

BSPE 00329-565-7

대기 성층권 오존층의 특징과
변동에 관한 고찰

A Study on Characteristics and Variations
of the Stratospheric Ozone

1993. 4.

한국해양연구소

제 출 문

한국해양연구소 소장 귀하

본 보고서를 '대기 성층권 오존층의 특징과 변동에 관한 고찰' 과제의 최종보고서로 제출합니다.

1993년 4월

연구책임자 : 이방용

요 약 문

I. 제 목

대기 성층권 오존층의 특징과 변동에 관한 고찰

II. 연구 목적 및 중요성

지구 대기의 구성물질의 하나인 오존은 태양으로부터 지구 대기권으로 침투하는 파장이 짧은 강한 자외선을 흡수하여 인체와 생태계에 유해한 자외선이 지표에까지 도달하는 못하도록 하는 우산 역할을 한다. 지구 대기 중에 존재하는 오존은 약 90% 이상이 성층권에 포함되어 있으나 그 양은 매우 적어 전 대기의 약 10^{-6} 에 지나지 않는다.

그러나 성층권 내의 오존층이 파괴되면 지표에 도달하는 자외선 복사량이 급증하여 피부암을 비롯한 화상, 피부노화 현상 및 백내장을 유발하는 등 인체의 면역 기능을 상실케 할 뿐만 아니라 식물과 바다의 플랑크톤의 성장에도 이상을 끼쳐 수확량을 감소시키거나 먹이사슬을 혼란하게 하는 등 생태계의 파괴를 초래한다.

더욱이 최근 남극 상공에 오존홀이 매년 점점 커지며, 성층권 오존량이 줄어드는 현상이 관찰됨에 따라 오존층의 파괴에 의한 파급효과로부터 지구를 보호하자는 목소리가 높아가고 있어, 국제적인 공동 관심사가 되었다.

이에 본 연구에서는 성층권 오존층의 특징과 화학적, 물리적으로 평형을 유지하는 과정, 생성과 소멸과정, 대기순환과의 관계, 오존층의 관측 방법 그

리고 오존층의 파괴에 의한 지상생태계의 영향에 대해서 알아보고, 마지막으로 성층권 오존층의 보호와 대기오염 문제 해결을 위한 국제적인 관심과 그 전망에 대해서 살펴보았다.

III. 연구 내용 및 범위

대기 성층권의 오존에 대해 알아보기 위하여 그 동안에 수행되었던 각종 오존층에 관한 연구 자료의 수집과 세계적인 연구현황을 분석하였다. 또한 오존층의 역할 및 물리화학적 특징 분석과 기상과의 관계를 파악하였으며, 오존층 내에서의 오존의 생성과 소멸, 파괴 입자와의 관계 등에 대해서 서술하였다. 이와 아울러 현재 세계적으로 수행하고 있는 오존 전량과 연직 분포를 측정하는 장비와 방법에 대해서 알아보았으며, 오존층의 변동에 대해 파악하였다.

IV. 연구 결과 및 제언

본 연구의 목표는 성층권 오존층의 특징과 변동 기작에 대한 일반적인 개념 확립에 있다. 따라서 어떤 새로운 아이디어의 창출이라든지 발전적인 관측 기술의 확보, 또는 오존량 변동에 대한 수치모델의 개발과 응용보다는 장차 우리 나라에서 또는 남극 지역에서 이와 같은 연구를 확대 또는 본격적으로 수행하기 위한 기본적인 자료의 수집과 연구현황을 파악함으로써 현상의 이해 및 연구의 방향 설정으로 보다 실질적인 연구수행을 위한 참고 연구로서의 성격을 갖고 있다. 이에 미흡하나마 본 연구에서 언급한 기본적인 오존 연구에 관한 사항이 성층권 오존층 연구를 참고하려는 비전문 연구인에게도 참고 자료로서 활용될 것을 기대한다.

SUMMARY

I. Title

A Study on Characteristics and Variations of the Stratospheric Ozone

II. Significance and Objectives of the Study

Ozone is generated in the stratosphere when solar ultraviolet radiation is absorbed by molecular oxygen, breaking the molecular bond and yielding two free oxygen atoms. In the stratosphere ozone which is one of Earth's atmospheric components absorbs the incident short wavelength solar radiation from Sun to Earth's atmosphere and plays a role of a kind of filter preventing ultraviolet radiation to be harmful reaction for human bodies and an ecosystem.

In spite of the smallness of the ozone amount in atmospheric air, particularly in the troposphere, its importance for life on earth is great.

If ozone in the stratosphere is destroyed by any reasons, ultraviolet radiation amount which is arrived on earth surface increases. Therefore it causes the destruction of an ecosystem, the disarrangement of a food chain, the cancer or burn of human skin, a cataract, the phenomena of aging, and so on

Moreover, there are some observations and studies which ozone hole is gradually extended in the stratosphere above the Antarctic and total amount of ozone decreases during the past few years. Especially, attention is now moving to examine an ozone trend in the mid-latitude in the northern hemisphere where population is dense and the impact of destruction of the ozone layer will be quite serious for the natural environment and human lives. Therefore, the past few years have been remarkable insofar as stratospheric ozone science is concerned. There have been highly significant advance in the understanding of the impact of human activities on the Earth's protective ozone layer.

In this study, there are presented some descriptions as follows: the characteristics of the stratospheric ozone and the its balancing processes, the processes of formation and depletion, the relations between general circulation and ozone transportation, and the impact of the Earth's ecosystem by the depletion of the ozone layer.

III. Scope of the Study

- Information gathering and situation analysis.
- Understanding of characteristics of the stratospheric ozone, its role, and the processes of production and depletion of ozone.
- Methods and instruments for measurement of total amount and vertical distribution of ozone.
- Understanding of the variation of the stratospheric ozone.
- Prospects and counterplans for protection of the natural environment including the stratospheric ozone.

IV. Results and Further Suggestions of the Study

The purpose of this study is to get general ideas for the more effective research on the characteristics and mechanism of the stratospheric ozone. Therefore, this is only a reference study for the understanding of the variations of the stratospheric ozone amount, the vertical ozone distribution, the processes of the ozone products and depletions in the stratosphere, and the trends of the recent research.

So, I hope that this study is useful information to non-specialists or novices who want to know general contents about the stratospheric ozone but this study leaves something to be desired.

CONTENTS

List of Tables -----	11
List of Figures -----	11
1. Introduction -----	13
2. Vertical Distribution of the Atmospheric Layers and the Stratopshere -----	17
2.1. Types of the Atmospheric Layers with Vertical Temperature Prôfiles -----	17
2.2. Understanding of the Stratosphere -----	20
2.3. Characteristics of the Stratospheic Ozone Layer -----	25
3. Discovery of the Stratospheric Ozone Layer and Observation -----	43
3.1. Discovery of the Stratospheric Ozone Layer -----	43
3.2. Methods of Observation -----	46
4. Variations of the Stratospheric Ozone -----	79
5. Protection of the Stratospheric Ozone Layer and its Prospect ----	85
References -----	92

목 차

표 차례 -----	11
그림 차례 -----	11
1. 서 론 -----	13
2. 지구 대기층의 분류와 성층권 -----	17
2.1. 연직 온도분포에 따른 지구 대기층의 분류 -----	17
2.2. 성층권의 이해 -----	20
2.3. 성층권 오존층의 특징 -----	25
3. 성층권 오존층의 발견과 관측방법 -----	43
3.1. 성층권 오존층의 발견 -----	43
3.2. 오존의 관측방법 -----	46
4. 성층권 오존층의 변동 -----	79
5. 성층권 오존층의 보호와 그 전망 -----	85
참고문헌 -----	92

List of Tables

Table 1. Spectral regions of photochemical importance in the atmosphere.-----	45
Table 2. Ozone absorption and molecular scattering coefficients for use with Dobson Spectrophotometer.-----	55

List of Figures

Figure 1. WMO Global Ozone Observing System(GO ₃ OS). -----	15
Figure 2. Vertical temperature profile for the U.S. Standard Atmosphere.-----	18
Figure 3. Wind data from the soundings.-----	21
Figure 4. Schematic of the Atmospheric General Circulation.-----	26
Figure 5. The Brewer ozone spectrophotometer system and plan of Brewer major assemblies.-----	48
Figure 6. Zenith angle geometry.-----	52
Figure 7. Optical system of the Dobson spectrophotometer.-----	57
Figure 8. Standard Umkehr curves.-----	66
Figure 9. Umkehr effects.-----	69
Figure 10. Umkehr curves with C wavelength for Seoul on 1986.-----	71
Figure 11. Systematic diagram of the ORKZ TsAO Ozone radiosonde.-----	74

1. 서론

표준상태에서 지구대기의 두께는 약 8km이다. 이러한 지구대기의 구성물질의 하나인 오존은 전 대기의 약 백만 분의 1%를 차지하고, 그 평균두께가 표준상태 하에서 약 0.3cm 되는 미량의 무색에 가까운 엷은 푸른색 기체이다(List, 1963). 이 오존 전량의 90% 이상은 성층권(고도 10-50km)에 포함되어 있고, 고도 약 25km에서 최대의 농도분포를 보이고 있으며 태양으로부터 지구대기에 입사하는 강한 자외선을 흡수하여 인체와 생태계에 유해한 자외선이 지표에까지 도달하는 것을 막아주는 필터 역할을 하고 있다.

한편, 오존층은 자외선을 흡수하여 가열되고 적외선을 방출하여 냉각되므로 성층권의 복사평형에 직접적으로 관계하고 있다. 이에 따라 오존층의 농도변화는 대기순환과 기후에 크게 영향을 끼치고 있음이 밝혀져 있다.

대기 중의 오존이 태양 자외선을 흡수한다는 사실은 1880년대 초기에 Hartley에 의해 처음으로 제시되었으며, 1920년 Fabry와 Buisson에 의해 대기 중의 오존 전량의 두께가 0.3cm임이 밝혀지게 되었다(Biswas, 1979). 이후 1925년 Dobson에 의해 현재 세계 표준 오존관측 기기로서 사용되고 있는 흡수 오존 분광계(Dobson Ozone Spectrophotometer)가 개발되어(Basher, 1977) 성층권의 오존층 연구가 실질적으로 가능해졌다.

1930년에 국제적으로 오존 관측과 연구에 대한 협의가 처음 이루어지기 시작하여 ICSU - IUGG(International Council of Scientific Unions - International Union of Geodesy and Geophysics)내에 오존 부분과 위원회

(Sub-Commission on Ozone)가 설치되었다. 오존 전량의 관측은 지구대기의 오존량 변동감시를 목적으로 국제 지구물리관측년(IGY, 1957/1958) 동안 세계 기상기구(World Meteorological Organization, WMO) 주관 하에 세계 45개 지점에서 수행되었다. 이후 1962년에 캐나다 토론토에 세계 오존 자료센터(World Ozone Data Center)가 설치되면서 세계 중요지점의 오존자료를 계속 수집하고 자료의 신뢰도를 검토한 후 2개월마다 자료집을 발간하고 있으며, 이들 자료는 지구상의 오존량 분포와 그 변동을 감시하고 연구하는데 활용되고 있다. 현재, 세계기상기구의 지구 오존 관측시스템은 140 여개의 지상 오존관측소(Fig. 1)와 인공위성으로 구성되어 있으며 60개 회원국이 이 시스템에 참여하고 있다.

한편, 이러한 세계적인 오존 관측 망의 운영과 성층권 오존량 변동에 대한 각국의 관심은, 오존층의 두께 감소와 나아가 소멸이란 문제의 관점에서 지구대기를 구성하는 다른 미량 기체와 함께 그 중요성을 새롭게 인식하고 있다는 증거이다. 또한 오존층의 변동에 따라 대기순환계와 기후는 물론 생태계에 커다란 영향을 끼칠 수 있다는 여러 논문들(Kerr, 1988; Hardy and Gucinski, 1989; Crutzen, 1992 등)에서 보더라도 그 관심의 정도가 점점 증가되고 있다. 그 밖에 세계 오존 자료를 이용하여 지구상의 오존 분포와 그 변동의 특성을 많이 발표하고 있다(Yoshiro and Kida, 1971; Angell and Korshover, 1978; Hasebe, 1980; Bojkov, 1987; Angell, 1988 등).

실제, 1984년 제 2차 국제 오존 심포지엄에서 일본의 Chubachi(1984)가 남극 소화기지 상공의 오존량이 감소되었다는 사실을 발표하였으며, 1985년 영국 극지연구소(British Antarctic Survey, BAS)의 Joseph Farman과 그 동료 학자들은 남극 헬리기지(75° 30'S, 26° 39'W)에서 1957년부터 1984년까지의 오존 전량 관측자료를 이용, 1970년대 후반부터 남극 봄철의 오존 전량이 급속도로 감소하고 있으며, 그 원인은 염소 화합물의 화학반응이라고 발표하였

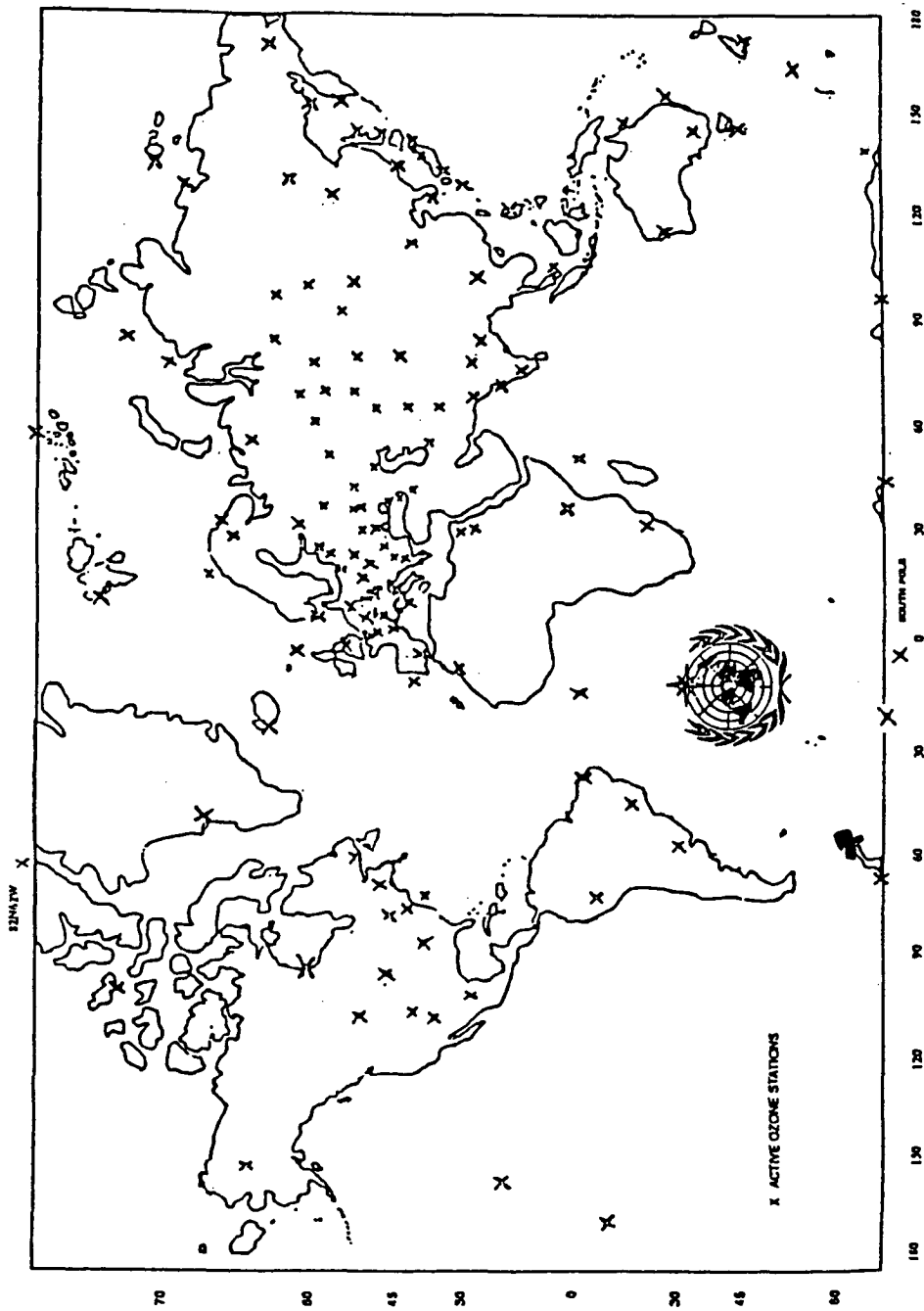


Figure 1. WMO Global Ozone Observing System(GO₃OS)(after 조희구, 1990).

다. 영국 극지연구소는 1957년부터 남극 성층권 오존량과 다른 대기 기체를 관측해오고 있으며, 1968년이래 10월경마다 오존량이 감소함을 발견하였으나 당시에는 정확한 원인을 과학적으로 이해하지 못한 상황이었다.

이후 남극 상공에서 뿐만 아니라 곳곳에서의 성층권 오존량 감소에 대해서 여러 관측 값과 연구결과가 발표되고 있으나, 그 원인 및 오존층 파괴현상에 의한 지구 생태계에의 파급효과에 대해서는 아직도 정확한 결론을 내리지 못하고 있으며, 지속적인 감시체제의 운영과 자료분석을 요구하고 있는 실정이다.

따라서 본 연구에서는, 도대체 성층권 오존이 대기 상층에서 어떤 기작에 의해서 화학적, 물리적으로 평형을 유지하고 또는 감소되거나 파괴되며, 대기 순환과의 관계 및 오존층의 파괴에 의한 지상생태계의 영향은 어떤 것들이 있는지를 알아보려고 한다. 이를 위하여, 지금까지의 성층권 오존층의 특징과 오존량의 변동에 대한 기존의 연구결과들을 토대로, 개념확립이라는 연구의 필요성을 갖고 개괄적인 분석을 수행하고자 한다.

2. 지구 대기층의 분류와 성층권

2.1. 연직 온도분포에 따른 지구 대기층의 분류

지구 대기는 그 특성에 따라 몇 개의 구역으로써 구분할 수 있겠으나, 여기에서는 가장 일반적으로 사용하는 온도의 연직분포에 따른 네개의 층을 살펴보았다(Fig. 2). 이러한 분류는 미국에서 정한 표준대기를 근거로 한 것으로서 대류권(troposphere), 성층권(stratosphere), 중간권(mesosphere), 열권(thermosphere)으로 나누며, 이러한 층들의 상부를 각각 대류권계면(tropopause), 성층권계면(stratopause), 중간권계면(mesopause), 그리고 열권계면(thermopause) 등으로 부르고 있다(Wallace and Hobbs, 1977). 참고로, 우리가 흔히 고층대기(upper atmosphere)라고 일컫는 영역은 정의상 대류권 고도 이상의 대기를 의미하며, 이러한 고층대기 영역의 존재는 1902년에 프랑스의 Teisserenc de Bort와 독일의 Richard Assmann이 각각 발견하여 de Bort가 하층대기를 "Troposphere"라고 명명하고, 새롭게 발견된 대류권 위의 영역을 성층권이라고 명명하였다(Webb, 1966).

대류권은 지구 전 대기의 질량의 80% 이상을 포함하고 있으며, 대기 중의 수증기, 구름, 강수의 대부분을 차지하고 있다. 대류권에서는 불과 며칠 사이에 대류권 전체에 걸친 강한 연직 혼합이 일어나며 고도에 따라 약 6K/km의 온도가 하강한다. 또한 우리가 겪을 수 있는 온갖 기상현상과 활발한 대기

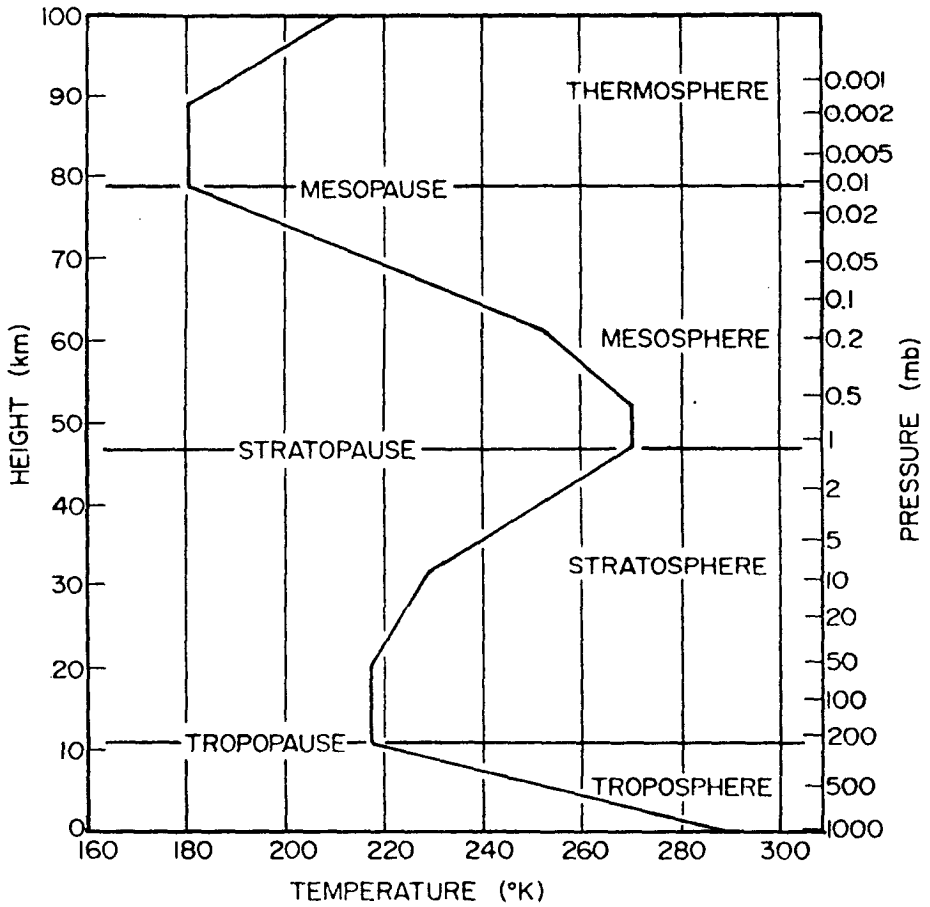


Figure 2. Vertical temperature profile for the U.S. Standard Atmosphere(after Wallace and Hobbs, 1977).

순환이 일어나는 층으로서, 그 고도적 한계는 대류권계면으로 표현되며 시공에 따라 7-17km의 범위를 지나 평균 10km이며 극지방에서보다는 적도지방에서 더 높고, 중위도의 대류권계면에서의 온도는 223-228K 이다(Iribarne and Cho, 1980).

성층권에서는 고도에 따라 점차 온도가 상승하여 고도 약 50km의 성층권계면에서는 273K까지 상승한다. 따라서 공기는 열적으로 안정되어 있으므로 공기가 연직적으로 혼합되는 일은 적다. 성층권에서의 온도 상승은 오존층에 의한 태양 복사에너지의 흡수에 기인한다. 성층권계면에서의 기압은 약 1mb로서 지표면에서의 기압인 약 1000mb와 대비되며, 특히 성층권에서의 강한 층의 구조가 나타나는 것은 연직 온도 경도와 관계되는데 이것은 성층권이 매우 안정한 층의 특징을 갖도록 한다. 대류권과 성층권은 지구 대기의 약 99.9%의 질량을 가지며, 나머지의 약 99%는 중간권에서 1%는 열권에서 포함하고 있다.

중간권은 표현 그대로 중간에 위치한 층으로서, 이온권(ionosphere)의 하부와 겹쳐 있으며 이 구역에서 때때로 오로라를 관찰할 수 있다. 중간권에서는 대류권에서와 같이 고도에 따라 온도가 하강하며 연직적인 공기의 이동은 강하게 일어나지 않는다. 지구의 여름 반구에서의 극지방 상공에 간혹 나타나는 얼은 구름 층도 중간권의 상부에서 관찰할 수 있다. 평상의 상태에서는 이러한 구름 층내의 입자들은 너무 작아 지상으로부터 관찰하기가 어렵지만, 입자들과 태양 복사와의 광학적인 현상에 의해 일어나는 야광운(noctilucent clouds)은 지상에서도 관찰할 수 있게 된다. 중간권의 고도적 한계인 중간권계면은 고도 약 85km에서 나타나며 여기에서의 대기 온도는 약 173K이다.

중간권계면의 상부에서부터 그 이상의 고도에서는 열권이라고 하는 점차 온도가 상승하는 층이 존재한다. 열권의 고도는 대개 중간권계면이 끝나는

곳으로부터 수 백 km까지 전개되며 온도는 태양의 활동 정도, 위도와 그리고 낮의 시간에 따라 500K에서 2000K의 범위로서 나타나고, 일몰과 한 낮동안의 일일 온도변화는 500-800K 이다. 태양활동이 약할 때 열권의 온도는 고도에 따라 거의 변함없이 700K를 유지하지만, 태양활동이 활발할 때는 2000K까지 상승한다(Wallace and Hobbs, 1977).

2.2. 성층권의 이해

성층권은 전기한 바와 같이 대략 고도 10km에서 50km까지의 영역으로서, 오존에 의한 태양 자외선의 흡수로 대기가 가열되기 때문에 온도가 상승한다. 이 영역에서는 더운 공기가 찬 공기 위에 얹혀있기 때문에 대기는 열적으로 안정하고 층 모양을 이루고 있으므로 성층권이라고 부른다. 이러한 성층권에서 대류권계면으로부터 약 24km 고도의 stratonull 면까지의 영역을 하부 성층권(lower stratosphere)이라 하고, 그 이상부터 고도 50km까지의 영역을 상부 성층권(upper stratosphere)이라 한다(Fig. 3). 여기서 stratonull 면이란 하부 성층권에서 자오면 온도 경도(meridional temperature gradient)가 최소로 나타나는 고도로서 정의된다(Webb, 1966).

하부 성층권은 적도 근처에서는 층이 얇고 고위도로 갈수록 비교적 층이 두텁다. 하부 성층권의 영역 전체에 걸쳐 고위도로 갈수록 온도가 증가한다. 이에 따라 적도 상공 대류권계면 고도 근처에서 최대 자오면 온도 경도가 발견되며, 평균 온도는 193K(-80°C)인 반면 극지방에서는 약 17km 고도에서 213K(-60°C) 내지는 약간 높은 온도가 관찰된다. 이러한 강한 열적 차이는 고도에 따라 편동 온도풍의 요소가 필연적으로 감소해야만 하는 바람 때문

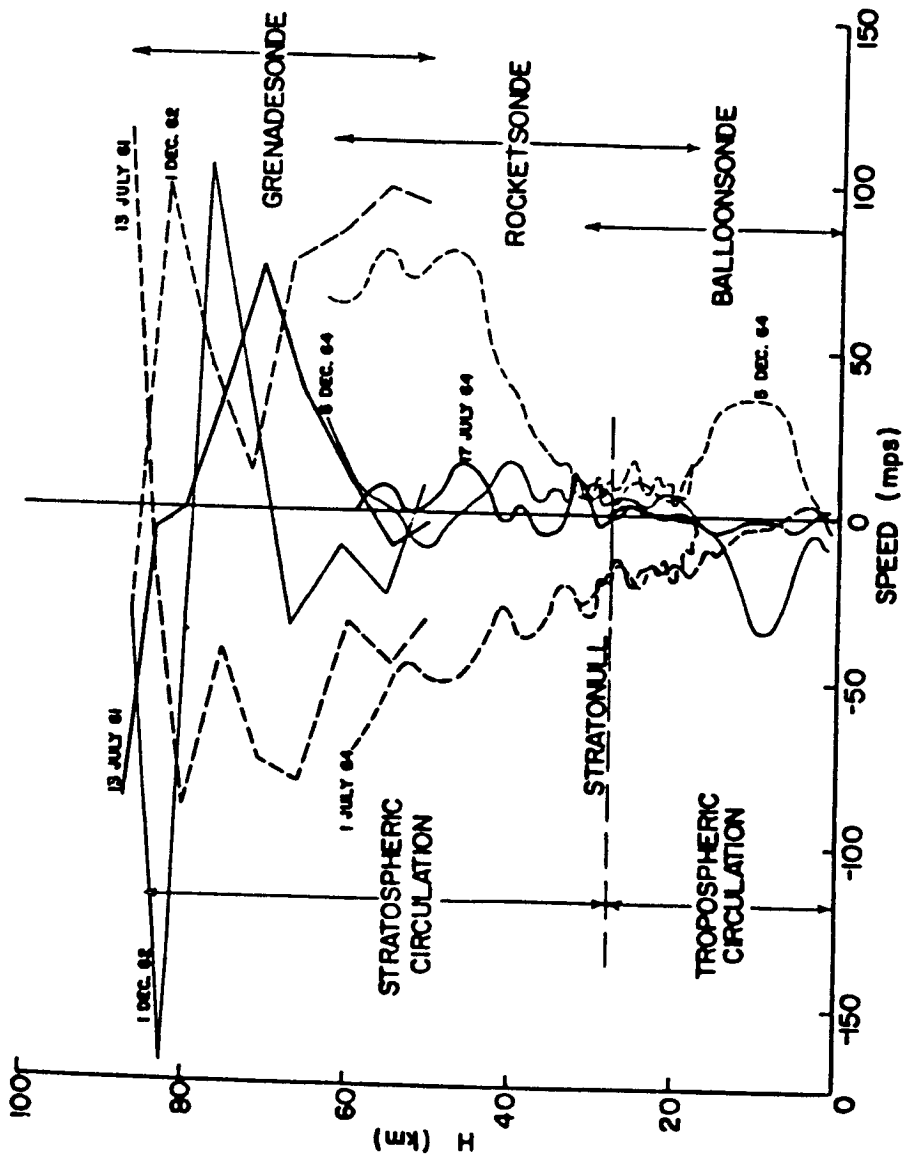


Figure 3. Wind data from the soundings are presented in components, with zonal curves dashed (west positive) and meridional curves solid (south positive), indicating the direction from which the wind is blowing (after Webb, 1966).

이며, 또한 중위도 대류권계면 근처에서 최대인 대류권의 바람 구조가 급속하게 감소하기 때문이다. 이러한 과정은 고도 약 20km 미만의 하부 성층권에서의 대류권 바람 계의 거의 완전한 소멸의 결과로 나타난다.

한편, 중위도에서의 하부 성층권의 위와 아래 경계는 상당히 불규칙하게 나타나며, 대류권의 순환에 의해 하부 성층권의 이류 구조(advective structure)가 매우 커다란 영향을 받는다. 중위도에서 이러한 대류권 순환의 강도는 최대이며, 적도와 극지방에서는 상대적으로 약하게 나타난다. 대류권 순환의 최대 풍속은 일반적으로 대류권계면 근처에서 발견되고 최저 풍속은 stratonull의 특징으로 관찰되므로, 하부 성층권에서의 연직 풍속 프로파일을 보면 고도에 따라 감소하는 것이 특징이다. 하부 성층권의 바람 구조에 있어서 이러한 급한 고도에 따른 풍속 감소와 관련되어 나타나는 불안정은 전체적으로 보면 매우 안정한 열적 구조에 의해 오히려 상쇄되므로, 결과적으로 하부 성층권은 대류권계면을 통과한 대류권과의 질량 교환과 관련하여 안정할 수도 또는 불안정할 수도 있게 된다.

하부 성층권은 일반적으로 온도가 매우 낮은 것(193K-233K)이 특징이며, 오존의 존재로 인해 화학적으로 매우 중요한 특성을 보인다. 상부 성층권에서는 원칙적으로 오존이 생성되나, 하부 성층권에서는 파괴과정(destructive processes)으로부터 보호를 받기 때문에 여기에서 최대 농도가 나타난다.

상부 성층권은 지구 대기 중에서 가장 안정한 영역인데, 이러한 안정도는 특히 적도지역에서 약 2.5°C/km의 음의 기온감률(negative lapse rate) - 대류권의 양의 기온감률의 약 1/4의 크기 - 을 갖는 것과 같은 열적인 구조에 기인된다. 즉, 상부 성층권의 온도 구조는 태양 자외선의 흡수에 의한 내적 가열의 결과로 나타나는 것이다. 상부 성층권에서는 고도에 따른 온도 상승의 특징과 더불어 일반적으로 고도에 따라 풍속이 증가한다. 따라서 연직 운동과 관련되어 대기 중에서 매우 안정한 영역이며, 대류권과 하부 성층권과

는 분리되어 있다고 볼 수 있다.

상부 성층권의 가장 분명한 특징의 하나는 잘 발달된 동서 순환(zonal circulation)이다. 이것은 상부 성층권의 바람이 약한 편서풍이나 편동풍으로부터 고도에 따라 성층권계면에서의 강한 편서풍으로 증가함을 의미한다. 일반적으로 겨울철에 최대 풍속은 성층권계면 고도 근처에서 발생하며, 그 이상의 어느 고도에서든 감소함을 보인다. 성층권의 순환은 봄철에 반전되어 서서히 편동풍이 발달하며 7월말에는 최대가 되고, 여름철 말경 동안에 약해진다. 대류권에서의 온도풍이 동풍으로 나타나는 것은 평범한 것이어서, stratonull 고도에서 나타나는 동서류도 동쪽으로부터 초속 수 십m의 속도로 자주 나타난다. 상부 성층권의 특징인 편동 온도풍은 이 값에 더해져 점차 상부 성층권에서의 보다 강한 양의 바람 경도(positive wind gradient)를 갖게 한다. 상부 성층권에서의 편동 여름철 순환의 최대값은 중위도 대류권계면에서 약 50m/s이며, 성층권계면 이상의 고도에서의 바람 프로파일은 고도에 따라 점차 편동풍으로 강해진다.

한편, 고도 20km 근처 아래에서는 오존 밀도가 광화학 반응으로 변화하는데 요하는 시간이 아주 크기 때문에 화학 반응이 일어나기 전에 오존은 대기 운동에 의해서 다른 장소로 운반되어 버린다. 따라서 오존 밀도 결정에는 운동의 영향이 중요하게 된다. 마찬가지로 성층권 오존의 위도 분포나 계절 변화의 설명에는 대기의 수평 운동이 중요하게 된다(島崎達夫, 1979).

공기가 운동하는 궤적을 아는대는 공기와 함께 운동하는 물질을 찾아내어 그것을 추적해 가면 되는데, 이 목적에 사용되는 물질을 추적자(tracer)라고 부른다. 하부 성층권이나 대류권에서는 오존이 추적자 역할을 하며, 상층의 저기압 부근에서 성층권으로부터 대류권으로 하강해 오는 공기의 운동을 오존의 이동을 추적함으로써 관측할 수 있다.

오존 외에도 여러 가지 추적자가 있는데, 예로서 수증기를 들 수 있다.

1949년에 영국의 Brewer는 영국 상공의 대류권계면의 바로 위의 성층권 대기가 아주 건조되어 있어서 그 노점온도가 약 193K라는 것을 관측하였다. 이 노점온도는 적도 상공의 대류권계면의 온도(약 195K)와 거의 같다. 이런 사실로부터 Brewer는 중위도와 고위도의 성층권 공기는 적도 부근의 강한 상승기류를 타고 대류권에서 성층권으로 들어간 공기가 수평으로 방향을 바꾸어 이동되어 온 것이라고 판단했다.

공기가 적도 상공의 저온 권계면을 통과할 때, 그 온도를 노점으로 가질 수 있는 수증기량보다 여분의 수증기를 빙결로 잃은 다음에 성층권으로 들어가기 때문에 그 이후는 그때의 온도(약 195K)를 유지한 채 중위도와 고위도로 운반되게 된다. 이러한 저위도로부터 고위도로 향하는 성층권의 공기 운동은 오존의 관측 결과를 설명하기 위해서 Dobson의 운동개념과 일치하므로 돕슨-브르워(Dobson-Brewer) 순환(島崎達夫, 1979)이라고 불린다. 이러한 운동에 의해 중, 상부 성층권에 있는 오존이 풍부한 공기가 중위도 권계면 부근으로 운반되어 중위도 하부 성층권에 오존이 쌓이게 된다. 그러나 돕슨-브르워 순환으로는 같은 위도상에서 경도별로 서로 다른 오존 전량 분포를 설명하는 데는 어려움이 있다.(이재병, 1992).

성층권에서의 대기 운동의 원동력은 전기한 바와 같이 오존의 태양 자외선 흡수에 의한 대기의 가열이다. 자외선은 태양 바로 아래의 여름 반구에서 강하고 오존은 고위도에 많다. 다시 여름 반구의 극지방에서는 하루 종일 태양 복사가 입사하는데, 겨울 반구의 극지방에서는 일조시간이 전혀 없다. 이런 결과로 성층권의 가열은 여름 반구의 극지방에서 가장 크고 겨울 반구의 극지방에서 가장 작아진다. 따라서 성층권의 대순환은 여름 반구에서 적도를 넘어서 겨울 반구에 이르는 전 지구적 순환이 된다. 이 자오면 순환은 전향력에 의해 성층권에서는 겨울철에는 서풍, 여름철에는 동풍이라는 규칙적인 바람이 존재한다.

또한 겨울의 고위도에서는 남북간의 온도차를 해소하기 위해 시간적, 공간적으로 변동하는 교란 운동이 일어나는데, 이것을 평균하면 Hadley 순환과 반대 방향의 순환 운동이 된다. 이 교란운동은, 태양의 열적 작용에 의한 주기운동이 원인이라고 보는 대기의 조석 또는 히말라야 등의 지형이나 큰 고, 저기압의 분포 때문에 생기는 상층대기의 난류운동의 영향으로 일어난다고 보고 있다. 여름 반구의 고위도에서의 이 순환은 약해서 분명하게 나타나지 않으며 겨울 반구의 성층권에서는 매우 강한 편서풍이 평균 풍속 100m/s 이상으로 존재하는데, 이것은 흔히 극을 둘러싸는 주극 순환류이며, 극전선 제트류가 된다(Fig. 4).

2.3. 성층권 오존층의 특징- 오존의 생성과 소멸

지구를 둘러싸고 있는 오존층은 태양으로부터 방사되는 치명적인 자외선을 효과적으로 차단하여 줌으로써 지상의 생태계를 보호하는 역할을 하고 있다. 오존은 성층권에서 Herzberg bands(195-260nm)와 Schumann-Runge bands (170-195nm)에서 산소 분자의 광해리에 의해 생성된다(Whitten and Prasad, 1985).

가. Chapman 이론에 의한 생성과 소멸

순 산소 대기 중에서 오존이 생성되는 구조는 1932년에 영국의 Sydney Chapman에 의해 발표되었다. Chapman에 의하면 대기 중에는 많은 산소 분자가 있는데, 성층권에서 그 산소 분자가 태양 자외선을 흡수하여 두 개의 산

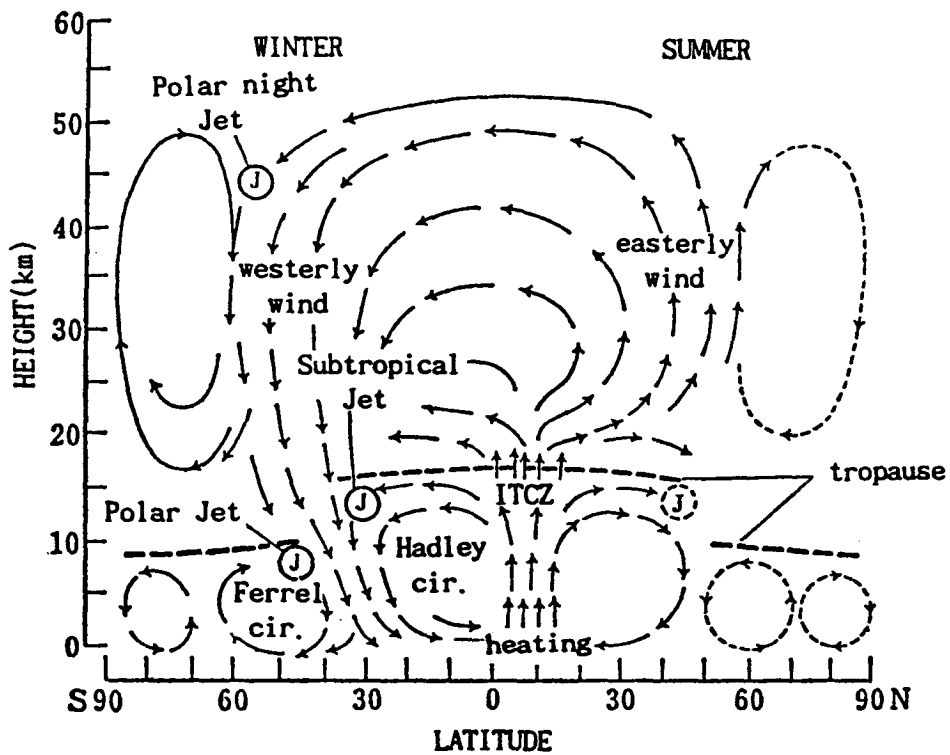
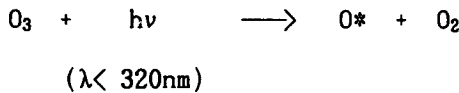
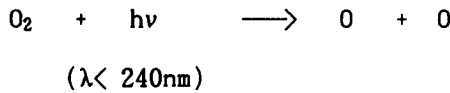


Figure 4. Schematic of the Atmospheric General Circulation (after 島崎達夫, 1979).

소 분자로 분해된다. 일반적으로 분자가 그 구성 요소인 원자나 분자로 분해되는 과정을 해리(photodissociation)라고 한다. 이처럼 태양 복사에너지에 의해 해리가 일어나는 경우를 광해리라고 하며, 산소 분자가 해리 되어 두 개의 산소 원자가 되는데는 5.12eV 이상의 에너지가 필요하다. 태양 복사에너지 중에서 그러한 에너지를 갖고 있는 것은 240nm보다 짧은 파장을 가진 자외선이다.

산소 분자가 240nm보다 짧은 파장을 가진 자외선에 의해 해리 되어 산소 원자가 생기며 다시 산소 원자와 오존이 반응하여 오존이 파괴는 화학 반응식은 다음과 같다.



오존은 산소 분자가 광해리되어 생긴 산소 원자가 주위에 매우 풍부하게 존재하는 산소 분자와 삼체 결합을 하여 생성된다. 여기에서 M은 화학 반응 진행에 있어서 운동 에너지나 운동량의 과부족 균형을 잡고 반응이 일어나기 쉽게 하는 하는 일종의 촉매이며, 대기 중에서는 가장 많이 존재하는 질소 분자(N₂)가 주로 이 구실을 한다. 또한 hν는 태양 복사 중 자외선에 의한 에

너지이다. 오존은 파장이 320nm보다 짧은 태양 복사에너지에 의해 다시 해리될 수 있으며 가시광선에 의해서도 어느 정도 해리 됨을 위의 세번째 반응식에서 알 수 있다. 이 식에서 O^* 는 산소 원자 내부의 전자가 흥분된 상태에 있는 것이며, 위 식의 마지막 반응에 의하여 오존의 약 20%가 파괴된다.

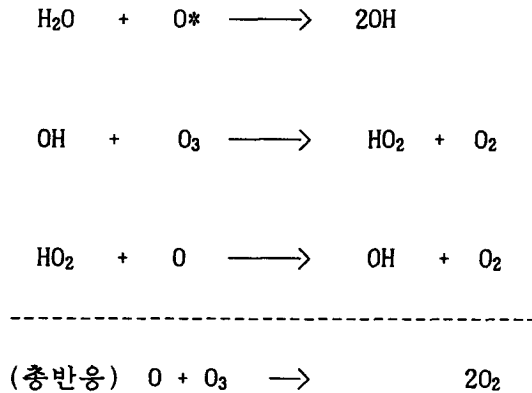
240nm보다 짧은 파장을 가진 태양 자외선의 지구 대기권 침입 고도는 약 35km 부근의 상부 성층권이므로 첫번째 반응에 의한 산소 분자의 해리는 주로 35km보다 위에서 일어난다. 따라서 산소 원자의 생성은 주로 이 높이보다 위에서 이루어지고 산소 원자의 밀도는 고도적으로 위로 갈수록 커진다. 이에 대해서 산소 분자는 하층으로 갈수록 많이 존재한다. 오존 생성은 위로 갈수록 많은 산소 원자와 하층일수록 많은 산소 분자의 반응으로 생기므로 도중의 어느 높이에서 극대를 갖게 된다. 그것이 성층권에 오존 밀도의 극대가 있는 '오존층'이 생기는 이유이다.

다시 오존의 소멸에 대해서 좀 더 알아보자. 먼저 자외선 흡수에 의하여 오존이 산소 원자와 산소 분자로 분해된다고 보면, 이 해리는 320nm보다 짧은 파장에서 일어나며 위 화학식의 세번째 반응으로 설명된다. 그러나 이 반응은 실질적으로 오존을 소멸시키는 반응은 아니며 여기에서 생긴 산소 원자로부터 두번째 반응에 의해 금방 오존이 생긴다. 두번째와 세번째는 모두 빠른 반응이며 산소 원자와 오존은 이 두 반응으로 끊임없이 한쪽에서 다른 쪽으로 옮겨 가서 평형을 유지하고 있다. 즉, 산소 원자와 오존은 어느 한쪽이 생기면 금방 이 두 반응이 평형되게 다른 쪽 분자가 생성되는 관계에 있다. 결국 네번째의 산소 원자와 오존의 반응에 의해 오존이 파괴되며 두 개의 산소 분자가 생성된다. 이러한 네 가지의 반응은 성층권 오존 생성과 소멸에 관한 Chapman mechanism이라고 부른다. 이러한 광화학 이론을 따르면 오존 전량(total ozone amount)은 적도로부터 극지방으로 감에 따라 감소하고 여름에 최대이고 겨울에 최소가 되어야 하나, 관측결과를 보면 저위도에서 고

위도로 갈수록 증가하고 겨울과 봄에 최대이고 여름과 가을에 최소가 나타나는 것으로 보면 오존 분포에 광화학적 영향뿐만 아니라 역학적 문제도 작용하고 있음을 알 수 있다(김영옥, 1986).

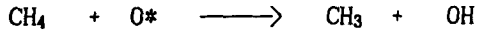
나. 수소의 산화합물에 의한 반응

고도 40km 이상에서는 수소의 산화합물에 의한 오존의 파괴가 우세한데 전 오존 파괴량의 10%를 차지하며, 오존의 광화학에는 간접적으로 중요한 역할을 하고 있다(Biswas, 1979). 수증기와 산소 원자와의 광화학 반응은 다음과 같다.

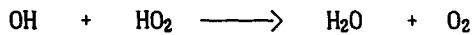


여기에서 두 개의 산소 분자는 오존과 한 개의 산소 원자가 변형된 것이고 수산기(OH)는 앞의 과정을 되풀이 하면서 생성된다. 이러한 방법으로 수산기는 오존 분자의 파괴에 관계한다. 수산기들은 주로 늪지대나 호수에 사는 박테리아에 의해 생성되는 메탄(CH₄)이 위로 확산하여 성층권에서 수산기를

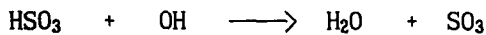
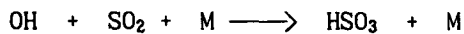
만들기 위해 O*와 반응할 때 성층권으로 공급될 수 있다. 다음의 반응은 기존의 광화학 반응에 가장 중요한 광화학 반응 중의 하나이다.



위의 반응으로는 메탄기(CH₃) 자체가 odd-hydrogen이므로 소멸만 일어나지는 않는다. 일반적으로 파괴보다는 생성을 더 많이 시킨다. 주목할 만한 사실은 대기에서는 메탄이 분해되어 오존을 생성시키는데 기여한다는 것이다. 수소, 수산기와 Perhydroxyl(HO₂)은 산소 원자와 반응하여 재빨리 전환됨으로써 안정 상태에 이른다. 수산기와 수증기의 소멸은 다음 반응에 의해 일어난다.



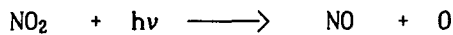
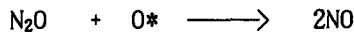
비록 HO_x의 양이 성층권에서 풍부하지 못하더라도 다음 반응들은 매우 중요한 역할을 한다.



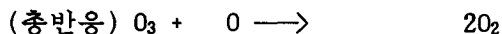
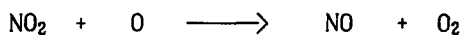
위의 반응들은 화산 분출에 의해 성층권 안에 SO₂가 유입된 후에 OH와 HO₂의 양을 효과적으로 감소시키는 역할을 한다(Whitten and Prasad, 1985).

다. 질소의 산화합물(NO_x)

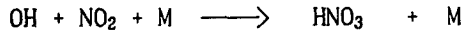
성층권의 오존 수지는 주로 지표에서 방출되는 N₂O의 산화에 의해 이루어진다. N₂O는 해양과 토양에서 미세한 유기체들인 박테리아의 활동과 화석연료의 연소 등의 인위적인 활동에 의해 만들어지는 불활성 기체이다(McElroy and McConnell, 1971). 성층권에서는 다음과 같은 반응이 나타날 수 있다.



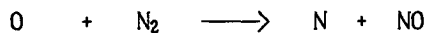
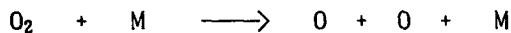
그리고 생성된 일산화 질소(NO)는 다음 반응에 의하여 오존에 촉매 작용을 한다.



여기에서 오존과 산소 원자는 또 다시 산소 분자로 변형된다. 수산기와 이산화 질소의 반응은 질산을 형성하면서 오존 파괴의 주된 원인이 된다.



생성된 오존량의 거의 60%가 이러한 방법으로 자연 상태에서 파괴된다. 비교적 덜 중요하긴 하나 성층권의 NO는 은하의 우주선(galactic cosmic rays), 태양의 양성자 폭발(solar proton bombardment), 유성체(meteoroids), 대류권에서의 번개(적도 권계면을 통한 NO의 상향 수송)와 북반구 열권으로부터의 하향 flux에 의해서도 공급된다(Whitten and Prasad, 1985). 더구나 비료 사용이 증가하고 비가 산성화됨에 따라 지표로부터 N₂O의 방출이 증가할 가능성이 있다(Biswas, 1979). NO는 2000 K이상의 고온에서 다음 반응에 의해 생성된다.



이와 같은 반응에 의한 NO는 Oliver *et al.* (Whitten and Prasad, 1985)에 의하면 핵 폭발과 성층권을 비행하는 초음속 비행기(SST)의 엔진으로부터 다량이 성층권 안에서 형성된다고 한다. 제트 엔진에 의한 NO의 생성은 고공

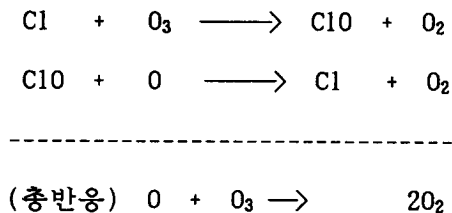
비행의 횟수가 증가함에 따라 심각한 문제가 되고 있다.

라. 염소의 산화합물(ClO_x)

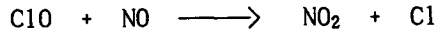
자연상태의 염소(chlorine)는 오존 분포에 미소하게 영향을 미치나 대기 안으로 방출되는 인위적인 염화불화탄소(CFCs)에 포함된 염소는 심각한 영향을 미친다. 특히 냉장고의 냉매나 여러 에어로졸 스프레이의 충전제에 사용되는 CFC₁₃와 CF₂Cl₂는 대류권에서는 불활성 기체이지만 오존 농도가 최대인 약 25km위에서는 Schumann-Runge와 Hartley 흡수대 사이의 “창”인 180-225nm 파장 영역에서 자외선에 의해 해리 된다(Biswas, 1979).

일명 ‘프레온 가스’라고도 불리는 염화불화탄소는 1928년에 미국의 Thomas Midgley에 의하여 발명된 물질로서, 냉각제로 이상적인 성질을 갖추고 있다. 프레온은 안전성(저독성이나 불연성)이 높고 끓는 점이 낮으므로 기체나 액체 사이의 변환이 자유롭다. 또한 유기물에 대한 적절한 용해성이 있으며, 액체 프레온은 표면 장력이 낮고 삼투압이 높다는 등의 특성을 가지고 있다. 프레온은 최근 오존층의 파괴와도 밀접한 관련이 있다고 밝혀지고 있으나 여기에서는 프레온에 대해서 더 이상의 자세한 언급은 하지 않겠다.

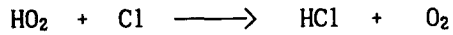
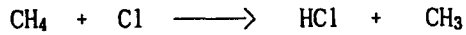
대기 중의 오존은 광분해(photolysis)에 의해 방출되는 염소와의 다음과 같은 반응에 의해 파괴된다.



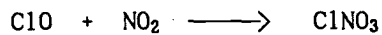
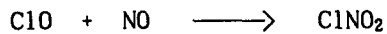
ClO_x 반응물은 다음 반응으로 유도된다.



염소는 주로 메탄기와 perhydroxyl기와 염소의 반응으로 염산(HCl)을 형성하므로써 파괴된다.

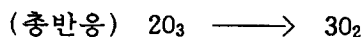
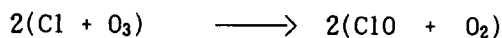
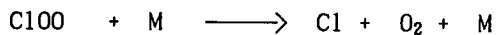
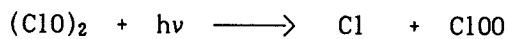
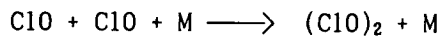


위의 세번째 반응은 오존 광화학에 있어서 또 하나의 중요한 반응이다. 질소와 염소 계의 상호 작용은 다음과 같다.

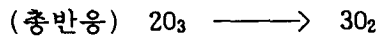
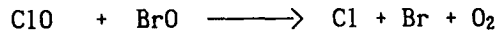


원래 염소가 간여하는 촉매반응을 통해 염화불화탄소가 성층권 오존을 파괴시킬 수 있다는 것은 Mario Molina와 Sherwood Rowland가 1974년에 제안한 사항(Hamill and Toon, 1991)으로서, 화학적으로 촉매작용을 받는 오존은 적어도 95%가 다음의 두 가지 mechanism에 의하여 손실된다고 발표하였다. 그들은 이 제안에서 안정된 성질의 염화불화탄소가 성층권까지 도달, 자외선에 의해 염소원자 하나가 이탈하여 이 염소원자가 오존의 산소원자와 결합하는 과정에서 오존층을 파괴한다고 하였다. 그러나 염화불화탄소의 광해리 작용에 의한 염소방출이 왜 오존량 감소가 남극 성층권에서 두드러지게 나타나는가? 왜 봄철 동안만 현저한 오존량 감소 현상이 관측되는가? 하는 사항은 설명하지 못하고 있다. 이러한 질문의 해답 역할을 하는 것이 나중에 설명할 극 성층권 구름에 의한 오존의 파괴현상이라는 것이 최근에 발표된 바 있다.

(1) ClO dimer mechanism(75% 작용)

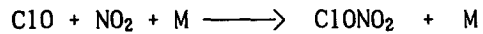


(2) Br mechanism(25% 작용)

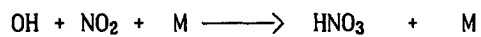


마. 염화 질산염(chlorine nitrate) 효과

모형계산과 관측 결과들은 염화 질산염의 농도가



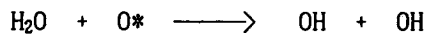
의 반응이 아래의 반응보다 늦게 일어나기 때문에 예측보다 적음을 보여준다.



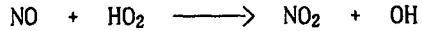
최근의 관측과 계산에 의하면 염화 질산염에 의한 화학 반응은 10-14% 정도까지 오존을 감소시킨다고 한다. 그러나 염화 질산염이 어느 정도 효과를 미치는 가는 불확실하므로 더욱 많은 관측과 조사가 요구되어지는 사항이기도 하다.

바. 대류권에서의 광화학

대류권의 오존량은 성층권에 비해 작은 양이긴 하나 전 오존량을 구성하는데 있어 무시할 정도는 아니다. 결과적으로 대류권 오존의 변화는 전 오존량의 변화에 어느 정도 영향을 미치게 된다. 대류권 오존의 근원은 중위도와 고위도에서 성층권에서의 하향 수송으로 설명될 수 있고 또 오존이 대류권 안에서 극도로 오염된 공기뿐만 아니라 맑은 공기에서도 광화학 반응에 의해서 생성되는 것으로도 설명된다. 이러한 근원에 대한 정보는 유용하나 후자의 경우는 불완전하다. 대류권 오존의 광화학적 생성은 부분적이기는 하나, 자연적인 그리고 인간활동의 결과로써 일어난다. 성층권에서처럼 OH와 HO₂는 오존의 광화학 반응에 중요한 역할을 한다. 맑은 공기에서 수증기는 흥분된 산소 원자가 수증기를 분해할 때 얻어진다.



HO₂는 자연적으로 생성되는 메탄이 OH와의 반응을 통하여 분해될 때 형성된다. HO₂는 특히 NO를 NO₂로 전환시킬 때 중요하다. NO₂의 광해리를 통하여 odd-oxygen의 생성이 증가된다.



가장 낮은 층에서 오존의 생성은 극심하게 오염된 도시와 산업 지역에서 뚜렷하게 증가한다. 이러한 지역은 화석 연료의 연소 결과로 방출되는 odd hydrogen, hydrocarbons의 근원이 되는 지역이다. HO₂ 성분은 hydrocarbons가 산화할 때 증가된다. 게다가 NO로부터 NO₂로의 전환을 증가시키는 RO₂ 형태의 다른 기가 생성된다. 지역적으로 생성된 오존은 이러한 방법으로 장거리에 걸쳐 수송되고 주위 공기와 혼합된다(Biswas, 1979).

사. 극 성층권 구름에 의한 오존층 파괴

극 겨울 성층권에서 형성되는 냉각된 질산입자로 구성된 구름은 남극 상공에서 봄철에 많은 오존을 감소시키는 중대한 요소라는 것이 발표되었다(Hamill and Toon, 1991). 겨울동안에 북극과 남극의 성층권에서 구름이 나타나는데, 이러한 구름은 지난 1세기동안에 걸쳐 관측된 것이고 당시에는 흥미롭고 아름답지만 비교적 중요치 않은 현상으로만 여겨졌다. 그러나 최근에는 남극 상공에서 봄철동안에 다량의 오존 감소와 극 성층권 구름의 형성사이의 결정적인 관계가 있음이 발견되었다.

앞서도 밝힌바와 같이 성층권에서는 태양으로부터 지구 대기에 입사한 자외선에 의한 오존의 형성과 파괴사이에 평형이 유지되어 고도 15 - 30km의 성층권 내에서 대기층의 오존이 준 평형상태의 농도를 나타낸다. 이러한 오존의 형성과 파괴 과정에서의 자외선의 흡수는 대기를 가열시키며, 따라서 대류권계면 위로부터 약 50km 고도까지 온도가 증가되는 현상이 나타난다.

극 겨울 밤 동안에 남극 상공의 성층권 기단은 극 상공에 중심을 둔 매우

강한 순환에 의해 여타 대기로부터 효율적으로 격리된다. 이러한 극 와류(polar vortex)가 형성됨에 따라 극 공기는 냉각되고, 수축되며 하강한다. 저위도로부터 극쪽으로의 공기 이동은 전향력에 의해 편향되며, 강하고 거의 환상의 와류는 남극 대륙과 같은 지역 상공에서 발생된다. 북반구에서는 온도가 그다지 낮지 않으므로 북극 와류는 보다 약하며, 겨울동안에 한 두번 붕괴되는 경향이 있다.

그러나 남극 와류는 태양이 떠서 공기가 더워지는 봄까지는 아주 안정하며 지속적이다. 이러한 순환 패턴은 저위도로부터 남극 지역으로 공기가 흘러들어옴에 따라 급하게 변한다. 남극 상공에서 관측되는 오존홀은 극 와류가 봄에 깨어져 오존이 감소된 공기가 저위도 쪽으로 수송되기 때문에 세계적인 성층권 오존의 감소에 기여하고 있다는 것도 발표되고 있다.

성층권 구름입자의 형성은 성층권 내에 존재하는 상당량의 에어로졸에 의한다. 성층권에는 자연적으로 발생된 유성 용발(meteoritic ablation) 먼지, 인간에 의한 우주선 착륙시 발생하는 산화 알루미늄 소구체(aluminum oxide spherules)와 그리고 제일 중요하게 생각되는 격렬한 화산 폭발에 의해 성층권으로 유입되는 이산화황(SO_2) 기체 등의 에어로졸 입자가 존재한다. 이산화황 기체는 광화학반응에 의해 황산으로 변하고, 결과적으로 황산 물방울의 연무 형태로 농축된다.

이러한 에어로졸의 농도는 커다란 화산 폭발 이후에 가증되며, 화산의 휴지기동안에도 자연적으로 발생하는 황화합 기체의 상향 수송에 의해 유지된다. 보통 고도 20km의 온도 220K인 정상적인 중위도 성층권 상태 하에서, 입방 cm당 10개 입자의 수밀도(number density)를 갖는 황화 에어로졸은 약 $0.07\mu m$ 의 평균 반경을 갖는 입자를 만드는데, 이것은 약 75%의 황산과 25%의 물로 구성되어 있으며, 이러한 입자는 과 냉각된 수적 형태로 존재하게 된다. 고도 12-30km의 영구적인 성층권 황화 에어로졸 층에서는 때때로 성층권 구름

이 발견되는데, 이것은 과거 150년간 과학계에서 산발적으로 발표되고 있으며 오히려 평범하지 않은 자연계의 현상으로만 여겨져왔다. 대다수의 이런 구름은 공기가 산위를 통과하면서 상승, 냉각될 때 형성되는 소위 '진주운'(nacreous or mother-of-pearl cloud)으로 관측되었다.

한편, 약 10년전에 McCormick *et al.* (Hamill and Toon, 1991)은 인공위성 자료를 토대로 다른 형태의 성층권 구름을 확인하였으며 이것이 남극 상공에서 겨울철 동안에 형성되는 성층권 구름이라는 것을 보였다. 당시 이것은 상당한 놀라운 발견이었으나, 아직도 전 과정이 완전히 이해되지 못하고 있는 사항이다. 왜냐하면 성층권은 매우 건조하여 고도 20km의 온도가 220K인 성층권에서의 물함량은 1% 미만의 상대습도에 해당하며 5ppmv보다 크지 않다. 예컨대 이것은 대류권 공기가 하층 대기에서 가장 낮은 온도(185K)인 열대 대류권계면을 통해 성층권으로 유입될 때 습윤한 대류권 공기가 저온의 영역을 통과하면서 수증기가 응결되고 강수로 떨어짐에 따라, 습기를 잃은 공기가 성층권으로 들어갔을 것으로 판단된다. 또다른 성층권 수증기의 유입경로는 아직 잘 설명되고 있지 못하지만, 보다 높은 고도에서의 메탄의 산화에 의한 것으로 볼 수 있다. 수증기 5ppmv가 빙정이 되려면 주위환경이 약 188K까지 냉각되어야 하며, 이러한 조건하에서 형성된 얼음 구름 또는 극 성층권 구름은 겨울철 남극 성층권에서 관측되어왔지만, 위성 관측자료에서 보면 얼음이 형성되기에는 너무 온난한 성층권 온도 190-200K에서도 구름이 존재함을 알 수 있다. 그러나 이러한 구름 입자는 NAT(Nitric Acid Trihydrate: $\text{HNO}_3 \cdot 3(\text{H}_2\text{O})$)의 결정 형태에서 가능한 응결된 질산으로 이루어져 있다.

극 성층권 구름 입자 표면에서의 반응을 알아보자. 염화불화탄소의 광해리 작용은 보통 ClO 와 NO_2 의 기체상 반응에 의해 염화 질산염(ClONO_2)의 형성을 유도하는 형태를 따른다. 대부분의 성층권 내에 존재하는 염소는 보다 덜 반응적인 화합물인 염화 질산염이나 HCl 에 밀접히 결합되어 있다. 염화

질산염은 염소를 방출하면서 구름의 얼음 입자 표면에 병합된 HCl과 재빠르게 반응하며, 또한 염화 질산염은 얼음과 반응하여 불안정한 분자인 HOCl을 생성한다고 알려져 있다. 이러한 반응에서 질산이 생성되며, 그것은 활성적인 염소의 생성을 유도할 뿐만 아니라 질산(HNO_3)에 유익하며 염소와 쉽게 반응하지 않는 다량의 가용적인 이산화질소로 된다. 질산 구름은 기체 상으로부터 질소화합물을 제거할 뿐만 아니라 남극 성층권의 탈질소화합물화에 대한 mechanism을 제공한다. 또한 성층권에서의 질산 수지 설명에 다년간 이용되었던 N_2O_5 가 H_2O 와 반응하여 HNO_3 를 생성하는 또다른 반응이 구름 입자 표면에서 발생한다. NO_2 나 N_2O_5 와 같은 NO_x 로부터 질소를 제거하며 그것들을 질산으로 변화시키는 경향이 있다. 이 반응에서 N_2O_5 는 NO와 NO_2 와 함께 역학적인 평형상태에 있기 때문에 그 양이 줄어든다. 이 과정을 성층권을 탈질소화(denoxification)한다고 한다. 실제 탈질소화가 남극 성층권의 오존층 파괴에 필수 과정인지는 아직 불확실하지만, 그럼에도 불구하고 탈질소화는 성층권에서의 화학적 과정을 증폭시키는데 큰 역할을 한다는 것은 분명하다.

3. 성층권 오존층의 발견과 관측방법

3.1. 성층권 오존층의 발견

성층권 오존의 존재는 지상에서 관측되는 태양광의 스펙트럼 분석 과정 중에 300nm 부근보다 짧은 파장의 자외선이 거의 존재치 않는다는 의문으로부터 밝혀졌다. 태양 복사는 원래 여러 가지 파장을 갖는 전자기파이다. 그 중에는 가시광선뿐만 아니라 X선이나 자외선 등의 파장이 짧은 것에서부터 적외선이나 전파 등의 파장이 긴 것까지 포함되어 있다. 따라서 과학자들의 오랜 의문 끝에 특정 파장의 자외선은 성층권 오존에 흡수되기 때문에 지상에 도달하지 않는다는 것이 밝혀지게 된 것이다.

오존은 이미 전기한 바와 같이 3개의 산소 원자로 이루어진 활성이 강한 푸른 빛을 띤 기체로서, 대기중의 불꽃 방전 때 생기는 냄새가 강한 기체로 1785년경에 알려졌다. 1840년에 새로운 분자로 확인되어 그리스어의 냄새(odor)를 뜻하는 'ozein'에 따라서 ozone이라는 이름이 붙여진 것이며, 1874년에 B. Brodie에 의해서 분자구조가 밝혀졌다.

오존이 여러 가지 파장의 빛을 흡수한다는 것은 많은 과학자들에 의한 실험에서 점차 알려지게 되었다. 처음에 프랑스의 물리학자인 Chappuis가 1880년에 400nm에서 850nm 사이의 가시광선이 오존에 의해서 흡수되는 것을 발견하였다. 그 이후 1881년에 아일랜드의 화학자 Hartley가 310nm보다 짧

은 파장의 자외선이 오존에 강하게 흡수되는 것을 밝혔다. 영국의 천문학자 인 Huggins는 1896년에 Sirius 항성으로부터 오는 빛의 분광 사진을 분석한 결과, 300nm에서 340nm에 걸쳐서도 오존의 흡수가 일어난다는 것을 발견하였다.

따라서 오존의 흡수대는 각 발견자의 이름을 따서 Chappuis 흡수대, Hartley 흡수대, Huggins 흡수대 등으로 불리우며, 각 흡수대의 흡수 세기는 흡수 단면적으로 나타낸다. 분자의 흡수 단면적은 빛이 그 분자층을 어느 정도 깊이까지 통과할 수 있는가를 결정하는 중요한 양이며, 통과한 분자 총량에 흡수 단면적을 곱한 값(광학적 깊이라고 함)이 1이 되는 데까지 빛은 대부분 흡수되어 거기에서 아래 높이까지는 그 세기가 갑자기 감소하기 때문에 그 파장을 가진 빛은 사실상 해당 높이까지 밖에는 통과하지 못한다. 그 높이를 그 파장에서의 빛의 '침입고도'라고 부르기도 한다.

한편, 산소분자의 흡수는 100km보다 위의 고도 층인 열권에서 일어나는 Schumann-Runge 연속 흡수(100nm - 175nm)가 특히 강하여 열권이 고온이 되는 원인이 되고 있다. 성층권에서의 산소분자의 흡수는 주로 200nm에서 242nm의 파장을 가진 Herzberg 흡수대에서 일어나며 그 높이는 35km보다 위이다. Herzberg 흡수대의 흡수 단면적은 10^{-24}cm^2 정도로 아주 작지만 대기 중에는 산소분자가 많이 있으므로 35km보다 위 고도의 산소 분자량이 약 10^{24}cm^{-2} 되어 광학적 깊이는 1이 된다. 그러므로 산소분자는 35km보다 위의 성층권에서 Herzberg 흡수대의 흡수에 의해서 두 개의 산소원자로 분해되어 많은 산소원자가 만들어진다. 이 산소원자로부터 오존이 생성된다. 대기에서의 광화학 반응과 관련된 주요 흡수대를 Table 1에 나타내었다.

오존은 대기를 구성하는 미량기체로 무색에 가까운 옅은 푸른색 기체이며 그 분자량은 48이고, 약 10-50KM 사이의 성층권과 중간권(오존층)에 주로 존재하고 있다. 그 생성은 자외복사를 포함하는 광화학 과정에 따르며 최대농

Table 1. Spectral regions of photochemical importance in the atmosphere(after Brasseur and Solomon, 1986).

Wavelength	Atmospheric absorbers
121.6 nm	Solar Lyman α line, absorbed by O_2 in the mesosphere; no absorption by O_3
100 to 175 nm	O_2 Schumann Runge continuum. Absorption by O_2 in the thermosphere. Can be neglected in the mesosphere and stratosphere.
175 to 200 nm	O_2 Schumann Runge bands. Absorption by O_2 in the mesosphere and upper stratosphere. Effect of O_3 can be neglected in the mesosphere, but is important in the stratosphere.
200 to 242 nm	O_2 Herzberg continuum. Absorption by O_2 in the stratosphere and weak absorption in the mesosphere. Absorption by the O_3 Hartley band is also important; both must be considered.
242 to 310 nm	O_3 Hartley band. Absorption by O_3 in the stratosphere leading to the formation of $O(^1D)$.
310 to 400 nm	O_3 Huggins bands. Absorption by O_3 in the stratosphere and troposphere leads to the formation of $O(^3P)$.
400 to 850 nm	O_3 Chappuis bands. Absorption by O_3 in the troposphere induces photodissociation even at the surface.

도는 20-30km에서 나타난다.

오존은 상층대기의 복사평형에 있어 중요한 몇몇 흡수 band를 갖는데 이 오존층에 의해 태양의 강한 자외선은 흡수되므로 지상에 해로운 자외선이 도달하지 못하게 되며 이 흡수는 성층권과 대류권의 온도분포에 큰 영향을 미친다.

Hartley band	200-300nm(강한 흡수: 최대 250nm)	} 자외선영역
Huggins band	320-360nm(약한 흡수)	
Chappuis band	450-600nm(약한 분산)	--- 가시광선 영역
Infrared band	4.7, 9.6, 14.1 μm	--- 적외선 영역

그러나 표준상태 하에서 전 공기 기둥의 두께가 10km인데 비해 대기중의 오존을 해면기압 하에서 압축하면 0.2-0.3cm(적도지역 0.2cm, 극지역 0.3cm)에 불과한 적은 양이다.

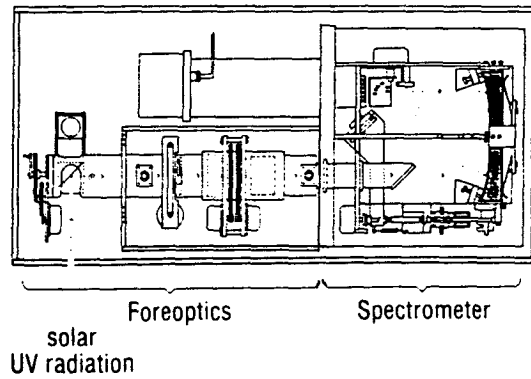
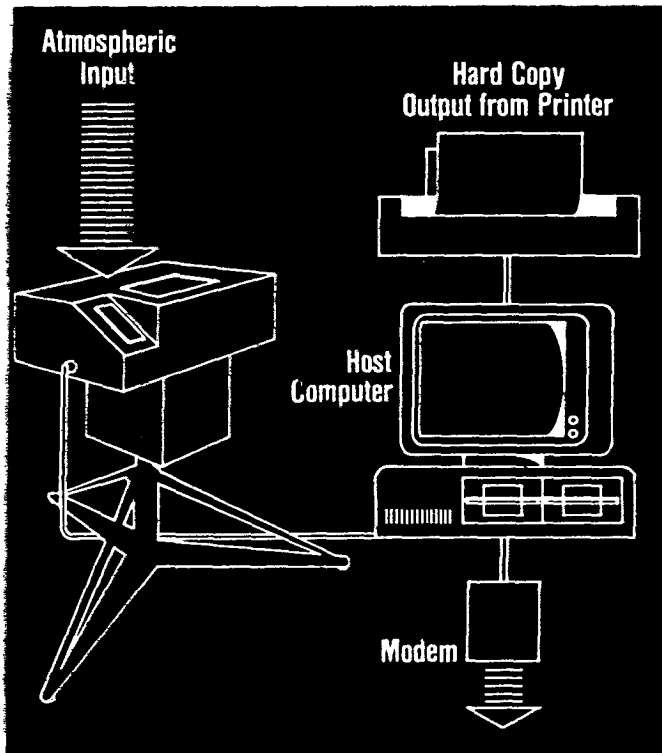
3.2. 오존의 관측방법

지상에서 대기 중의 오존 전량을 관측하는데는 돕슨 분광계(Dobson spec-

trophotometer)와 브르워(Brewer) 분광계를 사용하는 분광 관측법과 필터를 사용하는 방법이 알려져 있다. ㄱ슨 분광계는 현재 세계기상기구의 오존관측 표준기기로서, 다이알을 이용하는 수동 관측기이며, 영국의 어링 베크(Earling Beck)사에서 만든 것이다. 브르워 분광계는 캐나다의 사이-테크(Sci-Tec)사에서 만든 컴퓨터 시스템이 겸비된 자동 관측기로서, 1982년부터 생산되기 시작하여 현재 세계적으로 60 여대가 관측에 사용되고 있으며 세계 기상기구로부터 ㄱ슨 분광계에 대한 대체 오존 측정기로서 인정받고 있다. 이 브르워 분광계는 오존 뿐만 아니라 NOx, SOx 또는 염소 화합물 중 세 요소를 컴퓨터의 통제로서 측정할 수 있도록 고안되어, 관측시간과 측정된 요소의 결과 값들을 그대로 출력하여 볼 수 있는 장점을 갖고 있다(Fig. 5).

오존층 관측을 처음 실시한 것은 프랑스의 Charles Fabry와 Buisson이며, 제 1차 세계대전 이후에 분광 사진기를 사용하여 300nm 전후의 태양 자외선을 측정하여 오존층의 두께를 구하였다. 그러나 현재 60 여개의 회원국이 참여하고 있으며 140 여개의 지상 오존관측소(Fig. 1)와 인공 위성으로 구성되어 있는 세계기상기구의 지구 오존관측 시스템(WMO Global Ozone Observing System, GOOS)에서 주로 사용되고 있는 장비는 ㄱ슨 분광계와 브르워 분광계이다.

대기 중의 오존 밀도의 고도 분포를 구하는 방법에는 직접적인 방법과 간접적인 방법으로 나눌 수 있다. 직접적인 방법에는 오존 존데 관측과 로켓 관측이 있다. 간접적인 방법에는 지상 관측법과 인공 위성 관측법 등이 있다. 지상 관측법은 ㄱ슨 분광계를 이용한 두 파장의 자외선을 태양 천정각에 따라 그 세기를 동시에 측정하는 반전(Umkehr)법과 대기 오염 입자나 성층권의 에어로졸 미립자를 원격 측정하는 방법이 있는데, 이 방법은 레이저 광선을 레이더처럼 사용하는 것으로서 최근에 각 방면에서 이용되고 있다. 이것은 라이더(lidar)라고도 부르며, 이 방법으로 오존층을 관측할 때에는 야간



Plan of Brewer Major Assemblies.

Figure 5. The Brewer ozone spectrophotometer system and plan of Brewer major assemblies.

이라고 가능하며 오존 전량과 오존의 연직분포도 구할 수 있다. 그러면 오존 전량과 연직분포를 구하는 원리와 현재까지 가장 널리 사용되고 있는 흡수분광계에 의한 관측법 및 기타 방법에 대해서 알아보기로 한다.

오존 전량의 측정은 태양, 달, zenith sky로부터 방사되어 들어오는 자외선 파장 중 A, B, C, D 파장쌍 중에 선택된 파장쌍의 상대적 강도를 측정하는 것으로 A 파장쌍은 다음과 같다.

A 파장쌍	305.5nm - 오존에 의한 흡수가 강함
	325.4nm - 오존에 의한 흡수가 약함

지구대기 밖에서 이들 파장의 상대적 강도는 일정하나 대기를 통과해 지상에 도달하는 동안 공기 분자와 먼지 입자에 의해 산란되므로 강도가 약해진다.

즉 305.5nm 파장은 오존층을 통과하는 동안 강하게 감쇠되나 325.4nm 파장의 감쇠는 상대적으로 약하다. 따라서 지상에서 A 파장쌍의 상대적 강도는 대기중의 오존량에 따라 변화한다. 오존량이 증가하면 305.5nm 파장의 강도는 감소하나 325.4nm 파장의 강도는 일정하므로 흡수분광계로써 그 상대적 강도를 측정하면 지표로부터 대기상한까지 연직 기주내의 오존전량을 측정할 수 있으며 그 결과를 표준상태 하에서 순수한 오존층의 두께로 나타낼 수 있다.

가. 뉁슨 분광계를 이용한 오존전량 관측법

오늘날 세계기상기구의 오존관측 표준기기로써, 널리 사용하고 있는 뉁슨 분광계는 1924년에 영국의 천문학자인 Gordon Miller Boume Dobson에 의해서 개발되었으며 그의 이름을 기리기 위하여 장비 명을 '뉁슨 분광계'라 하였다. 뉁슨은 유성을 관측하다가 대기 분자의 이온화에 의해서 생기는 유성운이 80km보다 위의 고도에 생기는 데에서 대기 온도가 상층에서 고온이 되어야 한다고 믿었다. 그 고온의 원인이 오존에 의한 태양 자외선 흡수에 있다고 생각하고 오존층 관측에 흥미를 갖게 된 것으로부터 분광계가 개발된 것이다.

뉁슨 분광계는 오존층에서 여러 파장의 흡수량을 관측하여 비교함으로써 대기의 오존 전량(total ozone amount)을 측정한다. 태양 복사에너지중 자외선은 지구 대기를 통과하여 도달하는 동안에 오존에 의해 흡수되고 공기분자와 에어로졸의 산란과정에 의하여 감쇠된다. 이 감쇠 과정은 Beer의 흡수 법칙에 의하여 다음과 같이 주어진다.

$$I(\lambda) = I_0(\lambda) \exp[-(\alpha(\lambda) + \beta(\lambda) + \delta(\lambda))u] \quad (3.1)$$

여기에서 $\alpha(\lambda)$ 는 오존흡수계수, $\beta(\lambda)$ 는 공기분자 산란계수, 그리고 $\delta(\lambda)$ 는 에어로졸 산란계수, u 는 대기를 통과하는 광학 질량(optical air mass)이고 괄호 안의 λ 는 자외선의 파장이다.

$$u = \rho z \sec z \quad (3.2)$$

ρ 는 공기 밀도, u 는 천정각 0 도(관측자의 머리 위)에 대하여 상대적으로 표시할 수 있는 값이다. 이 상대적 광학 질량은 대기의 굴절효과와 지구의 구면 효과 등의 영향을 받는다. 지상에서 태양의 천정각 z 와 오존층에서 태양의 천정각 ξ 사이의 관계는 Fig. 6에 의하여 다음 식으로 주어진다.

$$\sin \xi = \sin z / (1 + h/R) \quad (3.3)$$

여기서 h 는 오존층의 고도로 22km로 주어졌으며 R 은 지구의 반경이다.

광학 질량을 각 흡수계수의 상대적 광학 질량으로 표시하면 식 (3.1)은 다음과 같이 주어진다.

$$I(\lambda) = I_0(\lambda) \exp[-(\alpha(\lambda)\mu x + \beta(\lambda)p/p_0m + \delta(\lambda)m')] \quad (3.4)$$

여기서 μ 는 구면대기의 오존층에서 태양광선의 상대적 광학 질량을 의미하며 다음 식으로 표시된다.

$$\mu = \sec \xi = \sec[\sin^{-1}(\sin z / (1 + h/R))] \quad (3.5)$$

X 는 표준상태(STP)에서의 단위 면적당 전 공기기둥에 포함된 오존 전량으로 다음과 같이 정의된다.

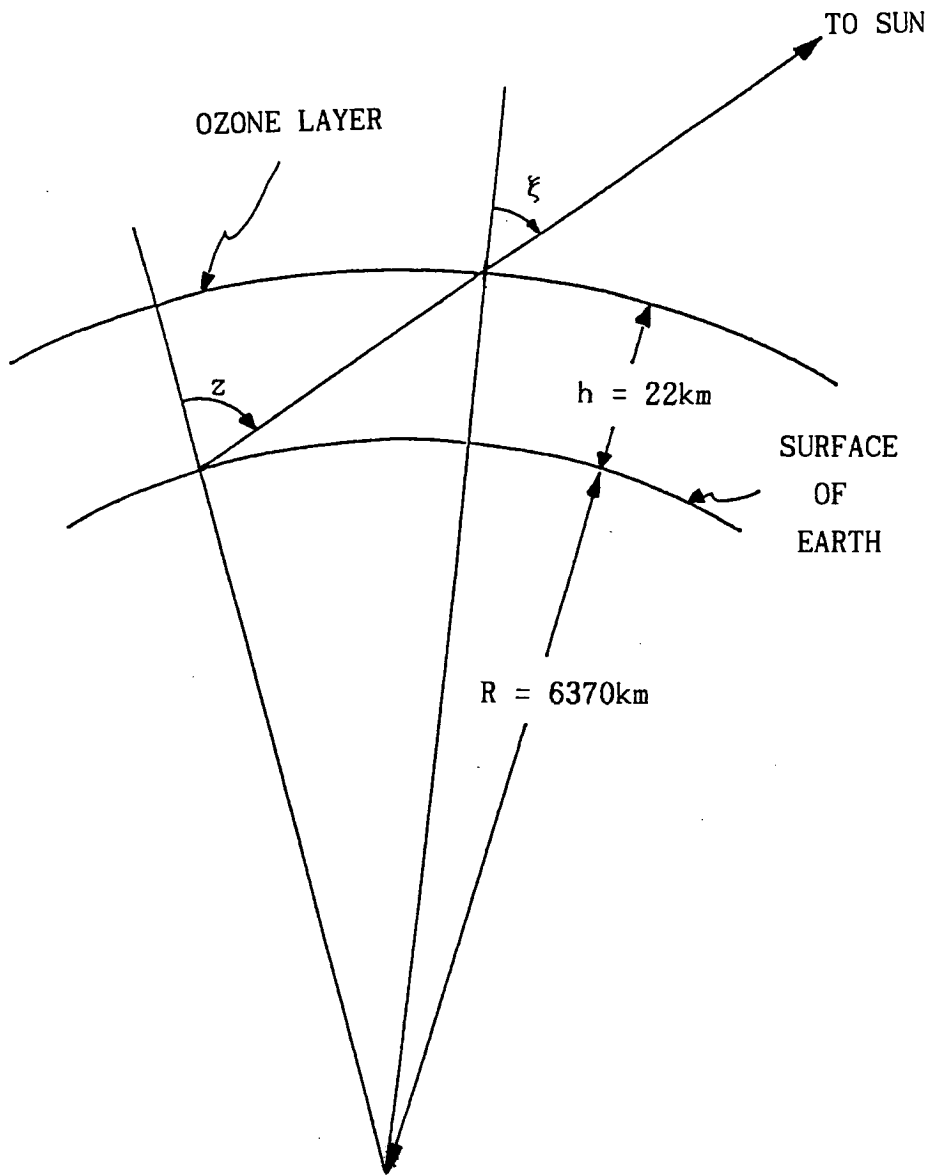


Figure 6. Zenith angle geometry.

$$X(\text{STP}) = 1/\rho_{\text{O}_3} \int_0^{\infty} \rho_{\text{O}_3}(z) dz, \text{ (cm)} \quad (3.6)$$

여기서 ρ_{O_3} 는 표준상태의 오존 밀도로서 $2.14 \times 10^{-3} \text{gcm}^{-3}$ 으로 나타내며 $\rho_{\text{O}_3}(z)$ 는 고도 z 에서의 오존 밀도이다. 따라서 오존 전량의 단위는 X 값(cm)에 1,000을 곱하여 m-atm cm로 표현되며, 이를 D.U. (Dobson Unit)라고도 한다. 그리고 m 은 분자 산란에 대한 상대적 광학 질량을 의미하고 해면상의 관측 지점에 대한 고도 보정을 위해 p/p_0 를 곱해준다. p 는 관측지점의 기압이고 p_0 는 해면기압이다. m 은 Kasten(1966)에 의하면 근사적으로 다음과 같이 표시된다.

$$m = [\cos z + 0.15(93.885 - z)^{-1.253}]^{-1} \quad (3.7)$$

여기서 $\cos z$ 는 다음 식으로 주어진다.

$$\cos z = \sin \phi \sin \delta + \cos \phi \cos \delta \cos \omega \quad (3.8)$$

여기서 ϕ 는 관측점의 위도, δ 는 태양의 적위, 그리고 ω 는 태양의 시간각을 의미한다. 또한 m' 은 에어로졸 산란에 대한 상대적 광학 질량인데 이 값은 에어로졸의 크기, 분포, 구성 그리고 광학적 성질에 따라 크게 변한다. 그러나 이 값은 근사적으로 보통 분자 산란에 대한 상대 광학 질량으로 표시한다.

가장 간단한 근사 방법은 sec z로 표시한다.

에어로졸의 산란효과를 최소로 하기 위하여 태양 자외복사의 절대값 대신에 상대 값으로 측정할 수 있도록 두 개의 근접 오존 흡수파장의 태양 자외복사를 동시에 측정한다. 이때 구하고자 하는 오존 전량은 식 (3.3)으로부터 다음과 같이 주어진다.

$$X = \left\{ \log \frac{I_{o1}}{I_{o2}} - \log \frac{I_1}{I_2} - (\beta_1 - \beta_2) \frac{mp}{p_0} - (\delta_1 - \delta_2) m' \right\} / (\alpha_1 - \alpha_2) \mu \quad (3.9)$$

여기에서 우하단 첨자 1과 2는 상대적으로 강하고 약한 오존의 흡수 파장을 각각 의미하며, 이들 흡수 파장은 Huggins 흡수대의 파장 역에서 Table 2와 같이 5 개의 표준 파장쌍을 사용한다. 보통 세계기상기구의 오존 관측지침 (Komhyr, 1980)에 따라 오존 전량을 측정하며, 파장은 Table 2에서의 A 파장쌍과 D 파장쌍의 두 쌍을 택하여 자외선의 직사광 측정(direct sun observation, DS), 구름이 없는 천정광 측정(zenith blue observation, ZB), 그리고 구름이 있는 천정광 측정(zenith cloud observation, ZC)의 세 방법이 이용된다(조희구, 1990). 정밀 측정을 유지하기 위하여 측기의 기존 보정값을 정기적으로 점검하게 되는데, 기기 내의 slit을 통과하는 빛의 파장의 정확도를 검사하는 월 1회의 수은램프 시험(mercury lamp test)과 측기의 광학적 상태를 점검하는 월 2회의 표준램프 시험(standard lamp test)을 실시한다.

두스 분광계로서 오존 전량을 구하는 방법은 위와 같이 두 개의 근접된 파장을 하나는 오존의 흡수를 강하게 받는 곳에, 다른 하나는 흡수를 그다지 받지 않는 곳을 택하여 지상에 두고 태양광의 강도를 측정하는 것이다. 두 관

Table 2. Ozone absorption and molecular scattering coefficients for use with Dobson Spectrophotometer(after Komhyr, 1980).

Designation of Wave-length pair	Mean wave length (Å)	Ozone absorption coefficients		Atmospheric scattering coefficients		$\beta - \beta'$
		α	α'	β	β'	$\alpha - \alpha'$
			($\alpha - \alpha'$)		($\beta - \beta'$)	
A	Short	3055		0.491		
	Long	3254	1.748		0.116	0.066
					0.375	
B	Short	3088		0.470		
	Long	3291	1.140		0.113	0.099
					0.357	
C	Short	3114.5		0.453		
	Long	3324	0.800		0.110	0.138
					0.343	
D	Short	3176		0.416		
	Long	3398	0.360		0.104	0.289
					0.312	
C'	Short	3324		0.343		
	Long	4536	0.047		—	—
				—		

측값의 차이에서 관측점과 태양 사이에 존재하는 공기 기둥내의 오존 전량을 계산할 수 있다.

돋슨 분광계는 측정기의 온도 변동을 막고 빛을 받아들이는 입구 이외에 빛이 닿지 않게 하기 위하여 두꺼운 하얀 천의 덮개로 덮는다. 돋슨 분광계의 실제 구조를 Fig. 7에 나타내었다. 이 그림을 보면서 분광계의 조작 원리를 알아보자.

1) 분광계의 조작원리

가) 태양광선이 WINDOW를 통해 입사하여 직각 프리즘을 거친 후, 슬릿 S1을 지나 SPECTROSCOPE로 입사한다. SPECTROSCOPE는 수정 렌즈(평행 광을 만듦), 프리즘(빛을 분산), 거울(프리즘을 통과한 빛을 반사) 및 렌즈(스펙트럼을 만듦)로 구성되어 있다.

나) 두개의 SHUTTER ROD중 왼쪽 S4 SHUTTER ROD는 테스트 시에만 사용하므로 관측시에는 항상 CLEAR 위치에 있어야 하며, 오른쪽 WAVELENGTH SELECTOR ROD는 슬릿 S2나 S4를 통과한 빛을 차단하는데, 이 ROD가 SHORT 위치에 있으면 슬릿 S2와 S3가 열려져 A, B, C, D 파장쌍에서 관측을 할 수가 있는 반면에 LONG 위치에 있으면 S3와 S4가 열려져 C' 파장에서만 관측이 가능하도록 되어 있다.

다) 관측시 파장선택은 Q table 세팅에서의 Q1, Q2값으로 Q1, Q2 lever를 맞추면 되는데, 평평하고 두꺼운 수정 플레이트가 Q1, Q2 lever에 고정되어 S1과 S5 앞에 위치하여 있으므로 Q-lever(수정

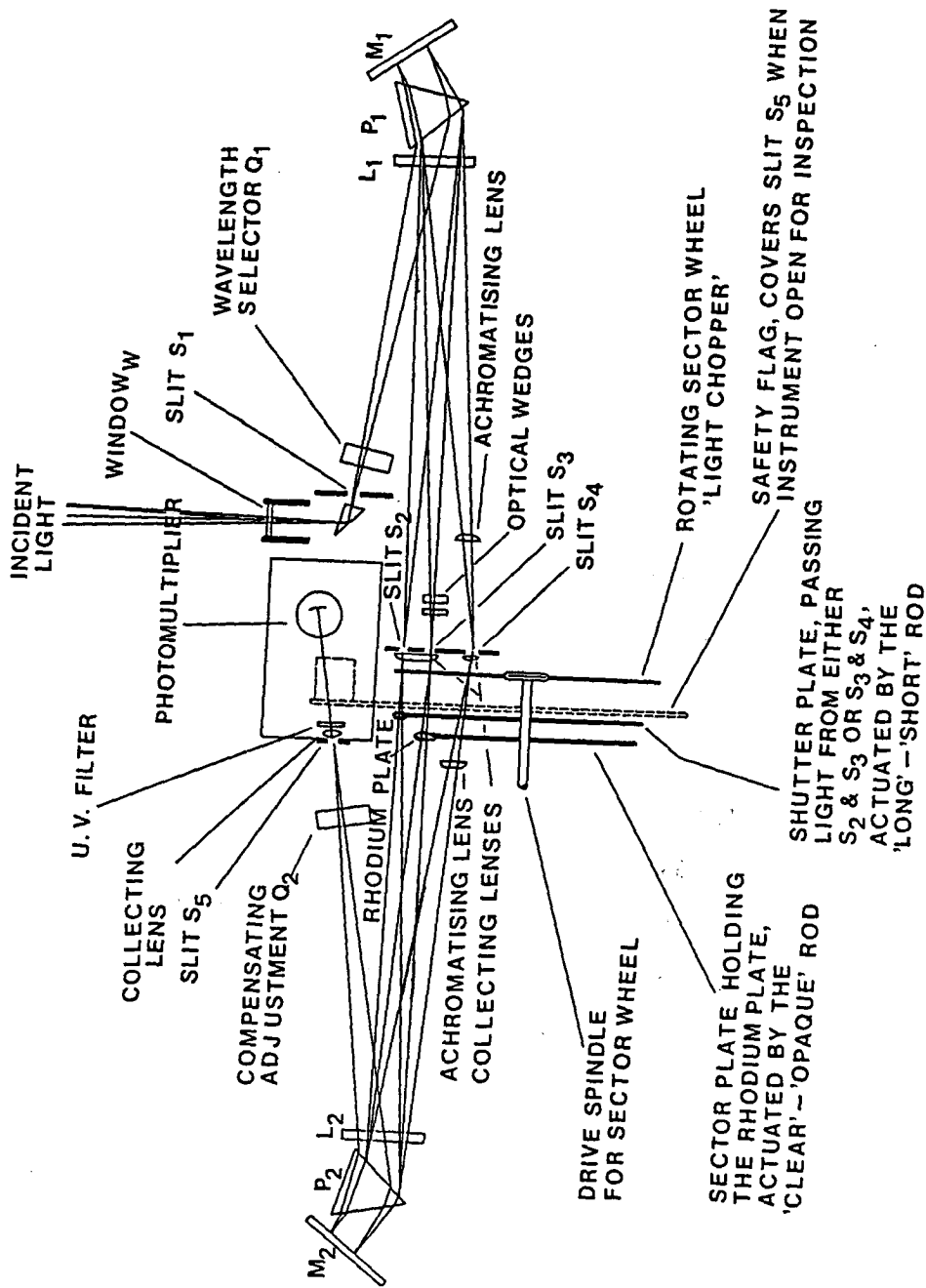


Figure 7. Optical system of the Dobson spectrophotometer.

플레이트)의 회전에 따라 그들을 지나는 광선이 상하로 굴절하게 되어 파장을 선택할 수가 있다. 이 수정 프리즘은 온도에 따라 굴절지수가 변하므로 온도에 따른 Q값의 조정이 필요하다.

라) 크롬으로 코팅된 2개의 수정 플레이트로 구성된 광학 췌기는 슬릿 S3 앞에 위치하며 R-다이알을 돌려 조정된다. 다이알을 0으로 맞추면 광학췌기의 얇은 부분이 슬릿 S3앞에 위치하게 되어 optical wedge를 통과한 빛은 강도에 별 변화가 없으나, 다이알을 300도에 맞추면 췌기의 두꺼운 부분에 의해 S3광은 거의 완전히 흡수된다. 0-300도 사이에 다이알의 평형조정점이 존재하며 그점에서는 광학췌기와 슬릿 S3를 통과한 빛의 강도와 S2 파장의 빛의 강도가 같다. 따라서 관측하고자 하는 두파장의 상대강도를 측정하기 위해서는 다이알의 평형위치만 찾으면 된다.

(다이알의 평형위치 찾는 법)

처음 S2와 S3를 지나는 빛의 강도가 다르므로 평형에 있지 않으며, 이 때 광선은 ROTATING SECTOR WHEEL을 지나는데 ROTATING SECTOR WHEEL은 광선을 잘게 나누어 SECOND MONOCHROMETER(그림에서 왼쪽)로 가게하며 최종적으로 SLIT S5 뒤에 위치한 PHOTOMULTIPLIER로 가게 한다.

PHOTOMULTIPLIER에 도달한 두 광선은 강도가 다르므로, 광전류를 발생시킨다. 이 광전류는 교류증폭기에 의해 증폭되고 정류기에 의해 정류되는데 직류전류 MICROAMMETER상에 DEFLECTION이 나타나게 된다. 이 때 다이알을 돌려 평형점에 이르면 두 광선은 강도가 같아지고, 교류 전류 증폭기로는 증폭될 수 없는 일정한 직류

전류가 된다. 증폭되거나 정류될 맥동전류가 없으면 MICRO-AMMETER는 0을 가리키는데 이 때의 다이알의 위치가 두 파장의 상대 강도이다.

2) 관측방법

가) 관측장비

장비의 온도변화를 최소로 하기 위해 전기 담요나 솜이불로 덮는다. 또 이동시의 흔들림과 충돌 등을 방지하기 위해 영구적인 관측실을 설치하는 것이 바람직하다. 미국에서는 천문 관측실 형태의 방을 사용하며 그 방은 태양직사광, 월광및 ZENITH SKY 관측이 가능하도록 회전할 수 있고 지붕을 열 수도 있는 시스템을 완비하고 있다.

나) 관측형태

* AD-DSGQP관측(직달): 기본관측으로 직달 태양광을 관측하며, 관측조건은 아래의 두 경우이다.

- 태양이 구름에 의해 가려지지 않을 때
- 태양 고도각이 클 때 ($\mu < 3.0$ OR $Z < 70^\circ$)

* AD-ZB관측(천정광:산란)

* AD-ZC관측(“)

다) 관측요령 (AD-DSGQP 관측을 중심으로)

(1) 관측전 과정

- (a) MICROAMMETER를 0으로 조정한다.
- (b) MICROAMMETER의 분류기(SHUNT)를 최소 값으로 조정한다.
- (c) 오른쪽 PHOTOMULTIPLIER STEP 스위치를 STEP 1(최소감도)으로, 왼쪽의 스위치를 STEP 7과 9사이에 놓는다.
- (d) 전원의 안정 공급을 위해 A.V.R.을 켜다.
- (e) 저전압 공급장치를 켜다(LT+ TOGGLE SWITCH). : SOLID STATE AMPLIFIER에 전력을 공급한다.
- (f) 고전압 공급장치를 켜다(HT+ TOGGLE SWITCH). : PHOTOMULTIPLIER에 전력을 공급한다.
- (g) 분광계의 R-다이얼 상에 WAXED CHART를 장치한다.
- (h) 시계태엽을 감는다.
- (i) INLET WINDOW 뚜껑을 벗기고 G.Q.P.를 위에 놓는다.
- (j) SUN DIRECTOR를 INLET WINDOW 위에 놓는다.
- (k) S4 SHUTTER ROD를 CLEAR 위치에 놓는다.
- (l) WAVELENGTH SELECTOR ROD를 SHORT 위치에 놓는다.
- (m) 온도를 0.50C 단위까지 읽고 A와 D 파장에 대한 Q값에 따라 Q1 LEVER를 고정시키고, Q2 LEVER는 150C에 해당하는 Q값으로 고정한다.
- (n) 장비의 장축이 태양을 향하도록 하고 관측자의 우측에 태양이 오도록 하며 관측중 계속적인 장비의 위치확인과 회전작동을 한다.

- (o) 모터 스위치를 켜다.
- (p) 햇빛이 G.Q.P. 중앙에 도달하도록 SUN DIRECTOR 스위치를 맞춘다.
- (q) Q1과 Q2 LEVER를 A 파장값에 맞추고 분류기 전위계(SHUNT POTENTIOMETER)를 회전시켜 MICROAMMETER의 감도를 조정한다.
- (r) MICROAMMETER의 눈금이 0에 오도록 R-다이알을 맞추고 충분한 감도가 될때까지 STEP 스위치를 돌려 PHOTOMULTIPLIER 전압을 조정한다.
- (s) (r)에서의 STEP 스위치 위치를 기억한다.
- (t) STEP 스위치를 STEP 1으로 돌려 PHOTOMULTIPLIER의 전압을 감소시키고 Q1과 Q2 LEVER를 D 파장으로 내린다.
- (u) 충분한 감도가 될때까지 MICROAMMETER를 0에 맞추면서 STEP 스위치를 돌려 PHOTOMULTIPLIER 전압을 증가시키고 R-다이알 눈금과 감도를 조절하는 STEP 스위치의 눈금을 기억한다.

(2) 관측과정

- (a) Q1, Q2 LEVER를 A파장에 맞추고 (1)의 (s)에서 기억한 위치에 STEP 스위치를 맞춘다.
- (b) 정확한 시계의 시간에 맞춰 관측을 시작한다.
- (c) 관측시작전 몇초동안 햇빛을 G.Q.P. 중앙에 위치하도록 조정한다.
- (d) WAXED CHART에 광도기록계의 바늘을 떨어뜨린다.
- (e) MICROAMMETER 바늘이 0의 좌우로 움직이도록 20초 동안 R-다이알을 천천히 조심스럽게 움직인다.

- (f) 감도를 D 파장에 맞도록 낮춘 다음, WAXED CHART에서 바늘을 들어올린다.
- (g) Q1, Q2 LEVER를 D 파장에 맞춘 다음, R-다이알을 돌려 MICRO-AMMETER 바늘이 0부근에 오도록한 후 기록계의 바늘을 내리고 (e)에서와 같이 20초동안 관측한다.
- (h) WAXED CHART에서 바늘을 뺀후, Q1과 Q2 LEVER를 A 파장 값으로 올리고 STEP 스위치를 감도에 맞춘 다음 R-다이알을 돌려 MICROAMMETER의 바늘이 0부근에 위치하면 기록계의 바늘을 내리고 20초 동안 R-다이알을 진동(OSCILLATING)시킨다. 관측도중 수시로 SUN DIRECTOR의 프리즘을 조정하여 햇빛이 G.Q.P. 중앙에 오도록 한다.
- (i) ADADA 파장의 순으로 반복하고 시각을 기록하면 관측은 끝난다.

(3) 관측후 과정

- (a) 감도 STEP 스위치를 STEP 1 에 맞춘 다음 분류기 전위계를 돌려 MICROAMMETER 눈금을 0까지 감소시킨다.
- (b) 모터 스위치와 전원 공급 스위치를 내린다.
- (c) SUN DIRECTOR를 제거하고 INLET WINDOW에 덮개를 씌운다.
- (d) WAXED CHART에 기록된 흔적을 둘로 나누어 0.10까지 흔적의 평균값을 읽고 기록한다.
- (e) 평균 관측시간과 시정 날씨 등을 기록한다.
- (f) WAXED CHART는 하루 1장이 좋다.

* AD-ZB와 AD-ZC 관측은 SUN DIRECTOR와 G.Q.P.를 제거하고 AD-DSGQP과 같다. 단지 AD-ZB 관측 시는 분광계에 입사하는 빛의 CONE이 장애를 받지 않도록 뚜껑을 씌운다.

또, AD-ZC 관측 시는 하늘상태에 유의해야 한다. 즉 변화가 다양한 구름에서는 적어도 2번 연속적인 ADADA 파장의 관측이 필요하다.

AD-ZC 관측은 약한 비나 눈이 올 때도 할 수 있으나 장비가 젖을 것 같으면 하지 않는 것이 좋다.

(4) 자료산출(서울 연세대학교 오존관측 연구실의 수행과정을 기준으로 한 것인데, 이는 세계 공통적인 산출방식이다.)

- (a) 야장에 A 파장과 D 파장의 R-다이알의 값, 즉 RA와 RD 값을 각각 기록한다.
- (b) 관측시간과 R-다이알 값의 평균을 취한다.
- (c) 일남중 시각과 태양적위를 기록한다.
- (d) 평균된 RA, RD로 NA, ND 표에서 NA, ND 값을 찾는다.
- (e) 일남중 시각과 평균관측 시각과의 차이를 구한다.
- (f) (e)에서 계산된 시간차로 $\cos T$ 를 다음식에 의해 계산한다.

$$\cos T = \cos \omega = \cos[(15xH)+15x(M+S/60)/60]$$

여기서 T 또는 ω 는 태양의 위치에 따른 시간각을 의미한다.

- (g) 태양의 적위 δ 와 $\cos T$ 로 $\cos Z$ 를 계산한다.

$$\cos Z = \cos \theta z = \sin \delta \sin \phi + \cos \delta \cos \phi \cos \omega$$

여기서 Z 는 태양의 천정각이며, ϕ 는 관측지점의 위도로서 북반구에서는 양의 값을 나타낸다.

(h) optical path μ (sec Z) 값을 찾는다.

(i) NA - ND 값을 계산한다.

(j) μ 와 NA - ND를 다음 근사식에 넣어 오존 전량을 계산한다.

$$\Omega = \frac{N_A - N_D}{0.1432 \mu} - 7$$

나. 흡수 분광계를 이용한 반전 관측법

앞서 설명한 대기의 전 고도에 있는 오존 전량을 구하는 방법 이외에, 오존층이 어느 고도에 있으며, 고도별 분포는 어떠한지에 대해서는 다른 방법을 이용하여 알아낼 수 있다. 흡수 분광계를 사용하여 그러한 관측 방법을 고안해 낸 것은 스위스의 생물학자인 괴츠(F.W.P. Götz)이다. 그는 환자의 피부 조직이 태양 빛이나 날씨에 어떻게 반응하는가 조사하다가, 당시 학회에서 화제가 되고 있던 상층대기의 오존층 변화가 관계할지도 모른다고 생각하여 그 관측에 흥미를 가지게 되었다(島崎達夫, 1979).

괴츠의 방법은 흡수 분광계를 천정 방향으로 향하게 하고 관측을 실시한다. 이 경우에 비스듬한 방향으로부터 입사한 태양 복사는 대기 중에 있는 공기 분자에 부딪쳐서 산란되어 곧바로 위로부터 흡수 분광계로 들어온다.

이 방법으로 태양 복사가 대기로 입사하는 각도(태양의 천정각)가 시간과 더불어 변하면 두 개의 파장을 가진 광선이 산란되는 높이가 태양 천정각에 따라 변하여 오존층의 위가 되거나 아래가 된다. 따라서 두 파장의 태양 복사가 오존층을 통과하여 흡수를 받는 비율도 복잡하게 변화한다. 그 때문에 두 파장으로 관측된 복사 강도의 비는 태양 천정각에 의하여 Fig. 8에 보인 것처럼 변화한다. 이 곡선이 증가에서 감소로 반전하는 위치는 선택한 파장의 쌍(A, C, D 등)의 다른 오존층 높이에 의존하므로 이 반전 위치로부터 오존층 높이를 알 수 있다.

이렇게 관측지점의 천정에서 산란되어 오는 태양 복사중 Huggins 파장대(300-360nm)에서 두 파장의 태양 산란 복사 강도의 비를 태양 천정각에 따라 오존 분광계로 관측한다. 이 관측을 괴츠의 반전법 또는 Umkehr 관측이라 하는데(Götz *et al.*, 1934), 이 방법을 이용하여 오존 밀도가 극대가 되는 높이 뿐만 아니라 특정 높이의 오존 밀도를 산출하거나 오존 밀도의 고도 분포를 구할 수도 있다. 이 관측에 대한 기본 방정식은 다음 식으로 표시된다(Craig, 1965).

$$\frac{I(\lambda_1)}{I(\lambda_2)} = \frac{K(\lambda_1) F_{\infty}(\lambda_1) \int_0^{\infty} \rho(z) \tau_{0,z}(\lambda_1) \tau_{z,\infty}(\lambda_1) dz}{K(\lambda_2) F_{\infty}(\lambda_2) \int_0^{\infty} \rho(z) \tau_{0,z}(\lambda_2) \tau_{z,\infty}(\lambda_2) dz} \quad (3.10)$$

여기에서 λ_1 과 λ_2 는 오존 흡수가 상대적으로 약하고 강한 파장, $I(\lambda_1)/I(\lambda_2)$ 는 한 쌍의 파장 λ_1 과 λ_2 에 대한 태양 산란 복사의 강도비, $K(\lambda_1)/K(\lambda_2)$ 는 각 파장에 대한 Rayleigh 질량 산란 계수의 비, $F_{\infty}(\lambda_1)/F_{\infty}(\lambda_2)$ 는 대기외로부터 입사

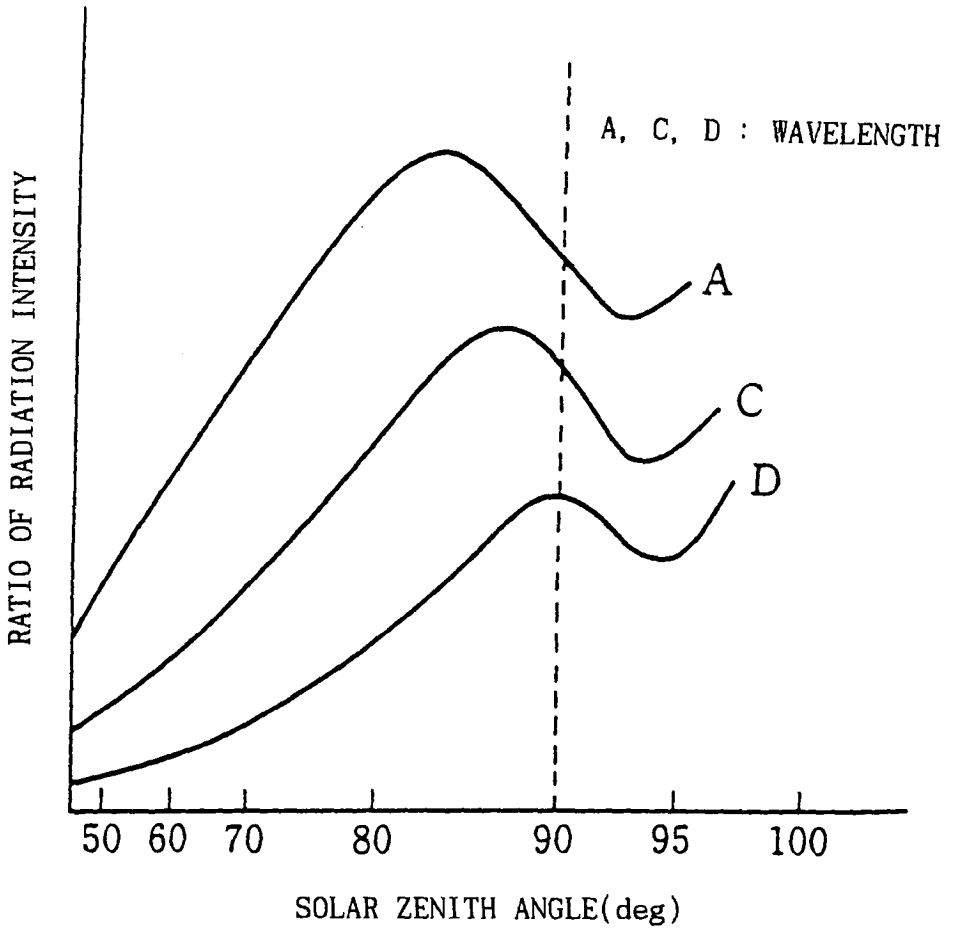


Figure 8. Standard Umkehr curves(after Götz, 1944).

한 태양 복사 조도의 비, $\rho(z)$ 는 공기의 밀도이다. 그리고 τ 는 오존층이 포함된 공기층의 투과율로서 다음과 같이 정의된다. $\tau_{0,z}(\lambda)$ 를 지면과 고도 z 사이의 공기 기둥의 천정 투과율로 표시하고 이 투과율은 다음 식으로 주어진다.

$$\tau_{0,z}(\lambda) = \exp[-\sigma(\lambda) \int_0^{\infty} X(z) dz - K(\lambda) \int_0^{\infty} \rho(z) dz] \quad (3.11)$$

여기에서 $\sigma(\lambda)$ 는 오존의 흡수 계수, $K(\lambda)$ 는 Rayleigh 질량 산란 계수, $X(z)$ 는 고도 z 에서의 오존량이다. $\tau_{z,\infty}(\lambda)$ 를 고도 z 와 태양 사이의 대기 투과율로 표시하고 이 투과율은 다음 식으로 주어지며 이 식에서 θ 는 고도 z 에서의 태양 천정각이다.

$$\tau_{z,\infty}(\lambda) = \exp[-\sigma(\lambda) \int_0^{\infty} X(z) \sec\theta dz - K(\lambda) \int_0^{\infty} \rho(z) \sec\theta dz] \quad (3.12)$$

한 쌍의 파장(λ_1 과 λ_2)에 대한 태양 산란 복사의 강도비($I(\lambda_1)/I(\lambda_2)$)는 태양 천정각에 따라 오존을 통과하는 광학경로(optical path length)와 오존의 흡수 계수에 의해 반전 효과(Umkehr 효과)를 나타낸다. 식 (3.10)을 다음과 같이 근사식으로 표시할 수 있다. 여기에서 C_0 는 상수이다.

$$I(\lambda_1)/I(\lambda_2) \approx C_0 \exp[-\{\sigma(\lambda_1) - \sigma(\lambda_2)\} X \sec\theta] \quad (3.13)$$

태양 천정각이 시간에 따라 점점 증가하고 있는 오후의 반전 효과를 나타내는 경우를 Fig. 9(이재원, 1986)과 식 (3.13)으로써 설명할 수 있다. Fig. 9-(1)에서 보는 바와 같이 두 파장 λ_1 과 λ_2 가 오존층을 통과하는 광학경로는 서로 같으나, 오존 흡수 계수 $\sigma(\lambda_2)$ 가 $\sigma(\lambda_1)$ 보다 크므로 다음 관계가 성립된다.

$$\sigma(\lambda_1) \sec\theta < \sigma(\lambda_2) \sec\theta$$

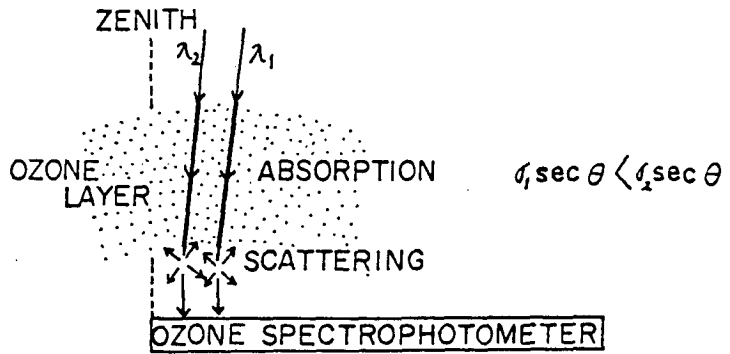
이 관계에서 태양 천정각이 증가하면 식 (3.13)의 태양 산란 복사 강도의 비는 증가된다. 그러나 Fig. 9-(2)와 같은 경우가 되면, λ_1 이 λ_2 의 광학경로보다 길므로 다음 관계로 변한다.

$$\sigma(\lambda_1) \sec\theta > \sigma(\lambda_2)$$

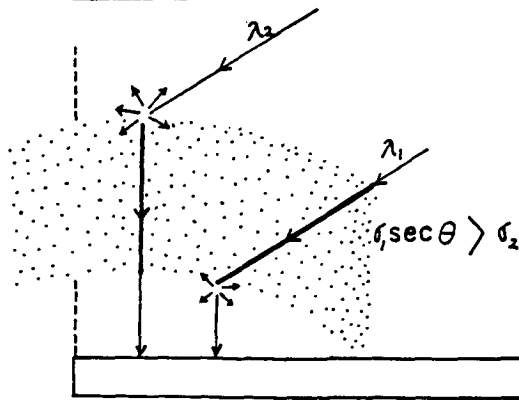
이 경우에 태양 천정각이 증가함에 따라 식 (3.13)에 의하여 태양 산란 복사의 강도비는 감소한다. 반전이 생기는 태양 천정각은 약 80° 부근이 된다. Fig. 9-(3)의 경우는 λ_1 과 λ_2 의 광학경로가 같으므로 오존 흡수 계수에 의해 다음 관계가 성립된다.

$$\sigma(\lambda_1) < \sigma(\lambda_2)$$

9-(1)
 $\theta < 80^\circ$



9-(2)
 $\theta = 80 \sim 94^\circ$



9-(3)
 $\theta > 94^\circ$

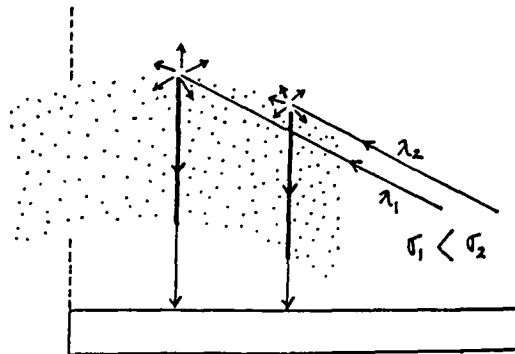


Figure 9. Umkehr effects(after 이재원, 1986).

이 관계는 식 (3.13)에 의하여 태양 천정각의 증가에 따라 태양 산란 복사 강도의 비는 다시 증가하게 됨을 나타낸다. 이 Umkehr 관측은 태양 천정각이 약 60°부터 약 80°까지 증가한 후 부터 80°에서 94°부근까지 이 비가 감소하다가 약 94°이상이 되면 다시 증가한다.

Umkehr 관측의 태양 산란 복사의 강도비는 다음과 같이 N 값으로 정의한다 (Komhyr, 1980; Craig, 1976).

$$N \equiv 100 \log [I(\lambda_1)/I(\lambda_2)] + C \quad (3.14)$$

여기에서 C는 태양 천정각에 무관한 상수로써 $\{-\log[F_{\infty}(\lambda_1)/F_{\infty}(\lambda_2)]\}$ 에 비례하는 값이다. 태양 천정각에 따르는 N 값의 곡선을 'Umkehr 곡선'이라 하며, 그 예를 Fig. 10(이재원, 1986)에 나타내었다. 오존 전량에 따른 Umkehr 관측은 Table 2의 파장쌍중에서 일반적으로 C 파장쌍을 사용하고 있다.

Umkehr 관측에 의한 연직 오존 분포의 계산은 일반적으로 두 가지 방법에 의해 수행한다. 첫번째 방법은 대기를 다섯 층으로 나누고 최상층과 두 하층의 분포를 가정하여 그 중간층의 미지의 오존량을 연립 방정식으로 직접 해 (direct solution)를 구한다. 두번째 방법은 대기를 8층으로 나누고 각 층의 오존량을 가정하여 관측된 Umkehr 값과 비교하여 반복법에 의해 오존의 연직 분포를 계산한다(Götz *et al.*, 1934). 그 후 Dütsch(1959)가 두번째 방법을 수정하여 대기를 9층으로 나누고 각 층의 오존량을 Taylor 급수로 전개하여 반복법에 의해 전자계산기로 계산하였다. 이 방법을 선형 역산법 (Phillips, 1962; Twomey, 1963; Twomey and Howell, 1963)으로 수정하여 이 수정한 방법을 현재 세계 오존 자료 센터에서는 Umkehr 관측에 의한 연직 오

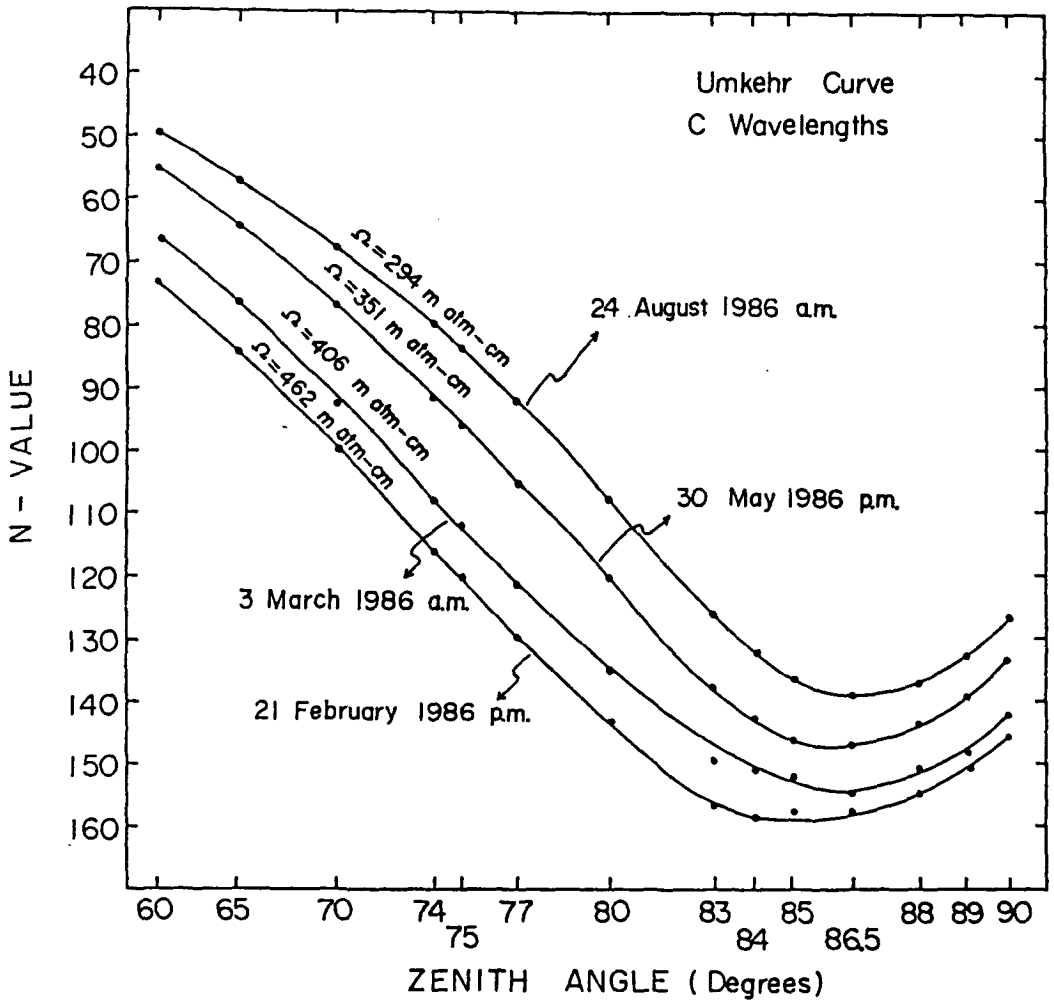


Figure 10. Umkehr curves with C wavelength for Seoul on 1986(after 이재원, 1986).

존 분포를 계산하는데 표준 계산법(Mateer and Dütsch, 1964)으로 채택하고 있다. 그것에 대한 자세한 수식 표현은 여기에서는 생략하기로 한다.

다. 오존 존데에 의한 관측

연직 오존 분포를 구하는 방법에는 Umkehr 관측법 이외에 가장 직접적인 방법의 하나로 사용되는 오존 존데에 의한 방법이 있다. 이 방법은 기구에 측정기를 싣고 직접 그 고도에서의 오존 밀도를 측정하는 것으로서, 그것에는 전기 화학법과 화학 형광법이 있다.

전기 화학법은 요오드-칼륨(KI) 용액이 든 용기에 전극을 꽂은 것인데, KI와 오존의 반응으로 요오드 분자가 생기고 그것이 음극 속의 전자와 작용하여 생기는 음이온이 양극에 운반되어 전류를 흐르게 한다. 이 전류량을 오존 존데의 회선에 싣고 지상에서 측정하면 고도에 따른 연직 오존 분포를 계산할 수 있다.

화학 형광법은 화학 반응에 의하여 바닥 상태에서부터 에너지가 높은 상태로 들뜨게 된 원자나 분자가 바닥 상태로 되돌아 갈 때 발생하는 열이 동반하지 않는 발광인 화학 형광을 이용하는 것인데, 이 방법에 의한 오존의 측정에는 루미놀(luminol)이나 로다민(rhodamine)이 오존과 반응하여 들뜨게 되는 것을 이용한다. 전기 화학법이나 화학 형광법은 야간에 태양광이 없을 때라도 오존 밀도를 측정할 수 있는 이점이 있으나, 뚝슨 분광계나 브르워 분광계를 이용한 방법에 비해 기상 상태의 영향을 많이 받으며 측정 과정이 번거롭다는 단점도 있다.

라. 필터 사용법

위에서 설명한 흡수 분광계는 장치가 복잡하고 수정 프리즘등의 값비싼 장치가 필요하므로 이에 대해 조작이 간단하고 비교적 경비가 덜 드는 필터를 이용한 방법으로 오존 관측을 하게 되는데, 주로 러시아나 동유럽 여러 나라에서 많이 사용하고 있다. 일반적으로 필터는 상당히 넓은 범위의 파장을 가진 빛을 통과시키므로 분광계에 비해서 파장의 분해능이 좋지 않고, 또한 측정 결과는 기상 상태의 영향을 받기 쉽고 태양의 입사각이 큰 때에는 특히 정밀도가 나빠지는등의 결점을 갖고 있으므로 표준기기에 의한 보정이 필요하다.

이러한 필터법은 기구나 로켓에 측정기를 싣고 대기 중의 여러 가지 미량 분자의 관측을 할 때에도 흔히 사용되고 있다. Fig. 11은 기구(balloon)에 싣는 필터 장치의 한 예를 보인 것인데, 그림에서 a는 무광택의 돛이며, 어느 방향의 태양 빛도 여기에 부딪쳐서 산란광이 생기고 그 산란광이 곧바로 측정기에 들어오게 된다. 필터 b는 넓은 범위의 자외선을 통과시킨 다음에 c로 다시 특정 파장의 자외선만을 통과시켜 e의 광전자 배증관에 빛이 모이게 한다. 필터 c가 달린 원반은 모터 h로 회전시켜 차례차례 다른 필터에 의해 자외선이 통과되도록 하여, 이의 비교를 통한 오존량을 산출하게 된다.

마. 인공 위성을 이용한 관측

인공 위성을 사용하는 관측에는 여러 가지의 장점이 있다. 인공 위성은 거의 1시간 반으로 지구를 일주하므로 단시간에 광범위한 지역의 오존 분포를 측정할 수 있으며, 특히 해양과 극지역 등 지상 관측소를 설치하기 어려운 장소라도 관측할 수 있다. 또한 연속적인 관측이 가능하므로 오존층의 변화의

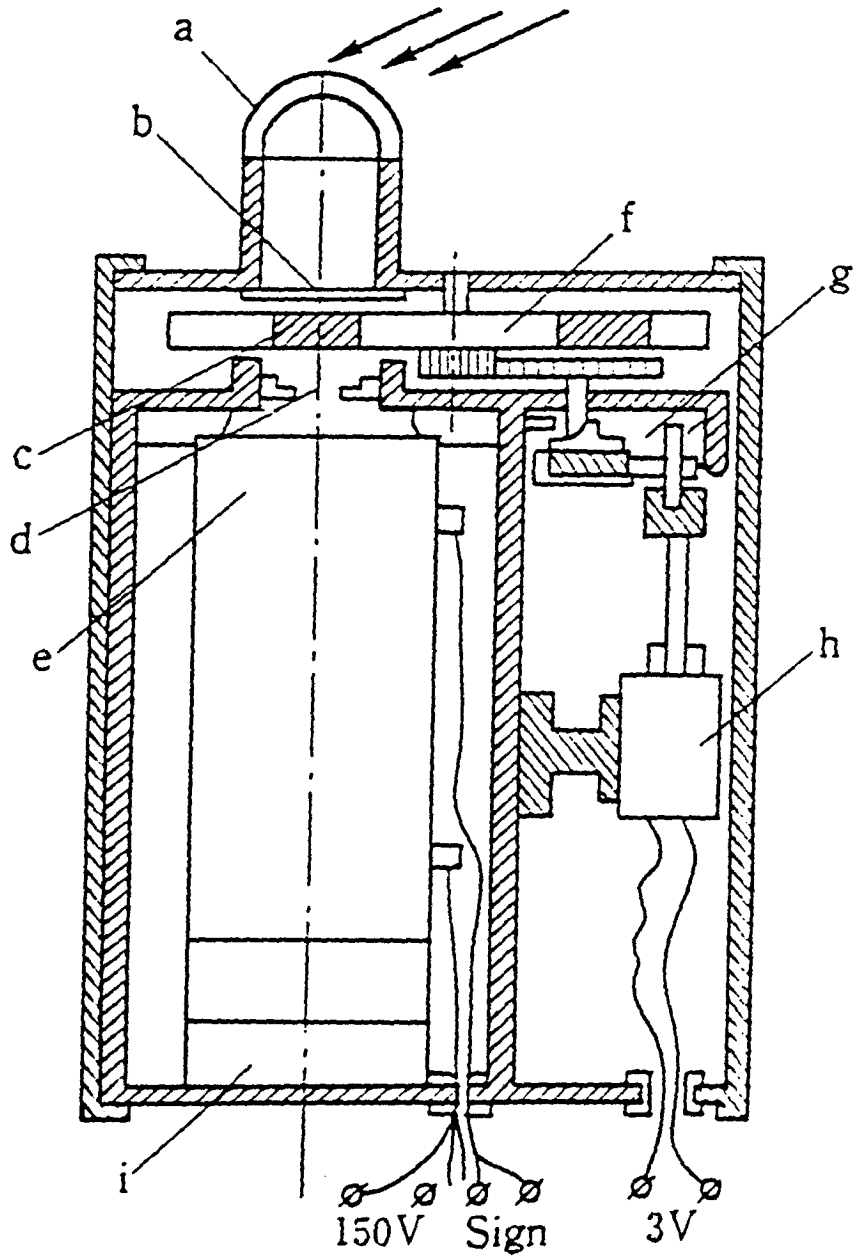


Figure 11. Systematic diagram of the ORKZ TsAO Ozone radiosonde (after Khrgian, 1975).

시계열등을 알아낼 수 있다.

가장 일반적으로 사용되고 있는 방법은 태양 복사가 인공 위성보다 아래에 있는 대기 분자에 의하여 반사, 산란되어 되돌아 오는 것을 인공 위성에서 측정하여 그 결과를 원격 송신으로 지상에 보내는 방법이다. 이 방법은 후방 산란 자외선(BUV: Backscattered Ultraviolet)법이라고 부른다.

보통 BUV법에서 사용되는 파장은 250nm에서 340nm의 것이며, 각 파장의 태양 복사가 산란되는 높이는 대략 정해져 있다. 320nm에 가까운 태양 복사를 사용하면 오존층 전부를 뚫고 나가서 대류권 또는 지표로부터 되돌아 오므로 오존 전량의 관측도 가능하지만, 30km 이하의 밀도가 높은 대기에서는 한번 산란된 빛이 다시 다른 대기 분자에 의하여 산란되는 다중 산란(multi-scattering)이 일어나므로 계산이 까다롭게 됨과 동시에 정밀도도 나빠진다. 또한 50km보다 위의 영역에서는 대기 분자가 적어지므로 산란광이 약해지며 오존 밀도 산출에 대한 정밀도가 나빠진다.

인공 위성을 이용한 관측은 1970년부터 미 항공우주국(NASA)의 NIMBUS 4호를 이용한 BUV 관측이 처음인데, 1978년 11월부터는 NIMBUS 7호에 인계되었다. NIMBUS 7호에는 위성으로부터 인위적으로 자외선을 발사하여 그것이 지표면 또는 지구 대기로부터 후방 산란되는 것을 측정하여 오존 전량을 구하는 TOMS(Total Ozone Mapping Spectrometer) 장비를 탑재하고 있다.

TOMS는 오존 전량의 지구적인 기후학을 연구(Bowmann and Krueger, 1985)하고, 대기의 역학적인 체계와 관련된 수송 과정을 조사(Shapiro *et al.*, 1982; Schoeberl and Krueger, 1983; Uccellini *et al.*, 1985)하며, 그리고 남극 지역에서의 오존홀의 형태와 전개 과정에 대한 연구(Stolarski *et al.*, 1986)에 근본적인 자료를 제공하고 있다. TOMS에 의해 측정된 오존 전량의 정확도는 2% 이상이다(Bhartia *et al.*, 1984). 그러나 TOMS는 태양의 BUV 복사를 측정하는 장비이므로 TOMS에 의해 측정되는 오존 전량 자료는 태양광

이 있는 지역에서만 가능하다.

전구적인 오존량의 분포는 NOAA 환경 인공 위성에 탑재된 TOVS(TIROS Operational Vertical Sounder)의 측정으로부터도 얻을 수 있다. TOVS를 구성하는 장치의 하나인 HIRS/2 센서는 9.6 μ m의 오존대를 측정하는 채널을 포함하여 20 개의 채널로써 상향 적외 복사를 측정한다. HIRS/2 센서는 야간에도 자료를 산출할 수 있으며, 두 개의 NOAA 인공 위성이 서로 거의 직각으로 교차하는 궤도면에서 항상 선회하므로 TOMS보다도 더 나은 시간 분해능을 갖고 오존 전량의 전구 분포 자료를 제공해 주고 있다. 또한 HIRS/2 관측의 공간 분해능은 TOMS의 것에 비해 약 2배에 달한다; 위성의 천저방향(nadir)에서의 HIRS/2와 TOMS의 공간 분해능은 각각 26km와 50km이다.(Smith *et al.*, 1979; Heath *et al.*, 1978). 일본에서도 1984년 3월부터 오오조라(大空)라는 인공 위성으로 UV에 의한 오존층 관측이 실시되고 있다.

바. 로켓을 이용한 관측

오존의 연직 분포에서 간접적인 방법은 비용이 적게 들어 매일 관측할 수 있다는 장점은 있으나 직접적인 방법에 비해 그 정밀도가 떨어진다. 따라서 간접적인 방법의 정밀도를 높이기 위해서는 일정한 기간마다 직접적인 방법에 의한 관측이 필요하다. 그런데 오존 존재 관측은 고도 30km 이상의 높은 고도에서는 정확한 오존 관측값을 얻기가 어려우므로 고도 약 100km까지 정확한 값을 얻을 수 있는 로켓을 이용한 오존 관측이 바람직하다. 이 방법도 엄청난 비용을 고려한다면 수시로 수행할 수 있는 방법은 안되지만, 현재까지 개발된 가장 정확한 관측 값을 얻을 수 있는 직접적인 관측법이다.

오존의 연직 분포를 파악하기 위하여, 1946년 10월에 미국 해군 연구실(US Naval Research Laboratory)의 연구팀이 New Mexico주의 White Sand Missile

Range에서 독일 U-2 로켓을 이용하여 고도 48km까지의 오존량을 관측하는데 성공한 것이 로켓을 이용한 오존 연직 분포 측정의 계기가 되었다. 그 후에 수차례에 걸쳐 로켓을 이용한 오존 관측을 시도하여 고도 70km까지 오존 연직 분포를 얻었다(Khrgian, 1975). 1960년대에 이르러 미국 Virginia 주의 Wallops Flight Center(WFC), 구소련 지역, 적도지역, 아르헨티나, 그리고 하와이에서도 로켓에 의한 오존량을 관측하여 연직 분포에 대한 특징을 연구한 바 있다.

우리 나라에서도 군사 목적이나 과학 연구의 목적으로 1970년대부터 로켓 개발에 대한 기술경험을 축적하였고, 1987년부터는 과학기술처의 과학관측 로켓개발을 위한 산, 학, 연 협동연구의 일환으로서 지속적인 연구를 수행해온 결과, 현재 우주기술의 전반적인 개발수준은 초보적인 단계이나 고체 로켓관련 기술 및 설계, 해석 소프트웨어 개발 및 운용은 상당수준에 이르고 있다. 더욱이 1993년중에는 순수 우리 나라의 기술로 개발된 과학관측 로켓을 발사하기로 되어 있으며, 이 로켓에는 상층의 오존량과 대기상태를 측정할 수 있는 장비를 탑재하여 직접적인 방법으로 관측을 한다고 한다.

4. 성층권 오존층의 변동

대기 중의 오존은 약 90%가 성층권 내의 오존층에 포함되어 있다. 이 오존층은 태양의 자외선을 흡수하므로 지상 생태계에 해로운 자외선을 막아주는 동시에 성층권의 수직적 열적 구조를 유지하며 기후 변화에 중요한 역할을 하고 있다. 대기 중의 오존은 과거에는 대기 순환을 연구하는데 있어서 추적자로서 사용되어 왔으나, 최근 Chubachi(1984)와 Farman *et al.*(1985)이 남극 오존홀을 발견한 이래 오존층 보호에 관심을 두게 되어 오존층에 관한 활발한 연구가 이루어졌다(조희구, 1990; Bojkov, 1988).

Chapman의 광화학 이론에 의하면 대기 중의 오존은 태양 자외선 복사에 의해 산소 분자가 두 개의 산소 원자로 광해리되고, 이 산소 원자가 주위의 산소 분자와 결합하여 생성되며, 반면에 오존 분자는 태양 자외선 복사에 산소 분자와 산소 원자로 광해리되므로써 소멸된다. 이와 같은 자연적인 생성과 소멸 과정은 대기 상층에서 그 평형을 유지하여 오존층을 형성하고 있다.

광화학 이론에 따르면, 자외선의 강도에 의하여 오존 전량은 적도에서 극 쪽으로 갈수록 감소하고 북반구 여름철에 최대, 겨울철에 최소 값이 나타나야 하나 관측 결과는 적도에서 극 쪽으로 감에 따라 증가하고 겨울과 봄철 사이에 최대, 여름과 가을철 사이에 최소가 나타난다(Dütsch, 1969; Schlesinger and Mintz, 1979).

이와 같은 사실은 오존량의 분포와 변화는 광화학 반응만에 의한 것이 아니고 성층권 대기 운동에 의한 수송 과정의 영향도 받고 있음을 의미한다.

Dobson(1973)은 평균 자오면 순환에 의해 적도 지방 상층의 오존 혼합비가 비교적 큰 공기가 극 쪽을 향해 하향 수송되고, 오존 혼합비가 작은 하층의 공기는 적도 쪽으로 이동하고 있음을 밝혔다. Newell et al.(1973)은 대기 운동장에서 수평 난괴(eddy)에 의해 오존의 순 극향 수송이 이루어지고 있음을 밝혔다. Götz(1944)는 저기압 후면에서 오존 전량의 최대 역이 나타나고, 오존 전량은 위도가 증가함에 따라 증가하여 북위 60° 부근에서 최대가 되고 그보다 고위도에서는 극을 향해 감소하며, 오존 전량의 연변동 폭도 위도에 따라 증가한다고 한다. Schlesinger and Mintz(1979)는 500mb 지위 고도 및 오존 전량의 평균과 위도 평균간의 편차 사이에 0.724의 높은 음의 상관성이 있음을 발표하였다.

한편 오존 전량의 일변동에 있어서 연교차에 해당하는 커다란 일 오존 전량차가 나타날 수 있으며, 이 일 오존 전량차는 지상 기압계와 깊은 관계가 있음이 발표되었다(Götz, 1944).

이와 같이 오존의 일변동을 주로 지상 기압계로써 설명하고 있으나, 관측 결과에 의하면 고기압 후면에서도 증가하고 저기압 후면에서도 감소하는 경우가 있다. 이것은 지상 저기압계만으로 오존의 일 변동을 설명할 수 없음을 암시한다. 이에 대해 이재병(1992)의 연구에 의하면, 오존 전량은 고위도일 수록 그리고 저기압 활동이 활발할수록 연변동의 폭이 크다고 하였다. 또한 오존 분포와 변동은 고위도에서는 주로 오존의 수송 과정에 의하고 저위도에서는 광화학 과정에 의해 지배받는다 발표하였다.

일별 오존 전량은 지상 기압골 전면과 온난역 그리고 안장부에서 감소하고 기압골 후면에서는 증가하는 빈도가 높다. 그러나 지상 기압골 전면과 온난역 그리고 안장부에 위치하더라도 제트 부근의 발산역에 들면 더욱 감소하고 수렴역에 들면 증가한다. 반면에 지상 기압골 후면의 경우도 제트 부근의 연직 운동에 의해 수렴역에서는 더욱 증가하고 발산역에서는 감소한다. 이

와 같이 오존 전량의 일변동은 지상 기압계와 제트의 위치에 따라 큰 차이를 보이고 있음을 알 수 있다(이재병, 1992).

그러나, 성층권 오존이 변화하는 원인은 광화학 작용이거나 기상학적 운동의 효과 중의 어느 한 쪽 또는 복합적인 상호작용에 의한 것이라고 하겠으나, 남극 성층권에서 봄철에 두드러진 오존홀 생성에 이들이 어떻게 관련되어 있는가를 밝히는 것은 지상 기압계의 패턴 내지는 제트의 위치에 따른 변동만으로는 설명하기 어려운 것이다.

만일 오존홀의 원인이 광화학 작용에 있다면 오존이 실질적으로 감소하는 것을 의미하며, 그것이 프레온 가스의 영향일 가능성이 있지만, 오존홀의 원인이 대기 운동의 효과라면 오존의 분포 상태가 단지 변할 뿐이며 프레온의 영향은 부정되게 된다.

남극 성층권의 오존홀 속에서는 고도 12km에서 20km의 하부 성층권에서 오존량이 격감하고 있다. 일반적으로, 하부 성층권에서는 오존의 광화학적 수명이 길기 때문에 오존 밀도가 운동 효과에 따라 결정된다. 따라서 남극 성층권의 오존홀도 운동의 효과로 일어난다고 보는 것은 자연스러운 현상이다.

그러나 저위도의 오존 분포인 경우에 고도 25km 이하의 하부 성층권에서 오존량이 적은 것은 적도 부근의 상승 기류에 의하여 오존이 적은 대류권 공기가 성층권에 반입되는 것과 적도로부터 중, 고위도로 향하는 공기 흐름에 따라 오존이 고위도로 운반되는 것이 원인이었다(島崎達夫, 1979).

고위도에 있는 오존은 주로 중, 저위도로부터 수송되어 온 것이므로 오존홀이 생길 때에는 어떠한 원인으로 이 수송이 약해진 것이 아닌가 하고 추론된다. 그렇다면 수송되지 않은 오존이 중위도에 남아 있어서 그 곳의 오존이 증가되어 있어야 한다. 그러나 남극에서의 오존홀이 해마다 확장되고 있는 만큼 오존의 증가가 중위도에서 일어나고 있는 증거는 없다고 볼 수 있다. 더욱이 남반구 중위도의 성층권 오존량도 해마다 감소하는 추세에 있다.

따라서 대기의 운동 효과로 성층권의 오존량, 특히 남극 상공의 오존량이 준다고 하기에는 아직 비논리적이다. 대규모적인 대기 운동이거나 국지적인 운동이거나 운동으로써 대량의 오존을 남극 상공으로 유입하는 것을 저지하거나 거기서부터 오존을 운반해 내는 것은 어려우며, 오존홀 속에서 일산화염소가 늘어나고 질소 산화물이 줄어드는 것은 마찬가지로 운동의 효과로는 설명하기 곤란하다.

한편, 전기한 바와 같이 광화학 반응에 의한 오존층의 오존량 감소 현상이나 오존홀을 설명해 보자. 남극의 겨울철에는 하루 종일 태양이 비치지 않는다. 따라서 광해리가 일어나지 않으므로, 염소 원자의 대부분은 HCl이나 ClONO₂의 형태인 저장 물질(reservoir)에 자꾸 축적되어 간다. 그리고 봄이 되어 강한 태양 복사를 만나면, 광해리에 의해서 염소 원자가 빠르게 해리되어 오존 파괴의 촉매 작용이 갑자기 커진다. 하부 성층권에 염소 원자의 대부분은 프레온 가스로부터 유리되어 주로 염화수소나 염소의 질산염의 형태로 저장되어 있다. 염화수소는 주로 염소 원자와 메탄의 반응에 의하여 생성되며, 염화 질산염은 일산화염소와 이산화질소의 반응으로 생긴다. 반대로 염화수소나 염화 질산염은 태양의 자외선에 의한 해리로 염소 원자가 유리되므로, 이들 저장 물질은 대기 중의 염소 원자의 생성과 소멸을 제어하여 그 농도를 결정하는 작용을 하고 있다.

태양 복사중 자외선은 장파장 자외선(UVA: 320 - 400nm), 중파장 자외선(UVB: 280 - 320nm), 그리고 단파장 자외선(UVC: 280nm 이하)으로 파장 영역을 나눌 수 있다. 단파장의 자외선은 상부 성층권에서 오존에 의해 완전히 흡수되어 하부 성층권에는 도달하지 않게 되고 HCl과 같이 파장이 짧은 자외선으로 해리되는 분자는 하부 성층권에서는 해리되지 않는다. 하부 성층권에서 쉽게 해리되는 것은 파장이 긴 중파장 이상의 자외선으로 해리되는 염소 분자나 수산화염소(HOCl) 등의 분자이다. 그래서 겨울철 동안에 ClONO₂나

HCl을 이들 분자로 전환시킬 수 있다면, 봄철이 되어 염소 분자가 하부 성층권에 많이 생기게 되고 또한 ClONO_2 인 경우는 하부 성층권에서 해리되지만, Cl_2 나 HOCl 쪽이 흡수 단면적이 크기 때문에 염소 원자를 생성하는 능력이 크다.

겨울철 동안에 하부 성층권 고도에서 HCl이나 ClONO_2 를 Cl_2 나 HOCl 로 바꾸는 반응은 기체 분자끼리의 반응으로는 아주 느려서 그다지 문제가 되지 않지만, 구름의 얼음 입자 따위의 고체 표면 상에서는 이들 반응이 촉진되므로 극성층권 구름의 생성과 존재가 중요한 요소가 된다.

극성층권 구름은, 앞서서도 얘기했지만, 남극 성층권의 오존홀 생성에 중요한 역할을 하고 있는 것으로 알려져 있다. 이 얼음 입자의 구름은 남극의 한 겨울철에 성층권의 기온이 약 190K 이하로 내려갔을 때에 발생한다. 실제 관측 자료를 보면, 남극의 6월에서 8월에 걸친 겨울철에는 성층권의 온도가 190K 이하가 된다고 한다. 고도 18km에서 22km의 성층권에는 25% 정도의 황산을 포함한 물방울로 되어 있는 에어로졸 입자층이 존재한다. 보통, 이 높이의 성층권 온도는 220k 이상인데, 기온이 하강하여 200K가 되면 이들 입자는 얼어서 황산의 얼음 입자가 된다. 입자 크기는 $0.7\mu\text{m}$ 에서 $0.14\mu\text{m}$ 로 성장한다. 더욱 온도가 내려가면 이것을 핵으로 하는 질산의 얼음 입자가 생겨서 입자의 크기는 $1\mu\text{m}$ 정도가 된다. 극성층권 구름의 입자가 황산이 아니고 질산의 얼음 입자로 되어 있다는 것은 구름을 통과하는 빛이 감쇠 상태에서 부터 알 수 있다.

극성층권 구름의 얼음 입자 상에서는 HCl이나 H_2O 가 ClONO_2 와 반응하여 질산과 Cl_2 나 HOCl 이 생긴다. 이들 분자는 봄철에 극성층권 구름의 얼음 입자가 증발할 때 기체 분자로서 대기 중으로 방출되고 그것들의 해리에 의해서 염소 원자가 하부 성층권에 생긴다. 이러한 기작에 의해 염소 원자가 오존과 반응하여 성층권의 오존을 파괴시킨다(Hamill and Toon, 1991).

남극의 겨울철에 성층권의 온도가 190K 이하로 내려가는 것은, 극야 주극 와류(또는 극 맴돌이; circumpolar vortex)의 발달이 관계하고 있는 것으로 밝혀져 있다. 겨울의 극 지방에는 극을 둘러싸는 강한 서풍이 있고, 북극인 경우에는 그것이 크게 곡류하여 제트류를 형성하고 있다. 북극의 제트류는 북극 주위의 지형등의 영향으로 모양이 시시각각 변화하여 일정하지 않고 또한 와류의 중심도 북극 점과 반드시 일치하지 않는다. 반면, 남극의 경우는 남반구 지형이 단순하고 남극 대륙이 남극해로 둘러싸여 있기 때문에 극 와류의 운동의 모양이 단순하며 그 중심도 남극 점에 가까운 일정한 곳에 있게 된다. 이러한 정상적인 원주 운동이 생기기 때문에 저위도의 따뜻한 공기가 이 속으로 전달되지 못한다. 따라서 오존 수송이 저지될 뿐만 아니라 이 속에서의 저위도로부터의 열량 수송도 방해를 받기 때문에 극 와류의 운동의 내부는 겨울철 동안 극도로 냉각되게 된다.

북극 주변의 대기 운동은 겨울철에는 끊임없이 변화하며 남북으로 곡류하는 극 와류가 생기므로 겨울철 동안이라도 저위도의 오존이나 열량이 그 속으로 전달될 수 있다. 그러므로 북극의 겨울철은 남극의 겨울철보다는 덜 냉각되고 극 성층권 구름이 생길 기회가 적을 것이라는 것이 일반적인 견해이다. 간혹 북극 주변의 극 와류의 운동에 변화가 생겨 극 성층권 구름이 관측되는 경우도 있는데, 이 때에는 북극 성층권 내에서도 온도가 낮고 극 성층권 구름이 발달하는 위치에서는 국소적으로 오존 밀도가 감소하는 것이 발견되는 것은 이러한 이론을 뒷받침한다고 볼 수 있다.

5. 성층권 오존층의 보호와 그 전망

최근에 대기 오염과 이에 따른 오존층의 파괴 문제는 세계 각국에서 대단한 관심을 갖고서 그 처리에 대해 고심하고 있는 중요한 과제이다. 일반적으로 환경 오염과 특히 대기 오염 문제는 국제적인 차원의 관심사가 된 것이다. 그렇다면 성층권의 오존층의 파괴로 인한 제반 영향은 무엇인가를 먼저 살펴본 다음, 성층권의 보호를 위한 대책과 그 전망은 어떠한 지 알아보는 것으로서 본 연구의 결론을 맺고자 한다.

지구상의 대기 오염에 의한 피해는 여러 가지 형태로서 인간 생활이나 생태계에 악 영향을 끼친다. 대기 오염은 자연 현상의 일종인 화산 활동을 제외하고는 인간생활을 영위하는데 필요한 화석연료의 연소에 의하여 대부분 일어나고 있다. 즉, 가정에서 취사 및 난방시 발생하는 연소가스, 자동차의 배기가스, 생산을 위한 기계 가동시 배출되는 공장의 매연 등에 의하여 일어난다. 특히 우리 나라의 경우 많은 가정에서 연탄이나 기름 보일러를 사용하고, 자동차가 점차 증가함에 따라 아황산가스, 일산화탄소의 오염과 탄화수소 및 질소산화물과 납 성분의 배출되며, 공장의 매연 또한 오염을 증가시키는 주 원인이 되어 왔다.

이러한 연유 등으로 오염된 공기는 지구상의 생물뿐만 아니라 모든 환경에 심각한 피해를 야기시키는데 산성비에 의한 호수와 토양의 산성화, 오존층의 파괴 및 온실효과 등을 들 수 있다. 앞에서 말했듯이 대기 성층권의 오존층은 태양으로부터 지구 대기에 입사하는 강하고 짧은 자외선(UV-B)을 지표에까

지 도달하지 못하도록 하여 지구의 생명을 보호해 주고 있다. 이 오존층이 자연적인 광화학 반응에 의해서 생성과 소멸의 반복적인 작용으로 그 평형을 유지하고 있는데, 세계적인 공업화와 프레온 가스같은 오존을 파괴한다고 알려진 신물질의 개발로 인하여, 인위적으로 오존이 파괴되고 있다. 그로 인해 오존층에서 흡수되지 않은 채 지표에까지 도달하는 자외선의 양이 증가하면, 피부암, 백내장, 피부 노화, 화상, 설맹 등의 악성 질환을 일으키며, 식물의 광합성 과정에서 빛 에너지를 이용하는 기능에 영향을 주어 영양염의 함량과 식물의 성장을 둔화시키는 것으로 나타나 있다. 많은 연구에 의하면, 성층권의 오존량이 1% 감소하면 지표에 닿는 유해 자외선의 양이 2% 증가하여 피부암의 발생률도 4내지 6% 증가하는 것으로 알려져 있다.

또한 오존층의 파괴로 인한 자외선의 증가는 해양 식물에도 영향을 끼친다. 해양 먹이사슬의 기본이 되는 동식물 플랑크톤의 감소를 초래할 수 있다. 식물성 플랑크톤에 대한 한 연구(UNEP, 1989)에 의하면, 오존층의 오존량이 25% 감소하면 생물체가 많이 존재하는 해수 상층부에서의 일차 생산량이 10% 감소하게 되고, 표층 근처에서는 35% 감소할 것이라고 한다. 동물 플랑크톤은 그 생활 주기중 가장 중요한 시기에 자외선에 민감해지며 복사량의 변화에 의해 생식 기간이 매우 짧아지는 것으로 알려져 있다(Browne, 1992). 이같이 플랑크톤의 수와 구성비가 달라지면 전 세계적으로 어류와 패류의 생산에 영향을 끼치게 된다는 연구 결과들은 많다.

대기 오염에 의한, 특히 현재까지 가장 커다란 논제인 프레온 가스에 의한 성층권의 오존층 파괴때문에 자외선의 양이 증가하면, 역으로 이로 인한 대류권의 광화학 스모그와 같은 대기 오염이 심화된다. 자외선은 교통 기관과 공장 지대에서 방출되는 물질과 상호 작용하여 오존을 형성하는 매우 반응성이 큰 화학적 성질을 유발한다.

성층권의 오존은 좋은 오존(good ozone)이지만 대류권 내의 지표 근처의

오존은 나쁜 오존(bad ozone)으로서 독성 기체로 작용하여 식물과 동물에 매우 해롭다. 인체에 주는 피해로서는 두통, 현기증을 유발하며 콧물이 나고 악취로 고통을 받게 한다. 호흡을 곤란하게 하며 만성 기관지염을 일으키기도 하고, 눈을 아프고 쓰리게 하며 안질을 일으키게도 한다. 혈관의 산소가 없어지게 하여 독소가 들어가 폐암을 유발할 수도 있다. 이 오존은 성층권으로 운반되지 않으며 자외선을 흡수하더라도 파괴된 성층권의 오존층의 역할을 대신하지는 못한다.

이외에 지표에까지 침투한 강한 자외선은 건축물이나 페인트, 포장재 및 기타 여러 곳에 사용되는 중합체의 품질을 저하시키기도 한다. 온도가 높고 태양 광선이 강한 지역에서 이 피해는 더욱 심각하여 특히 개발도상국이 그 피해를 입기 쉽다. 특히 점점 그 범위가 넓어져 전 세계의 이목이 집중되는 남극의 오존홀에 의한 자외선량의 증가는 환경조건을 변화시켜 남극의 많은 동식물에 잠재적인 취약성을 갖게할 수도 있다는 데에서 많은 과학자들은 걱정하고 있다.

더욱이 성층권의 오존량이 감소하게 되면 기후계에도 큰 영향을 줄 것이라는 것이 현재의 지배적인 논리이다. 성층권의 온도는 대류권과는 달리 대류권계면에서부터 상승하기 시작하여 고도 약 50km의 성층권계면에서는 약 273k 까지 상승한다. 이같이 성층권의 온도가 상승하는 것은 성층권 내의 오존층의 자외선을 흡수하기 때문이다. 만약 성층권의 오존량이 크게 감소하여 이에 따른 자외선의 흡수량이 감소하게 되면 성층권의 이상 냉각현상으로 성층권의 안정적인 구조의 붕괴나 극야 제트류가 약해지는 등 성층권 대기의 순환에 큰 영향을 줄 것이다. 그 결과로서 대류권의 기후에 어떠한 영향을 줄 것인가 하는 문제는 답하기가 매우 어렵다.

대기의 제 현상은 매우 복잡하여 어떠한 한 요소의 변화로 인한 여러 가지 요소에 변화를 주어 그것들간에 역학적, 복사학적, 광화학적 운동의 상호 작

용을 통하여 서로 영향을 미치고, 각종 피드백이 복잡하게 얽히기 때문에 모든 영향을 동시에 고려하여 변화에 대한 정확한 예측을 하기란 아주 어려운 일인 것이다.

아무튼 일반적으로 설명하자면, 성층권의 오존층이 파괴됨으로 해서 야기될 수 있는 영향은, 이미 언급한 생태계의 영향외에 전 지구의 열수지의 불균형을 야기시킬 수도 있으며, 많은 자외선이 오존층을 통과하여 하부 대기권의 온도를 상승시킨다. 이것은 대기권에서의 열을 낮은 곳으로 전달시켜 성층권의 온도를 낮게 한다. 따라서 성층권 내에는 극 성층권에서나 관찰되는 구름이 생겨 오존이 더욱 잘 파괴되도록 한다.

지표면 온도가 온실 효과에 의해 상승하면 물의 증발이 늘어나고 수증기가 증가하여 더욱 온실 효과를 크게 하며, 기온을 올리는 작용(양의 피드백 효과)과 구름이 늘어나서 알베도가 증대하여 기온을 감소시키는 작용(음의 피드백 효과)을 한다.

지구의 온실 효과는 현재까지 이산화탄소가 가장 크게 작용하여 유발되는 것으로 알려져 있는데, 이산화탄소의 온실 효과로 지구 대기의 온도가 상승하면 대류권의 수증기 많아져서 다시 온실효과로 늘어날 뿐만 아니고 적도 부근의 권계면이 온도 상승에 의하여 대류권으로부터 성층권으로 빙결하지 않고 들어오는 수증기량이 많아진다. 이 때문에 성층권에도 복잡한 태양 복사장의 변화가 생긴다. 다시 기온 상승은 수증기의 변화에 의하여 구름 상태를 바꿔서 알베도에 변화를 주거나 바닷물의 온도를 상승시켜 이산화탄소가 바닷물에 녹는 양을 줄여서 대기 중의 이산화탄소의 양을 증가시키기도 한다.

따라서 생태계에 미치는 영향외에 대기 오염 문제와 성층권의 오존층 파괴 및 그로 인한 온실 효과를 연계시켜 지구가 처해 있는 위기를 해결해 보려는 데에는 많은 노력이 필요하며 실제 세계 각국의 노력은 대단하다. 실제로 이산화탄소 배출의 원인이 되는 화석연료 사용의 자제 및 성층권 오존층의 주

범으로서 생각하고 있는 염화불화탄소 화합물, 즉 프레온 가스의 강력한 사용 규제와 대체물질 개발에 대한 노력으로 알 수 있다.

염화불화탄소의 서로 다른 화합물은 대기 중에서 잔류 시간이 길기 때문에 (8년에서 380년) 성층권의 오존량의 감소는 지속적인 규제에도 불구하고 다음 세기의 중반까지 계속될 것으로 예견하고 있다(Hardy and Gucinski, 1989). 다른 추적 가스의 예상에 의해 가속되는 지구적인 평균 오존 파괴는 2060년에 2 - 4%에 달할 것으로 보고 있다(Hoffman and Gibbs, 1988).

이같은 프레온 가스를 대체할 수 있는 화학물질에 대한 연구가 각국에서 이루어지고 있는데, 주로 미국의 듀폰, 영국의 ICI, 일본의 아사히 유리 등 대기업에서 진행되어 왔다. 이들의 대체 물질 개발 전략은 프레온 가스에 수소 이온을 첨가시켜 이 화합물을 덜 안정시켜 성층권에 도달할 가능성을 줄이려는 것이다. 그러나 이들 수소를 포함한 염화불화탄소 화합물도 역시 염소를 함유하고 있다. 그래서 또 다른 전략으로는 염소를 전혀 함유하지 않은 불화탄소(HFC)를 개발하려고 하고 있다.

오존은 파괴하지 않는 기술이 프레온 가스 제조 회사에 의해 개발된 새로운 화학 약품에 의존할 필요는 없다. 프레온 가스의 방출을 금할 때에는 산업 공정과 냉장고 등의 기기에 쓰일 대체 기술 용제가 중요한데, 일부 대체 용제는 현재에도 이용이 가능하면 사용할 수 있게 되어 있고 나머지는 가까운 미래에 도입될 것으로 보고 있다.

프레온 가스의 화학적 대체제의 사용을 원활히 하기 위해서는 경제적으로 대체제 개발 비용의 최소화와 대체제 사용을 용이하게 할 수 있는 방법의 개발이 필요하다. 그러나 프레온 가스의 화학적 대체제는, 오늘날 증가하고 있는 환경 파괴현상에 관심과 환경보호에 대한 목소리가 증가하고 있는 실정만 보더라도 프레온 가스보다 몇 배 정도 더 비쌀 것으로 예상하고 있다.

한편 미국, EC를 비롯한 선진국의 주도하에 1996년 1월부터 프레온 가스의

사용을 전면 금지하는 몬트리올 의정서가 체결되었고, 대체 물질 개발에 힘을 쏟고 있는데 반하여, 미국의 월간 과학지 '옵니'의 1993년 6월호에서는 현재의 프레온 가스에 의한 오존 파괴설은 과학적인 증거 없는 다분한 정치적인 의도로서 작성된 것이라고 주장하여 세계를 놀라게 하고 있다. '옵니'호에서는, 실제로 성층권에서 프레온 가스는 급격히 감소하며 30km 지점에 도달하는 양은 2%에 지나지 않으며, 프레온 가스로부터 떨어져 나온 염소 입자는 화학자의 가정보다 훨씬 적다고 주장하고 있다. 또한 매해 전 세계적으로 생산되는 프레온 가스의 양은 1백 10만톤이며 약 75만톤이 염소로 알려져 있는데, 이보다 약 20배에 달하는 염소가 화산으로부터 자연적으로 분출된다고 하여 인위적으로 발생하는 염소의 양은 자연적인 요인에 비해서는 극히 적은 양에 지나지 않는다고 한다. 따라서 결론적으로 선진국에 의한 프레온 가스 사용 금지와 대체물질 개발을 위한 엄청난 개발 비용의 사용은 헛된 것으로 설명하고 있으며, 이같은 전시효과는 프레온 가스에 대한 특허권의 시효가 만료되어 더 이상의 사용료를 받지 못하게 됨은 물론 신흥공업국들에 의해 빠른 속도로 시장이 잠식하게 됨을 우려한 선진국의 독점 지위 회복을 위한 정치적인 의도라고 발표하였다.

아무튼 프레온 가스가 성층권 오존층을 파괴하는 주범이던 아니던 간에 이것을 비롯한 각종 대기 오염 물질에 의해 전 지구적인 환경 파괴와 특히 성층권의 오존층이 파괴되어 생태계는 물론 인간 생활에까지 악 영향을 끼친다면, 그 원인과 이유가 어떻든지 간에 전 지구적인 차원에서 마땅히 자연환경은 보호되어야 하며, 그 같은 노력이 필요하다.

대기권은 중요한 지구의 자원이며 그것을 보호하려는 노력은 전 세계인의 주요 관심사이어야 한다. 1970년대, 오존층을 위협하는 인간활동에 대해 처음 논의가 있을 때 미국의 UNEP에서는 연구를 검토할 조정위원회를 설치하였고, 과학적인 연구가 진행되면서 국제적인 조정도 동시에 진행되었다. 1985

년 UNEP의 후원하에 오존층의 보호에 대한 비엔나 협정이 채택되었으며, 1988년 9월에 시행되기 시작한 이 협정에서는 연구와 체계적인 관찰 및 정보의 교환에 대한 공동 작업이 제시됨과 아울러 이 협정은 제한 조정을 위한 기초를 마련하였다. 더욱이 남극에서의 오존홀의 발견으로 긴급한 대책의 필요성을 인식한 세계 24개국에 의해 비엔나 협정을 토대로 하여 오존층의 파괴를 야기시키는 물질에 대한 몬트리올 의정서가 1987년에 협상, 조인되었다.

이 몬트리올 의정서에서는 참가국들이 1989년 6월 1일까지는 CFC 11, 12, 113, 114 및 115의 소비를 1986년 수준으로 동결시킬 것을 요구하였고, 1993년 중반기 부터는 매년의 소비량이 1986년 수준의 80%를 넘어서는 안되며 1998년 중반기 부터는 선진국에서 그 소비량을 반으로 줄여야 한다고 하였다.

이외에 세세한 항목으로 프레온 가스를 비롯한 대기 오염 물질의 사용을 규제하는 내용이 있지만 참가국들의 사정에 따라 그 협정 내용이 얼마나 잘 시행될 것인지에 대해서는 논란의 여지가 많다. 그러나 1989년까지 44개국이 몬트리올 의정서를 비준하였으며, 여기에는 많은 개발도상국이 포함되어 있고, 다른 국가들도 참가 의사를 표시하고 있다. 이후 계속해서 의정서가 개정되고 새로운 제안을 첨가하여 보완하며 환경 보호에 대한 활발한 움직임을 보이고 있는 것이 현재 상황이다.

물론 이 같은 노력에 의해 오염되고 파괴된 자연환경, 특히 성층권의 오존층의 파괴와 같은 지상 생태계에 치명적인 결과를 초래하는 문제가 조기에 해결되고 복구되리라고는 생각하지 않지만, 꾸준한 연구 결과와 전 세계적인 참여 의식의 고취로 그 성과는 반드시 있으리라는 전망을 하여 본다.

참고문헌

- 김영욱, 1985. 전오존량과 상층 기상요소 사이의 상관적 특성. 연세대학교 대학원 천문대기과학과 석사논문, p. 36.
- 이재병, 1992. Nimbus-7 TOMS 자료에 의한 동북 아시아 지역 오존 전량의 분포 특징. 연세대학교 대학원 천문대기과학과 석사논문, p. 44.
- 이재원, 1986. Umkehr 관측에 의한 서울의 연직 오존 분포. 연세대학교 대학원 천문대기과학과 석사논문, p. 47.
- 조희구, 1990. 한반도 상공의 오존층 감시와 그 변동. 한국 환경과학 연구협의회, p. 52.
- 島崎達夫, 1979. 成層圏オゾン, 동경대학출판부, p. 184.
- Angell, J. K. and J. Korshpver, 1978. Global ozone variations: An update into 1976. *Mon. Wea. Rev.*, **106**, 725 - 737.
- Angell, J. K., 1988. An update through 1985 of the variations in global total ozone and north temperature layer-mean ozone. *J. of Climate and Appl. Meteor*, **27**(1), 91 - 97.
- Basher, R. E., 1977. The effect of bandwidth on filter instrument total ozone accuracy. *J. Appl. Meteor.*, **16**, 803 - 811.
- Bhartia, P. K., K. F. Klenk, C. K. Wong and D. Gordon, 1984. Intercomparison of the NIMBUS 7 SBUV/TOMS total ozone data sets with Dobson and M83 results. *J. Geophys. Res.*, **89**, 5239 - 5247.

- Biswas, A. K., 1979. *The Ozone Layer*. Oxford, Pergamon Press, p. 381.
- Bojkov, R. D., 1987. The 1983 and 1985 anomalies on ozone distribution in perspective, *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 2187 - 2201.
- Bojkov, R. D., 1988. *Ozone in the Atmosphere*. Edited by Rumen D. Bojkov and Peter Fabian, p. 822.
- Bowmann, K. P. and A. J. Krueger, 1985. A global climatology of total ozone from Nimbus-7 total ozone mapping spectrometer. *J. Geophys. Res.*, **90**, 7967 - 7976.
- Brasseur, G. and S. Solomon, 1986. *Aeronomy of the Middle Atmosphere (2nd edition)*. D. Reidel Publishing Co., p. 452.
- Browne, M. W., 1992. Broad effort under way to track ozone hole's effects. *The New York Times*
- Chubachi, S., 1984. A special ozone at Syowa Station, Antarctica from February 1982 to January 1983. *Atmospheric Ozone*, IAMAP, D. Reidel Publishing Co., Greece, p. 842.
- Craig, R. A., 1965. *The Upper Atmosphere, Meteorology and Physics*. Academic Press, p. 509.
- , and J. J. Deluisi, 1976. Ozone distribution over Tallahassee, Florida. *J. Geophys. Res.*, **72**, 1661 - 1665.
- Crutzen, P. J., 1992. Ultraviolet on the increase. *Nature*, **356**(12), 104 - 105.
- Dobson, G. M. B., 1973. Atmospheric ozone and the movement of air in the stratosphere. *Pure Appl. Geophys.*, 106 - 108, 1520 - 1530.
- Dütsch, H. U., 1959. Vertical ozone distribution from Umkehr observation. *Arch. Meteor. Geophys. Bioklim.*, **A11**, 240 - 251.

- Dütsch, H. U., 1969. Atmospheric ozone and ultraviolet radiation. World Survey of Climatology, Vol. 4, D. F. Rex, Ed., Elsevier, 382 - 432.
- Farman, J. C., B. G. Gardiner and J. D. Shanklin, 1985. Large losses of total ozone in Antarctica reveal seasonal ClO_x/NO_x interaction. *Nature*, **315**, 207 - 210.
- Götz, F. W. P., A. R. Meetham, and G. M. B. Dobson, 1934. The vertical distribution of ozone in the atmosphere. *Proc. Roy. Soc. London*, **A145**, 416 - 446.
- Hamill, P. and O. B. Toon, 1991. Polar stratospheric clouds and the ozone hole. *Physics Today*, **34** - 42.
- Hardy, J. and H. Gucinski, 1989. Stratospheric ozone depletion: Implications for marine ecosystems. *Oceanography*, **18** - 21.
- Hasebe, F., 1980. A global analysis of the fluctuation of total ozone. *J. Meteor. Soc. Japan*, **58(2)**, 95 - 103.
- Iribarne, J. V. and H. R. Cho, 1980. *Atmospheric Physics*. D. Reidel Publishing Co., p. 212.
- Heath, D., A. J. Krueger and H. Park, 1978. The solar backscattered ultraviolet(SBUV) and total ozone mapping spectrometer(TOMS) experiment, in the NIMBUS 7 user's guide, edited by C. R. Madrid, p. 175 - 211, NASA Goddard Space Flight Center, Greenbelt, Md.
- Hoffman, J. S. and M. J. Gibbs, 1988. Future concentrations of stratospheric chlorine and bromine. U. S. Environmental Protection Agency. Office of Air and Radiation. EPA 400/1 - 88/005, August. p. 63.

- Kasten, F., 1966. A new table and approximate formula for relative optical air mass. *Arch. Meteor. Geophys. Bioklimatol. Ser. B*, **14**, 206 - 223.
- Kerr, R. A., 1988. Evidence of Arctic ozone destruction. *Science*, **240**, 1144 - 1145.
- Khrgian, A. Kh., 1975. *The Physics of Atmospheric Ozone*. Israel Program for Scientific Translations, Keter Publishing House Jerusalem Ltd., p. 262.
- Komhyr, W. D., 1980. *Ozone Observations with a Dobson Spectrophotometer*. WMO Global Ozone Research and Monitoring Project, Pert, No. 6, WMO, Geneva, p. 125.
- Llister, R. J., 1963. *Smithsonian Meteorological Tables*. Washington, D. D., Smithsonian Inst., p. 527.
- Mateer, C. L. and H. U. Dütsch, 1964. Uniform evaluation of Umkehr observations from the ozone network. Part 1. Proposed standard Umkehr evaluation technique. Boulder, National Center for Atmospheric Research, p. 105.
- Mateer, C. L. and W. L. Godson, 1964. The vertical distribution of atmospheric ozone over Canadian stations from Umkehr observations. *Quart. J. R. Meteor. Soc.*, **86**, 512 - 518.
- McElroy, M. B. and J. C. McConnell, 1971. Nitrous oxide a natural source of stratospheric No. *J. Atmos. Sci.*, **28**, 1095 - 1098.
- Newell, R. E., G. J. Boar and T. G. Dopplick, 1973. Influence of the vertical motion field on ozone concentration in the stratosphere. *Pure Appl. Geophys.*, **106** - 108, 1531 - 1541.

- Phillips, D. L., 1962. A technique for the numerical solution of certain integral equations of first kind. *J. Assoc. Comp. Mach.*, **9**, 84 - 97.
- Schoeberl, M. R. and A. J. Krueger, 1983. Medium scale disturbances in total ozone during the southern hemisphere summer. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **64**, 1358 - 1365.
- Schlesinger, M. E. and Y. Mintz, 1979. Numerical simulation of ozone production, transport and distribution with a global atmospheric general circulation model. *J. Atmos. Sci.*, **36**(7), 1325 - 1361.
- Shapiro, M. A., A. J. Krueger and P. J. Kennedy, 1982. Nowcasting the position and intensity of jet streams using a satellite-borne total ozone mapping spectrometer. *Nowcasting*, K. A. Browning, Ed., Academic Press, 137 - 145.
- Smith, W. L., H. M. Woolf, C. M. Hayden, D. Q. Wark and L. M. McMillin, 1979. The TIROS-N operational vertical sounder. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **60**, 1177 - 1187.
- Stolarski, R. S., A. J. Krueger, M. R. Schoeberl, R. D. McPeters, P. A. Newman and J. C. Aliert, 1986. Nimbus 7 satellite measurements of the spring time Antarcti ozone decrease. *Nature*, **322**, 805 - 811.
- Twomey, S., 1963. On the numerical solution of Fredholm integral equations of the first kind by the inversion of linear system produced by quadrature. *J. Assoc. Comp. Mach.*, **10**, 97 - 101.
- , and H. B. Howell, 1963. A discussion of indirect sounding methods with special reference to deduction of vertical ozone distribution from light scattering measurements. *Mon. Wea. Rev.*, **91**, 659 - 664.
- Uccellini, L. W., D. Keyser, K. F. Brill and C. H. Wash, 1985. The

- presidents day cyclone of 18-19 February 1979: Influence of Upstream trough amplification and associated tropopause folding on rapid cyclogenesis. *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 962 - 988.
- UNEP. United Nations Environment Program, 1989. First meeting of parties to the Montreal Protocol on substances that deplete the ozone layer. Helsinki Declaration on the protection of the ozone layer. Helsinki. Finland, 2 - 5, May. UNEP, New York.
- Wallace, J. M. and P. V. Hobbs, 1977. *Atmospheric Science: An Introduction Survey*. Academic Press, p. 467.
- Webb, W. L., 1966. *Structure of the Stratosphere and Mesosphere*. Academic Press, p. 382.
- Whitten, R. C. and S. S. Prasad, Editors, 1985. *Ozone in the Free Atmosphere*. Von Nostrand Reinhold Co., p. 288.
- Yoshiro, S and H. Kida, 1971. The seasonal variation of total ozone amount in middle latitude. *J. Meteor. Soc. Japan*, **49(2)**, 95 - 110.