

## 위성 관측 자료를 이용한 중위도 지역의 오존농도 추이분석

가수현 · 권미라 · 오정진<sup>†</sup>

숙명여자대학교 화학과

## Trend Analysis for Stratospheric Ozone Concentration In The Middle Latitude Northern Hemisphere Using Satellite Data

Soohyun Ka, Mi Ra Kwon, Jung Jin Oh<sup>†</sup>

Department of Chemistry, Sookmyung Women's University

In order to observe the stratospheric ozone, there are two ways to doing it. The first one is a ground based observation, and the second one is using satellites observing system. In this paper, we are comparing the ozone volume mixing ratios in the middle latitude of the northern hemisphere measured the ground-based receiver at Sookmyung Women's University with those measured the HALOE(Ver. 19), loaded in UARS. The variation cycle of ozone concentration from Oct. 1991 to Dec. 2003 shows the strong annual cycle. However there are lots of the short- and long-term periods, we can't distinguish whether there are periods or noise, because the HALOE observing data for 13 years are insufficient to discover the cycle of ozone variation.

**Key words:** HALOE, stratospheric ozone, mixing ratio, ground-based observation, ozone variation

### 1. 서 론

1985년 영국의 J. C. Farman, B. G. Gardiner, J. D. Shanklin은 1980년 10월부터 1984년 3월까지의 관측 결과로 남극상공의 성층권 오존 농도가 봄철에 급격한 감소를 보임을 관측한 논문(J. C. Farman *et al.*, 1985)을 발표하였다. 이후, 오존농도가 급격한 감소한 곳을 오존홀이라 명명하였고, 이에 대한 연구가 전 지구적으로 진행되고 있다.

오존은 분포하는 고도에 따라 대류권 오존과 성층권 오존으로 나누어진다. 두 오존의 특성은 매우 다르며, 지구 환경에 미치는 영향력도 상이하다. 대류권 오존은 지상에서 10 km까지 존재하는 오존을 가리키며, 자외선이 강한 여름철에 NO<sub>x</sub> 나 OH에 의해 지표면 부근에서 다량 생성되기도 한다(G. P. Brasseur *et al.*, 1999; K. W. Jucks *et al.*, 1996). 성층권 오존은 지상 10 km~50 km 사이에 존재하는 오존을 가리키며, 주로 지상 30 km에서 최대량을 보이고, 이를 가리켜 오존층(Ozone layer)이라 명명한다. 성층권 약 15 km~

30 km에 존재하는 오존은 태양 복사의 0.28~0.30  $\mu\text{m}$  파장(UV-B 영역)에 해당하는 전파를 흡수하며, 그 결과 성층권이 고도가 증가할수록 기온이 증가하는 특징을 갖게 되어, 안정적인 성질을 갖게 되었다. 오존층의 파괴는 성층권의 특성을 변화시키는 것이기 때문에 기후 변화에 상당한 영향을 미칠 것으로 예상되며 지구 생태계의 급격한 변화를 초래할 것으로 보인다(K. K. Turekian, 1996). 따라서 세계 여러 나라는 남극에서 오존홀이 발견된 이래 오존 파괴물질과 현재의 오존 농도 변화 양상 등에 관한 연구를 진행하고 있다.

성층권 오존의 관측 방법은 크게 3가지로 나눌 수 있다.

첫째는 지상 관측 방법으로 능동적 관측 방법과 수동적 관측 방법으로 다시 나눌 수 있다. 능동적 방법은 라이더(Light Detection And Range : LIDAR)를 이용한 방법으로 2개의 다른 파장의 레이저를 이용한다. 선택하는 파장 중 한 영역은 오존이 강하게 흡수하는 영역의 파장을 선택하고, 또 다른 파장은 거의 흡수를 하지 않는 파장을 선택하여 대기 중으로 발산한다. 이

<sup>†</sup>To whom correspondence should be addressed.

두개의 파장은 대기를 지나가면서 에어로졸에 의해 산란되어 다시 지상으로 돌아오게 되고, 돌아온 파장의 세기를 비교하여 고도에 따른 오존 농도를 계산할 수 있다(오재호, 1999). 수동적 방법으로는 흡수 분광 광도계(Dobson spectrometer)와 마이크로파 수신기가 있다. 흡수 분광 광도계는 태양에서 지상으로 도달하는 파장 영역에서 2개 이상의 파장을 선택하여 관측한다. 대표적인 파장으로는 305 nm와 325 nm를 들 수 있다. 305 nm의 파장은 오존 분자에 의해 강하게 흡수되고, 325 nm는 거의 흡수되지 않으므로 기준 파장으로 쓰인다. 마이크로파 수신기는 오존의 회전 전이에 의해 자체 발산되는 전파를 수신하여 스펙트럼을 얻는다. 그 스펙트럼의 선 모양으로 오존의 고도별 농도를 도출하게 된다. 대표적 전이 파장으로는 2.1 mm와 2.7 mm가 있다.

두 번째 방법으로는 기구를 띄워 관측 고도에서의 오존 농도를 직접 측정하는 존데(Sonde)가 있다. 존데는 직접 성층권으로 올려지기 때문에, 타 기기에 비해 관측 고도에서 가장 정확한 농도를 얻을 수 있지만, 동시간대의 고도별 오존 분포를 얻을 수 없다.

세 번째로 위성 관측이 있다. 위성관측은 전 지구적인 오존 농도를 얻을 수 있고, 하나의 위성에 여러 관측기구를 탑재하여 동시에 여러 분자의 농도를 얻을 수 있어 분자간 반응성을 알 수 있는 기초 자료로 쓸 수 있다. 기후현상이 발생하는 대기권 밖에서 관측이 이루어지므로 기상에 관계없이 연속적인 데이터를 얻을 수 있으며, 장시간의 오존농도 변화를 추적할 수 있다. 대표적 위성 관측 기기로 측정된 TOMS(Total Ozone Mapping Spectrometer, Nimbus-7에 탑재)가 1978년 11월 1일부터 1993년 5월 6일까지 오존전량을 관측하였으며(김유근 *et al.*, 2001), UARS(Upper Atmosphere Research Satellite)에 탑재되어 1991년 9월부터 오존의 고도별 농도 관측을 시작한 HALOE(Halogen Occultation Experiment)가 있다.

본 논문에서는 HALOE의 1991년 10월부터 2003년 12월까지의 관측 데이터를 바탕으로 북반구 중위도 지역의 오존농도 변화 추이를 살펴보고, 숙명여대의 마이크로파 오존 전파 수신기로 관측한 데이터와 HALOE 위성 데이터와의 비교 분석을 해보고자 한다.

## 2. 이 론

### 2.1. HALOE 자료 해석

HALOE는 1991년 9월 12일에 발사된 우주선

UARS에 탑재된 대기 구성물질 및 온도 측정 기기이다. 오존과 메탄, 수증기 등의 대기 구성 분자의 고도별 분포를 관측하는 HALOE는 1991년 10월 11일부터 관측을 시작했으며, 남위 80°에서 북위 80°까지 전 경도에 걸쳐 데이터를 수집하고 있다. 측정 원리는 태양 임폐법(Solar occultation)으로 분자별로 지상 15 km에서 60~130 km까지의 고도별 농도 분포를 부피비(volume mixing ratio : ppmv)로 얻을 수 있다.

태양 임폐법은 HALOE 관측 센서가 지구 대기를 관통하여 태양을 바라볼 때, 즉, 일출과 일몰 현상일 때 태양에서 방출된 적외선의 흡수 세기를 비교하여 분자의 농도를 알아내는 방법이다. 오존 분자의 경우  $960\text{ cm}^{-1} \sim 1085\text{ cm}^{-1}$ 의 해당하는 파장의 흡수 세기를 비교하여 농도를 알아낸다. HALOE는 지구를 96분 주기로 한바퀴 회전하기 때문에 하루(1440분)에 15바퀴를 회전하고 있으며, 한 바퀴마다 2번의 관측 기회(일출, 일몰)를 가지므로 하루 30회의 관측을 수행할 수 있다. 또한, 지구 자전축을 기준으로  $57^\circ$  기울어져 있어 일출과 일몰이 서로 다른 지역에서 일어나게 된다.

### 2.2. 숙명여대 오존전파 수신기의 원리

마이크로파 수신기는 서론에서 밝혔듯이 지상관측 방법 중 수동적 방법에 해당한다. 오존 분석의 경우 회전 전이를 일으키면서 방출하는 마이크로파를 지상에서 수신하여 분석한다. 마이크로파 수신기의 장점으로는 대기 입자들의 전파 복사를 직접 수신하기 때문에 태양의 특정 파장이나 다른 광원을 필요로 하지 않는다. 따라서 광원인 오존 분자만 존재하면 되므로 야간에도 관

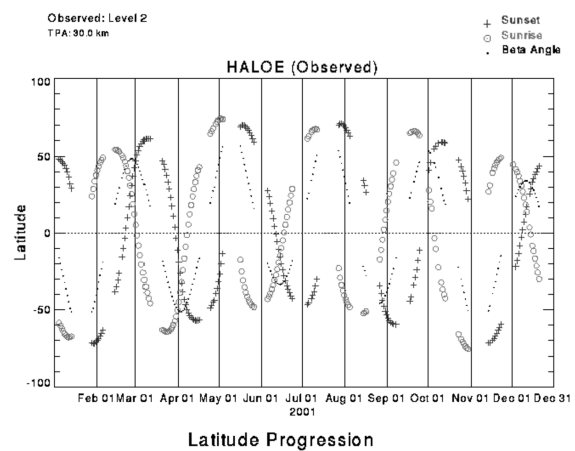


Fig. 1. The latitude coverage of HALOE in 2001.

측이 가능하며, 따라서 연속 관측이 가능하다(숙명여자대학교, 2002).

### 2.2.1. 수신기 구성 기기

이 논문에서는 현재 숙명여대 오존 관측소에 설치되어 있는 110.836 GHz 오존 전파 수신기를 기준으로 설명하고자 한다. 오존 전파 수신기는 오존 전파를 수신기 내부로 유도하는 준광학계, 국부발진기, 믹서, 중간주파수 시스템, 분광기시스템, 컴퓨터로 구성되어 있다.

수신기의 내부 구성 부품은 오존 신호를 손실과 왜곡 없이 온전하게 전달하는 것에 우선의 목적이 있다. 따라서 수신기 내부 설계시 부품으로 인한 잡음 부가를 최소화 하고, 신호 전달을 최대화 시키는 것을 우선시 한다.

수신기에 도달하는 전파는 오존 전파 외에도 여러 가지 잡음 전파들이 섞여 있다. 이 잡음 전파들은 관측하고자 하는 오존 주파수인 110.836 GHz를 기준으로 설계된 타원면경에 의해 1차적으로 걸러져서 수신기로 유도된다. 또한 오존 신호 보정에 필요한 기준 전파를 수신하기 위한 경로를 제공하게 된다. 숙명여대 오존 전파 수신기의 경우 보정하기 위한 기준 전파로써 관측시의 실온 온도와 액체질소의 온도인 77 K을 이용한다. 준광학계(Quasi-optical system)에서의 전파 전달은 공기를 매질로 한다. 그러나 수신기 내부에서는 웨이브가이드(Waveguide)라는 일종의 금속 매질에서 전달하므로, 전파가 수신기 내부로 진입할 때 매질의 급격한 변화를 겪게 되는데, 매질의 급격한 변화는 신호의 왜곡을 가져온다. 따라서 이를 방지하기 위해 피드혼(Feed horn)을 장착하여 매질 변화로 인한 신호의 왜곡을 최소화한다. 모든 기기는 고유한 잡음이 존재하기 때문에, 고유 잡음 신호는 작으면서 원하는 주파수 대역만을 선택적으로 증폭시킬 수 있는 기기인 저잡음 증폭기(Low noise amplifier)를 장착한다. 또한 고주파 영역대는 저주파에 비해 기술적으로 처리하기 어려운 범위이다. 따라서 고주파 영역에 해당하는 오존 전파는 수신기의 믹서(Mixer)를 이용하여 저주파로 바꾼다. 믹서에 연결된 국부발진기(local oscillator)에서 고정된 주파수를 갖는 신호가 믹서에 입력되고, 믹서는 국부 발진기의 주파수와 오존 전파 주파수의 합 또는 차에 해당하는 값으로 주파수를 바꾸어 출력한다. 여기서 가감된 주파수의 전파는 믹서 뒤에 장착된 대역 통과 필터에 의해 주파수 영역이 결정된다. 이후 전파는 필터뱅크 분광기에서 여러 채널로 나뉘어 채널별 주파수에 해

당하는 분해능을 갖고 스펙트럼을 나타낸다. 숙명여대의 필터뱅크는 1회 관측시 64 MHz의 대역폭을 갖고 있다. 그러나 병렬모드로 관측이 가능하기 때문에, 128 MHz의 대역폭을 갖고 있는 것과 동일한 역할을 한다. 64 MHz의 대역폭은 250 kHz의 대역폭을 갖는 256개의 채널로 구성되어 있으며, 각 채널로 들어온 신호는 검파기(Detector)를 통과하면서 전압으로 변환된다. 이 전압은 다시 VFC(Voltage to frequency converter)를 거치면서 펄스로 변환되어 펄스에 개수에 따라 신호의 세기가 결정되며(숙명여자대학교, 2002), 110.836 GHz를 중심으로 하여 110.772 GHz부터 110.900 GHz까지의 신호 세기를 스펙트럼으로 보여준다.

### 2.3. 마이크로파 복사 전달 방정식(Radiative Transfer Equation)

오존 전파는 복사 전달 방정식(Radiative transfer equation)에 따라 신호가 전달된다. 흑체의 복사 전달 방정식은 플랑크 함수(Planck function)로부터 유도된다.

$$L_{\nu}^{black}(T, \nu) = \frac{2h\nu^3}{c^2} \frac{1}{\exp\left(\frac{h\nu}{k_B T}\right) - 1}$$

$c$ 는 광속,  $\nu$ 는 주파수,  $k_B$ 는 파수,  $T$ 는 실제온도(physical temperature),  $L_{\nu}^{black}(T, \nu)$ 은 흑체일 때의 주파수에서의 복사 에너지이다.

플랑크 함수는 마이크로파 영역( $h\nu \ll k_B T$ )에서 레일리-진스 복사 법칙(Rayleigh-Jeans law)과 일치하고, 분모도 다음과 같이 근사된다.

$$L_{\nu}^{black}(T, \nu) \approx \frac{2\nu^2 k_B T}{c^2} = \frac{2k_B}{\lambda^2} T \quad (\text{Rayleigh-Jeans law})$$

$$L_{\nu}^{black}(T, \nu) = \frac{2h\nu^3}{c^2} \frac{1}{\exp\left(\frac{h\nu}{k_B T}\right) - 1} = \frac{2h\nu^3}{c^2} \frac{1}{\exp\left(\frac{h\nu}{k_B T}\right)}$$

(in Microwave)

따라서 레일리-진스 복사 방정식이 플랑크 함수와 일치하기 위해서는 다음과 같은 정의를 내려준다.(M. A. Janssen, 1993)

$$T_B(T, \nu) = \frac{h\nu}{k_B} \frac{1}{\exp\left(\frac{h\nu}{k_B T}\right)}$$

$T_B$ 는 밝기온도(Brightness temperature)라 정의하고, 지수 함수를 테일러 전개하면 마이크로파 영역에서의

밝기 온도는 실제 온도와 거의 같은 값을 갖게 된다. 또한 이 식을 플랑크 함수에 대입하면, 다음과 같은 식이 도출된다.

$$L_{\nu}^{black}(T, \nu) \approx \frac{2\nu^2 k_B}{c^2} T_B(T, \nu) = \frac{2k_B}{\lambda^2} T_B(T, \nu)$$

이 식은 복사 에너지와 밝기 온도가 비례한다는 점에서 중요한 의미를 갖는다. 따라서 우리는 오존의 복사량을 밝기 온도로 표현하여 복사 에너지를 표현할 수 있다.

그러나 오존 전파가 수신기에 도달할 때까지는 대기를 통과해야 한다. 대기 중에는 오존 외에 여러 분자들이 존재하며, 분자들에 의해 파장의 흡수, 산란, 방출이 일어난다. 마이크로파 영역인 110.836 GHz에서는 산란의 영향은 무시할 수 있으나, 흡수와 방출은 고려해 주어야 한다. 흡수는 흡수계수(Absorption coefficient)  $\alpha$ 로 표현할 수 있다. 흡수계수는 전파가 단위길이를 지날 때 흡수되는 복사량의 비율을 나타내는 계수로써, 불투명도(opacity)  $\tau$ 를 유도할 수 있다.

$$\delta L_{\nu} = \alpha(z, \nu) L_{\nu}(z, \nu) \delta z$$

$$\tau(s) = \int_0^s \alpha(s') ds'$$

따라서  $T_b = T_{\text{일}}$  때, 밝기온도  $T_B$ 는 다음 식으로 나타낼 수 있다.

$$T_B(\nu) = T_{B0} e^{-\tau(s_0)} + \int_0^s T(s) e^{-\tau(s)} \alpha ds$$

이 식이 복사 전달 방정식(Radiative Transfer Equation)이다.

이렇게 밝기 온도로 나타난 오존 스펙트럼의 세기는 밝기 온도를 우리가 알고자 하는 고도별 오존 부피비로 변환시켜야 한다.

$$y = F(x) + \varepsilon$$

위 식에서  $x$ 는 우리가 알고자 하는 오존 부피비이며,  $y$ 는 관측한 스펙트럼 값이다.  $\varepsilon$ 은 관측시 삽입된 오차이다.  $F$ 는 forward model이라 하며,  $x$ 에 따라서  $y$ 가 어느 정도 영향을 받는지를 나타내는 함수이다. 따라서  $F$ 는 우리가 측정한 값보다 더 정확한 값을 갖고 있어야 한다. 이 모델을 이용하여 계산된 스펙트럼은 역산법에 의해 오존 농도로 변환된다(Clive D. Rodgers, 2000). 우리가 이용한 역산법은 Rodger's optimum estimation method이다.

### 3. 데이터 해석

HALOE는 다양한 분자종의 데이터를 매달 보고하고 있다. 7개 분자( $O_3$ ,  $H_2O$ ,  $NO_2$ ,  $NO$ (3개의 data mode),  $HF$ ,  $HCl$ ,  $CH_4$ )의 고도별 농도를 확인할 수 있으며, 에어로졸과 고도별 기온 분포를 얻을 수 있다. 오존 분자의 관측 고도 범위는 지상 5 km ~ 90 km이며 1991년 관측 초기에 비해 점점 범위가 증가하고 있다. 그러나 25 km ~ 60 km 고도 범위에서 가장 적은 오차범위(5%)를 보이고 있으며, 성층권의 고도범위는 20 km ~ 50 km 이므로, 이 범위는 성층권 오존 관측에 적당하다.

HALOE data는 원하는 년도, 월별, 관측 모드(일출, 일몰), 분자종을 선택하여 얻을 수 있으며, 본 논문에서는 오존 분자에 대해 일출, 일몰의 두 관측 모드를 모두 선택하여 1991년 10월부터 2003년 12월까지의 데이터를 획득, 분석하였다. 데이터는 월별 한 파일로 묶여져 있기 때문에 관측 위치의 경도와 위도는 위치적으로 연속되어 있다. 그러나 본 논문에서 알고자 하는 중위도 지역에서의 데이터만을 얻기 위해 한달 단위로 작성되어 있는 데이터를 한 파일당 관측 1회분의 데이터를 수록하고, 이것을 위도별로 나누는 작업을 수행하였다. 위도별 분리 기준은  $30^\circ$  씩으로 하여 지난 12년간의 데이터를 모두 분석하였다.

따라서 중위도 오존 부피비 관측 데이터를 년도별 오존 부피비 변화와 월별 오존 부피비 변화로 해석하기 위해 각 년도 데이터의 월별 평균치를 구하는 작업을 수행하였다. 이 작업은 고도 15 km 초과 ~ 85 km 미만에 해당하는 오존 부피비를 각 고도별로 평균치를 구하였다. 또한 각 관측 데이터의 고도가 모두 일치하지는 않기 때문에 월별 평균 데이터에는 해당월의 평균 고도 데이터를 적용하였다. 이때, 평균 고도와 실제 관측 고도와의 차이는 0.5 km 미만으로 분석 결과에 큰 영향은 미치지 않는다.

Table 1. The six data set for analysis

| 위도      | 해당 범위                               |
|---------|-------------------------------------|
| 북반구 고위도 | 북위 $60^\circ$ 이상 ~ 북위 $80^\circ$ 미만 |
| 북반구 중위도 | 북위 $30^\circ$ 이상 ~ 북위 $60^\circ$ 미만 |
| 북반구 저위도 | $0^\circ$ 이상 ~ 북위 $30^\circ$ 미만     |
| 남반구 저위도 | 남위 $30^\circ$ ~ $0^\circ$ 미만        |
| 남반구 중위도 | 남위 $60^\circ$ 이상 ~ 남위 $30^\circ$ 미만 |
| 남반구 고위도 | 남위 $80^\circ$ 이상 ~ 남위 $60^\circ$ 미만 |

### 4. 결 과

#### 4.1. HALOE 데이터와 수신기 관측 데이터의 비교

숙명여대(동경 127° 22' 19", 북위 36° 23' 53")에서 2002년 2월 16일 오후에 관측한 오존의 스펙트럼과 오존의 고도별 농도를 비교해보고자 한다. 오존 스펙트럼의 세기는 약 6 K 으로 나타났으며, 관측 당시의 대기로부터 생기는 바이어스 온도는 58 K ~ 73 K로 큰 변화도를 나타냈다. 그리고 이때의 오존은 7.1

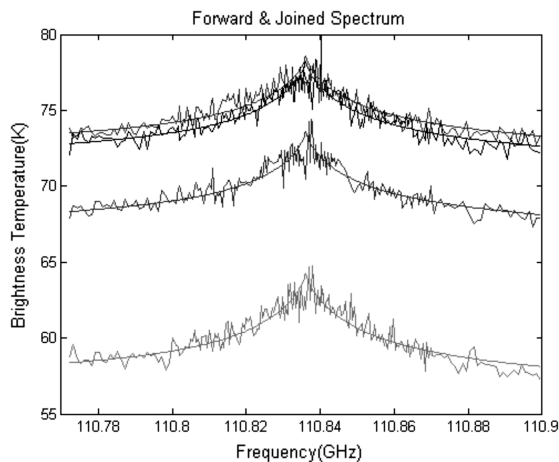


Fig. 2. Observed and Calculated Spectra at Seoul on February 16, 2002 (afternoon).

ppmv ~ 8.3 ppmv로 나타났으며, 35 km에서 가장 높은 부피비를 갖고 있다. 이것을 HALOE 관측 데이터의 2002년 2월의 중위도 평균 오존 농도와 비교를 해 보면 이것 역시 35 km에서 가장 높은 부피비를 보인다. 그러나 HALOE의 관측 지점이 계속 바뀌는 특성으로 인해 일일 변화량에 대해서는 비교가 불가능하다.

#### 4.2. HALOE 데이터에 따른 중위도 성층권의 오존 농도 추이 분석

HALOE 데이터의 중위도지역 관측 데이터만을 추출하였다. HALOE의 관측 특성상 모든 월에서 중위도 지역의 데이터를 얻을 수 있는 것은 아니다. 1991년 10월부터 2003년 12월까지의 데이터 중 중위도 지역의 연속적인 월평균 데이터를 얻을 수 있었던 년도는 1992년, 1993년, 1995년, 1997년 이다. 이들 4년도의 월별 오존 부피비 평균값의 그래프는 아래와 같다.

이 그래프에서 오존 부피비는 겨울철을 제외한 모든 계절에서 7 ppmv 이상의 값을 최대값으로 갖고 있다. 특히 자외선 조사량이 급격하게 늘어나는 봄철에는 8

ppmv의 부피비를 갖는 층이 나타난다. 7 ppmv의 부피비를 나타내는 층의 고도를 비교해보면, 봄·가을철

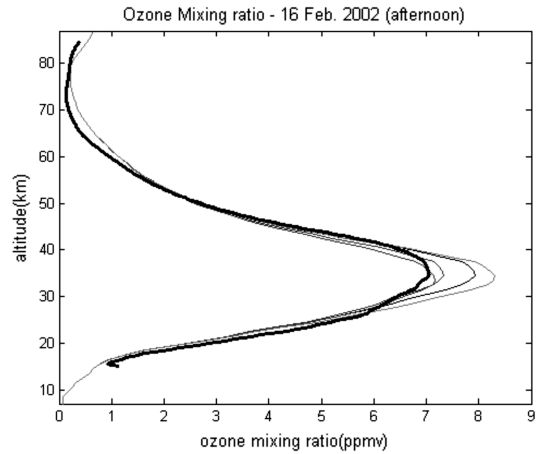


Fig. 3. Comparison HALOE data(thick line) with observing data (4 thin lines) - afternoon of 16. Feb. 2002.

보다 여름철의 고도가 낮으며, 최대 부피비를 갖는 층의 두께는 1992, 1993, 1995년도에는 4월부터 8월까지 최대 두께를 나타내었으나, 6월에 일시적인 두께 감소를 보였다. 그러나 1997년도에는 4월에 두꺼워진 층이 점점 얇아지다가 9월달에 다시 급격하게 두꺼워졌다. 오존농도의 변화양상을 더 자세히 살펴보기 위해 변화양상이 뚜렷한 고도 20 km부터 40 km까지의 월별 평균 오존 부피비를 나타내었다. 이 결과 각각 최저 부피비를 나타낸 시기는 약간의 편차가 존재하였지만, 연내의 계절적 변화면에서 보면 대체적으로 일치하는 변화양상을 띄고 있다.

그러나 앞으로의 오존 변화 양상을 예측하기 위해서는 장기간의 관측 데이터를 분석하여 변화 양상을 알아내야 한다. 이에 1991년 10월부터 2003년 12월까지의 관측데이터를 모두 그래프로 도식화 하였다. 관측데이터가 없는 시간의 데이터는 공란으로 두었다.

이 그래프를 보면, 25 km부터 45 km까지 5 ppmv 이상의 농도를 보이는데, 1년 단위의 주기성을 확인할 수 있으며, 1992년부터 1996까지의 최대 부피비 층 변화 데이터를 기반으로, 약 2년을 주기로 하여 오존 농도의 변화성이 나타나는 준격년 농도 변화(Quasi-biennial oscillation)을 예상하였다. 이에 오존 부피비의 변화 주기성을 확인해보기 위하여 25 km ~ 45 km에 존재하는 오존 부피비의 평균값으로 Fast Fourier Transform을 수행하였다. 위와 마찬가지로 관측 데이터가 없는 시구간은 제외하였다. 그 결과 오존 부피비의

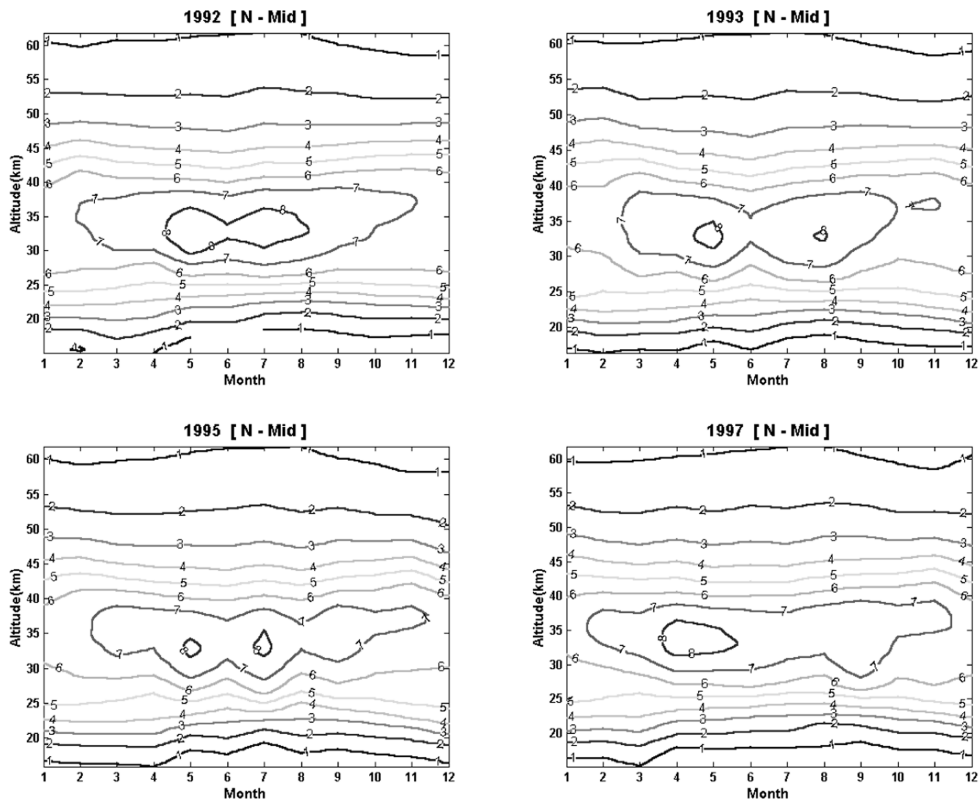


Fig. 4. Monthly variation of ozone concentration in the middle latitude of northern hemisphere in 1992(left-up), 1993(right-up), 1995(left-down) and 1997(right-down) year.

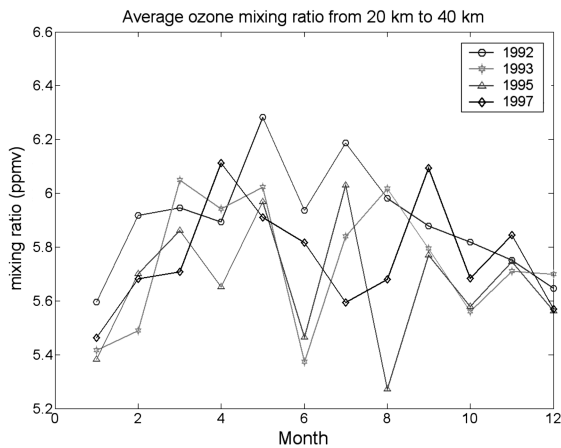


Fig. 5. Average ozone mixing ratio from 20 km to 40 km (in middle latitude of northern hemisphere).

Table 2. Average ozone mixing ratio from 20 km to 45 km (in middle latitude of northern hemisphere).

|      | 1992년<br>(ppmv) | 1993년<br>(ppmv) | 1995년<br>(ppmv) | 1997년<br>(ppmv) |
|------|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|
| Jan. | 5.5955          | 5.4154          | 5.3828          | 5.4637          |
| Feb. | 5.9184          | 5.4898          | 5.7010          | 5.6825          |
| Mar. | 5.9465          | 6.0489          | 5.8617          | 5.7078          |
| Apr. | 5.8932          | 5.9419          | 5.6516          | 6.1130          |
| May. | 6.2830          | 6.0218          | 5.9685          | 5.9105          |
| Jun. | 5.9367          | 5.3728          | 5.4650          | 5.8158          |
| Jul. | 6.1868          | 5.8392          | 6.0299          | 5.5943          |
| Aug. | 5.9821          | 6.0179          | 5.2720          | 5.6808          |
| Sep. | 5.8788          | 5.7943          | 5.7705          | 6.0933          |
| Oct. | 5.8191          | 5.5604          | 5.5793          | 5.6832          |
| Nov. | 5.7519          | 5.7102          | 5.7448          | 5.8457          |
| Dec. | 5.6460          | 5.6981          | 5.5621          | 5.5699          |

변화는 11.1667개월의 주기성을 갖고 있었으나, 그 외의 주기성은 뚜렷하게 나타나지 않았으며, 잡음으로 여겨지는 6개월 미만의 데이터를 제거한 후, Inverse Fast Fourier Transform을 실시하여 오존 농도 변화의

장주기 변화성(long term variation)을 찾아보고자 하였으나, 뚜렷한 장주기 변화성은 나타나지 않았다.

이것은 HALOE의 관측 주기가 10여년밖에 이르지 않은 관계로 10여년의 관측 데이터로 장기간의 오존

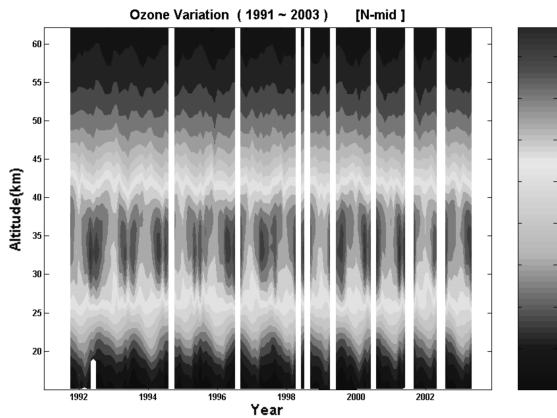


Fig. 6. Ozone variation in middle latitude of northern hemisphere from Oct. 1991 to Dec. 2003 (Up : from 15 km to 62 km, Down : from 25 km to 43 km).

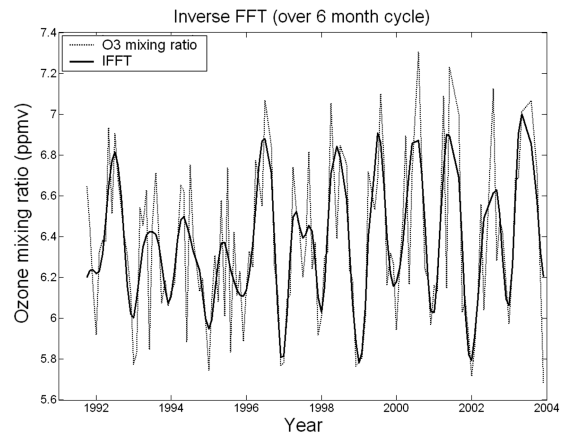


Fig. 8. Variation of ozone mixing ratio after removal of short term variation.

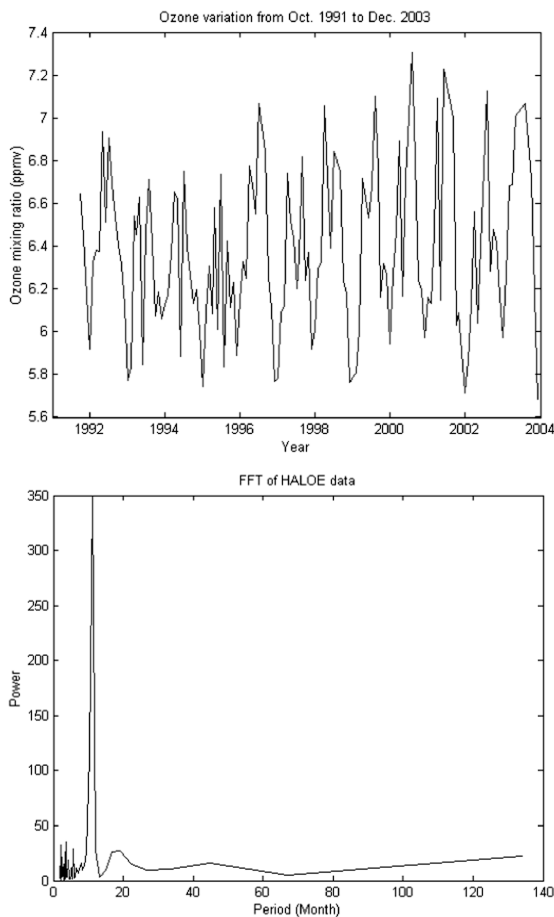


Fig. 7. The variation of average ozone mixing ratio from 25 km to 45 km (Left), and the fast fourier transformation of the ozone mixing ratio data (Right).

농도 변동성을 찾는다는 것은 아직 무리가 있다. 그러나 여러 관측 논문들에 의해 성층권 오존이 준격년 진동 변화를 하고 있다는 것이 밝혀졌다(T. J. Dunkerton, 2001; K. Hamilton *et al.*, 2000; P. K. Patra *et al.*, 2003; M. P. Baldwin *et al.*, 2001).

### 5. 결 론

이 논문에서는 숙명여대에서 지상 관측된 고도별 오존 농도와 UARS 위성에 탑재된 HALOE 관측 데이터를 비교하였다. 최대 오존 파괴비를 나타내는 고도는 35 km로 일치하였지만, 위성 관측 방법의 특성상 일정 지역에서의 단기간 오존 농도 변동성에 대해서는 비교, 확인이 불가능하였다. 또한 HALOE의 관측이 1991년부터 시작되어 현재까지 13년의 오존 농도 관측 값만을 확인할 수 있기 때문에 오존 농도의 연주기 변동을 제외한 짧은 주기의 변동성에 대해서는 변동 주기와 잡음의 분간이 확실치 않으며, 전 지구적 관측을 수행하므로 중위도 지역에 대한 관측이 이루어지지 않은 기간이 존재한다. 이 무관측 기간 역시 오존 농도 변화 주기성 파악을 어렵게 하는 요인이 된다. 따라서 위성 관측만으로는 지역에 따른 성층권 오존 연구에 부족한 점이 있으며, 이를 보완하기 위해 지상 관측이나 라이다와 같은 능동적 관측 방법이 같이 수행되어야 한다. 특히 지상관측의 경우 연속적인 데이터를 얻을 수 있으며, 실온과 액체질소를 이용하여 신호를 보정할 수 있는 정확한 기준물질을 사용하고 있으므로, 보정이 불가능한 위성 관측 값과의 상호 비교, 보정이 용이할 것으로 판단된다. 환경오염으로 인한 대기 환경 변화는

많은 변수를 포함하고 있기 때문에, 오존 농도의 장주기성 변동을 밝히는 것은 환경오염으로 인한 대기환경 변화를 평가하는 것에 중요한 역할을 한다. 따라서 대기 조성 변화에 대해 계속적으로 정확한 데이터를 획득하는 것이 지구 대기 환경 변화를 예측하는 것에 큰 기여를 할 것이다.

### 감사의 글

본 연구는 숙명여자대학교 2003년도 교내 연구비 지원에 의해 수행되었음.

### 참고문헌

1. 김유근, 문운섭 (2001) 오존전량의 통계적 예측모형에 관한 연구, 한국기상학회지, 37, 2, 169-180.
2. 숙명여자대학교 (2002) 한반도 상공의 대기환경 감시기술 개발, 기후 변화 감시 예측 및 영향 평가기술 보고서, 환경부, 223-295 pp.
3. 오재호 (1999) 기후학II, 도서출판 아르케, 328-377 pp.
4. Chanin, J. Zawodny, C. S. Zerefos, Scientific assessment of ozone depletion: 1991, Proceeding of World Meteorological Organization Global Ozone Research And Monitoring Project-Report No. 25, 2.1-2.30 pp, 4.1-4.15 pp.
5. Clive D. Rodgers (2000) Inverse methods for atmospheric sounding: theory and practice, 1st Ed., World Scientific Publishing Co., Singapore, 1-11 pp, 197-204 pp.
6. Guy P. Brasseur, John J. Orlando, Geoffrey S. Tyndall (1999) Atmospheric Chemistry and Global Change, Oxford University Press, U.S.A., 472-484 pp.
7. J. C. Farman, B. G. Gardiner, and J. D. Shanklin (1985) Large losses of total ozone in Antarctica reveal seasonal ClOx/NOx interaction, Nature Vol. 315 207-210 pp.
8. Karl K. Turekian (1996) Global Environmental Change, 1st Ed. Prentice Hall, U.S.A., 143-156 pp.
9. Kevin Hamilton, and Song-Miao Fan (2000) Effects of the stratospheric quasi-biennial oscillation on long-lived greenhouse gases in the troposphere, J. of Geophysical Research, Vol. 15, No. D16, 20581-20587.
10. K. W. Jucks, D. G. Johnson, K. V. Chance, and W. A. Traub (1996) Ozone production and loss rate measurements in the middle stratosphere, J. Geophys. Res. Vol. 101, No. D22, 28875-28885.
11. Michael A. Janssen (1993) Atmospheric remote sensing by microwave radiometry, 1st Ed., John Wiley & Sons Inc., U.S.A., 1-13 pp.
12. M. P. Baldwin, L. J. Gray, T. J. Dunkerton, K. Hamilton, P. H. Haynes, W. J. Randel, J. R. Holton, M. J. Alexander, I. Hirota, T. Horinouchi, D. B. A. Jones, J. S. Kinnarsley, C. Marquardt, K. Sato, and M. Takahashi (2001) The quasi-biennial oscillation, Reviews of Geophysics, 39, 2, 179-229.
13. P. K. Patra, S. Lal, S. Venkataramani, and D. Chand (2003) Halogen Occultation Experiment (HALOE) and balloon-borne in situ measurements of methane in stratosphere and their relation to the quasi-biennial oscillation (QBO), Atmos. Chem. Phys. Discuss., 3, 1925-1947.
14. Timothy J. Dunkerton (2001) Quasi-biennial and subbiennial variations of stratospheric trace constituents derived from HALOE observations, J. of the Atmospheric Sciences, 58, 7-25.