İSTANBUL TEKNİK ÜNİVERSİTESİ ★ FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

ANKARA ÜZERİNDEKİ

STRATOSFERİK OZON VE DEĞİŞİMİ

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Müh. Deniz DEMİRHAN

Anabilim Dalı: Meteoroloji Mühendisliği
Programı: Meteoroloji Mühendisliği

Tez Danışmanı: Doç.Dr. Sema TOPÇU

MAYIS 2002

İSTANBUL TEKNİK ÜNİVERSİTESİ ★ FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

ANKARA ÜZERİNDEKİ STRATOSFERİK OZON VE DEĞİŞİMİ

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Müh. Deniz DEMİRHAN
(511001308)

Tezin Enstitüye Verildiği Tarih : 17 Haziran 2002
Tezin Savunulduğu Tarih : 17 Mayıs 2002

Tez Danışmanı : Doç.Dr. Sema TOPÇU
Diğer Jüri Üyeleri Doç.Dr. Sema TOPÇU
Prof.Dr. Selahattin İNCECİK
Prof.Dr. Fevzi ERDOĞMUŞ

MAYIS 2002

ÖNSÖZ

Çalışmam sırasında desteğini esirgemeyen değerli hocam Doç. Dr. Sema Topçu'ya, bilgilerinden yararlandığım saygıdeğer hocam Prof. Dr. Selahattin İncecik'e, yardımlarında dolayı Devlet Meteoroloji İşleri Genel Müdürlüğünden Yılmaz Acar'a ve sayın Dr.Esra Bozyazı'ya, her zaman yanımda olan aileme teşekkürlerimi sunarım.

Mayıs, 2002 Deniz Demirhan
İstanbul

İÇİNDEKİLER

ÖNSÖZ **ii**
TABLO LİSTESİ **iv**
ŞEKİL LİSTESİ **v**
ÖZET **vi**
SUMMARY **vii**
1. GİRİŞ **1**
2. STRATOSFERİK OZON **7**
2.1. Atmosfer İçinde Stratosfer Tabakasının Yeri 7
2.2. Stratosferde Ozon Üretimi, Parçalanması ve Taşınımı 9
2.3. Ozon Tabakasındaki Enlemsel ve Mevsimsel Değişimler 14
2.4. Stratosferik Ozonun Doğal Dengesinin Bozulması 16
2.41. Ozon azalması ile ilgili alınan kararlar 18
2.5 Ozonun Azalması ile İlgili Bulgular 18
2.6. Toplam Ozon ve Stratosferik Sıcaklıklar 21
2.7. Stratosferik Ozonun Ölçümü 23
2.7.1. Toplam ozon ölçümleri 24
2.7.2. Düşey ozon profilinin ölçümü 26
2.7.2.1. Ozonsondenin yapısı 26
3. ANKARA ÜZERİNDEKİ STRATOSFERİK TOPLAM OZONUN DEĞİŞİMİ **28**
3.1. Veri 28
3.2. Toplam Ozon Değerlerinin Analizi 29
3.3. Toplam Ozonun Yukarı Seviye Meteorolojik Parametreler ile İlişkisi 35
3.4. Toplam Ozonun Tahmini için Lineer Çoklu Regresyon Denklemi 43
3.5. Toplam Ozonun Sinoptik Paternlerle Değişimi 45
4. SONUÇLAR **51**
KAYNAKLAR **54**
ÖZGEÇMİŞ **57**

TABLO LİSTESİ **Sayfa No**

Tablo 2.1.	Kuzey ve Güney Yarıkürede bazı istasyonlarda aylık ortalama toplam ozon (DU) değerleri.....	16
Tablo 2.2.	65^{o} N ve 65 ^{o} S enlemleri arasındaki bölgede1979 ile 1990 yılları arasındaki on yıllık mevsimsel ve bölgesel ozon trendleri.....	20
Tablo 2.3.	Toplam ozon ve aylık sıcaklık değerleri arasındaki korelasyon katsayıları.....	22
Tablo 3.1.	Ozonsonde toplam ozon değerlerinin mevsimlere göre değişimi	30
Tablo 3.2.	21.10.1996-24.10.2000 periyodunda TOMS1 toplam ozon verilerinin mevsimlik ortalama değerleri.....	32
Tablo 3.3.	21.10.1996-24.10.2000 periyodunda her güne ait TOMS2 toplam ozon verilerinin mevsimlik ortalama değerleri.....	34
Tablo 3.4.	Ozonsonde değerleri ile yukarı seviye meteorolojik parametreleri arasındaki korelasyon katsayıları ve anlamlılık değerleri.....	38
Tablo 3.5	TOMS1 değerleri ile yukarı seviye meteorolojik parametreler arasındaki korelasyon katsayıları ve anlamlılık değerleri .....……..	40
Tablo 3.6.	Toplam ozon tahminine yönelik çoklu regresyon denkleminin kurulmasında göz önüne alınan bağımlı ve bağımsız değişkenler..	44

ŞEKİL LİSTESİ **Sayfa No**

Şekil 2.1 **:** Atmosferin ilk 100km yüksekliğine kadar olan sıcaklık profili.... 7
Şekil 2.2 **:** Ozonun ultraviyole radyasyon ile parçalanıp, oksijen molekülüyle oksijen atomunu oluşturması..... 10
Şekil 2.3 **:** Brewer- Dobson sirkülasyonu..... 14
Şekil 2.4 **:** Toplam ozonun (DU) enlemsel olarak dağılımı (Andrews, 2000)..... 15
Şekil 2.5 **:** Ocak ayı için, yukarı seviye ortalama sıcaklıklarının (K) enlemsel dağılımı (Andrews, 2000)..... 22
Şekil 2.6 **:** Churchill (59^o N), Reykjavik (64^o N) ve Lerwick (60^o N) istasyonlarına ait toplam ozonun ve100 mb seviyesi sıcaklıklarının aylık sapma değerlerinin 1967-1985 periyodundaki değişimi..... 23
Şekil 2.7 **:** Ortalama orta enlem ozon molekülünün sayısal yoğunluğunun düşey değişimi (Andrews, 2000)..... 24
Şekil 2.8 **:** Ozon sensörü.....27
Şekil 3.1 **:** Ozonsonde gözlemleriyle elde edilen toplam ozonun değişimi.. 29
Şekil 3.2 **:** Ocak 1994-Ekim 2001 periyodunda ozonsondeden elde edilen toplam ozonun aylık ortalama değerleri..... 30
Şekil 3.3 **:** TOMS1 ve ozonsonde değerlerinin karşılaştırılması..... 31
Şekil 3.4 **:** TOMS1 toplam ozon değerlerinin aylık değişimi 32
Şekil 3.5 **:** TOMS2 verilerine ait toplam ozonun günlük değişimi 33
Şekil 3.6 **:** Ocak 1981-Ekim 2001 dönemi aylık ortalama TOMS2 verisinin değişimi..... 33
Şekil 3.7 **:** Ozonsonde gözlemleri esnasında 500mb (a), 100mb(b) ve 300mb (c) seviyesinin sıcaklığının değişimi..... 37
Şekil 3.8 **:** Ozonsonde verileri ile 300mb basınç seviyesi sıcaklık değerlerinin değişimi..... 39
Şekil 3.9 **:** 21.10.1996 – 24.10.2001 döneminde TOMS verisi ile 300mb basınç yüksekliğinin değişimi..... 41
Şekil 3.10 **:** TOMS1 verileri ile 700mb sıcaklıklarının değişimi..... 41
Şekil 3.11 **:** Ozonsondeye ait toplam ozon değerleri ile 300mb sıcaklığı (a) ve yüksekliği (b) ile 500 mb sıcaklığı (c) saçılma grafikleri..... 42
Şekil 3.12 **:** TOMS verisinden elde edilen 21.10.1996 – 24.10.2001 dönemindeki toplam ozon değerleri300mb yüksekliği (a), 500mb yüksekliği (b) arasındaki saçılan grafikleri..... 43
Şekil 3.13 **:** 14.02.2001 tarihine ait deniz seviyesi basıncı ile 1000-500mb basınç yüzeyi kalınlığı (a) ve 500mb jeopotansiyel yüksekliği ile vortisiti haritaları (b)..... 48
Şekil 3.14 11.04.2001 tarihine ait deniz seviyesi basıncı ile 1000-500mb basınç yüzeyi kalınlığı (a) ve 500mb jeopotansiyel yüksekliği ile vortisiti haritaları (b)..... 49

ÖZET

Stratosferik ozon dünya-atmosfer sisteminin radyatif dengesi üzerinde önemli bir rol oynamaktadır. Stratosfer içerisinde yer alan ve yer yüzeyinden 12 – 27 km yükseklikte bulunan ozon tabakası, yeryüzeyini ultraviyole ışınların zararlı etkilerinden korumaktadır. Ancak atmosfere salınan, kloroflorokarbon (CFC) gibi bazı antropojenik gazlar stratosferik ozona zarar vererek ozonun azalmasına yol açmaktadır.

Yukarı stratosferde ozonun karışma oranı, fotokimyasal etkiler tarafından, aşağı stratosferde ise dinamik etkiler tarafından kontrol edilir. Bunun yanı sıra atmosfer sütunu içerisindeki toplam ozon değişken bir özelliğe sahiptir. Toplam ozon büyük ölçekli termik ve dinamik hareketlerden etkilenir. Sonuç olarak aşağı stratosferik ve yukarı troposferik sıcaklıklar ve jeopotansiyel yükseklikler gibi meteorolojik parametreler toplam ozonun değişimi üzerinde etkili olmaktadır.

Türkiye'de toplam ozon ölçümleri Ankara'da (40^{o}N; 33^{o}E), Ocak 1994'ten itibaren ECC ozonsonde ile ayda 2-4 kez yapılmaktadır. Bu çalışmada, Ankara üzerindeki toplam ozon değişimlerini araştırmak üzere Ocak 1994 – Ekim 2001 dönemindeki, ozonsonde ile ölçülmüş 143 ozon verisi kullanılmıştır. Bu dönem içerisinde toplam ozonun ortalama değeri 320 DU, standart sapması ise ± 43 DU olarak bulunmuştur. En düşük ve en yüksek toplam ozon değerleri ise sırasıyla 243 ve 434 DU olarak hesaplanmıştır. Sözkonusu periyotta ozonsonde değerleri TOMS verileri ile kıyaslanmıştır. Her iki ölçüm arasındaki ortalama fark 23 DU'dir.

Toplam ozon miktarı ile yukarı seviye meteorolojik parametreleri arasındaki ilişkileri anlayabilmek için çeşitli basınç seviyelerine ait sıcaklıklar, jeopotansiyel yükseklikler ve kalınlıklarla toplam ozon arasındaki ilişki araştırılmıştır. Toplam ozon ile en yüksek korelasyonlar 300mb sıcaklığı ve 300mb jeopotansiyel yüksekliği arasında bulunmuştur.

Ozonsonde iler toplam ozon ölçümlerinin haftada bir veya iki kez yapılmasından dolayı, Ankara üzerindeki toplam ozonun trend analizi 1981-2001 yılları arasındaki günlük TOMS verisi kullanılarak yapılmıştır. TOMS verilerinden Ankara için bulunan yıllık trend % -0,59'dur.

SUMMARY

Stratospheric ozone plays an important role on the radiative balance of the earth-atmosphere system and the life on the earth. The layer, which lies about 12-27 km above the ground, shields the earth's surface from damaging UV rays. Stratospheric ozone is threatened by some of the anthropogenic gases that have been released into the atmosphere, including those known as chlorofluorocarbons (CFCs).

It is known that ozone mixing ratio in the upper stratosphere is essentially under photochemical control, whereas in the lower stratosphere it is under dynamic influence. Additionally, the total ozone in the atmospheric column at any place is variable and is mainly determined by large-scale atmospheric dynamics. As a consequence, meteorological conditions such as lower stratospheric and upper tropospheric temperatures, geopotantial heights could affect the ozone changes.

Total ozone has been measured in Ankara (40^{o}N; 33^{o}E) using electrochemical concentration cell (ECC) ozonesonde carried by balloons since January 1994. In this thesis, 143 total ozone amounts from ozonesonde observations in the period of January 1994-October 2001 were used to explain the total ozone changes over Ankara. The average value of total column ozone amount was found as 320 DU with standard deviation ± 43 DU in this period. The minimum value and the maximum values are 243 and 461 DU respectively. The measurements were also compared to the corresponding measurements of the TOMS. Mean value of the differences for both measurements and RMSE are 23 DU and 18 DU respectively.

Additionally, the total ozone column amounts have been subjected to statistical analysis to understand the relationships between upper-air temperatures, geopotantial heights over Ankara. The maximum correlation coefficient has been found for 300 mb level temperatures and 300 mb heights.

In connection with the possible anthropogenic influence on the ozone layer over mid-latitudes, there is particular interest in the ozone trends. In calculating the short-term ozone trends for total column ozone amounts from ozonesonde, a problem arose due to the inadequate data. For this purpose the trend was calculated for two decades from 1981 to 2001. Since there are no data for TOMS in the time interval of 1994-1996, the trend was calculated from 1981 to 2001. The trend was found as –0,59 % per year.

Stratopheric ozone in mid-latitudes is strongly influenced by meteorological variability. Total ozone in the atmospheric column of any place is variable and mainly determined by large-scale atmospheric dynamics

1.GİRİŞ

Stratosferik ozon yer-atmosfer sisteminin radyatif dengesi ve yer yüzeyindeki yaşam için önemli bir role sahiptir. Diğer gazlardan daha düşük bir konsantrasyona sahip olmasına rağmen, ozon tabakasının, yeryüzündeki canlıları morötesi ışınların zararlı etkilerinden koruyucu bir örtü oluşturması gibi son derece önemli bir özelliği vardır. Ozon tabakası tarafından absorblanan UVB (280-320 nm) güneş ışınımı insanlarda deri kanseri ve gözlerde katarakt oluşturmaya neden olacak kadar yüksek enerjiye sahiptir. Bunun yanı sıra 260nm'nin altındaki ultraviyole radyasyonun DNA (deoksiribonükleik asit) ya zarar verdiği de bilinmektedir.

Son 25 yıl içinde global stratosferik ozon değişimi hakkında elde edilen bulgular ozon konsantrasyonunun yüksek enlemlerde ve özellikle kutup bölgelerinde önemli şekilde azaldığını göstermektedir. Örneğin Antarktik bölgede Halley Bay'de toplam ozonun Ekim 1993 ortalama değeri 117 DU'e kadar düşmüştür. 1956 yılında aynı bölgede 321 DU değeri ölçülmesi Antarktik bölgede stratosferik ozon azalmasının önemini ortaya koymaktadır. Bu durum yer yüzeyine ulaşan zararlı UV ışınlarının canlılar için çeşitli tehlikeleri olması problemini ortaya çıkarmaktadır. Ozon konsantrasyonundaki önemli azalma, yeryüzü yaşamını önemli bir şekilde etkileyecek olan aşağıda verilen sonuçların oluşmasına neden olacaktır.

Bunlar;

- Deri kanseri vakalarında artış,
- Göz kataraktlarında ve güneş yanıklarında oldukça fazla bir artış
- İnsan bağışıklık sisteminde problemler,
- Yeryüzüne ulaşan ultraviyole radyasyonun artmasından dolayı tarım ürünlerinde ve hayvanlarda görülen olumsuz etkiler,
- Okyanus planktonlarında azalma,
- Stratosfer tabakasında rüzgar akışını ve ozon üretimini etkileyebilecek sıcaklık düşüşü olmak üzeredir.

Özellikle Güney Kutup bölgesinde ortaya çıkan ozon azalmasının trajik bir sonuca doğru gitmesi Dünya ülkelerinin, 1987 yılında Montreal Protokolü etrafında birleşmesine yol açmıştır. Türkiye ise bu protokole 1991 yılında taraf olmuştur. Montreal Protokolü ile ozona zarar veren kloroflorokarbonların ve halonların aşama aşama devreden çıkarılması hedefine 1996 yılında ulaşılmış olup hidrokloroflorokarbonlar (HCFC), 2004 yılına kadar % 35 azaltılacak ve ardından 2030 yılında tamamen yasaklanacaklardır.

Türkiye hızla gelişen bir endüstri ülkesidir. Bu nedenle ülkemizde üretimi yapılmayan ve yalnız ithalat yoluyla girişi yapılan CFC'ler, halonlar, karbon tetraklorür ve metilkloroform diye bilinen ozon tabakasını incelten maddelerin (OTİM) kullanımı önemli miktarlara ulaşmıştır. 1990 yılında ülke genelinde 3800 ton OTİM kullanılırken 2010 yılında bu maddelerin tamamen kullanım dışı kalacağı Montreal Protokolü ile kesinleşmiştir (Ministry of Environment, 1995). Bununla beraber bu protokol yürürlüğe girmemiş olsaydı 2010 yılındaki OTİM miktarının 4630 ton seviyesine ulaşması beklenmekteydi.

Stratosferik ozon kayıplarının bir başka önemli sonucu da aşağı stratosferin küresel olarak soğumasına ve iklim sisteminin negatif olarak radyatif zorlanmaya sebep olabilmesidir. Stratosfere ait yıllık sıcaklık trendleri bunu en iyi şekilde açıklamaktadır. Model simülasyonları aşağı stratosferik sıcaklıklarda 1979-1994 yılları arasında on yılda 0.6ºC şeklinde gözlenen bir trendin aşağı stratosferdeki ozon kayıplarına hükmedileceğini işaret etmektedir. Bu suretle soğuyan bir aşağı stratosfer yüzey troposfer sistemine daha az kızılötesi radyasyonun ulaşmasına sebep olacaktır (WMO, 1994). 1994 deki WMO stratosferik ozon değerlendirme toplantısında rapor edilen ozon trendlerine dayalı ekstrapolasyonları kullanan radyatif hesaplamalar stratosferik ozon kayıplarının 1980'den itibaren sera gazlarındaki (CO_2, CH_4, NO ve HC) ortaya çıkan artışlar sebebiyle %30'luk bir pozitif zorlanmaya yol açacağını işaret etmektedir. Danilin vd (1998) ise Arktik aşağı stratosferde 1ºC'lik soğuma belirlemiş ve bunun 0.4 - 0.7 ppbv'lik bir klor artışına karşı geldiğini göstermiştir.

Kuzey Yarıkürede yüksek enlemlerdeki ozon gözlemleri ilk kez 1926 ve 1927 yaz mevsimlerinde Abisko (68ºN) ve Lerwick'de (60ºN) ve 1929'da daha yüksek enlemlerde bulunan Spitzbergen'de (78ºN) gerçekleştirilmiştir.

1970'li yıllarda yapılan çeşitli ölçümler ilk önemli ozon kayıplarının Antarktika üzerinde daha sonraki yıllarda ise Arktik bölge üzerinde meydana geldiğini göstermiştir. Antarktika bölgesi üzerinde önemli ozon azalması 1993 yılında birkaç gün süre ile meydana gelmiş ve yaklaşık 22 milyon km^2 kadar alanı kaplamıştır. 1998 yılında ise bu alan 25 milyon km^2'ye ulaşmıştır.

Son yıllarda Kuzey Yarıküre üzerinde ve Arktik bölgede yoğunlaşan araştırma programlarının hedefi ise Güney Yarıkürede meydana gelen azalmanın Kuzey Yarıkürede ne ölçüde gerçekleştiğinin tam olarak belirlenmesini hedeflemektedir. Bu amaçla Kuzey Yarıküre üzerinde ozon tabakasının incelenmek üzere 1992 yılında Avrupa Topluluğunun desteğiyle 18 ülkeden 250 bilim adamının katılımıyla EASOE (European Stratospheric Ozone Experiment) projesi gerçekleştirilmiştir. Bunun yanı sıra 1994 yılında başlayan ve halen Avrupa'nın en büyük projesi olarak kabul edilen SESAME (Second European Stratospheric Arctic and Mid-Latitude Experiment) projesi ise sadece Arktik bölgeyi değil aynı zamanda buna yakın orta enlemleri de hedeflemektedir. Orta enlemlere ait ozon azalması problemi son derece yeni bir konu olup henüz tam olarak çözülememiş ve hala üzerinde çeşitli araştırmalar yapılmaktadır.

Dünya Meteoroloji Organizasyonunun raporlarına göre, orta enlemlerdeki ozon azalması her iki yarımkürede 1992 ve 1993 yıllarında gözlenmiştir. Yere dayalı ve uydu sistemleri ile yapılan ölçümlerle Kuzey yarımkürede orta enlemlerde 1979-1994 döneminde azalma oranı kış-ilkbaharda % 6/10yıl, yaz-sonbaharda ise % 3/10 yıl olarak belirlenmiştir. 1981-1991 yılları arasındaki azalma 1970-1980 yıllarına göre yaklaşık % 2/10 yıl daha fazladır (WMO, 1994).

Stratosferik ozon ile ilgili çalışmalar incelendiğinde bunların önemli bir kısmının ozonun enlemsel ve mevsimsel değişimini araştırmak üzere uydu, spektrofotometre ve ozonsonde teknikleriyle ölçülen toplam ozonun trend analizlerinin oluşturduğu görülmüştür. Toplam ozonda meydana gelen değişimlerin troposferin ve aşağı stratosferin termal ve dinamik yapısı ile ilişkisi önemli araştırma konularıdır.

İlk kez, toplam ozondaki günlük değişimler ile yüzey atmosferi arasında ilişkilere Dobson vd., (1929) tarafından dikkat çekilmiştir. Buna göre günlük değerlerin aylık ortalama değerlerden olan maksimum pozitif sapmaların yüzeydeki alçak basınç

sistemlerin gerisinde, maksimum negatif sapmaların ise yüzeydeki antisiklonların arkalarında meydana geldiği gösterilmiştir. Daha sonra ise Reed (1950) Kuzey Yarıkürede toplam ozon dağılımı ve hava paternleri arasındaki ilişkileri açıklamıştır. Normand (1953) Oxford, İngiltere üzerindeki ozon miktarı ile hava olaylarını her gün izleyerek ozon değişimlerini analiz etmiştir. Buna göre ilkbaharda yatay ve düşey adveksiyonun etkili olduğu yaz sonunda ve sonbaharda ise sadece düşey hareketlerin önemli olduğu ortaya çıkmıştır(Barsby ve Diab, 1995).

Ozon dağılımının atmosferik sirkülasyonla değişimi ise ilk kez Godson (1960) ve Bojkov (1968) tarafından araştırılmıştır. Bu çalışmalar yılın soğuk zamanlarındaki polar bölgedeki ozon miktarı değişikliklerinin stratosferik sirkülasyonlarla olan bağlantılara odaklanmıştır.

Bunun yanı sıra toplam ozon dağılımının hava paternleri ile değişimi üzerinde pek çok araştırma yapılmıştır. Bunun yanı sıra yukarı seviye alçak basınç oluğu ile yukarı seviye sırt özelliğinin de ozon değişimine yol açtığı belirlenmiştir. Örneğin, Danielsen ve Mohnen (1977) orta ve yukarı troposferde potansiyel vortisiti ve ozon arasında belirgin bir ilişkinin varlığını ortaya koymuştur. Son yıllarda ise bu alanda yapılan çalışmaların orta enlem siklon modeline odaklandığı görülmektedir.

Sonuç olarak toplam ozon ve meteorolojik parametreler arasında görülen ilişkilerin en çarpıcı şekilde daha çok orta enlemlerde görüldüğü belirlenmiştir. Bu ilişkilerin belirlenmesinde çeşitli jeopotansiyel yükseklikler kullanılmaktadır. Benzer bir çalışma da Wu (1987) tarafından yapılmıştır. Wu, Arktik bölge üzerindeki vorteksin yoğun geçişlerle bozulduğunu, Antarktika'da ise kuvvetli kutupsal vorteks olduğunu ve bu farklılıkların ozon taşınımında etkili olduğunu göstermiştir.

Bojkov (1988) stratosferik sıcaklıklar ve toplam ozon arasındaki ilişkiyi araştırarak, troposferik sıcaklıklar ile aşağı stratosferik sıcaklıkların ozon miktarı ile ters ilişkili olduğunu, ayrıca tropopoz yüksekliği ile ozon miktarı arasında da ters ilişki olduğunu göstermiştir.

Randel ve Cobb (1994) ise 1979-1992 periyodunda TOMS verileri kullanarak toplam ozon ve aşağı stratosfer sıcaklıkları arasında korelasyonun uzaysal ve zamansal paternlerini araştırmışlardır. Elde edilen bulgulara göre Kuzey Yarıkürede orta enlemlerde kış/ilkbaharda, Güney Yarıkürede ise Antarktika üzerinde bahar

aylarında önemli soğuma ortaya çıkmıştır. Bulunan paternler ozon trendi için elde edilen sonuçlarla paralellik göstermektedir. İlginç olan bir farklılık ise Güney Yarıkürenin orta enlemlerinde kışın önemli ozon kaybına rağmen sıcaklığın azalmamasıdır. QBO(Kuazibiennial Osilasyon) ve ENSO(EL NIÑO/Güney Yarıküre Osilasyonu) değişimleri kullanılarak yapılan incelemelerde her iki yarıkürenin orta ve yüksek enlemlerinde toplam ozondaki önemli anomalilerin ENSO olayı ile birlikte görülmesidir. Bunun yanı sıra Miller vd.(1992) aşağı stratosferdeki negatif sıcaklık trendi ile toplam ozonun azaldığını açık bir şekilde ortaya koymuştur.

Kuzey Yarıkürede orta ve yüksek enlemlerdeki düşey ozon dağılımlarında gözlenen değişimler üzerinde iklim etkileri ise ilk kez ayrıntılı bir şekilde Wang vd. (1993) tarafından araştırılmıştır. Buna göre ozonun düşey dağılımındaki değişiklikler özellikle orta enlemlerde radyatif zorlamayı değiştirebilmektedir. Bu durumun doğal bir sonucu olarak daha çok orta enlemlerde meydana gelen sera gazlarının artışı troposferik sıcaklık artışları ile ısınmaya yol açacaktır.

Esas olarak toplam ozon fiziksel, istatistiksel veya fiziksel-istatistiksel yaklaşımlarla öngörülmektedir. Fiziksel yaklaşım, düşey ozon dağılımının ve çeşitli basınç seviyelerinin hava kütlesi yörüngelerine ait bilgiyi gerektirir. İstatistiksel bağıntılar ise toplam ozon ve çeşitli meteorolojik değişkenler arasındaki ilişkileri belirler. Bu konuda çeşitli araştırmaların yapıldığı görülmektedir. Örneğin Burrows (1993) mutlak ya da izontropik potansiyel vortisinin de ozonu tahmin eden bir parametre olduğunu göstermiştir. Austin vd.(1994) ise bu tür bir model için aylara göre değişken bir şekilde 100-250 mb kalınlığı, 150 mb ve 30 mb sıcaklığını bağımsız değişkenler olarak göz önüne almıştır. Austin vd., (1994) orta ve yüksek enlemlerde kısa süreli ozon tahmini için çeşitli bağıntılar önermiştir. Vogel (1995) ise Almanya için çoklu regresyon yöntemiyle bölgesel ozon tahminini sağlayan bir model oluşturmuştur. Barsby and Diab (1995), tropopoz katlanmasının, yukarı seviye frontojenez ve orta ve aşağı troposferde potansiyel vortisiti değişimlerinin ozon üzerindeki etkilerini araştırmışlardır.

Özellikle stratosferin radyatif dengesinin, yere ulaşan UV ışınımın ve bağlı olarak UV-indeksinin belirlenmesi ile ilgili olarak toplam ozon kalınlığının hassas bir şekilde tahmini önemlidir. Bu amaçla toplam ozonun bir gün önceki ozondan ve

yukarı seviye sıcaklıklarından yararlanarak tahmin edilmesine yönelik bir çalışma (Vanicek., 1997) tarafından yapılmıştır.

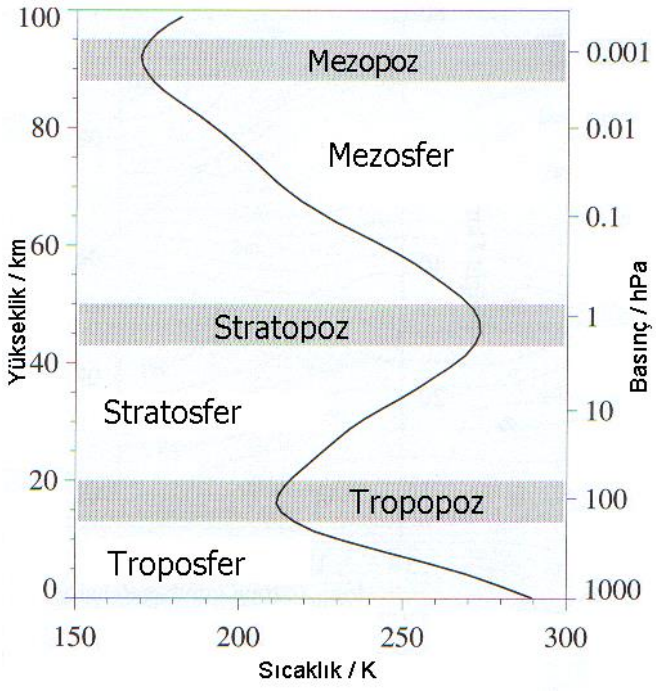
Orta enlemlerde yer alan Türkiye üzerinde ozon değişimi hakkında yeterli araştırmalar henüz bulunmamaktadır. Ülkemizin bulunduğu bölge üzerinde ozonun değişimi üzerine çeşitli araştırma programları planlanma aşamasındadır. Ancak Devlet Meteoroloji İşleri Genel Müdürlüğü bünyesinde 1994 yılında itibaren Ankara'da ozonsonde ölçümleri yapılmaktadır.

Bu çalışmada esas olarak Ankara üzerindeki ozon seviyesi ve değişimini belirlemek amacıyla 1994-2001 yılları arasındaki ECC ozonsonde ölçümlerinin analizi amaçlanmıştır. Ozonsonde ölçümleri TOMS verileri ile kıyaslanmıştır. Ayrıca her iki ölçüm grubuna ait toplam ozon değerlerinin 1994- 2001 dönemi için troposferin ve aşağı stratosferin termal ve dinamik yapısı ile olan ilişkisi araştırılmıştır. Bu amaçla atmosferin 850, 700, 500, 300 ve 100mb standart seviyelerine ait yükseklik ve sıcaklık değerleri ile kalınlık değerleri göz önüne alınarak ozon değerleri ile yukarı seviye parametrelerinin ilişkisi araştırılmıştır. Ayrıca 1981-2001 periyodunda TOMS'dan alınan toplam ozon verileri ile ilgili trend analizi yapılmıştır.

2. STRATOSFERİK OZON

2.1. Stratosfer Tabakası ve Ozonun Özellikleri

Yer yüzeyini çevreleyen atmosfer tabakası düşey sıcaklık değişimine bağlı olarak çeşitli tabakalara ayrılmıştır. Atmosferin en alt tabakası olan troposferin yüksekliği yaklaşık olarak kutuplarda 8 km'ye, ekvatorda ise 17 km ye kadar ulaşmaktadır. Bu tabaka içinde sıcaklık yükseklikle azalmaktadır. Troposferin en üst tabakası olan tropopoz, troposfer ve stratosfer arasında geçiş bölgesini oluşturur. Stratosfer tabakası, troposferin üzerinde yaklaşık 10- 50 km yükseklikler arasında yer alan bir tabakadır (Şekil 2.1). Aşağı seviyeleri izotermal bir yapıda olan stratosfer tabakası, 20 km yükseklik üzerinde kuvvetli bir sıcaklık enverziyonu gösterir ve sıcaklık artışı stratosfer ile mezosfer arasındaki geçiş bölgesi olan stratopoza kadar devam eder.



Şekil 2.1. Atmosferin ilk 100km yüksekliğine kadar olan sıcaklık profili

Stratopozdaki sıcaklık değeri ile deniz seviyesindeki sıcaklık değeri birbirine oldukça yakındır. Stratosfer tabakasının üzerinde yer alan mezosfer tabakasının üst sınırı 80 km'dir. Bu tabakada sıcaklık sürekli olarak düşer ve mezopozda atmosferin en düşük sıcaklığı olan $-95^{o}C$'ye ulaşılır. Termosfer, mezopozdan sonra gelen ve sıcaklığın önce izotermal, daha sonra süratle yükseldiği bir bölgedir.

Stratosfer ile ilgili araştırmalarda stratosferin alt kısmında yer alan izotermal bölge derinliğinin küresel değişimi göz önüne alındığında bu tabakanın aşağı ve yukarı olmak üzere iki bölgeye ayrılarak incelenmesi uygun bulunmuştur. Buna dayanarak aşağı stratosfer tabakası, tropopoz ile 24 km arasında tanımlanmış olup, ekvatoral bölgede daha ince, yüksek enlemlerde ise daha kalındır (Andrews, 2000). Orta enlemlerde ise alt ve üst sınırların düzensiz olarak değiştiği bilinmektedir. Buna bağlı olarak aşağı stratosfer kararlı veya troposfer ile olan kütle alışverişine bağlı olarak kararsız olabilmektedir. Aşağı stratosferde sıcaklık değişimi genel olarak $-40^{o}C$ ile $-80^{o}C$ arasındadır. Bu düşük sıcaklıklar su buharının tutunmasına engel olur. Aşağı stratosferin en önemli kimyasal özelliği ise ozondur. Aşağı stratosferde ozonun en yoğun olduğu bu bölgeye ozon tabakası da denir. Ozon tabakasının varlığı ilk kez 1930'da Chapman tarafından açıklanmıştır (Ahrens, 2001). Chapman, oksijen molekülünün dalga boyu 240nm'den daha küçük ultraviyole ışınlar tarafından oksijen atomuna ayrıştığını ileri sürmüştür. Özellikle yukarı stratosfer bölgesinde sıcaklığın artmasının nedeni yüksek enerjili ultraviyole ışınların (UV) ozon tarafından absorbsiyonudur. Böylece ozon, kendisi bozulmadan UV ışınımını absorblar ve ısıya dönüştürür. Üç oksijen atomuna sahip ozon molekülü esas olarak yukarı stratosferde oluşur. Stratosferik sıcaklık ise yaklaşık 50 km de en yüksek değerine ulaşır. Difüzyon ve çökme olayları aşağı stratosferde ozonun birikmesine neden olan reaksiyonları kolaylaştırır. Bu durum ozon moleküllerinin yaşam sürelerinin ay ya da yıl mertebelerinde olması sonucunu verir. UV ışınımın önemli bir kısmı yukarı atmosferde absorblanarak aşağı atmosfere ulaşamaz. Dolayısıyla ozonun bozunma prosesi aşağı atmosferde engellendiği için maksimum konsantrasyon değeri orta enlemlerde 25 km civarında olur. Yukarı atmosferdeki sıcaklığın daha fazla olmasının bir başka nedeni de düşük yoğunluğa sahip yukarı stratosfer tabakasından aşağıya doğru olan ısı transferinin hızlı olmasıdır (Andrews, 2000).

Stratosferik ozonun azalmasının tersine bir süreç troposferde (10-12 km ye kadar) meydana gelmektedir. Troposferik ozon ise yer yüzeyine yakın bölgede ikincil bir kirletici olarak tanımlanmaktadır. Bu kirletici bileşen azot oksitleri, hidrokarbonlar gibi antropojenik hava kirleticilerin etkin güneş ışığı altında fotokimyasal reaksiyonları sonucu oluşur. Günümüzde troposferik ozon özellikle güneş ışınlarının şiddetli olduğu yaz aylarında ve kısmen de bahar aylarında önemli bir kirletici olarak ortaya çıkmaktadır. Özellikle şehir atmosferinde yanma ürünleri etkisiyle ozon konsantrasyon değerlerinde önemli artışlar görülmektedir. Artış miktarının son 100 yıl içerisindeki seviyenin iki katını aştığı tahmin edilmektedir. (Ahrens, 2000). Halen pek çok gelişmiş ülkede ozonun 1- saatlik hava kalitesi standardı 110 – 120 ppb civarındadır. Troposferik ozon artışının stratosferik ozonun azalışı ile bir bağlantısı ise özellikle yüksek enlemlerde ve dağlık bölgelerin yüksek irtifalarında ortaya çıkmaktadır. Sonuç olarak atmosferdeki bu değişiklikler yer-atmosfer sistemindeki radyasyon dengesini etkileyebilmektedir.

2.2. Stratosferde Ozon Üretimi, Parçalanması ve Taşınımı

Ozon molekülleri (O_3), 40-100 km arasında ultraviyole güneş ışınımının absorbsiyonu ile gerçekleşen bir dizi fotokimyasal reaksiyon sonucu meydana gelir. Bu reaksiyonlar, oksijen molekülünün 130-175 nm, 175-210 nm ve 215-240 nm dalga boylarındaki güneş ışınımını absorblaması ile oluşur. Shuman-Runge ayrık ve sürekli bantlarında (130 –175nm; 175-210 nm) foton absorbsiyonu 60 km'nin üzerinde, oksijen atomunun temel kaynağıdır. Oysa Herzberg sürekli bandında (215-240 nm) ise 60 km nin altında oksijen atomlarının temel kaynağıdır (Andrews, 2000).

Bu reaksiyonlardan birincisinde dalga boyu 240 nm den daha kısa dalgaboylu güneş ışınımı oksijen molekülünü

$$O_2 + h\nu \rightarrow O + O \qquad (2.2.1)$$

şeklinde atomlarına ayrıştırır.Stratosferde oksijen atomu (O) ile oksijen molekülünün (O_2) birleşmesi ile reaksiyon başlar.

$$O + O_2 + M \rightarrow O_3 + M \qquad (2.2.2)$$

Bu reaksiyonda M katalizör görevi gören herhangi bir hava molekülüdür. Oksijen molekülünün ayrışmasında UV radyasyona ihtiyaç duyulmasına rağmen tekrar birleşmesinde gerek yoktur. Tekrar birleşme reaksiyonu için fotokimyasal olarak oluşan oksijen atomu gereklidir. Ozon tabakasının kalınlığı gece ve gündüz arasında da değişir ve 70 km'nin üzerinde ozon konsantrasyonu geceleri artar.

Ozon, 200nm ve 300nm arasında dalga boyuna sahip UV ışınımını absorblayarak

$$O_3 + hv \rightarrow O_2 + O. \qquad (2.2.3)$$

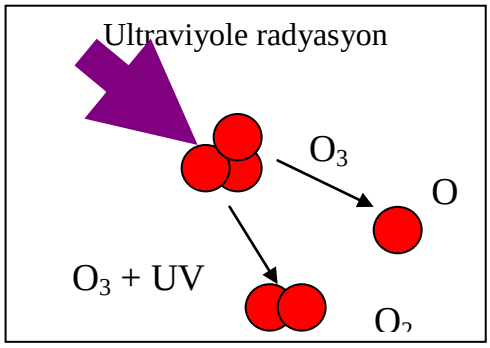
reaksiyonu ile oksijen molekülü ve oksijen atomuna ayrılır. Bunun yanı sıra ozon, diğer atom ve moleküllerle çarpıştığında ise bozunmaya uğrar. Örneğin ozon oksijen atomu ile birleştiğinde 2 oksijen molekülünü oluşturur. Bu reaksiyon oldukça yavaştır. Benzer şekilde;

$$O_3 + O \rightarrow 2O_2. \qquad (2.2.4)$$

2 ozon molekülünün birleşmesi suretiyle, 3 oksijen molekülü oluşur. Oldukça yavaş olan bu

$$O_3 + O_3 \rightarrow 3O_2. \qquad (2.2.5)$$

reaksiyonu sonucunda da ozon parçalanır. Eğer ozon kaybı için tek mekanizma (2.2.5) reaksiyonu olsaydı, ozon tabakası bugün olduğunun iki katı kalınlığında olurdu. Şu andaki ozon tabakası fotokimyasal ayrışma ve tekrar birleşme reaksiyonlarının tekrarının bir sonucudur. Katalizörlerin konsantrasyonun artmasıyla birlikte tekrar birleşme oranının artması sonucunda ozon tabakasının daha ince olması sağlanır.



Şekil 2.2. Ozonun oluşturulması

Ozon için üretim ve kayıp terimlerini toplayarak ozon değişimi için aşağıdaki denge denklemi yazılabilir (Andrews, 2000).

$$\frac{\partial[O_3]}{\partial t} = d2 \cdot [O] \cdot [O_2] \cdot [M] - d3 \cdot [O_3] - d4 \cdot [O] \cdot [O_3] \qquad (2.2.6)$$

Oksijen atomu için denge denklemi ise

$$\frac{\partial[O]}{\partial t} = 2 \cdot d2 \cdot [O_2] + d3 \cdot [O_3] - d2 \cdot [O] \cdot [O_2] \cdot [M] - d4 \cdot [O] \cdot [O_3] \qquad (2.2.7)$$

şeklinde ifade edilebilir.

Benzer bir reaksiyon da $\partial[O_2]/\partial t$ için yazılabilir ancak toplam oksijen atomu sayısının bu reaksiyonlarla korunduğu varsayılmaktadır.

$$[O] + 2 \cdot [O_2] + 3 \cdot [O_3] = \text{sabit} \qquad (2.2.8)$$

(2.2.6) ve (2.2.7) denklemleri toplandığında tekil oksijenin (O_x) değişim oranını verir.

$$\frac{\partial[O_x]}{\partial t} = \frac{\partial[O]}{\partial t} + \frac{\partial[O_3]}{\partial t} = 2 \cdot d1 \cdot [O_2] - 2 \cdot d4 \cdot [O] \cdot [O_3] \qquad (2.2.9)$$

Sabit durumda (2.2.6), (2.2.7) ve (2.2.9) denklemlerinin zamansal türevleri sıfırdır. (2.2.6) ve (2.2.9)'dan aşağıdaki ifadeler yazılabilir (Andrews, 2000).

$$d2 \cdot [O] \cdot [O_2] \cdot [M] = d3 \cdot [O_3] + d4 \cdot [O] \cdot [O_3] \qquad (2.2.10)$$

$$d1 \cdot [O_2] = d4 \cdot [O] \cdot [O_3] \qquad (2.2.11)$$

Stratosferde, (2.2.3) bağıntısı >> 4[O] şeklinde olduğundan, denklem (2.2.10), (2.2.3) ve 2.2.2 oran katsayıları, O_2 sayısal yoğunluğu ve hava (molekül M) cinsinden tekil oksijen türlerinin denge oranını verir (Andrews, 2000).

Bu oran, hızlı reaksiyonlar olan 2.2.2 ve (2.2.3) tarafından belirlenir; denklem orta ve aşağı stratosferde çok yavaş olduğundan oksijen atomu, ozondan daha azdır.

$$\frac{[O]}{O_3} = \frac{d3}{d2 \cdot [O_2] \cdot [M]} \tag{2.2.12}$$

Denklem (2.2.12), (2.2.11)'de yerine konulduğunda oran katsayıları, oksijen molekülü sayısal yoğunluğu ve hava molekülleri cinsinden ozonun denge durumundaki sayısal yoğunluğunu verir.

$$[O_3] = [O_2] \cdot \left(\frac{d1 \cdot d2 \cdot [M]}{d3 \cdot d4} \right)^{1/2} \tag{2.2.13}$$

Bundan dolayı Chapman Teorisi tarafından tahmin edilen ozonun sayısal yoğunluğu dengesinin düşey dağılımının hesabı, (2.2.13) denkleminin sağ tarafındaki terimlerin düşey profilleri bilindiğinde yapılabilir. Bununla beraber Chapman Teorisi tarafından tahmin edilen ozon maksimumu gözlemlerle kıyaslandığında son derece büyük değerlere ulaşılmaktadır. Chapman Teorisinde, ozona zarar veren diğer reaksiyonlarla birlikte ozonun ve diğer kimyasalların atmosferik sirkülasyonlar tarafından taşınımı ihmal edilmektedir (Andrews, 2000).

Ozonun bozunmasına yol açan bilinen katalitik döngüler aşağıdaki reaksiyon çiftleri şeklindedir:

$$X + O_3 \rightarrow XO + O_2 \tag{2.2.14}$$

$$XO + O \rightarrow X + O_2 \tag{2.2.15}$$

Bu iki reaksiyonun net etkisi,

$$O + O_3 \rightarrow 2O_2 \tag{2.2.16}$$

şeklinde ifade edilir. Bu denklem, ozona, (2.2.4) reaksiyonunda olduğu gibi zarar vermektedir. X molekülü ise bir katalizördür. Bundan dolayı reaksiyon sonucunda X tükenmez, yeniden kullanılabilir. Böyle olunca tek bir X atomu pek çok ozon

molekülüne zarar verebilmektedir. Yukarıda verilen (2.2.4) reaksiyonunu, eğer katalitik döngünün net etkisi (2.2.16) hızlandığında, bu denklem ozonun yıkımında etken olacaktır. Hidroksil radikalleri (OH), azot oksit (NO) ve klor bu katalizörlere en iyi örnektir.

Katalitik döngülerin eklenmesi ozon dağılımının teorik hesapları ile gözlemleri birbirine yaklaştırmıştır.

(2.2.1)-(2.2.4) reaksiyonları, azot (NO, NO_2), hidrojen (H, OH, H_2O) ve klor (Cl, ClO, ClO_2) gibi pek çok iz gazlarını içeren pek çok kompleks kimyasal reaksiyonun sonuçlarını temsil etmektedir. Örneğin genelde azot oksitler olarak adlandırılan azot oksit (NO) ve azot dioksit (NO_2) ozonu parçalayıcı iki doğal gazdır. Bu gazların doğal kökeni toprak yüzeyindeki bakterilerin ürettiği N_2O gazıdır. Bu gaz stratosferde 25km'lere kadar ulaşır. Güneş ışınımı bu gazı ozon parçalayıcı azot oksitlere dönüştürür. Stratosferde çok küçük miktarlardaki azot oksit, çok büyük bir orandaki ozonu parçalayabilmektedir. Bu suretle 1. adımda azot oksit ozon ile kolayca etkileşime girerek azot dioksit ve oksijen molekülünü oluşturur. Daha sonraki adımda azot dioksit oksijen atomu ile birleşerek azot oksit ve oksijen molekülünü oluşturur.

1. adım $NO + O_3 \rightarrow NO_2 + O_2$

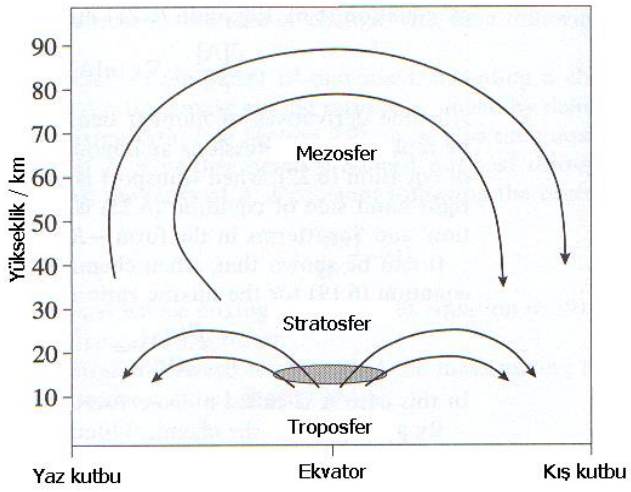
2. adım $NO_2 + O \rightarrow NO + O_2$

2. adımda oluşan nitrik oksit tekrar ozonu parçalamaya hazırdır.

Yukarıda açıklandığı üzere stratosferik ozonun doğal bir oluşum ve parçalanma döngüsü bulunmaktadır. Ancak bu denge çeşitli antropojenik ve doğal etkilerle bozulabilmektedir.

Atmosferin kimyasının incelenmesini doğru bir şekilde yapabilmek için hava parselinin hareketini ve parsel içindeki kimyasal bileşenlerin her birindeki

değişikliklerin belirlenmesi gerekir. Bu tür bir araştırma için küçük fakat temsili olabilecek bir parselin yolunu izlemek ve parselin, güneş ışığının olduğu ya da olmadığı farklı kompozisyonlardaki bölgelere hareket etmesiyle her parseldeki kimyasal değişiklikleri incelemek uygun bir yaklaşımdır. Hava parsellerinin izlediği yolların belirlenmesi için incelenen bölgenin rüzgar alanlarının iyi bilinmesi gereklidir.



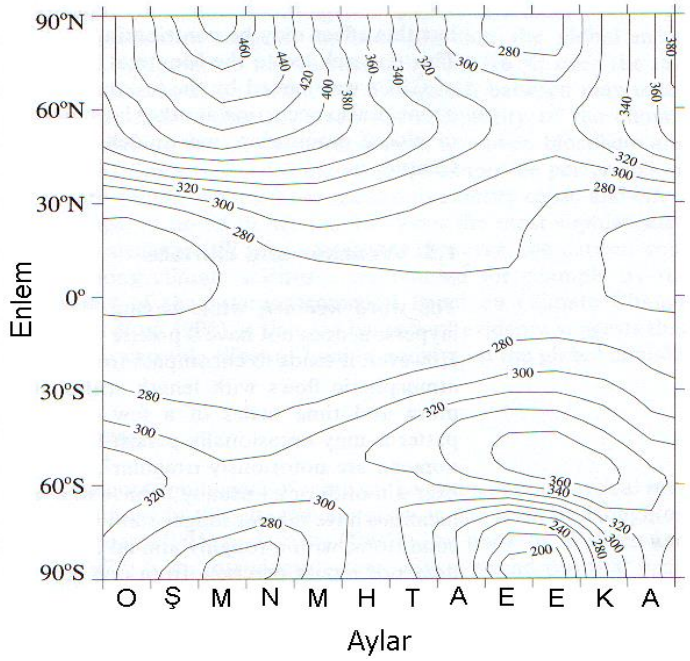
Şekil 2.3. Brewer- Dobson sirkülasyonu (Taralı alan ekvatoral tropopoz yakınındaki 200K izotermini göstermektedir.) (Andrews, 2000).

Atmosferde ozonun dağılımı, oluşumu ile parçalanması arasındaki dengeyle ve net üretimin olduğu bölgelerden, net kaybın olduğu bölgelere doğru taşınımıyla sağlanır. Ozonun taşınımı, stratosferdeki, ozon miktarındaki günlük çalkantıları, mevsimsel değişimleri ve mevsimler arası farklılıkları artıran farklı rüzgar alanları ile yönlendirilir. Bazı taşınım yolları en azından nitel yönden iyi oluşturulmuştur. Stratosferdeki en önemli taşınım yapısı, Kuzey-Güney doğrultusundaki, düşey ya da meridyonel bir çevrim olan Brewer-Dobson sirkülasyonudur (Andrews, 2000). Doğu-Batı yönündeki çevrim daha hızlıdır ancak küresel anlamda kimyasalların taşınım için daha önemsizdir. Şekil 2.3 de gösterilen Brewer-Dobson sirkülasyonu, aşağı enlemlerde troposferden stratosfere hava parsellerinin yukarı hareketini, her iki yarımkürede aşağı stratosferdeki kutuplara doğru olan hareketi ve orta ve yukarı enlemlerde troposfere inmesini içerir. Brewer, aşağı enlemlerdeki yukarı hava hareketlerinin, stratosferin kuru olması nedeniyle oluştuğunu öne sürmüştür (Andrews, 2000).

2.3. Ozon Tabakasındaki Enlemsel ve Mevsimsel Değişimler

Ozon kalınlığının enlemsel ve mevsimsel olarak değişimine güneş ışınları şiddetindeki değişimin yanı sıra atmosferin termal ve dinamik yapısının da etkisi önemlidir. Ozon tabakasının kalınlığı tropiklerde daha ince olup, yukarı enlemlere doğru gidildikçe artmaktadır. Ancak Arktik ve Antartik bölgeler bunun dışında kalmaktadır. Ozon tabakasının en ince olduğu bölge, tropikler olup, yaklaşık 260 D.U.dur.

Tropiklerden uzaklaştıkça, mevsimsel değişimler önem kazanır. Fakat ozon kalınlığı hiçbir koşulda (Antarktik ozon tabakasının dışında) tropiklerdeki değerine ulaşmaz. Ozon konsantrasyonunun enlemsel olarak dağılımı Şekil 2.4'de verilmiştir.



Şekil.2.4. Toplam ozonun (DU) enlemsel olarak dağılımı (Andrews, 2000).

Ozon kalınlığı K.Y.Kutup bölgesinde G.Y. kutup bölgesine nazaran daha fazladır. Mevsimsel değişimlerin bir nedeni atmosferin radyasyon dengesinden dolayıdır. Kutuplarda minimum sıcaklıkların olduğu dönemde radyatif soğumanın dengelenmesi için kutupsal bölgelere genel sirkülasyonla ısı transferi olur. Bu durum ozon transferi ile birlikte meydana gelir. Ani stratosferik ısınmalarda hızlı bir ozon artışı görülür. İlkbahar ozon artışının esas kaynağı, subarktik stratosferin sıcak kuşağının stratosferik jet akımları ile kuzeye taşınmasıdır. Bu durumda ozon konsantrasyonu artar. Tablo2.1'de Kuzey ve Güney Yarıküredeki bazı istasyonlar

için TOMS verisi ile belirlenen aylık ortalama ozon kalınlıkları (DU) verilmiştir (Rowland, 1991). Tropikler yakınında yıllık değişimin fazla olmadığı görülmektedir. Yıllık standart sapma, G.Y.K. de 12 ^{o} enleminde Huancayo'da 5 DU, K.Y.K. de 60^{o} enleminde St. Petersburg'da 25 DU değerlerine ulaşmaktadır. En düşük değerler sonbaharda gözlenmiştir. Kuzey yarımkürede yukarı enlemlerde Ocak ayındaki ozon seviyesi Temmuz ayındakinden fazladır.

Tablo2.1. Kuzey ve Güney Yarıkürede bazı istasyonlarda aylık ortalama toplam ozon (DU) değerleri (Rowland, 1991).

İstasyon	Ocak	Nisan	Temmuz	Ekim
Arosa, İsviçre (47^{o}N)	335	375	320	280
St. Petersburg, Rusya (60^{o}N)	360	425	345	300
Huancayo, Peru (12^{o}S)	255	255	260	260
Aspendale, Avustralya (38^{o} S)	300	280	335	360

Ozonun yıllık değişimi ile ilgili yapılan çalışmalarda, 11 yıllık güneş lekeleri döngüsü ile ozon değerleri arasında bir ilişkinin varlığı belirlenmiştir. Güneş lekesi aktivitelerinin arttığı dönemde güneşten gelen UV ışınımının artması sonucu daha hızlı ozon üretimi gerçekleşir. Ancak bu etki oldukça küçük olup, tüm yeryüzü ortalamasını %2, kutup bölgelerinin ortalamasını ise %4 arttırdığı ileri sürülmüştür.

Diğer doğal döngü ise aşağı stratosferdeki tropikal rüzgarlarının yönünün her 26 ayda bir batıdan doğuya dönmesidir. 'Quasi Biennial Osilasyon (QBO)' adı verilen bu olayın tüm dünya üzerindeki toplam ozona etkisi %3 dür (Andrews, 2000).

Güneş aktiviteleri, ve volkanik patlamaların da ozon tabakasını etkilediği ileri sürülmüştür. Bunlar 3 yıl veya daha az süre etkili olabilecek küçük etkilerdir. Oysa, 1963'teki Agung, 1982'deki, El Chichon ve 1991'deki Pinotuba benzeri büyük volkanik patlamalar, stratosfere aktif olmayan klorin bileşiklerini ozona zarar veren, aktif hale getiren sülfat aerosollerini enjekte etmiştir.

2.4. Stratosferik Ozonun Doğal Dengesinin Bozulması

Stratosferik ozon miktarı doğal etkilerle değişebildiği gibi insan aktiviteleriyle de değişebilmektedir. Bu durum ilk olarak 1970'lerde Amerika Birleşik Devletleri'nin süpersonik jetlerle taşımacılık yapıp yapamayacağı tartışmaları ile birlikte ortaya

çıkmıştır. Uçak motorlarından çıkan en önemli gazlardan biri olan azot oksitler nedeniyle stratosferik ozonun etkilenmesi bu tartışmanın en önemli nedeni olmuştur.

20. yüzyılın ikinci yarısının başlarından itibaren gelişen teknoloji ile beraber atmosfere azotdimonoksit ile deodorant, saç spreyleri, klimalar,buzdolapları, köpükler ve çözücülerden çıkan kloroflorokarbonların (CFC'ler) yoğun bir şekilde salınması, bunların ozon tabakasına olan zararlı etkilerinin farkına varılması, Viyana sözleşmesi ve ardından Montreal Protokolü sürecinin yaşanmasına sebep olmuştur.

CFC'ler bilindiği gibi buzdolapları, yangın söndürücüler gibi malzemelerde, elektronik endüstrisinde çözücü olarak kullanılan buharlaşabilen organik bileşiklerdir. Kimyasal olarak reaktif olmayıp, kullanılması oldukça güvenlidir. Ancak bu kimyasallar atmosferik kirleticileri yok eden doğal etkilerle reaksiyona girmeyip stratosfere kadar ulaşırlar. CFC'ler ilk kez 1928 yılında bulunmuş, 1950'lerde ise yaygın olarak kullanılmaya başlanmıştır. O yıllardan beri stratosferdeki klorin oranı katlanarak artmıştır (Solomon, 1990).

CFC molekülleri stratosfere ulaştığında, ozon tarafından absorblanmış olan ultraviyole radyasyon, kloroflorokarbonu ve diğer klor içeren gazları parçalar ve kloru açığa çıkarır. Aşağıda verilen reaksiyonlarda görüldüğü gibi açığa çıkan klor, ozon ile reaksiyona girerek klor monoksit ve oksijen oluşturur. Klor monoksit açığa çıkar çıkmaz da oksijen atomu ile birleşerek tekrar klor ve oksijen molekülü meydana getirir.

$$Cl + O_3 \rightarrow ClO + O_2$$

$$ClO + O \rightarrow Cl + O_2$$

Tek bir klor atomunun 100.000 e yakın ozon molekülüne zarar verebildiği bilinmektedir. Yukarıda verilen reaksiyonlardan görüldüğü gibi klor bir katalizör olup, reaksiyon tarafından tüketilmez. Klor atomları sonsuza kadar stratosferde kalamaz. Klor monoksit, azot dioksit ile birleşerek klor nitrat oluşturarak kaybolurlar. Daha sonra serbest klor atomları hidrojen klorid (HCl) ve CH_3 oluşturmak üzere metan ile birleşir. Klor gibi atmosferde çok az miktarda bulunan

brom, klordan yüz kat daha zararlıdır. Tüm kaynaklardan gelen klorun karışma oranı milyarda 3 birim iken bromun ki bundan 100 kat daha azdır (Solomon, 1990).

Ozon azalması ilk olarak ozon tabakasındaki CFC'ler üzerine çalışan Molina ve Rowland adlı iki Amerikalı bilim adamı tarafından hipotez olarak bilim dünyasına sunulmuştur (Rowland, 1991). İlk keşfinden bu yana kutup bölgesindeki azalma yıldan yıla artarak, günümüzde % 60 oranına kadar ulaşmıştır. Kutup bölgelerindeki azalmanın temel sebebi, bu bölgelerin aşırı soğuk olmasıdır. Sıcaklık düştükçe, yukarı atmosferde buz bulutları oluşur ve bu bulutların CFC'lerin güneş ışığıyla etkileşimini kolaylaştırdığı ileri sürülmektedir.

2.4.1. Ozon azalması ile ilgili alınan kararlar

CFC'lerin önceki bölümde açıklanan etkileri ortaya çıktığında 1987 yılında CFC gazlarının emisyonunu ve ozona zarar veren brom bileşiklerinin kullanımını azaltmaya yönelik uluslararası Montreal Protokolü imzalanmıştır. Montreal Protokolü'ne göre 2000 yılına kadar CFC emisyonlarının %50 azaltılması gerekiyordu. (Kararın alındığı yıl, emisyonlar her yıl %3 artmaktaydı.) Bu karar 1990'da İngiltere'de, 2000 yılına kadar CFC'lerin, üretiminin durdurulması şeklinde değiştirildi. Bu amaçla bazı klor kaynaklarına kısıtlamalar getirildi. 1992'deki Kopenhag anlaşmalarına kadar da program aşama aşama hızlandırıldı.

2.5. Ozonun Azalması ile İlgili Bulgular

Dünyamızı koruyan ozon tabakasında meydana gelen uzun vadeli incelme olasılığı ve özellikle kutup bölgelerinde ozonun azalma oranının fazla olması bilim adamlarını ozonun azalması ile ilgili değişimleri araştırmaya zorlamaktadır. Günümüzde bu konuda global olarak çeşitli tekniklerle yoğun bir şekilde ölçme programları yapılmakta ve sonuçlar değerlendirilmektedir.

Kuzey kutup enlemlerindeki ozon gözlemleri ilk kez 1926 ve 1927 yazında Abisko (68°N) ve Lerwick'de (60°N) , 1929'da Spitzbergen'de (78°N) yapılmıştır. İlk sistematik gözlemler 1935'te Tromson (70°N) ve 1940'da Dombaas'da (62°N) başlamıştır. Ozon ve stratosferik sirkülasyonlarla ilgili çalışmalar, yılın soğuk aylarında polar bölgelerdeki ozon rejimleri arasında önemli farkların stratosferik sirkülasyonlarla ilgili olduğunu göstermiştir (Godson, 1960, 1963; Bojkov, 1968).

Bojkov (1988), Arktik bölge üzerindeki vorteksin meridyonel hareketlerle bozulması sonucunda kuvvetli bir kutupsal vorteksin Antarktika üzerinde etkili olduğunu, bu durumun da ozonda değişimlere neden olduğunu ileri sürmüştür. Kuzey Kutup bölgesindeki ozon değişimlerini belirlemek üzere Kuzey Kutup bölgesindeki 9 istasyon için uzun dönem ozon değişimi incelemiştir. Bu çalışmada, kuzey kutup bölgelerindeki 1930lara kadar uzanan toplam gözlemleri değerlendirilmiştir. Ayrıca uzun süreli ozon değişiminin stratosferik sıcaklıklarla olan ilişkisi de araştırılmıştır. 100hPa basınç seviyesindeki 1°C sıcaklık sapmasının, aylık ozon sapmasında 5-6m atm-cm lik değişikliğe karşı geldiği bulunmuştur. Ayrıca yıllık ozon değişiminde, QBO etkisi de açıkça ortaya konarak bu etkinin 1964-86 döneminde, kutupsal bölgedeki istasyonlar için 10 yılda % (-0,9±0,4) olduğu ileri sürülmüştür.

Ayrıca 65ºN enleminden 65ºS enlemine kadar olan bölgenin 1978 – 1991 dönemindeki tüm doğal değişimler incelendiğinde, ozonda %3'lük net bir azalma görülmüştür (Rowland, 1991). Çeşitli istasyonlar örneklenerek Ocak, Nisan , Temmuz ve Ekim ayına ait ortalama azalma oranları Tablo 2.2 de verilmektedir. Azalma, Güney Yarıkürede daha fazla olmak üzere enlem derecesiyle artmaktadır. Burada da tropiklerde belirgin bir azalma görülmemektedir. Birleşik Devletler, Avrupa ve Avustralya üzerinde 10 yılda meydana gelen %4'lük azalma ise oldukça tipiktir. Bu azalma kış aylarında fazla, yaz aylarında daha azdır.

Ozon incelmesi ile ilgili bilginin durum değerlendirmesi Dünya Meteoroloji Organizasyonu ve Birleşmiş Milletler Çevre Programındaki çeşitli raporlarında yayınlanmıştır. Stolarski vd., (1992) tarafından yapılan bir çalışmada dünyanın çeşitli bölgelerinde 30'dan fazla istasyonun Ocak 1958'den Mart 1991'e kadar olan verileri göz önünde bulundurulmuştur. Bu çalışmada, 1987 ve 1989 yıllarındaki ozon azalmasının beklenildiği gibi çok fazla olduğu saptanmıştır. Azalmanın 1987, 1989, 1990 ve 1991 yıllarında sabit kaldığı görülmüştür. Toplam ozonda istatistiksel olarak çok belirgin azalmaya tüm mevsimlerde hem Kuzey hem de Güney Yarıkürelerde, orta ve yukarı enlemlerde rastlanmıştır. Kuzey Yarıkürede, orta enlem kış mevsimi azalmasının geçmişten itibaren artarak sürmesinin yanı sıra yaz ve bahar aylarında da aynı şekilde azalmalar görülmüştür. Kuzey Yarıkürede orta enlemlerdeki azalma özellikle 25 km'nin altında yani aşağı stratosferde bulunmuştur. 25ºN ve 25ºS tropikal enlemleri arasında ise istatistiksel olarak belirgin herhangi bir azalma gözlenmemiştir.

Toplam ozonun 1979 ve 1991 yılları arasında 25 – 60° arasında kalan orta enlem bölgelerinde belirgin bir şekilde azaldığı belirlenmiştir. Bu azalma Kuzey Yarıkürede kış/ilkbahar dönemi için lineer olarak %4.0/10 yıl; yaz/sonbahar dönemi için % 1.8/10 yıl; Güney Yarıkürenin orta enlemlerinde ise yıl boyunca %3.8/10 yıldır. Bu değerler ise 1994 de yapılan WMO ozon değerlendirme toplantılarında aynı dönemler ve aynı bölgeler için projelendirilen sırasıyla %7.6, %3.4 ve %7.2 olan lineer trende göre çok düşük seviyelerde kalmıştır. 1992 den sonra ozonun azalma trendi yavaşlamış bu durum uydu verileri ile desteklenmiştir. (WMO, 1994)

Tablo 2.2. 65^{o} N ve 65^{o} S enlemleri arasındaki bölgede 1979 ile 1990 yılları arasındaki on yıllık mevsimsel ve bölgesel ozon trendleri (%).

Enlem	Ocak	Nisan	Temmuz	Ekim	Örnek
65ºN	-3,0	-6,6	-3,8	-5,6	Izlanda
55ºN	-4,6	-6,7	-3,1	-4,4	Moskova, Rusya
45ºN	-7,0	-6,8	-2,4	-3,1	Mineapolis, ABD
35ºN	-7,3	-4,7	-1,9	-1,6	Tokyo
25ºN	-4,2	-2,9	-1,0	-0,8	Miami, FL, ABD
5ºN	-0,1	1,0	-0,1	1,3	Somali
5ºS	0,2	1,0	-0,2	1,3	Yeni Gine
25ºS	-2,1	-1,6	-1,6	-1,1	Pretorya, G.Afrika
35ºS	-3,6	-3,2	-4,5	-2,6	Buenos Aires
45ºS	-4,8	-4,2	-7,7	-4,4	Yeni Zelanda
55ºS	-6,1	-5,6	-9,8	-9,7	Tierra del Fuego
65ºS	-6,0	-8,6	-13,1	-19,5	Palmer Peninsula

Ozonun belirli bölgelerde ve mevsimlerde daha fazla azaldığı anlaşılmaktadır. Özellikle bahar aylarında Antarktika'da çok ciddi boyutlarda azalma gözlenmiştir. Arktik'teki hava sıcaklığı Antarktika'daki kadar düşük değildir. Bu nedenle Arktik'te daha az buz bulutu oluşur. Ayrıca Arktik bölge atmosferinde daha fazla kararsız sirkülasyon gözlenmektedir. Tüm bunlar göz önüne alındığında ozon azalmasının Güney Kutbunda daha fazla olduğunu göstermektedir.

Bojkov ve Fioletov (1995) tarafından yapılan bir çalışmada ise Dobson Spektrofotometresi ile ölçüm yapan 150'den fazla istasyondan alınan toplam ozon

verileri göz önüne alınarak ozon azalmasından önceki ve sonraki küresel ozonunun karakteristikleri incelenmiştir. TOMS verileri de toplam ozon dağılımındaki enlemsel heterojenliği tahmin edebilmek için kullanılmıştır. 1979 – 1993 dönemi için yere dayalı ve TOMS verileri ile yapılan aylık zonal değişimlerin tahmini arasındaki fark, 40ºS-60ºN enlemlerinde %1'den azdır. Ozon azalmasından önce (1964-1980) kuzey yarım kürede ortalama ozon 312 DU, Güney Yarıkürede 300 DU iken, küresel ortalama 1984-1993 arasında ~%3 oranında azalmıştır Güney yarımküre, tüm ozon azalmasına ~%64 oranında katkıda bulunmaktadır. Yıllık ozon maksimumu kuzey yarımkürede %3.2, güney yarımkürede %5.8 olup ozon minimum seviyeleri ise sırasıyla %2.1 ve %1.2 kadar düşmüştür.

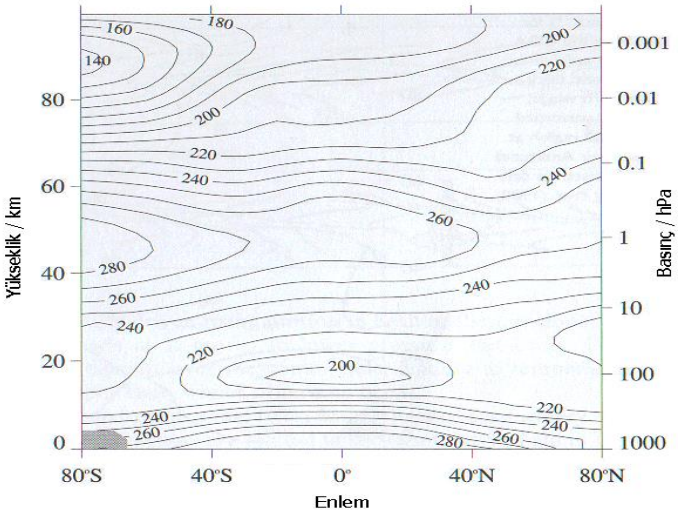
Orta Avrupa'da Dobson Spektrofotometresi ile yapılan ölçümlerde 1980-1998 yılları arasında yıllık ortalama toplam ozon değeri 305-360 DU arasında değişmektedir.Ozonda en önemli azalma 1992 ve 1993 de Pinatubo yanardağının patlamasından sonra meydana gelmiştir. Çek Hidrometeoroloji Enstitüsü Hradec Kralove Güneş ve Ozon Gözlemevinde (50.1ºN) 1962-1996 yılları arasında yapılan ölçümlere göre toplam ozonun yıllık ortalama değeri 310-352 DU arasında değişmektedir. 1980-1996 yılları arasındaki azalma oranı %4.3 /10 yıl dür. En fazla azalma kış-ilkbahar döneminde %5.7/10 yıl dır (Vanicek, 1997).

2.6. Toplam Ozon ve Stratosferik Sıcaklıklar

Stratosferik ozon nedeniyle meydana gelen fotokimyasal reaksiyonlar özellikle yukarı stratosferde sıcaklığı önemli ölçüde arttırmaktadır. Şekil 2.5, Ocak ayı için yukarı seviye ortalama sıcaklıkların enlemsel dağılımını göstermektedir. Ekvator bölgesindeki tropopoz seviyesi, daha yukarı enlemlerdekinden daha yüksek olup sıcaklığı daha düşüktür. Yazın gözlenen stratopoz, kış stratopozundan daha aşağı seviyede ve daha sıcaktır.

Toplam ozon ve stratosferik sıcaklıklar arasında kuvvetli pozitif bir ilişki ilk kez 1937 de Meetham tarafından ortaya atılmıştır. Daha sonra Bojkov (1986a), 100 mb basınç seviyesi sıcaklıklarını inceleyerek ozon değişiminin stratosferik sirkülasyonlarla yakın ilişkisi olduğunu göstermiştir.

Bojkov (1988) tarafından yapılan Kuzey Kutup bölgesinde ozondaki değişimler ile ilgili çalışmasında aylık toplam ozon ve sıcaklık değerleri arasındaki lineer korelasyonlar hesaplanmıştır (Bojkov,1988). Churchill (59^{o} N), Lerwick (60 ^{o} N) ve Resolute (75 ^{o} N) için hesaplanan, bir troposferik ve iki stratosferik seviyeye ait korelasyon katsayıları Tablo 2.3'de verilmiştir. Toplam ozon değerleri ile troposferik sıcaklıklar arasında kuvvetli negatif bir korelasyon, stratosferik sıcaklıkları arasında ise kuvvetli bir pozitif korelasyon varlığı açıkça görülmektedir. Stratosferde, Nisan ve Eylül aylarındaki sirkülasyon geçişlerinde katsayılarda fark edilir bir değişim olmasıdoğaldır.

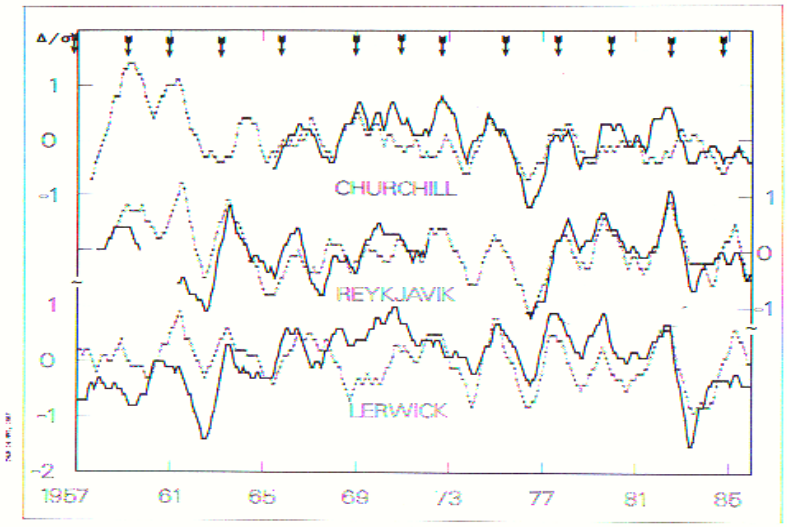


Şekil 2.5. Ocak ayı için, yukarı seviye ortalama sıcaklıklarının (K) enlemsel dağılımı (Andrews, 2000).

Tablo 2.3. Toplam ozon ve aylık sıcaklık değerleri arasındaki korelasyon katsayıları.(Anlamlılığı %5'ten daha az olan değerler parantez içinde gösterilmiştir.)

hPa	O	Ş	M	N	M	H	T	A	E	E	K	A
					Churchill (1964–85)							
500	—50	—45	—49	—59	—78	—90	—65	—74	—62	(—05)	(27)	(17)
100	48	43	60	(16)	72	92	77	87	66	63	72	79
50	57	49	69	(22)	46	52	62	73	68	69	79	88
					Lerwick (1957–85)							
100	68	83	54	57	37	36	53	57	66	55	55	46
					Resolute (1957–85)							
100		75	45	49	53	44	39	62	73			

Aynı çalışmada sunulan Churchill (59^{o} N), Reykjavik (64^{o} N) ve Lerwick (60^{o} N) istasyonlarına ait toplam ozonun ve100 mb seviyesi sıcaklıklarının aylık sapma değerlerinin değişimi Şekil 2.6'da verilmiştir (Bojkov, 1988).



Şekil 2.6. Churchill (59^{o} N), Reykjavik (64^{o} N) ve Lerwick (60^{o} N) istasyonlarına ait toplam ozonun ve100 mb seviyesi sıcaklıklarının aylık sapma değerlerinin 1967-1985 periyodundaki değişimi.

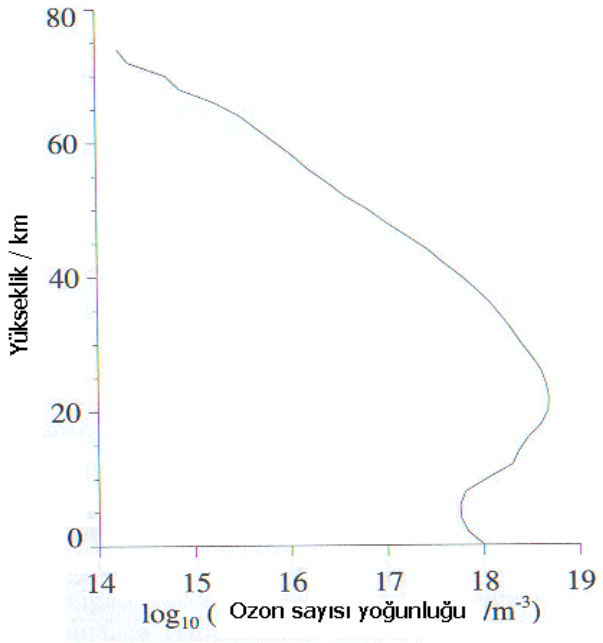
Şeklin en üstünde aşağı doğru çizilmiş oklar, ekvatorda 50 mb maksimumuna ulaşan doğu rüzgarının (QBO) zamanını göstermektedir. (Bojkov, 1988). (Quasi Biennial Osilasyonu) nun olduğu zamanlar işaretlenmiş olup, ekvatoral stratosferde, doğulu maksimum rüzgarla tanımlanan zamanlardan yaklaşık 5-6 ay sonra polar bölgedeki toplam ozonda kuvvetli bir azalma eğilimi gösterdiği Bojkov (1988) tarafından ileri sürülmüştür.

2.7. Stratosferik Ozonun Ölçümü

Ozonun standart atmosfer için düşey dağılımı Şekil 2.7 de verilmiştir. Stratosferde 15 km civarındaki molekül sayısı 10^{12} cm $^{-3}$, 25km'de en yüksek ortalama 10^{13} cm $^{-3}$ değerine ulaşmakta ve daha yukarı seviyelerde 45km'de ise 3 ppmv değerine kadar düşmektedir.

Atmosferdeki ozon miktarı sayısal karışma oranı (ppm), kütlesel karışma oranı (µg/g), sayısal yoğunluk (cm $^{-1}$) ve kısmi basınç (nbar) gibi birimlerle ifade edilmektedir. Ancak standart ozon birimi Dobson (D.U.)'dır. 1 cm ^{2} taban alanına sahip atmosfer sütununda standart basınç ve sıcaklıktaki ozonun yüksekliği olarak tanımlanır.Yer yüzeyinden atmosferin tepesine kadar olan atmosfer sütununda, 1cm^{3} hacimde, standart basınç ve sıcaklıkta, Loschmid sayısına eşit molekül vardır (L=2.69x10^{19}). Bu kolon 1 cm^{2} de 8x10^{11} tane ozon molekülü içerir.(Yaklaşık 0.3 cm

kalınlığındaki ozon, 300 D.U. olarak tanımlanır). Toplam ozon miktarı, coğrafik olarak 230-500 D.U. değerleri arasında değişiklik gösterir.



Şekil 2.7. Ortalama orta enlem ozon molekülünün sayısal yoğunluğunun (m^{-3}) düşey değişimi (Andrews, 2000).

2.7.1. Toplam ozon ölçümleri

Toplam ozon ölçümleri uydulardan ve yere dayalı sistemlerden olmak üzere ikiye ayrılarak incelenebilir.

Günümüzde uydulardan yararlanılarak yapılanda toplam ozon ölçümleri, dünya ve atmosfer sisteminden yansıyan UV ışınımının ve aynı sistemin yaydığı kızıl ötesi bölgede 9.6μm deki ışınımın değerlendirilmesi ile yapılır. BUV (Backscattered UV), SBUV (Solar Backscattered UV) ve TOMS (Total Ozone Mapping Spectrophotometer) ozon ölçümünde Nimbus-4 ve Nimbus-7 uydularında kullanılan tekniklerdir. BUV de geri saçılan UV'nin sadece ozon tarafından etkilendiği varsayımına göre hesaplama yapılır. Aynı yöntemin kullanıldığı SBUV daha gelişmiş bir yöntemdir. İki dalga boyunda ölçüm yapılır ve ozonun düşey dağılımı ile ilgili bilgi de içerir. TOMS ve SBUV benzer dalga boylarındaki ışınımı ölçer ancak

TOMS daha iyi bir hassasiyete sahiptir. TOMS, 50-100 km'lik bir rezolüsyon ile günlük global ozon ölçümü yapar.

Yirmi yıldır uydu ozon kayıtlarını veren TOMS aleti, Nimbus 7 (11/78 – 5/93), Meteor 3 (8/91 – 12/94), ADEOS (9/96 – 6/97) ve insansız uzay roketi (7/96 – günümüze kadar) olmak üzere bugüne kadar 4 uzay aracının üzerinde bulunmuştur. Bütün veriler versiyonu 7 olan algoritmalarla işlenmektedir.

TOMS yörünge etrafında 35 farklı tarama yapar. TOMS'un dünya üzerindeki görüş alanı yörüngenin yüksekliğine bağlı olarak 26 km^2 ile 50^2 km arasında değişir. Her gün için ölçülen ozon, yer istasyonlarına yardımcı olacak şekilde yerleştirilmiş bir tek görüş alanından elde edilen TOMS değeridir. TOMS her zaman yer istasyonunun 1º ve yerel öğle vaktinin 2 saat civarında olacak şekilde yerleştirilir. Yazın yukarı enlemlerde olduğu gibi birden fazla uygun yerleştirme alanı varsa TOMS'un ölçüm yapabileceği en kısa optik yol esas alınır.

LIMS (Limb Infrared Monitor of Stratosphere), ozonun 9.6μm deki absorbsiyon bandını kullanır. Bu ölçümler ile düşey birim atmosfer sütunu boyunca toplam ozon miktarı elde edilir.0.1 mb ile 70 mb basınç seviyeleri arasında toplam ozonu doğru bir şekilde ölçer. 70 mb seviyesinin altındaki seviyelerde %2'ye varan hatalar söz konusudur. Bu nedenle kızıl ötesi radyasyon ölçümleri düşey profilde sağlıklı, fakat toplam ozon ölçümünde hatalı sonuçlar verir.

Yere dayalı teknikler arasında ise yer yüzeyine ulaşan güneş ışınımının birbirine yakın dalga boylarında ölçüm yapan spektrofotometreler kullanılır. Bu sistemde bir birbirine yakın dalga boyu çifti ozon tarafından farklı şiddette absorblandığı için toplam ozon her bir dalga boyundaki ışınım miktarının oranına bağlı olarak belirlenir. Dobson Spektrofotometresi ise günümüzde toplam ozonu ölçmek amacıyla yaygın olarak kullanılan ve %2-3 doğrulukla çalışan bir alettir. Brewer Spektrofotometresi de aynı ilkeyle çalışır.

Yerden ölçülen toplam ozon değerleri ile uydulardaki aletlerden alınan değerler arasında, farklı dalga boylarındaki ışınımın absorbsiyon katsayılarının farklı ve aletlerin kalibrasyonlarının farklı olması nedeniyle uyumsuzluk olabilmektedir. Ayrıca, yer istasyonlarının farklı konumlarda bulunması da sonuçları etkilemektedir. Uydu gözlemleri global ozon ölçümlerini, yer istasyonları ise lokal ölçümleri

vermektedir. Özellikle, güney yarımküredeki istasyonların homojen olmayan biçimdeki dağılımı , uydulardan alınan veriler ile bu istasyonların gözlemlerinin karşılaştırılmasını güçleştirmektedir. SBUV ve TOMS verileri yer ölçümleri ile kıyaslandığında sırası ile %8 ve %6 daha küçüktür.

2.7.2. Düşey ozon profilinin ölçümü

Ozonun düşey dağılımının belirlenmesi direkt ve dolaylı ölçümler olarak ikiye ayrılır. Dolaylı ölçümler yere dayalı spektrofotometre ve uyduları kapsar. Direkt teknikler ise roket, balon veya uçaklardaki aletlerle yapılır. Ozonun düşey profilinin ozonsondelerle belirlenmesi dünyada yaygın olarak kullanılan bir yöntemdir. Balonlar 40 km'ye, roketler de 70 km ye kadar ulaşabilmektedir (Andrews, 2000).

Ozonsonde yöntemi ile yerden itibaren atmosferin yaklaşık 35 - 40 km yüksekliğine kadar olan ozon miktarı nanobar(nb) cinsinden belirlenmektedir. Her bir ölçümde ortalama 90 dakikalık bilgi mevcuttur. Bu bilgiler her saniyede 2, her dakikada da 120 bilgi sıklığındadır.

Ozonsonde sistemi, Ozon Ölçer ve Ozon Ölçer verici ünitesi ile birlikte 1200 gr'lık bir balondan ibarettir. İçine havadan daha hafif olan Hidrojen gazı doldurulmuş balona iple bağlanan set halindeki iki cihaz kullanılmaktadır. Bunlardan Ozon ölçer sadece bulunduğu ortamın havasındaki ozon miktarını kaydeder. Verici olarak adlandırılan ikinci cihaz ise, yine bulunduğu ortamın basınç, sıcaklık, nemini ölçerek, ozon bilgisi ile birlikte yerdeki alıcı sisteme aktarır.

2.7.2.1. Ozonsondenin yapısı

Ozon ölçer, ozon sensörü, su aktiviteli pil, arayüz kartı ve radyosonde vericisinden oluşmaktadır. Ozon sensörü, havayı emen pompa, anot ve katot hücresi, sonde motoru, teflon hava geçiş tüpü, batarya ve tüm parçaların oluşturduğu ozon sensörünün konulduğu polistren kutudan ibarettir (Şekil 2.8).

Ozonsonde cihazı, yerden itibaren atmosferin 35-40 km yüksekliğine (3-4 mb) kadar, 2-3 saat süresince aralıksız ölçüm yapabilen ve kutu içi sıcaklığı 0°C' nin üzerinde olan bir yapıya sahiptir. Sensör, elektrokimyasal konsantrasyon hücresi (ECC) denilen ve her birinin içinde platin elektrotu olan anot ve katot hücrelerinden oluşur.

Bunların içine potasyum iyodür çözeltisi konulmakta olup, aralarında da bir iyon köprüsü mevcuttur.



Şekil 2.8. Ozon sensörü

Su aktiviteli pil, 12 VDC gücünde olup, yaklaşık 90 dakikalık ölçüm süresince ozonsonde cihazının çalışmasını sağlar. Aktif hale geçebilmesi için sıcak havalarda 2-3 dakika, soğuk havalarda ise 4-5 dakika tamamının suyla temas etmesi yeterli olmaktadır.

Arayüz kartı, radyosonde ve ozon sensör bağlantılarının üzerine takılabildiği ve kutu içindeki sıcaklığı ölçebilen sıcaklık elemanının takılı olduğu elektronik karttır. Kart üzerinde 5 tane ayrı kanal bulunmaktadır. Bu kanallardan biri sensör sıcaklık kanalı, iki tanesi de referans kanalıdır.

Ozonsonde vericisi, ozonsonde cihazı ile birlikte atılabilen, atmosfere ait basınç, sıcaklık, nem değerlerini ölçen ve ozonsondeden gelen ozon bilgisi ile birlikte kendi ölçtüğü bilgileri de sinyal şeklinde yerdeki alıcı sisteme gönderen, polistren kutu içindeki cihazdır.

3.AKARA İÇİN TOPLAM OZON VE DEĞİŞİMİ

3.1. Veri

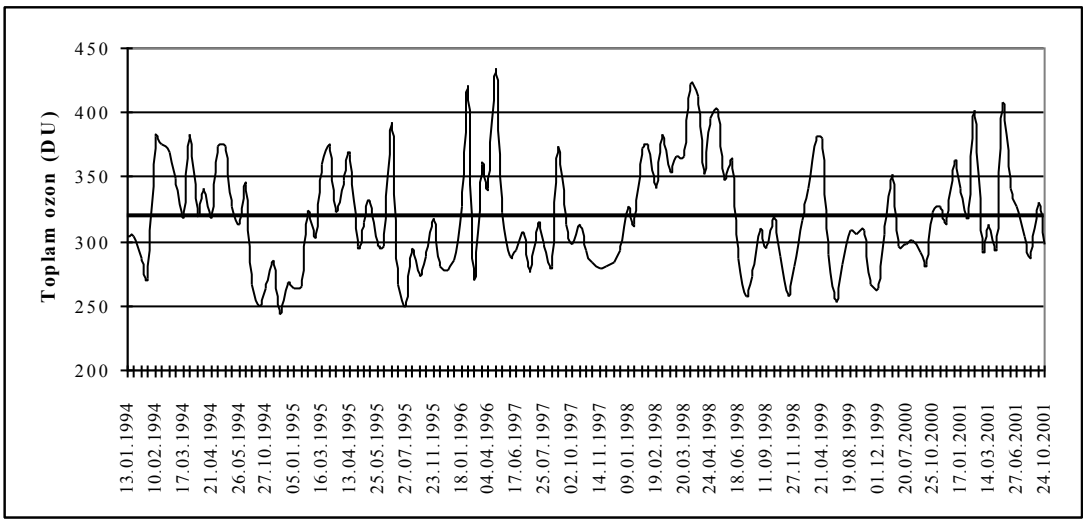
Türkiye'de stratosferik ozon ölçümleri sadece Ankara'da (33^oN; 40^oE) Devlet Meteoroloji İşleri Genel Müdürlüğü tarafından ozonsonde yöntemi ile yapılmaktadır. Ülkemizde toplam ozon 13.01.1994 tarihinden itibaren ölçülmektedir. Bu çalışmada 13.01.1994-24.10.2001 döneminde ölçüm yapılan 143 güne ait toplam ozon değeri kullanılmıştır. Ölçme sisteminin oldukça pahalı olmasından dolayı ozon ölçümleri ayda 2-4 kez yapılabilmektedir. Toplam ozon verisinin sürekli olmaması Ankara için ozon trendinin belirlenmesinde problem oluşturabilmektedir. Ozonsonde ile yapılan ölçüm, balonun patladığı seviyeye kadar ozon karışma oranının düşey değişimini vermektedir. Toplam ozon, ozon karışma oranı değerlerinin yerden balonun patladığı seviyeye kadar entegrasyon ve 1mb basınç seviyesine kadar da ekstrapolasyon işlemiyle hesaplanmaktadır. Bu tür ekstrapolasyon hatalarını en aza indirebilmek için çalışmada, balonun patlama yüksekliğinin en az 20 mb olduğu günler göz önüne alınmıştır.

Toplam ozon seviyelerinin yukarı seviyelerdeki meteorolojik parametrelerle ilişkisini araştırmak üzere Ankara'ya ait 12:00 GMT deki radyosonde gözlem verileri kullanılmıştır. Ozon ölçümü yapılan günlerde 850, 700, 500, 300 ve 100mb basınç seviyelerine ait jeopotansiyel yükseklik ve sıcaklık değerleri ile bazı kalınlık değerleri göz önüne alınmıştır.

Bunun yanı sıra ozonsonde ölçümlerini TOMS verileri ile karşılaştırmak ve ülkemiz üzerindeki ozon trendini belirlemek amacıyla Ekim1996 – Ekim 2001 periyodundaki toplam ozon verileri, NASA'nın internet sayfasından günlük olarak elde edilmiştir. Ozonsonde verileriyle aynı tarihlerdeki TOMS değerleri TOMS1, her güne ait TOMS verileri TOMS2 olarak adlandırılmıştır.

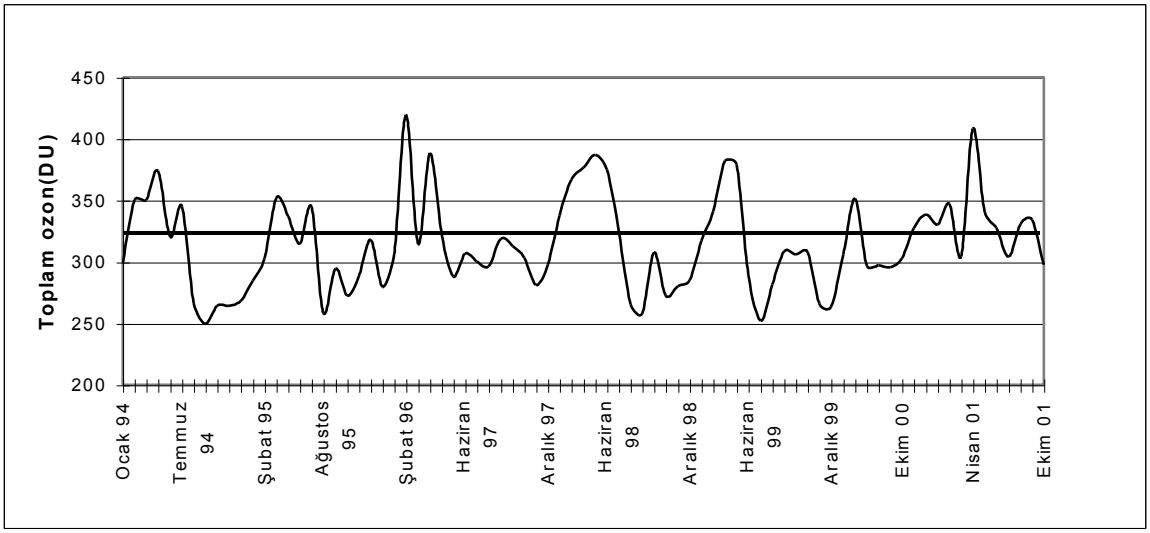
3.2. Toplam Ozon Değerlerinin Analizi

Atmosferik ozon üzerindeki antropojenik etkinin değerlendirilmesinde ozon trendlerinin büyük önemi bulunmaktadır. Ancak toplam ozondaki değişimlerin doğru bir şekilde ortaya konması, veri kalitesine ve uzunluğuna bağlıdır. Bu çalışmada öncelikle Ankara'da ozonsonde ile ölçülen toplam ozonun analizi amaçlanmıştır. Ocak 1994 - Ekim 2001 dönemindeki toplam ozonun günlük değerlerinin değişimi Şekil 3.1'de gösterilmiştir. Bu periyot içerisindeki ortalama toplam ozon 320 DU olup standart sapması ±43 DU dur. Bu dönem içerisinde meydana gelen en yüksek ozon değeri, 25.07.2001 tarihinde 434 DU, en düşük değer ise 24.11.1994 tarihinde 243 DU olarak ölçülmüştür.



Şekil 3. 1. Ozonsonde gözlemleriyle elde edilen toplam ozonun değişimi.

Toplam ozonun aylık ortalama ve mevsimsel davranışını görmek ve diğer çalışmalarla karşılaştırabilmek için aynı dönemdeki toplam ozonun aylık ortalama değişimi Şekil 3.2'de gösterilmiştir. Benzer şekilde aylık ortalama toplam ozon değerlerin değişim aralığı 250 DU (Eylül,1994) ile 419 DU (Şubat, 1996) arasında bulunmaktadır.



Şekil 3.2. Ocak 1994- Ekim 2001 periyodunda ozonsondeden elde edilen toplam ozonun aylık ortalama değerleri.

Şekil 3.2, toplam ozon değişiminin doğal trendi içerisinde ilkbahar aylarında arttığını, sonbahar aylarında ise azaldığını belirgin bir şekilde göstermektedir. Bu değişimi destekleyen mevsimsel davranışlar Tablo 3.1'de verilmiştir. İlkbahar mevsimini kış, yaz ve sonbahara ait ortalama değerler izlemektedir. Varotsos (1995), Godin vd. (2000) tarafından da ortalama olarak ozonun ilkbaharda en yüksek seviyeye ulaştığı belirtilmiştir. Ayrıca Ankara'da 2001 yılında yaz mevsimine ait ortalama toplam ozonun, diğer mevsimlere nazaran daha yüksek değerde olduğu, 1997 ve 2000 yıllarında ise toplam ozonun ilkbahar ve yaz değerlerinin birbirine çok yakın olduğu görülmektedir. Ancak orta enlemlerde yapılan ölçümlerde ilkbahar-yaz ve sonbahar-kış değişimi yukarı enlemlere göre daha düşük değerlerde bulunmaktadır.

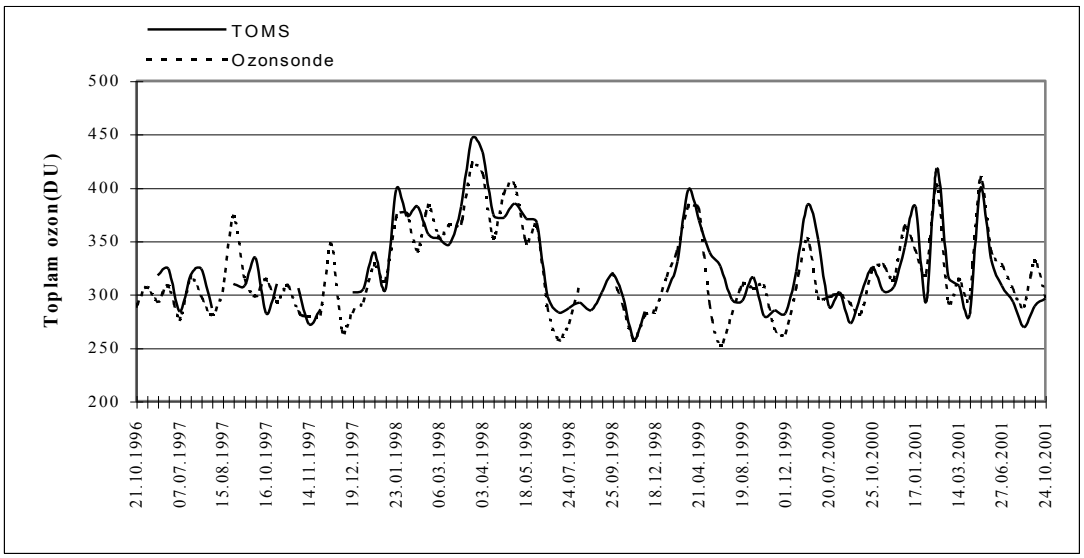
Tablo 3.1. Ozonsonde toplam ozon (DU) değerlerinin mevsimlere göre değişimi (Parantez içindeki değerler veri sayısını vermektedir).

	1994	1995	1996	1997	1998	1999	2000	2001	Ortalama
Sonbahar	260.6	292.9	288.2	296.1	288.0	293.3	304.9	338.8	295.4 (33)
İlkbahar	341.9	334.5	345.6	306.6	379.7	350.3	296.9	339.6	336.9 (42)
Yaz	305.7	300.2	-	305.9	282.8	280.7	297.3	342.4	302.1 (29)
Kış	320.4	285.9	343.9	-	342.4	285.4	333.7	321.8	319.1 (39)
Ortalama	307.2	303.4	325.9	302.9	323.2	302.4	308.2	335.6	-

Toplam ozonun ölçümlerinde kullanılan tekniklere ait farklı kalibrasyonlar ozon verisinin kalitesini etkileyebilmektedir. Bu nedenle toplam ozondaki değişimlerin

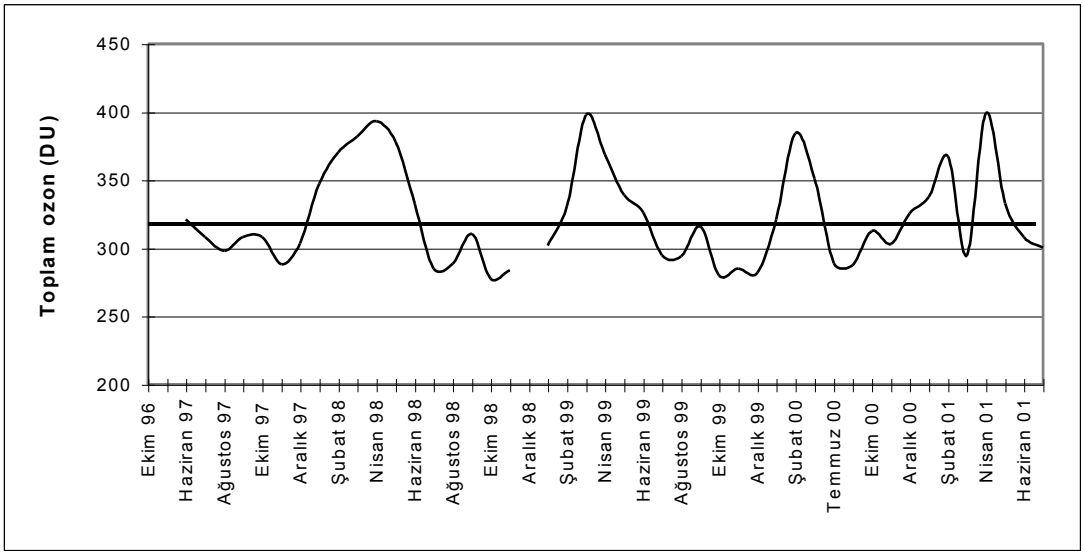
belirlenmesinde aynı istasyon için farklı ölçüm yöntemleri kullanılmakta ve karşılaştırılmaktadır.

Bu çalışmada göz önüne alınan ozonsonde ölçümlerine ait günlerde uydu geçişleri ile elde edilen TOMS1 verileri aynı yöntemle incelenmiştir. Şekil 3.3'de TOMS1 ve ozonsonde verileri karşılaştırılmıştır. 21.10.1996-22.10.2001 periyodundaki TOMS1 verilerine göre Ankara için ortalama toplam ozon değeri 321 DU ve standart sapması ±39DU'dir. Bu süre içinde toplam ozonun maksimum değeri 27.3.1998 tarihinde 446 DU, minimum değeri ise 30.10.1998 tarihinde 258 DU olarak ölçülmüştür.



Şekil 3.3. TOMS1 ve ozonsonde değerlerinin karşılaştırılması.

Her iki veri grubu da özellikle 1998 yılında toplam ozon değerlerinin diğer yıllara göre daha yüksek olduğunu işaret etmektedir. Şekil 3.3 den TOMS1 toplam ozon ile ozonsonde toplam ozon değerleri arasında uyumlu bir değişim olduğu açıkça görülmektedir. Her iki ölçüm yöntemi arasındaki ortalama fark 23 DU olup bunun karesel ortalama hata değeri ise 18 DU'dir. Göz önüne alınan dönem içerisinde TOMS1 değerleri ozonsonde değerlerinden ortalama % 6 kadar daha yüksektir. Bu sonuç orta enlemlerde çeşitli istasyonlarda elde edilen sonuçlar ile de uyumluluk göstermektedir (Andrews, 2000).



Şekil 3.4. TOMS1 toplam ozon değerlerinin aylık değişimi

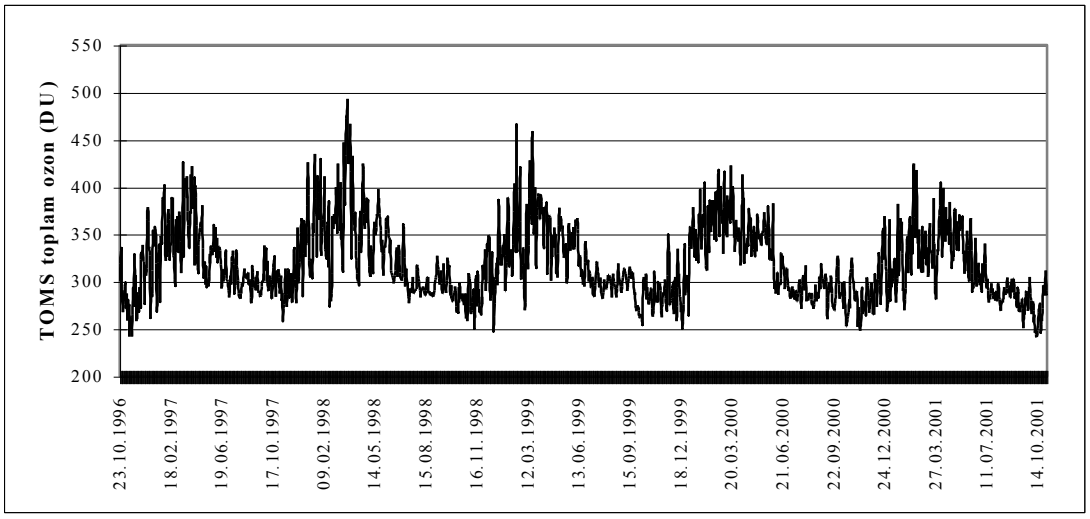
TOMS1 toplam ozon değerlerinin aylık değişimi Şekil 3.4 de mevsimsel ve yıllık değişimi de Tablo 3.2 ile verilmiştir. Toplam ozonun aylık ortalama değerleri 277 DU (Ekim) ve 399 DU (Nisan) arasında değişmektedir. Tablo 3.2 TOMS1 değerlerinin de ozonsonde değerlerinde olduğu gibi 1998 ve 2001 yıllarında daha yüksek toplam ozon değerlerinin meydana geldiğini göstermektedir. TOMS1 ölçümleri ile bulunan mevsimlik sıralamaya göre de toplam ozon değeri en yüksek ilkbahar mevsiminde oluşmakta iken bunu kış, yaz ve sonbahara ait değerler izlemektedir.

Tablo 3.2. 21.10.1996-24.10.2000 periyodunda TOMS1 toplam ozon verilerinin mevsimlik ortalama değerleri (DU).

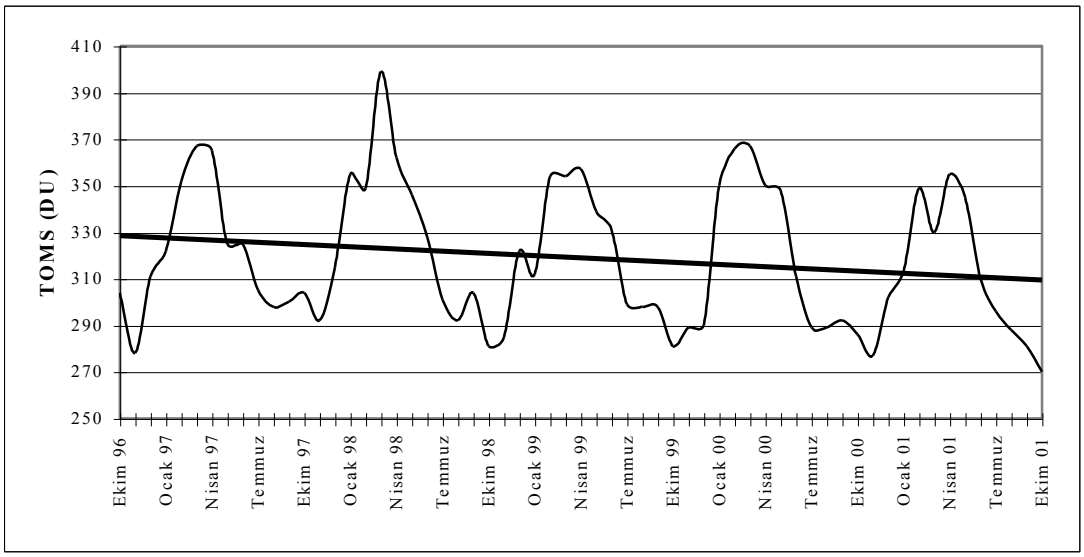
	1996	1997	1998	1999	2000	2001	Ortalama
Sonbahar	280	302	292	294	300.6	-	293.7 (22)
İlkbahar		-	385	369	351	330.3	358.7 (17)
Yaz		305	302	305	289	300.5	300.2 (21)
Kış		303.5	358.8	305	339	352.5	331.8 (20)
Ortalama	280	303.4	334.4	318.1	319.9	327.7	-

Türkiye üzerindeki toplam ozon trendinin belirlenmesinde ayda 2-4 kez yapılan ozonsonde ölçümleri yetersiz kaldığı için sonuçlardaki belirsizlikleri artırabilecektir. Bu nedenle bu çalışmada trend değerlendirmesi için her güne ait toplam ozon değerlerinin bulunduğu Ekim 1996-Ekim 2001 dönemindeki TOMS2 verileri kullanılmıştır. TOMS2 verilerinin günlük değişimi Şekil3.4'de

sunulmaktadır. Toplam ozon değerleri 1998 ve 1999 yılının ilkbahar aylarında en yüksek seviyeye ulaşmıştır. Bu şekilden de toplam ozonda bir azalma trendinin olduğu anlaşılmaktadır. Özellikle 2001 sonbaharında ozon değerleri düşmüştür. Günlük toplam ozon değerlerinden hesaplanan aylık ortalama toplam ozonun değişimi ise Şekil 3.5'de verilmiştir. Söz konusu dönemde 1692 güne ait toplam ozon verisi göz önüne alınmıştır. Yıllık ve mevsimlik ortalama değerlerin değişimi de Tablo 3.3 de gösterilmiştir.



Şekil 3.5. TOMS2 verilerine ait toplam ozonun günlük değişimi.



Şekil 3.6. Ekim 1996-Ekim 2001 dönemi aylık ortalama TOMS2 verisinin değişimi.

Şekil 3.6'da toplam ozonun ilkbahar aylarında maksimum, sonbaharda ise minimuma ulaşan periyodik bir dağılım gösterdiği açıktır. TOMS2 ye göre ozonun aylık

ortalama değerleri 277 DU (Ekim), 399 DU (Nisan) arasında değişmekte olup, ortalama değeri 319 DU, standart sapması ±30 DU dur. Tablo 3.3'de de mevsimlik ortalama toplam ozon değerleri maksimum ilkbaharda olmak üzere sırasıyla kış, yaz ve sonbahar şeklindedir. Bu veride de en yüksek ortalama toplam ozon değeri 1998 yılında meydana gelmiştir (328 DU). Bunu 1997 ve 2001 (323 DU) yılları izlemektedir. Göz önüne alınan ozonsonde, TOMS1 ve TOMS2 verilerinin hepsinde toplam ozonun maksimum değeri 1998 yılında meydana gelmiştir. Şekil 3.5 Ankara üzerindeki toplam ozonun Ekim 1996- Ekim 2001 dönemindeki değişimi negatif bir trend göstermektedir.

Trend denklemi,

$$\text{Ozon} = 0.316.\text{Ay} + 328.7$$

olarak elde edilmiştir. 61 ayda azalma oranı %5.7 olarak hesaplanmıştır.Bu durumda toplam ozondaki azalma yılda %1.1'dir. 10 yıldaki azalma ise % 11 olarak tahmin edilebilir.

Tablo 3.3. 21.10.1996-24.10.2000 periyodunda her güne ait TOMS2 toplam ozon verilerinin mevsimlik ortalama değerleri (DU).

	1996	1997	1998	1999	2000	2001	Ortalama
Sonbahar	284	298.4	289.9	289.4	285	275.2	286.9 (431)
İlkbahar		352.3	369.4	349.8	355.2	342.8	358.7 (432)
Yaz		309.2	306.6	309.2	296.2	297.4	300.2 (427)
Kış	331	330.4	346.6	317.5	338.4	330.2	331.8 (402)
Ortalama	297.5	322.6	328.1	316.5	318.7	322.7	-

Diğer enlemlere ait örneklere bakıldığında örneğin orta enlemlerde yer alan İsviçre (47^o N) için TOMS verilerinin Ocak ayı ortalaması 335 DU, Nisan ayı ortalaması 375 DU, Temmuz ayı ortalaması 320 DU ve Ekim ayı ortalaması 280 DU olarak verilmiştir (Rowland, 1991). Ankara için 1994-2001 dönemi ozonsondeye ait toplam ozonun aylık ortalama değerleri 250-419 DU , 1996-2001 dönemi TOMS2 verileri 277-399 DU arasında değişirken Ankara ile yaklaşık 1º enlem farkı bulunan Atina (38^o N) için (1979-1994) dönemindeki

TOMS verilerinin değişim aralığı 270-420 DU dur (Cracknell and Varotsos, 1995).

Yapılan çalışmalarda orta enlemlerde de toplam ozonda bir azalma trendi belirlenmiştir. TOMS verilerinin (1979-1990) dönemine göre 45^{o} N için 10 yıldaki azalma ortalama % 4.8 olarak hesaplanmıştır (Rowland, 1991). Selanik (40^{o} N) için ise (1982-1988) dönemindeki azalma yılda % 0.5 olarak ileri sürülmüştür (Cracknell ve Varotsos, 1995). Ankara için 1996-2001 dönemi için elde edilen yılda %1.1 azalma, Selanik için hesaplananın iki katıdır. Bu fark, ölçüm dönemlerinin farklı olmasıyla açıklanabilir. Ankara için göz önüne alınan dönemde toplam ozonun oldukça yüksek olduğu 1998 ve 1999 yılına ait değerler trendin eğimini artırmaktadır.

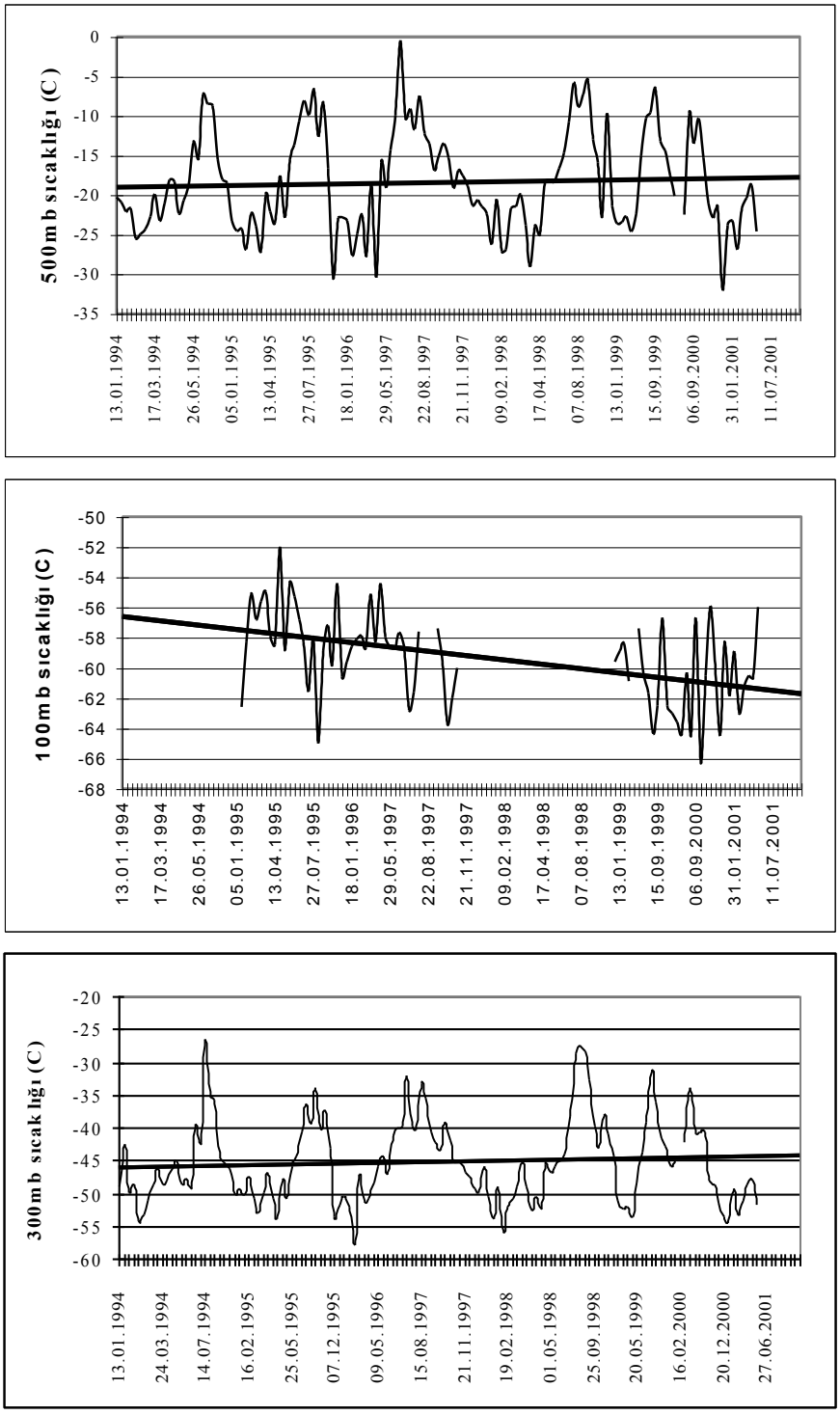
3.3. Toplam Ozonun Yukarı Seviye Meteorolojik Parametreler ile İlişkisi

Son yıllarda stratosferik ozonda meydana gelen değişimlerin araştırıldığı çalışmalar, yoğun bir şekilde toplam ozon değişimi ile orta ve yukarı troposferin meteorolojik parametreleri arasındaki ilişkilere odaklanmaktadır. Bunun temel sebebi yukarı stratosferde ozonun fotokimyasal kontrol altında iken aşağı stratosferde dinamik etki altında bulunmasıdır. Ozon karışma oranının troposferin ve aşağı stratosferin termal ve dinamik yapısı ile olan bağlantıları hakkında çeşitli araştırmalar bulunmaktadır (Normand, 1953; Varotsos vd., 1992b; Barsby ve Diab, 1995). Özellikle kutup bölgelerinde aşağı stratosferik sıcaklıklar ve toplam ozon arasındaki kuvvetli pozitif korelasyonların varlığı uzun zamandan beri bilinmektedir. Stratosferik sıcaklıklar ve toplam ozon arasındaki ilişkilerin sistematik olarak analizi 1960'lı yıllara kadar dayanmaktadır (Godson, 1960). Son on yılda ise yüksek enlemlerde toplam ozon seviyesinin özellikle aşağı stratosferin termal ve dinamik yapısı ile ilgili olduğuna dair toplam ozon değerleri ile stratosferik sıcaklıklar arasında önemli ilişkiler elde edilmiştir. Kuzey Yarımküre Kutup bölgesinde 100 mb basınç seviyesindeki ortalama sıcaklıktan 1^{o}C lik sapmanın 5-6 matm-cm lik ozon sapmasına yol açtığı ileri sürülmüştür (Bojkov, 1988, Stolarski vd., 1986; Varotsos vd., 1992; Barsby ve Diab, 1995).

Bu çalışmada troposfer ve aşağı stratosferin termik ve dinamik yapısı ile toplam ozon değerleri arasında ilişkileri belirlemek üzere ozonsonde ve TOMS verilerinin yukarı seviye radyosonde verilerinden elde edilen standart basınç seviyelerine ait yükseklik ve sıcaklık değerlerinin ilişkileri araştırılmıştır. 13.01.1994–24.10.2001 periyodundaki ozonsonde ölçümlerinin yapıldığı günlere ait 100 mb, 300 mb ve 500 mb basınç seviyelerinde sıcaklık değişimleri Şekil 3.7'de gösterilmiştir. Ankara'ya ait bu veri setinde sadece 100 mb. basınç seviyesinde önemli eksikler bulunmaktadır. Ancak bu eksikliğe rağmen söz konusu seviyedeki sıcaklıklarda belirgin bir azalan trend açıkça görülmektedir (Şekil 3.7b). 300 mb ve 500 mb basınç seviyelerine ait sıcaklıklarda ise hafif bir artış söz konusudur. Bu sonuç Randel ve Cobb (1994) tarafından orta enlemlerde 50-150 mb seviyeleri arasındaki ortalama sıcaklıkların kış-ilkbahar döneminde azaldığı yolundaki bulgularıyla da uyumludur. WMO (1994), uzun dönem radyosonde ve uydu verileri ile bulunan aşağı stratosfer sıcaklıklarındaki soğuma trendinin yaklaşık 0.3-0.4ºC/10 yıl olduğunu göstermiştir. Miller vd. (1992) ise benzer şekilde aşağı stratosferdeki negatif sıcaklık trendinin ozon seviyesinde azalmaya neden olduğunu göstermiştir. Ancak Randel ve Cobb, (1994) bu durumun QBO ve ENSO etkileriyle bozulabildiğini ileri sürmektedir.

Ozonsonde ölçümünden elde edilen toplam ozon değerleri ile standart basınç seviyelerine ait sıcaklık (T), jeopotansiyel yükseklikler (H) ve bazı kalınlık (K) değerleri arasında hesaplanan korelasyon katsayıları, veri sayıları ve anlamlılık dereceleri Tablo 3.4 de verilmiştir. Bu tabloda verilen korelasyon katsayıları ve anlamlılık dereceleri için iki aşamalı Pearson korelasyon yöntemi kullanılmıştır.

Bu konuda yapılan çalışmalarda tropik dışı enlemlerde toplam ozon ile troposferik ve aşağı stratosfer sıcaklıkları arasında negatif korelasyon, daha yukarı seviyelerde ise pozitif korelasyonlar saptanmıştır (Bojkov. 1988; Vogel vd., 1995).



Şekil 3.7. Ozonsonde gözlemleri esnasında 500mb (a), 100mb (b) ve 300mb (c) seviyesinin sıcaklığının değişimi

Ankara ozonsonde ölçümleri ile de benzer bulgular elde edilmiştir. Toplam ozon ve 100 mb basınç seviyesi sıcaklığı arasında ve 850 ile 700 mb basınç seviyesi arasında pozitif bir ilişki, diğer seviye sıcaklıkları, standart basınç seviyelerinin yüksekliği ve kalınlıklar arasında ise negatif korelasyonlar

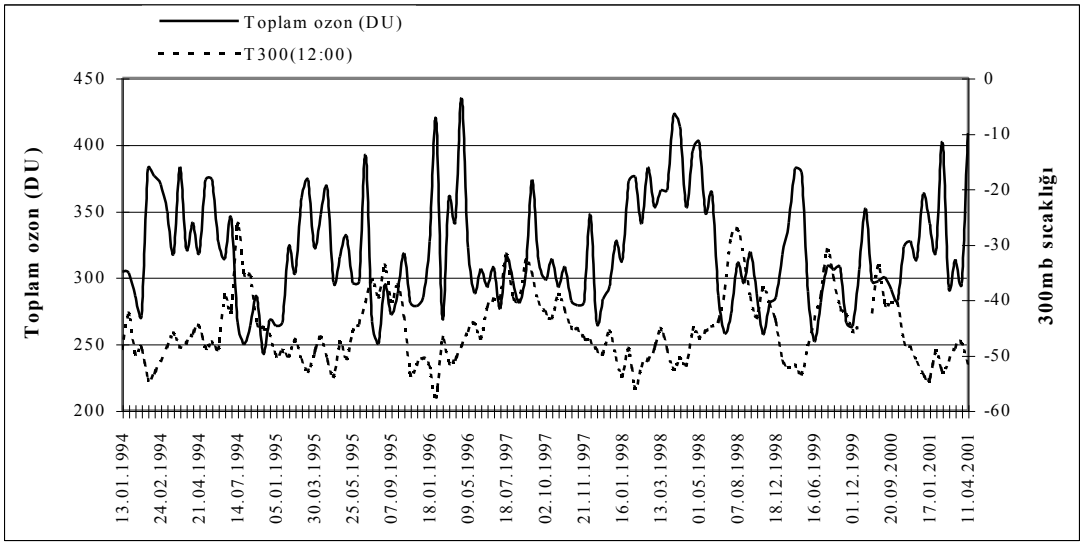
bulunmuştur. Toplam ozon değeri ile 300mb sıcaklığı arasında çok yüksek olmayan ancak anlamlı bir ilişki bulunmuştur (korelasyon katsayısı 0.47'dir). Yine benzer şekilde toplam ozon ile H_{300} ,T_{500} ve 300 mb ve 500 mb kalınlık değerleri arasında ilişki belirlenmiştir (korelasyon katsayısı 0.45). Toplam ozon ile H_{700} ve $K_{700\text{-}850}$ arasındaki ilişkiler ise son derece zayıftır.

Bojkov, Churchill (59 ^{o}N) için Dobson spektrofotometresi ölçümlerini kullanarak, toplam ozon ile 100 mb seviye sıcaklıkları arasında benzer bir ilişki bulmuştur (0.65). 500 mb sıcaklıkları ile toplam ozon arasındaki korelasyon için katsayısı ise –0.52'dir. Göz önüne alınan periyotta toplam ozon ile 300 mb basınç seviyesi sıcaklıklarının değişimi Şekil 3.8 de verilmektedir. Şekilde iki parametre arasında ters bir ilişki olduğu açıkça görülmektedir.

Tablo 3.4. Ozonsonde değerleri ile yukarı seviye meteorolojik parametreleri arasındaki korelasyon katsayıları ve anlamlılık değerleri.

Parametre	R	N	P
O-H_{100}	-0.35	73	0.00**
O-H_{300}	-0.45	132	0.00**
O-H_{500}	-0.44	133	0.00**
O-H_{700}	-0.04	133	0.66
O-H_{850}	-0.28	133	0.00**
O-T_{100}	+0.17	73	0.16
O-T_{300}	-0.47	132	0.00**
O-T_{500}	-0.45	132	0.00**
O-T_{700}	-0.40	132	0.00**
O-T_{850}	-0.31	132	0.00**
O-$K_{100\text{-}300}$	-0.12	73	0.31
O-$K_{100\text{-}500}$	-0.25	73	0.04*
O-$K_{100\text{-}700}$	-0.33	73	0.00**
O-$K_{100\text{-}850}$	-0.32	73	0.01**
O-$K_{300\text{-}500}$	-0.45	132	0.00**
O-$K_{300\text{-}700}$	-0.34	132	0.00**
O-$K_{300\text{-}850}$	-0.43	132	0.00**
O-$K_{500\text{-}700}$	-0.20	133	0.02*
O-$K_{500\text{-}850}$	-0.41	133	0.00*
O-$K_{700\text{-}850}$	+0.01	133	0.89

(**) Korelasyon 0.01 seviyesinde, (*) Korelasyon 0.05 seviyesinde anlamlıdır.



Şekil 3.8. Ozonsonde verileri ile 300 mb basınç seviyesi sıcaklık değerlerinin değişimi.

Ozonsonde verilerine yapılan yukarı seviye meteorolojik parametreler arasındaki ilişkiler mevcut TOMS1 verileri için de araştırılmıştır. Bu ilişkilerin derecesini gösteren korelasyon katsayıları ve diğer bilgiler Tablo 3.5 de verilmiştir. TOMS1 verilerine göre ozonsonde verilerinde olduğu gibi toplam ozon ile T_{100} ve $K_{700\text{-}850}$ arasında pozitif ilişki elde edilmiştir. Toplam ozonun diğer parametrelerle olan ilişkisi de pozitif olmakla beraber bu ilişkiler son derece zayıftır. Burada en yüksek ilişki katsayısı 0.60 ile toplam ozon ve H_{300} arasında elde edilmiştir. H_{500}, H_{700}, ve T_{700} ile olan ilişkiler ozonsonde verisine göre daha yüksektir. TOMS1 verilerine göre hesaplanan korelasyon katsayılarına göre en yüksek korelasyon katsayısı toplam ozon değeri ile H_{300} arasında 0.60 ve T_{700} arasında ise 0.58 olarak hesaplanmıştır.

TOMS verisi ile yukarı seviye meteorolojik parametreleri arasındaki korelasyon katsayıları ozonsonde verisine kıyasla daha yüksektir. Göz önüne alınan dönemde TOMS verisi ile 300 mb seviyesinin jeopotansiyel yüksekliklerinin değişimi Şekil 3.9'da verilmiştir.

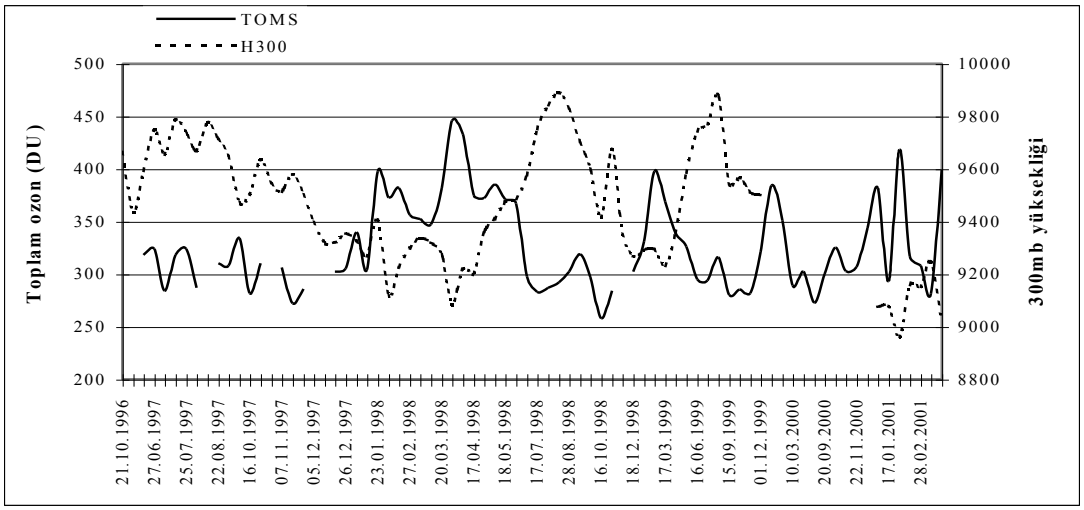
Tablo 3.5. TOMS1 değerleri ile yukarı seviye meteorolojik parametreler arasındaki korelasyon katsayıları ve anlamlılık değerleri.

Parametre	R	N	P
TO-H_{100}	-0.30	30	0.04*
TO-H_{300}	-0.60	61	0.00**
TO-H_{500}	-0.58	61	0.00**
TO-H_{700}	-0.59	61	0.77
TO-H_{850}	-0.31	61	0.01**
TO-T_{100}	+0.04	40	0.81
TO-T_{300}	-0.56	71	0.00**
TO-T_{500}	-0.57	71	0.00**
TO-T_{700}	-0.58	71	0.00**
TO-T_{850}	-0.48	71	0.00**
TO-$K_{100\text{-}300}$	-0.03	40	0.85
TO-$K_{100\text{-}500}$	-0.19	40	0.25
TO-$K_{100\text{-}700}$	-0.35	40	0.03*
TO-$K_{100\text{-}850}$	-0.29	40	0.06
TO-$K_{300\text{-}500}$	-0.53	72	0.000**
TO-$K_{300\text{-}700}$	-0.44	72	0.000**
TO-$K_{300\text{-}850}$	-0.53	72	0.000**
TO-$K_{500\text{-}700}$	-0.29	72	0.013*
TO-$K_{500\text{-}850}$	-0.53	72	0.000**
TO-$K_{700\text{-}850}$	+0.08	72	0.504

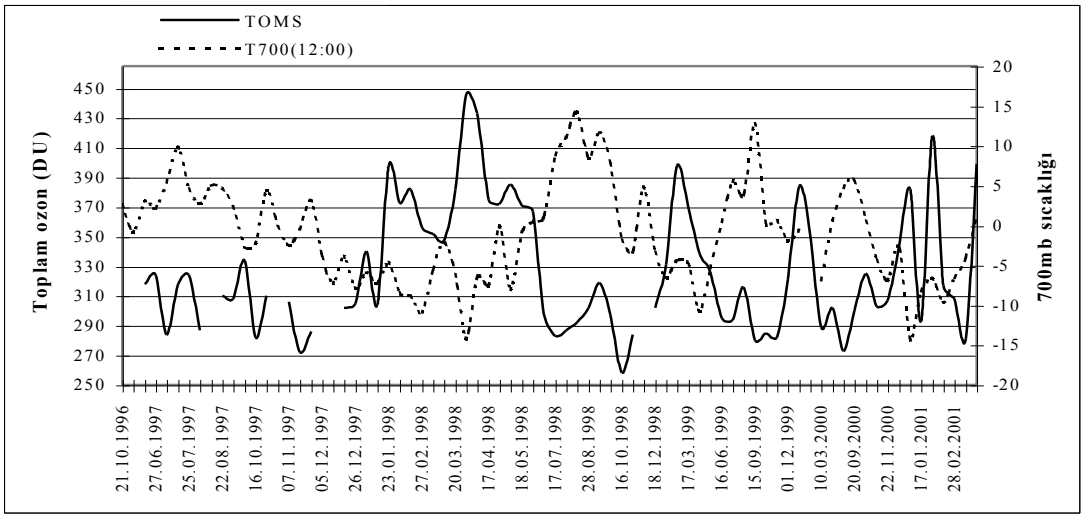
(**) Korelasyon 0.01 seviyesinde, (*) korelasyon 0.05 seviyesinde anlamlıdır.

700mb sıcaklık değerleri ile toplam ozon değerleri arasındaki en yüksek ilişkiler TOMS1 verisi için elde edilmiştir. TOMS1 verisi ile T_{700} değişimleri Şekil 3.10'da gösterilmiştir. 300 mb yüksekliği ile 700 mb sıcaklığının değişimi toplam ozon ile ters yöndedir. Biri artarken diğeri azalmaktadır. Troposferde sıcaklığın artışı ozonu azaltıcı yönde etkilemektedir. Toplam ozonun artışının önemli bir sebebi de sübsidans yani çökmedir. Çevresine göre daha soğuk olan havanın çökme hareketi toplam ozonun artışına neden olmaktadır. Dolayısıyla sıcaklık azaldığında toplam ozonun değeri artmakta, yükselme hareketi olduğunda ise toplam ozon azalmaktadır

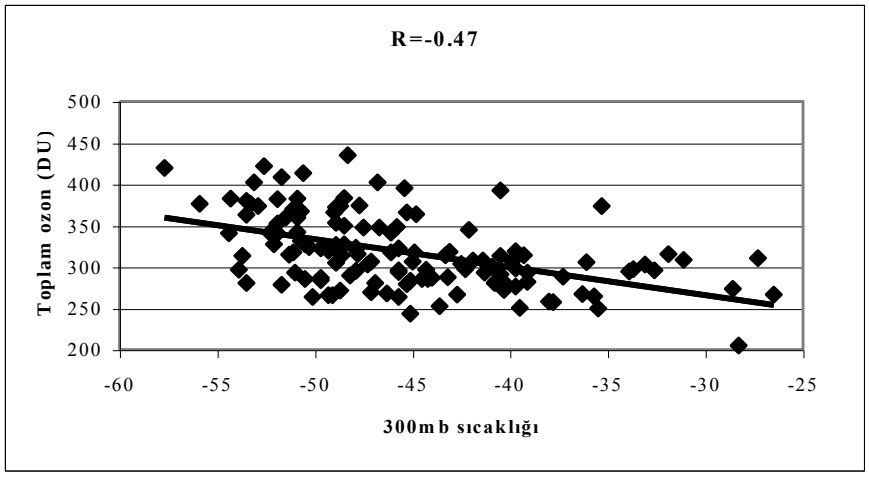
Ozonsonde ve TOMS1 verilerine karşı Tablo 3.4 ve 3.5 de belirtilen yukarı seviye parametreleri ile ilgili olarak saçılma grafikleri çizilmiştir. Burada her iki veri grubu için korelasyon katsayısının yüksek olduğu ilk üç parametrenin saçılma diyagramları sırasıyla Şekil 3.9 ve Şekil 3.10'da verilmektedir.



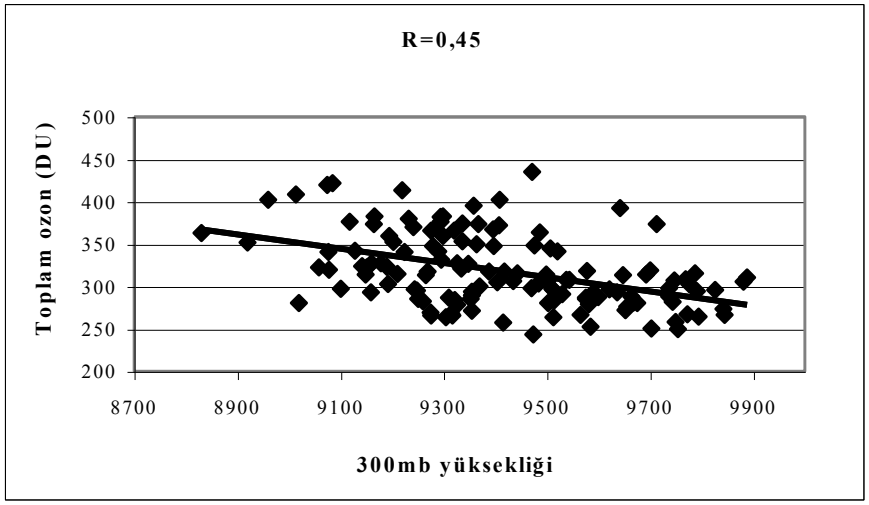
Şekil 3.9. 21.10.1996 –24.10.2001 döneminde TOMS verisi ile 300 mb basınç yüksekliğinin değişimi.



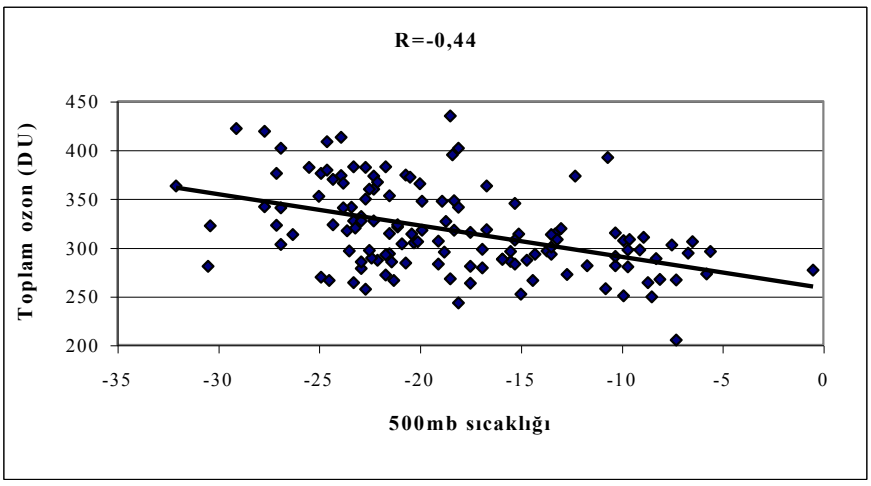
Şekil 3.10. TOMS1 verileri ile 700 mb sıcaklıklarının değişimi



(a)

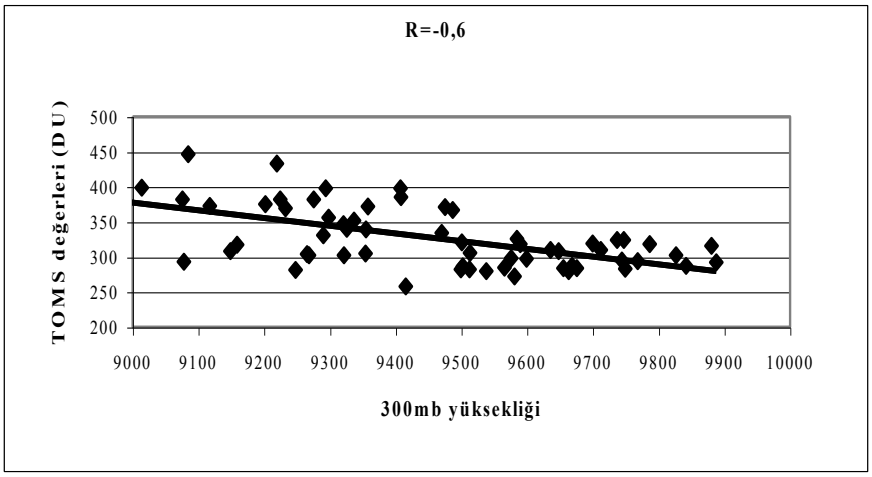


(b)

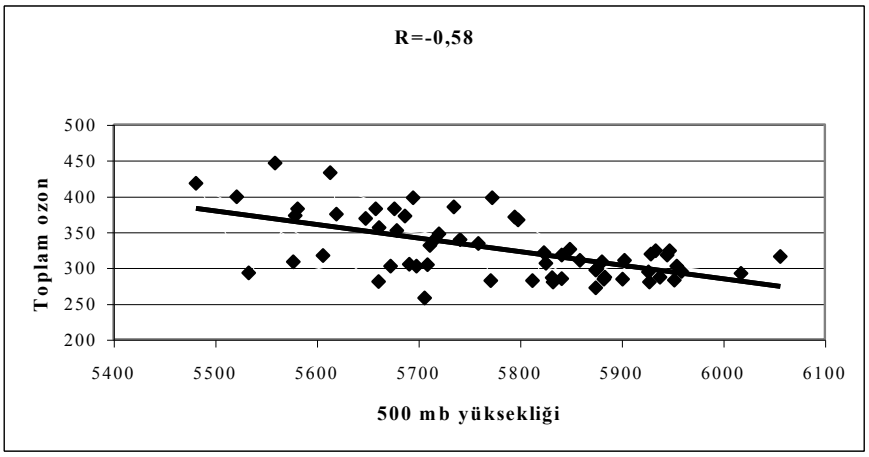


(c)

Şekil 3.11. Ozonsondeye ait toplam ozon değerleri ile en yüksek ilişkinin belirlendiği 300 mb sıcaklığı (a) ve yüksekliği (b) ile 500 mb sıcaklığı (c)arasındaki saçılma grafikleri.



(a)



(b)

Şekil 3.12. TOMS verisinden elde edilen 21.10.1996 –24.10.2001 dönemdeki toplam ozon değerleri ile en yüksek ilişkinin belirlendiği 300 mb yüksekliği (a), 500 mb yüksekliği (b) arasındaki saçılma grafikleri.

3.4. Toplam Ozonun Tahmini İçin Çoklu Lineer Regresyon Denklemi

Çalışmada Ankara için toplam ozon tahmini yapmak amacıyla meteorolojik parametreler olarak standart basınç seviyelerine ait sıcaklık (T), jeopotansiyel yükseklik (H), kalınlık değerleri (K) ile bir gün önceki sıcaklık (T') değerleri göz önüne alınmıştır. Ozonsonde ve TOMS dan elde edilen toplam ozon değerlerinin her ikisine de uygulanan istatistiksel yöntem için göz önüne alınan parametreler ortalama ve standart sapma değerleri Tablo 3.6 da verilmiştir. SPSS istatistik programı kullanılarak oluşturulan modellerde çeşitli basınç seviyelerine ait sıcaklık, bir gün önceki sıcaklık, yükseklik ve kalınlık değerleri kullanılmıştır.

Tablo 3.6. Toplam ozon tahminine yönelik çoklu regresyon denkleminin kurulmasında göz önüne alınan bağımlı ve bağımsız değişkenler.

Değişkenler	Ortalama	Standart sapma
Ozon	319	43.4
TOMS	325	39
T_{300}	-44.7	6.5
T_{500}	-17.7	6.4
T_{700}	-1.3	6.3
T'_{300}	-43.4	13.1
T'_{500}	-17.9	6.5
T'_{700}	-1.6	6.8
H_{300}	9430	243.2
H_{500}	5760	139
H_{700}	3007	45
H_{850}	1509	341
$K_{300-500}$	3669	107
$K_{300-850}$	7916	224
$K_{500-700}$	2752	314
$K_{500-850}$	4246	120

SPSS programında backward yöntemiyle yapılan lineer regresyon analizinde ozonsonde verilerinin 300 mb sıcaklığı (T_{300}) ve 850 mb yüksekliği (H_{850}) ile ilişkisi 0.01 anlamlılık düzeyindedir. ozonsonde verilerine göre ozon kalınlığını tahmin etmek için;

$$\text{Ozon kalınlığı} = 466 - 2.91\ T_{300} - 0.19\ H_{850}$$

bir çoklu regresyon denklemi önerilmiştir. Bu modelde çoklu korelasyon katsayısı 0.51, tahminin standart hatası ise 37 DU' dir.

TOMS verileri için de aynı bağımsız değişkenler uygulandığında 0.01 anlamlılıkta çoklu regresyon denkleminin dört bağımsız değişkenle oluştuğu bulunmuştur. Bunlar, 700 mb sıcaklığı (T_{700}), bir gün önceki 500 mb sıcaklığı (T'_{500}), 500 mb yüksekliği (H_{500}) ve 850 mb ile 500 mb arasındaki kalınlık ($K_{850-500}$) değeridir.

Elde edilen çoklu regresyon denklemi;

$$\text{Ozon kalınlığı} = -601.8 - 5.2\,T_{700} - 4.3\,T'_{500} - 0.3\,H_{500} + 0.7\,K_{850\text{-}500}$$

şeklindedir. Bu eşitlikte çoklu korelasyon katsayısı 0.68, tahminin standart hatası ise 32 DU dur.

Her iki ifadeden de anlaşılacağı gibi toplam ozon, orta ve yukarı troposferin meteorolojik parametrelerine bağlı olarak hesaplanabilmektedir. Ozonun maksimum değerinin stratosferde bulunmasına karşın stratosfer ve troposfer arasındaki termik ve dinamik etkiler nedeniyle ozonun taşınımı söz konusu olacağı ve dolayısıyla toplam ozondaki değişimlerin troposfer parametreleriyle ilişkili olacağı açıktır. Ancak her iki ozon verisi için bir değerlendirme yapıldığında TOMS değerlerine göre elde edilen modelin korelasyon katsayısı ve tahminin standart hatası daha yüksek, ozonsonde verileri ile elde edilen modeldekiler ise daha düşük değerde kalmaktadır.

3.5. Toplam Ozonun Sinoptik Paternlerle Değişimi

Toplam ozonda meydana gelen değişim genel sirkülasyonun yanı sıra sinoptik paternlerden de etkilenebilmektedir. Örneğin yer yüzeyindeki bir alçak basınç sistemi gerisinde toplam ozon değerinde pozitif bir değişimin olduğu saptanmıştır (Barsby ve Diab, 1995; Varotsos, 1999). Yukarı seviye olukları ile birlikte olan çökme hareketi ozonun artışına, tersine olarak yukarı seviye sırtlarındaki yükselme hareketi ozonun azalmasına neden olmaktadır. Düşey hareketler ve yatay adveksiyon yukarı seviye oluklarında toplam ozonda pozitif yönde bir değişime yukarı seviye sırtlarında ise negatif yönde bir değişime yol açmaktadır. Sonuç olarak pozitif sapmalar alçak basınç merkezini takiben yukarı seviyelerde oluşan oluk civarında, negatif sapmalar ise yüksek basınç merkezini takiben yukarı seviyelerde oluşan sırt alanları civarında yer almaktadır (Barsby ve Diab, 1995).

Troposferdeki konverjans ve diverjans bölgelerinin iyi bir şekilde tanımlayan potansiyel vortisiti değeri, ozonun değişiminin olduğu bölgelerin belirlenmesinde önemli parametre olarak ileri sürülmektedir. Potansiyel vortisiti $-(\xi + f)\,(\partial\theta/\partial P)$ bağıntısı ile ifade edilmektedir. Burada ξ, bağıl vortisiti terimi; f, Coriolis parametresi; θ, potansiyel sıcaklık ve P basınç değeridir. Buna göre alçak basınç merkezleri civarındaki potansiyel vortisiti değerleri çevresine göre daha yüksek

değerde bulunur. Bunun yanı sıra stratosfer ve troposfer arasındaki alışveriş, potansiyel vortisitinin en yüksek olduğu değerlere karşı gelir (Barsby ve Diab, 1995). Dolayısıyla bu bölgelerde stratosfer ve troposfer arasındaki taşınımdan dolayı toplam ozonda pozitif sapmalar beklenmelidir. Ancak yüksek basınç merkezlerinde meydana gelen düşük potansiyel vortisitiye karşılık toplam ozonda negatif sapma görülmemektedir. Bazı durumlarda ozon miktarında değişim meydana gelmemektedir. Böylece yüksek basınç merkezinin bulunduğu bölgelerde potansiyel vortisiti ile toplam ozon arasındaki ilişki daha zayıftır.

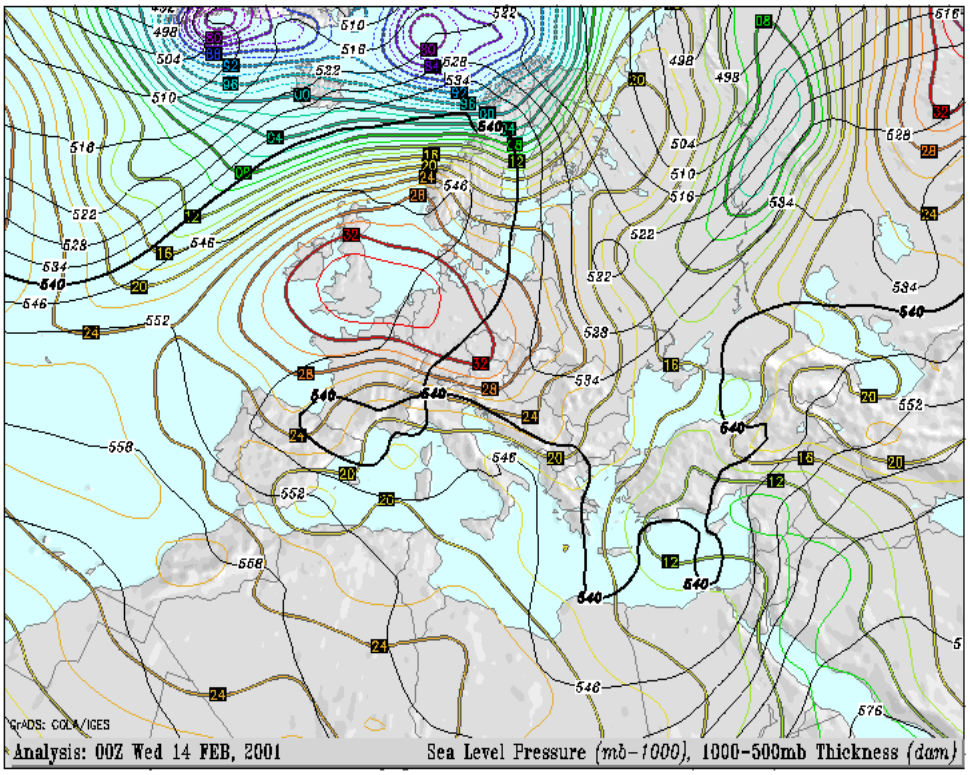
Bu çalışmada toplam ozondaki değişimin sinoptik paternlerle ilişkisini ortaya koymak için Ankara üzerinde yüksek toplam ozonun meydana geldiği 14.02.2001 ve 11.04.2001 günlerinde ait 00 GMT yer eşbasıncı ve 1000-500 mb kalınlık değerleri ile 500 mb eş yükseklik ve mutlak vortisiti değerlerinin verildiği haritaları incelenmiştir (Medium Range Forecasts for Europe). 14.02.2001 tarihinde ozonsondeye ait toplam ozon değeri 402 DU (TOMS değeri 418 DU), 11.04.2001 tarihine ait ozonsonde değeri 409 DU (TOMS değeri 399) olarak ölçülmüştür. Ozonun yüksek olarak nitelendirildiği her iki değer de toplam ozonun ortalama değerinden yaklaşık 2σ kadar daha büyüktür (Vogel vd., 1995). Söz konusu günlere ait yer ve 500mb basınç seviyesi haritaları Sekil 3.13 ve Şekil 3.14 de verilmiştir.

14.02.2001 tarihinde yer haritasında Orta Anadolu bölgesi bir alçak basınç sisteminin gerisinde görülmektedir. Bu esnada 1000-500 mb kalınlığı 538 dam değerindedir. Ancak yukarı seviye 500 mb haritası incelendiğinde bölgenin oluk etkisinde kaldığı anlaşılmaktadır. 500 mb yüksekliği yaklaşık 550 dam değerindedir. Orta Anadolu üzerinde bir pozitif vortisiti alanı Şekil 3.13b'den görülmektedir.

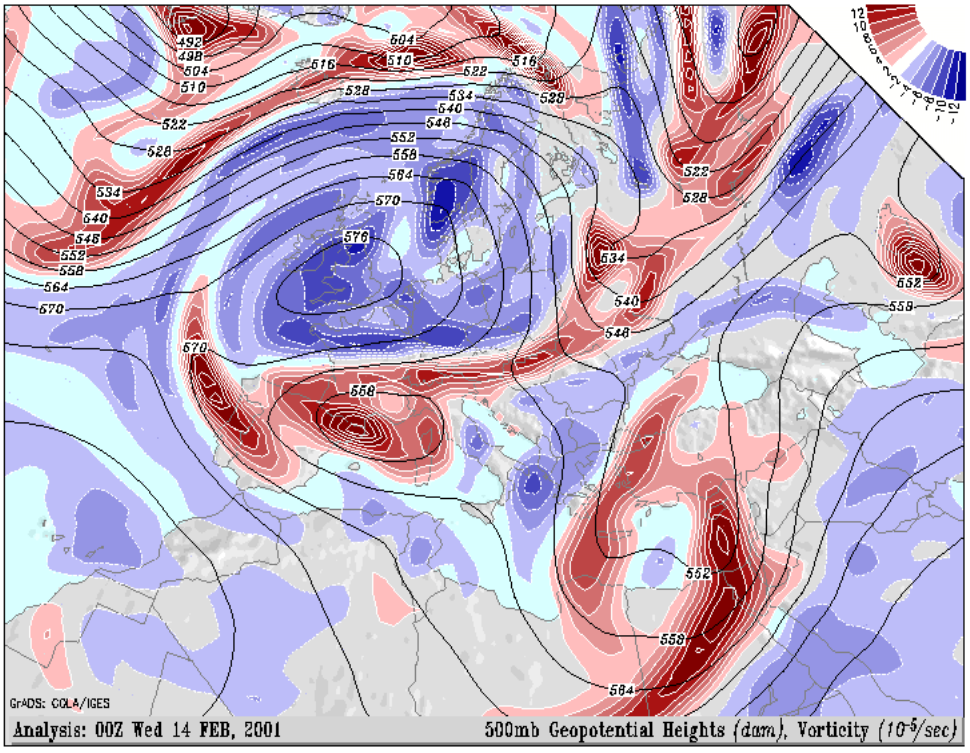
11.04.2002 tarihinde Türkiye, Ege ve Karadeniz'i içine alan bölgede yer seviyesinde merkezi basıncı 1008 mb olan bir alçak basınç sistemi etkisi altında kalmıştır. Bu esnada 1000-500 mb kalınlığı 546 dam dir. Bu alanda 500 mb seviyesinde eş yükseklik değeri 548 dam olan bir oluk bulunmaktadır. Ayrıca sözkonusu bölgenin pozitif vortisiti etkisi altında bulunduğu Şekil 3.14b'den açıkça anlaşılmaktadır.

Seçilen her iki günün sinoptik yapısı, özellikle Orta Anadolu'nun bir pozitif vortisiti alanı içinde bulunması troposfer ve stratosfer arasındaki taşınım için uygun koşulları

işaret etmektedir. Bu durumda yer seviyesindeki alçak basınç sistemi gerisinde toplam ozon değerlerinde bir artış beklentisi gerçekleşmektedir.

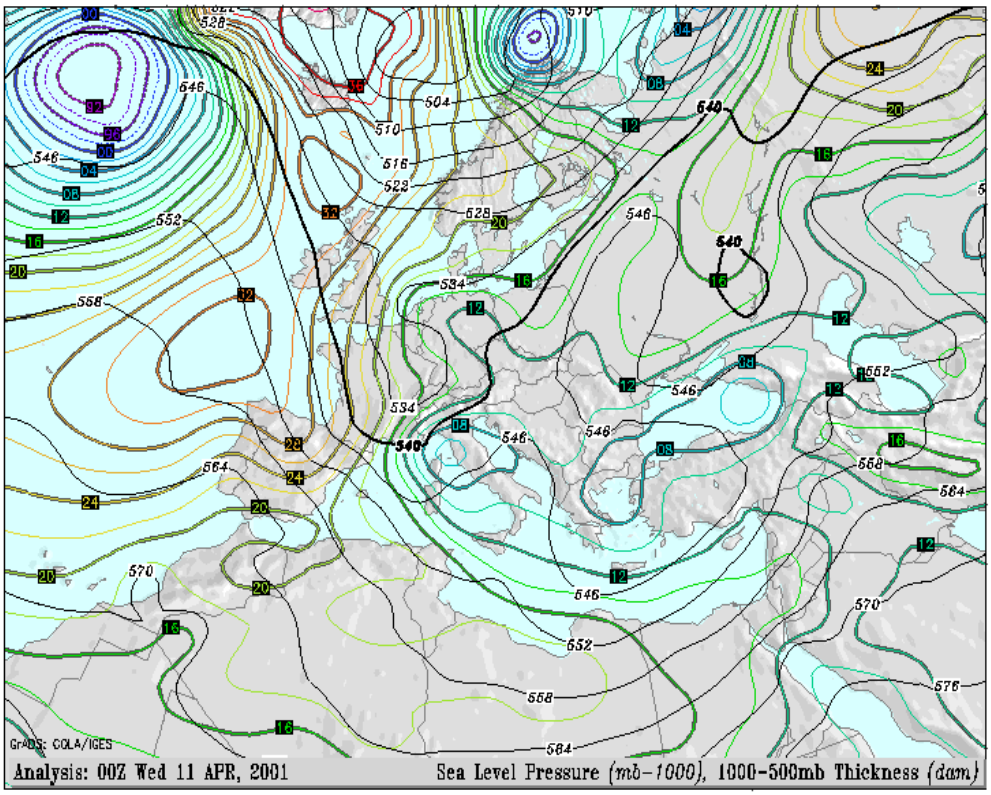


(a)

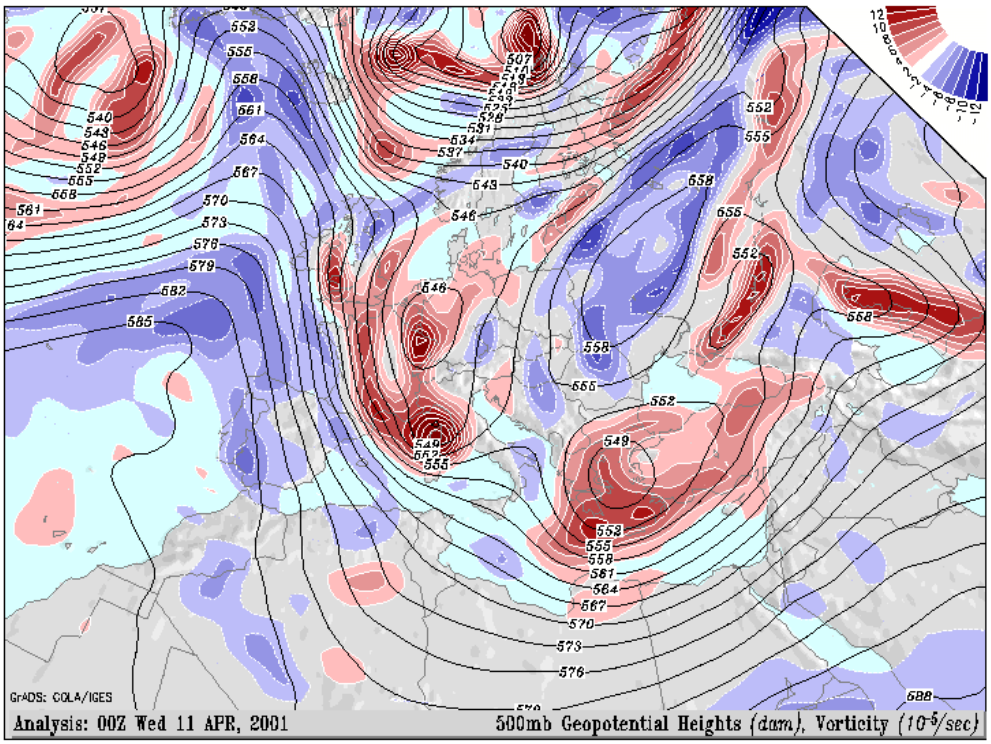


(b)

Şekil 3.13.14.02.2001 tarihine ait deniz seviyesi basıncı ile 1000-500mb basınç yüzeyi kalınlığı (a) ve 500mb jeopotansiyel yüksekliği ile vortisiti haritaları (b)



(a)



(b)

Şekil 3.14. 11.04.2001 tarihine ait deniz seviyesi basıncı ile 1000-500mb basınç yüzeyi kalınlığı (a) ve 500mb jeopotansiyel yüksekliği ile vortisiti haritaları (b)

Sonuç olarak ozon miktarının önemli bir kısmının aşağı stratosferde yer almasına rağmen troposferin termal ve dinamik yapısının toplam ozon miktarında değişimlere yol açtığı belirgin bir şekilde görülmektedir (Barsby ve Diab, 1995). Bu durum tropopozdaki kırılmalar ve katlanmaların stratosferik ozonun yukarı troposfere geçişine sebep olmasıyla da açıklanmaktadır.

4.SONUÇLAR

Stratosferik ozonun yer-atmosfer sisteminin radyatif dengesi ve yeryüzündeki yaşam üzerinde önemli bir rolü bulunmaktadır. Stratosferik ozon araştırmaları son 25 yılda daha çok Antarktika ve Arktik bölgeler üzerinde yoğunlaşmıştır. Bununla beraber son yıllarda orta enlemler üzerinde ozon araştırmalarına olan ilgi giderek artmaktadır. Orta enlemler içerisinde yer alan Türkiye için stratosferik ozon araştırmaları henüz başlangıç safhasındadır. Bu amaçla D. M. İ Genel Müdürlüğü tarafından başlatılan ozon ölçüm programı sadece Ankara (40°N 33°E)'da 1994 yılından itibaren ayda 2-4 kez olarak sürdürülen ozonsonde gözlemlerine dayanmaktadır.

Bu tez çalışmasında Ankara üzerinde 1994-2001 yılları arasında toplam ozon seviyelerinin değişimi ve bunların troposferde ölçülen meteorolojik parametreler ile termik-dinamik etkileşimleri araştırılmıştır. Ozonsonde ile ölçülen toplam ozon değerlerinin NASA tarafından yayınlanan TOMS verileri ile karşılaştırması yapılmıştır. Araştırma sonucunda aşağıdaki bulgular elde edilmiştir.

- Ocak 1994- Ekim 2001 periyodundaki ozonsonde toplam ozon ölçümlerinin ortalama değeri 320 DU, standart sapması ise ±43 DU'dir. Bu dönemde en düşük toplam ozon değeri 21.11.1994 tarihinde 243 DU olarak, en yüksek değer ise 25.07.2001 tarihinde 434 DU olarak ölçülmüştür. Aylık toplam ozon değerleri ise 250 – 419 DU arasında değişmektedir.

- TOMS ölçümlerinin Ekim 1996- Ekim 2001 periyodundaki ortalaması 319 DU, standart sapması ise ±39 DU'dir. Bu dönemde en düşük toplam ozon değeri 12.10.2001 tarihinde 241 DU olarak, en yüksek değer ise 24.03.1998 tarihinde 493 DU olarak ölçülmüştür. Aylık toplam ozon değerleri ise 275 – 369 DU arasında değişmektedir.

- Ozonsonde verilerinden elde edilen aylık ortalaması toplam ozon değerleri göz önüne alındığında toplam ozonun ilkbahar aylarında arttığı, sonbahar aylarında ise açık bir

şekilde azaldığı görülmektedir. İlkbahar mevsiminin ardından en yüksek toplam ozon değerleri, sırasıyla kış ve yaz mevsimlerinde meydana gelmiştir. Göz önüne alınan 8 yıl içerisinde en yüksek aylık ortalama değer 2001 yılında gözlenmiştir. Mevsimsel olarak ise en yüksek ortalama değer 1998 yılı kış ve 2001 yılı yaz mevsimlerinde gözlenmiştir. Diğer yıllarda gözlenen mevsimsel farklılıkların yanı sıra 1997 ve 2000 yıllarında mevsimsel toplam ozon değerlerinin hemen hemen aynı kaldığı görülmüştür.

- TOMS verilerinin aylık ortalaması alınarak oluşturulan trend göz önüne alındığında toplam ozonun ilkbahar aylarında en yüksek değerine ulaştığı, sonbahar aylarında ise en düşük miktarda olduğu görülmektedir. Ozonsonde ölçümlerinde olduğu gibi TOMS değerlerinde de ilkbahar maksimumunun ardından sırasıyla kış ve yaz en yüksek değerleri almaktadır. 1996-2001 yılları arasında en yüksek aylık ortalama değer 1998 yılında; en düşük aylık ortalama ise 1999 yılında gözlenmiştir. Yıl içindeki mevsimsel farklılıklar incelendiğinde 1997 yılı dışında 2000 yılındaki mevsimsel farklılık oldukça yüksektir. 1997 yılında mevsimsel toplam ozon ölçümlerinin birbirine yakın değerlerde bulunduğu görülmüştür.

- Ozonsonde ile eş günlere ait aylık ortalama TOMS değerleri karşılaştırıldığında benzer bir dağılım gözlenmiştir. Ancak tüm periyot içerisinde günlük TOMS verilerinin aylık trendi toplam ozon miktarındaki azalmayı açık bir şekilde göstermektedir. Ozonsonde ile eş günlere ait yapılan trend değerlendirmesinde söz konusu azalma görülmemektedir. Bu sonuç, ayda 2-4 defa yapılan ozonsonde ölçümlerini kullanarak bir trend analizi yapılamayacağını göstermektedir.

- Bu çalışmada toplam ozon değerleri ile çeşitli basınç seviyelerinin sıcaklık, yükseklik ve kalınlıkları arasındaki ilişkiler incelenmiştir. Bu amaçla ozonsonde ile bulunan toplam ozon miktarlarının yukarı seviyelerdeki meteorolojik parametrelerle ilişkisini araştırmak için Ankara'ya ait 12:00GMT'deki radyosonde gözlem verileri kullanılmıştır. 850, 700, 500, 300 ve 100mb basınç seviyelerine ait jeopotansiyel yükseklik ve sıcaklık değerleri ile çeşitli kalınlık değerleri göz önüne alınmıştır. Benzer inceleme aynı günlere ait 82 TOMS verisi için de yapılmıştır. 100 mb seviyeye ait yeterli veri temin edilemediği için bu seviyeye ait değerler istatistik analizlerde kullanılmamıştır.

- Ozonsonde ile bulunan toplam ozon değerlerinin meteorolojik parametreler ile olan en yüksek ilişkisi 300 mb seviye sıcaklığında görülmüştür. TOMS verileri ile meteorolojik parametrelerin arasındaki ilişki incelendiğinde ise en yüksek korelasyon 700 mb seviye sıcaklığı, bir gün önceki 500 mb seviye sıcaklığı, 500 mb yüksekliği ve 850 – 500 mb kalınlıkları arasında bulunmuştur. Bu korelasyonlar göz önünde bulundurularak toplam ozon değerlerinin orta ve yukarı troposferik meteorolojik parametrelere bağlı olarak tahmin edilebileceği görülmüştür.

- Ozonun maksimum değeri stratosfer tabakası içerisinde meydana gelmektedir. Ancak termik ve dinamik etkilerle ozonun troposfer seviyesine taşınması ile daha aşağı seviyelerdeki meteorolojik parametrelerle ozon arasında bir ilişki kurulabilmektedir. Yapılan incelemeler sonucunda toplam ozonun sinoptik paternlerden de etkilenebileceği anlaşılmıştır. Yerdeki alçak basınç sistemini takiben yukarı seviyelerde oluşan oluk civarında toplam ozon miktarındaki değişimin pozitif olacağı görülmüştür. Yerdeki yüksek basınç merkezini takiben yukarı seviyelerde oluşan sırt birlikte ozonun azalmasına sebep olmaktadır. 13.01.1994 – 24.10.2001 periyodundaki ozonsonde ölçümlerinin yapıldığı günlere ait 100, 300, 500 mb basınç seviyelerinin sıcaklık değişimleri incelenmiştir. Yaklaşık olarak aşağı stratosfere karşı gelen 100mb sıcaklığında belirgin bir azalan trend görülmektedir. Daha aşağı seviyelerde bulunan 300 ve 500mb sıcaklıklarındaki trend incelendiğinde belirgin bir artış görülmektedir.

- Sonuç olarak, ülkemiz üzerindeki ozon değişiminin tahmin edilmesinde Ankara'da ozonsonde ile yapılan toplam ozon ölçümlerini kullanmak veri sıklığının yetersizliği nedeniyle doğru değerlendirme yapılamamasına yol açmaktadır. TOMS verileri ile yapılan trend analizinde (1996-2001) döneminde stratosferik ozonun yılda % 1.1 oranında azaldığı belirlenmiştir. Bu değer Ankara'ya yakın enlem derecelerinde 1996 yılı öncesine ait dönemlere göre yaklaşık olarak iki kat yüksektir. Ancak bu sonuç, ölçüm dönemlerinin farklı olmasıyla ve göz önüne alınan periyotta 1998 ve 1999 yıllarındaki ozon maksimumun etkisiyle açıklanabilir.

KAYNAKLAR

Ahrens, D., 2001. Essentials of meteorology, Brooks/Cole Press, Canada

Ahrens, D., 2000. Meteorology today, Brooks/Cole-Thomson Learning Press, USA.

Andrews, D.G. 2000. An introduction to atmospheric physics, Cambridge University Press, USA.

Austin, J., Barwell, B.R., Cox, S.J., Hughes, P.A., Knight, J.R., Ross, G., Sinclair, P. and Webb, A.R., 1994. The diagnosis and forecast of clear-sky ultraviolet levels of the Earth's surface, *Meteorol. Appl.*, **1**, 321-336.

Barsby, J. and Diab, R.D., 1995, Total ozone and synoptic weather relationships over southern Africa and surrounding oceans, *J.Geophys.Res*, **100**, 3023-3032.

Bojkov, R.D, 1968, Planetary features of total and vertical ozone distribution during IQSY, *Idojaras*, **72**, 140-152.

Bojkov, R.D., 1986a, The 1979-85 ozone decline in the Antarctic as reflected in ground based observations., *Geophys. Res. Lett.*, **13**, 1236-1239.

Bojkov, R.D., 1986b, Spring-ozone change in Antarctica and the role of the polar vortex, *Adv. Space Res.*, **6**, 11-21

Bojkov, R.D, 1988, Ozone variations in the northern polar region, *Meteorol. Atmos. Phys.*, **32**, 117-130.

Bojkov, R.D.and Fioletov, V.E., 1995, Estimating the global ozone characteristics during the last 30 years, *J.Geophys. Res*, **100**, 16537-16551.

Burrows, W.R., Wilson, L.J. and Vallee, M., 1993.A statistical forecast procedure for daily total ozone based on TOMS data, paper presented at 13th conference on weather analysis and forecasting including symposium on flash floods, Am. Meteorol. Soc., Vienna.

Cracknell, A.P. and Varotsos, C.A., 1995, The present status of the total ozone depletion over Greece and Scotland: a comparison between Mediterranean and more northernly latitudes, *Int. J.Remote Sensing.*, **16**, 1751-1763.

Danielsen, E.F. and Mohnen, V.A., 1977, Project duststorm report: ozone transport, in situ measurements, and meteorological analyses of trapopause folding, *J. Geophys. Res.*, **82**, 5867-5877.

Danilin, M.Y., Sze, N.D., Ko, M.K.W., Rodriguez, J.M. and Tabazadeh, A., 1998. Stratospheric cooling and Arctic ozone recovery, *Geophys. Res. Lett.*, **24**, 2705-2708.

Dobson, G.M.B., Harrison, D.N. and Lawrence, J., 1929, Measurements of the amount of ozone in the earth's atmosphere and in relation to other geophysical conditions, *Proc. R. Meteorol. Soc.*, **122**, 456-486.

Dobson, G.M.B., 1968. Exploring the atmosphere, Oxford Press, U.S.A..

Godin, S., Bergeret, V., Bekki S. and Megie G., 2000. Study of the Antarktik Ozone Seasonal Variations as a function of equivalent latitude, Proceedings of the quadrennial ozone symposium, Japan, *J.Geophys. Res.*, **100**, 3023-3032.

Godson, W.L., 1960, Total ozone and the middle stratosphere over Arctic in winter and spring, *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, **86**, 301-317.

Godson, W.L., 1963 A comparison of middle stratosphere behavior in the Arctic and Antarctic, with special reference to final warming, *Meteorol. Abh.*, **36**, 161-206.

Normand, C., 1953. Atmospheric ozone and upper-air conditions, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, ***79,*** 39-50.

Meetham, A.R., 1937. The correlation of the amount of ozone with other characteristics of the atmosphere, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, ***63,*** 289-307.

Miller, A.J., Nagatani, R.M., Tiao, G.C., Niu, X.F., Reinsel, G.C., Wuebbles, D. and Grant, K., 1992. Comparisons of observed ozone and temperature trends in the lower stratosphere, *Geophys. Res. Lett.*, **19**, 929-932.

Randel, W.J. and Cobb, J.B., 1994. Coherent variations of monthly total ozone and lower stratosphere temperatures, *J. Geophys. Res.*, **92**, 5433-5474.

Reed, R.J., 1950. The role of vertical motions in ozone weather relations, *J.Meteorol.*, ***7,*** 263-267.

Rowland, F.S., 1991. Stratospheric ozone depletion, *Ann. Rev. Phys. Chem.*, **42,** 731-741.

Solomon, S., 1990. Progress toward a quantitative understanding of Antarctic ozone depletion, *Nature*, **347**, 347-353.

Stolarski, R., Krueger, M.R., Schoeberl, M.R., McPeters, R.D., Newman, P.A. and Alpert, J.C., 1986. Nimbus 7 satellite measurements of the springtime Antarctic ozone decrease, *Nature*, **322**, 808-811.

Stolarski, R., Bojkov, R., Bishop, L., Zerefos, C., Staehelin, J. and Zawodny, J., 1992. Ozone variations in northern polar region, *Meteorol. Atmos. Phys*, **38**, 117-130.

Vanicek K., 1997. Relation between total ozone and erythemal solar radiation on clear days in Hradec Kralove. Proceedings of the Workshop on Monitoring of UVB Radiation on Total Ozone, Poprad, 24-26 April 1996, Slovak Hydromet.Inst., Czechoslovakia.

Varotsos, C.A., Dris, N. And Asimakopoulos, D., 1992b. Terannual wave in the ozone and temperature in the strato-mesosphere as deducted from satellite measurements, *J. Climate*, **5**, 181-185.

Varotsos, C.A., 1995. On the correction of the total ozone content over Athens, Greece as deduced from satellite observations, *Int. J. Remote Sensing*, **16**, 1771-1776.

Varotsos, C.A., 1999. On the role of thelower stratospheric circulation to the vertical ozone structure, *Phys.Chem.Earth*, **24**, 481-485.

Vogel, A., Spankuch, D., Schulz, E., Feister, U. and Döhler, W., 1995.Regional short-term forecast of totl column ozone, *Atmos. Environ.*, **29**, 1155-1163.

World Meteorological Organization, 1994. WMO global ozone research and monitoring project, Geneva, Switzerland.

Wu, M., Geller, M.A., Olson, J.G. and Larson, E.M., 1987, A study of global ozone transport and tha role of planetary waves using satellite data, *J. Geophy. Res.*, **92**, 3081-3097.

Wang, W.C., Zhuang, Y.C. and Bojkov, R.D., 1993, Climate implications of observed changes in ozzne vertical distributions at middle and high latitudes of northern hemisphere, *Geophy. Res. Lett.*, **20**, 1567-1570.

ÖZGEÇMİŞ

Deniz Demirhan, 1977 yılında İstanbul'da doğdu. İlk, orta ve lise öğrenimini İstanbul'da tamamladı. 1995 yılında girdiği İ.T.Ü. Uçak ve Uzay Bilimleri Fakültesi Meteoroloji Mühendisliği Bölümünden 2000 yılında mezun oldu. Aynı yıl İ.T.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, Meteoroloji Mühendisliği programında yüksek lisans eğitimine başladı. 2001 yılında İ.T.Ü. Uçak ve Uzay Bilimleri Fakültesi Meteoroloji Mühendisliği Bölümünde araştırma görevlisi oldu.