

B

PENGKAJIAN DAMPAK POLUSI UDARA TERHADAP LINGKUNGAN



**PUSLITBANG PENGETAHUAN ATMOSFER
KEDEPUTIAN BIDANG PENELITIAN MEDIA DIRGANTARA
LAPAN – BANDUNG**

**LAPORAN PROGRAM PENELITIAN
TAHUN 1999/2000**

Judul :

**PENGARUH KEKERUHAN ATMOSFER
TERHADAP KESETIMBANGAN
RADIASI MATAHARI DI BANDUNG**

**Oleh :
Ir. Tuti Budiwati, Meng.
Ir. Heri Haryanto
Komarudin
Husen**



**PUSLITBANG PENGETAHUAN ATMOSFER
KEDEPUTIAN BIDANG PENELITIAN MEDIA DIRGANTARA
LAPAN - BANDUNG**

PENGARUH KEKERUHAN ATMOSFER TERHADAP KESETIMBANGAN RADIASI MATAHARI DI BANDUNG

Tuti Budiwati, Heri Haryanto, Komarudin, Husen

ABSTRAK

Pengukuran intensitas radiasi matahari dengan sunphotometer model MS-120 pada panjang gelombang $\lambda=368, 500, 675, \text{ dan } 778 \text{ nm}$ pada hari cerah. Besar kecilnya kekeruhan atmosfer berperan dalam menaikkan atau menurunkan temperatur di dekat permukaan. Koefisien kekeruhan atmosfer di Bandung berkisar 0.25-1.20 selama musim kemarau Juni-Oktober dari 1996-1998. Perbedaan kekeruhan atmosfer pada tahun 1996 dan 1998 menyebabkan kenaikan temperatur di dekat permukaan bumi sebesar $0,49^\circ \text{ C}$.

Kata kunci: ketebalan optik, kekeruhan atmosfer, temperatur didekat permukaan

1. PENDAHULUAN

Peningkatan aerosol atmosfer oleh aktivitas manusia maupun secara alamiah akan mempengaruhi budget radiasi matahari, yaitu mempengaruhi intensitas radiasi matahari yang diterima di permukaan bumi. Menurut Ohta (1997)¹⁾ hasil analisa koefisien kekeruhan atmosfer secara global yang diperoleh di daerah perkotaan Jepang dari 1954 -1989 memperlihatkan kenaikan 0,028 telah menyebabkan penurunan rata-rata temperatur permukaan secara global sebesar $0,41^\circ \text{ C}$. Adapun peningkatan konsentrasi gas-gas rumah kaca seperti CO₂ dan methan menaikkan rata-rata temperatur permukaan secara global sebesar $0,45 \pm 0,15^\circ \text{ C}$ (IPCC, 1992)²⁾. Pengaruh aerosol atmosfer pada radiasi matahari sangat bergantung pada ukuran penyebaran, bentuk, konsentrasi, dan sifat-sifat optiknya. Menurut McCormick et-al (1995)³⁾ terjadinya letusan G. Pinatubo di Pilipina pada 15 Juni 1991 menimbulkan timbunan aerosol sebanyak 30Tg ($30 \times 10^{12} \text{ g}$). Pengaruh langsung dari

aerosol ada dua, yaitu: efek penghamburan dan absorpsi dari radiasi matahari. Pengaruh tidak langsung dari aerosol yaitu aerosol menyokong terbentuknya inti kondensasi yang mana penting untuk proses pembentukan awan. Sebagai campuran dapat mengubah dinamika dari lapisan boundary atmosfer (Barenblatt and Golitsyn, 1974)⁴⁾.

Menurut McCormick dan Ludwig (1967)⁵⁾ bahwa kenaikan aerosol atmosfer dapat menyebabkan kenaikan albedo, karena itu mendinginkan bumi. Dampak albedo tergantung pada ketebalan optik, sibat-sifat absorpsi aerosol, ukuran penyebaran dan indek refraksi. Akibat letusan G. Pinatubo pada Juni 1991 temperatur rata-rata global turun 0,5^o C di permukaan dan 0,6^o C di troposfer (Parker D. E. et-al, 1995)⁶⁾. Karena permasalahan di atas, efek perubahan iklim yang disebabkan oleh aerosol atmosfer cenderung memanaskan atau mendinginkan masih merupakan tanda tanya. Dengan mempelajari karakteristik radiasi dari molekul atmosfer, kelembaban udara, sifat-sifat optik dari aerosol seperti koefisien penghamburan, koefisien absorpsi, fungsi fase atau indek refraksi akan memberikan masukan mengenai parameter untuk model tranport radiasi, sebagai model untuk menentukan forcing radiasi karena aerosol. Pada penelitian ini akan diteliti pengaruh kekeruhan atmosfer terhadap kesetimbangan radiasi matahari, yaitu penyerapan radiasi matahari oleh lapisan aerosol atau dikarenakan oleh kekeruhan atmosfer.

2. Cara Pengukuran

Pengamatan intensitas radiasi dilakukan pada hari cerah di Jl. Dr. Djundjuna kota Bandung pada 6^o 53,836`S dan 107^o 35,206`T. Pengukuran intensitas radiasi matahari menggunakan sunphotometer model MS-120 pada panjang gelombang $\lambda=368, 500, 675,$ dan 778 nm pada jam 08.00 – 14.00 dari bulan Juni sampai Oktober dari 1996-1998. Hasil pengukuran ini selanjutnya dipergunakan untuk menghitung besarnya ketebalan optik karena pelemahan radiasi matahari oleh aerosol. Selain pengukuran intensitas radiasi dengan sunphotometer dilakukan pula pengamatan meteo untuk perhitungan dan analisa data karakteristik radiasi matahari oleh aerosol.

3. Metoda perhitungan data

Untuk menentukan koefisien kekeruhan atmosfer dan temperatur di daerah dekat permukaan yaitu pertama dilakukan perhitungan koefisien pelemahan yang selanjutnya dapat ditentukan ketebalan optik aerosol dan koefisien kekeruhan atmosfer. Tahap yang kedua

berdasarkan persamaan radiasi yang sampai ke bumi dan data liputan awan untuk menghitung albedo atmosfer selanjutnya dapat dihitung temperatur di dekat permukaan bumi.

3.1. Perhitungan ketebalan optik

Dari persamaan Instruction Manual Sunphotometer Model MS-120, 1990 berikut ⁷⁾, yaitu persamaan untuk mendapatkan koefisien pelemahan.

$$\tau_{m\lambda} = \frac{\ln\left(\frac{E_{0\lambda}}{E_{\lambda}S}\right)}{m} - \left(\frac{P}{P_0} \tau_{R\lambda} + \tau_{0\lambda}\right) \dots \dots \dots 1)$$

dimana

$\tau_{m\lambda}$ = koefisien pelemahan

$\tau_{R\lambda}$ = koefisien hamburan Rayleigh berturut-turut $\tau_{R\lambda}$ 368, 500, 675, dan 778 nm adalah 0,4945; 0,1391; 0,0410; 0,0231.

$\tau_{0\lambda}$ = koefisien absorpsi ozon berturut-turut λ 368, 500, 675, dan 778 nm adalah 0; 0,0114; 0,0144;

$E_{0\lambda}$ = faktor kalibrasi dari sertifikat EKO (mV)

E_{λ} = intensitas radiasi matahari pada panjang gelombang λ di permukaan dalam (mV)

P = tekanan pada saat pengukuran

P_0 = tekanan standard 1013,2 mbar

S = faktor koreksi jarak matahari-bumi

Maka dari persamaan 1 dapat ditentukan besarnya pelemahan (*extinction*) radiasi matahari oleh aerosol yang sampai di bumi, dan dapat dinyatakan sebagai ketebalan optik aerosol a_H (Singh R. et-al, 1992)⁸⁾.

3.2. Perhitungan koefisien kekeruhan atmosfer

Menurut Yamamoto et al (1968)⁹⁾ besarnya koefisien kekeruhan atmosfer dapat dihitung dengan menggunakan persamaan di bawah ini.

$$\tau_M(\lambda) = \beta / \lambda \dots \dots \dots 2)$$

dimana : $\tau_M(\lambda)$ = ketebalan optik pada panjang gelombang λ

β = koefisien kekeruhan

λ = panjang gelombang

Untuk melihat besarnya pengaruh albedo terhadap kesetimbangan radiasi matahari menggunakan model iklim sederhana dari kesetimbangan energi sistim atmosfer-bumi sebagai persamaan di bawah ini.

$$\pi R_e^2 \cdot S (1 - A) = 4 \pi R_e^2 \cdot L \dots\dots\dots 3)$$

dimana :

R_e = jari-jari bumi

S = solar constant

A = albedo atmosfer global yang sesungguhnya

L = outgoing longwave flux pada top atmosfer

Sedangkan albedo atmosfer global yang sesungguhnya A adalah :

$$A = n_c A_c + (1 - n_c) A_0 \dots\dots\dots 4)$$

dimana :

n_c = jumlah awan rata-rata

A_c = albedo awan rata-rata secara global

A_0 = albedo pada top atmosfer

Berdasarkan Robinson (1966)¹⁰⁾ dan Budyko (1969)¹¹⁾, $n_c = 0,5$ dan $A_c = 0,5$. Menurut Budyko (1969)¹³⁾, L dinyatakan secara empiris sebagai fungsi dari T_s , yaitu temperatur permukaan rata-rata global, sebagai

$$L = a + b T_s - (a_1 + b_1 T_s) n_c \dots\dots\dots 5)$$

dimana a, b, a_1, b_1 adalah konstanta numerik. L dinyatakan dalam kcal cm⁻² bulan⁻¹, $a = 14,0$; $b = 0,14$; $a_1 = 3,0$; $b_1 = 0,10$.

Dari persamaan 2), 3), 4) dan 5) dapat dihitung koefisien kekeruhan, albedo atmosfer dan temperatur permukaan. Perhitungan koefisien absorpsi dan total aerosol dilakukan pada panjang gelombang 500 nm, karena "solar irradiance" maksimum di daerah panjang gelombang sekitar 500 nm (Lenoble J. , 1993)¹²⁾.

4. Hasil dan Diskusi

Hasil pengamatan intensitas radiasi matahari yang diterima di permukaan bumi pada hari cerah akan dipergunakan dalam perhitungan ketebalan optik seperti pada persamaan 1. Selanjutnya dipergunakan untuk menghitung koefisien kekeruhan atmosfer berdasarkan persamaan β adalah $\tau_M(\lambda) = \beta / \lambda$, dimana $\tau_M(\lambda)$ adalah ketebalan optik yang disebabkan

oleh Mie scattering aerosol pada panjang gelombang λ , disini perhitungan ditekankan pada daerah panjang gelombang 500 nm di daerah visible. Pengamatan dilakukan dari 1996 sampai dengan 1998, dan didapatkan 20 data pada tahun 1996, 12 data pada tahun 1997 dan 35 data pengamatan pada tahun 1998.

Koefisien kekeruhan atmosfer (β) pada gambar 1 memperlihatkan perhitungan dari tahun 1996 sampai 1998 pada musim kemarau yaitu Juni-Oktober. Nilai koefisien kekeruhan atmosfer pada tahun 1996 dari Juni sampai September berkisar 0.25-1.20 dengan nilai rata-rata tahunan 0.461. Tahun 1997 dari Agustus sampai Oktober nilai koefisien kekeruhan atmosfer (β) adalah 0.30-0.70 dengan rata-rata tahunan 0.441. Sedangkan nilai pada tahun 1998 dari Juni sampai September berkisar 0.25-0.90 dengan rata-rata tahunan sebesar 0,446. Hasil perhitungan koefisien kekeruhan atmosfer di Bandung dalam 3 tahun cenderung berflutuasi. Hal ini tentunya erat kaitannya dengan sumber-sumber yang berperan dalam mempengaruhi kekeruhan atmosfer salah satunya yaitu SPM (Suspended Particulate Matter). Dari hasil pengamatan konsentrasi SPM di Jl. Cemara-Bandung (Badan Meteorologi dan Geofisika) seperti terlihat pada gambar 2 terdapat hubungan yang erat dengan kekeruhan atmosfer. Konsentrasi SPM pada tahun 1996 (Juni-September) berkisar $125 \mu\text{gr}/\text{m}^3$ dan turun pada tahun 1997 (Agustus-Oktober) dengan nilai kisaran $110 \mu\text{gr}/\text{m}^3$, pada tahun 1998 (Juni-September) konsentrasi SPM berkisar $100 \mu\text{gr}/\text{m}^3$ - $175 \mu\text{gr}/\text{m}^3$. Kenaikan konsentrasi SPM selalu meningkat pada musim kemarau dan turun pada musim penghujan. Pada bulan-bulan di musim kemarau Juni-September setiap tahun terlihat kenaikan konsentrasi yang disebabkan oleh partikel-partikel tanah yang berterbangan dari permukaan tanah yang kering, dan tentunya akan menaikkan nilai kekeruhan atmosfer pada musim tersebut dibandingkan musim penghujan, gambar 2 memperlihatkan adanya variasi musiman yang kuat tersebut. Konsentrasi SPM di Bandung dari tahun 1993 sampai 1999 terdapat kecenderungan menurun, bila konsentrasi SPM tahun 1993 dan 1994 tinggi dibandingkan tahun-tahun sesudahnya, hal ini kemungkinan ada pengaruh letusan G. Pinatubo (1991) di Filipina. Sesudah tahun tersebut konsentrasi SPM cenderung turun, dalam pengamatan kami kemungkinan naik-turunnya konsentrasi SPM karena aktivitas manusia dan partikel-partikel tanah., dan selanjutnya berperan dalam mempengaruhi koefisien kekeruhan atmosfer di Bandung.

Gambar 3 memperlihatkan ketebalan optik di daerah panjang gelombang 500 nm di Bandung adalah berkisar 0.52-2.40 dari pengamatan tahun 1996 – 1998. Menurut Ohta et al

(1997) dalam studi di Jepang di daerah lapisan boundary (2000 m) ketebalan optik pada panjang gelombang 500 nm adalah 0.108 tahun 1954 dan 0.164 tahun 1989. Sedangkan dari pengamatan yang didapatkan di Bandung tahun 1996 dan 1998 adalah 0.922 dan 0.892 secara berurutan. Hal ini diasumsikan bahwa Bandung mempunyai tingkat pencemaran oleh aerosol lebih besar bila dibandingkan dengan Jepang.

Bila aerosol di atmosfer meningkat, maka secara global akan mempengaruhi temperatur di permukaan bumi atau menyebabkan pendinginan secara global dikarenakan penghamburan radiasi matahari ke ruang angkasa. Berdasarkan perhitungan dampak albedo terhadap kesetimbangan radiasi matahari atau iklim, maka koefisien kekeruhan atmosfer rata-rata 0.461 pada tahun 1996 dan 0.446 pada tahun 1998 di Bandung. Perbedaan temperatur pada tahun 1996 dan 1998 karena kekeruhan atmosfer adalah 0.49°C (gambar 4). Dalam studi ini memperlihatkan adanya pemanasan karena penurunan koefisien kekeruhan atmosfer pada tahun 1998 dibandingkan tahun 1996. Adapun studi yang dilakukan oleh Otha et al (1997) menyatakan bahwa peningkatan koefisien kekeruhan atmosfer selama 35 tahun adalah 0.028 dan terdapat pendinginan 0.41°C .

Dampak pemanasan atau pendinginan pada permukaan bumi karena aerosol sangat erat kaitannya dengan peranan albedo, yaitu albedo berpotensi kuat dalam mempengaruhi kesetimbangan radiasi matahari melalui penyerapan energi matahari atau indek refraksinya. Dalam gambar 5 memperlihatkan pola yang berlawanan antara albedo dan temperatur, demikian pula temperatur dan kekeruhan atmosfer. Hubungan albedo atmosfer dengan kekeruhan atmosfer dan temperatur bisa dilihat jelas pada gambar 6 a, b, c. Dalam studi ini kami melihat hubungan cukup kuat antara albedo dengan temperatur yaitu albedo besar maka temperatur di daerah dekat permukaan kecil. Sedangkan kekeruhan atmosfer berkorelasi positif yaitu nilai kekeruhan atmosfer yang besar maka nilai albedo besar pula. Adapun hubungan kekeruhan atmosfer dengan temperatur adalah temperatur semakin besar bila nilai kekeruhan atmosfer kecil.

5. Kesimpulan

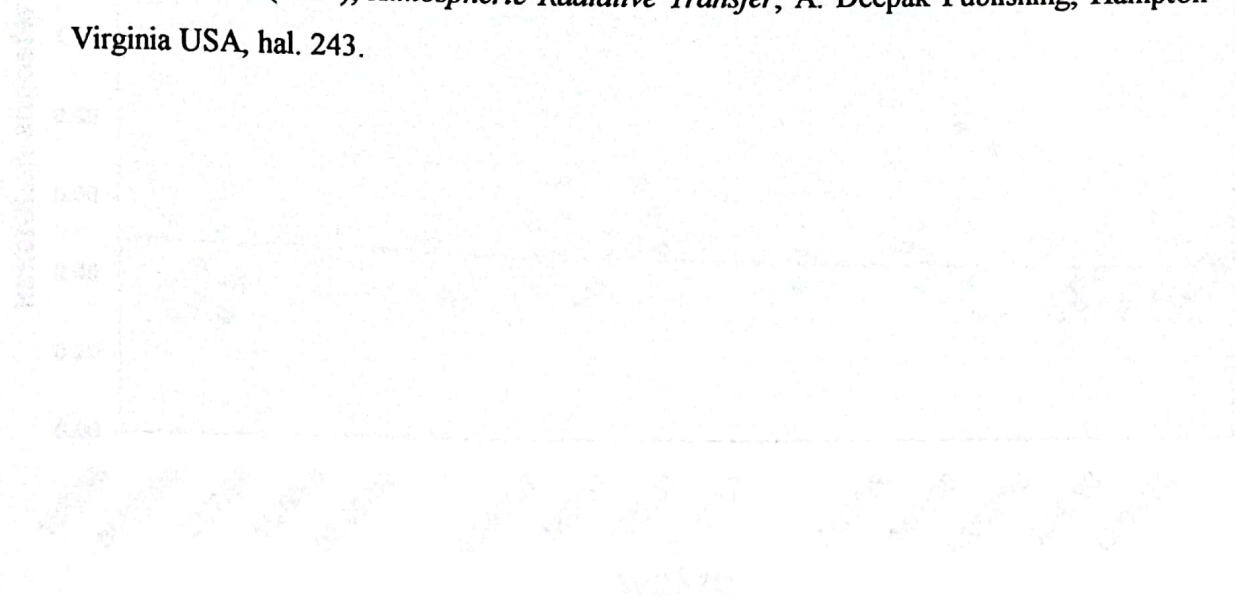
- Variasi koefisien kekeruhan atmosfer bervariasi sama seperti sumber yang mempengaruhinya yaitu konsentrasi SPM yang tinggi pada musim kemarau berdampak pada kekeruhan atmosfer di Bandung, variasi yang kuat karena pengaruh partikel-partikel tanah dan aktivitas manusia.

- Koefisien kekeruhan atmosfer pada periode musim kemarau 1996 sampai 1998 berkisar 0.25 – 1.20 dengan rata-rata tahunan berkisar 0.441 - 0.461.
- Perbedaan kekeruhan atmosfer tahun 1996 sampai 1998 pada nilai 0.461 dan 0.446 adalah 0.49°C yaitu terjadi pemanasan sebesar 0.49°C di daerah dekat permukaan bumi.
- Kekeruhan atmosfer sebagai indikasi jumlah aerosol di atmosfer berperan dalam menurunkan temperatur di permukaan bumi.

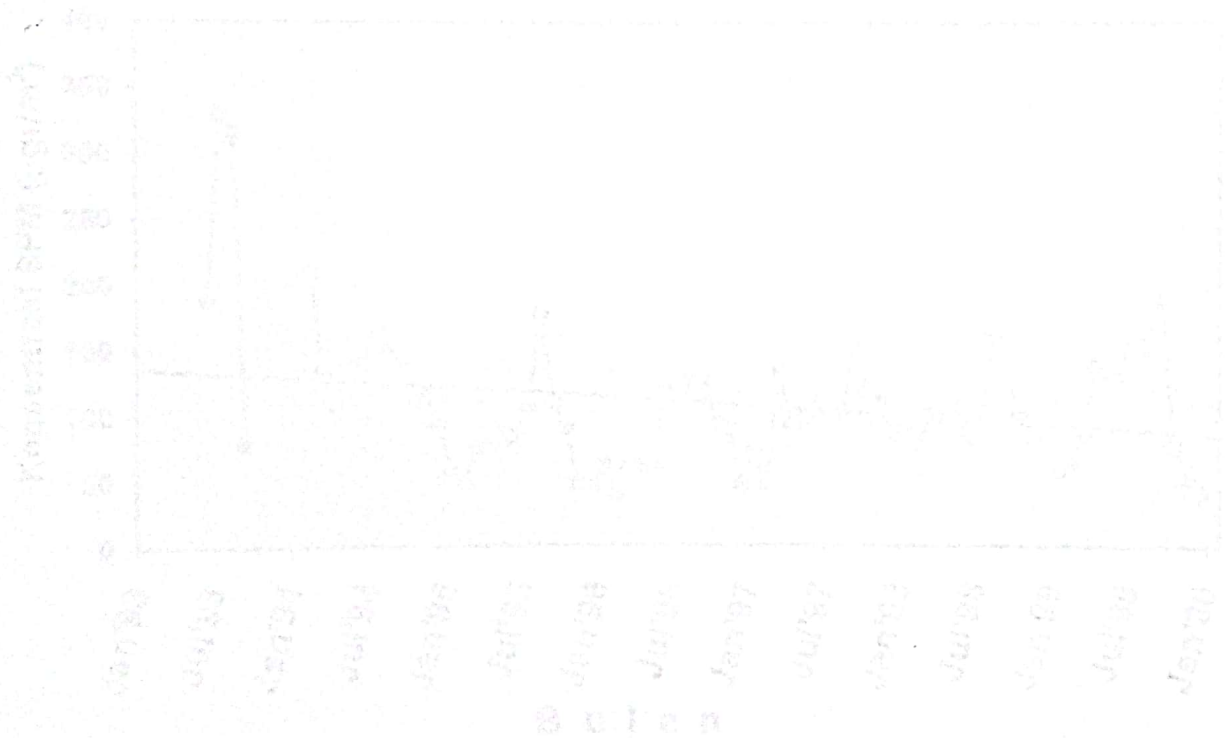
Kepustakaan:

1. Ohta S., Murao N., Yamagata S., Fukasawa T., Hasegawa S., dan Arao K., (1997), *Variation in Atmospheric Turbidity in The Area Around Japan*, Journal of Global Environment Engineering, Environ. , Vol. 3, pp. 9-21.
2. IPCC, (1992), *Climate Change 1992, The Supplemental Report to The IPCC Scientific Assessment*, Cambridge University Press, p.200.
3. McCormick M. P., Thomason L. W., dan Trepte C.R. (1995), *Atmospheric effects of the Mt Pinatubo Eruption*, Nature, Vol. 373, pp. 399-404.
4. Barenblatt G.I., dan Golitsyn G.S. (1974) *Local Structure of Mature Dust Storms*, J. Atmos. Sci., Vol. 34, pp.1917-1933.
5. McCormick dan Ludwig (1967), *Climate modification by Atmospheric Aerosols*, Science, 156, 1358-1359.
6. Parker D. E. , Wilson H., Jones P. D., Christy J. R., dan Polland C. K. (1995), *The Impact of Mount Pinatubo on Worldwide Temperatures*, International Journal of Climatology.
7. Instruction Manual Sunphotometer Model MS-110 (Automatic Type) 1993, Eko Instruments Trading Co., Ltd., Tokyo-Japan.
8. Singh R. , Pasricha P.K., Sharma M.C., dan Srivastava B.N. (1992), *Multi Wavelength Measurement of Atmospheric Turbidity and Determination of The Fluctuations in Total Ozone Over Antarctica* , Atmospheric Environment Vol. 26A, No.4, pp. 525- 530.
9. Yamamoto, G., Tanaka, M. dan Arao, K., (1968), *Hemispherical distribution of turbidity coefficient as estimated from direct solar radiation measurements*, J. Meteor. Soc. Japan, vol. 46, pp. 287-300.
10. Robinson, G.D., (1966), *Solar Radiation* , Amsterdam, Elsevir, p.347.

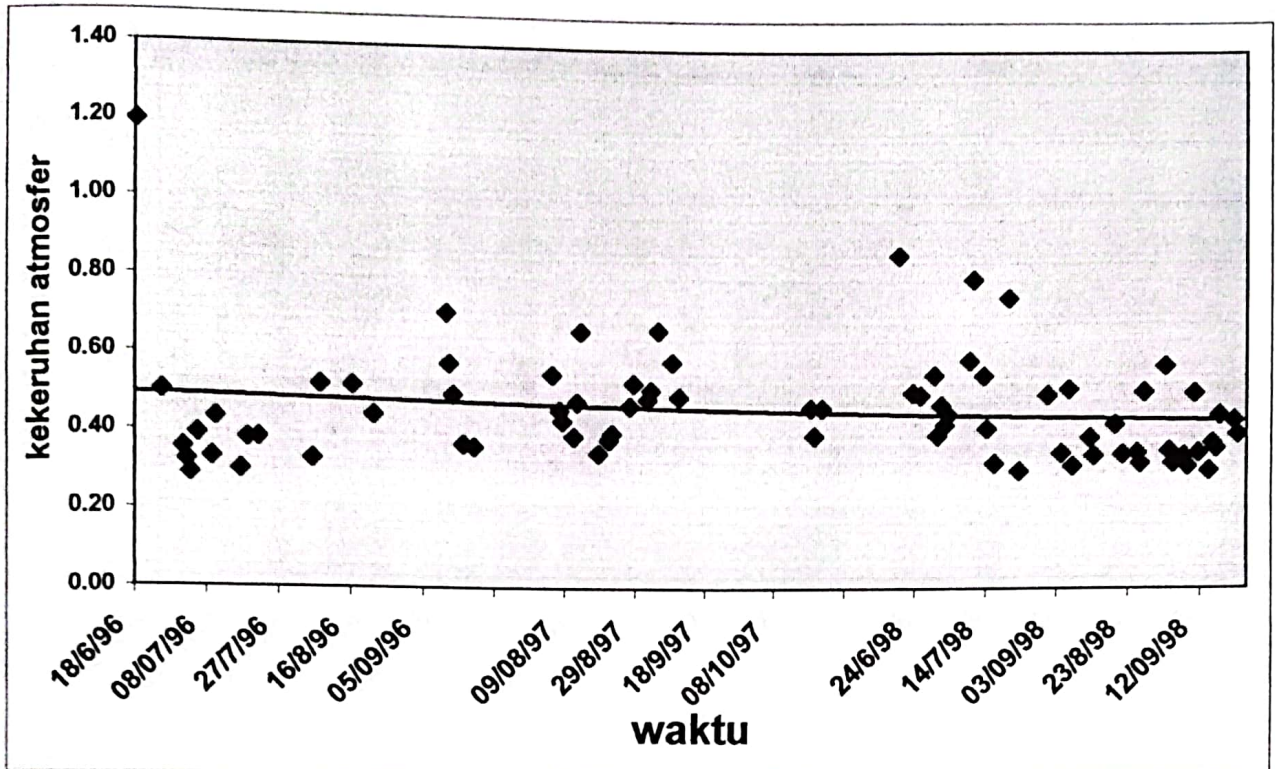
11. Budyko, M.I., (1969), *The effect of solar radiation variations on the climate of the earth*, Tellus, Vol. 21, pp.611-619.
12. Lenoble J. (1993), *Atmospheric Radiative Transfer*, A. Deepak Publishing, Hampton-Virginia USA, hal. 243.



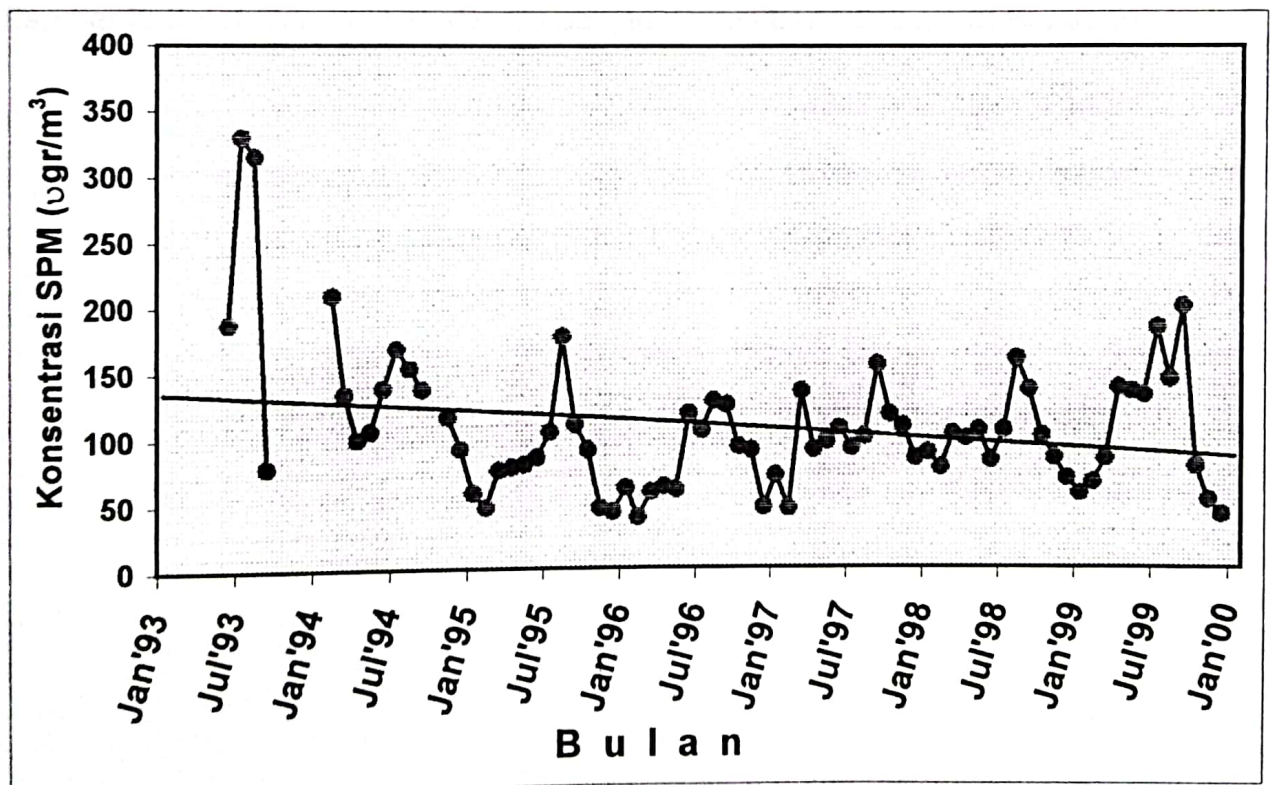
Gambar 1. Konsentrasi Hujan (mm) di Bandung



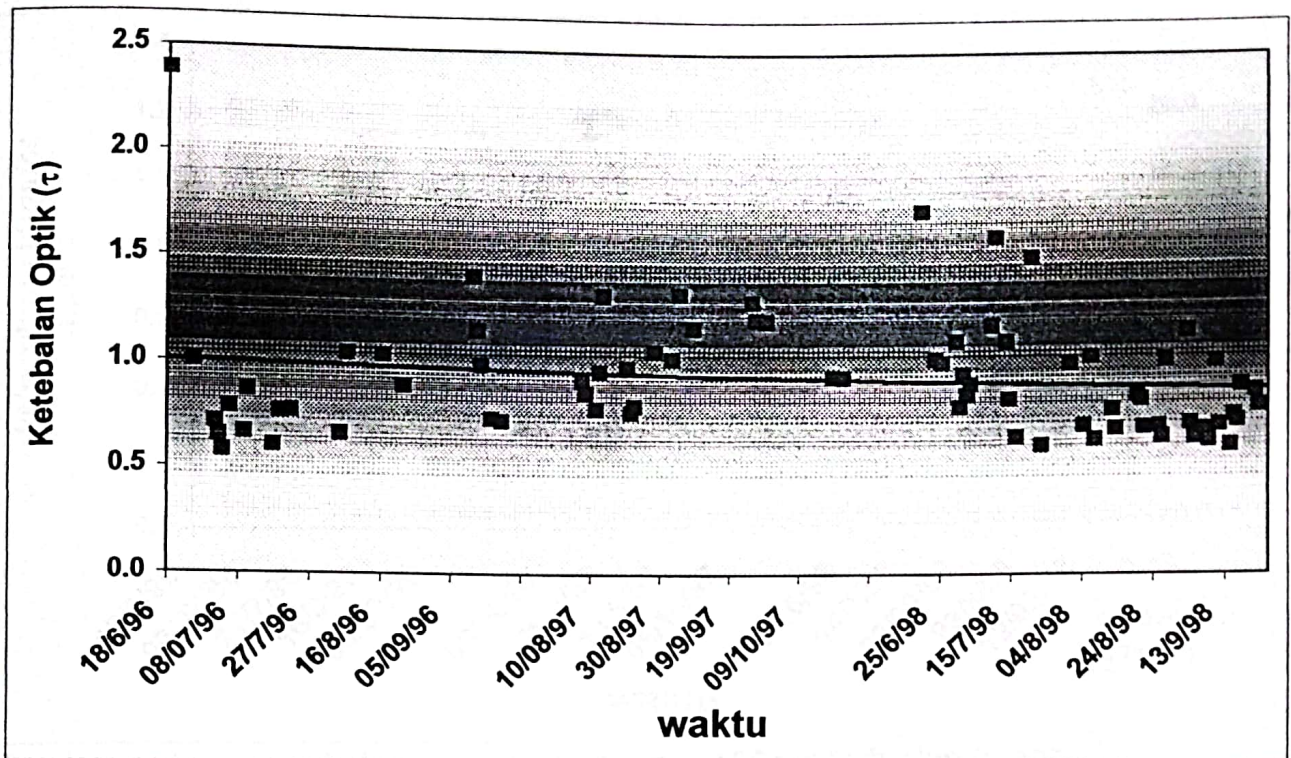
Gambar 2. Konsentrasi SPM (Suspended Particulate Matter) di Bandung



Gambar 1 : Koefisien kekeruhan atmosfer (β) ($\lambda=500\text{nm}$) di Bandung



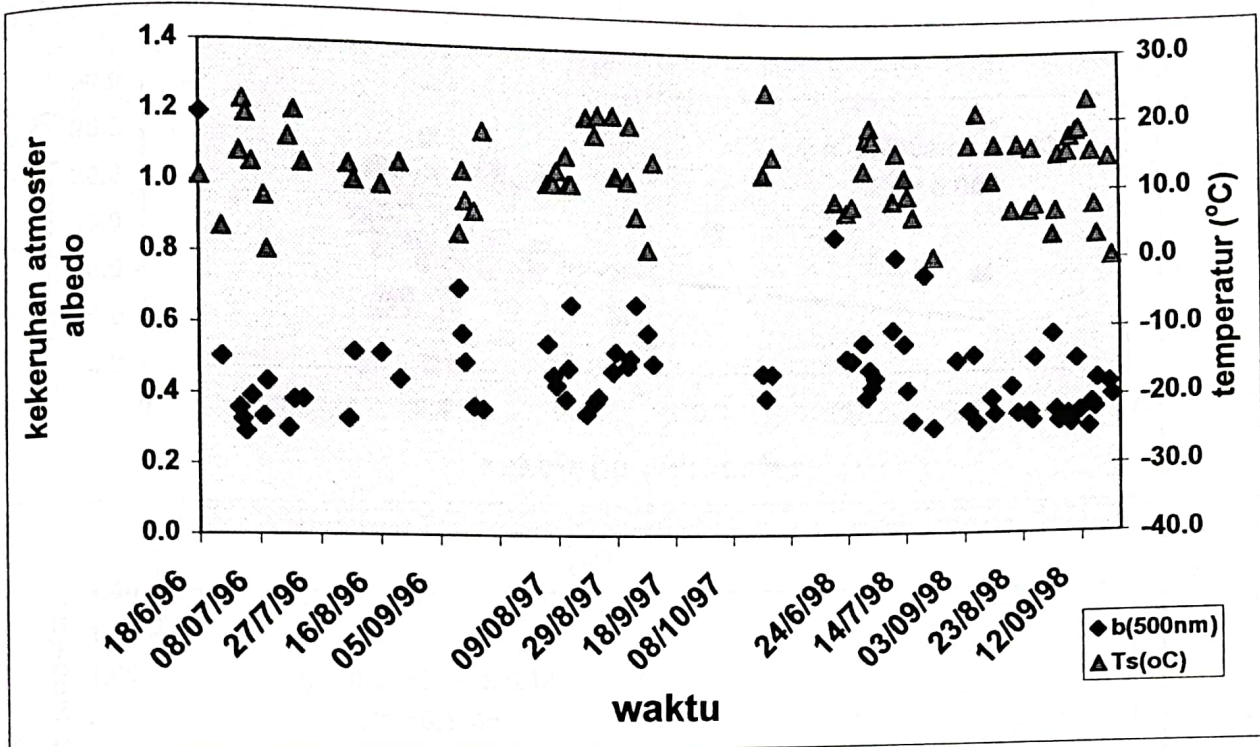
Gambar 2 : Konsentrasi SPM (Suspended Particulate Matter) di Jl. Cemara (BMG) Bandung



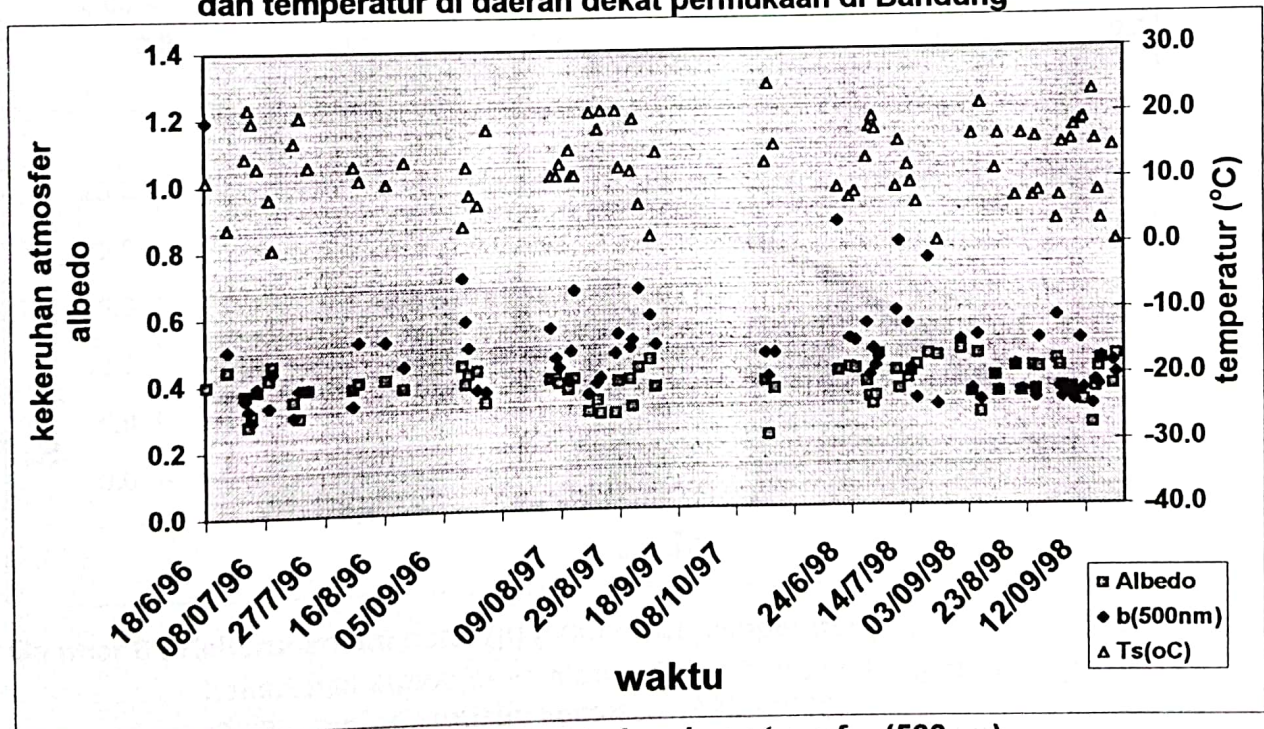
Gambar 3: Ketebalan optik di daerah panjang gelombang 500 nm di Bandung



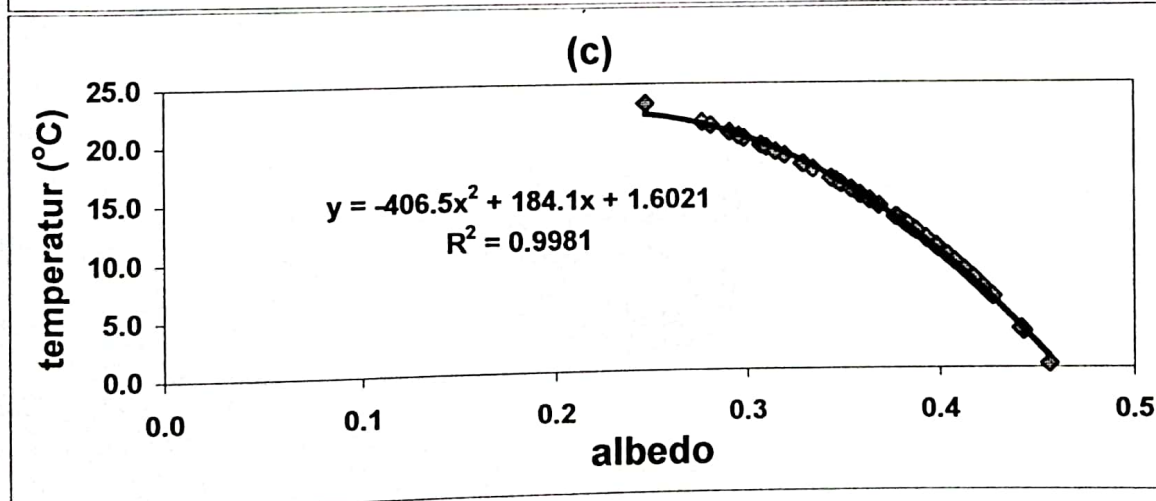
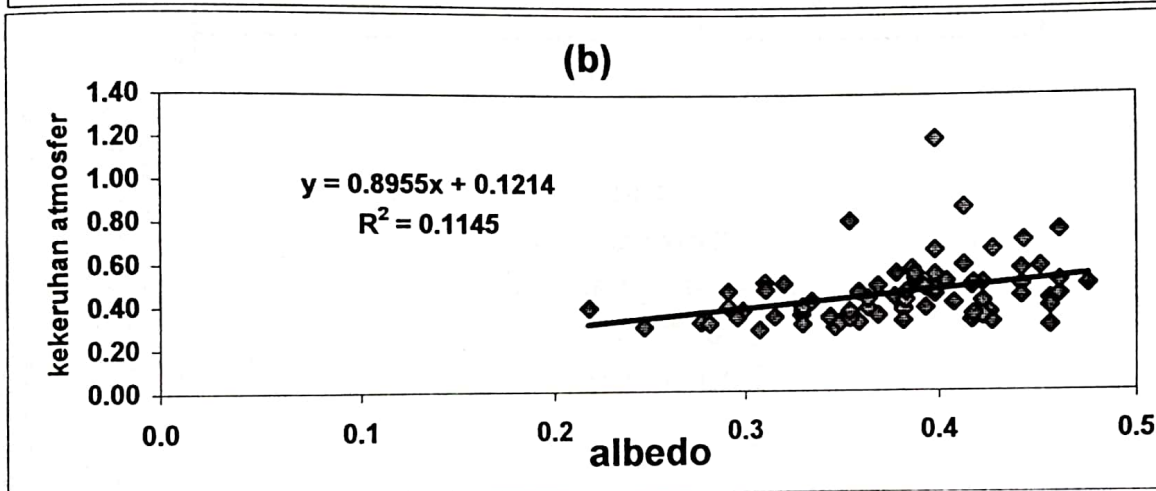
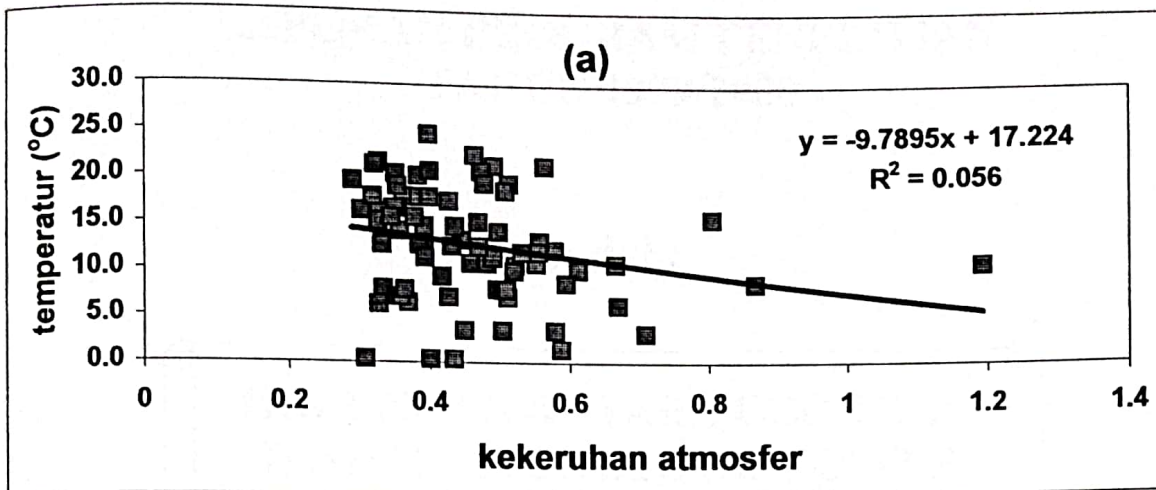
Gambar 5: Perbedaan anomali, koefisien ketebalan optik, dan temperatur di daerah panjang gelombang 500 nm di Bandung



Gambar 4 : Pengaruh kekeraan atmosfer pada 500 nm terhadap temperatur dalam periode musim kemarau 1996-1998. Disini digambarkan dalam koefisien kekeraan atmosfer (β) dan temperatur di daerah dekat permukaan di Bandung



Gambar 5 : Albedo atmosfer, koefisien kekeraan atmosfer (500nm), dan temperatur di daerah dekat permukaan di Bandung



Gambar 6 : Kekерuhan atmosfer (β) (500nm) vs temperatur (a);
kekeruhan atmosfer vs albedo (b); albedo vs temperatur (c);
dalam periode musim kemarau 1996 - 1998.