

태양 엄폐법에 의한 연직 오존 분포 도출과 민감도 실험

조희구¹ · 윤영준¹ · 박재형² · 이광목³ · 요코다 타쓰야⁴

¹연세대학교 대기과학과/지구환경연구소

²미국 우주 항공국 랭리연구소

³경북대학교 천문대기과학과

⁴일본 국립 환경연구소 지구환경부

RETRIEVAL OF VERTICAL OZONE PROFILE USING SATELLITE SOLAR OCCULTATION METHOD AND TESTS OF ITS SENSITIVITY

Hi-Ku Cho¹, Young-Jun Yoon¹, Jae H. Park², Kwang Mok Lee³ and Tatsuya Yokota⁴

¹Department of Atmospheric Sciences, Global Environment Research Laboratory

Yonsei University, 120-749, Seoul, Korea

²Langley Research Center, NASA, Hampton, VA 23665 USA

³Department Of Astronomy and Atmospheric Sciences, Kyungpook National University, 702-701, Taegu, Korea

⁴Global Environment Division, National Institute for Environmental Studies, Tsukuba-Shi, 305 Japan

(Received April 30, 1998; Accepted May 15, 1998)

요 약

최근에 인공위성에 의한 대기 중의 미량 기체 관측이 활발하다. 따라서 이들 자료의 처리기법 개발이 매우 중요하다. 그러므로 이 연구에서는 인공위성에 의해 태양 엄폐법(太陽掩蔽法: Solar Occultation Method)으로 관측한 대기 주연 경로(周緣經路: limb path)의 접선 고도별 평균 투과율로부터 연직 오존 분포를 도출하고, 온도와 기압 오차의 민감도 실험을 하고자 한다. 여기에서 서울의 반전(Umkehr) 관측에 의하여 구한 연평균 연직 오존분포로 계산된 평균 투과율을 인공위성으로부터 관측된 평균 투과율로 가정하였다. HALOE SIDS (Hallogen Occultation Experiment Simulated Instrument Data Set)의 연직 오존 자료를 초기치로 하고 온도와 기압의 연직 분포를 입력값으로 하여 대기 평균 투과율을 파장 $9.89\mu\text{m}$ 와 $10.02\mu\text{m}$ 사이에서 접선고도별로 계산했다. 관측 평균 투과율에 대하여 계산한 평균 투과율로부터 오존 분포를 반복법으로 접선고도 10km에서 50km까지 매 3km마다 오존 농도를 도출하였다. 도출된 서울의 연직 오존 분포를 관측한 연직 오존 분포와 비교하였다. 이 결과에 의하면 전 고도에 걸쳐서 서울의 연직 오존 분포가 오차가 거의 없을 정도로 정확하게 도출되었다. 그리고 민감도 실험을 위하여 관측 평균 투과율에 ± 0.001 , 각 층의 온도에 $\pm 3\text{K}$, 그리고 각 층에 기압의 $\pm 3\%$ 의 강제 오차를 각각 주었다. 이들 각 오차는 ADEOS/ILAS 관측 오차에 근거하였다. 이들의 결과는 투과율 오차에 대하여 -6.5%에서 +6.9%, 온도 오차에 대하여 -9.5%에서 +10.5%, 그리고 기압 오차에 대하여 -5.1%에서 +5.4%의 고도별 오존량 오차가 각각 나타났다. 태양 엄폐법에 의해 비교적 정확한 연직 오존 분포를 도출할 수 있었다. 이 도출 과정에서 특히 온도 관측이 중요함을 알 수 있었다.

ABSTRACT

Recently measurements of atmospheric trace gases from satellite are vigorous. So the development of its data processing algorithm is important. In this study, retrieval of vertical ozone profile from the atmospheric transmittance measured by satellite solar occultation method and its sensitivity to temperature and pressure are investigated. The measured transmittance from satellite is assumed to be given by the limb path transmittance simulated using annual averaged Umkehr data for Seoul. The limb path transmittance between wavelengths $9.89\mu\text{m}$ and $10.02\mu\text{m}$ is simulated with respect to tangent heights using the ozone data of HALOE SIDS(Hallogen Occultation Experiment Simulated Instrument Data Set) as an initial profile. Other input data such as pressure and temperature are also from HALOE SIDS. Vertical ozone profile is correctly retrieved from the measured transmittance by onion-peeling method from 50km to 11km tangent heights with the vertical resolution of 3km. The bias error of ± 0.001 in measured transmittance, the forced error of $\pm 3\text{K}$ in each layer temperature, and the forced $\pm 3\%$ error in each layer pressure are assumed for sensitivity tests. These errors are based on the ADEOS/ILAS error limitation. The error in ozone amount ranges from -6.5% to +6.9% due to transmittance error, from -9.5% to +10.5% due to temperature error, and from -5.1% to +5.4% due to pressure error, respectively. The present study suggests that accurate vertical ozone profile can be retrieved from satellite solar occultation method. Accuracy of vertical temperature profile is especially important in the retrieval of vertical ozone profile.

1. 서 론

인공위성에 의하여 오존층을 처음 관측한 것은 Nimbus-7/SBUV(Solar Backscatter Ultraviolet), TOMS(Total Ozone Mapping Spectrometer), LIMS(Limb Infrared monitor of stratosphere)의 오존 관측이었다(Connor & Russell III 1993). 현재 인공위성에서 오존층을 관측하는 방법에는 태양 복사가 지구의 오존층에 의하여 후방 산란되는 자외선의 강도를 측정하는 방법(Klenk *et al.* 1982)과 대기중의 오존 자체가 방출하는 적외선 또는 마이크로파를 측정하는 방출 관측법(emission sounding)(Liou 1980), 그리고 지구 대기의 주연 경로(Limb Path)에 대해 태양 복사의 투과율을 관측하는 태양 염폐법(Rao *et al.* 1990, Lenoble 1993) 등이 있다. 태양 염폐법은 대기의 투과율을 구할 때 대기의 복사량(extraterrestrial radiation)을 직접 관측 할 수 있기 때문에 자기 보정(self-calibration)이 가능하여 투과율을 정확하게 구할 수 있고 장기간동안 관측이 가능하다(Russell III *et al.* 1993a). 그러므로 이 태양 염폐법은 오존 및 에어로졸의 연직 분포를 관측하기 위하여 미국 항공 우주 연구국(NASA)의

McCormic *et al.* (1979)에 의해 시도되었다. 인공위성 AEM-B(Application Explorer Mission - B)에 탑재된 SAGE I(Stratospheric Aerosol and Gas Experiment I)은 태양 복사의 가시광선 $0.6 \mu\text{m}$ 파장 영역에서 1km의 연직 분해능으로 태양 엄폐법에 의해서 1979년 2월부터 1981년 11월까지 연직 오존 분포를 관측하였다. 또한 1984년 10월에는 ERBS(Earth Radiation Budget Satellite)에 SAGE II를 탑재하여 같은 방법에 의해 오존뿐만 아니라 에어로졸, 수증기 등의 연직 분포를 현재까지 관측하고 있다. 미국 항공 우주 연구국에서는 태양 엄폐법뿐만 아니라 달 엄폐법(Lunar Occultation Method)을 겸용하는 SAGEIII를 2000년도에 계획하고 있다(McCormic & Wang 1993). 1991년에는 과학위성 UARS(Upper Atmosphere Research Satellite)에 HALOE(Hallogen Occultation Experiment)가 탑재되어 위도 80°N 에서부터 80°S 까지의 영역에 걸쳐 파장 $2.45\mu\text{m}$ 에서 $10.04\mu\text{m}$ 사이의 채널을 이용하여 미량 기체들과 온도, 기압의 연직 분포를 관측하고 있다(Russell III *et al.* 1993a, Russell III *et al.* 1993b). HALOE의 관측 고도는 15km에서부터 60~130km까지이며 태양 엄폐법에 의해서 하루 30회 관측이 이루어지고 있다. 1996년 8월 17일에 일본에서 발사한 과학위성 ADEOS(Advanced Earth Observing Satellite)에 탑재된 ILAS(Improved Limb Atmosphere Spectrometer ; 1997년 6월 30일 관측기능 상실)는 파장 $6.2\mu\text{m}$ 에서 $11.8\mu\text{m}$ 까지의 적외선 영역에서 $55^{\circ}\sim 70^{\circ}\text{N}$, $63^{\circ}\sim 87^{\circ}\text{S}$ 의 고위도 지역에서 접선고도 2km의 분해능으로 오존 및 그 밖의 미량 기체들의 연직 분포를 관측하였다. 연세대학교 지구환경연구소/오존연구실은 현재 ADEOS/ILAS 관측자료 처리를 위한 알고리즘 개발에 참여하고 있다. 일본 국립 환경연구소(NIES)의 Yokota(1991)는 ADEOS/ILAS의 자료처리 알고리즘 개발을 위해 파장 $6.2\mu\text{m}$ 에서 $11.8\mu\text{m}$ 사이의 적외선 영역에서 주연 경로에 대한 대기의 투과율을 선 모형(line-by-line)을 이용하여 접선고도별로 모사하였다. 그리고 오존 및 미량 기체들의 연직 분포 도출 알고리즘을 개발하여 초기값의 투과율로부터 오존 및 미량기체의 연직 분포를 도출하였다(Yokota 1993). 여기에서 도출한 연직 오존 분포의 검증과 온도와 기압 등의 오차에 대하여 민감도 실험이 요구된다. 이 연구의 목적은 Umkehr 방법에 의한 자료를 이용하여 태양 엄폐법에 의한 연직 오존 분포를 수치모사하고 투과율, 온도 그리고 기압의 관측 오차가 오존의 연직 분포에 미치는 영향을 민감도 실험을 통해서 알아본다. 이 연구의 결과는 앞으로 우리 나라에서 과학 인공 위성에 의해 오존 등의 미량기체를 관측할 때 크게 기여하게 될 것이다.

2. 태양 엄폐법에 의한 연직 오존 분포

태양 엄폐법은 인공위성에 의해 대기의 연직 성분, 온도와 기압등을 그림 1의 대기의 주연 경로에 대하여 투과된 태양 복사를 엄폐법으로 관측하여 구한다. 이때 관측 시간은 해가 뜨고 질 때 실시하게 되므로 긴 주연 경로의 길이를 갖게 되어 그 고도의 흡수체와 다른 정보를 최대화할 수 있다. Gordley & Russell III(1981)에 의하면 흡수기체의 정보는 대기를 연직 방향으로 관측하는 경로보다 주연경로에 대한 관측이 60배나 더 많다. 그리고 주연 경로에 대한 관측은 구면 대기를 가정함으로써

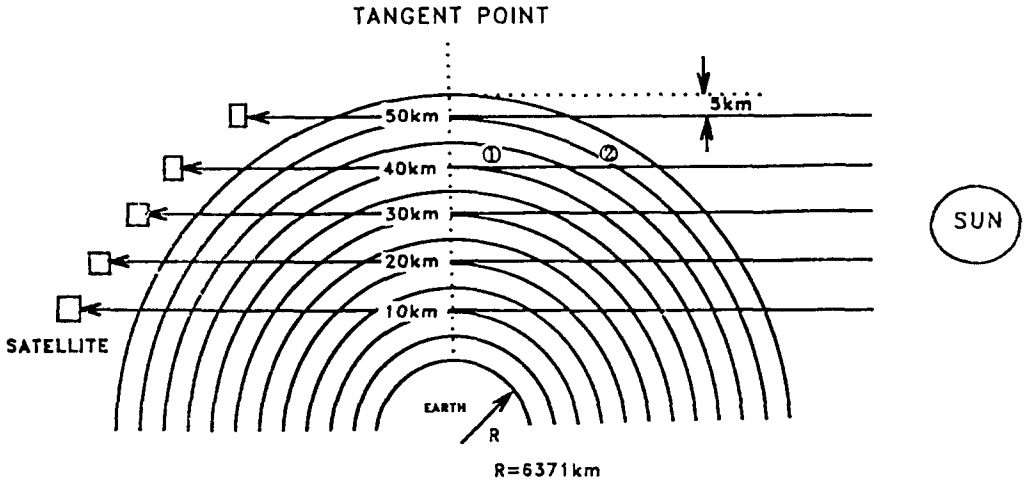


그림 1. 투과율 계산을 위해 가정한 대기의 기하학적 표시.

고도에 따라 기압의 급격한 감소에 의해 거의 모든 흡수가 접선고도에서 일어나며 연직 분해능은 1km에서 2km 사이로 매우 좋다. 그리고 대기 투과율을 구할 때 입사한 태양 복사량은 대기층 위에서 직접 관측하게 되므로 센서의 자기보정이 가능하다. 그러나 태양 염폐법은 위도와 경도의 제한이 있고, 하루에 해뜨고 해짐이 일어날 때에만 관측이 가능하다.

2.1 복사 전달 과정

그림 1의 주연 경로에서 태양 염폐법에 의해 관측된 태양 복사의 세기는 대기의 산란 효과를 무시하면 복사 전달 방정식은 다음과 같다.

$$L_{\nu}(s_0) = L_{0\nu}(s_{\infty})\tau_{\nu}(s_0, s_{\infty}) + \int_{\tau_{\nu}(s_0, s_{\infty})}^1 J_{\nu}(s) d\tau_{\nu}(s_0, s) \tag{1}$$

여기에서 L_{ν} 는 파수 ν 에서 투과된 복사의 세기, $L_{0\nu}$ 는 대기의 일사량 그리고 J_{ν} 는 원천 함수이다. s 는 통과 거리, τ_{ν} 는 거리 s_0 에서 S 까지의 투과율을 나타낸다. 주어진 파수에서 태양 복사의 크기가 지구 복사보다 월등히 강하기 때문에 식 (1)의 두번째 항은 무시할 수 있다. 그러므로 식 (1)은 다음과 같이 표현할 수 있다.

$$L_{\nu}(s_0) = L_{0\nu}(s_{\infty})\tau_{\nu}(s_0, s_{\infty}) \tag{2}$$

인공 위성의 센서가 파수영역 $\Delta\nu$ 에서 대기의 평균 복사의 세기 $\overline{L_{0\nu}}$ 과 투과된 평균 복사의 세기 $\overline{L_\nu}$ 를 관측하여 식 (3)과 같은 평균 투과율을 $\overline{\tau_m}$ 을 관측하게 된다.

$$\overline{\tau_m} = \frac{\overline{L}}{\overline{L_0}} \tag{3}$$

그리고 대기의 기압과 흡수기체, 대기 주연 경로의 길이 그리고 흡수 계수를 알고 있다면 주연 경로에 대한 평균 대기 투과율을 다음 식 (4)에 의해 계산된다.

$$\overline{\tau_c} = \frac{\int_{\Delta\nu} \exp(-\int_{\Delta\nu} \kappa_\nu P X dl) d\nu}{\int_{\Delta\nu} d\nu} \tag{4}$$

여기에서 κ_ν 는 파수 ν 에 대한 흡수 계수로서 단위는 $cm^{-1}atm^{-1}$ 이며 온도와 기압의 함수이다. P는 기압으로서 atm 단위다. X는 흡수기체의 혼합비이고 l 은 주연 경로의 길이로서 cm 단위이다. 관측에 의해 식 (3)의 평균 투과율 $\overline{\tau_m}$ 을 알고, 주연 경로의 길이, 기압, 그리고 흡수기체의 흡수계수를 알고 있다면 흡수기체의 혼합비 X를 추측해 가면서 식 (4)에 의해 $\overline{\tau_c}$ 를 계산하여 $\overline{\tau_c} - \overline{\tau_m} \simeq 0$ 에 달할 때까지 주어진 고도의 혼합비 X를 반복법에 의해 구할 수 있다.

2.2 흡수 계수의 계산

흡수 계수 κ_ν 는 다음 식으로 표시된다.

$$\kappa_\nu = S f(\nu - \nu_0) \tag{5}$$

여기에서 $f(\nu - \nu_0)$ 는 선 모양(line shape), ν_0 는 흡수선의 중심 파수 그리고 ν 는 κ_ν 를 계산하는 지점에서의 파수를 각각 의미한다. 흡수선의 세기 S는 다음과 같다.

$$S = \int_{-\infty}^{\infty} \kappa_\nu d\nu \tag{6}$$

흡수선의 선 모양은 Lorenz, Doppler, Voigt 함수 등이 있다.

2.2.1 Lorenz 선 모양

하층 대기에서 기체분자의 충돌로 인하여 흡수선의 압력폭(pressure broadening)이 생긴다. 이 압력폭은 Lorenz가 다음과 같이 선 모양을 표시하였다.

$$f_L(\nu - \nu_0) = \frac{\alpha_L}{\pi} \frac{1}{(\nu - \nu_0)^2 + \alpha_L^2} \tag{7}$$

여기서 α_L 은 Lorenz 반폭값이다. 식 (7)을 식 (5)에 대입하면 흡수계수를 구할 수 있다. Lorenz 반폭값 α_L 은 온도와 기압의 함수로서 다음 식으로 표현된다.

$$\alpha_L = \alpha_{L(p_0, T_0)} \frac{P}{P_0} \sqrt{\frac{T_0}{T}} \tag{8}$$

여기서 p_0 와 T_0 는 각각 표준상태의 기압과 온도다. 온도 T에서의 선 세기S는 다음 식으로 표시할 수 있다(Park & Russell III 1980, Cartalis 1989).

$$S = S_{(T_0)} \left(\frac{T_0}{T}\right)^z \exp \left[-1.439 E_r \left(\frac{1}{T} - \frac{1}{T_0}\right)\right] \tag{9}$$

여기서 S_{T_0} 는 온도가 T_0 일 때의 선세기, E_r 는 기저 상태의 에너지, 그리고 z는 선형 분자 (linear molecule)에 대해서는 1, 오존과 같은 비선형 분자(non-linear molecule)에 대해서는 1.5이다.

2.2.2 Doppler 선 모양

Doppler 선 모양은 분자의 열적 운동으로 인해 생기는 흡수선의 폭(broadening)을 나타내는 함수이다. 선 모양은 일반적으로 고도 50km 이상의 상층대기에서 잘 만족하며 다음 식과 같이 표현된다.

$$f_D(\nu - \nu_0) = \frac{1}{\alpha_D} \sqrt{\frac{\ln 2}{\pi}} \exp \left[-\ln 2 \left(\frac{\nu - \nu_0}{\alpha_D}\right)^2\right] \tag{10}$$

여기에서 α_D 는 도플러 반폭값으로서 다음 식으로 표현된다.

$$\alpha_D = \frac{\nu_0}{c} \left(\frac{2KT \ln 2}{m}\right)^{\frac{1}{2}} \tag{11}$$

여기에서 m과 c는 분자량과 빛의 속도를 각각 의미한다.

2.2.3 Voigt 선 모양

일반적으로 대류권에서는 로렌쯔 반폭값이 도플러 반폭값보다 훨씬 크다. 그러나 고도가 올라갈수록 도플러 반폭값이 커져서 두 폭(broadening)의 효과를 모두 고려해야한다. 이때 두 선 함수의 중첩된 결과가 Voigt 선 모양이다. Voigt 선 모양의 결과로 얻을 수 있는 선모양은 다음과 같은 적분식으로 표현된다.

$$f_V(\nu - \nu_0) = \kappa_0 \frac{y}{\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{\exp(-t^2)y^2 + (x-t)^2}{d} t \tag{12}$$

여기서

$$\kappa_0 = \frac{1}{\alpha_D} \left(\frac{\ln 2}{\pi}\right)^{\frac{1}{2}}, \tag{13}$$

$$y = \frac{\alpha_L}{\alpha_D} (\ln 2)^{\frac{1}{2}} \tag{14}$$

그리고

표 1. 각 층에서 대기 주연 경로의 길이.

Tangent Height (km)	Length of each layer (km)				
	Layer1	Layer2	Layer3	Layer4	Layer5
50	253.4
40	253.2	185.6	.	.	.
30	253.1	185.4	127.8	.	.
20	252.9	185.3	127.7	103.9	.
10	252.7	185.1	127.6	103.9	89.9

$$x = \frac{\nu - \nu_0}{\alpha_D} (\ln 2)^{\frac{1}{2}} \tag{15}$$

로 표현이 된다.

2.3 연직 오존 분포의 도출방법

이 연구에서는 연직 오존 분포를 구하기 위해서 Mckee *et al.*(1969)과 Russell III & Drayson(1972)이 사용한 양파 껍질 벗기기(onion - peeling)법을 이용하였다. 양파 껍질 벗기기법은 주연 경로의 관측을 위해서 개발되었다 일정한 두께로 등분한 대기를 가정하고 가장 높은 고도의 층에서부터 반복법을 시작한다. 첫 층에서의 혼합비가 구해지면 다음 층으로 내려가서 또 그 층의 혼합비를 같은 방법으로 구하는 방법이다. 첫 층의 혼합비 X_1 을 추측하면 그 층의 평균 투과율을 식 (4)에 의해 계산할 수 있다. 이 계산된 평균 투과율을 $\bar{\tau}_c$ 로 정의하면 관측된 평균 투과율 $\bar{\tau}_{m_i}$ 와의 관계는 다음과 같다(Tallamraju 1975).

$$\bar{\tau}_{m_i} = \bar{\tau}_c + \left(\frac{\delta \bar{\tau}_c}{\delta X_1} \right) \Delta X_1 \tag{16}$$

이 식을 ΔX_1 에 대해서 풀면

$$\Delta X_1 = \frac{\bar{\tau}_{m_i} - \bar{\tau}_c}{\delta \bar{\tau}_c / \delta X_1} \tag{17}$$

와 같다. 여기서 ΔX_1 이 처음 추측했던 X_1 에 더해지는 과정을 반복함으로써 $\bar{\tau}_m - \bar{\tau}_c \approx 0$ 이 되는 X_1 을 구할 수가 있다. 이 방법에 의해 첫 층의 혼합비가 구해지면 다음 층으로 내려가서 다시 반복법을 실행한다. 이 연구에서 쓰인 양파 껍질 벗기기법은 계산이 빠르고 첫 번째 추측값이 실제값과 비슷할 때는 계산 횟수가 줄어들어서 능률적인 장점이 있다(Cartalis 1989). 그리고 주연 경로에서 접선고도 이외의 층의 혼합비는 이미 계산된 값을 사용하므로 접선고도가 위치한 층의 혼합비만 찾아내도 되는 장점이 있다(Cartalis 1989).

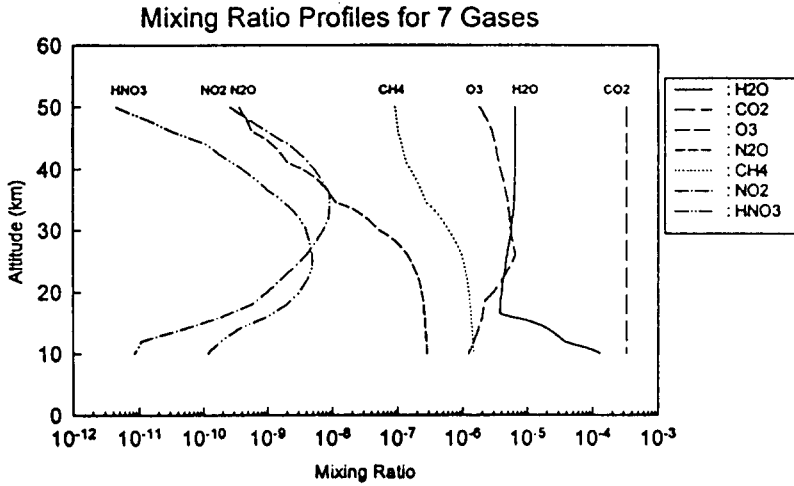


그림 2. 초기값으로 사용한 오존 및 미량기체들의 연직분포(Yokota 1991).

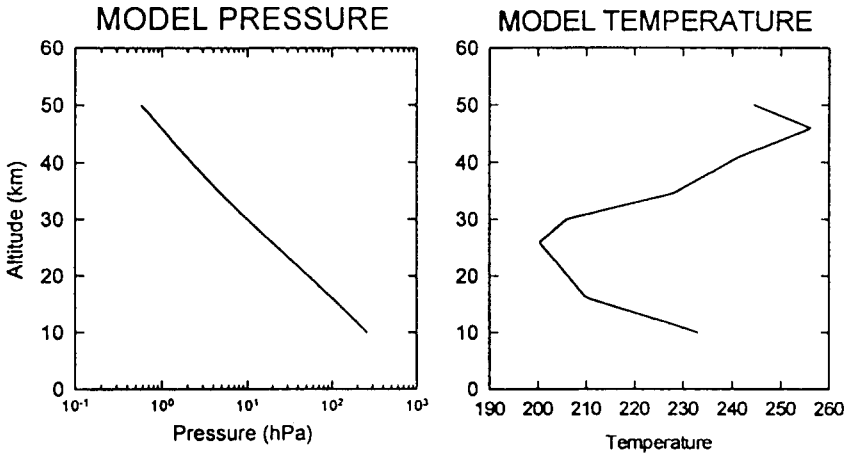


그림 3. 초기값으로 사용한 기압과 온도의 연직분포(Yokota 1991). (52.6°N의 겨울철의 HALOE SIDS 자료).

3. 대기의 투과율 모사

평균 투과율을 모사하기 위해서 가정된 대기의 기하학적 표시는 그림 1과 같다. 50km, 40km, 30km, 20km 그리고 10km의 접선고도를 지름으로 대기를 5개의 층으로 등분했다. 대기의 상한은 55km로 가정했고 지구의 반경은 6371km이다. 대기 주연 경로의 길이는 각 층마다 삼각함수법을 이용하여 계산했으며, 반쪽 경로에 대한 각 층의 길이는 표 1에 나타났다. 예를 들어서 40km접선고도에 대해 반쪽경로의 길이는 그림 1에 표시한 (1)의 경로가 253.2km, (2)의 길이는 185.6km이다. 그리고 각 층의 대기는 균질하다고 가정했으며 대기에 의한 산란 효과와 지구 대기 자체의 복사는 무시했다. 계산에서 초기값으로 사용된 오존의 연직 분포는 그림 2에 나타내었다. 여기서 사용된 오존의 연직분포는 HALOE SIDS(Simulated Instrument Data Set) 자료이다(Yokota 1991). 온도와 기압분포는 그림 3에 나타냈으며 이 자료들은 52.6° N의 겨울철의 HALOE SIDS 자료이다(Yokota 1991). 이 연구에서는 식 (12)로 표현된 Voigt 선모양을 이용해서 고도별 흡수계수를 계산했다. Drayson(1976)이 제공한 함수를 사용하여 수치적인 방법으로 고도별 흡수계수를 각 파수에 대해 계산했다. 이 계산에서 오존의 흡수선의 중심, Lorenz 반폭값, 선 세기, 기저 상태의 에너지 등의 자료는 HITRAN 데이터(Rothman *et al.* 1992)를 사용했다. HITRAN 데이터에서 기준 온도와 압력은 각각 296K와 1 atm이다. 오존의 흡수 파장 9.5 μ m~10.0 μ m영역 중에서 파장 9.50 μ m~9.63 μ m 사이의 영역과 파장 9.89 μ m~10.02 μ m 사이의 두 영역에 대해서 주연 경로의 대기의 투과율을 각각 모사했다. 이 연구에서는 ADEOS/ILAS의 44개 적외선 채널 중에서 18번(1038.02cm⁻¹ ~ 1052.13cm⁻¹) 채널과 15번(997.89cm⁻¹ ~ 1010.92cm⁻¹) 채널을 사용하였다(Yokota 1993). 식 (4)에 의하여 주어진 파수 영역에 대한 평균 투과율을 구하기 위하여 그 영역을 파수0.002cm⁻¹ 간격으로 세분했다. 따라서 평균 투과율을 구하기 위하여 세분된 파수에 대해 투과율은 각각 구하고 이 값들을 합하여 평균해서 구했다. 이 같은 방법을 이 연구에서는 선모형이라고 명명했다. 먼저 파장 9.50 μ m에서 9.63 μ m 영역에서 각 접선고도별로 각 파수에 대해 모사된 투과율을 그림 4에 나타냈다. 이 그림 4에서 하단의 5개 그래프는 각 접선고도에서 선모형으로 투과율을 계산한 것이고 평균 투과율은 접선고도 밑에 제시했다. 그리고 그림 4 윗쪽의 막대그래프는 오존에 의한 흡수선의 중심 위치와 그 세기를 나타낸다. 그리고 오존 밑에 표시된 숫자는 오존의 흡수선의 갯수를 나타낸다. 파장 9.50 μ m~9.63 μ m영역에서 오존에 의한 흡수선의 갯수는 HITRAN 자료에 의하면 2928개다. 그리고 접선고도가 낮아짐에 따라 평균 투과율이 급격히 감소하여 10km 접선고도에서의 평균 투과율은 0.00003이다. 파장 9.89 μ m~10.02 μ m 영역에 대해 오존에 의한 흡수를 모두 고려했을 때 접선고도별로 선모형으로 각 파수에 대해 계산한 투과율은 그림 5와 같다. HITRAN 자료에 의하면 이 영역에서 오존에 의한 흡수선의 갯수는 3224개이고 접선고도가 감소함에 따라 평균 투과율은 급격히 감소했다. 이 결과에 의하면 파장 9.50 μ m~9.63 μ m 사이의 채널은 오존에 의한

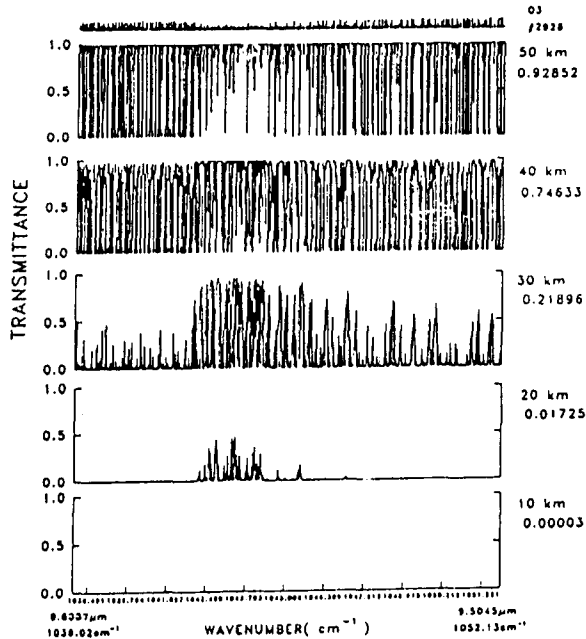


그림 4. 파장 $9.50\mu\text{m}\sim 9.63\mu\text{m}$ 영역에서의 주연경로에 대한 고도별 투과율. 막대 그래프는 각 흡수기 체에 의한 흡수선의 중심 위치와 강도를 의미한다(오존만을 고려했을 경우).

흡수가 너무 강하기 때문에 대기 하층에서는 오존 농도에 관한 정보를 전혀 얻지 못한다. 그러므로 이 연구에서는 파장 $9.89\mu\text{m}\sim 10.02\mu\text{m}$ 사이의 영역을 오존 연직 분포 도출 모사에 사용하였다.

4. 연직 오존의 분포 도출

태양 임피법에 의한 연직 오존 분포 도출의 흐름도는 그림 6과 같다. 앞에서는 투과율을 모사하는 실험으로서 온도, 기압 그리고 오존의 연직 분포를 초기값으로 하고, 계산된 고도별 흡수 계수를 이용하여 접선 고도에 따른 투과율을 모사했다. 인공 위성의 센서가 특정 파장 영역에서 평균 투과율을 관측하게 되면 이 자료를 모사한 평균 투과율과 비교하면서 양파 껍질 벗기기법을 이용하여 고도별 연직 오존 분포를 도출한다. 이 연구에서는 인공위성의 실제 관측 투과율 대신에 서울의 연직 오존 관측 자료를 이용하여 계산한 투과율을 관측된 투과율을 관측 투과율로 가정했다. 이 관측된 투과

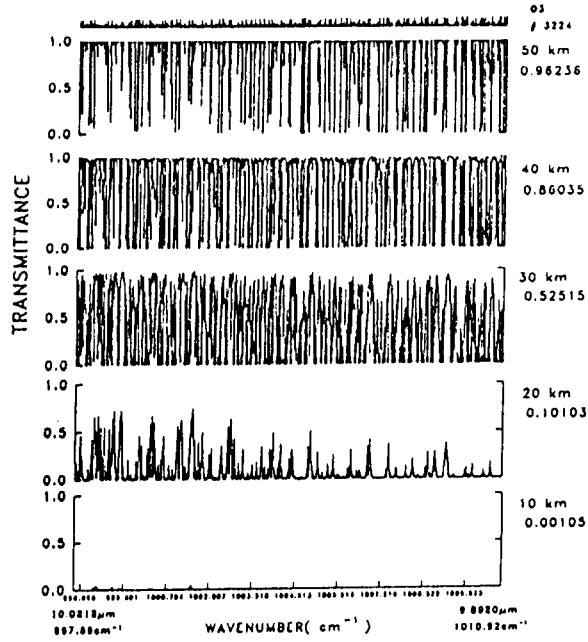


그림 5. 파장영역(9.89 μm ~10.02 μm)을 제외하고 그림 4와 같음.

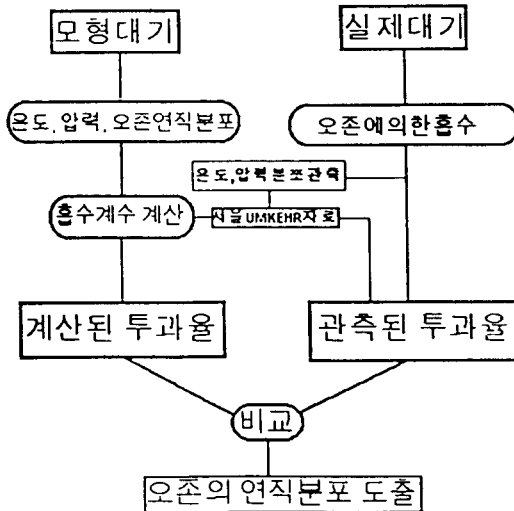


그림 6. 연직 오존 분포 도출의 흐름도.

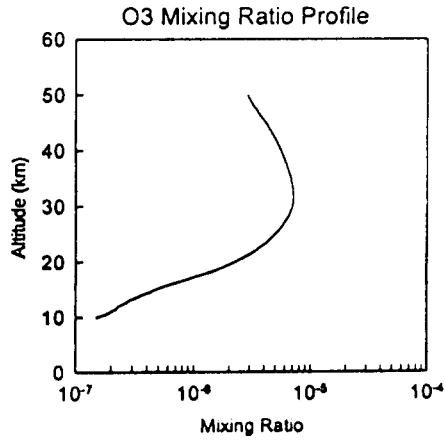


그림 7. 반전 관측에 의한 서울의 연직 오존 분포(1986년 2월-1994년 10월).

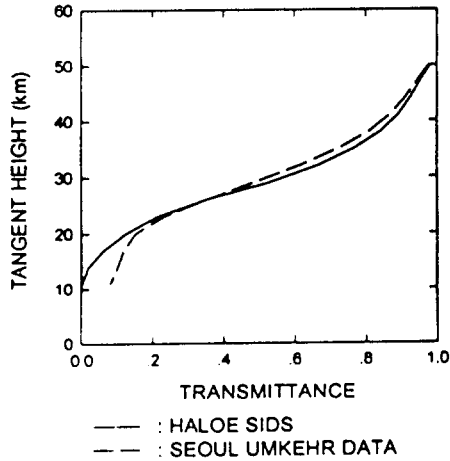


그림 8. 서울의 반전 관측 자료와 HALOE SIDS 자료에 의해 계산된 고도별 평균 투과율(파장 9.89 μ m~10.02 μ m영역).

을을 모사할 때 온도와 기압의 초기 자료는 HALOE SIDS 자료를 사용했다. 그리고 서울의 연직 오존 관측 자료는 1986년 2월부터 1994년 10월까지 연세대학교 과학관 옥상에서 돕슨 오존 분광광도계로 반전(Umkehr) 관측 방법에 의해 관측된 자료를 사용했다(조희구 1994). 이 기간동안 평균된 10km 에서 50km까지 오존의 고도별 혼합비는 그림 7에 나타내었다. 그림 8은 관측된 평균 투과율과 HALOE SIDS 자료에 의해 모사된 접선고도별 평균 투과율을 나타낸 것이다. 이 두 평균 투과율을 구한 파장 영역은 $9.89\mu\text{m}\sim 10.02\mu\text{m}$ 영역이고 선모형으로 계산한 각 파수에 대한 투과율을 평균한 값이다. 이 채널은 일본 ADEOS/ILAS 의 15번 채널을 사용한 것이다(Yokota 1993). 그리고 연직 분해능은 50km~10km 접선고도까지 3km 간격이며 흡수 기체는 오존만을 고려했다. 그림 8에서 알 수 있듯이 25km를 경계로 해서 25km보다 높은 고도에서는 서울 반전 관측 자료가 모형 오존 자료보다 많기 때문에 평균 투과율이 적게 나타났다. 그리고 25km 이하의 고도에서는 서울 반전 관측 자료에 의한 평균 투과율이 모형 오존 자료에 의한 평균 투과율보다 크다. 이와 같이 서울의 반전 관측 자료로부터 구한 평균 투과율과 모사된 평균 투과율로부터 양과 겹질 벗기기법에 의해 50km 접선고도에서부터 11km 접선고도까지 서울의 연직 오존 분포를 재현하였다. 이 결과는 그림 9와 같다. 이 때 각 접선 고도별로 반복법의 초기값은 HALOE SIDS 오존량의 1/2로 주었다. 각 접선고도마다 반복법이 계속됨에 따라 서울의 연직 오존 분포가 도출되었다. 각 층마다 반복법 실행 횟수는 차이가 있어서 50km 접선 고도에서는 9회로 반복법이 가장 많이 수행되었고 17km 접선고도에서는 2회로 반복법이 가장 적게 수행되었다. 그림 9의 오른쪽 그래프는 서울의 반전 관측 자료에 대한 도출된 연직 오존 분포의 오차를 나타낸 것이다. 이 결과에 의하면 가장 큰 오차가 44km 접선고도에서 0.0005%정도로서 전 고도에 걸쳐서 서울의 연직 오존 분포가 정확하게 도출되었다.

5. 연직 오존의 민감도 실험

5.1 편 의 오차

관측된 평균 투과율에 강제 편 의 오차(偏倚 誤差 : bias noise)를 적용하였을 때 이 오차가 도출된 연직 오존 분포에 미치는 영향을 조사했다. 서울의 연직 오존 분포를 모사하여 그 오차를 평가하기 위하여 관측된 평균 투과율에 ± 0.001 의 강제 편 의 오차를 주고 도출된 연직 오존 분포와 서울의 연직 오존 분포와의 오차를 그림 10에 나타내었다. 관측된 평균 투과율에 -0.001 의 강제 편 의 오차를 적용하였을 때에는 전 고도에서 실제 관측 값보다 많은 양의 오존이 도출되었다. 그리고 접선고도에 따른 오차는 그림 10에서와 같이 50km 접선 고도에서 +6.85%로 오차가 가장 크고, 23km 접선 고도에서 +0.51%로 오차가 가장 적었다. 관측된 평균 투과율에 +0.001의 강제 편 의 오차를 적용하였을 경우에는 전 고도에 걸쳐서 실제 관측 값보다 적은 양의 오존이 도출되었다. 그리고 접선고도에 따른 오차는 50km 접선 고도에서 -6.51%로 오차가 가장 크고, 23km 접선고도에서 -0.51%로 오차가 가장

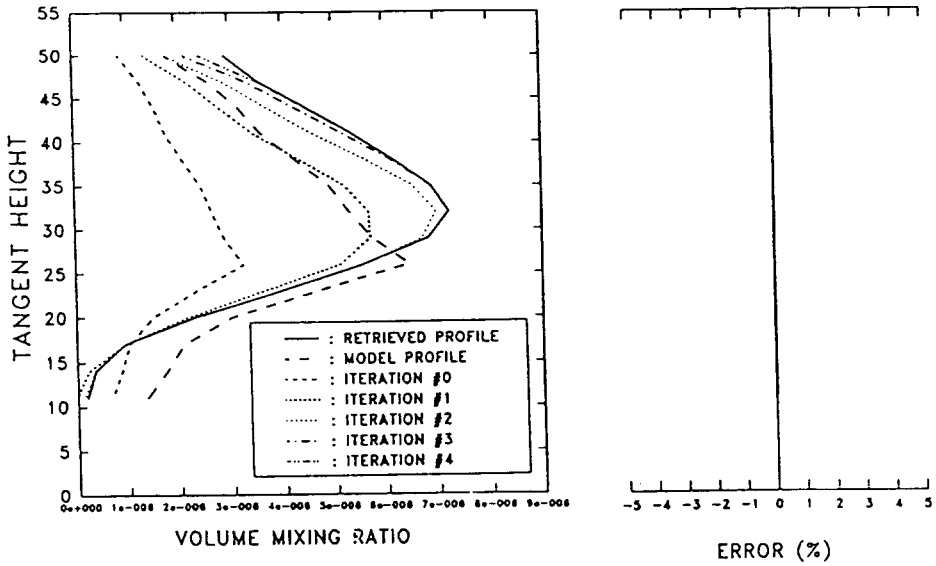


그림 9. 도출된 서울의 연직 오존 분포 및 반전 관측 자료에 대한 오차.

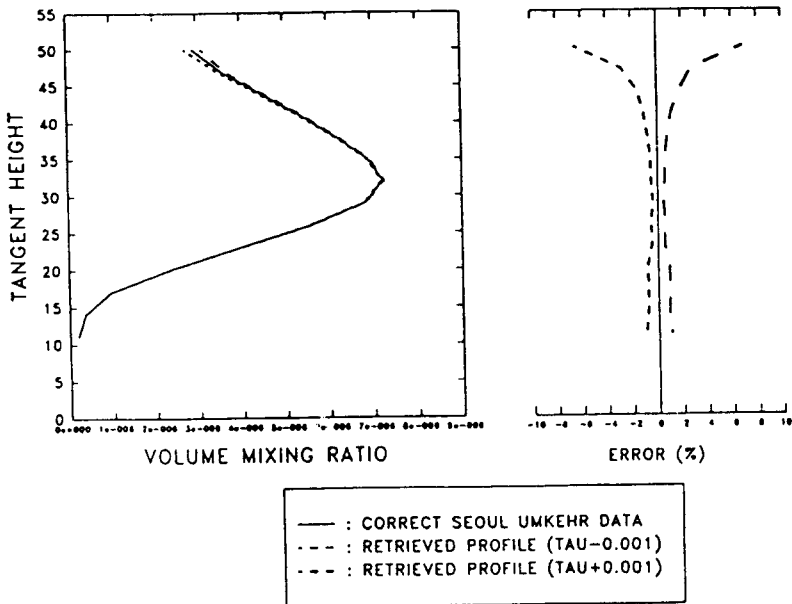


그림 10. 편의 오차가 있을 경우 도출된 연직 오존 분포 및 반전 관측 자료에 대한 오차(관측된 투과율 ± 0.001).

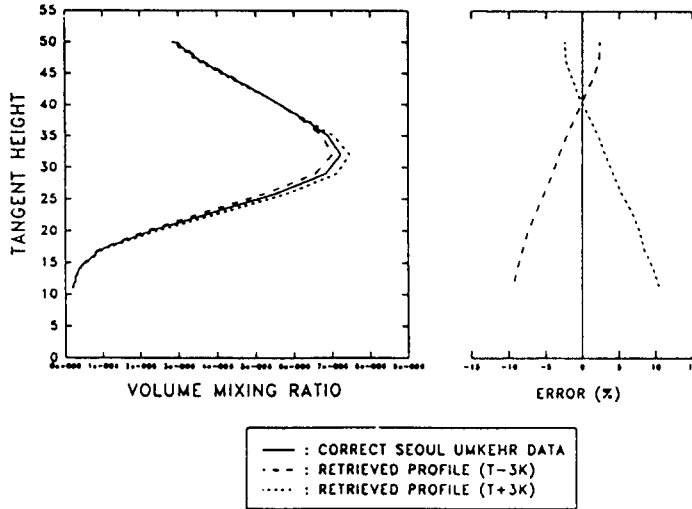


그림 11. 온도 오차가 있을 경우 도출된 연직 오존 분포 및 반전 관측 자료에 대한 오차 (각 층의 온도 $\pm 3K$).

적어 -0.001 의 강제 편의 오차를 적용하였을 경우와 거의 같은 절대값을 보였다.

5.2 온도 오차

각 층의 온도 $\pm 3K$ 의 강제 오차가 연직 오존 분포 도출에 영향을 미치는 민감도 실험을 했다. 이 의미는 태양 임페법에 의해 고도별 온도를 도출할 때 각 접선고도마다 $\pm 3K$ 의 오차를 가지고 있다는 것을 의미한다. Park & Russell III(1980)은 태양 임페법에 의해 파장 $4.3\mu m$ CO_2 흡수띠에서 연직 온도분포를 도출할 때 각 층 온도의 오차는 $\pm 3K$ 미만이라고 제시했다. 각 층의 온도에 $\pm 3K$ 의 강제 오차를 적용하였을 때 도출된 연직 오존 분포와 서울 실제 관측 자료에 대한 오차는 그림 11과 같다. 각 층의 온도를 $-3K$ 로 하였을 경우 도출된 연직 오존 분포의 오차는 고도에 따라 양과 음의 값을 갖는다. $41km$ 이상의 접선 고도에서는 실제 관측 값보다 $0.19\% \sim 2.40\%$ 많은 양이 도출되었다. 그리고 $41km$ 미만의 접선고도에서는 $0.97\% \sim 9.5\%$ 적은 양이 도출되었고 낮은 고도일수록 오차는 크게 나타났다. 각 층의 온도를 $+3K$ 로 하였을 경우, $41km$ 이상의 접선고도에서는 $-0.37\% \sim -2.40\%$ 의 오차가 있었고 $41km$ 미만의 고도에서는 $0.97\% \sim 10.5\%$ 의 오차가 있는 것으로 분석되었다. 역시 낮은 고도일수록 오차는 커졌다. 온도 오차 $\pm 3K$ 에 대해 도출된 연직 오존 분포의 전체 오차는 $-9.5\% \sim +10.5\%$ 로 서울 실제 관측 값보다 많은 양의 오존량이 도출되었다. 그리고 이 오차는 $3.08\% \sim 5.41\%$ 이고 오존

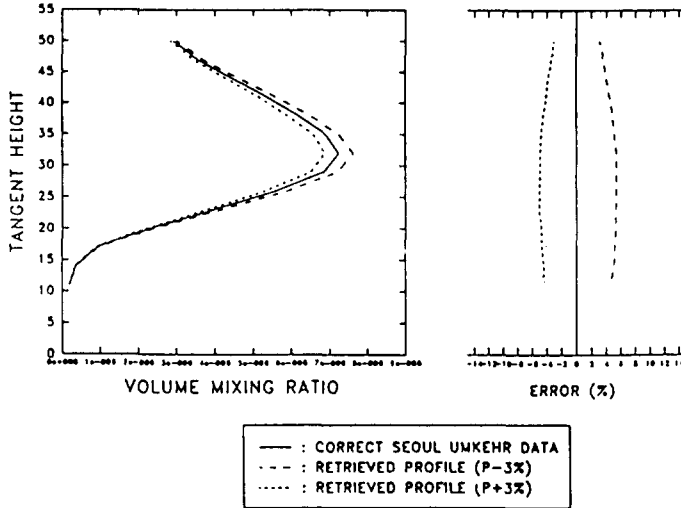


그림 12. 기압 오차가 있을 경우 도출된 연직 오존 분포 및 반전 관측 자료에 대한 오차(각 층의 기압 $\pm 3\%$).

량이 가장 많은 29km 접선 고도에서의 오차는 5.41%로서 가장 컸다. 각 층의 기압에 +3%의 오차를 강제로 더해 적용하였을 경우 전 접선 고도에서 서울 실제 관측 값보다 적은 양의 오존량이 도출되었다. 그리고 이 오차의 범위는 -3.08%와 -5.05% 사이이고 23km 접선 고도에서 이 오차한계는 비교적 큼을 알 수 있다.

5.3 기압 오차

태양 엮페법에 의한 연직 기압 분포의 도출에서 Park & Russell III(1980)은 오차가 3% 미만이라고 밝혔다. 각 층의 기압에 $\pm 3\%$ 강제 오차가 있을 경우 연직 오존 분포 도출에 영향을 미치는 민감도 실험을 했다. 그림 12는 모형에서 기압에 $\pm 3\%$ 의 오차를 강제적으로 적용하였을 경우 도출된 연직 오존 분포와 서울 실제 관측 자료에 대한 오차다. 각 층의 기압에 -3%의 강제 오차를 적용하였을 경우 전 접선 고도에서 -5.05%로서 오차가 가장 컸다.

5.4 온도와 기압오차의 종합

각 층의 온도와 기압이 동시에 오차를 가지고 있을 경우에 이들 오차가 연직 오존 분포 도출에 미치는 영향을 검사하는 실험을 했다. 먼저 각 층의 온도가 -3K의 오차가 있다고 가정하고 기압이 $\pm 3\%$ 의 오차가 있을 경우 도출된 연직 오존 분포와 서울 실제 관측 값에 대한 오차를 구해 그림

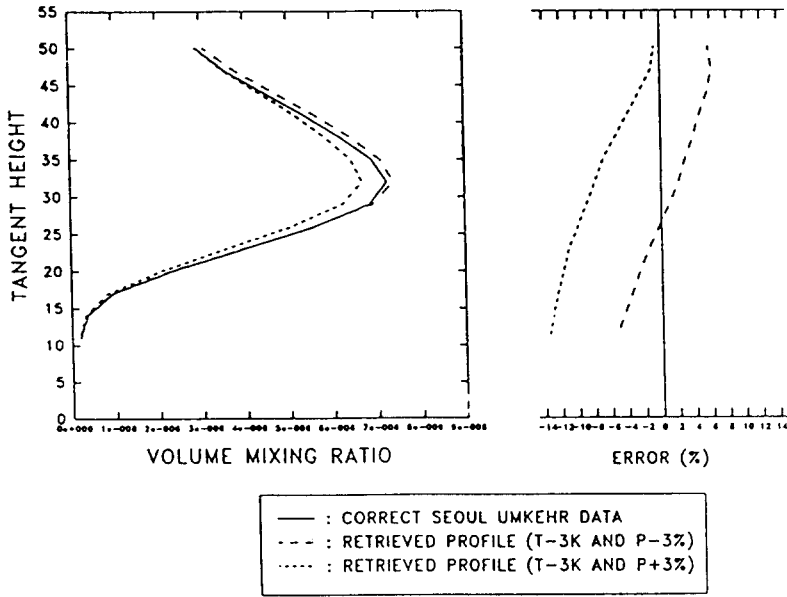


그림 13. 온도와 기압 오차가 동시에 있을 경우 도출된 연직 오존 분포 및 반전 관측 자료에 대한 오차(각 층의 온도 -3K, 각 층의 기압 $\pm 3\%$).

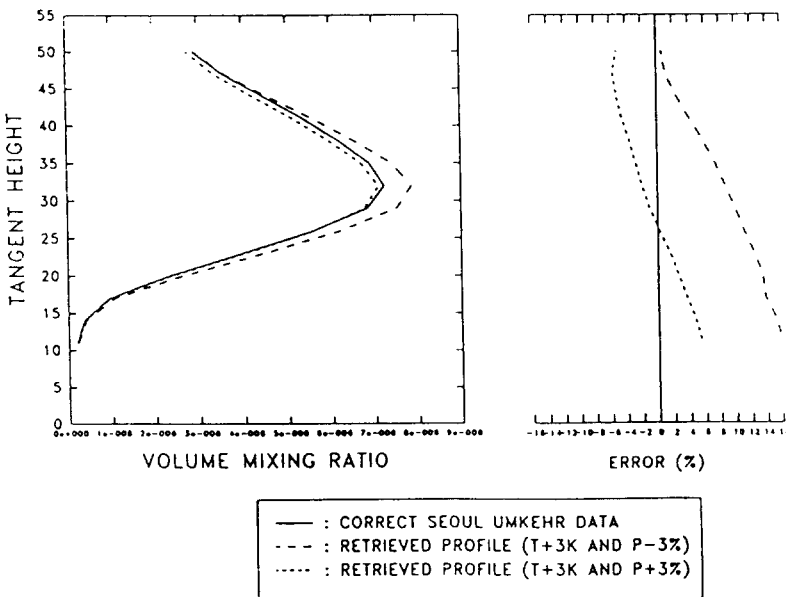


그림 14. 온도를 제외하고 그림 13과 같음(각 층의 온도 +3K).

13에 제시했다. 이 결과에 의하면 층별로 온도가 -3K, 기압이 -3%의 오차가 각각 있을 경우, 29km 이상의 고도에서는 서울 실제 관측 값보다 1.02% ~ 6.16% 많은 양의 오존량이 도출되었고 이 오차는 높은 고도일수록 커졌다. 그리고 29km 미만의 고도에서는 서울 실제 관측 값보다 0.18% ~ 5.50% 적은 오존량이 도출되었고 낮은 고도일수록 그 오차는 커졌다. 각 층의 온도가 -3K, 기압이 +3%의 오차가 있을 경우에는 전 접선고도에서 서울 실제 관측 값보다 0.69% ~ 13.50% 적은 오존량이 도출되었고 그 오차는 낮은 고도일수록 컸다. 각 층의 온도가 +3K의 오차가 있고 기압이 $\pm 3\%$ 의 오차를 가지고 있을 경우, 도출된 연직 오존 분포와 실제 관측 값에 대한 오차는 그림 14와 같다. 층별 온도에 +3K, 기압에 -3%의 오차 각각 있을 경우, 도출된 연직 오존 분포는 전 접선고도에서 실제 관측 값보다 0.69%~16.00% 많았다. 그리고 오차는 낮은 고도일수록 커져서 11km 접선고도에서는 오차가 16.00%이다. 각 층의 온도가 +3K, 기압이 +3%의 오차를 가지고 있을 경우에 도출된 연직 오존 분포는 23km 접선고도 이상의 고도에서는 실제 관측 값보다 1.02%~5.14% 만큼 적고 23km 접선고도 미만의 고도에서는 실제 관측 값보다 0.18%~5.50% 만큼 많았다. 그리고 오차는 높은 고도와 낮은 고도로 갈수록 크다.

6. 결 론

인공위성으로 태양 업페법에 의하여 접선고도 10km에서 50km 사이의 고도별로 관측한 파장 $9.89\mu\text{m}\sim 10.02\mu\text{m}$ 사이의 평균 투과율을 가지고 HALOE SIDS 자료를 초기값으로 하여 반복법에 의하여 연직 오존 분포를 도출하였다. 이 도출을 위하여 실제 관측 투과율이 없기 때문에 흡수 기기의 반전 관측 방법에 의하여 관측한 서울의 평균 연직 오존 분포로 계산한 주연 경로의 투과율을 관측 평균 투과율로 가정하였다. 그리고 태양 업페법에 의해 도출한 연직 오존 분포에 평균 투과율, 온도, 그리고 기압의 관측 오차가 미치는 효과를 민감도 실험을 통하여 밝혔다. 도출한 서울의 연직 오존 분포를 관측한 값과 비교한 결과, 고도에 따라 오차가 0.0005% 이하로 비교적 정확하였다. 민감도 실험에서 관측 평균 투과율의 ± 0.001 의 강제 오차를 적용하였을 때 고도에 따라 실제 연직 오존 분포 값에 비하여 -6.5%에서 +6.9%의 오차가 있었다. 그리고 각 층의 온도에 $\pm 3\text{K}$ 의 오차를 강제로 준 결과, 오차는 고도에 따라 최대오차가 -9.5%에서 +10.5%로 비교적 크게 나타났다. 특히 온도에 의한 오차 범위를 줄이기 위해서는 관측 온도 오차가 $\pm 3\text{K}$ 이내가 되어야 함을 의미한다. 그리고 각 층에 기압의 3태양 업페법에 의해 비교적 정확한 연직 오존 분포를 도출할 수 있었다. 그리고 태양 업페법에 의해 정확하게 연직 오존 분포를 도출하기 위해서는 정밀하게 관측된 투과율뿐만 아니라, 온도와 기압의 정확한 연직 분포 자료가 필요하다. 그러므로 태양 업페법에 의해 온도와 기압을 도출하는 과정에서 오차를 줄여나가는 연구가 계속되어야 할 것이다.

감사의 글: 이 연구는 환경부와 과학기술처가 공동으로 주관하는 G-7 프로젝트 연구비(제1단계 3차

년도/1995)와 일본 국립 환경 연구소의 ADEOS/ILAS 프로젝트 연구비(1995/1996)의 지원에 의한 것이다.

참고 문헌

- 조희구 1994, 오존층 감시 기반 기술. G-7 제 2차년도 보고서, p.62
- Cartalis, C. I. 1989, The Retrieval of the Concentrations of Nitric Oxide and Nitrogen Dioxide from Satellite Solar Occultation Measurements at Sunset and Sunrise (The University of Michigan: Ann Arbor), pp.98-104
- Connor, B. J. & Russell III, J. M. 1993, Satellite Observations of the Ozone layer. Ozone Layer Observation by Satellite Sensors (NIES: Tsukuba), pp.9-13
- Drayson, S. R. 1976, J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer., 16, 611
- Gordley, L. L. & Russell III, J. M. 1981, Appl. Opts., 20, 807
- Klenk, K. F., Bhartia, A. J., Fleig, A. J., Kareeshwar, V. G., McPeters, R. D. & Smith, P. M. 1982, J. Appl. Meteor., 21, 1672
- Lenoble, J. 1993, ATMOSPHERIC RADIATIVE TRANSFER (A. Deepak Pub.: Hampton), p.424
- Liou, K. N. 1980, An Introduction to Atmospheric Radiation (Academic Press: London), pp.267-271
- McCormick, M. P., Hamill, P., Pepin, T. G., Chu, W. P., Swisser, T. J. & McMaster, L. R. 1979, Amer. Meteor. Soc., 60, 1038
- McCormick, M. P. & Wang, P. H. 1993, SAGEII and SAGEIII: Ozone Measurements and Future Capabilities. Ozone Layer Observation by Satellite Sensors (NIES: Tsukuba), p.36
- Mckee, T. B., Whitman, R. I. & Lambiotte, J. J. 1969, A technique of inter atmosphere water vapor mixing ratio from measured horizon radiance profiles, NASA TND-5252
- Park, J. H. & Russell III, J. M. 1980, Appl. Opts., 19, 2131
- Rao, P. K., Holmes, S. J., Anderson, R. K., Winston, J. S. & Lehr, P. E. 1990, Amer. Meteor. Soc., 423
- Rothman, L. S., Gamache, R. R., Tipping, R. H., Rinsland, C. P., Smith, M. A. H., Benner, D. C., Devi, V. M., Flaud, J. M., Camy-Peyret, C., Perrin, A., Goldman, A., Massie, S. T., Brown, L. R. & Toth, R. A. 1992, J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer., 48, 469
- Russell III, J. M. & Drayson, S. R. 1972, J. Atmos. Sci., 29, 376
- Russell III, J. M., Gordley, L. L., Park, J. H., Drayson, S. R., Hesketh, W. D., Cicerone, R. J., Tuck, A. F., Frederic, J. E., Harries, J. E. & Crutzen, P. J. 1993a, J. Geophys. Res., 98, 10777

- Russell III , J. M., Tuck, A. F., Gordley, L. L., Park, J. H., Drayson, S. R., Harries, J. E., Cicerone, R. J. & Crutzen, P. J. 1993b, *Geophys. Res. Lett.*, 20, 719
- Tallamraju, R. K. 1975, *Inference of Stratospheric Minor Constituents from Satellite Limb Radiant Intensity Measurements* (The University of Michigan: Ann Arbor), pp.1-113
- Yokota, T. 1991, *Spectral Transmittance Simulation for the ILAS infrared (830 - 1650cm⁻¹) and Visible (12740 - 13280cm⁻¹) Region*, F-35-91/NIES (NIES: Tsukuba), pp.1-13
- Yokota, T. 1993, *ILAS: Monitoring of High Latitude Ozone Layer, Part 2, Data Retrieval Algorithms. Ozone Layer Observation by Satellite Sensors* (NIES: Tsukuba), pp.52-53