan/atau transmisivitas media.

Satu hal yang juga menarik adalah pada relatif besarnya nilai E pada antar muka ke-0. Agaknya hal ini disebabkan oleh adanya perbedaan kontras sifat lapisan, dalam hal ini antara permukaan bumi dengan lapisan atmosfer di atasnya. Sementara itu adanya nilai ekstrimum pada antarmuka ke-8, walaupun hal

ini berhubungan dengan nilai ekstrimum reflektivitas maupun transmisivitas antarmuka lapisan, namun alasan lebih rasionalnya harus dilihat dari aspek atau mekanisme fisis yang terjadi di atmosfer terkait.

Elemen vektor Q dan T

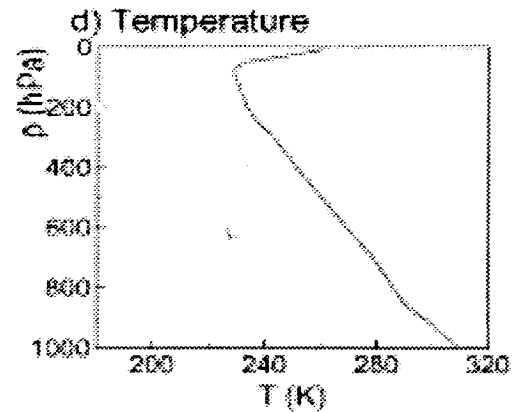
Radiasi termal yang terkait dengan komponen gelombang LW dinyatakan melalui parameter Q. Nilai-nilai elemen Q diperoleh dari hasil perhitungan persamaan (16). Selanjutnya, nilai-nilai suhu tiap lapisan T_i ditentukan berdasarkan persamaan (18). Kedua jenis nilai di atas, Q_i dan T_i , dinyatakan pada Tabel 4 berikut. Tabel 4 juga menyertakan informasi tentang ketinggian (H) yang dinyatakan melalui tekanan atmosfer pada posisi itu (lihat kembali Tabel 1 dan Tabel 2 pada Metodologi).

Tabel 4. Nilai-nilai Q_i dan T_i yang terkait

I	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
H_i (hPa)		1004	980	926	841	718	573	416	274	152	73	15
Q_i (W/m^2)	504,8	412,8	394,8	364,2	322,8	278,9	236,7	197,2	166,3	158,0	178,9	259,4
T_i ($^{\circ}C$)	303	286	285	281	276	268	257	242	222	205	204	223

Grafik hubungan antara suhu dengan ketinggian, seperti tertera pada Tabel 4, dinyatakan pada Gambar 5. terlihat suatu pola penurunan suhu terhadap ketinggian hingga pada lapisan ke-10 dan 11, yaitu pada ketinggian sekitar 287 hPa (~ 11.000 m). Penurunan suhu ini sesuai dengan gambaran profil suhu dari hasil pengamatan pada lapisan troposfir seperti yang diperlihatkan pada banyak rujukan (Riehl, 1978; Lutgens & Tarbuck, 1992; Boeker & Grondale, 1995).

Sementara itu kenaikan suhu terhadap ketinggian terjadi pada posisi 73 hPa (sekitar 17.000-an meter). Profil di sini agak mirip dengan kondisi suhu pada lapisan stratosfir seperti pada literatur standar, namun pada model ini memiliki kemiringan yang relatif lebih tajam. Ada perbedaan nilai suhu di antara hasil perhitungan model ini dengan data literatur standar. Pada umumnya nilai suhu pada literatur standar lebih kecil, terutama jika dilihat pada nilai suhu minimum pada batas antara lapisan troposfir dan lapisan troposfir, di mana masing-masing menunjukkan nilai -68°C , pada literatur standar, dan -50°C pada model ini.



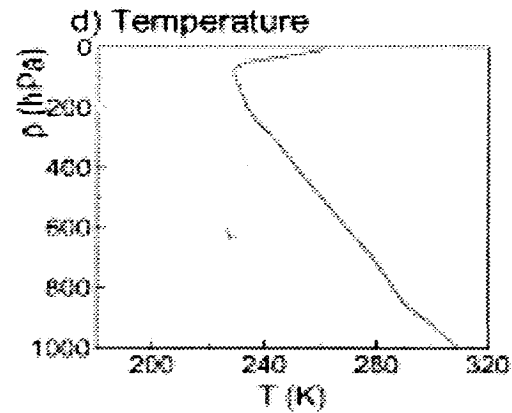
Gambar 5. Profil suhu permukaan dan atmosfer bumi

5.4 Profil suhu berdasar skenario dan metoda berbeda.

Profil suhu seperti yang dinyatakan pada Gambar 5 dihasilkan dari data albedo permukaan bumi rata-rata $\rho_0 = 0.3$, nilai perkiraan yang sesuai untuk kondisi saat ini. Untuk mengetahui bagaimana gambaran profil suhu pada kondisi lainnya dapat dipakai skenario dengan nilai ρ_0 yang berbeda. Sebagai contoh pada kondisi di mana seluruh permukaan bumi tertutup es dapat dipakai nilai $\rho_0 = 0.9$, atau kondisi antara keduanya, misalnya pada $\rho_0 = 0.55$. Sementara itu ada pendekatan atau metoda lain di dalam upaya mendapatkan profil suhu permukaan dan atmosfer bumi, salah satunya

Grafik hubungan antara suhu dengan ketinggian, seperti tertera pada Tabel 4, dinyatakan pada Gambar 5. terlihat suatu pola penurunan suhu terhadap ketinggian hingga pada lapisan ke-10 dan 11, yaitu pada ketinggian sekitar 287 hPa (~ 11.000 m). Penurunan suhu ini sesuai dengan gambaran profil suhu dari hasil pengamatan pada lapisan troposfir seperti yang diperlihatkan pada banyak rujukan (Riehl, 1978; Lutgens & Tarbuck, 1992; Boeker & Grondale, 1995).

Sementara itu kenaikan suhu terhadap ketinggian terjadi pada posisi 73 hPa (sekitar 17.000-an meter). Profil di sini agak mirip dengan kondisi suhu pada lapisan stratosfir seperti pada literatur standar, namun pada model ini memiliki kemiringan yang relatif lebih tajam. Ada perbedaan nilai suhu di antara hasil perhitungan model ini dengan data literatur standar. Pada umumnya nilai suhu pada literatur standar lebih kecil, terutama jika dilihat pada nilai suhu minimum pada batas antara lapisan troposfir dan lapisan troposfir, di mana masing-masing menunjukkan nilai -68°C , pada literatur standar, dan -50°C pada model ini.



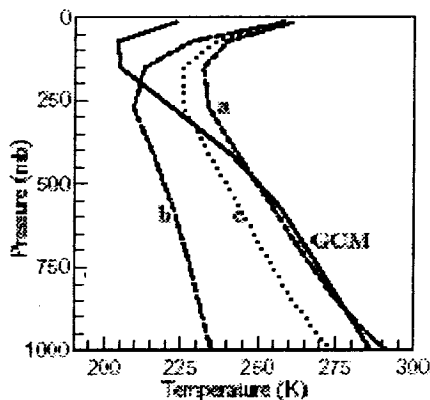
Gambar 5. Profil suhu permukaan dan atmosfer bumi

5.4 Profil suhu berdasar skenario dan metoda berbeda.

Profil suhu seperti yang dinyatakan pada Gambar 5 dihasilkan dari data albedo permukaan bumi rata-rata $\rho_0 = 0.3$, nilai perkiraan yang sesuai untuk kondisi saat ini. Untuk mengetahui bagaimana gambaran profil suhu pada kondisi lainnya dapat dipakai skenario dengan nilai ρ_0 yang berbeda. Sebagai contoh pada kondisi di mana seluruh permukaan bumi tertutup es dapat dipakai nilai $\rho_0 = 0.9$, atau kondisi antara keduanya, misalnya pada $\rho_0 = 0.55$. Sementara itu ada pendekatan atau metoda lain di dalam upaya mendapatkan profil suhu permukaan dan atmosfer bumi, salah satunya

dikembangkan dari Model Sirkulasi Umum (General Circulation Model / GCM).

Gambaran profil suhu yang dihasilkan dari skenario dengan tingkat albedo $\rho_0 = 0.3, 0.55$ dan 0.9 serta metoda perataan nilai horizontal berdasarkan model GCM diperlihatkan pada Gambar 6.



Gambar 6. Hubungan antara ketinggian dan suhu untuk model dengan nilai $\rho_0 = 0.3$ (a), $\rho_0 = 0.9$ (b), dan $\rho_0 = 0.55$ (c), serta metoda perataan nilai horizontal dari GCM.

Berdasarkan Gambar 6 dapat diperlihatkan kesesuaian yang baik antara hasil perhitungan model ini dengan metoda perataan GCM secara kualitatif untuk seluruh bagian kurva namun secara kuantitatif hanya cocok untuk posisi hingga ketinggian 400 hPa. Sementara itu perhitungan GCM memberikan kesesuaian yang lebih baik

dibandingkan dengan hasil kajian literatur standar. Dengan demikian diperlukan perbaikan terhadap kemampuan prediksi model ini untuk ketinggian lebih dari 400 hPa tersebut di atas.

Kesesuaian di atas mengindikasikan bahwa sampai dengan ketinggian dimaksud mekanisme fisis di atmosfer relatif didominasi oleh proses radiasi, baik dari gelombang SW yang bersumber langsung dari matahari maupun dari gelombang LW yang lebih merupakan radiasi (termal) balik dari permukaan bumi. Agaknya ada proses atau mekanisme lain yang terjadi pada ketinggian di atas nilai 400 hPa, walaupun pola kualitatif dari kurva yang dihasilkan dari perhitungan relatif tak berbeda dengan yang dihasilkan dari proses radiasi.

KESIMPULAN DAN SARAN

Kesimpulan

Dari kajian sebagaimana telah dikemukakan di depan dapat diambil beberapa kesimpulan berikut:

1. Proses transfer radiasi di dalam atmosfer memegang peran penting dalam kaitannya dengan pola iklim dunia. Secara rata-rata, walaupun analisisnya

bersifat statik namun tetap dapat dipakai guna menjelaskan keadaan iklim global berdasarkan data sifat optik atmosfer dan meteorologis yang terekam saat ini.

2. Ada kesesuaian kualitatif antara profil suhu terhadap ketinggian yang diperoleh dari model ini dengan hasil kajian pada literatur standar, namun secara kuantitatif nilai-nilai suhu yang ditunjukkan dari hasil perhitungan dengan model ini umumnya di bawah nilai literatur standar dimaksud.
3. Model transfer radiasi ini pada dasarnya adalah model teori yang dalam banyak hal telah memperlihatkan kemampuan prediksinya secara analitik seperti pada perumusan dan penentuan sifat matriks L , nonlinearitas medium yang memunculkan solusi bimodal terhadap sifat-sifat optik atmosfer, dan munculnya kondisi kesetimbangan termodinamik yang dapat dicapai.

Saran

Sifatnya yang statis dan global menyebabkan model ini tak dapat digunakan untuk kebutuhan analisis dinamik dalam jangka pendek dan dalam lingkup lokal,

seperti halnya pada upaya prakiraan cuaca. Untuk hal yang terakhir ini perlu dikembangkan model yang menyertakan juga proses konveksi di dalam atmosfer, baik yang bersifat vertikal maupun horizontal. Namun demikian dalam perhitungan rata-rata posisi dan waktu, proses konveksi tetap dapat diharapkan memperbaiki hasil perhitungan model ini untuk lebih mendekati nilai yang diperoleh secara kuantitatif dengan nilai yang ditunjukkan oleh metoda GCM dan referensi standar.

Dilihat dari keperluan pemahaman mekanisme efek rumah kaca dan prediksi terjadinya pemanasan global, perlu diteliti hubungan antara nilai besaran optik atmosfer dengan dinamika konsentrasi dan distribusi dari berbagai jenis gas rumah kaca yang dapat diukur di lapangan. Hal ini sangat membantu di dalam upaya menentukan kebijakan politik guna menghindarkan kerusakan lingkungan dari akibat gas rumah kaca yang berlebihan.

DAFTAR PUSTAKA

- Levi B., 1993, *Are Manufactured Emissions of CO₂ Warming Our Climate? Di dalam, D. Halliday, R. Resnick, dan J. Walker, Fundamentals of Physics, 4th edition, John Wiley & Sons, Singapore.*

- Bony SK., Lau K.M., Sud Y.C., 1997, *Sea-surface temperature and large-scale circulation influences on tropical greenhouse effect and cloud radiative forcing*, J. Clim, 10: 2055-2077.
- Kitlcl C. & Kroemer H., 1980, *Thermal Physics*, 2nd edition, Freewan book Co, New York.
- Boeker E., dan Van Grondale R., 1995, *Environmental Physics*, John Wiley & Sons, Singapore.
- Lutgens F.K., dan Tarbuck E.J., 1992, *The Atmosphere*, 5th edition, Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey.
- Fu R., Liu W.T., Dickinson E.E., 1996, *Response of tropical clouds to the interannual variation of sea-surface temperature*, J. Clim, 9: 616-634.
- Hu Q., Randall D.A., 1994, *Low frequency oscillations in radiative-convective systems*, J., Atmos Sci., 51: 1089-1099.
- Ide, H.L. Treut, Li Z.X., & M. Ghil, 2001, *Atmospheric Radiative Equilibria. Part II: Bimodal solutions for Atmospheric Optical Properties*, Climate Dynamics, 18: 29-49.
- Lau KM., Sui CH., Chou MD., Tao WK., 1994, *An enquiry into the cirrus-cloud thermostat effect for tropical sea-surface temperature*, Geophys. Res. Latt. 21: 1157-1160.
- Pierrehumbert R.T., 1995, *Thermostat, radiator fins, and the local runaway greenhouse*, J. Atmos. Sci., 52: 1784-1860.
- Ramanathan V., Collins W., 1993, *A thermostat in the tropical*, Nature, 361: 410-411.
- Renno N.O., 1997, *Multiple equilibria in radiative-convective atmospheres*, Tellus, 49A: 423-438.
- Li Z.X., Ide K., Treut H.L., & Ghil M., 1997, *Atmospheric radiative Equilibria in a Simple Column Model*, Climate Dynamics, 13: 429-440