

AEROSOL BACKGROUND LAPISAN STRATOSFER DI ATAS BANDUNG (6°54' LS 107°35' BT) BERDASARKAN PENELITIAN TAHUN 1997-2000 MENGGUNAKAN RAMAN LIDAR

Salpul Hamdi, Sri Kaloka, Iis Soflati, Aff Budiyono
Peneliti Pufat Satklm, LAPAN

ABSTRACT

Aerosol background observation over Bandung (6°54' S 107°35' E) using LIDAR has being done since 1997 as a part of global LIDAR network coordinated by Japan. The 5 years data shows that the Integrated Backscattering Coefficient at altitude 18-35 km is very small, in the order of 10^{-6} sr⁻¹. It is 1/100 times compared to IBC over Japan 4 years after Pinatubo eruption. The altitude of IBC weight is relatively stable, in the range of 20-25 km.

ABSTRAK

Pengamatan *aerosol background* di atas Bandung (6°54' LS, 107°35' BT) Indonesia menggunakan LIDAR telah dilakukan sejak tahun 1997 sebagai bagian dari jaringan LIDAR dunia yang dimotori oleh Negara Jepang. Data yang diperoleh selama 5 tahun menunjukkan bahwa *Integrated Backscattering Coefficient* aerosol pada ketinggian 18-35 km sangatlah kecil yaitu pada besaran 10^{-6} sr⁻¹. Nilai ini jauh lebih kecil dibandingkan dengan pengamatan yang dilakukan di Jepang 4 tahun setelah terjadinya letusan Gunung Pinatubo, yaitu dalam besaran 10^{-4} sr⁻¹, atau kira-kira 1/100 kali. Ketinggian IBC pada lapisan tersebut relatif stabil yaitu berkisar antara 20-25 km.

Kata kunci: *Aerosol, LIDAR, Stratosfer*

1 PENDAHULUAN

Aerosol merupakan campuran dari partikel cair padat yang tersuspensi ke dalam medium gas. Secara umum, ukuran partikel aerosol adalah dalam kisaran 0,001-100 μ m. Apabila konsentrasi partikel cukup tinggi sehingga kerapatan aerosol tersebut lebih dari 1% dari pada konsentrasi gas itu sendiri maka campuran tersebut dapat dianggap sebagai awan, dan memiliki sifat-sifat fisik yang berbeda dengan cairan aerosol pada umumnya.

Jenis aerosol merupakan parameter yang penting untuk dikaji karena efek aerosol terhadap iklim berbeda-beda antara satu tipe dengan tipe lainnya. Beberapa jenis aerosol yang berperanan langsung terhadap iklim adalah debu, karbon, sulfat, dan garam laut yang masing-masing memperlihatkan ukuran dan kemampuan daya serap yang berbeda-beda. Dalam hal ukuran, partikel debu relatif lebih besar dan berperan penting terutama dalam menyerap radiasi gelombang pendek, sedangkan partikel sulfat memiliki ukuran yang lebih kecil dan daya serapnya juga relatif lebih kecil.

Aerosol atmosfer dapat terbentuk oleh tiupan angin pada daerah-daerah yang berdebu, atau melalui penguapan (evaporasi) *sea-spray*, ataupun melalui konversi dari beberapa gas yang dikeluarkan oleh tumbuh-tumbuhan menjadi partikel-partikel yang lebih halus. Gunung berapi dapat mengeluarkan sejumlah besar gas-gas dan partikel ke stratosfer. Pertanian, perkebunan, dan industri-industri yang dikerjakan oleh manusia memperbanyak jumlah aerosol di atmosfer, misalnya melalui proses-proses mekanis, atau melalui pembakaran hutan (baik yang bertujuan untuk membuka lahan pertanian baru maupun kebakaran hutan yang tidak disengaja).

Di lapisan troposfer bawah, aerosol mampu bertahan beberapa hari dan tidak dapat berpindah ke tempat yang jauh. Dalam hal ini, dampak aerosol akan terasa paling besar di daerah yang dekat dengan sumber aerosol tersebut. Hal sebaliknya terjadi di daerah stratosfer atas, aerosol mampu bertahan lebih lama, dan dapat berpindah ke daerah yang jauh (*remote area*) mengikuti sirkulasi global.

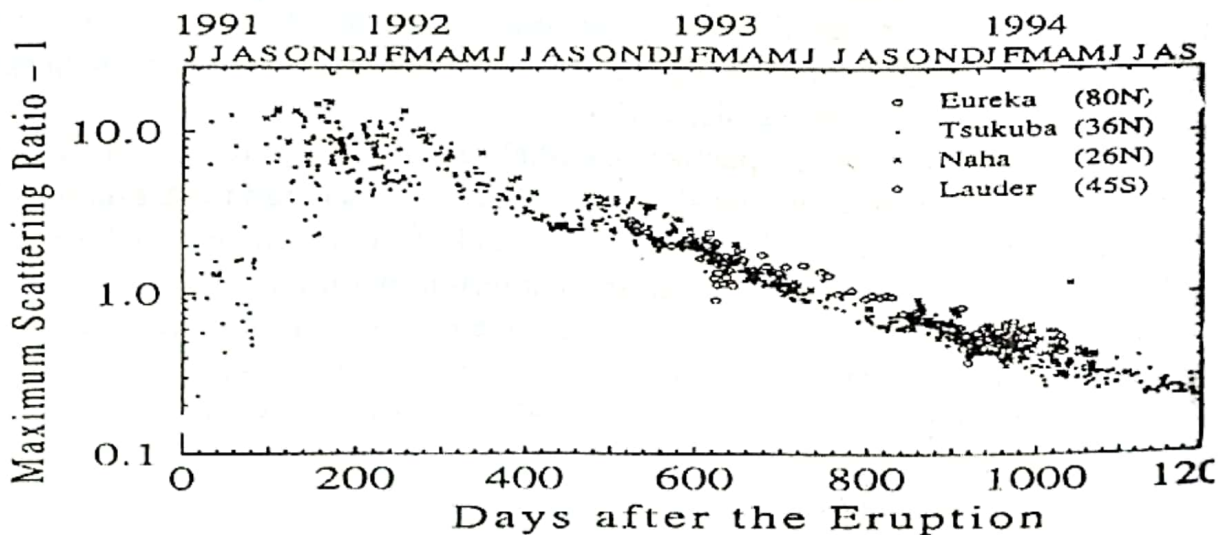
Partikel aerosol mempengaruhi kesetimbangan radiasi bumi secara tidak langsung dengan memodifikasi sifat-sifat awan melalui proses mikrofisika dan berlaku sebagai inti kondensasi awan (Twomey, 1977a; Albrecht, 1989; Charlson *et al.*, 1992), dan dengan mengubah konsentrasi gas-gas radiatif yang penting seperti uap air (Twomey, 1991). Juga memainkan peranan penting dalam siklus biogeokimia material-material bumi dengan menyediakan media untuk beberapa variasi reaksi multifase dan reaksi heterogen (Ravishankara, 1997) dan menjadi pembawa beberapa spesies kimia (Prospero & Savoie, 1983).

Efek tak langsung partikel-partikel aerosol terjadi ketika aerosol bertindak sebagai inti kondensasi awan. Adanya aerosol pada inti kondensasi awan menyebabkan awan bersifat lebih reflektif sehingga waktu hidupnya lebih lama. Pembentukan tetes awan memerlukan dua hal, yaitu keadaan supersaturasi dan inti kondensasi. Perhitungan secara detil mikrofisika awan memerlukan pemahaman yang lebih mengenai proses-proses dinamis yang memindahkan uap air di atmosfer dan mekanisme-mekanisme fisika yang di dalamnya termasuk hal-hal yang berkaitan dengan pembentukan dan pertumbuhan partikel awan, serta pemanasan dan pendinginan oleh radiasi infra merah matahari.

Salah satu aspek penting di dalam penelitian aerosol adalah sifat-sifat optis aerosol (*aerosol optical properties*) yang erat kaitannya dengan *visibility* (kekeruhan) dan *radiative forcing*. Kedua aspek tersebut bergantung pada sejumlah faktor termasuk di dalamnya adalah distribusi ukuran, komposisi kimia, dan kelembaban relatif.

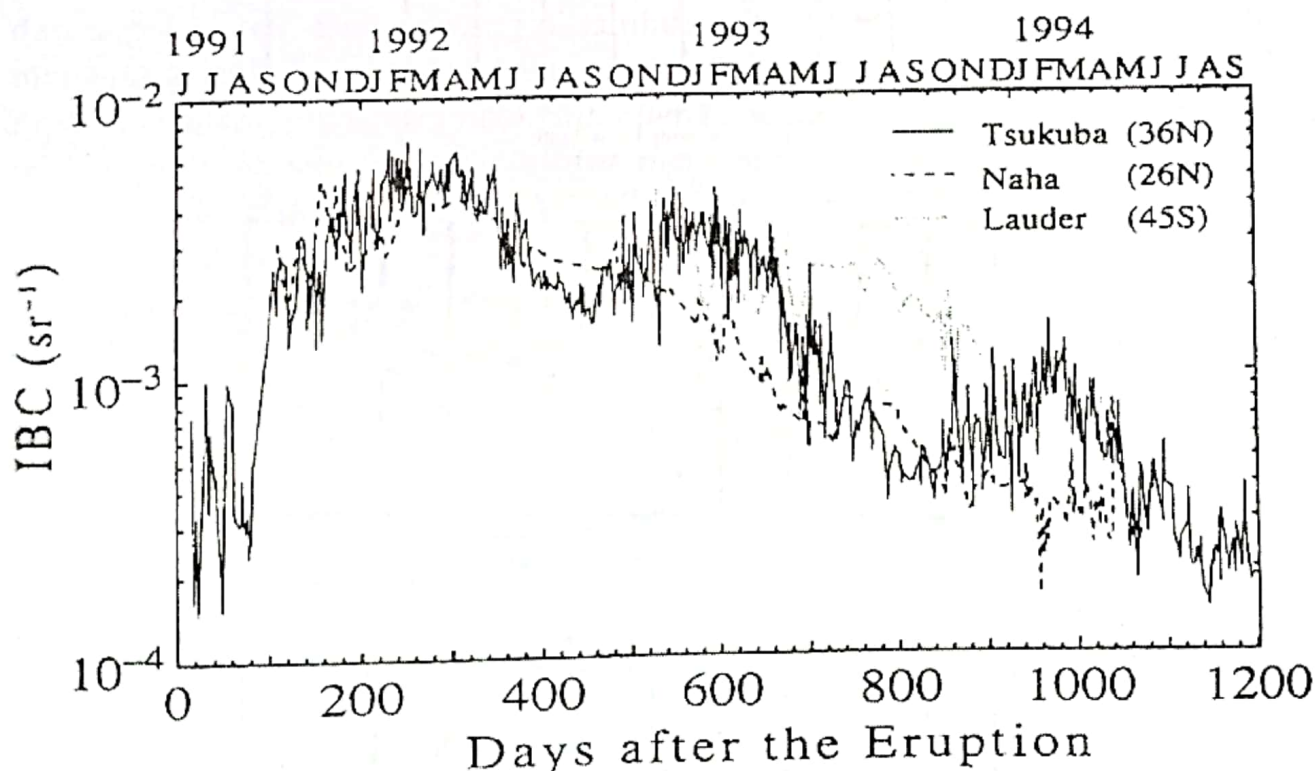
Naiknya aerosol dari tingkat permukaan ke tingkat yang lebih tinggi dapat terjadi mengikuti proses konveksi yaitu gerakan atmosfer dalam arah vertikal (*updraft*). Karena pemanasan bumi oleh radiasi matahari maka butiran-butiran udara yang ada di atmosfer menjadi panas (disebut *thermal*) sehingga butiran udara tersebut naik ke tempat yang lebih tinggi. Seiring dengan kenaikan ketinggian tersebut maka butir-butir udara melepaskan panas laten dan berangsur-angsur menjadi lebih dingin. Karena bercampur dengan udara sekelilingnya melalui proses tumbukan (*collision*) maka ukuran butiran udara tersebut akhirnya menjadi semakin besar bersamaan dengan menghilangnya daya angkat (*buoyancy*).

Butiran-butiran udara bisa diidentikkan dengan *parcel* (paket-paket) udara yang dapat naik secara alami jika suhu butiran udara di dalam *parcel* tersebut lebih hangat dari pada udara sekelilingnya. Oleh karena itu, pada saat suhu udara sekitar lebih dingin dari pada suhu udara *parcel*, sedangkan permukaan bumi bersuhu lebih hangat, maka *thermal* dapat terangkat ke tempat yang sangat tinggi sebelum kehilangan daya angkatnya. Peristiwa pengangkatan udara dengan proses konveksi tersebut akan menghasilkan awan konvektif yang berperan penting dalam pendistribusian kembali aerosol di troposfer melalui mekanisme pemompaan awan panas yang mentransportasikan partikel aerosol dan gas-gas dari *boundary layer* ke troposfer menengah dan troposfer atas. Karena sebagian besar partikel aerosol di troposfer atas mempunyai waktu tinggal yang lebih lama dibandingkan dengan partikel aerosol di *boundary layer* maka pengangkutannya akan mengubah sifat fisika dan kimia atmosfer secara umum.



Gambar 1-1: Scattering ratio-1 di beberapa lokasi pengamatan yang disebabkan oleh Aerosol Pinatubo (sumber: EPIC, 1995).

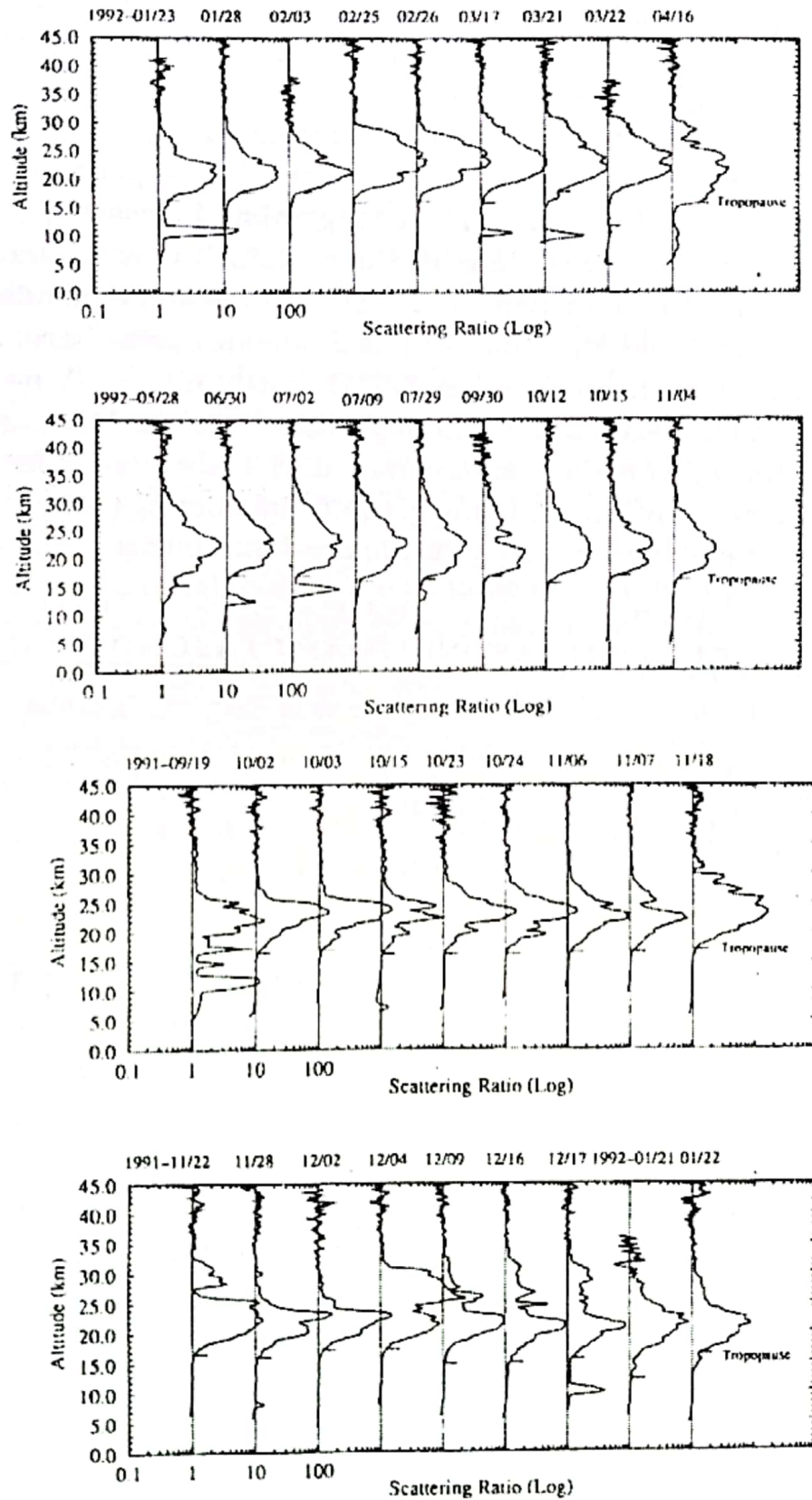
Penelitian mendalam mengenai aerosol pernah dilakukan berkaitan dengan letusan Gunung Pinatubo di Philipina pada tahun 1991 oleh banyak peneliti di seluruh belahan dunia, di antaranya adalah yang tergabung di dalam EPIC Project (*Effects on Pinatubo Eruptions on Climate*), dan dimotori oleh negara Jepang. Dalam proyeknya, EPIC menempatkan beberapa peralatan LIDAR yang membentang dari Kutub Utara hingga Kutub Selatan. Salah satu hasil yang diperoleh dari proyek EPIC ini adalah diperolehnya rasio hamburan balik (*scattering ratio*) yang disebabkan oleh aerosol Pinatubo selama kurun waktu beberapa tahun di beberapa lokasi pengamatan seperti yang ditunjukkan pada Gambar 1-1. Pada gambar tersebut, pengamatan dimulai pada bulan Juni 1991 dan berakhir pada bulan September 1994. Tahun pengamatan dituliskan pada baris pertama sumbu mendatar bagian atas, sedangkan huruf awal tiap-tiap bulan dituliskan pada baris kedua. Hal yang sama berlaku juga untuk Gambar 1-2. Bintik-bintik grafik pada Gambar 1-1 merupakan nilai *maximum scattering ratio-1* (R_{max-1}) atau *maximum optical mixing ratio of aerosol*, dan diamati dari ketinggian beberapa ratus meter di atas permukaan hingga ketinggian 40 km. Ketinggian R_{max-1} dapat berubah-ubah terhadap waktu mengikuti *updraft* maupun sirkulasi lainnya.



Gambar 1-2: *Integrated Backscattering Coefficient* (IBC) di beberapa lokasi pengamatan EPIC yang berasal dari aerosol Pinatubo (Uchino, 1995)

Pada periode tersebut LAPAN belum terlibat dalam penelitian aerosol stratosfer sehingga belum diketahui kontribusi aerosol Pinatubo terhadap atmosfer di atas Indonesia. *Integrated Backscattering Coefficient* (IBC) yang diamati selama proyek EPIC tersebut ditunjukkan pada Gambar 1-2 untuk memberikan gambaran mengenai pengaruh langsung keberadaan aerosol di

stratosfer dalam jumlah yang besar dan untuk mendapatkan gambaran yang lebih jelas mengenai keberadaan aerosol Pinatubo ini, maka ditampilkan juga distribusi vertikal *scattering ratio* dari beberapa data pengamatan yang berasal dari proyek EPIC tersebut, seperti yang terlihat pada Gambar 1-3.



Gambar 1-3: Distribusi vertikal *scattering ratio* yang berasal dari aerosol Pinatubo (Nagai et. al., 1993)

Makalah ini membahas pengamatan *aerosol background* lapisan stratosfer yang dilakukan di Pusat Pemanfaatan Sains Atmosfer dan Iklim LAPAN Bandung sebagai bagian dari *EPIC (Effects on Pinatubo Eruptions on Climate) Project*.

2 DATA DAN PENGOLAHANNYA

Untuk mengamati *aerosol background* digunakan peralatan LIDAR (*Light Detect and Ranging*) yang memanfaatkan cahaya laser sebagai media untuk mendapatkan informasi aerosol. Cahaya laser dibangkitkan oleh pembangkit laser NdYAG pada frekuensi 10 pancaran per detik dan dihasilkan 3 panjang gelombang, yaitu *fundamental wavelength*, *second harmonic generation*, dan *third harmonic generation*. Di dalam pengamatan sinar laser yang digunakan adalah *second harmonic generation* (SHG) yang memiliki panjang gelombang 532 nm. Sinar/berkas laser diarahkan ke atas secara tegak lurus menggunakan cermin pembelok. Di udara, berkas laser akan berinteraksi dengan komponen-komponen penyusun udara misalnya aerosol, uap air, ozon, nitrogen, dan lain-lain, sehingga mengalami proses-proses fisika di antaranya adalah penghamburan balik atau *backscattering* dan depolarisasi. Berkas yang dihamburkan ini kemudian dikumpulkan menggunakan teleskop dan selanjutnya diubah menjadi berkas elektron dan diperkuat menggunakan *Photo Multiplier Tube* atau PMT. Berkas elektron yang telah diperkuat selanjutnya dihitung menggunakan sistem *photon counter* dan diarahkan ke dalam *transient recorder* untuk kemudian diolah menggunakan personal komputer.

Pengamatan dilakukan sejak bulan April 1997 sampai dengan bulan Juli 2000. Pengamatan dilakukan pada malam hari saat cuaca cerah tak berawan, umumnya dimulai pada pukul 21:00 hingga 04:30 keesokan harinya. Pada saat cuaca berawan, baik sebagian maupun keseluruhan, pengamatan tidak dapat dilakukan dan menunggu hingga cuaca memungkinkan. Dengan frekuensi 10 pancaran sinar laser per detik maka dihitung jumlah rata-rata di dalam 1 menit sebagai satu buah data dan diulang untuk 60 menit. Pengolahan dapat dilakukan untuk rata-rata pengamatan selama satu malam, ataupun untuk rata-rata di dalam 1 jam pengamatan, bergantung dari analisis yang dilakukan.

Prinsip-prinsip perhitungan LIDAR diungkapkan melalui persamaan LIDAR (e.g. Measures, 1992). Sinyal echo LIDAR $P(z)$ dari ketinggian z ke $z+\Delta z$ diungkapkan dalam persamaan (2-1).

$$P(z) = K \frac{\beta_b(z)}{z^2} \Delta z \cdot \exp\left(-2 \int_0^z (\sigma_i(z') + \sigma_b(z')) dz'\right) \dots\dots\dots (2-1)$$

K merupakan konstanta, yang didalamnya termasuk faktor-faktor seperti energi keluaran laser, luas permukaan teleskop penerima, transmisi

optis sistem teleskop pada setiap panjang gelombang, efisiensi *Photo Multiplier Tube*, *beam overlap factor*, dan penguatan total rangkaian elektronik. $\beta_b(z)$ adalah koefisien *backscattering* untuk hamburan Rayleigh dan Mie, $\sigma_t(z)$ adalah koefisien ekstingsi (pelemahan) untuk berkas laser yang dipancarkan pada ketinggian z , dan $\sigma_b(z)$ adalah koefisien ekstingsi untuk berkas laser yang dihamburbalikkan pada ketinggian z .

Untuk hamburan Mie (*Mie scattering*), persamaan LIDAR dapat diungkapkan seperti di dalam persamaan (2-2) sebagai berikut.

$$P(z) = K \frac{\beta_m + \beta_a}{z^2} \exp\left(-2 \int_{z_0}^z (\sigma_m(z') + \sigma_a(z')) dz'\right) \dots\dots\dots (2-2)$$

β_a dan β_m masing-masing adalah koefisien hamburan balik (*backscattering*) partikel-partikel aerosol dan molekul udara. σ_a dan σ_m masing-masing adalah koefisien ekstingsi atmosfer untuk partikel aerosol dan molekul-molekul udara. Rasio hamburan balik (*backscattering ratio, R*) dihitung dengan menggunakan prosedur normalisasi (e.g. Russell et al., 1979) yang diungkapkan dengan persamaan (2-3) berikut ini.

$$R(z) = \frac{\beta_m(z) + \beta_a(z)}{\beta_m(z)} = 1 + \frac{\beta_a(z)}{\beta_m(z)} \dots\dots\dots (2-3)$$

Normalisasi ini dilakukan pada ketinggian antara 28 dan 30 km untuk $R=1$ dengan mengasumsikan tidak adanya partikel aerosol pada daerah ketinggian tersebut. *Backscattering* atau hamburan balik berkaitan secara tidak langsung dengan jumlah/kepadatan partikel-partikel yang memantulkan sinar laser, dan selanjutnya menentukan *optical path* atmosfer.

Kemudian, untuk memperkirakan bentuk partikel yang dikaitkan dengan ketidakbulatannya maka dilakukan perhitungan rasio depolarisasi (*depolarization ratio*). Dengan mempertimbangkan suhu dan tekanan lingkungan sekitar, maka rasio depolarisasi ini dapat digunakan untuk memperkirakan fase partikel pemantul, apakah partikel tersebut berada dalam fase cair maupun padat. Rasio depolarisasi didefinisikan sebagai perbandingan antara komponen *cross-polarized* terhadap komponen *co-polarized* dari berkas laser yang dipantulbalikkan. Rasio depolarisasi total (δ) berasal dari depolarisasi yang disebabkan oleh molekul udara dan partikel aerosol di atmosfer, dan dihitung dari komponen polarisasi linier sinyal-sinyal yang dipantulbalikkan terhadap polarisasi bidang cahaya laser yang dipancarkan. Rasio depolarisasi total dihitung berdasarkan persamaan (2-4) berikut ini.

$$\delta(z) \equiv \frac{\beta_{a,\perp}(z) + \beta_{m,\perp}(z)}{\beta_{a,\parallel}(z) + \beta_{m,\parallel}(z) + \beta_{a,\perp}(z) + \beta_{m,\perp}(z)} \times 100 = \frac{gP_{\perp}(z)}{P_{\parallel}(z) + gP_{\perp}(z)} \times 100[\%] \dots\dots (2-4)$$

Simbol // dan \perp merupakan simbol untuk komponen sejajar dan komponen tegak lurus terhadap bidang polarisasi dari berkas laser yang dipancarkan. g adalah rasio penguatan sinyal antara dua kanal polarisasi ($K_{//} / K_{\perp}$), dan indeks a dan m digunakan untuk membedakan antara partikel aerosol dan molekul udara. Rasio depolarisasi yang tidak nol menggambarkan adanya kristal es yang tidak bulat sebagai partikel pemantulnya, dan rasio depolarisasi yang bernilai nol berasal dari partikel pemantul yang bulat sempurna. Partikel-partikel yang dapat diasumsikan sebagai partikel bulat adalah, antara lain: *wet haze*, kabut, tetes awan, dan tetes hujan yang kecil. Depolarisasi yang disebabkan oleh molekul atmosfer murni adalah tidak nol karena molekul udara bersifat non-isotrop.

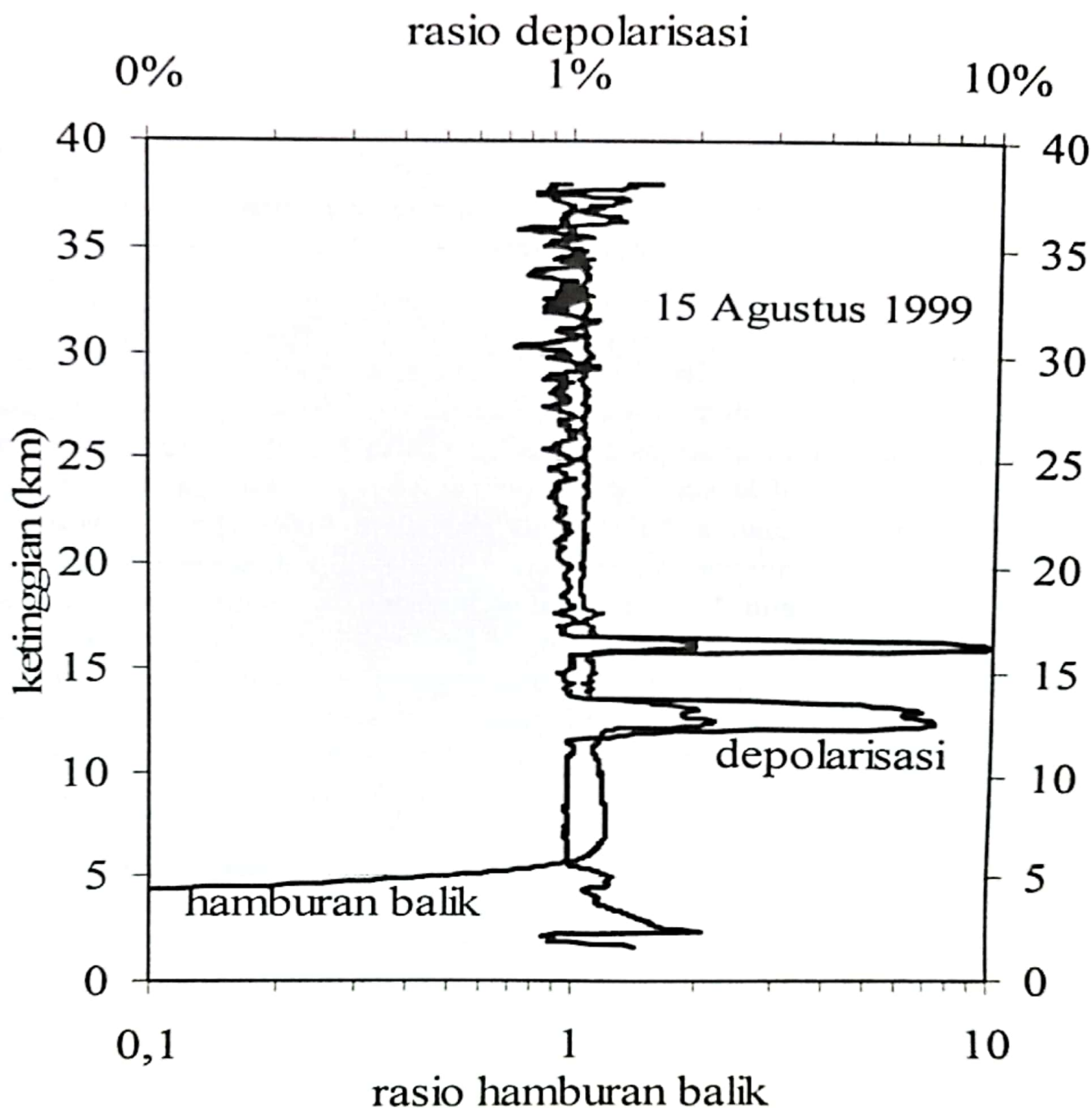
3 HASIL DAN ANALISIS

Sistem LIDAR di Bandung dipisahkan menjadi dua bagian, yaitu sistem troposfer dan sistem stratosfer. Sistem troposfer lebih difokuskan pada pengamatan-pengamatan aerosol pada lapisan di bawah 10 km, sedangkan sistem stratosfer difokuskan pada pengamatan aerosol pada ketinggian tropopause dan di atasnya. Tulisan ini, lebih dikhususkan pada pengamatan lapisan stratosfer, khususnya pada ketinggian 18-35 km. Lapisan ini menarik untuk diamati karena berada di atas lapisan tropopause yang menjadi pemisah antara lapisan troposfer dengan lapisan di atasnya. Adanya lapisan tropopause menyebabkan partikel-partikel yang berada di lapisan troposfer atas tidak bisa berpindah menuju lapisan stratosfer bawah, kecuali jika ada mekanisme tertentu yang menekan partikel-partikel tersebut dengan sangat kuat sehingga menembus lapisan tropopause. Keberadaan debu aerosol di lapisan stratosfer akan menyerap radiasi matahari dan memanaskan stratosfer, serta sekaligus mendinginkan lapisan troposfer dan permukaan bumi.

Data LIDAR yang menggambarkan keadaan fisik atmosfer di atas Bandung ditunjukkan pada Gambar 3-1 dan 3-2. Ada beberapa keadaan yang kami peroleh dari hasil analisis data LIDAR ini, namun yang kami utamakan adalah keadaan latar belakang debu aerosol (*aerosol background*) pada ketinggian 18-35 km. Peristiwa kebakaran hutan yang seringkali terjadi di wilayah Sumatera dan Kalimantan sangat menarik untuk diamati debu aerosolnya, apakah debu aerosol tersebut mencapai lapisan stratosfer atau tidak. Jika debu aerosol yang berasal dari kebakaran hutan dapat mencapai lapisan stratosfer maka akan menambah nilai *aerosol background*.

Dari Gambar 3-1 dan 3-2 dapat dilihat bahwa sumbu mendatar bagian bawah merupakan sumbu rasio hamburan balik, sedangkan sumbu mendatar bagian atas adalah rasio depolarisasi, keduanya dalam skala logaritmik; sumbu vertikal adalah ketinggian (km). Pada keadaan normal, rasio hamburan balik haruslah bernilai 1 karena sinyal-sinyal yang kembali ke bumi berasal dari molekul udara saja (persamaan 2-3). Adanya partikel-

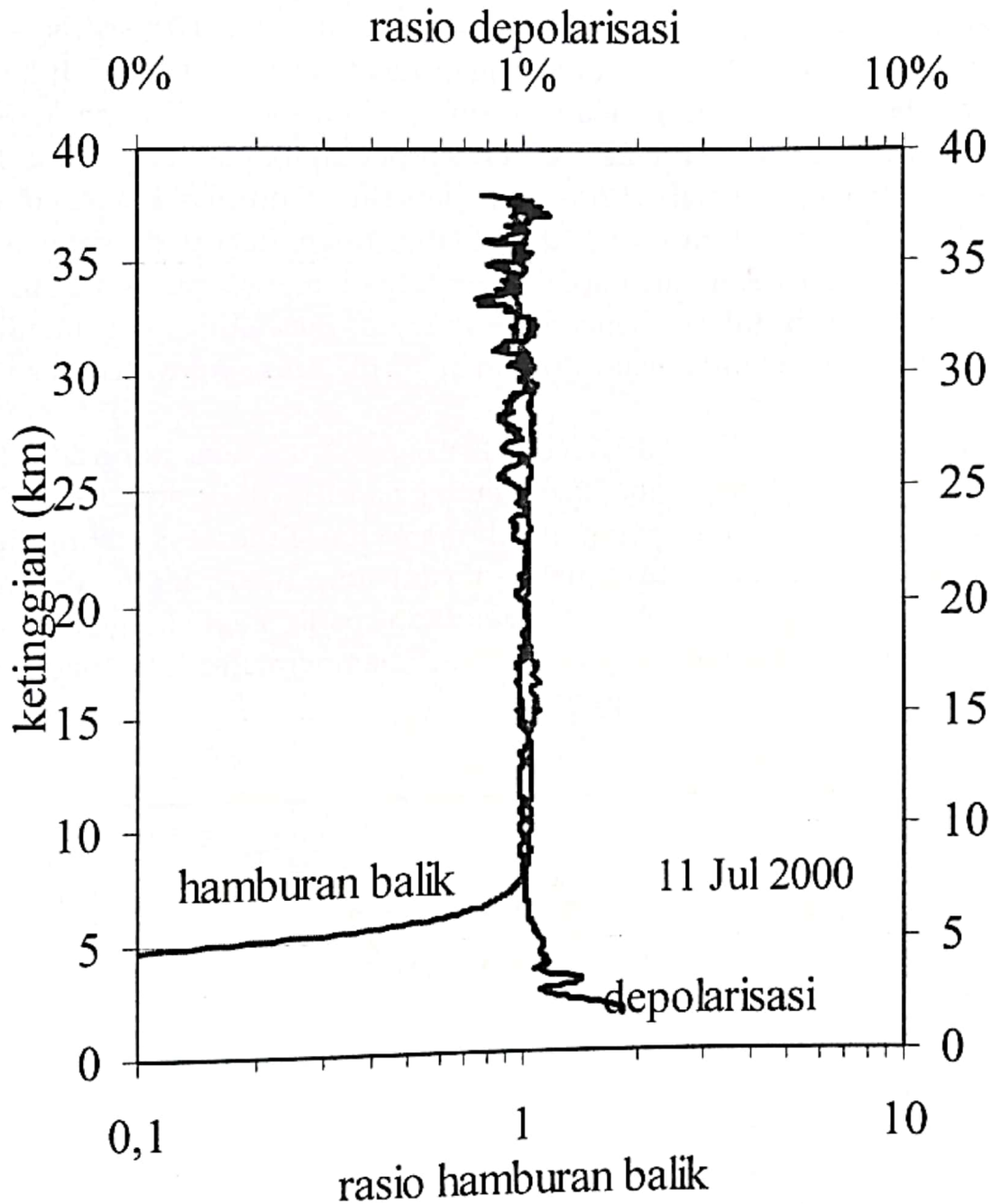
partikel lain yang menyusun atmosfer akan menyebabkan nilai rasio hamburan balik > 1 . Kemudian, nilai rasio depolarisasi yang kecil menunjukkan bahwa komponen penyusun atmosfer berbentuk bulat, dan tidak dapat diketahui secara pasti komponen penyusunnya.



Gambar 3-1: Distribusi vertikal rasio hamburan balik dan rasio depolarisasi di atas Bandung tanggal 11 Juli 2000

Gambar 3-2 merupakan keadaan saat terbentuknya lapisan awan tipis pada lapisan tropoposfer. Keadaan ini seringkali terjadi dan terdeteksi di dalam pengamatan ini dengan keadaan fisis yang berbeda-beda. Lapisan awan tipis ini seringkali diartikan sebagai lapisan awan cirrus *subvisible* yang dapat terbentuk sebagai satu lapisan tunggal, dua lapisan yang saling bertumpuk, maupun dua lapisan yang terpisah pada jarak beberapa ratus

meter hingga 2-3 km. Rasio hamburan balik yang rendah (kurang dari 10) mengindikasikan bahwa awan ini tipis secara optis sehingga tidak tampak oleh mata telanjang sehingga disebut sebagai *subvisible*. Rasio depolarisasi yang rendah menunjukkan bahwa lapisan awan ini dapat terbentuk dari aerosol ataupun uap air yang berbentuk bulat dengan kelembaban yang sangat rendah.



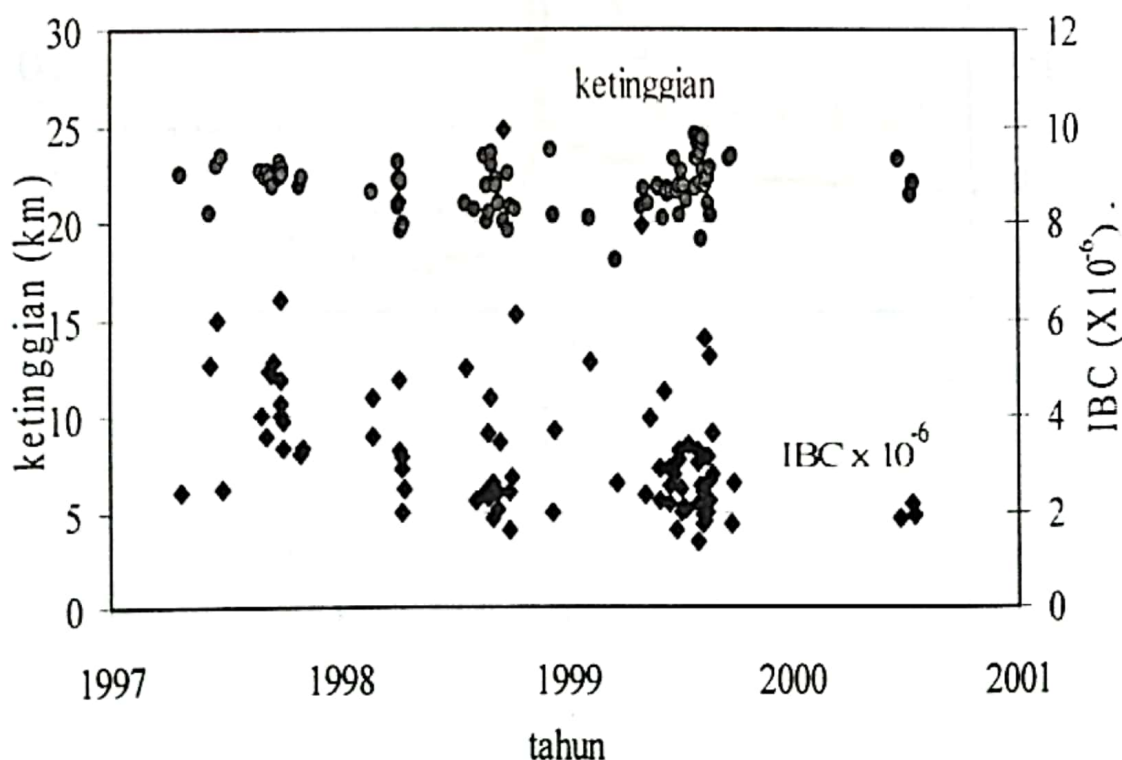
Gambar 3-2: Distribusi vertikal rasio hamburan balik dan rasio depolarisasi di atas Bandung tanggal 15 Agustus 1999

Pada Gambar 3-3 digambarkan statistik dari besaran IBC dan ketinggian-nya. Sumbu mendatar merupakan waktu penelitian dari tahun 1997 - 2001. Sumbu vertikal di sebelah kiri adalah ketinggian titik berat lapisan aerosol stratosfer (IBC), sedangkan sumbu vertikal di sebelah kanan merupakan

besaran IBC. Ketinggian titik berat lapisan aerosol diwakili oleh grafik yang lebih atas, sedangkan grafik yang terletak di bawahnya mewakili nilai *Integrated Backscattering Coefficient*. Integrasi dilakukan dari ketinggian 18-35 km dengan mengasumsikan bahwa ketinggian tropopause adalah 18 km. Integrasi yang dilakukan dari ketinggian tropopause lokal hingga puncak lapisan stratosfer biasanya dikenal dengan istilah *stratospheric IBC*.

Secara umum dapat dikatakan bahwa besarnya IBC di atas Bandung tidak berfluktuasi secara signifikan, dengan kisaran $1-6 \times 10^{-6} \text{ sr}^{-1}$, suatu nilai yang jauh lebih kecil dibandingkan dengan keadaan yang terjadi di beberapa tempat di Jepang setelah letusan Gunung Pinatubo di Philipina. Sebagai perbandingan dari Gambar 1-2, IBC aerosol pada lapisan yang sama diamati di Tsukuba-Jepang setelah 1200 hari letusan Gunung Pinatubo adalah sebesar 10^{-4} sr^{-1} , atau kira-kira 100 kali lebih tinggi dari pada keadaan yang diperoleh. Dengan demikian dapat disimpulkan bahwa nilai-nilai IBC yang diperoleh selama 5 tahun pengamatan dapat mewakili nilai-nilai *aerosol background* di atas Indonesia, khususnya di atas wilayah Jawa Barat (Bandung).

Ketinggian titik berat IBC pada Gambar 3-3 berkisar antara 20-25 km, namun diperoleh juga beberapa kasus ketinggian IBC di bawah 20 km. Belum dapat diambil kesimpulan yang pasti mengenai fluktuasi ketinggian IBC terhadap waktu karena data penelitian yang kurang lengkap. Pengamatan LIDAR di Bandung hanya dapat dilakukan pada saat langit bersih tak berawan sehingga sangatlah sulit untuk memperoleh data pada musim penghujan.



Gambar 3-3: Statistik IBC lapisan stratosfer di atas Bandung

4 KESIMPULAN

Dari beberapa uraian di atas dapat disimpulkan sebagai berikut: *Integrated Backscattering Coefficient* (IBC) aerosol di atas wilayah Bandung (Jawa Barat) pada lapisan 18-35 km adalah dalam orde 10^{-6} sr⁻¹ dengan ketinggian rata-rata lapisan *aerosol background* berkisar antara 20 - 25 km. Nilai ini merupakan nilai yang sangat kecil dan menandakan bahwa lapisan aerosol di atas Jawa Barat masih sangat bersih dari debu aerosol.

DAFTAR RUJUKAN

- Albrecht, B. A., 1989. Aerosols, Cloud Microphysics, and Fractional Cloudiness, *Science*. 245, p.1227-1230.
- Carlson, R. J., S.E. Schwartz, J. M. Hales, R. D. Cess, J. A. Ciakley, J. E. Hansen, and D. J. Hofmann, 1992. Climate Forcing by Anthropogenic Aerosols, *Science*. 255, p.423-430.
- Measures, R. M., 1992. *Laser Remote Sensing, Fundamentals and Applications*, Krieger Publishing Company, Malabar, Florida, p.510.
- Nagai, T., O. Uchino, T. Fujimoto, 1993. *Lidar Observation of Stratospheric Aerosol Layer over Okinawa, Japan, after The Mt. Pinatubo Volcanic Eruption*, *Journal of The Meteorology Society of Japan*, Vol. 71 No. 6, p.749-754.
- Prospero, J. M. and D. L. Savoie, 1989. *Effect of Continental Sources on Nitrate Concentrations over Pacific Ocean*, *Nature*, 339, p.687-689.
- Ravishankara, A. R., 1997: *Heterogeneous and Multiphase Chemistry in The Troposphere*, *Science*, 276, p.1058-1065.
- Russell, P.B., T.J. Swissler, and M.P. McCormick, 1979. *Methodology for Error Analysis and Simulation of LIDAR Measurements*, *Appl. Opt.* 18, p.3783-3797.
- Twomey. S., 1977a. *The Influence of Pollution on the Shortwave Albedo of Clouds*, *J. Atmos. Sci.*, 34, p.1149-1152.
- Twomey, S., 1991. Aerosol, clouds and radiation, *Atmos. Environ.*, 25A, p.2435-2442.
- Uchino, O., 1995. *Lidar Observations of Pinatubo Aerosol Layers. The Review of Laser Engineering*, Vol.23 No.2 p.161-165.