

QBO’NUN İYONKÜRE ÜZERİNDEKİ ETKİSİ

Selçuk SAĞIR

Doktora Tezi

Fizik Anabilim Dalı

Danışman: Prof. Dr. Osman ÖZCAN

HAZİRAN-2013

**T.C
FIRAT ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

QBO’NUN İYONKÜRE ÜZERİNDEKİ ETKİSİ

DOKTORA TEZİ

Selçuk SAĞIR

(Enstitü No)

Anabilim Dalı: Fizik Bölümü

Programı: Yüksek Enerji ve Plazma Fiziği

Danışman: Prof. Dr. Osman ÖZCAN

Tezin Enstitüye Verildiği Tarih: 14 HAZİRAN 2013

HAZİRAN-2013

T.C
FIRAT ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

QBO’NUN İYONKÜRE ÜZERİNDEKİ ETKİSİ

DOKTORA TEZİ

Selçuk SAĞIR

(08114202)

Tezin Enstitüye Verildiği Tarih : 20 Mayıs 2013
Tezin Savunulduğu Tarih : 14 Haziran 2013

Tez Danışmanı : Prof.Dr. Osman ÖZCAN (F.Ü)
Diğer Jüri Üyeleri : Prof. Dr. Sinan SAYDAM (F.Ü)
Doç. Dr. Ali YEŞİL (F.Ü)
Doç. Dr. İbrahim ÜNAL (İ.Ü)
Doç. Dr. Fatih KÜLAHÇI (F.Ü)



HAZİRAN-2013

ÖNSÖZ

Tezimin hazırlanması sürecinde ilgi ve desteğini esirgemeyen başta danışman hocam sayın Prof. Dr. Osman ÖZCAN'a; katkılarından dolayı hocalarım Doç. Dr. Ali YEŞİL ve Yrd. Doç. Dr. Seçil KARATAY'a; arkadaşlarım Arş. Gör. Ramazan ATICI ve Arş. Gör. Celil AYDIN'a teşekkürü bir borç bilirim.

Bütün eğitim-öğretim hayatım boyunca sonsuz ve karşılıksız destekleri için anne ve babama, evliliğimizin ilk yılındaki aşırı sabrı için eşime sonsuz teşekkürlerimi sunarım.

Selçuk SAĞIR

ELAZIĞ-2013

İÇİNDEKİLER

ÖNSÖZ	I
İÇİNDEKİLER	II
ÖZET	IV
SUMMARY	V
ŞEKİLLER LİSTESİ	VI
TABLolar LİSTESİ	X
SEMBOLLER VE KISALTMALAR LİSTESİ	XI
1. GİRİŞ	1
2. QBO VE STRATOKÜREDE MEYDANA GELEN DİĞER SALINIMLAR	5
2.1. QBO'nun Keşfi ve Tanımı	5
2.2. Stratokürede Meydana Gelen Salınımlar	8
2.2.1. Sıcaklık	8
2.2.2. Rüzgâr	10
2.2.2.1. QBO	11
2.2.2.2. Ekvator Bölgesi Stratoküresindeki Rüzgârlar	12
2.2.2.3. Orta Enlem Stratoküresindeki Rüzgârlar	13
2.2.2.4. Mevsimsel Salınımlar	13
3. QBO'NUN KÜRESEL ETKİLERİ	16
3.1. Bölgesel Rüzgârlar	16
3.2. Sıcaklık	18
3.3. QBO'nun Kimyasal Bileşenler Üzerindeki Etkileri	19
3.3.1. QBO'nun Ozon Yoğunluğu Üzerindeki Etkileri	20
3.3.2. QBO'nun Diğer Kimyasal Bileşenler Üzerindeki Etkileri	21
4. ATMOSFERİK DALGALAR VE QBO İLE ETKİLEŞİMLERİ	23
4.1. Atmosferik Dalgalar	23
4.2. QBO Yayılım Süreçlerinde Etkili Olan Atmosferik Dalgalar	24
4.2.1. İnertia Gravity Dalgaları	25
4.2.2. Gravity Dalgaları	27
4.2.3. Ekvator Bölgesindeki Dalgalar	30
4.2.3.1. Kelvin Dalgaları	32
4.2.3.2. Rossby Gravity Dalgaları	33
4.3. Gezegenel Dalgalar	34
4.4. İyonkürenin Kritik Frekansı	38
4.5. Güneş Aktivitesi Döngüsü ve Güneş Lekesi Sayısı	40
5. MATERYAL METOT	42
5.1. Serpilme Diyagramı	42
5.2. Korelasyon Yöntemi	44
5.3. Zaman Serileri Analizi	45
6. BULGULAR	48
6.1. QBO'nun Değişim Periyodu	49
6.2. Serpilme Diyagramıyla Elde Edilen Bulgular	53
6.3. Korelasyon Yöntemi Kullanılarak Elde Edilen Bulgular	55
6.4. Zaman Serileri Analizi Sonuçları ve Yorumlanması	58
6.4.1. Bogota İstasyonu Verileri Analizi	60
6.4.2. Kodaikanal İstasyonu Verileri Analizi	63
6.4.3. Madras İstasyonu Verileri Analizi	68
6.4.4. Manila İstasyonu Verileri Analizi	72

6.4.5. Tahiti İstasyonu Verileri Analizi.....	76
7. SONUÇLAR VE TARTIŞMA.....	80
8. ÖNERİLER.....	83
KAYNAKLAR.....	84
EKLER	89
EK-A: QBO ile foF2'nin Serpilme Diyagramı	89
EK-B: QBO ile foF2 Arasındaki Korelasyon Katsayısının Yıllara Göre Değişimi..	101
ÖZGEÇMİŞ	113

ÖZET

Bu çalışmada F2 bölgesi kritik frekansı (f_oF2) ile ekvator bölgesindeki stratokürede yaklaşık iki yılda bir meydana gelen doğu-batı yönlü salınımlar (QBO) arasındaki ilişki istatistiksel olarak incelenmiştir. Çalışmanın teorik kısmında stratokürede meydana gelen salınımlar ve bu salınımların daha üst bölgeler olan mezoküre alt termoküreye taşınma süreçleri ve bu süreçlerde etkili olan parametreler tanımlanmıştır. Çalışmanın istatistiksel analizinde ilk olarak, f_oF2 ile QBO arasında ilişki Serpilme diyagramları kullanılarak incelenmiştir. Elde edilen sonuçlarda QBO ile f_oF2 arasında lineer bir ilişki olduğu ve bu ilişkinin yıl ve coğrafik konuma bağlı olarak değişkenlik gösterdiği gözlenmiştir. İkinci olarak, f_oF2 ile QBO arasındaki ilişki korelasyon katsayısı yöntemiyle incelenmiştir. f_oF2 ile 70 hPa yüksekliğinde ölçülen QBO arasındaki maksimum korelasyon katsayısının kuzey enlemlerde pozitif, güney enlemlerde ise maksimum değer için sadece 5° G ile 10° G enlemleri arasında pozitif bir ilişkinin olduğu görülmektedir. 10 hPa seviyesindeki durum 70 hPa seviyesinden oldukça farklıdır. 10 hPa seviyesinde QBO ve f_oF2 arasındaki maksimum korelasyon katsayısı ekvator ile 5° K enlemi ve 10° K ile 15° K enlemleri arasında pozitif bir ilişkinin varlığını gösteriyorken 5° K ile 10° K ve 15° K ile 20° K enlemleri arasında negatif bir ilişkinin olduğunu göstermektedir. Bu durum güney yarım kürede tam ters olarak gözlenmiştir.

f_oF2 ve stratoküreye ait parametre olan QBO arasındaki ilişkinin istatistiksel analizinin ortaya konması için iki değişken arasındaki uzun dönemli ilişkiyi tanımlayan bir yöntem olan Zaman Serileri Analizi yöntemi kullanılmıştır. Bu analiz yapılırken f_oF2 kritik frekansı üzerinde etkin parametre olan GLS parametresi de yönteme dahil edilerek çoklu regresyon modeli geliştirilmiştir. Uygulama sonuçlarında f_oF2 değerlerindeki değişimlerin yaklaşık %70 ila %80 oranında GLS ve QBO değerlerinden etkilendiği görülmüştür. f_oF2 'de meydana gelen değişiklikler istasyonlar arası farklılık göstermekle beraber yaklaşık olarak % 60-% 80 oranına kadar modeldeki GLS ve GLS^2 tarafından açıklanabildiği görülmüş, % 2-% 14 oranına kadar ise QBO tarafından açıklanabileceği anlaşılmıştır.

Çalışmada kullanılan istatistiksel modellemeler ile elde edilen sonuçlar iyonkürenin f_oF2 kritik frekansının, ekvator bölgesinde yaklaşık iki yılda bir meydana gelen salınımlar olarak adlandırılan QBO'dan coğrafik konumlar arası farklılık göstermekle birlikte, % 2-%14 oranında pozitif ve negatif olarak etkilendiği gözlenmiştir.

Anahtar Kelimeler: İyonküre, Kritik Frekans, QBO, Güneş Lekesi Sayısı, Uzun Dönemli Çoklu Regresyon

SUMMARY

The Effect over the Ionosphere of the QBO (Quasi Biennial Oscillation)

In this study, the relationship between F2 region critical frequency (foF2) and the Quasi Biennial Oscillation (QBO) occurring easterly- westerly direction in the equatorial stratosphere is analyzed statically. In theoretical part of the study, oscillations occurring in the stratosphere and processes of these oscillations transportation to the upper regions where mesosphere lower thermosphere and the parameters that effected in this process is defined. In the statically analysis of the study, firstly the relationship between foF2 and QBO is investigated by using scatter diagram. In obtained results, is observed that there is linear relationship between foF2 and QBO and it varies depending on years and geographic locations. Secondly the relationship between foF2 and QBO is investigated with correlation coefficient method. While maximum correlation coefficient between QBO measured in level 70 hPa and foF2 is positive in the north latitude, it is only positive between 5° S ile 10° S in the south latitude. The results for 10 hPa are quite different from the results for 70 hPa. The correlation coefficient between QBO and foF2 for 10 hPa has positive relation in the equator to latitudes 5° N and 10° N. The coefficient has also negative relation in the equator to latitudes 15° N and 20° N. It is oppositely observed in the southern hemisphere.

The time series analysis method which define long term relationship between two variables is used to expose the analysis of statically relationship between stratospheric QBO and the foF2. While analyzing, GLS which is effective parameter on the foF2 critical frequency is also developed multi regression model by including to method. In the analysis results it is observed that the variations in the foF2 are affected in rate approximately 70 % and 80 % from the GLS and QBO values. Together with to show the differences between geographic locations, it is observed that these variations can be explained up to rate approximately 60 % and 80 % by GLS and GLS² in the models. At the same time, it is understood that may be explained by the QBO up to the rate 2 %-14 % of these changes.

The results obtained by the statistical models which used to the study show positively and negatively be affected in rate 2 %- 14 % from the QBO together with to show the differences between geographic locations of the critical frequency foF2 of the ionosphere in the equatorial zone.

Keyword: Ionosphere, Critical Frequency, QBO, Sun Spot Number, Long-Term Multiple Regression

ŞEKİLLER LİSTESİ

Sayfa No

Şekil 2.1.	Ortalama akımla gravity dalga ışıınının kritik seviyelerle etkileşiminden dolayı kesik bölgelerin “aşağı yönlü yayılımı”.....	7
Şekil 2.2.	Ocak ayı için bölgesel ortalama sıcaklığın (K) enlem ve yükseklik ile değişimi.....	9
Şekil 2.3.	Ocak ayı için bölgesel ortalama rüzgârların coğrafik enlem ve yükseklik ile değişimi (Mohanakumar, 2008).....	10
Şekil 2.4.	Sıcaklık ile QBO ve SAO’nun genliğindeki dikey değişim	14
Şekil 2.5.	Ekvator üzerinde bölgesel rüzgârlarda QBO ve SAO genliklerinin dikey tedirginliği	15
Şekil 3.1.	Haziran 2000 ve Mayıs 2002 zaman aralıklarında: a) Kolhapur için, b) Tirunelveli için aylık ortalama bölgesel rüzgârların değişimi. Koyu (siyah) kısımlar batı yönlü rüzgârı göstermektedir (Sharma vd., 2010)..	17
Şekil 3.2.	Ekvator üzerinde SQBO, SSAO, MQBO, MSAO ve yıllık değişim dağılımı	18
Şekil 3.3.	30-50hPa da QBO ile ekvator bölgesine ait sıcaklık anormalliği ilişkisi.....	19
Şekil 3.4.	Ortalama yatay akım ve QBO rüzgâr anormallikleri ile kimyasal bileşen taşıma görünümü	22
Şekil 4.1.	QBO’nun dinamik kontrollerinin şematik gösterimi.....	25
Şekil 4.2.	Boylamsal düzlemde inertia gravity dalgası için kütle sürüklenmesi	26
Şekil 4.3.	Stratoküresel gravity dalgalarının ekvator bölgesindeki yayılımı.....	28
Şekil 4.4.	2 Kasım 1997 günü Ebro (40.8° K, 0.5° D) istasyonunda bir soğuk kısım geçişine neden olan gravity dalga olaylarının dikey yapısı.....	30
Şekil 4.5.	Kaliningrad için foF2 değerlerindeki 5 gün (kısa kesikli çizgi), 10 gün (orta kesikli çizgi), 13.5 gün (tam çizgi) ve 16 günlük (uzun kesikli çizgi) genliğin 1979 yılı Ocak ayından 1989 yılı Aralık ayına kadar değişimi.....	37
Şekil 5.1.	Değişkenler arasındaki olası altı korelasyonu gösteren serpilme diyagramı	43
Şekil 6.1.	QBO’nun 1953-1982 yılları arasındaki, basınç ve yıllara göre değişimi	51
Şekil 6.2.	QBO’nun 1983-2011 yılları arasındaki, basınç ve yıllara göre değişimi	52
Şekil 6.3.	1982-2011 yılları arasında Darwin istasyonunda (12. 5° G, 131. 0° B) ölçülen foF2 kritik frekans verileri ile QBO’nun serpilme diyagramı	54
Şekil 6.4.	1953-2011 yılları arasında Townsville istasyonunda (19. 7° G, 146. 9° B) ölçülen foF2 kritik frekans verileri ile QBO nun serpilme diyagramı	55
Şekil 6.5.	1957-1984 yılları arasında Madras (13. 1° K, 80. 3° B) istasyonunda ölçülen foF2 değerleri ile QBO arasındaki korelasyon katsayısının yıllara göre değişimi	57
Şekil 6.6.	1985-2011 yılları arasında Darwin (12. 5° G, 131. 0° B) istasyonunda ölçülen foF2 değerleri ile QBO arasındaki korelasyon katsayısının yıllara göre değişimi	58
Ek Şekil A. 1.	Ascension istasyonundan elde edilen foF2 kritik frekans verileri ile QBO nun serpilme diyagramı	89

Ek Şekil A. 2.	Bogata istasyonundan elde edilen foF2 kritik frekans verileri ile QBO nun serpilme diyagramı.....	90
Ek Şekil A. 3.	Bombay istasyonundan elde edilen foF2 kritik frekans verileri ile QBO nun serpilme diyagramı	90
Ek Şekil A. 4.	Cocos Island istasyonundan elde edilen foF2 kritik frekans verileri ile QBO nun serpilme diyagramı	91
Ek Şekil A. 5.	Dakar istasyonundan elde edilen foF2 kritik frekans verileri ile QBO nun serpilme diyagramı.....	91
Ek Şekil A. 6.	Dijibouti istasyonundan elde edilen foF2 kritik frekans verileri ile QBO nun serpilme diyagramı	92
Ek Şekil A. 7.	Huancayo istasyonundan elde edilen foF2 kritik frekans verileri ile QBO nun serpilme diyagramı	92
Ek Şekil A. 8.	Jicamarca istasyonundan elde edilen foF2 kritik frekans verileri ile QBO nun serpilme diyagramı	93
Ek Şekil A. 9.	Kadoikanal istasyonundan elde edilen foF2 kritik frekans verileri ile QBO nun serpilme diyagramı	93
Ek Şekil A. 10.	Kwajalein istasyonundan elde edilen foF2 kritik frekans verileri ile QBO nun serpilme diyagramı	94
Ek Şekil A. 11.	La Paz istasyonundan elde edilen foF2 kritik frekans verileri ile QBO nun serpilme diyagramı.....	94
Ek Şekil A. 12.	Madras istasyonundan elde edilen foF2 kritik frekans verileri ile QBO nun serpilme diyagramı.....	95
Ek Şekil A. 13.	Manila istasyonundan elde edilen foF2 kritik frekans verileri ile QBO nun serpilme diyagramı.....	95
Ek Şekil A. 14.	Maui istasyonundan elde edilen foF2 kritik frekans verileri ile QBO nun serpilme diyagramı.....	96
Ek Şekil A. 15.	Niue Island stasyonundan elde edilen foF2 kritik frekans verileri ile QBO nun serpilme diyagramı	96
Ek Şekil A. 16.	Ouagadougou istasyonundan elde edilen foF2 kritik frekans verileri ile QBO nun serpilme diyagramı	97
Ek Şekil A. 17.	Puerto Rico istasyonundan elde edilen foF2 kritik frekans verileri ile QBO nun serpilme diyagramı	97
Ek Şekil A. 18.	Singapore istasyonundan elde edilen foF2 kritik frekans verileri ile QBO nun serpilme diyagramı	98
Ek Şekil A. 19.	Tahiti istasyonundan elde edilen foF2 kritik frekans verileri ile QBO nun serpilme diyagramı.....	98
Ek Şekil A. 20.	Talara istasyonundan elde edilen foF2 kritik frekans verileri ile QBO nun serpilme diyagramı.....	99
Ek Şekil A. 21.	Tiruchirapalli istasyonundan elde edilen foF2 kritik frekans verileri ile QBO nun serpilme diyagramı	99
Ek Şekil A. 22.	Trivandrum istasyonundan elde edilen foF2 kritik frekans verileri ile QBO nun serpilme diyagramı	100
Ek Şekil A. 23.	Vanimo istasyonundan elde edilen foF2 kritik frekans verileri ile QBO nun serpilme diyagramı.....	100
Ek Şekil B. 1.	Ascension istasyonundan alınan foF2 kritik frekans verileri ile QBO'nun 10 hPa ve 70 hPa değerlerinin korelasyon katsayısının yıllara göre değişimi.	101

Ek Şekil B. 2.	Bogata istasyonundan alınan foF2 kritik frekans verileri ile QBO'nun 10 hPa ve 70 hPa değerlerinin korelasyon katsayısının yıllara göre değişimi.	101
Ek Şekil B. 3.	Bombay istasyonundan alınan foF2 kritik frekans verileri ile QBO'nun 10 hPa ve 70 hPa değerlerinin korelasyon katsayısının yıllara göre değişimi.	102
Ek Şekil B. 4.	Cocos Island istasyonundan alınan foF2 kritik frekans verileri ile QBO'nun 10 hPa ve 70 hPa değerlerinin korelasyon katsayısının yıllara göre değişimi.	102
Ek Şekil B. 5.	Dakar istasyonundan alınan foF2 kritik frekans verileri ile QBO'nun 10 hPa ve 70 hPa değerlerinin korelasyon katsayısının yıllara göre değişimi.	103
Ek Şekil B. 6.	Djibouti istasyonundan alınan foF2 kritik frekans verileri ile QBO'nun 10 hPa ve 70 hPa değerlerinin korelasyon katsayısının yıllara göre değişimi.	103
Ek Şekil B. 7.	Huancayo istasyonundan alınan foF2 kritik frekans verileri ile QBO'nun 10 hPa ve 70 hPa değerlerinin korelasyon katsayısının yıllara göre değişimi.	104
Ek Şekil B. 8.	Jicamarca istasyonundan alınan foF2 kritik frekans verileri ile QBO'nun 10 hPa ve 70 hPa değerlerinin korelasyon katsayısının yıllara göre değişimi.	104
Ek Şekil B. 9.	Kodaikanal istasyonundan alınan foF2 kritik frekans verileri ile QBO'nun 10 hPa ve 70 hPa değerlerinin korelasyon katsayısının yıllara göre değişimi.	105
Ek Şekil B. 10.	Kwajalein istasyonundan alınan foF2 kritik frekans verileri ile QBO'nun 10 hPa ve 70 hPa değerlerinin korelasyon katsayısının yıllara göre değişimi.	105
Ek Şekil B. 11.	La Paz istasyonundan alınan foF2 kritik frekans verileri ile QBO'nun 10 hPa ve 70 hPa değerlerinin korelasyon katsayısının yıllara göre değişimi.	106
Ek Şekil B. 12.	Manila istasyonundan alınan foF2 kritik frekans verileri ile QBO'nun 10 hPa ve 70 hPa değerlerinin korelasyon katsayısının yıllara göre değişimi.	106
Ek Şekil B. 13.	Mauı istasyonundan alınan foF2 kritik frekans verileri ile QBO'nun 10 hPa ve 70 hPa değerlerinin korelasyon katsayısının yıllara göre değişimi.	107
Ek Şekil B. 14.	Niue Island istasyonundan alınan foF2 kritik frekans verileri ile QBO'nun 10 hPa ve 70 hPa değerlerinin korelasyon katsayısının yıllara göre değişimi.	107
Ek Şekil B. 15.	Ouagadougou istasyonundan alınan foF2 kritik frekans verileri ile QBO'nun 10 hPa ve 70 hPa değerlerinin korelasyon katsayısının yıllara göre değişimi.	108
Ek Şekil B. 16.	Puerto Rico istasyonundan alınan foF2 kritik frekans verileri ile QBO'nun 10 hPa ve 70 hPa değerlerinin korelasyon katsayısının yıllara göre değişimi.	108
Ek Şekil B. 17.	Singapore istasyonundan alınan foF2 kritik frekans verileri ile QBO'nun 10 hPa ve 70 hPa değerlerinin korelasyon katsayısının yıllara göre değişimi.	109

Ek Şekil B. 18.	Tahiti istasyonundan alınan foF2 kritik frekans verileri ile QBO'nun 10 hPa ve 70 hPa değerlerinin korelasyon katsayısının yıllara göre değişimi.....	109
Ek Şekil B. 19.	Talara istasyonundan alınan foF2 kritik frekans verileri ile QBO'nun 10 hPa ve 70 hPa değerlerinin korelasyon katsayısının yıllara göre değişimi.....	110
Ek Şekil B. 20.	Truchirapalli istasyonundan alınan foF2 kritik frekans verileri ile QBO'nun 10 hPa ve 70 hPa değerlerinin korelasyon katsayısının yıllara göre değişimi.	110
Ek Şekil B. 21.	Townsville istasyonundan 1953-1982 yılları arasında alınan foF2 kritik frekans verileri ile QBO'nun 10 hPa ve 70 hPa değerlerinin korelasyon katsayısının yıllara göre değişimi.	111
Ek Şekil B. 22.	Townsville istasyonundan 1983-2011 yılları arasında alınan foF2 kritik frekans verileri ile QBO'nun 10 hPa ve 70 hPa değerlerinin korelasyon katsayısının yıllara göre değişimi.	111
Ek Şekil B. 23.	Trivandrum istasyonundan alınan foF2 kritik frekans verileri ile QBO'nun 10 hPa ve 70 hPa değerlerinin korelasyon katsayısının yıllara göre değişimi.	112
Ek Şekil B. 24.	Vanimo istasyonundan alınan foF2 kritik frekans verileri ile QBO'nun 10 hPa ve 70 hPa değerlerinin korelasyon katsayısının yıllara göre değişimi.....	112

TABLÖLER LİSTESİ

	<u>Sayfa No</u>
Tablo 4.1. Atmosferde Kelvin ve MRG dalgalarının karakteristik özellikleri.....	31
Tablo 4.2. Oluşum kökenlerin göre foF2’de farklı gezegensel dalga türü salınımlarının mevsimsel oluşum yüzdesi (Lastovicka, 2005).	36
Tablo 6.1. foF2 kritik frekans değerlerinin alındığı ölçüm istasyonları ve ölçümlerin yapıldığı yıllar	49
Tablo 6.2. 70 hPa ve 10 hPa seviyelerindeki QBO ile foF2 değerleri arasındaki korelasyon katsayısının maksimum ve minimum değerlerinin enlem ile değişimi.....	56
Tablo 6.3. Bogota (4.5° K, 74.2° D) istasyonu için Birim Kök Testi Sonuçları	60
Tablo 6.4. Bogota (4.5° K, 74.2° D) istasyonu için Eş Bütünleşme Testi Sonuçları.....	61
Tablo 6.5. Bogota (4.5° K, 74.2° D) istasyonu için Regresyon Modeli Sonuçları.....	63
Tablo 6.6. Kodaikanal (10.2° K, 77.5° B) istasyonu için Birim Kök Testi Sonuçları.....	64
Tablo 6.7. Kodaikanal (10.2° K, 77.5° B) istasyonu için Eş Bütünleşme Testi Sonuçları	64
Tablo 6.8. Kodaikanal (10.2° K, 77.5° B) istasyonu için Regresyon Modeli Sonuçları...	67
Tablo 6.9. Madras (13.1° K, 80.3° B) istasyonu için Birim Kök Testi Sonuçları	68
Tablo 6.10. Madras (13.1° K, 80.3° B) istasyonu için Eş Bütünleşme Testi Sonuçları.....	69
Tablo 6.11. Madras (13.1° K, 80.3° B) istasyonu için Regresyon Modeli Sonuçları.....	71
Tablo 6.12. Manila (14.7° K, 121.1° B) istasyonu için Birim Kök Testi Sonuçları.....	72
Tablo 6.13. Manila (14.7° K, 121.1° B) istasyonu için Eş Bütünleşme Testi Sonuçları	73
Tablo 6.14. Manila (14.7° K, 121.1° B) istasyonu için Regresyon Modeli Sonuçları.....	75
Tablo 6.15. Tahiti (17.7° G, 149.3° D) istasyonu için Birim Kök Test Sonuçları	76
Tablo 6.16. Tahiti (17.7° G, 149.3° D) istasyonu için Eş Bütünleşme Testi Sonuçları.....	77
Tablo 6.17. Tahiti (17.7° G, 149.3° D) istasyonu için Regresyon Modeli Sonuçları	79

SEMBOLLER VE KISALTMALAR LİSTESİ

QBO	: Yaklaşık iki yılda bir meydana gelen salınım(Quasi Biennial Oscillation)
SAO	: Yarı yıllık salınım (Semi Annual Oscillation)
SSAO	: Stratoküreye ait Yarı yıllık salınım
MSAO	: Mezoküreye ait Yarı yıllık salınım
MQBO	: Mezoküreye ait Yaklaşık iki yılda bir meydana gelen salınım
GLS	: Güneş Lekesi Sayısı
MLS	: Microwave Limb Sounder
HALOE	: Halogen Occultation Experiment
MRG	: Mixed Rossby Gravity
MLT	: Mesosphere Lower Thermosphere
SPARC	: Stratokürenin iklim yapısı
EIA	: Ekvatorial İyonizasyon Anomalisi
SSW	: Sudden Stratospheric Warming
PMC	: Polar Mesospheric Cloud
SEKK	: Sıradan En Küçük Kareler Yöntemi
ADF	: Geliştirilmiş Dickey-Fuller testi
KPSS	: Kwiatkowski D, Phillips PCB, Schmidt P, Shin Y. testi
PP	: Phillips-Perron testi
N_e	: Kritik elektron yoğunluğu
r	: Korelasyon katsayısı
u	: Bölgesel rüzgâr
T	: Sıcaklık
z	: Logaritmik basınç yüksekliği
y	: Yükseklik
R_g	: İdeal gaz sabiti
H	: Ölçek yüksekliği
β	: Coriolis parametresinin enlemsel değişimi
L	: Boylamsal ölçek
a₀ ve a₁	: Regresyon katsayıları
β₁, β₂ ve β₃	: Regresyon katsayıları
β₀	: Regresyon sabiti
ε	: Hata terimi
t	: Zaman
R	: Regresyon Katsayısı
hPa	: hekto pascal
f_oF₂	: F2 Bölgesi kritik frekansı h _m F ₂
h_mF₂	: F2 Bölgesi kritik frekansının ölçüldüğü yükseklik
v	: Dağıtkanlık ilişkisi frekansı
Δ	: Fark işlemcisi
k	: Gecikme sayısı
τ	: Test istatistiği
SEKK	: Sıradan en küçük kareler metodu
N	: Brunt-Vaisala frekansı
δs	: Kütle yer değiştirmesi
h_mF₂	: F2 Bölgesi kritik frekansının ölçüldüğü yükseklik

1. GİRİŞ

Atmosfer sıcaklık, fiziksel olaylar ve kimyasal bileşenlerine göre çeşitli bölgelere ayrılır. Sıcaklığa göre tropoküre, stratoküre, mezoküre, termoküre ve egzoküre olmak üzere beş bölgeye ayrılır. Kimyasal bileşenlerine göre ozonküre, iyonküre, helyumküre ve protonküre olmak üzere dört bölgeye ayrılır. Fiziksel özelliklerine göre ise, yerküreye yakın yüksekliklerdeki çok karmaşık olayların etkisi altındaki karışmış bölge, her gazın kendi ağırlığına göre yerçekiminin etkisi altında ayrı ayrı hareket ettiği difüzyon bölgesi ve yerin manyetik alanının yüklü parçacıkları etkisi altına aldığı manyetoküre olmak üzere üç bölgeye ayrılır. Atmosferin en dışında bulunan tabakaya ise egzoküre adı verilir.

Yer yüzeyinden atmosfere doğru yükseklik arttıkça, tropoküreye kadar sıcaklık azalır. Bu katmadan sonra ise sıcaklık tekrar artmaya başlar ve termokürede sıcaklık değeri en büyük değerini alır. Termoküredeki sıcaklık, Güneş aktivitesine bağlıdır. Bu tabakada sıcaklık yaklaşık 700-2500 K'ye ulaşır. Sıcaklıktaki bu artış, Güneş'ten gelen mor ötesi (UV) ışınimlarıyla açıklanır. Bu tabakada ışınimlar, nötr atmosferde iyonlaşma etkisi yaratır ve termoküre içinde başka bir tabaka olan iyonküreyi meydana getirir (Sağır, 2008).

Stratoküre, atmosferin 10 km ile 50 km yükseklikleri arasında yer alan bölgesine denilmektedir. Yaklaşık olarak 25 km'de içerdiği ozon (O_3) molekülleri, Güneş'ten gelen UV ışınları soğurarak bu katmanın ısınmasına yol açar. Bu nedenle, tropopoz düzeyinde -50 °C ile -60 °C arasında olan sıcaklık stratokürenin alt kesimlerinde her kilometrede 1 °C, üst kesimlerinde ise her kilometrede 3 °C kadar artarak stratokürenin üst sınırı olan stratopoz da 0 °C düzeyine kadar yükselir. Bu sıcaklık dağılımı, stratokürenin hava akımlarının son derece az olduğu bir tabaka olarak korunmasını sağlar. Bu özellik, stratoküre düzeyinde oluşan kirliliğin kalıcı olabilmesi gibi bir sakınca da yaratabilmektedir. Bu tabakada sıcaklık yükseklikle artar. Bundaki en büyük etken, önemli sera gazlarından biri olan atmosferdeki ozonun yoğunluğunun büyük bölümünün bu tabakada olmasıdır. Güneş ışınları ozon tarafından emilerek bu tabakanın ısınmasına sebep olur. Yeryüzündeki yaşam için ölümcül etkilere sahip morötesi ışınları süzen ozon tabakası, zararlı ışınların stratoküreye ulaşmasını önlemek açısından önem taşımaktadır.

Mezoküre, atmosferin stratoküreden sonra gelen ve üst sınırı yaklaşık 90 km' ye kadar uzanan bölgesidir. Bu bölge atmosferin en soğuk bölgesidir. 175–200 nm dalga boyu arasındaki ışınlar oksijen tarafından soğurularak bu bölgeyi oluşturur.

Termoküre mezoküre üzerindeki bölgedir. Bu bölgede iyonlaşmanın temel sebebi 175 nm dalga boyundan küçük radyasyonlardır. Yaklaşık 500 km yükseklikteki sıcaklığı 1700 °C'dir.

Egzoküre ise, atmosferin en dışında bulunan çıkış bölgesidir. Bu bölgede moleküller arasındaki çarpışma çok azdır. Bu bölgede iyonlaşmış parçacıklar manyetik alan tarafından, nötr parçacıklar ise yerçekimi tarafından kısa mesafelerde hareket ettirilebilir (Sağır, 2008).

Güneş'ten gelen ışınlar nötr atmosferde iyonlaşmaya neden olur. Bu etki termoküre içinde başka bir tabaka olan iyonküreyi meydana getirir. Bu nedenle iyonküre, atmosferin Güneş ışınları tarafından oluşturulan bölgesi olarak tanımlanabilir. İyonküre, hemen hemen eşit sayıda serbest elektronlar ve pozitif iyonlar içerdiğinden dolayı, elektriksel olarak nötr bir ortamdır. Bu özelliğinden dolayı iyonküre doğal bir plazma olarak kabul edilir. İyonkürenin oluşumunda en büyük etki Güneş tarafından oluşturulmakla birlikte, her bölgenin kimyasal yapısı ve bileşenleri farklı olduğundan, Güneş'ten gelen farklı dalga boyuna sahip ışınlar farklı yapıda bölgelerin oluşmasını sağlar. İyonküre yaklaşık Yer'den 50 km yükseklikte başlar ve üst sınırı kesin olarak belli olmamakla birlikte, He^+ ve H^+ gibi hafif iyonların O^+ iyonu gibi iyonlara baskın olmaya başladığı yükseklikte bittiği kabul edilir. İyonkürede elektronlar, atom ve moleküller, kendi ağırlıklarına göre farklı ölçek yüksekliklerinde yer alırlar. Bu nedenle iyonküre içindeki iyonlaşma, farklı yüksekliklerde bulunan farklı atom ve moleküllerden dolayı yükseklikle değişir ve farklı bölgeler oluşturur. İyonküre elektron yoğunluğuna göre D, E, F (F1, F2) olmak üzere üç bölgeye ayrılır: D (50-90 km), E (90-140 km), F (140 km ve yukarısı) iyonkürenin farklı bölgelerini göstermek için kullanılırlar (Hunsucker ve Hargreaves 2003; Rishbeth, 1973; Özcan vd.,1996).

İyonküreyi karakterize eden temel parametre olan elektron yoğunluğu; Güneş aktivitesi, jeomanyetik aktivite, coğrafik konum, yerel zaman ve mevsimler gibi parametrelere bağlıdır. İyonkürede, kritik frekans ve Toplam Elektron İçeriği (TEİ) gibi birçok parametre elektron yoğunluğuna bağlı parametrelerdir; bu nedenle, uzak mesafe

haberleşmeleri için elektromanyetik dalganın iyonküreden yansması ve yayılması, iyonküredeki elektron yoğunluğuna bağlıdır. İyonkürede, elektron yoğunluğunun en fazla olduğu bölge F bölgesidir ve bu bölge bu nedenle radyo haberleşmeleri için önemli bir bölgedir. Elektron yoğunluğunun en fazla olduğu yükseklik ($h_m F2$), ortalama 250–400 km arasında değişir. Bu bölgedeki elektron yoğunluğunu, plazma difüzyonu, nötr rüzgârlar, termal hareketler ve elektromanyetik sürüklenme gibi dinamik süreçlerle birtakım kimyasal süreçler etkiler.

İyonküre ile ilgili olarak yapılan çalışmalarda Marconi'nin 1901'de Trans-Atlantik deneyi bu alanda öncü olmuştur. Yapılan bu deney sonucunda, dalganın Atlantik'i geçmesi, yerkürenin yapısı nedeni ile ancak atmosferdeki bir tabakadan yansıyabildiği anlaşılmıştır. Bu deney, atmosfer içinde bir iletken tabakanın var olduğu düşüncesini ortaya koymuştur. Daha sonraki araştırmalarda iyonkürenin yapısına, değişimlerine, davranışına etki eden ve onu şekillendiren fiziksel süreçler ortaya çıkarılmıştır. Bu çalışmalara eşlik eden uzak mesafe haberleşmeleri, elektromanyetik dalganın iyonküreden yansması ve yayılmasıyla yapılır. İyonküreden dalgaların yansması, ortamın kırılma indisine, dalganın frekansına ve iyonkürenin kritik frekansına bağlıdır. İyonküreden yansıyan en yüksek dalga frekansı, kritik frekans olarak adlandırılır. İyonkürenin D, E ve F bölgelerinin kritik frekansları f_oD , f_oE ve f_oF ile temsil edilir. İyonküre yapısı gereği 30 MHz ve daha düşük frekanslardaki dalgaları yansıtmaktadır. İyonkürenin daha alt bölgelerinde ise dalgalar soğurulurlar. Bu etki düşük frekanslı dalgalar için daha fazladır (Hunsucker ve Hargreaves 2003; Akkaya, 1997; Özcan vd.,1996). Uzun ve orta dalgalar için iyonküre kayıplı bir iletken gibidir. Özellikle uzun dalga yayılımı, çok zayıflamayla denizaltılarda yol göstermek için kullanılır. Çok uzun dalgalar, D tabakasından yansıtılarak yeryüzüne döndürülür. Böylece yeryüzü ile D tabakası arasında çok az zayıflamayla çok uzaklara ilerlerler. İyonküre gündüz çok kayıplı bir ortam gibi, gece az kayıplı bir ortam gibi davranır. Bu durum, orta ve uzun dalga yayılımında farklar meydana getirerek, dalgaların sönmesine neden olur. D tabakası kısa dalgalarda hem gece hem de gündüz az kayıplı ortam gibi davranır. Böylece kısa dalgalar az zayıflatma ile daha uzak mesafelere iletilir. Orta ve uzun dalgalar, D tabakasından, çok kayıplı ortamdaki dolaylı çok fazla zayıflatılarak söndürülürler (Akkaya, 1997).

QBO (Quasi Biennial Oscillation), ekvator bölgesi üzerindeki stratokürede, ortalama 28–29 aylık periyotlarla, doğu batı yönünde esen rüzgârların oluşturduğu, hemen

hemen iki yılda bir meydana gelen salınımlardır (Heaps vd., 2000). Bu salınımlar gravity, inertia gravity, Kelvin ve Rossby gravity dalgaları yardımıyla stratoküreden mezoküreye taşınmaktadır. Mezokürede gezegensel dalgalar yardımı ile yerin jeomanyetik alan çizgileri boyuca iyonkürenin F2 bölgesine kadar ulaşabileceği öngörülmektedir (Chen, 1992).

Bu çalışmanın amacı, ekvator bölgesi üzerindeki stratokürede gözlenen ve ekvator bölgesinde simetrik olarak doğu-batı yönlü, hemen hemen iki yılda bir meydana gelen salınımların, iyonküre üzerindeki etkisini incelemektir. Çalışmada, bu salınımların oluşum süreçleri, stratoküreden iyonküreye taşınma süreci ve iyonkürenin F2 bölgesi kritik frekansı (f_oF2) ile arasındaki ilişki incelenecektir. Bu tezde, iyonküre ile ilgili çalışmalarda stratokürede meydana gelen olayların da göz önünde bulundurulması amaçlanmaktadır. Bu amaçla çalışmanın ikinci bölümünde, QBO tanımı, QBO'nun gelişim süreçleri ile stratokürede meydana gelen salınımlar tanımlanmıştır. Çalışmanın üçüncü bölümünde, QBO'nun küresel etkilerine yer verilmiştir. Çalışmanın dördüncü bölümünde ise QBO'nun dalgalar ile etkileşimine ve iyonküreye taşınma süreçlerine, etkileşim içinde olduğu iyonküresel parametrelerden iyonkürenin kritik frekansına ve Güneş lekesi sayısına (GLS) yer verilmiştir. Beşinci bölümde, veri grupları üzerine uygulanan istatistiksel yöntemler belirtilmiş ve tanımlanmıştır. Altıncı bölümde, “<http://strat-www.met.fu-berlin.de>” adresinden alınan QBO verilerinin, <http://spidr.ngdc.noaa.gov> adresinden alınan 1953-2011 yılları için ölçülmüş f_oF2 kritik frekans verileri ve “<http://www.wdcb.ru/stp/data/solar.act/sunspot>” adresinden alınan ve yine iyonküre üzerinde etkin diğer bir dış etken olan GLS ile ilişkisi istatistiksel olarak incelenmiştir.

2. QBO VE STRATOKÜREDE MEYDANA GELEN DİĞER SALINIMLAR

QBO, simetrik olarak ekvator bölgesi üzerindeki stratokürede gözlenen, hemen hemen iki yılda bir meydana gelen doğu batı yönlü salınımlardır (Heaps vd., 2000). Stratoküre, genel olarak durgun, özellikle yatay hava hareketlerinin görüldüğü, iklim olaylarına katkısı az olan atmosfer katmanıdır. Bu bölümde, QBO' nun oluşum süreçleri ve stratoküredeki QBO benzeri diğer salınım türleri incelenmiştir. Bu nedenle öncelikle QBO kavramının ne olduğu tanımlamak gerekmektedir.

2.1. QBO'nun Keşfi ve Tanımı

Ekvator bölgesi stratoküresindeki rüzgârların ilk incelemeleri, yaklaşık iki haftalık periyotlar boyunca, doğudan batıya, Krakatau (1883) yanardağ küresel dairesinden yayılan rüzgârların keşfi ile yapıldı. Bu rüzgârlar “Krakatau doğuları” olarak adlandırıldı. 1908'de Alman meteorolojist A. Berson tarafından, ekvator kuşağındaki Afrika'dan fırlatılan balon ile “Berson batıları” olarak bilinen tropopoz yakınında yaklaşık 15 km hızla batıdan doğuya esen rüzgârlar keşfedilmiştir. Daha sonra Reed (1961) ve Ebdon (1960) tarafından ekvator bölgesi stratoküresindeki rüzgârlarda, meteorolojik ve jeofiziksel parametrelerde QBO benzeri salınımları görmek için çalışmalar yapılmıştır (Baldwin vd., 2001; Artigas ve Eliasa, 2005).

1960'lı yıllarda QBO teorisi üzerine üç önemli öneri ileri sürülmüştür. Bunlar:

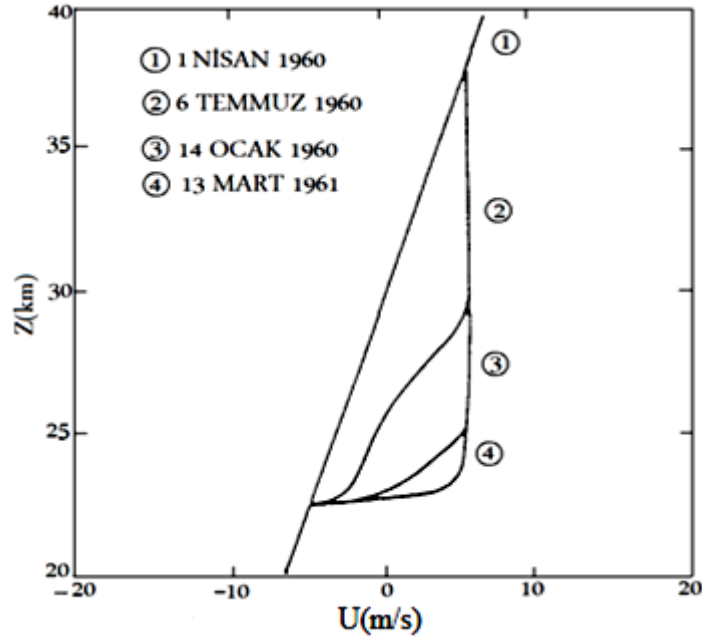
1) Ekvator bölgesine ait dalgalarda dünyanın dönmesinden kaynaklanan $f = f_0 + \beta y$ Coriolis kuvvetinin göz önünde bulundurulması öne sürülmüştür. Bu konunun teorik olarak incelenmesi; ekvator bölgesine ait β düzleminin [Coriolis (Dünya' nın dönmesinden kaynaklanan kuvvet) parametresinin ($f = f_0 + \beta y$) bir yaklaşımıdır ve kuzey-güney doğrultusunda değiştiği varsayılır, burada β bir sabittir] kullanılmasıyla karakterize edilmesidir. Konu değişik bireysel çalışmalarda farklı olarak ele alınmıştır. Örneğin, Taroh Matsuno ve Lindzen ekvator bölgesine ait β düzleminde çalışırken dalga çözümlerini bağımsız olarak düşünmüşlerdir. Wallace ve Kousky, ekvator bölgesi üzerindeki stratokürede, Marmuyama ve Yanai tarafından keşfedilen doğu yönlü ortalama Rossby gravity'nin yerine, batı yönlü dalgaların var olduğunu keşfetmişlerdir. Bu dalgalar, doğu

yönlü dalgalardan bölgesel olarak çok daha geniş ve periyotları daha uzundur (yaklaşık 12 gün). Jim Holton ve Lindzen'in bu dalgaları keşfi ile beraber bu dalgalar Kelvin dalgaları olarak tanımlanmıştır. Bununla birlikte Lindzen, Wallace ve Kousky'nın bu dalgaları keşfinden önce bir QBO teorisi geliştirmişlerdir (Lindzen, 1987). Bu dalga türlerine dördüncü bölümde yer verilecektir.

2) Ortalama akış hızının sıfıra gittiği kritik seviyelerde dağdalgalarının (mountain lee waves) davranışının teorik çalışmasıdır. Dağ dalgalarının inertia gravity dalgalarına düşey yayılımına Lyra, Queney, Eliassen ve Palm'ın çalışmalarında yer verilmiştir. Bu durum Şekil 2.1'de gösterilmiştir. Burada dikkat edilmesi gereken, “ortalama akış geçişinin sıfır olduğu süre boyunca rüzgâr almayan dalgaların sabit kaldığı durumlar olan kritik seviyelerde dalgaların ne olduğu?” sorusudur. Lineer dalga denkleminde tek bir noktadaki lineer dalgaların ne olduğu sorusu, Hines ve Reddy (1967)'de ele alınana kadar göz ardı edilmiştir. Bu çalışmada, gravity dalgalarını yansıtabilecek olan sonuçlandırmalar ile birçok tabaka modeli kullanarak soruları ilişkilendirmeye çalışmışlardır. Fakat daha sonra modelde bazı hataların olduğu anlaşılmıştır (Lindzen, 1987).

3) QBO'nun momentumunun yarı deneysel çalışmasıdır. Richard S. Lindzen (1987) yaptığı çalışmalarda, stratoküredeki dinamiklerde fotokimyanın ve radyasyonun rolünü ve QBO'nun termal bir kuvvetten kaynaklandığını ileri sürmüştür. Mike Wallace ise ısı kaynaklarıyla tropikal sıcaklık değişimini kuvvetlendirmek için, mümkün olan noktayı işaret ederek, momentum kaynaklarının çok daha etkili olacağını göstermiştir. Wallace ve Holton, Washington Üniversitesi'nde QBO'nun nümerik modellerini incelemişlerdir. Wallace ve Newell (1966), 30 km'de momentum akışının yatay ucunda 26 aylık periyodun bazı izlerini bulmuşlardır. Holton ve Wallace, 30 km'de momentum kaynakları gibi QBO'nun aşağı yönlü yayılımı sağlanmak şartıyla modelin kullanılabileceğini önermişlerdir. Momentum kaynaklarının 30 km'de bile gerçek QBO'yu üretmek için oldukça küçük olduğunu göstermişlerdir (Lindzen, 1987).

Düşey dalga yayılımının temelinde bir QBO modeli olduğu ilk olarak Holton ve Lindzen tarafında 1972'de yapılan bir çalışmada önerilmiştir. Stratokürenin üst bölgelerinde, yarıyıllık salınımların (Semi Annual Oscillation-SAO) kökeninde QBO önemli bir rol oynar. Fakat daha sonra yapılan çalışmalarda SAO'nun önemli olduğu ancak QBO'nun oluşumu için gerekli olmadığı ortaya konmuştur.



Şekil 2.1. Ortalama akımla gravity dalga ışınımının kritik seviyelerle etkileşiminden dolayı kesik bölgelerin “aşağı yönlü yayılımı” (Baldwin vd., 2001).

QBO’nun keşfini daha açıkça tanımlamak için daha önce Marumaya (1997), Labitzke ve Van Loon (1999)’da öngörülen teori ve incelemeler, geliştirilmiştir. Yaklaşık 50 yıldan beri, batı yönlü rüzgârları kapsayan ekvator bölgesi üzerindeki stratoküredeki doğu yönlü rüzgârların olmadığını göstermek için balon incelemeleri yapılmaktadır. Son zamanlarda ise, küresel ölçekli dalga modelini kullanarak, Yüksek Çözücülü Dopler İnterferometre ile bölgesel ortalama rüzgâr verilerinin 10 km ile 120 km arasında aylık ortalaması alınarak çalışmalar yapılmaktadır. (Baldwin vd., 2001; Heaps vd., 2000; Hagan vd., 1999).

Strato-mezokürede gelgit kuvvetleri ve ortalama rüzgâr etkilerindeki yıllık değişiklikler Hagan ve arkadaşlarının 1999’da yazdıkları küresel ölçekli dalga modelleri ile keşfedilmiştir. Üst mezoküre ve alt termokürenin önemi yıllık değişimlerle de anlaşılabilir. Su buharı ve stratokürede bulunan metan gazı ile bu çalışmada tanımlanan ozon verilerini analiz etmek için kullanılan teknikler yapılan çalışmalarda tartışılmıştır. Bunlarla birlikte, kullanılan veriler için ağırlıklı olarak yıllık salınımlar (Annual Oscillation-AO) ve SAO ölçülmüştür. Ekvator ve düşük enlem bölgelerinde QBO’nun önemi ve varlığı, yer tabanlı

rüzgârların kontrolü ve uydu merkezli ozon sistem kontrolleriyle ilişki sergilemektedir (Hagan vd., 1999).

2.2. Stratokürede Meydana Gelen Salınımlar

Atmosferin alt ve orta bölgelerinin rüzgâr yapısı ve sıcaklığın dikey tedirginlik çeşitliliği kullanılarak son on yıldır geniş çaplı çalışmalar yapılmıştır. Ölçümlerin büyük çoğunluğu balonlar, hava uçakları, radyosondalar, roket gözlemleri kullanılarak küresel bir ölçekte hem konum hem de sıcaklık olarak kaydedilmiştir. Küresel gözlemlerin temelinde kullanılan model bilgileri, stratoküresel süreçler, stratokürenin iklimin etkileri (SPARC) ve orta atmosferin iklim özellikleri için bir referans oluşturmuştur (Mohanakumar, 2008).

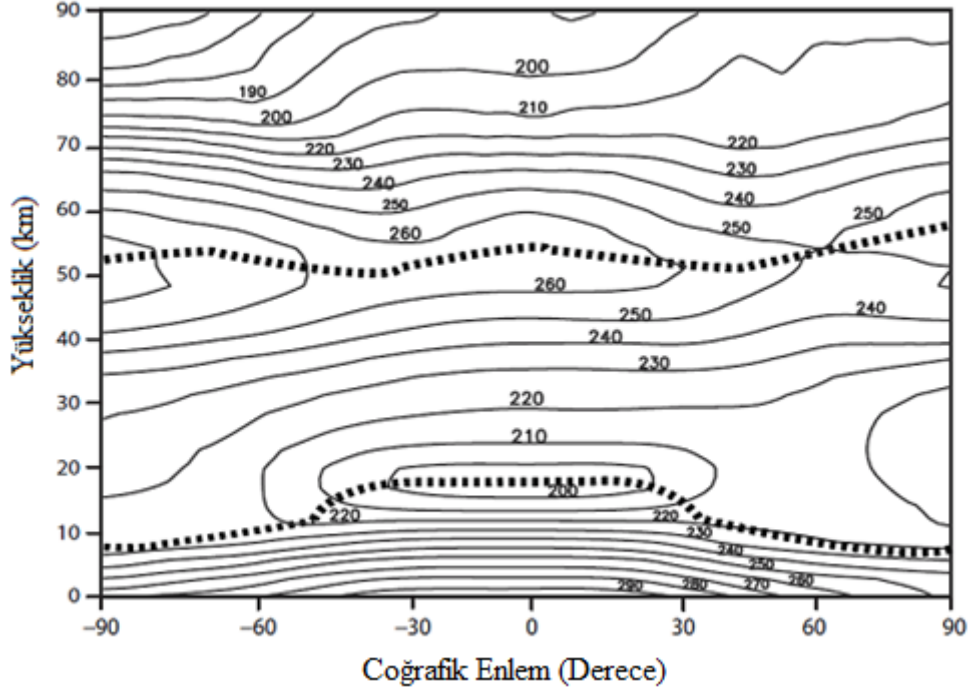
2.2.1. Sıcaklık

Şekil 2.2’de, 1.5 hPa üzerinde Microwave Limb Sounder (MLS) verileri ve Halogen Occultation Experiment (HALOE) pulslarının bir kombinasyonu verilmiştir. Şekilde 1-1.5 hPa değerinde, ocak ayı için güney kutbundan kuzey kutbuna doğru, 90 km yükseklikte ortalama bölgesel sıcaklık genişlemesi gösterilmiştir. Şekildeki kesikli çizgilerden biri yerel sıcaklık ile elde edilen yaklaşık 50 km’deki ortalama stratopozu diğeri ise yaklaşık 10 km’deki ortalama tropopozu göstermektedir.

Sıcaklık; yerel zaman, coğrafik enlem ve mevsimler ile değişim göstermektedir. Sıcaklık tropokürede coğrafik enlemle azalır. Yaz yarım küresindeki sıcaklığın coğrafik enlem ile değişimi, kış yarım küresindeki ile karşılaştırıldığında yaz yarım küresindeki değişimin daha büyük olduğu görülmektedir. Kutup bölgesinde tropopozdaki sıcaklık, ekvator bölgesi tropopozdaki sıcaklığa göre çok daha düşüktür (Mohanakumar, 2008).

Stratokürenin alt bölgelerindeki sıcaklığın enlemsel dağılımı daha karmaşıktır. Yaz yarım küresinde ekvator bölgesi soğuk, kutup bölgesi sıcaktır. Kış yarım küresinde ise orta enlemler sıcak, kutup ve ekvator bölgesi soğuktur. Kış yarım küresinde kutup bölgesi üzerinde stratoküredeki soğuk havanın yoğunluğu oldukça değişkendir. Bu değişikliğin sonucu olarak birkaç haftalık periyot boyunca soğuk hava yerini sıcak havaya bırakır.

“Stratoküresel ani ısınmalar” olarak adlandırılan durumda, farklı istasyonlar üzerinden stratoküresel sıcaklıkların bir haftalık süre içerisinde 70 °C kadar arttığı gözlemiştir.



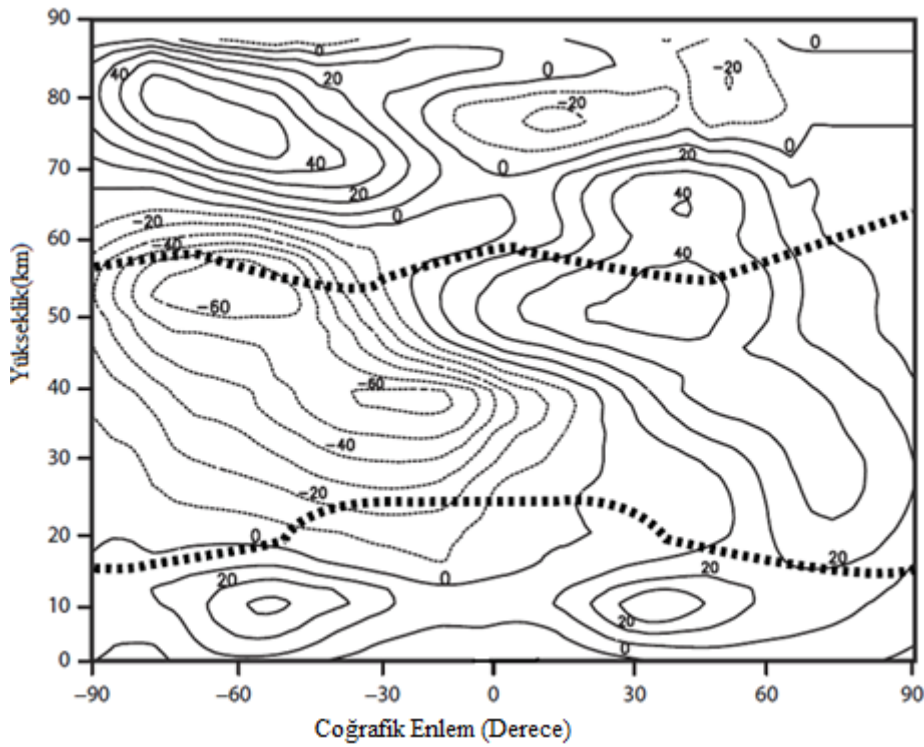
Şekil 2.2. Ocak ayı için bölgesel ortalama sıcaklığın (K) enlem ve yükseklik ile değişimi (Randel vd., 2004).

Stratopozda yaz yarım küresine ait kutup bölgesi ile kış yarım küresine ait kutup bölgesi arasında tek bir sıcaklık değişimi vardır. Mezopozda durum tam olarak terstir; yaz yarım küresinde kutup bölgesi soğuk, kış yarım küresinde kutup bölgesi sıcaktır. Sıcaklık, atmosferin belirli bölgelerinde günlük değişiklik gösterir. En güçlü değişim üst atmosferde gözlenir. Üst bölgelerde gece gündüz arasındaki sıcaklık farklılıkları birkaç yüz derece civarındadır (Mohanakumar, 2008).

Stratopoz civarında önemli ama çok daha küçük günlük değişimler vardır. Bunlar Yerküre'nin üst atmosferindeki güçlü gelgitleri artırır. Gelgit hareketleri, ekvatorda sürekli olan yüzey basıncında düzenli salınımlar olarak görülür. Stratokürenin orta ve üst bölgelerinde gece gündüz arasındaki sıcaklık farkı 1 °C den daha azdır. Değişimler birkaç km'ye yakın kısımlar arasında çok daha büyüktür (Baldwin vd., 2001).

2.2.2. Rüzgâr

Yer yüzeyinden 90 km yüksekliğe kadar olan atmosfer bölgelerinde, bölgesel rüzgâr sirkülasyonlarının geniş ölçekli özellikleri Şekil 2.3’de verilmiştir. Şekilde rüzgârların coğrafik enlem ve yükseklik ile değişimleri gösterilmiştir. Şekildeki alt kesikli çizgiler tropozdaki, üst kesikli çizgiler ise stratopozdaki rüzgâr değişimlerini göstermektedir.



Şekil 2.3. Ocak ayı için bölgesel ortalama rüzgârların coğrafik enlem ve yükseklik ile değişimi (Mohanakumar, 2008).

Güney yarım kürede 40° enleminden ekvatora doğru, ortalama bölgesel rüzgâr 30-35 km seviyesinde yaklaşık olarak 40 m/s lik hıza sahiptir. Güney yarım küredeki maksimum değerdeki rüzgâr, kuzey yarım küredeki rüzgârlardan ekvatora yaklaşık olarak 2°-3° daha yakın ve hızları yaklaşık 20 m/s daha hızlıdır. Kış mevsiminde 40° güney enleminden kutuplara doğru esen bölgesel rüzgârlar ile güney yarım küredeki daha güçlü rüzgârlar arasında büyük farklılıklar vardır. Stratokürenin içine doğru devam eden tropokürenin üst bölgelerindeki batı yönlü maksimum rüzgârlar, 45° güney enleminden kutuplara doğru ilerleyen boylamsal sıcaklığın yukarı doğru artışına göre 50°-60° güney enlemleri arasında daha belirgindir. Rüzgârların dağılımı yaz yarım küreleri arasında

belirgin farklılıklar gösterir. Üst tropoküredeki batı yönlü maksimum rüzgâr, güney yarım küredeki maksimumdan yaklaşık iki kat daha güçlü ve kuzey yarım küredeki piklerden kutuplara olan mesafesi daha büyüktür. Orta ve üst tropokürede ekvator bölgesinde kuzey yarım küredeki doğu yönlü rüzgârlar güney yarım küredekinden çok daha güçlü iken alt tropokürede ise kuzey yarım küredeki batı yönlü rüzgârlar güney yarım küredekinden çok daha güçlüdür.

Belirgin özellikler, 10 km yükseklikte orta enlemlerin, güçlü batı yönlü rüzgârların merkezi olduğunu gösterir (Mohanakumar, 2008).

2.2.2.1. QBO

QBO, ortalama 28 aylık periyotlarla ekvator bölgesi stratoküresinde doğu batı yönlü meydana gelen rüzgâr salınımlardır. QBO en fazla ekvator bölgesinde etkilidir. Yaklaşık olarak doğu yönünde 30 m/s ve batı yönünde 20 m/s hızlarla hareket eder. QBO'nun maksimum genliği genel olarak 10 hPa seviyesinde olmak ile birlikte 100-2 hPa arasındaki değerlere de ulaşabilir. Ekvator bölgesi rüzgârları, doğu-batı yönlü rüzgâr bölgelerinde 22 aydan 36 aya kadar değişen periyotlarla hareket eder. Bu rüzgâr bölgeleri daha yavaş ve az düzensiz yayılmak için doğu yönlü kesilim kuşağı ile düzensiz olarak aşağı doğru yayılır. QBO, sıcaklık değişimi ile de görülebilir ve ekvator bölgesindeki toplam ozon çeşitliği üzerinde etkindir.

QBO'nun hızı ekvator'dan kutuplara doğru ilerledikçe hızlı bir şekilde azalır. Bununla birlikte teori ve gözlemler QBO'nun atmosferin çok geniş bölgesinde etkili olduğunu göstermiştir. QBO dalga ile etkileşim yoluyla, kış mevsiminde ekvator bölgesi dışındaki stratokürede de etkilidir. Özellikle kuzey yarım kürede gezegensel dalga genliği de büyük olduğundan dolayı ozon gibi bileşenlerde de QBO'nun etkisi görülebilir. Kuzey yarım kürede yüksek enlemlerde kış mevsiminde kutup girdapları ile etkileşen QBO aşağı yönlü yayılarak tropoküreyi de etkileyebilir. Ekvator bölgesi tropoküresindeki gözlemler, stratoküresel QBO ile ilişkili olan QB sinyallerinin oluştuğunu göstermiştir (Baldwin vd., 2001). QBO, üst stratoküredeki süreçlerde, mezoküre ve iyonkürenin F bölgesinde bile etkilidir (Echer, 2007).

İyonküredeki QBO'nun oluşum sürecinin stratoküredeki QBO'dan kaynaklandığı varsayılmaktadır. Çünkü QBO'nun belirtileri, orta ve yüksek enlemlerde stratoküre seviyesinde vardır. Güneş aktivitesi ile QBO'nun ilişkili olduğu gösterilmiştir. Ayrıca aşağıdaki dört farklı sistem tanımlanmıştır. Bu sistemler: Dünya yakınında gezegenler arası parametreler ve jeomanyetik aktivite, alt helio-enlemlerde Güneş aktiviteleri, stratoküredeki rüzgârlar ve El-Nino güney salınım olgularıdır. Bu sistemlerin en az üçünde QBO, iyonküredeki değişimden sorumludur (Echer, 2007). Bunlar:

Birinci varsayım; stratoküredeki QBO, iyonkürenin F bölgesinde yukarı yönde yayılan atmosferik dalga yayılımını etkiler ve nötr rüzgâr dolaşımını şekillendirebilir. Bu durumda modülasyon eğer jeomanyetik QBO, stratoküredeki QBO ile etkilenirse doğrudan ilişkili veya QBO ile ilişkisiz sayılabilir.

İkinci varsayım; Güneş aktivitelerinde (UV- EUV ışımasında) incelenen QBO, iyonküredeki yoğunluk değişimlerini doğrudan sürükleyebilir. Bu durum, solar ışıma süresince eğer iyonlaşmada bir QBO çeşitliliği yazılabilirse, doğrudan gerçekleşir. İyonküredeki seviyelerde yukarı yönde etkili olan yayılım dinamiklerinin stratokürede ısınma nedeni, UV akışındaki QBO çeşitliliğidir.

Üçüncü varsayım; gezegenler arası jeomanyetik QBO aktivitesi, iyonküredeki QBO'nun nedenlerinden olan hem parçacık yağışı hem de iyonküredeki akım sisteminde etkilidir.

İyonküredeki QBO'nun tüm bu olaylardan etkilenmesi mümkündür. Fakat bunlardan birisi çok daha önemlidir. Solar aktivite ile stratoküre ilişkisindeki QBO fazının etkileri belirlenmelidir. Lineer olmayan mekanizmalar bu geçişlerde çok önemlidir. Hem gözlemsel hem de teorik çalışmaları daha fazla yoğunlaştırmak gerekir. Bütün bu olaylar zincirini (Güneş, gezegenler arası-jeomanyetik-iyonküre-atmosfer) incelemek gereklidir. Özellikle IRI modelleri sonuçlarıyla, gerçek verileri karşılaştırmak, ilerleyen çalışmaların odağı olacaktır (Echer, 2007).

2.2.2.2. Ekvator Bölgesi Stratoküresindeki Rüzgârlar

Ekvator bölgesi stratoküresindeki rüzgârların hızı ve yönleri göz önüne alındığında bu bölgelerde QBO olarak adlandırılan salınımlardan farklı olmadığı ortaya çıkar. QBO

olarak adlandırılan bu rüzgârların 30 km'nin üstündeki yüksekliklerde yönü doğudan batıya doğrudur. 30 km'nin altındaki yüksekliklerde ise hem doğu hem de batı yönlüdür. Bu nedenle doğu yönlü rüzgârlar batı yönlü rüzgârlar üzerindeki bir noktada olabileceği gibi batı yönlü rüzgârlar da doğu yönlü rüzgârlar üzerindeki bir noktada olabilir. QBO, ekvatorun her iki yanında yaklaşık 15°-20° enlemlerine kadar uzanır. Buna rağmen QBO'nun etkileri 30° coğrafik enlemlerde ve daha üst yüksekliklerde de kendini gösterir (Mohanakumar, 2008).

2.2.2.3. Orta Enlem Stratoküresindeki Rüzgârlar

Orta enlem stratoküresindeki rüzgârların yönü kış yarım küresinde batı yöndedir. 40° coğrafik enleminde, 65 km yükseklikte bu rüzgârın hızı yaklaşık olarak 80 m/s dir. Yaz yarım küresinde ise aynı coğrafik enlemde, 60 km yüksekliğindeki bu rüzgârın hızı en fazla 50 m/s ve doğu yöndedir.

Bu rüzgârların ortalama hızları kuzey yarım kürede yüksek enlem ve üst yüksekliklerde başlayarak Mayıs ayı içerisinde batıdan doğuya doğru değişir ve aşağı yönde ekvator bölgesine doğru hareket ederler. Eylül ayında ise yine yüksek enlemlerde ve en üst yüksekliklerden bir kez daha başlar ve doğudan batıya değişir (Mohanakumar, 2008).

2.2.2.4. Mevsimsel Salınımlar

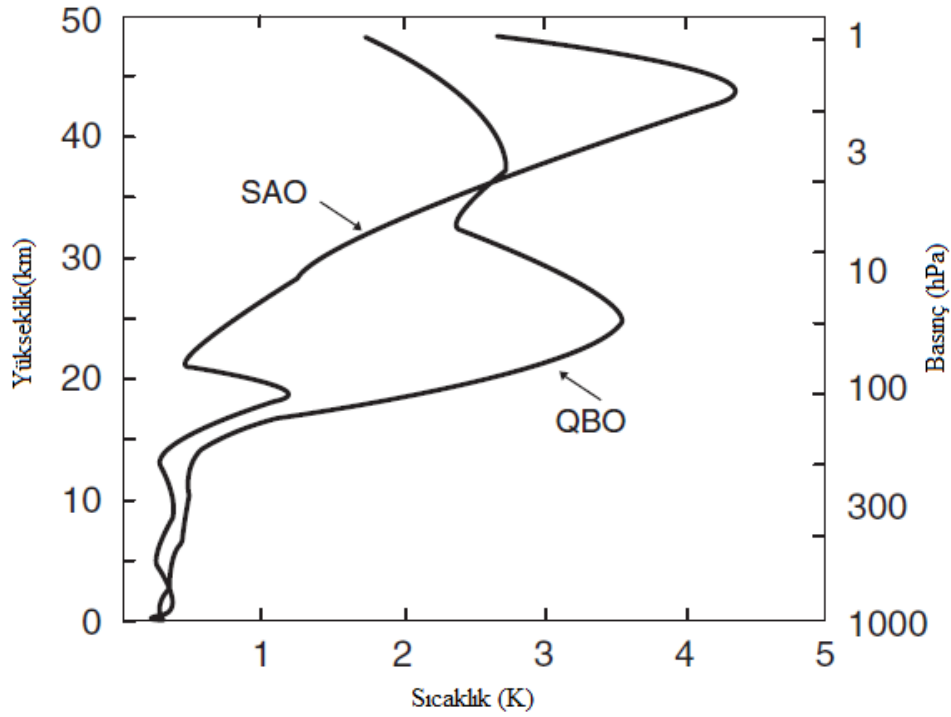
Atmosferik durumun zamanla değişimi Güneş'in dönmesine bağlı olarak “yıllık”, Yer'in dönmesinden dolayı dış kuvvetlerin periyodik değişimlerine bağlı olarak “günlük” salınımlar olarak bilinen iki bileşene bağlıdır (Mohanakumar, 2008).

Yıllık değişimler stratokürede yaz yarım küresinde doğu yönlü, kış yarım küresinde ise batı yönlüdür. Yıllık değişim öncelikle ekvator bölgesine ait olan bir olgu değildir. Bu nedenle ekvator bölgesi dolanım sisteminde güçlü bir etkileşim göstermez.

Stratoküreye ait dolanımların yıllık değişimi ve mevsim geçişleri, kuzey ve güney yarım kürede aylık ortalama gezegensel dalgalar ve ışımların ani olarak meydana gelmesi

ile ilişkilidir. Kış ortasında maksimum genlik gösterir. Fakat doğu-batı doğrultusunda yayılan dalganın fazı, yüzeyin topografik etkisinden dolayı genellikle sabittir.

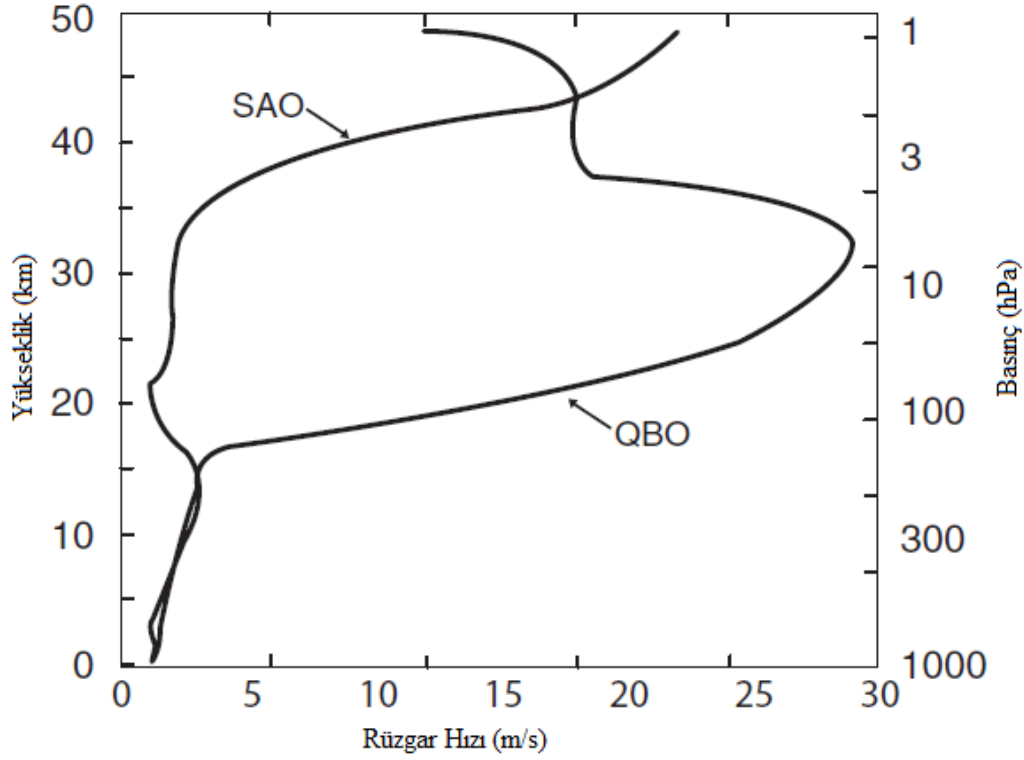
ERA-40 data uydusunun gerçek veri analizlerinden çıkarılan ekvator bölgesi üzerindeki tropoküre ve stratokürede, sıcaklıkta QBO ve SAO genliğindeki dikey değişim Şekil 2.4'te gösterilmiştir. Sıcaklıkta QBO ve SAO'nun genliği genellikle zayıftır. Fakat tropokürede aynı faza sahiptir. QBO'nun genliği alt stratoküre de yükseklikle artar ve 25 km civarında bir maksimum oluşur. Bu seviyenin üzerinde QBO'nun genliği yükseklik ile azalır. SAO'nun genliği ise alt stratoküreden başlayarak yükseklik ile sürekli artar ve yaklaşık 40 km civarında maksimuma ulaşır. Bu yükseklikteki sıcaklıkta SAO'nun genliği 25 km'deki QBO genliğinden daha büyüktür. Sıcaklık ile SAO üst yüksekliklerde azalır.



Şekil 2.4. Sıcaklık ile QBO ve SAO'nun genliğindeki dikey değişim (Mohanakumar, 2008).

Şekil 2.5'te ekvator üzerindeki tropokürede ve stratokürede, yükseklik ile bölgesel rüzgârlara göre QBO ve SAO'nun genliğinin değişimi gösterilmiştir. Bölgesel rüzgârlarda QBO ve SAO'nun genliği, tropokürenin girişinde aynı fazda ve zayıftır. Alt stratokürede yükseklik ile QBO'nun genliği hızlıca artar. 30 km civarında maksimuma ulaşır ve üst stratokürede azalır. Öte yandan SAO'nun genliği alt ve orta stratokürede zayıf kalır fakat

üst stratokürede yükseklik ile artar. Bu bölgede QBO ve SAO'nun genlikleri aşama aşamadır.



Şekil 2.5. Ekvator üzerinde bölgesel rüzgârlarda QBO ve SAO genliklerinin dikey tedirginliği (Mohanakumar, 2008).

QBO'ya benzer olarak yarıyıllık salınımların yükseklik ile azalan genlikleri ekvator bölgesi ile sınırlıdır. Bu özellikleri ile SAO'nun batı yönlü fazının, Kelvin dalgalarının ilgili yüksekliklerde batı yönlü momentum toplanmasından dolayı meydana geldiği önerilmiştir. QBO'nun batı yönlü fazını üreten uzun periyotlu Kelvin dalgalarının yükseklik ile çok hızlı yayıldığı görülmüştür. Ancak bu durum daha uzun periyotlu Kelvin dalga modları, mezoküresel seviyelere enerji ve momentum taşımak için uygun değildir. Bununla birlikte kısa periyotlu Kelvin dalgaları alt stratokürede önemli ölçüde değişmezler ve çok küçük genlikli bu dalgalar, SAO'nun batı yönlü fazı için yeterince büyük batı yönlü momentum taşır. Şimdiye kadar üst stratoküre ve alt mezoküre için SAO üzerine tatmin edici mekanik bir model oluşturulamamıştır (Mohanakumar, 2008).

3. QBO’NUN KÜRESEL ETKİLERİ

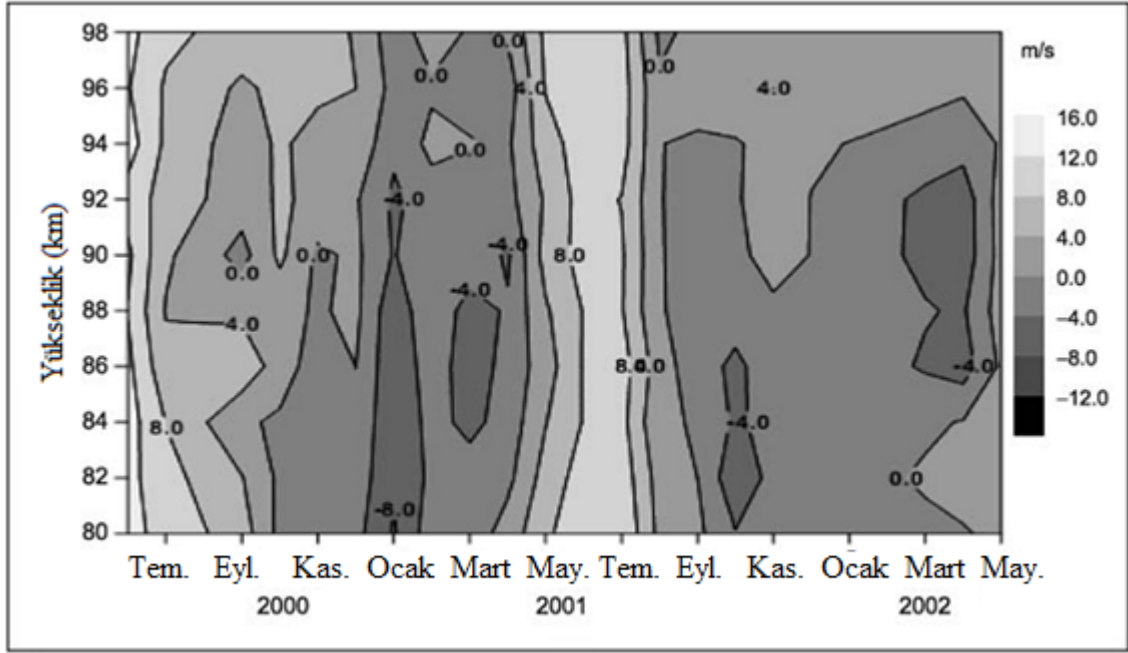
QBO’nun tüm atmosfer üzerindeki küresel etkileri, bölgesel rüzgârlar, sıcaklık, QBO’nun kimyasal bileşenler üzerindeki etkileri olmak üzere üç başlık altında incelenebilir.

3.1. Bölgesel Rüzgârlar

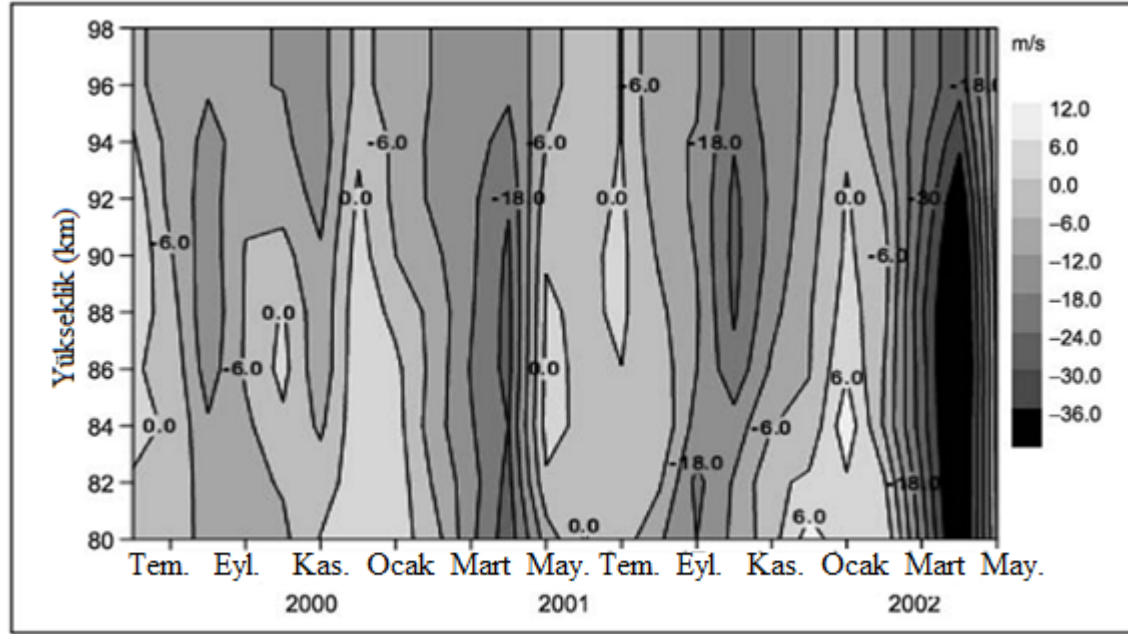
Ekvator kuşağına ait bölgesel rüzgârlarda QBO’ nun etkisi, doğu yönlü rüzgârlarda daha uzun süreli ve şiddetli, batı yönlü rüzgârlarda ise aşağı yönlü, hızlı ve daha düzenli olduğu belirlenmiştir. 1953–1995 yılları arasında alınan veriler için QBO’nun ortalama periyodu 28.2 ay olarak elde edilmiştir. Bu süre *Naujokat* tarafından 1986’da elde edilen, en kısa periyot olan 27.7 aydan daha uzun bir süredir (Baldwin vd., 2001).

Kolhapur ve Tirunelveli istasyonları için Haziran 2000’den Mayıs 2002’ye kadar olan ardışık 24 ay için, yaklaşık 80 km ile 98 km arasındaki yüksekliklerde aylık ortalama bölgesel rüzgârların zaman ve yükseklik ile değişimi Şekil 3.1a ve Şekil 3.1b’de gösterilmiştir. Siyah gölgeli kısım her iki şekilde de batı yönlü rüzgârları göstermektedir. Şekil 3.1a Kolhapur istasyonu için yaz aylarında rüzgârların doğu yönde, kış aylarında ise batı yönde olduğu görülmektedir. Ayrıca bu rüzgârlar, nisan sonunda ve ekim boyunca batı yönde hareket etmektedir. Her iki şekilde de bölgesel rüzgârlarda yıllık bir salınımın ortaya çıktığı gözlenmektedir. Şekil 3.1a’da, ilkbahar ekinoksu boyunca yaklaşık 84 km ile 92 km arasında çoğunluğu batı yönlü bir akımın olduğu, 94 km ve daha yükseklerde sonbahar ekinoksu boyunca ise doğu yönlü bir akımın olduğu gözlenmektedir.

Bölgesel rüzgârlar genellikle SAO ile tutarlıdır. İlkbahar ekinoksu boyunca batıya doğru olan rüzgâr akımı, sonbahar ekinoksu boyunca doğuya doğru olan akıma göre daha büyüktür. 2002 ilkbahar ekinoksunda batı yönlü hızlar 2001’de gözlenen hızlardan çok daha büyüktür. İlkbahar ekinoksu boyunca batı yönlü akımda bazı yıllar arasında değişkenlikler gözlenmektedir. 2002 yılında batı yönlü maksimum hız 40 m/s’lik değere sahip iken, 2001 yılındaki batı yönlü akım maksimum hız değeri 25 m/s’dir. Mezoküreye ait bölgesel rüzgârlarda QBO belirgin olarak gözlenmiştir (Burrage vd.,1996; Rajaram ve Gurubaran, 1998; Sridharan vd., 2007; Sharma vd., 2010)



(a)

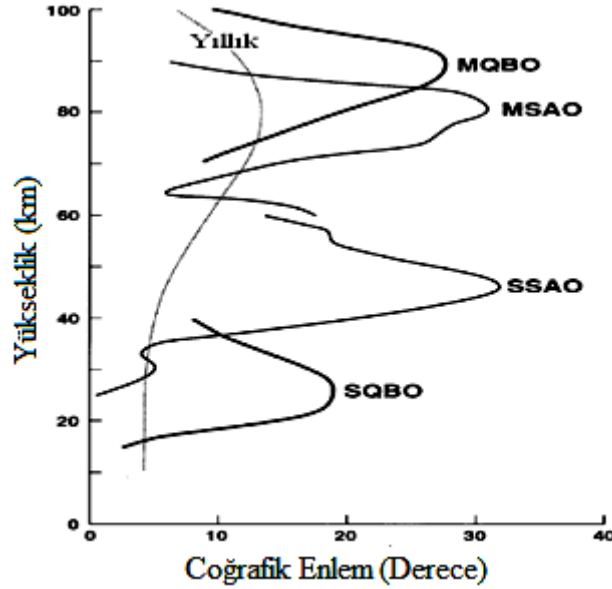


(b)

Şekil 3.1. Haziran 2000 ve Mayıs 2002 zaman aralıklarında: a) Kolhapur için, b) Tirunelveli için aylık ortalama bölgesel rüzgârların değişimi. Koyu (siyah) kısımlar batı yönlü rüzgârı göstermektedir (Sharma vd., 2010).

İyonküreye ait olan 100 km den daha üst yüksekliklerdeki yayılımlarda gözlenen gezegensel ölçekli dalgalar, değişen ekvator bölgesi tropoküresindeki yayılımda: gravity, inertia gravity, Kelvin ve Rossby-gravity dalgalarından etkilenir. Bu dalgalar, doğu ve batı yönlü bölgesel momentum taşınımları, yatay ve düşey dalgalanmalarla stratokürede yayılır.

Bu bölgesel momentumların pek çoğu, stratoküredeki seviyelerde çok kısa sürelidir. Momentumun alt veya kritik seviyelerinin büyüklüğü, bölgesel rüzgârların düşey yöndeki değişiminin dalgalar ile etkileşimlerine bağlıdır. Bu dalgalar için ise kritik seviyeler, QBO'nun etkisinin kaybolduğu sınırlara bağlıdır. Şekil 3.2'de görüldüğü gibi bazı gravity dalgaları stratokürenin girişi boyunca yayılır ve mezoküreye ait QBO veya MQBO olarak bilinen mezopoz yakınında bir QBO meydana getirir (Baldwin vd., 2001). Şekildeki MQBO ve MSAO mezoküreye ait olan sırasıyla QBO ve SAO'yu ifade ederken SQBO ve SSAO gösterimleri ise stratoküreye ait olan sırasıyla QBO ve SAO'yu ifade etmektedir. Bu dalgalara dördüncü bölümde ayrıntılı olarak yer verilecektir.



Şekil 3.2. Ekvator üzerinde SQBO, SSAO, MQBO, MSAO ve yıllık değişim dağılımı (Baldwin vd., 2001).

3.2. Sıcaklık

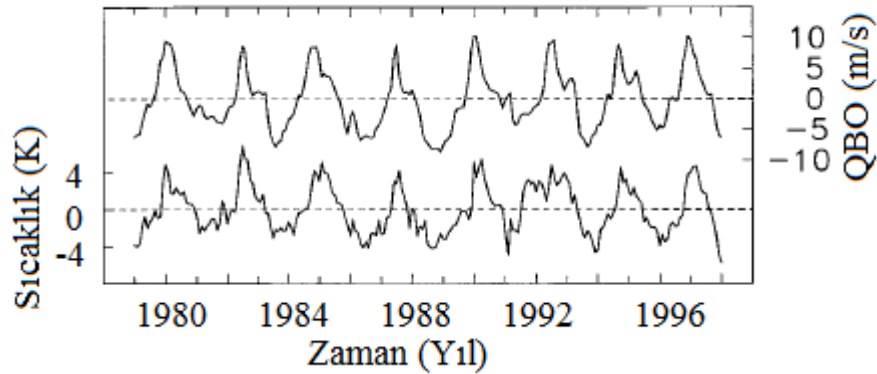
Yapılan gözlemlerde QBO, hem ekvator bölgesi hem de kutup bölgesinde sıcaklık üzerinde açık bir etki sergilediği gözlenmiştir. QBO ekvator bölgesi sıcaklığı, bölgesel rüzgârların dikey kesilimi ile termal rüzgâr dengesinde. Bu durum ekvator bölgesi için şu şekilde ifade edilir:

$$\frac{\partial u}{\partial z} = \frac{-R_g}{H\beta} \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} \quad (3.1)$$

burada, u bölgesel rüzgârları, T sıcaklık, z logaritmik basınç yüksekliği, y yükseklik, R_g gaz sabiti, $H=7$ km logaritmik basınç koordinatlarında kullanılan sabit ölçek yüksekliği ve β Coriolis parametresinin enlemsel değişimidir. QBO salınımları için L boylamsal ölçeği ekvator merkezlidir. Ekvatorda termal rüzgâr dengesi yaklaşık olarak

$$\frac{\partial u}{\partial z} = \frac{-R_g}{H\beta} \frac{T}{L^2} \quad (3.2)$$

şeklinde ifade edilir. Alt stratokürede, QBO ile ilişkili olan ekvator bölgesi sıcaklığı ± 4 °K' nin altındadır. Şekil 3.3'te Singapur için 30 hPa yükseklikteki sıcaklık ölçümlerinin zaman serileri ile QBO nun ilişkisi gösterilmiştir. 30–50 hPa seviyesine karşılık gelen bölgesel rüzgârlar, düşey yönde kesilen rüzgârlarıyla birleşir. Regresyondan tahmin edilen sıcaklığa karşı $\partial u/\partial z$ eğimi boylamsal ölçek L ile tutarlıdır (Randel vd., 1999).



Şekil 3.3. 30-50hPa da QBO ile ekvator bölgesine ait sıcaklık anormalliği ilişkisi (Baldwin vd., 2001).

Daha düşük sıcaklık anormallikleri, tropopoz civarında gözlenen $\pm 5^\circ$ K mertebesindeki QBO değişimi ile aşağı doğru yayılır. QBO sıcaklık anormallikleri orta ve üst stratoküreye de uzanır. Bu yüksekliklerdeki QBO sıcaklık anormallikleri alt stratoküredeki anormallikler ile aynı fazda değildir.

3.3. QBO'nun Kimyasal Bileşenler Üzerindeki Etkileri

QBO'nun ozon yoğunluğu üzerindeki etkisi, diğer bileşenlere göre çok daha belirgin olduğu için, ozon ve diğer bileşenler olarak iki ayrı başlık altında incelemek daha doğru olacaktır.

3.3.1. QBO'nun Ozon Yoğunluğu Üzerindeki Etkileri

Bölgesel akımın dalga sürüklemesi, doğu yönlü kesilim periyodu boyunca yükselen hareket ve batı yönlü kesilim periyodu boyunca alçalan hareketlerle ekvator bölgesi boyunca enlem-yükseklik düzleminde ikinci bir ortalama boylamsal dolanım üretir. Fotokimyasal ömürlerin taşıma zaman ölçeğinden uzun olduğu alt stratokürede, alçalma hareketiyle stratoküreye daha üst yüksekliklerden zengin ozon miktarına sahip hava kütlelerini taşıyarak toplam ozon miktarını artırır. Yükselme hareketinde ise bu durum tam terstir. Ekvator bölgesinde bu hareketten QBO sorumlu olarak görülür (Bowman, 1989).

QBO, ozon içeren hem dinamik hem de iz alanlarında, orta ve üst enlemlerde de bulunabilir. QBO'nun ekvator dışındaki bu durumunu açıklamak için bazı olası mekanizmalar önerilmiştir. Bunlar;

Birinci olasılıkta; QBO dolanımı, orta ve yüksek enlemlere genişletilebilir. Ekvator dışındaki ozon anormallikleri, iklimsel ozon alanının QBO dolanımı tarafından taşınması ile oluşur. Literatürde dinamik QBO, ekvatorun $\pm 15^\circ$ civarıyla sınırlıdır. Bununla birlikte bu teoriye tek karşı çıkanlar Plumb ve Bell, oluşturdukları bir modelle, $\pm 30^\circ$ enleminde genişletilen bir QBO dolanımını önermişlerdir.

İkinci olasılıkta; mevsimsel değişim ve stratoküredeki dolanım, ekvator bölgesine, ekvator bölgesi dışında oluşturulan ozon miktarındaki anormallikleri taşıyabilir. Bu teoriyi hem QBO dolanımındaki hem de küresel ortalama boylamsal dolanım ölçeğindeki farklılıktan dolayı ispat etmek zordur. QBO, ortalama boylamsal dolanımdan çok daha küçüktür ve ekvator bölgesi anormallik eğrilerini belirlemek için, ortalama boylamsal dolanımın detaylı yapısını bilmek gerekir. Mevsimsel değişimin ve ortalama boylamsal dolanımların ekvator bölgesine ait QBO'nun ozon anormalliklerini taşıdığı belirtilmiştir. Ancak yapılan analizler bu teoriyi desteklememektedir. Çünkü ekvator bölgesine ait anormallikler ekvator civarıyla sınırlıdır.

Üçüncü olasılık; ilk iki olasılığın birleşimidir. Ozon anormallikleri ekvator bölgesine ait etkilerin dışında kalan girdap dolanımı ve iklimsel olaylarla yüksek enlemlerde ortaya çıkan QBO dolanımının ekvator bölgesi dışındaki bileşeni tarafından üretilir. Gray ve Plye (1989), iki boyutlu (enlem-yükseklik) modelde rüzgâr, sıcaklık ve ozonda QBO'nun pek çok yönlerini benzetmişlerdir (Bowman, 1989).

Ozonda QBO'yu üretebilen olası birkaç mekanizma vardır. Gezegenel dalga aktivitesi tarafından ozonun anormal taşınması, direkt olarak QBO'yu üretebilir. Diğer bir yol ise; gezegen ölçekli ortalama boylamsal dolanım zorlaması tarafından dolaylı yoldan üretilir.

Ozon ile QBO arasındaki diğer ilginç bir düşünce ise Antarktika'nın ozon tabakası boşluğundaki ozonların azalma oranı ile QBO arasında bir ilişkinin var olup olmadığı sorusudur. Lait vd., (1989), Antarktika'nın ozon boşluğundaki ozon azalma oranı ile QBO fazı arasındaki bir ilişkinin var olduğunu ortaya koymuştur (Bowman, 1989).

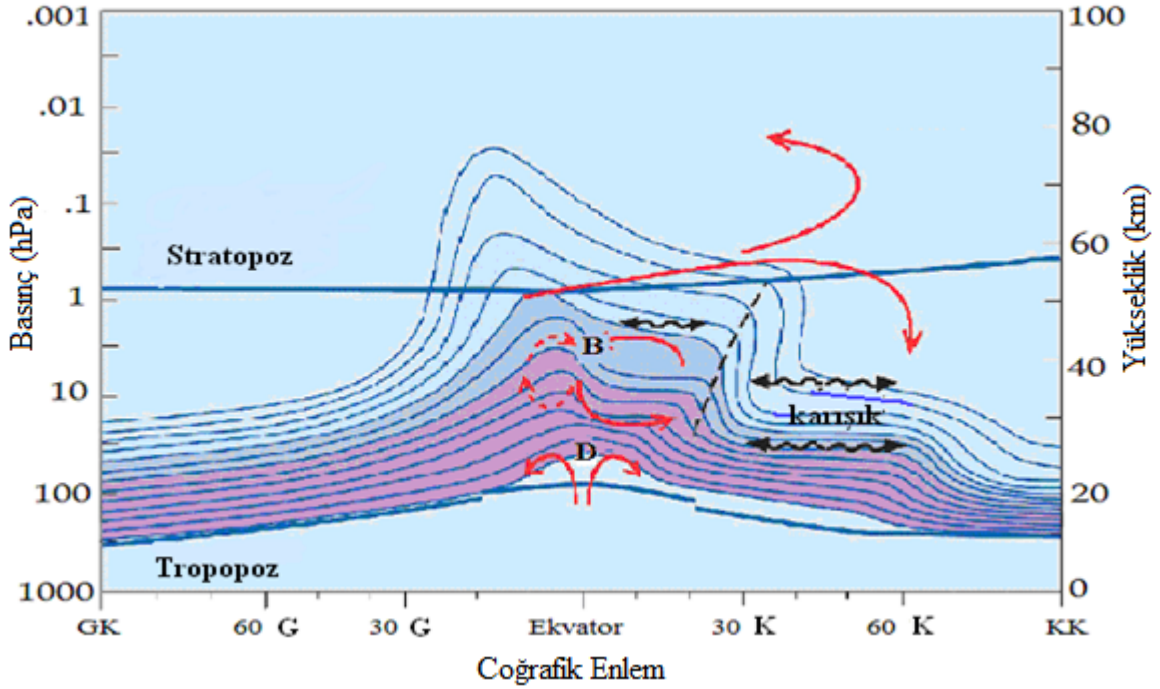
3.3.2. QBO'nun Diğer Kimyasal Bileşenler Üzerindeki Etkileri

Son zamanlarda yapılan çalışmalarla atmosferdeki kimyasal bileşenler üzerine QBO'nun etkisini içeren bazı kanıtlar ortaya konmuştur. QBO; su buharı, metan, volkanik aerosol, NO_2 ve N_2O_5 gibi var olma süresi kısa olan türlerde ve atmosferdeki pek çok gaz türü üzerinde etkilidir. H_2O yoğunluğundaki QBO anormallikleri, ozon yoğunluğundaki azalmanın tam aksine, temel durumda ortalama sürüklenme oranıyla zamanla yavaşça artar. Alt ve orta stratokürede ekvatorun dışındaki CH_4 incelemelerindeki benzerlik H_2O değişimiyle ilişkilidir. Bu anormallikler üst stratokürede 30 km civarında QBO rüzgârlarıyla orantılıdır.

Bölgesel ortalama rüzgârlar ile QBO değişimi, bölgesel ortalama boylamsal dolanım değişimi ile benzerdir. Stratokürede kutuplara doğru taşınma büyüktür. Ekvator dışında kalan tropopoz boyunca taşıma zamanla azalır. Stratokürenin dışında ve içindeki kimyasal bileşen türlerindeki kimyasal taşınmalar, dalgalarla ilişkili olan hem karmaşık süreçlerin hem de geniş ölçekli dolanımların sonucudur. QBO'nun etkisi sadece dinamik ve sıcaklıklarda değil, aynı zamanda kimyasal bileşen türlerinin dağılımında da etkindir. Ayrıca, küresel iklim çeşitliliği ve değişimi de bu yolla anlaşılır (Baldwin vd., 2001).

N_2O ve CH_4 gibi uzun-sürelili pek çok kimyasal bileşen türleri tropokürede meydana gelir ve ekvator bölgesi tropopozu boyunca stratokürenin içine taşınır. Şekil 3.4'de kimyasal bileşen türlerinin taşınması ve ortalama boylamsal dolanımlarda QBO'nun varlığı gösterilmiştir. Şekilde verilen ekvator bölgesindeki rüzgârlar 40 hPa yüksekliğinde doğu yönlü olduğunda, kuzey yarım kürede kış boyunca dikey taşıma olur. Bu taşıma üst

stratokürenin ortalarında kimyasal bileşen yoğunluğundaki ekvator bölgesi maksimumunu gösterir. QBO tarafından oluşturulan ekvator bölgesi dışındaki anormallikler, yarım küresel simetriden ayrılmanın bir sonucudur. Bu yarım küresel simetrilere bazıları gezegensel dalgaların mevsimsel devrinin bir ürünüdür. Şekildeki siyah çizgi, 40 hPa değerinde doğu yönlü olduğu kabul edilen, QBO ile ilişkili (zaman-ortalama) dolanım çıkarılabilen) dolanım anormalliklerini göstermektedir.



Şekil 3.4. Ortalama yatay akım ve QBO rüzgâr anormallikleri ile kimyasal bileşen taşıma görünümü (Baldwin vd., 2001).

QBO, ekvatorde kimyasal bileşenler üzerinde tropopoz boyunca yükselmeyi tetiklerken, üst stratokürenin ortalarında alçalmayı tetikler. Alt stratoküredeki dolanım anormallikleri, ekvator boyunca yaklaşık olarak her iki yarım kürede simetrik iken, orta stratoküredeki dolanım anormallikleri kış yarım küresinde daha büyüktür. Buna ek olarak, ortalama boylamsal dolanımların yatay hareketi ile ısı transferi de söz konusudur. Taşınan parçacıklar, dalga hareketleriyle karışır. Bu karışıklık, yatay dalga izleriyle gösterilir. Ekvator civarındaki azalma ve kuzeydeki artış bu izlerde “merdiven” modeli oluşturur (Baldwin vd., 2001).

4. ATMOSFERİK DALGALAR VE QBO İLE ETKİLEŞİMLERİ

Atmosferde dalga olgusu hem iç hem de dış kaynakların tedirginliklerinin sonucu olarak ortaya çıkar. Atmosferik dalgalar fiziksel ve geometrik özelliklerine göre sınıflandırılırlar (Mohanakumar, 2008; Schunk ve Nagy, 2009). Bu bölümde atmosferde gözlenen ve QBO ile etkileşimde olan dalgaların bir sınıflandırması yapılmıştır. Ayrıca bulgular bölümünde QBO ile etkileşimi incelenmiş olan iyonküre kritik frekansının tanımına ve iyonküre üzerinde önemli bir etkiye sahip olan GLS'na yer verilmiştir.

4.1. Atmosferik Dalgalar

Atmosferin alt bölgelerindeki, özellikle tropoküredeki meteorolojik süreçler, yukarı yönlü yayılan dalgalar sayesinde baskın bir şekilde iyonküreyi etkiler. Bu dalgalar gezegensel dalgalar, gelgit dalgaları, gravity dalgaları ve infrasonik dalgalardır. Dalga aktivitesine bağlı günlük gelgit ve gravity dalgaları birincil kısım, gezegensel dalgalar ve bazı gravity dalgaları da ikincil kısım olmak üzere iyonkürenin içinde üretilebilir. Ancak bu dalgalar genellikle aşağıdan yayılım yoluyla iyonküreye girer. Fakat gezegensel dalgalar yukarı yönlü yayılan gelgitlerin modülasyonu gibi farklı potansiyel yollar aracılığı ile sadece dolaylı olarak iyonkürenin F bölgesine doğru yukarı yönde yayılabilir. Dalgalar mezoküre-alt termoküre (Mesosphere Lower Thermosphere-MLT) bölgelerinde lineer olmayan ilişkiler yoluyla yukarı yönlü yayılarak değişir. Alt bölgelerden yukarı yönlü yayılan dalgalar iyonkürenin alt kısımlarındaki E bölgesinde ve F bölgelerinde ayrı ayrı etkilere sahiptir. Nötr atmosferde yukarı yönlü yayılan dalgalar hem atmosfer-iyonküre sisteminde dikey çiftlenmesi için hem de radyo yayılımı ve haberleşmeler için önemlidir. Bu dalgalar radyo yayılım şartlarının sağlanmasında ve belirsizliklerin giderilmesinde önemli ölçüde sorumludurlar (Lastovicka, 2005).

Atmosferik dalga yayılımının dört temel modeli vardır. Bunlar şu şekilde sınıflandırılabilir:

Akustik (ses) dalgalar, sıcaklık ile kontrol edilebilir hızlara sahiptirler. Bu dalgalar, parçacık salınımının yayılım yönüne paralel olan boylamsal dalgalardır. Sıkıştırma

kuvvetinden dolayı ortamın sıkışması veya gevşemesi, bu dalgaların ortaya çıkmasının nedenidir.

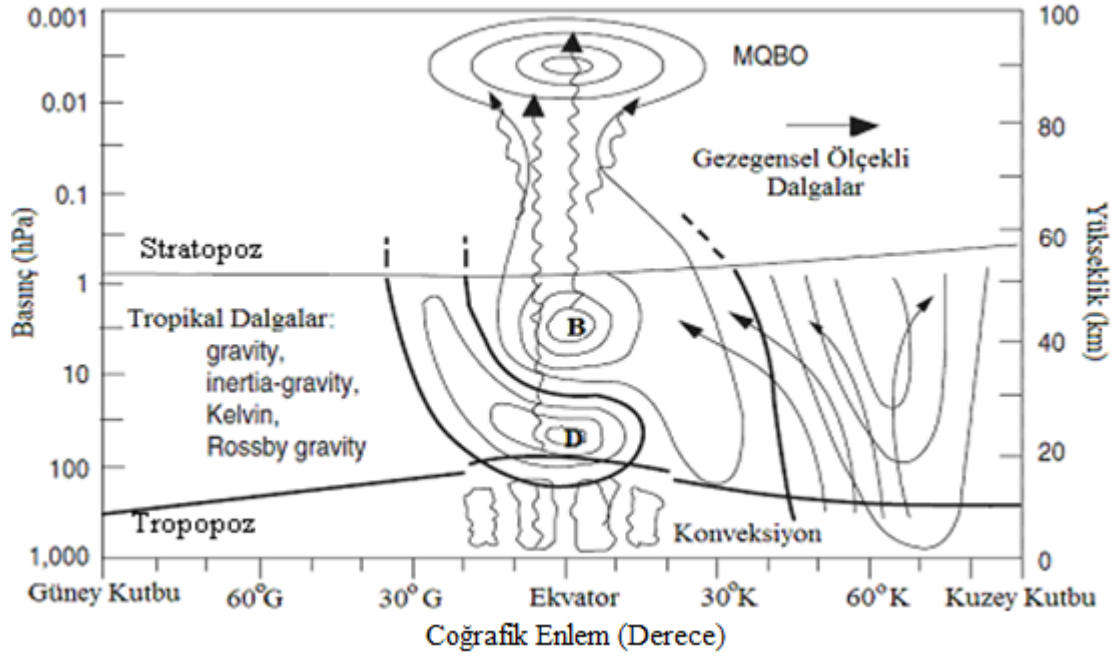
Gravity dalgaları, kararlılık ile kontrol edilen hızlara sahiptirler. Bu dalgalar, dikey statik kararlılığın veya kaldırma kuvvetinin yeniden oluşum mekanizmasıdır. Gravity dalgaları, hidrostatik denge olaylarında çok daha etkindir.

İnertia gravity dalgaları, Coriolis parametresini etkileyecek hızlara sahiptirler. Bu dalgalar, dünyanın dönmesini hissettirmek için yeterince uzun periyoda sahip olan dalgalardır.

Rossby gravity dalgaları, Coriolis parametresinin enlemsel değişimi ile kontrol edilen hızlara sahiptirler. Bu dalgalar, yeniden oluşum mekanizması ve potansiyel girdabın gradienti olan dalgalardır. Kuzey yarım kürede daha önemli olan bu dalgalar, yer şekillerinin kuzey-güney doğrultusunda yayılan hava kitlelerinin bir ürünüdür. Bu tür yer değiştirmeler, toplam potansiyel girdabının korunmuş bir şekli gibi girdabın gezegensel ve görelî bileşenlerindeki değişimin nedenidir. Sonuç olarak bir enlem çevresinde dalga desenlerini üreten, kuzey-güney yönlü salınımlardır (Mohanakumar, 2008).

4.2. QBO Yayılım Süreçlerinde Etkili Olan Atmosferik Dalgalar

QBO yayılımı üzerinde etkin olan dalgalar Şekil 4.1’de verilmiştir. Şekilde görüldüğü gibi QBO, dalgalar yardımı ile stratopozu aşarak MLT’ye kadar ulaşabilmektedir. Aynı zamanda bu durum yerin jeomanyetik alan çizgiler boyunca iyonkürenin F bölgesine kadar taşındığı çalışmalarda öngörülmüştür (Chen, 1992). QBO ile ilişkili dalgalar inertia gravity, gravity, ekvator bölgesi (Kelvin ve Rossby gravity dalgaları) dalgaları ve gezegensel dalgalardır.



Şekil 4.1. QBO'nun dinamik kontrollerinin şematik gösterimi (Baldwin vd., 2001).

QBO'nun alt stratoküreden mezoküreye kadar taşınmasında etkili olan dalgalar aşağıda başlıklar halinde açıklanmıştır.

4.2.1. İnertia Gravity Dalgaları

İnertia gravity dalgalarının sürekli akış durumundaki kütle yer değiştirmeleri Şekil 4.2'de gösterilmiştir. Bu yer değiştirmeler hem kaldırma hem de dönme kuvvetine karşı bir direnç sergiler. Sonuçta salınımdan üretilen dalgalar, inertia gravity dalgası olarak bilinir. Kütlenin şekildeki gibi y-z koordinat düzleminde eşit bir yol boyunca yer değiştirdiğini düşünelim. Bu şekilde δs , eğime göre dikey yer değiştirme, kaldırma kuvveti ise $-N^2\delta z\cos\alpha$ olur. Boylamsal δy yer değiştirmesi için kütle yolunun eğime göre paralel kuvvet bileşeni $-f^2\delta y\sin\alpha$ olacaktır. Temel akımın enlemle sabit olduğu varsayılırsa kütle salınım denklemi aşağıdaki gibi olacaktır:

$$\frac{D^2}{Dt^2}\delta s = -(f\sin\alpha)^2\delta s - (N\cos\alpha)^2\delta s \quad (4.1)$$

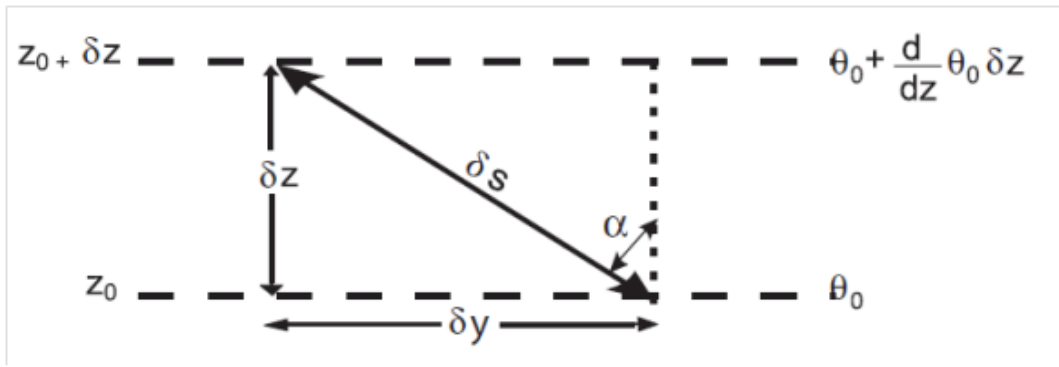
burada δs , kütle yer değiştirmesi ve N , Brunt-Vaisala frekansıdır. Dağıtkanlık ilişkisi frekansı,

$$v^2 = N^2 \cos^2 \alpha + f^2 \sin^2 \alpha \quad (4.2)$$

eşitliği ile ifade edilir. Normalde $N^2 > f^2$ olarak gösterilir, bu yaklaşım inertia gravity dalgalarının frekansları arasındaki bir değişimde yanlıştır. Yataya doğru yörünge eğimi olarak f frekans yaklaşımı, dikeye doğru yörünge yaklaşımı olarak N frekans yaklaşımıdır. Tipik orta enlem stratoküreye ait şartlar için inertia gravity dalgaların periyodu 12 dakikadan 15 saate kadar değişir. Denklem 4.2'deki $f^2 \sin^2 \alpha$ büyüklüğü, $N^2 \cos^2 \alpha$ büyüklüğüne benzer olduğu için;

$$\tan^2 \alpha \cong \frac{N^2}{f^2} = 10^4 \quad (4.3)$$

olacaktır.



Şekil 4.2. Boylamsal düzlemde inertia gravity dalgası için kütle sürüklenmesi (Mohanakumar, 2008).

Bu durumda denklem 4.2'te $v \ll N$ olur. Bu da düşük frekanslı dalgaların dünyanın dönmesinden önemli ölçüde etkilendiğini ifade eder (Mohanakumar, 2008).

Batı yönlü inertia gravity dalgaları QBO'nun doğu yönlü yayılımını engellediği görülürken, doğu yönlü inertia-gravity dalgaları QBO'nun batı yönlü yayılımını engeller. Ekvator bölgesindeki inertia gravity dalgası çalışmalarında, (8.5° K ve 23.5° B) coğrafik koordinatında 3 saatlik rawinsonda verileri analizinde, QBO'nun doğu yönlü kesilim fazında olduğu görülmüştür. Bu analizde 30-40 saatlik bir periyoda sahip inertia-gravity dalgalarına benzer yapılar ve 1.5 km kısa dikey dalga boyu dalgalar tespit edilmiştir. Yapılan çalışmada bölgesel rüzgârların batı yönde olduğu tahmin edilmiştir (Baldwin vd., 2001).

QBO'nun batı yönlü kesilim fazı ortaya çıktığında, 1990 yılının Şubat-Mart aylarında 24 gün için 7.6° G ve 112.7° coğrafik koordinatı için yapılan ve alt stratoküreye

odaklanılan bir çalışmada, rüzgâr ve sıcaklık verileri için 6 saatlik zaman aralığında ve 150 m dikey çözünürlükte veriler elde edilmiştir. Bu çalışmada dalganın aşağı yönlü yayılımının alt stratokürede olduğu gözlemlenmiştir. Bu dalgaların dikey dalga boyu yaklaşık 3 km ve dalga periyodu yaklaşık 2 gündür. Benzer dalga yapısı, bölgesel ve boylamsal rüzgâr dalgalanmaları için de görülür. Sıcaklık ve rüzgâr dalgalanmalarının yatay genliği 2 K ve 3 m/s civarındadır (Cadet ve Teitelbaum, 1979; Baldwin vd., 2001).

4.2.2. Gravity Dalgaları

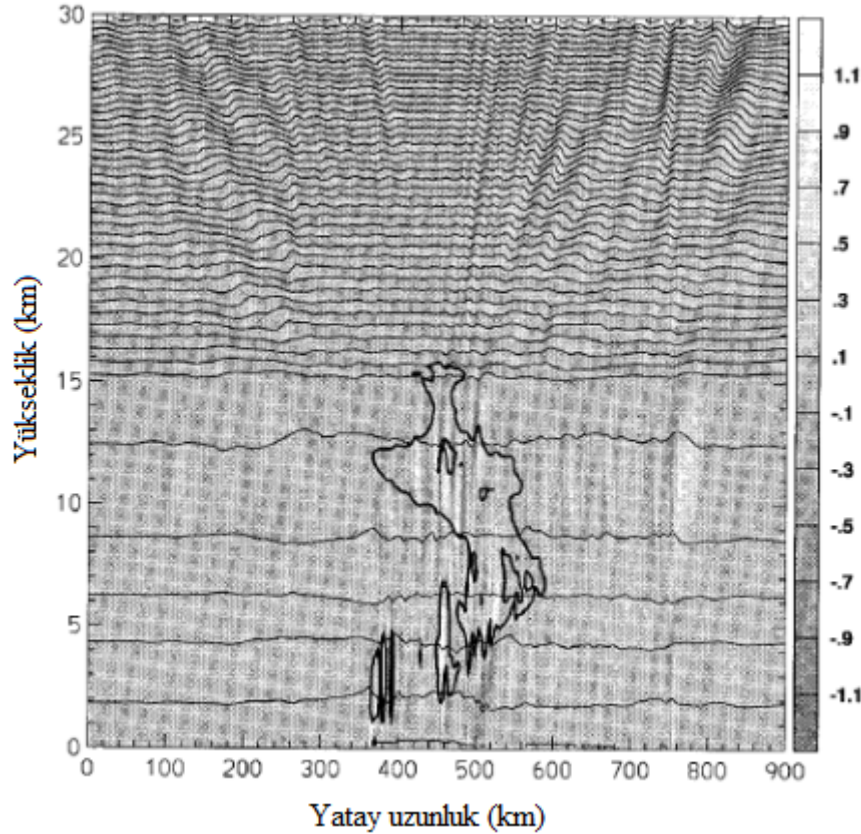
Dünyanın çekim kuvveti ve atmosferik yoğunluk değişimi tarafından üretilen dengeye geri çağırıcı kuvvet, zorlayıcı kuvvetler ile karşılaştırılabilir olduğunda oluşan dalgalara gravity dalgaları denir. Düşük frekans veya yüksek periyotta (birkaç dakikadan birkaç saate) değişirler.

Gravity dalgaları, küçük ölçeklerde atmosferdeki kaldırma kuvvetinden dolayı ortaya çıkar. Bu dalgalar küresel değildir. Bu yüzden Yerkürenin eğriliğine bağlı değildirler. Dalgalar genellikle yerel kaynaklara sahiptirler ve sınırlı olarak değişen dalga boyları ile yayılırlar. Dünya atmosferinde gravity dalgaları, mezoküre ve stratokürede üretilebilir. Bu bölgelerden daha sonra termoküresel yüksekliklere doğru yayılırlar ve aynı zamanda termokürede de üretilebilirler. Alt atmosferde gravity dalgaları depremler, volkanlar, gök gürültülü fırtınalar, dağlar üzerinde akan hava akımları ve jet akımlardaki tedirginliklerle üretilirler. Üst atmosferde ise Joule ve parçacık ısınma oranları, yüksek enlemlerde Lorentz Kuvveti, gelgitlerin yukarı yönlü yayılımındaki kırılmalar, Güneş tutulmaları ve Güneş yörüngesindeki değişimler ile üretilebilir (Schunk ve Nagy, 2009).

Alt bölgelerdeki yayılmalar, ekvator bölgesinde yüksek frekanslı gravity dalgaları için en etkili kaynaktır. Stratoküreye ait yükseklikleri içeren yayılımın nümerik simülasyonu ile taşıyıcı bulutların üstünde baskın olarak görünen, yüksek frekanslı gravity dalgaları meydana getirilebilir. Bu simülasyonlarla elde edilen gravity dalgalarının ekvator bölgesindeki yayılımı Şekil 4.3'te gösterilmiştir. Şekildeki gölgelendirmeler, dikey hızları göstermektedir. ± 1.2 m/s ölçek uzunluğu stratokürede dalga tedirginliğini yükseltmektedir. Fakat maksimum uzunluk tropokürede ± 5 m/s'yi aşmaktadır. Alt stratoküre ve onu üreten yayılım sisteminde, yüksek frekanslı dalgaların ilişkili olması beklenir. Çünkü enerji yayılım yönü, gerçek yüksek frekanslı dalgalar için en dik olarak yönlendirilmiştir.

$$w = N \cos \theta \quad (4.4)$$

Burada θ ; dikey ile grup hız vektörü arasındaki açıdır. Bu benzetimde yüksek frekanslı dalga, önemli momentum akısı taşır. Bu da QBO'nun sürüklenmesinde baskın bir rol oynayabilir (Baldwin vd., 2001).



Şekil 4.3. Stratoküresel gravity dalgalarının ekvator bölgesindeki yayılımı (Baldwin vd., 2001).

Alt iyonkürede, iyon bileşenleri üzerine etkiyen gravity dalgaları, elektron ve iyon yoğunluğu roket ölçümlerinden, elektron yoğunluğunun parçacık yansıması ve hem MF hem de LF bandındaki radyo yayılım ölçümlerinden elde edilir. Hem LF hem de MF bandının her ikisi gravity dalgalarının fiziksel olarak detaylı incelenmeleri için kullanılır. LF radyo dalgası emilim ölçümleri, gravity dalga aktivitesini uzun süreli çalışmaları ve gravity dalga aktivitesinin izlenmesi için kullanılır (Lastovicka, 2000).

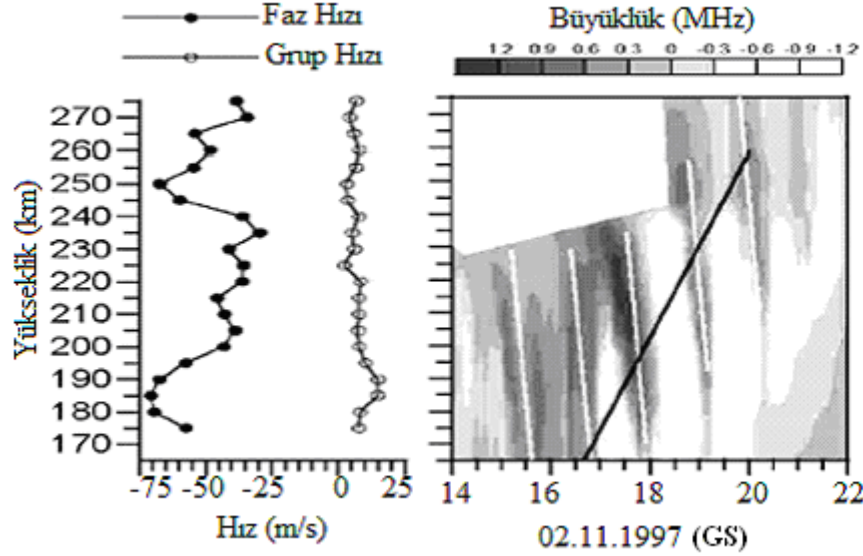
Atmosferik gravity dalgaları iyonkürede tedirginlikler üretebilir. Bu tedirginliklerin ardından auroral iyonkürede enerjili parçacık yağışı, elektrik akımları ve mekanik zorlanmalar tarafından üretilen ısıma sayesinde varlığını devam ettirir. İyonkürede

atmosferik gravity dalga tedirginliklerinin diğer kaynakları, güçlü tropoküreye ait olaylar ve rüzgâr kesilimi ve türbülans bölgeleri ile ilişkili alt ve orta atmosferde yer alır. Bu tür tedirginliğin bir kaynağı olarak Güneş tutulmalarını gösteren çalışmalar vardır. Bazı çalışmalarda Güneş tutulmalarının bir sonucu olarak atmosferik gravity dalgalarının iyonküreye ulaştığı gösterilmiştir. Daha sonra iyonoküreye ait tedirginlik üretebilen bir dalga kesilimi oluşur ve bir gravity dalga alanına katkıda bulunabilir. Güneş tutulmaları, tedirginlik gibi bir dalga üretebilir ve iyonkürede elektron yoğunluğunu değiştirebilir. Aynı zamanda termokürede sıcaklık tedirginlikleri de üretebilir (Altadill vd., 2004).

F-Bölgesine ulaşan bazı gravity dalga izleri de gözlenmiştir. Bu izlerde dinamikler, üretim ve kayıp mekanizmaları arasındaki kaynak cevap ilişkisini çalışmak üzere hızlı bir şekilde ard arda iyonoküreye ait çalışmalar düzenlenerek değerlendirilmiştir. Bu olaylar soğuk tropoküreye ait bölgelerin taşınması ve Güneş tutulmaları ile ilgilidir. Bu atmosferik gravity dalgalarının anlamlı sonuçları, kendi baskın olan periyotları, çeşitlilik dereceleri, varolma süreleri ve dikey yapıları ile ilişkilidir. Bu durum Şekil 4.4’de gösterilmiştir. Şekilde soldaki grafik yüksekliğin bir fonksiyonu olarak 75 dakikalık baskın periyotlarla dalga paketinin faz ve grup hızını gösterir. Sağ taraftaki grafik ise zaman ve yüksekliğin bir fonksiyonu olarak plazma frekansında bu olayların sonuçlarının tedirginliğini gösterir. Bu grafikte siyah çizgiler ortalama 8 m/s değerindeki bir hızla dalganın enerji yayılımını, beyaz çizgi ise ortalama -47 m/s değerindeki bir hızla dalgaların faz yayılımını göstermektedir. Tedirginliğin kaynakları oldukça farklı olmasına rağmen iyonküre çok benzer periyotlarda (60-80 dk arası) tepki verir. Bu dalgaların varolma süreleri yaklaşık salınım başına 4-6 (6 saat kadar) devirdir. Plazma frekansı ise 0.2-1.2 MHz arasında değişir. Enerjileri yaklaşık 5-10 m/s ortalama hız ile dikey olarak yayılır. Bütün bunlarla birlikte gravity dalgaların dikey yapısı oldukça farklıdır. Soğuk kısımların neden olduğu Gravity dalgaları F bölgesinde yukarı yönlü yayılmasına rağmen, Güneş tutulmalarının neden olduğu gravity dalgaları F1 ve F2 tabakaları arasındaki geçiş bölgesinde üretilir ve bu bölgeden eş zamanlı olarak aşağı ve yukarı yönde yayılır. Bundan dolayı gravity dalgalarının dikey yapısı kendi oluşum kaynağına göre farklı modeller gösterir (Altadill vd., 2004).

Tropokürede oluşan gravity dalgaları, alt atmosferik seviyelerdeki dinamiklerden kaynaklanır. Bu yüzden gravity dalgaları yukarı yönlü yayılır. Güneş tutulmasının neden olduğu gravity dalgaları, hem plazma hem de nötr moleküller için ölçek yüksekliğinin

azalmasına yol açan Güneş radyasyonunun azalması ile bağlantılı soğuma süreçlerinden kaynaklanır.



Şekil 4.4. 2 Kasım 1997 günü Ebro (40.8° K, 0.5° D) istasyonunda bir soğuk kısım geçişine neden olan gravity dalga olaylarının dikey yapısı (Altadill vd., 2004).

Tam tersi olarak aynı zamanda da hem plazma hem de nötrler için ölçek yüksekliğinin artmasına yol açan Güneş radyasyonunun artması ile bağlantılı olan ısınma süreçlerinden de kaynaklanır. Bu F1 ve F2 tabakaları arasındaki taşınmaların yanı sıra, F1 üretim piki olarak nötr moleküller ve plazmanın aşağı veya yukarı yönlü hareketine sebep olur. Bu yüzden tedirginliğin kaynağı, enerjinin yukarı ve aşağı doğru yayıldığı bu bölgede bulunur (Altadill vd., 2004).

4.2.3. Ekvator Bölgesindeki Dalgalar

Ekvator bölgesi dalgaları, ekvatora yakın atmosferik dalgalar olarak bilinip oldukça farklı karakterlere sahiptirler. Farklı mekanizmalar ile oluşurlar. Ekvator bölgesi dalgalarının genliği; coğrafik ekvatora yaklaştığında maksimum olur, coğrafik ekvatordan uzaklaştıkça hızla azalma gösterir. Bu dalgalar orta ve alt stratokürede QBO'dan, üst stratoküre ve alt mezokürede yıllık salınımdan sorumlu olarak kabul edilirler (Asnani 2005; Mohanakumar, 2008). Bu iki ekvator bölgesi dalgaları, alt stratoküredeki QBO üzerinde önemli rol oynar. Alt stratokürede Kelvin ve Rossby Gravity dalgalarının karakteristik özelliği Tablo 4.1'de verilmiştir (Mohanakumar, 2008).

Tablo 4.1. Atmosferde Kelvin ve MRG dalgalarının karakteristik özellikleri

Özellik	Rossby Gravity Dalgası	Kelvin Dalgası
Periyot	≈ 4.5 gün	≈ 15 gün
Yatay dalgaboyu	≈ 10000 km	≈ 30000 km
Dikey dalgaboyu	≈ 6 km	≈ 8 km
Yere göre faz hızı	≈ 23 m/s batıya doğru	≈ 25 m/s doğuya doğru
Dalga Tedirginliğinin Genliği		
Bölgesel rüzgâr hızı u	≈ 3 m/s	≈ 8 m/s
Boylamsal rüzgâr hız v	≈ 3 m/s	0
Sıcaklık (T)	≈ 1 °C	≈ 3 °C
Jeopotansiyel yükseklik Z	≈ 30 m/s	≈ 4 m/s
Dikey hız	≈ 0.15 cm/s	≈ 0.15 cm/s
Eğim	Yukarı yöne gidiş kadar batı yönlü	Yukarı yöne gidiş kadar doğu yönlü
Dikey momentum akışı	Yukarıya doğru batı yöndedir fakat boylamsal sirkülasyon çiftlenmesi yukarıya doğru doğu yönde taşır	Yukarıya doğru batı yönde momentum taşır
Stratokürede hassas ısının kutuplara doğru akışı	Her iki yarım kürede de kutuplar doğru ısı taşır	Ya kutuplara yada ekvatora doğru ısı taşımaz
Dikeyde grup hızı	Faz hızı aşağı doğru hareket eder fakat grup hızı yukarı yönlüdür	Faz hızı aşağı doğru hareket eder fakat grup hızı yukarı yönlüdür
Emilim bölgesi	Batı yönlü kuşak boyunca nüfuz eder fakat doğu yönlü kuşakta emilir	Doğu yönlü kuşak boyunca nüfuz eder fakat doğu ve batı yönlüler arasındaki geçiş kuşağı yakınında emilir

4.2.3.1. Kelvin Dalgaları

Bir Kelvin dalgası, Dünyanın Coriolis kuvvetini dengeleyen atmosferdeki bir dalgadır. Kelvin dalgasının bir özelliği de dağıtkan olmamasıdır. Yani dalga tepesinin faz hızı, tüm frekans değerleri için dalganın grup hızına eşittir. Bu durum zamanla kendi şeklini koruyacağı anlamına da gelir (Mohanakumar, 2008).

MLT ve termoküre bölgelerine dikey dalga boyları 50 km'den büyük ve yüksek hızlı Kelvin dalgaları etki eder. MLT ve alt iyonküreye ait HF yüksekliğinde, 6-8 ve 3-4 günlük periyotlu Kelvin dalgaları görülür. 3.5 ve 6.5 günlük ekvator bölgesi dalgaları stratoküreden MLT bölgelerine yayılır ve iyonküre ile ilişkili olan E bölgesinin iletkenliğinin ve F bölgesinin dinamiklerinin modülasyonlarında görülebilir (Bhagavathiammal vd., 2010).

Bölgesel zorlanmalarda bulunan toplam Kelvin dalga kuvvetinin pik değeri yaklaşık $0.2 \text{ m.s}^{-1}/\text{gün}$ civarındadır. Bu durum yükseklik-zaman kesit alanında görülebilir. Tüm bu bulgular geride kalan atmosferi dengelemek için gerekli toplam dalga kuvvetine göre söylenmiştir. Bazen Kelvin dalga kuvveti, QBO'nun doğu yönünden batı yönüne taşınması boyunca momentum dengesi için gerekli olan toplam dalga kuvvetinin hemen hemen tümünü açıklamak için yeterli olabilir. Bu durum, bölgesel rüzgârlar 20-35 km arasındaki yüksekliklerde ekvatorde -20 ve 10 m/s arasındaki hızlarda olduğunda, güçlü batı yönlü rüzgâr kesiliminin periyodu boyunca özel bir durumdur. Bununla birlikte bu hızlardan daha hızlı batı yönlü rüzgâr kesilim fazının diğer kısımları boyunca Kelvin dalgalarının katkısı göreceli olarak düşük olabilir (Ern ve Preusse, 2009).

Yukarı yönlü yayılan Kelvin dalgaları hem doğu ve hem de batı yönlü QBO fazında çok fazla sıklıkla görülür. Stratokürede dikey yayılan Kelvin dalgalarının varlığı, tropoküreye ait zorlanmalar ve üst tropoküredeki rüzgârlara da bağlıdır. Alt stratokürede Kelvin dalgaları, üst tropoküredeki Kelvin dalgalarından daha kısa dikey dalgalanmalara, daha hızlı faz hızına, daha kısa periyoda ve daha küçük bölgesel dalga sayısına sahiptirler (Dunkerton, 1997).

Kelvin dalgaları atmosferik sıcaklıkta, küresel ölçeği ekvator bölgesi ile sınırlanmış dalga modlarının en önemlileridir. Bu dalgalar ekvator ile her iki yarım kürede simetrikler. Stratokürede 20° G ve 20° K enlemleri ile sınırlıdır ve doğuya doğru hareket ederler.

Bölgesel rüzgâr ve sıcaklık dalgalanmalarında gözlemlenen Kelvin dalga aktivitesinin QBO ile değişimi, azalan batı yönlü kesilim bölgesinde Kelvin dalgalarının beklenen yükselmesi ile tutarlıdır (Baldwin vd., 2001).

Kelvin dalgaları QBO ile etkileşim halinde olduğu için QBO tarafından şekillenir. Kelvin dalga aktivitesinin gelişimi, yayılım şartları doğu yönünde hareket eden dalgalar için uygun olduğunda QBO'nun batı yönlü fazı boyunca gözlemlenir. Kelvin dalgaları, bölgesel rüzgârlar batı yönünden doğu yönüne doğru ilerlerken yayılımlarında kesilime uğramadan ilerlerler. Böylece bu dalgalar momentum taşırlar ve buna göre bölgesel rüzgâr yönünün tersine katkıda bulunurlar (Ern ve Preusse, 2009).

4.2.3.2. Rossby Gravity Dalgaları

Ekvator bölgesi dalgalarının diğer bir türü de Rossby gravity dalgalarıdır. QBO'nun doğu yönlü periyodu boyunca Rossby gravity dalgalarına benzer olan batı yönlü yayılan ekvator bölgesi dalgalarının bir aktivitesi vardır. Bu dalgalar stratoküredeki taşınmalar için en önemli olan gezegensel ölçekli dalgalarlardır. Rossby gravity dalgaları, potansiyel girdapta geniş ölçekli değişimlerde gelişir. Bu dalgaların yeniden oluşumu, Coriolis kuvvetinin enlemle değişimi ile olur. Bu durum, yerküre coğrafyasının dinamiklerinin de bir yansımasıdır (Ern ve Preusse, 2009; Mohanakumar, 2008).

Başka bir çalışmada QBO'nun doğu yönlü yayılımının kaynağı olarak, bölgesel rüzgârlardaki yavaşlama ve stratokürenin girişinde Rossby gravity dalgalarının enine yayılımı gösterilmiştir. Bu etkinin bazı kanıtları orta ve üst stratokürede bulunabilirken, alt stratokürede ekvator dışındaki gezegensel dalgaların beklenmedik girişlerin yerini aldığı görülür (Lindzen, 1987).

Rossby gravity dalgalarının yıllık değişimi ekvator bölgesindeki stratokürede gözlemlenir ve 50 hPa civarındaki QBO'nun mevsimsel değişim gözlemlerini açıklamaya yardımcı olur. Ekvator ile sınırlı olan bu dalgalar farklı uydu gözlemlerinden elde edilen iz bileşenlerinde ve sıcaklıkta görülür. Bu dalgalar ekvator bölgesi stratoküresindeki QBO ile ilgilidir. QBO'yu sürüklemek için gerekli olan dikey momentum akışı için Kelvin ve Rossby gravity dalgaları yetersiz kalır. Gerekli momentum akışı bu dalgalardan çok daha büyüktür. Çünkü ekvator bölgesi stratoküresinde yukarı yönlü hava Brewer-Dobson

sirkülasyonu ile hareket ettirilir. Ekvator bölgesine ait yükselmede modeller dahil edildiğinde, gerçek QBO için gerekli olan toplam momentum akışı, uzun periyotlu Kelvin ve Rossby gravity dalgalarının geniş ölçekli gözlemlerinden 2-4 kez daha büyüktür (Baldwin vd., 2001).

Nötr atmosferdeki gezegensel dalgaların bir benzeri gibi iyonkürenin E bölgesinde manyetize olmuş Rossby gravity dalgaları, E bölgesinin dinamo akımı ile iyonize edilmiş bileşenlerde de üretilmiş olabilir (Lastovicka, 2005).

Rossby gravity dalgalarından dolayı momentum akışı $\overline{u'w'}$, QBO rüzgârının batı yönlü fazı boyunca tespit edilmiştir. Değeri yaklaşık 17 km civarında tüm zamanlarda $2-8 \times 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}^2$ dir (Ern ve Preusse, 2009).

4.3. Gezegensel Dalgalar

Uzun süreli ve sürekli gözlemler sonucunda alt iyonkürede gezegensel dalga etkisinin olduğu anlaşılmıştır. İncelemeler alt iyonkürede radyo dalga Emilimi yoluyla yapılmıştır. Bu emilimde LF, MF ve HF frekansları ile 100 kHz-10 MHz arasındaki frekanslar kullanılmıştır. Gündüz HF ile MF ve gece LF emilimleri için gezegensel dalga benzeri salınımlar Güneş ve jeomanyetik salınımlarla ilgili olmayıp, rüzgâr olarak adlandırılan nötr atmosferdeki benzer salınımlarla ilgilidir. Nötr atmosferdeki gezegensel dalgalar, iyonize edilmiş bileşenlerde görülmüştür. Emilimde 27 günlük değişim genellikle doğrudan Güneş kaynaklı değildir. Bu 27 günlük değişimin Güneşten çok daha çok gezegensel dalgalar ile oldukça ilişkili olduğu görülmüştür. 2003 yılında yapılan incelemelerde, dalga tekniğiyle yaklaşık 85-100 km'de gezegensel dalgalara rastlanmıştır. Genellikle nötr olan üst orta atmosferde gezegensel dalgalar, sürekli rüzgâr ölçümlerinin kullanılmasıyla gözlenebilmiştir. Bu dalgaların yaklaşık 95 km yükseklikte 5, 10 ve 16 günlük baskın periyotlarla yayıldığı gözlenmiştir (Yang vd., 2011; Lastovicka, 1997b).

Tropoküre kökenli gezegensel dalgaların kış aylarında 110 km civarına kadar çıktığı gözlenmiştir. Yaz aylarında gezegensel dalgalar, stratoküresel rüzgârların sınırlamasından dolayı tropoküreden yayılamazlar. Bununla birlikte, gezegensel ölçekli taşınma hareketi, stratoküredeki yüksek sıcaklık değişimlerine sebep olan jet akımların basınçsal sabitliği veya normal modları ile ilişkili olarak üst ve orta atmosferde

gözlemlenebilirler. Üst ve orta atmosferik yüksekliklerde kış yarım küresinden yaz yarım küresine doğru gezegensel dalga yayılımı da vardır. Alt iyonkürede gezegensel dalga türü salınımların üst mezoküredeki rüzgâr salınımları ile oldukça iyi örtüştüğü ve bunların Güneş kökenli salınımlar olmadıkları ifade edilmiştir (Lastovicka, 1997a; Lastovicka, 1997b; Lastovicka, 2000).

Gezegensel dalgalar E bölgesi karakteristikleri olan f_oE ve h_mE yüksekliğinde görülmüştür. Gezegensel dalgaların E bölgesinin üst kısmına direkt olarak etki etmesi zordur. Bununla birlikte gezegensel dalgaların orta enlemlerde, E bölgesinin şekillenmesindeki etkisi ihmal edilmeyecek kadar önemlidir. 1970 yılı Ekim-Aralık ayları arasındaki zaman diliminde kuzey yarım küre iyonosonda ölçümlerinden h_mE yüksekliğinde gezegensel dalga türü salınımların meydana geldiği görülmüştür.

Gezegensel dalgalar, 2-30 günlük periyotlarla değişen E bölgesi rüzgâr sürüklenme dinamosunun oluşumundan önemli ölçüde etkilenir. Bu salınımlar jeomanyetik alan ve jeomanyetik aktivitenin yer merkezli ölçümlerinde gözlenmiştir (Parish vd.,1994; Kohsiek vd., 1995; Lastovicka, 2005).

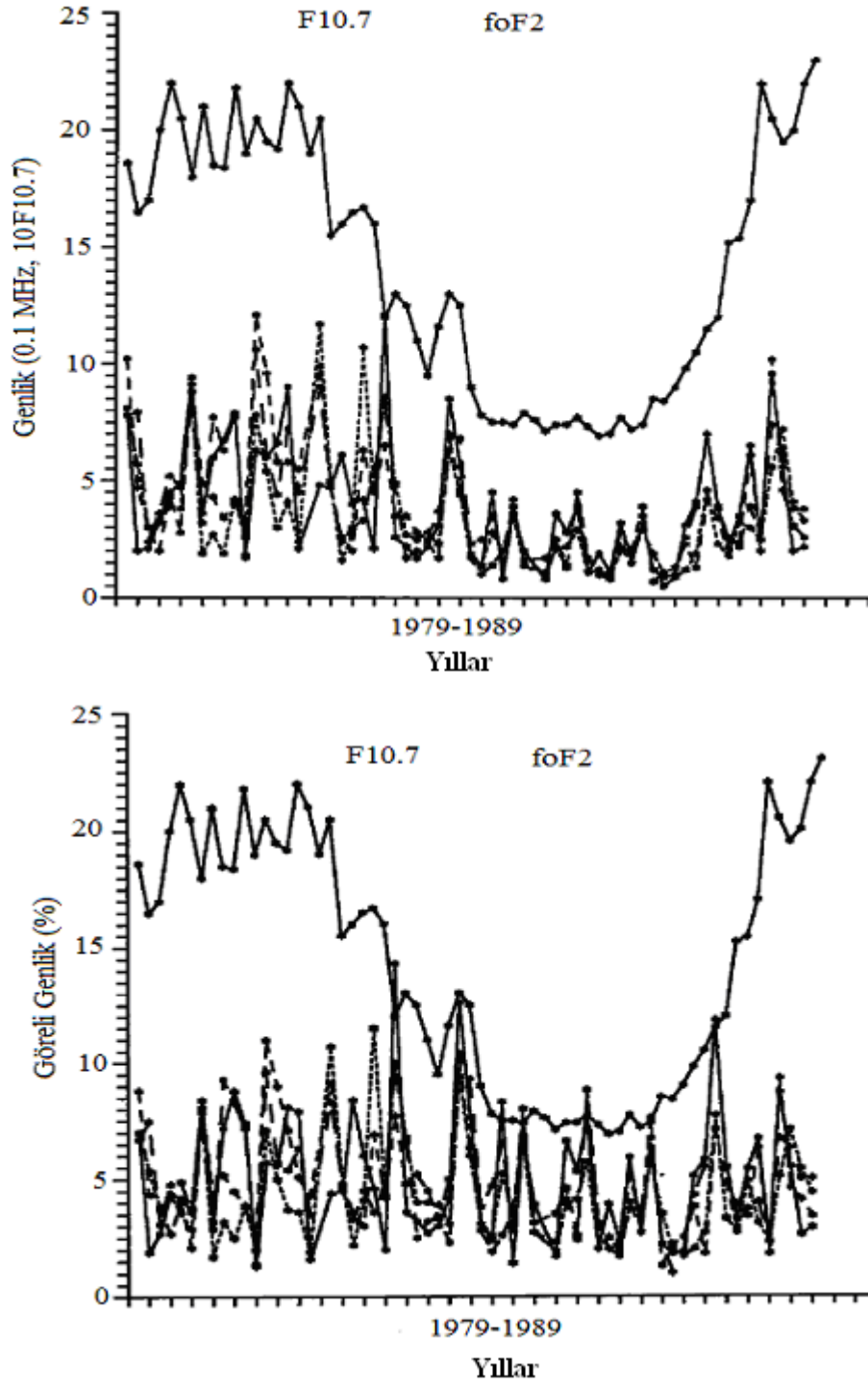
f_oF2 ve h_mF2 değerleri üzerindeki gezegensel dalgaların etkileri iyonosondalar ile ölçülür. Gezegensel dalga türü salınımları çalışmaların pratik etkileri de vardır. Çünkü bu salınımlar günün belirli zaman aralıklarında iyonküreye ait parametreleri etkiler. f_oF2 'de 5, 10 ve 16 günlük gezegensel dalga türü salınımları yaz aylarında Güneş aktivitesinin minimum olduğu zamanlar boyunca minimum değeri gösterir. f_oF2 'nin belirlenme hassasiyetinden daha büyük olmadığından da herhangi bir pratik amaç için ihmal edilebilir. Öte yandan Güneş aktivitesinin maksimumdan minimuma doğru değişmeye başladığı kış aylarında gezegensel dalgaların f_oF2 üzerindeki etkisi 1 MHz'den daha büyük olabilir. Şekil 4.5'de üst panelde gezegensel dalga türü salınımlarının genliğinin Güneş aktivitesine önemli ölçüde bağlı olduğu görülmektedir. Bu tür bağıllık f_oF2 'nin güçlü Güneş döngüsüne bağıllığı ile indükleniyor olabilir. Bu yüzden şekildeki alt panel, gezegensel dalga türü salınımların göreceli genliğini (f_oF2 tarafından sürüklenen genlik) ifade etmektedir. Göreceli genlikte Güneş aktivitesinin etkisi çok küçüktür. Bu durum, Güneş aktivitesinde gezegensel dalganın bağıllığının az olduğunu ortaya koyar. f_oF2 'de gezegensel dalga türü salınımların tipik genlikleri yaklaşık % 5 civarındadır. Ancak üst sınırı neredeyse % 15 civarına kadar çıkmaktadır. Şekildeki her bir veri noktası iki aylık uzun bir zaman içinde bir spektrumu temsil eder. 13.5 günlük salınımlar ise Güneş veya

jeomanyetik aktivitenin katkısının bir göstergesi olabilir (13.5 gün=27 günlük Güneş döngünün yarısı).

Tablo 4.2’de MLT’de, jeomanyetik aktivite türü salınımların (GEO), ekinoks (EQU) (Mart, Nisan, Eylül ve Ekim) ve bu ikisinden bağımsız olan (IND) gezegensel dalga genliğinin kış (Kasım-Şubat), yaz (Mayıs-Ağustos) dönemlerindeki foF2 değerlerindeki gezegensel dalgaların mevsimsel oluşum oranları verilmiştir (Lastovicka, 2005).

Tablo 4.2. Oluşum kökenlerin göre foF2’de farklı gezegensel dalga türü salınımlarının mevsimsel oluşum yüzdesi (Lastovicka, 2005).

	Periyot günleri	2 gün	5 gün	10 gün	16 gün
Bağımsız	Kış	5	4	2	3
	Ekinoks	4	11	0	3
	Yaz	15	13	5	3
MLT	Kış	5	8	11	10
	Ekinoks	14	6	5	11
	Yaz	13	7	4	5
GEO	Kış	9	3	10	11
	Ekinoks	12	21	30	21
	Yaz	23	27	33	33



Şekil 4.5. Kaliningrad için foF2 değerlerindeki 5 gün (kısa kesikli çizgi), 10 gün (orta kesikli çizgi), 13.5 gün (tam çizgi) ve 16 günlük (uzun kesikli çizgi) genliğin 1979 yılı Ocak ayından 1989 yılı Aralık ayına kadar değişimi (Lastovicka, 2005).

Gezegensel dalga veya farklı periyotlu gezegensel dalgaların üst üste binmesi, gelgit dalgalarını şekillendirebilir. Dinamo etkisiyle iyonkürenin E bölgesinde Sq (Solar quiet-Güneş'in sakin olduğu zaman) akımının ve elektrik alanların günlük değişimini ve dalgalanmaları üretebilir. Değişen elektrik alan, jeomanyetik alan çizgileri boyunca iyonkürenin F bölgesine taşınabilir. Ardından “fiskiye etkisi” vasıtasıyla bu elektrik alan değişimi, ekvator bölgesine ait iyonizasyon anormalliğinin (EIA) günlük değişiminin üretimine neden olabilir. Çünkü bütün bu değişimler aynı kaynaktan gelir ve eş zamanlıdır. Gezegensel dalganın kendisi direkt olarak F2 bölgesinde yayılamaz, fakat yukarıda bahsedildiği gibi elektrodinamik etkileşimler (çiftlenmeler) boyunca EIA'nın günlük değişimlerinde var olabilir. Yapılan son çalışmaların, QBO ile eş zamanlı EIA salınımlarının günlük değişim yoğunluğunun bu kabulü desteklediği görülmektedir. Keckhut ve Chanin (1989), stratokürenin en önemli negatif ve pozitif etkisinin ilkbahar ve sonbaharda QBO'ya bağlı olduğunu ortaya koymuştur. Bu çalışmada QBO'nun doğu yönlü fazında stratokürenin pozitif bir etkisi var olduğu ve gezegensel dalganın yukarı yönlü yayılımının fiskiye ve dinamo etkileri vasıtasıyla EIA'nın daha geniş günlük değişimini üretmek için dinamo bölgelerine vardığı ve orta atmosfer boyunca geçebildiği ortaya konmuştur. QBO'nun batı yönlü fazında stratokürenin negatif bir katkısı vardır. Gezegensel dalganın yukarı yönlü yayılanlarının çoğu bu bölgede izlenir. Dalgaların sadece küçük bir bölümü EIA'nın daha küçük günlük değişimine yol açan bu bölgeye varır (Chen, 1992).

4.4. İyonkürenin Kritik Frekansı

İyonküredeki en önemli parametrelerden biri, iyonkürenin kritik frekansı olarak adlandırılan plazma frekansıdır. Bu frekans iyonkürede dikey olarak ilerleyip geri yansıtılacak olan bir dalganın frekansının en üst değeridir. Bu en üst değerdeki frekanstan daha yüksek frekanslara sahip bir sıradan dalga, iyonküreyi geçerek uzaya yayılır. Kritik frekans, maksimum elektron yoğunluğu ile doğru orantılıdır ve en genel haliyle:

$$N_e = 1.24 \times 10^{10} [f]^2 \quad (4.6)$$

eşitliği ile tanımlanır. Burada N_e , metreküpteki maksimum elektron sayısı ve f ise bir sıradan dalga için kritik radyo frekansıdır. Plazma fiziğinde kritik frekans, plazma frekansı

olarak bilinir ve sıradan (ordinay) bir dalga için plazma titreşim frekansının dalga frekansına eşit olduğu noktada dalganın yansıdığı frekans olarak tanımlanır (Aydoğdu, 1986).

İyonküre, radyo dalgalarının yayılım yönünü değiştirebilir. Bu değişim, iyonküredeki serbest elektronların etkisi ile ortaya çıkar. İyonlaşmış, manyetik olmayan bir ortam içinde düşey doğrultuda ilerleyen sıradan dalgalar için manyetik alan etkilerinin ihmal edildiği çarpışmasız ortamda c ışık hızına bağlı faz hızı:

$$g_f = c \left[\sqrt{1 - \frac{e^2 N_e}{m \epsilon_0 4 \pi^2 f^2}} \right]^{-1} \quad (4.7)$$

eşitliği ile ifade edilir (Tascione, 1988; Karatay, 2010). Burada, m elektronun kütlesi, ϵ_0 ortamın dielektrik geçirgenlik katsayısı ve f dalga frekansıdır. Bir sıradan dalga için iyonlaşmış ortamın kırma indisi veya sıradan dalganın kırılma indisi n ,

$$n = \sqrt{1 - \frac{e^2 N_e}{m \epsilon_0 4 \pi^2 f^2}} \quad (4.8)$$

eşitliği ile ifade edilir (Aydoğdu vd., 2003). Herhangi bir frekansa sahip dalgaların kırılma indisi, elektron yoğunluğuna bağlı olarak değişir. Aynı şekilde faz hızı da elektron yoğunluğuna bağlı olarak değişir. Yüksek frekanslı bir dalga iyonküre içinde, düşük frekanslı dalgaya göre daha az kırılır.

İyonkürenin elektron yoğunluğu açısından en zengin bölgesi F2-bölgesidir. F2-bölgesinde sinyallerin kırılma miktarı bu yoğunluğa bağlıdır. Fırtınalar sırasında yoğunluk azalır, sinyaller kırılarak dünyaya yöneleceklerine uzayda kaybolurlar. Normalde F2 tabakasındaki yoğunluk 200-350 km yükseklikleri arasında en büyük değerini alır. Ama bir jeomanyetik fırtına sırasında, normalin çok daha altına düşebilir. Bu olay kutup ışıklarının görülebildiği bölgelerdeki nötr atmosfer bölgesinin ısınmasının, iyonkürenin kimyasal yapısını değiştiren atmosferik dolaşımı etkilediği zamanlarda oluşur. Bu değişiklikler, elektron kayıp oranının artarak F2-tabakasının en büyük elektron yoğunluğu değerinin azalmasına yol açar. Böylece atmosferik ısınma temelde F2-bölgesinin altında oluşur. Bu

durum, F2-bölgesinin öncelikle neden alt tarafının bozulmaya başladığını açıklar (Tascione, 1988).

Elektron yoğunluğunun azalması F2-bölgesi kritik frekanslarının da azalmasına neden olur. Bu frekanstaki azalma ise kullanılabilen frekans aralığının daralmasına yol açar. Bu durumun yarattığı etki, iyonkürenin alt tabakalarındaki soğurmanın artmasıyla birleşerek, kullanılabilir band genişliğini önemli ölçüde daraltır. F2-bölgesi kritik frekansının azalması her zaman jeomanyetik bozulmalar nedeniyle ortaya çıkmaz. Her rahatsızlık ayrı bir sonuca yol açar. Bazıları frekansın iyileştirilmesine yol açarken, bazılarının ise bu frekans üzerindeki etkisi azdır. Bazıları ise bu frekansın büyük miktarlarda azalmasına yol açar. Bazen bu etkiler, dünyanın yalnız bazı bölgeleriyle sınırlı kalırken bazen de etki dünya çapında görülebilir (Karatay, 2010).

4.5. Güneş Aktivitesi Döngüsü ve Güneş Lekesi Sayısı

Güneş, temel olarak 11 yıllık bir döngüye sahip olmakla birlikte çeşitli zaman ölçeklerindeki periyodik değişimlere de sahiptir. Eğer Güneş lekeleri, renkli bir filtreye sahip olmayan bir teleskop ile bir “beyaz ışık” içinde gözleniyorsa, bu lekeler siyah bölgeler olarak görülür, bir grup içinde meydana gelir ve çoğunlukla 5° ile 30° Güneş enlemleri arasında oluşur. Güneş lekelerinin sayısı, Güneş aktivitesini tanımlamak için kullanılmış olan en eski parametredir. Güneş lekeleri gruplarının sayısı hesaplanarak Güneş’in lekelerinin sayısı bulunur. Güneş’in lekelerinin toplamı da GLS’nı verir ve grup sayısının on katıdır. R Güneş lekeleri aktivitesinin günlük bir indisidir. Wolf tarafından GLS, Denklem 4.11’deki gibi tanımlanır (Hargreaves, 1992):

$$R = k(f + 10g) \quad (4.11)$$

Burada f gözlenen lekelerin toplam sayısı, g tekil veya grup lekeleri olmak üzere Güneş yüzeyindeki bozulmuş bölgelerin sayısı ve k ise gözlem yapılan sistemin hassasiyetine bağlı olan gözlem sabitidir. Wolf’un 1848 yılında Güneş lekelerinin keşfinden bu yana R hala Güneş aktivitesini tanımlamak için kullanılan en temel indistir. Genelde kaydedilen verileri düzgünleştirmek için R değerlerinin aylık ortalama değerleri alınarak R₁₂ değeri elde edilir ve grafikler bu ortalama değerler üzerinden gösterilir. Gözlenen en güçlü döngü,

1958 yılında R değerinin 200'e ulaştığı zamanki 19. döngüsüdür; tipik olarak en büyük değerler 100-200 arasındaki değerlerle ifade edilir. 1954, 1965, 1976 veya 1986 yıllarında olduğu gibi en küçük değerler 20'nin altındaki, bazen de 10'un altındaki değerlerde gözlenir. Karakteristik bir döngü simetrik değildir; en küçük değerden en büyük değere kadar geçen süre ortalama 4.3 yıldır. En büyük değerden en küçük değere kadar geçen süre ise ortalama 6.6 yıldır (Hargreaves, 1992).

5. MATERYAL METOT

İstatistik, değişik anlamlarda kullanılan, bunun sonucu olarak da farklı tanımları olan bir kavramdır. Kavramın değişik anlamlarda kullanılması bir bakıma doğaldır. Çünkü istatistik günümüzde bütün çalışma alanlarında kullanılmaktadır. Tüm kavramlarıyla birlikte istatistiği genel olarak şu şekilde tanımlayabiliriz. Belirli amaçlarla toplanan benzer sayısal bilgilere “veri” denir. Verileri inceleme işiyle uğraşan bilim dalına da istatistik denir. Bu anlamı ile istatistik, belirli amaçlar için belirli yollarla veri toplama ve verileri inceleme amacıyla geliştirilmiş teknikler ve yöntemler bilimidir (Arıcı, 2005). Bu bölümde de, bu çalışmada kullanılan istatistiksel yöntemler hakkında bilgiler verilmiştir.

5.1. Serpilme Diyagramı

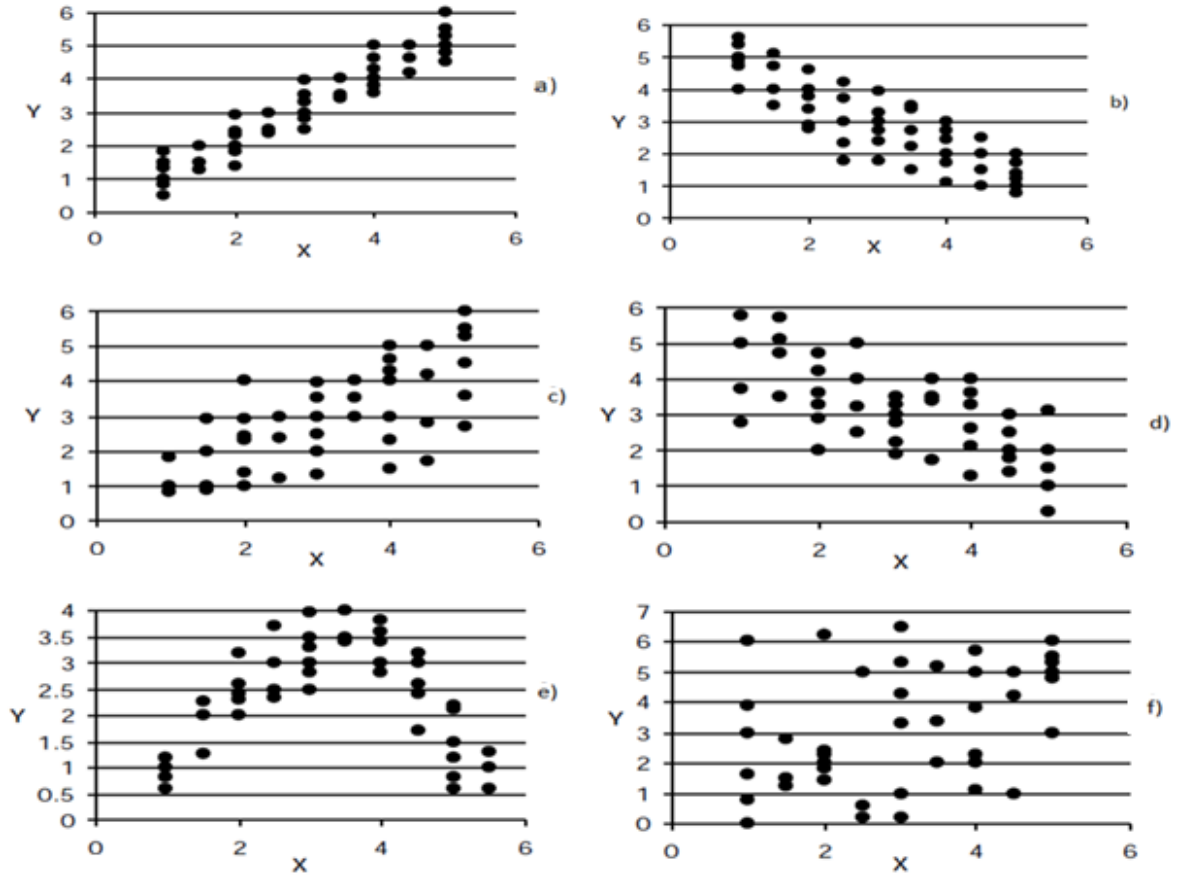
Serpilme diyagramı, iki farklı değişkenin arasındaki ilişkiyi belirlemek için kullanılır. Aralarındaki ilişkinin sebebi görülemese de, ilgili iki değişkenin arasında doğrudan bir ilişki bulunup bulunmadığı ve bu ilişkinin ne derece güçlü olduğu görülebilir. Aralarında ilişki bulunan iki değişkenin değerleri diyagramda bir çizgi boyunca uzanacaktır. Karşılık gelen değerler bu çizgiye yaklaştıkça aralarındaki ilişkinin güçlendiği anlaşılır (URL-4).

Serpilme diyagramının kullanıldığı durumlar,

- İki değişken arasındaki ilişkiyi incelemek için,
- Her değişkenin değeri için diğer değişkenin karşılık gelen değerinin bulunduğu durumlarda,
- Problemlerin temel sebeplerini araştırmak için,
- İki farklı sonucun aynı sebepten kaynaklanıp kaynaklanmadığının görülmesi şeklinde sıralanabilir.

Serpilme diyagramları oluşturulurken genellikle şu süreçler izlenir. İlgili değişkenlerle ilgili veri çiftleri toplanır. İki boyutlu koordinat sistemi çizilir ve eksenlere değişkenler yerleştirilir. Toplanan veri noktalarına karşılık gelen noktalar işaretlenir ve bütün noktalara uzaklıkları toplamı en küçük olan doğru çizilir. Serpilme diyagramlarının elde edilmesiyle ortaya çıkan durum ile ilgili genellikle 6 farklı yorum vardır. Şekil 5.1’de, X ve Y değişkenleri arasındaki olası altı korelasyonu gösteren serpilme diyagramı

örnekleri verilmiştir. Şekil 5.1a-5.1f, sırasıyla güçlü pozitif ilişki, zayıf pozitif ilişki, güçlü negatif ilişki, zayıf negatif ilişki, karmaşık ilişki ve ilişki yok durumlarını göstermektedir.



Şekil 5.1. Değişkenler arasındaki olası altı korelasyonu gösteren serpilme diyagramı

Şekil 5.1’de a diyagramında iki değişkenin değerleri de aynı anda arttığından ve noktalar çizginin yakınında kümелendiğinden dolayı güçlü pozitif ilişki görülmektedir. Şekildeki b diyagramında bir değişkenin değeri artarken diğeri azaldığından ve noktalar çizginin yakınında kümелendiğinden dolayı güçlü negatif ilişki görülmektedir. c diyagramında iki değişkenin değerleri de aynı anda artış göstermiş ancak noktalar dağınık halde olduğundan zayıf pozitif ilişkiyi göstermektedir. d diyagramında bir değişkenin değeri artarken diğeri azalır fakat noktalar dağınık haldedir. Bu durum zayıf negatif ilişkinin olduğu anlamına gelmektedir. e diyagramında değişkenler arası bir ilişki olduğu görülmekte ama ilişkinin yönü tam olarak tespit edilemediğinden dolayı karmaşık ilişkiyi göstermektedir. f diyagramında ise iki değişkenin arasında bir uyum olmadığından bir ilişki olmadığı görülmektedir (URL-4).

Yukarıda tanımlanan yöntem, bu tez çalışmasında Bölüm 6.2’de foF2 ile 10 hPa ve 70 hPa yüksekliklerinde ölçülen QBO değerleri arasındaki ilişkinin araştırılmasında kullanılmıştır.

5.2. Korelasyon Yöntemi

Korelasyon, iki bazen de daha çok sayıda değişken arasındaki ilişkiyi gösterir. İlişkinin miktarı bir sayı ile belirtilir. Bu sayıya korelasyon katsayısı ya da ilişki katsayısı denir. Değişkenler arasındaki ilişkiyi belirlemek, aslında bu ilişkiyi gösteren matematiksel eşitliği belirlemektir. Söz konusu matematiksel eşitlik belirlerken kural olarak, bağımsız değişkene bağlı olarak bağımlı değişken üzerindeki ortalama değişmeyi gösteren matematiksel eşitlik aranır. İlişkiyi gösterecek eşitliğin mahiyeti değişkenlerin durumuna, sayısına ve aralarındaki ilişkinin biçimine bağlıdır.

Sürekli iki değişken arasındaki doğrusal ilişki miktarını gösteren Pearson momentler çarpımı korelasyon katsayısı +1.00 ile -1.00 arasında değişen değerler alabilir. Değişkenlerin ikisi de aynı yönde değişim gösterirse, aralarındaki ilişki pozitifdir; korelasyon katsayısının işareti de (+) dır. Değişkenlerden biri bir yönde değişirken, öteki ters yönde değişirse (biri azalırken diğeri artıyorsa), bu durumda ilişki negatiftir; korelasyon katsayısının işareti de (-) dir. Öte yandan değişkenler arasındaki ne pozitif, ne de negatif yönde bir değişim yoksa, bu durumda korelasyon katsayısı sıfırdır. Korelasyon katsayısının sıfır olması da değişkenler arasında hiçbir ilişki olmadığını gösterir (Özkan, 2003).

Pearson momentler çarpımı korelasyon katsayısının hesaplanmasında kullanılabilecek eşitlik, değişik biçimlerde yazılabilir. X ve Y, iki farklı değişken olmak üzere, ham verilerden korelasyon katsayısı aşağıdaki eşitlikle ifade edilebilir:

$$r = \frac{\sum XY - \frac{(\sum X)(\sum Y)}{n}}{\sqrt{\left[\sum X^2 - \frac{(\sum X)^2}{n} \right] \left[\sum Y^2 - \frac{(\sum Y)^2}{n} \right]}} \quad (5.1)$$

Burada $\sum XY$, değişken değerlerimiz olan X ve Y ye ait ölçümleri çarpılıp, n tane değer için toplanarak elde edilmektedir. Denklem 5.1'deki $\sum X^2$, $\sum Y^2$ ve $\sum XY$ değerler aşığıdaki şekilde açılabilir.

$$\begin{aligned}\sum X - \frac{(\sum X)^2}{n} &= \sum X^2 = \sum (X - \bar{X})^2; \\ \sum Y - \frac{(\sum Y)^2}{n} &= \sum Y^2 = \sum (Y - \bar{Y})^2; \\ \sum XY - \frac{(\sum X)(\sum Y)}{n} &= \sum XY = \sum [(X - \bar{X})(Y - \bar{Y})]\end{aligned}\tag{5.2}$$

Bu değerler denklem 5.1'de, yerine yazıldığında korelasyon katsayısı için aşığıdaki ifade elde edilir:

$$r = \frac{\sum [(X - \bar{X})(Y - \bar{Y})]}{\sqrt{[(X - \bar{X})^2] [(Y - \bar{Y})^2]}}\tag{5.3}$$

Bu denklem üzerinde varyans ve kovaryans gibi istatistiksel ifadeler kullanılarak bazı cebirsel işlemlerle, değişik bazı eşitlikler elde edilebilir. Hangi eşitlik kullanılırsa kullanılsın, elde edilecek katsayı aynı olacaktır (Arıcı, 2005). Bu çalışmada ise literatürde bu kapsamdaki çalışmalarda (Echer, 2007; Chen, 1992) kullanılan korelasyon yöntemlerine benzer olarak, toplanan veri setleri üzerine Denklem 5.3 kullanılarak korelasyon katsayıları elde edilmiştir.

5.3. Zaman Serileri Analizi

Zaman serileri, bir dönemden diğerine değişkenlerin değerlerinin ardışık bir şekilde gözleendiği sayısal büyüklüklerdir. Değişkenlerin zaman içinde ardışık bir şekilde gerçekleşmesi bir koşul olmasa da düzenli aralıklarla dizinin gelişimini görme açısından gereklidir.

Zaman serileri analizinde öncelikle bu serilerinin durağanlık özellikleri irdelenir. Değişkenler arasında anlamlı istatistiksel ilişkilerin incelenebilmesi için serilerin durağan olması beklenmektedir. Zaman içerisinde ortalaması ve varyansı değişen seriler, durağan

olamayan veya birim kök içeren seriler olarak adlandırılmaktadır. Zaman serilerinde birim kökün varlığını araştıran ve literatürde yaygın şekilde kullanılan test Genişletilmiş Dickey-Fuller (ADF) testidir. Bağımlı değişkenin gecikmeli değerlerinin modele dahil edildiği denklem, bir sabit ve bir zaman trendi içerecek şekilde aşağıdaki gibi formüle edilebilir.

$$\Delta y_t = \mu + \beta t + \delta y_{t-1} + \sum_{j=1}^k \alpha_j \Delta y_{t-j} + \varepsilon_t \quad (5.4)$$

Burada Δ fark işlemcisi, t bir zaman trendi, ε hata terimi ve k ise gecikme sayısıdır. Ayrıca, ADF testinde gecikme uzunluklarının doğru seçilmesi testin gücü ve parametrelerin anlamlılık düzeyleri bakımından önemlidir. ADF testi δ parametresinin tahminine dayanmaktadır. δ parametresinin istatistiki olarak sıfırdan farklı olacak şekilde anlamlı çıkması, serilerin durağan olmadığı şeklindeki boş hipotezin reddedileceği anlamına gelmektedir.

Hata terimleri konusundaki sınırlayıcı varsayımlara yer vermeyen ve yüksek derecedeki korelasyonu kontrol etmek için geliştirilen Phillips-Perron (PP) testi, ADF testini tamamlayıcı bir birim kök testidir. PP testinde otokorelasyonu gidermeye yetecek kadar bağımlı değişkenin gecikmeli değerleri modele dahil edilmemekte, bunun yerine Newey-West tahmincisi ile uyarlanmaktadır (Enders, 1995).

Bu birim kök testi dışında KPSS (Kwiatkowski D., Phillips PCB., Schmidt P., Shin Y.) testi de her bir değişkenin durağanlığını etraflıca analiz etmektedir. KPSS diğer testten farklı olarak boş hipotez altında serinin durağan olduğunu ifade etmektedir. KPSS istatistiği, zaman serisinin dışsal değişkenlerle regresyondan elde edilen hata terimlerine bağlıdır (Kwiatkowski vd., 1992).

Her üç test için de, değişkenlerin test istatistiğinin (τ) mutlak değerinin MacKinnon tarafından tablolastırılan kritik değerlerin mutlak değerinden büyük olması durumunda serinin durağan olduğu sonucuna ulaşılır (Enders, 1995).

İki zaman serisi durağan değil ancak bu değişkenlerin durağan doğrusal bir bileşimleri varsa eş-bütünleşme ilişkisinden söz edilir. Eş-bütünleşme analizi durağan olmayan zaman serileri arasındaki uzun dönem ilişkisinin tahmin edilmesine yöneliktir. Eş-bütünleşmenin varlığı değişkenler arasında uzun dönemli bir ilişki olduğu anlamına

gelmektedir. Eş-bütünleşme analizinde Engle-Granger yaklaşımı yaygın olarak kullanılmaktadır. Uzun dönem ilişkilerin Engle-Granger yöntemi ile aynı derecede durağan iki değişken arasındaki eş-bütünleşme analizine dayanır. Engle-Granger yönteminde ilk aşama denklemdeki değişkenler arasındaki uzun dönemli ilişkinin Sıradan En Küçük Kareler (SEKK) yöntemi ile tahmin edilmesidir (Engle ve Granger, 1987). SEKK yöntemi ile denklemdeki değişken katsayıları tahmin edildikten sonra, bu regresyonun hata terimleri serisinin düzeyde durağan olup olmadığına bakılır.

$$\varepsilon_t = X_t - \beta_0 - \beta_1 Y_t - \beta_2 Y_t^2 \quad (5.5)$$

Burada X bağımlı değişken Y bağımsız değişken olmak üzere β_0 , β_1 , β_2 ikinci dereceden regresyon katsayılarıdır.

Literatürde zaman serileri analizi ile foF2 ile GLS ilişkisi Yadav vd., (2011) tarafından incelenmiştir. Bu çalışmaya göre foF2 kritik frekans değeri ile GLS arasındaki doğrusal ilişki;

$$\text{foF2}_t = a_0 + a_1 \text{GLS}_t + \varepsilon_t \quad (5.6)$$

şeklinde ifade edilmiştir. a_0 , a_1 regresyon katsayılarını, ε_t ve t sırasıyla hata terimi ve zamanı ifade etmektedir. Bu değişkenler arasında, lineer bir fitin doyum etkisinden dolayı veri değerleri regresyon eğrisi etrafında toplanmadığı durumda ikinci dereceli bir fit ekleyerek (Model I);

$$\text{foF2}_t = \beta_0 + \beta_1 (\text{GLS})_t + \beta_2 (\text{GLS})_t^2 + \varepsilon_t \quad (5.7)$$

şeklinde ifade edilmiştir. Burada β_0 , β_1 , β_2 ikinci dereceden regresyon katsayılarıdır (Yadav vd., 2011). Regresyon modelini SEKK ve Zaman Serileri analiz tekniklerini kullanılarak tahmin edilmiştir.

Yukarıda tanımlanan yöntem, bu tez çalışmasında Bölüm 6.4’de foF2, 10 hPa ve 70 hPa yüksekliklerinde ölçülen QBO değerleri ve GLS arasındaki ilişkinin araştırılmasında geliştirilerek kullanılmıştır.

6. BULGULAR

Literatürde QBO salınımlarının oluşum süreçleri, bu salınımların stratoküreden iyonküreye taşınma sürecinde neden olduğu bir takım etkileri, iyonkürenin F2 bölgesi kritik frekansı ile bazı Güneş ve jeomanyetik aktivite indisleri ile bu salınımların ilişkileri yoğun çalışılan konular arasındadır (Sharma vd., 2010; Echer, 2007; Lastovicka, 2005 Chen, 1992). Bu etkilerin hangi periyotlarda gözlenebildiği, hangi indislerle ilişkili olduğu ve bu ilişkinin ölçüsünün ne olduğu, iyonküre çalışmaları içinde giderek önem kazanan bir alan oluşturmaktadır. Bu bölümde, daha önceki bölümlerde açıklanan istatistiksel analiz yöntemleri, QBO olgusunun iyonküredeki etkilerinin ortaya konması için farklı istasyonlarda ölçülen iyonküre parametrelerine uygulanacaktır.

Bu amaçla 01/1953-07/1967 tarihleri arasında Canton Island (02. 46° G/171. 33° B), 09/1967-12/1975 tarihleri arasında Gan Maledives (00. 41° G/73. 09° D) ve 01/1976-09/2011 tarihleri arasında ise Singapur (01. 22° K/103. 55° D) istasyonlarında ölçülen QBO verileri ve Tablo 6.1’de coğrafik koordinatları verilen istasyonlar için ölçülen foF2 kritik frekans değerleri ve iyonkürede etkin diğer bir parametre olan GLS verileri üzerine bir önceki bölümde açıklanan Serpilme Diyagramı Yöntemi, Korelasyon Yöntemi ve Zaman Serileri Analizi olmak üzere üç farklı istatistiksel yöntem uygulanmıştır.

QBO daha önce de belirtildiği gibi, doğu batı yönlü salınımlar yapmaktadır. QBO’nun salınım periyodu ve 01/1953-09/2011 tarihler arasındaki aylık değerlerinin basınç ile değişimi Bölüm 6.1’de verilmiştir. Bölüm 6.2’de, iki değişken arasındaki ilişkinin varlığını tespit etmek için Tablo 6.1’de belirtilen istasyonlardan her biri için veri alınan tüm yılları kapsayan serpilme diyagramları, Bölüm 5.1’de belirtilen yöntem kullanılarak elde edilmiştir. Bu kısımda elde edilen bulgular bölüm 6.2’de ve EK-A’da verilmiştir. Bölüm 6.3’te Tablo 6.1’de verilen her istasyondan elde edilen foF2 kritik frekans veileri ile QBO arasındaki ilişkisi incelenmiştir. Bu kısımda elde edilen bulgular Bölüm 6.3’te ve ise EK-B’de verilmiştir. Bölüm 6.4 ise QBO verileri ile foF2 arasındaki ilişki zaman serileri analizi yöntemi kullanılarak incelenmiştir.

Tablo 6.1. foF2 kritik frekans değerlerinin alındığı ölçüm istasyonları ve ölçümlerin yapıldığı yıllar

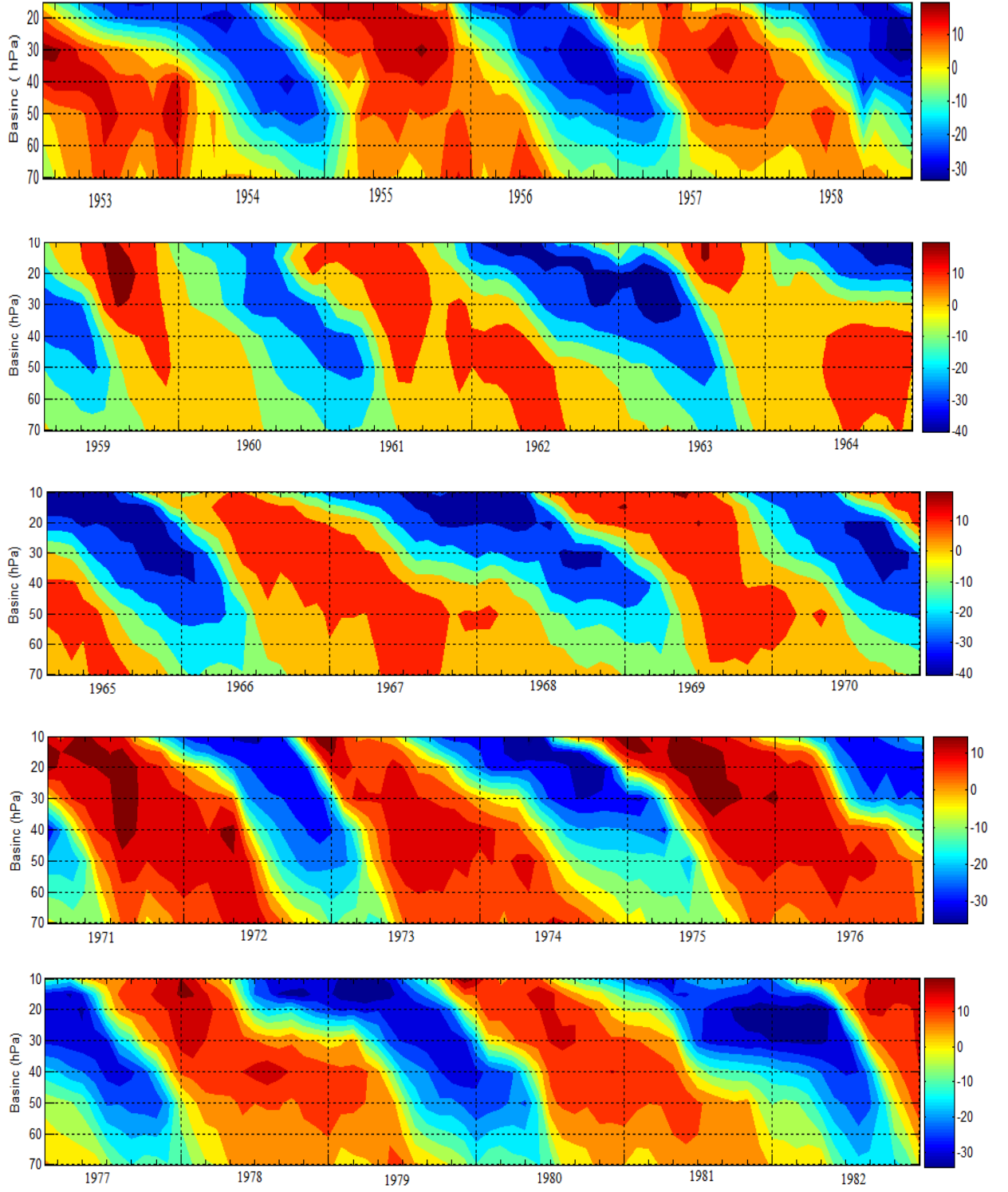
Sıra No	İstasyon Adı	Coğrafiik Enlem	Coğrafiik Boylam	Veri Alınan Yıllar
1	Towsville	-19.7	146.9	1953-2011
2	Tahiti	-17.7	-149.3	1971-1989
3	La Paz	-16.5	-68.1	1957-1966
4	Darwin	-12.5	131	1982-2011
5	Cocos Island	-12.18	96.83	1974, 2008 2011
6	Jicamarca	-12.1	-77	1998-2011
7	Huancayo	-12	-75.3	1957-1984
8	Ascension	-7.9	-14.4	2001-2011
9	Talara	-4.6	-81.3	1957-1965
10	Vanim	-2.7	141.3	1964-1992
11	Singapore	1.3	103.8	1957-1971
12	Bogota	4.5	-74.2	1957-1967
13	Trivandrum	8.5	77	1957-1976
14	Kwajalein	9	167.2	2004-2011
15	Kodaikanal	10.2	77.5	1957-1987
16	Tiruchirapalli	10.8	78.7	1957-1986
17	Dijibouti	11.5	42.8	1957-1981
18	Ouagadougou	12.4	-1.5	1966-1989
19	Madras	13.1	80.3	1957-1984
20	Manila	14.7	121.1	1964-1992
21	Dakar	14.8	-17.4	1957-1989
22	Puerto Rico	18.5	-67.2	1957-1959, 1997-2011
23	Bombay	19	72.8	1957-1981
24	Niue Island	19.1	169.9	2008-2011
25	Maui	20.8	-156.5	1957-1984

6.1. QBO'nun Değişim Periyodu

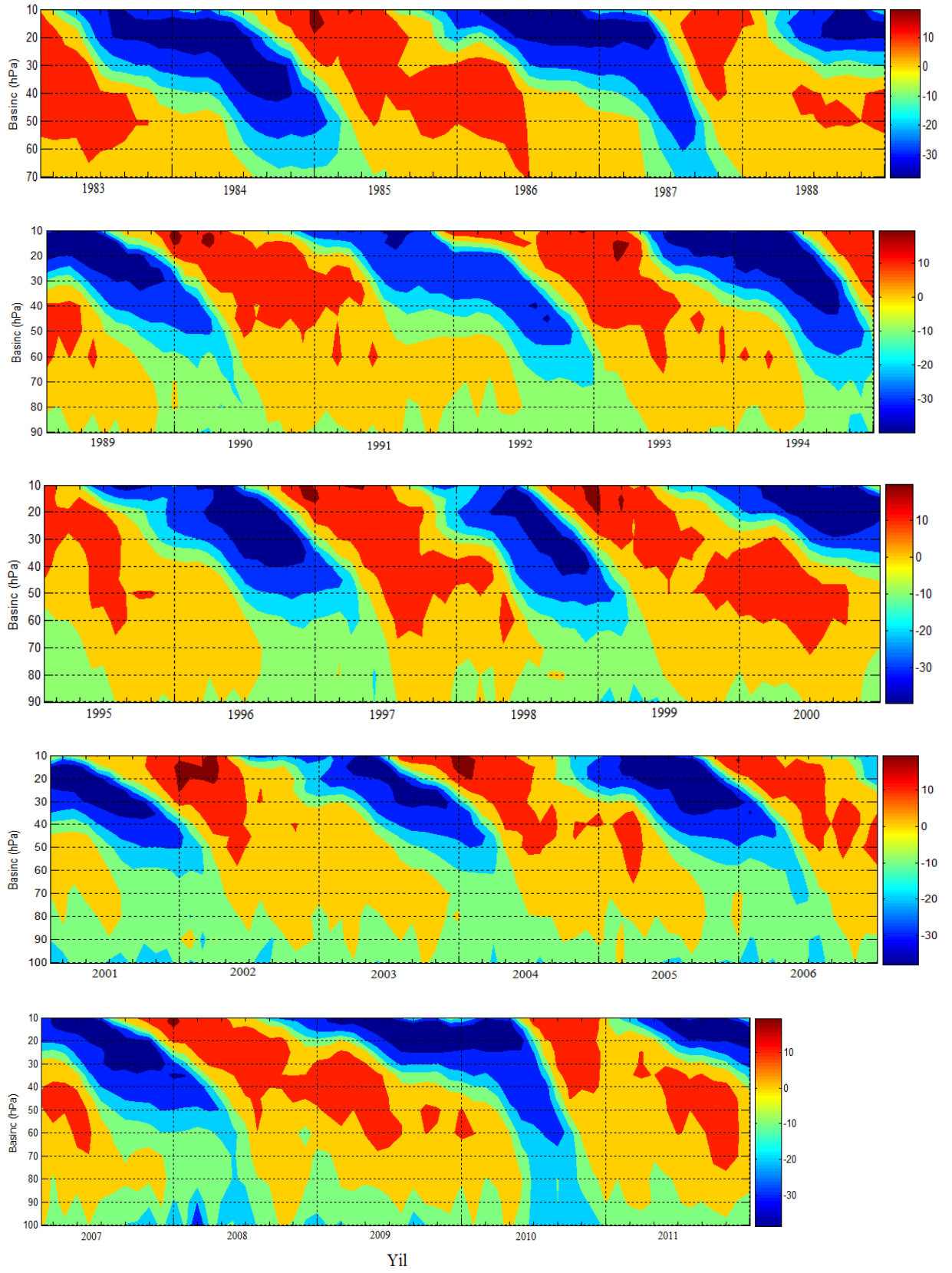
Çalışmanın istatistiksel analizi için bu bölümde başlangıcı 1953 yılı Ocak ayı, bitişi 2011 yılı Eylül ayı olmak üzere belirlenen periyotta elde edilen QBO verilerinin aylık ortalaması alınmıştır. Bu periyotta elde edilen verilerin, ayrıca her yıl için aylık olarak basınçla değişimleri incelenmiş ve sonuçlar Şekil 6.1 ve Şekil 6.2'de verilmiştir. Bu

incelemelerden QBO'nun her iki salınım türü (doğu-batı) için değişimlerin incelenmesi amaçlanmıştır. Elde edilen bulgulara 01/1953-12/2011 yılları arasındaki salınımlar için QBO'nun doğu yönlü periyodunun ortalama 27.16 ay, batı yönlü salınımlar için ise 26 ay olduğu gözlenmiştir. Doğru yönlü en uzun periyodun 1999 ve 2003 yılları arasındaki 43 aylık periyot olduğu gözlenmiştir. Ölçülen bu değer, beklenen periyot değerinin oldukça üstünde olduğu görülmektedir. Doğru yönlü en kısa periyot ise, 1959-1961 yılları arasında 19 aylık bir sürede olduğu gözlenmiştir. 01/1953-12/2011 yılları arasındaki batı yönlü salınımın en uzun periyodu 1998-2001 yılları arasında 33 ay olarak ölçülmüşken, en kısa periyot ise 2005 - 2006 yılları arasında 15 ay olarak elde edilmiştir.

20-10 hPa seviyesinde, QBO'nun doğu yönlü salınımı daha uzun süreli iken; 70-20 hPa seviyesinde batı yönlü salınım daha uzun sürelidir. 20-10 hPa seviyesindeki doğu yönlü salınım batı yönlü salınımına oranla daha kısa sürede 70 hPa seviyesine ulaşmaktadır. 20-10 hPa seviyesinde batı yönlü salınımlar doğu yönlü salınımlara göre daha kısa süre baskındır. Ancak 70-20 hPa seviyeleri arasında batı yönlü salınım daha uzun süre baskın olarak kaldığı gözlenmiştir. Bununla birlikte daha alt seviyelere ulaşma süreleri daha uzundur. Bu kayma işlemi depremlerde tabakalar arasındaki kaymaya benzetilebilir.



Şekil 6.1. QBO'nun 1953-1982 yılları arasındaki, basınç ve yıllara göre değişimi



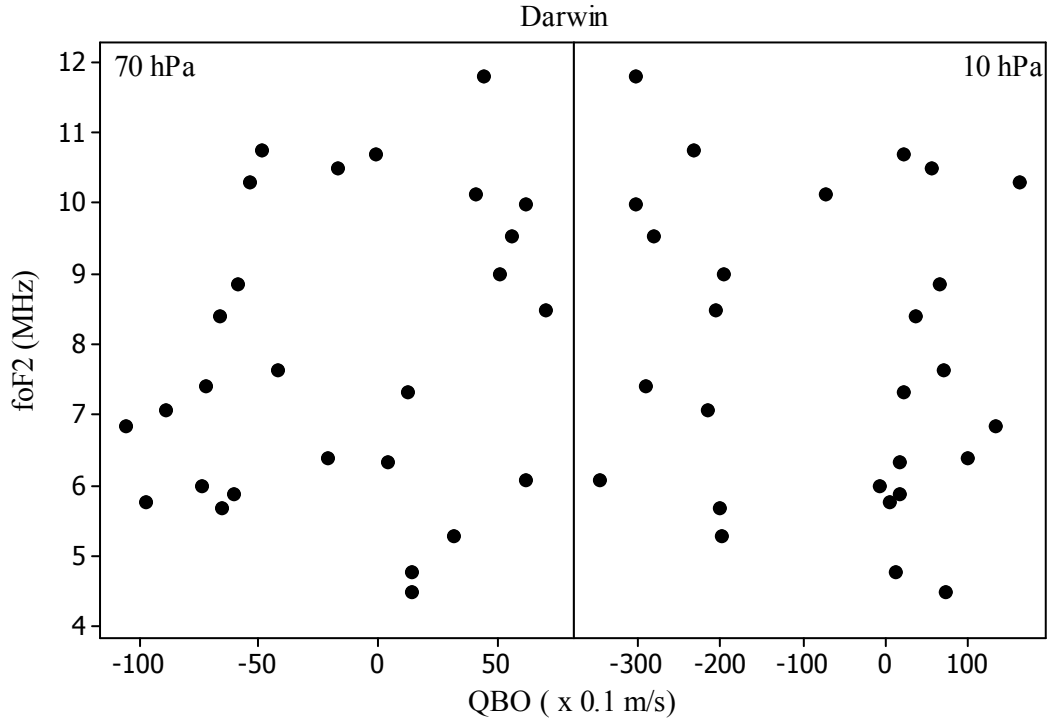
Şekil 6.2. QBO'nun 1983-2011 yılları arasındaki, basınç ve yıllara göre değişimi

6.2. Serpilme Diyagramıyla Elde Edilen Bulgular

Verilerimize Serpilme Diyagramını uygulamadan önce, 25 istasyon için 5, 10 ve 15 dakikalık zaman aralıklarında ölçülen foF2 kritik frekans değerlerinin aylık medyanları hesaplandı. Kritik frekans değerlerinin aylık elde edilmesinin nedeni mevcut QBO verilerinin aylık değerlerde olmasıdır. Kritik frekans değerinin 5, 10 ve 15 dakika zaman aralıklarıyla ölçülmüş olması ayrıca bu süreler içerisinde düzenli ölçümlerin alınamaması nedeniyle kritik frekans değerlerinin medyan değerleri hesaplanmıştır.

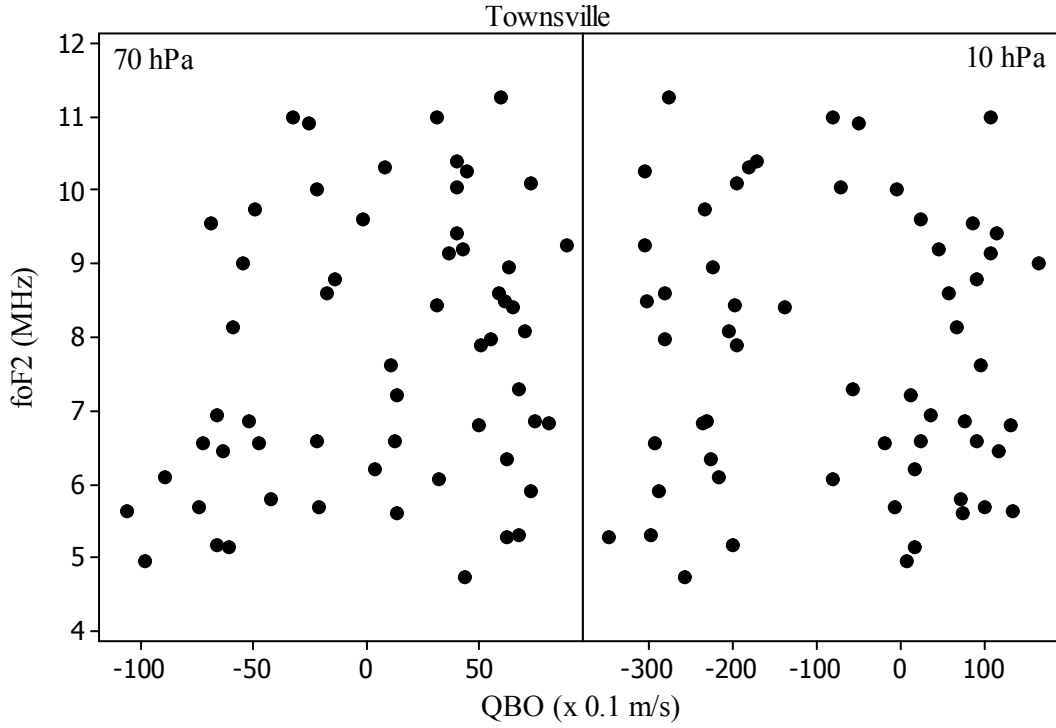
Tablo 6.1’de verilen her bir istasyon için elde edilen foF2 değerlerinin serpilme diyagramı yöntemiyle incelenmesinde QBO ile foF2 arasında lineer bir ilişki olduğu gözlenmiştir. Bütün aşağıdaki ve EK-A’daki serpilme diyagramlarına bakıldığında, aradaki bu ilişkinin yıllara ve farklı coğrafik konumlardan alınan verilere göre değişkenlik gösterdiği görülmüştür. Örneğin Jicamarca, Niue Island, Puerto Rico, istasyonları için 70 hPa yüksekliğinde ve Ascension, Bogata, Cocos Island, Kadoikanal, La Paz, Madras, Ouagadougou, Singapore, Talara, Tiruchirapalli ve Trivandrum istasyonları için 10 hPa yüksekliğinde güçlü pozitif ilişki gözlenmiştir. Bunun yanı sıra Bogata, La Paz, Madras, Singapore, Talara ve Trivandrum istasyonları için 70 hPa yüksekliğinde ve Niue Island ve Puerto Rico istasyonları için 10 hPa yüksekliğinde güçlü negatif ilişki gözlenmiştir. Zayıf pozitif ilişki ise 70 hPa yüksekliği için Dakar, Dijibouti, Manila, Ouagadougou, Tahiti ve Vanimo istasyonlarında ve 10 hPa yüksekliği için ise Dakar, Dijibouti, Huancayo, Kodaikanal, Madras ve Manila istasyonlarında gözlenmiştir. Zayıf negatif ilişki ise 70 hPa yüksekliği için Ascension, Bombay, Cocos Island, Kodaikanal, Maui, ve Tiruchirapalli istasyonlarında ve 10 hPa yüksekliği için ise Bombay, Jicamarca, Maui, Tahiti ve Vanimo istasyonlarında gözlenmiştir. Bu istasyon ve yükseklik değerlerinin dışında kalan tüm istasyonlar için ilgili yükseklik değerlerinde karmaşık bir ilişki gözlenmiştir.

Şekil 6.3’te, 1982-2011 yılları arasında Darwin istasyonunda ölçülen, foF2 kritik frekans değerleri ile QBO’nun serpilme diyagramı gösterilmiştir. Şeklin sol tarafı QBO’nun 70 hPa değeri ve sağ tarafı ise QBO’nun 10 hPa değeri için kritik frekans ile ilişkisini göstermektedir. QBO’nun 70 hPa yükseklik değerinde doğu yönlü rüzgâr ile foF2 değeri arasındaki ilişkinin pozitif, batı yönde ise rastgele bir ilişkili olduğu görülmektedir. QBO’nun 70 hPa yükseklik değerinde ise genel olarak rastgele bir ilişki gözlenmektedir.



Şekil 6.3. 1982-2011 yılları arasında Darwin istasyonunda (12. 5° G, 131. 0° B) ölçülen foF2 kritik frekans verileri ile QBO'nun serpilme diyagramı

Şekil 6.4 te, 1953-2011 yılları arasında Townsville istasyonunda ölçülen, foF2 kritik frekans değerleri ile QBO'nun serpilme diyagramı gösterilmiştir. Şekilde sol tarafı, QBO'nun 70 hPa değeri ve sağ tarafı ise QBO'nun 10 hPa değeri için kritik frekans ile ilişkisini göstermektedir. Değerleri temsil eden noktalar yardımı ile Townsville istasyonunda 70 hPa için ilişkinin pozitif yönde bir ilişki olduğu görülmektedir. Bu ilişkinin QBO'nun doğu yönünden batı yönüne doğru ilerledikçe düzensizliğinin arttığı gözlemlenmiştir. Benzer şekilde 10 hPa'de ölçülen QBO değeri ile foF2 kritik frekans değeri arasında karmaşık bir ilişki olduğu görülmektedir.



Şekil 6.4. 1953-2011 yılları arasında Townsville istasyonunda (19. 7° G, 146. 9° B) ölçülen foF2 kritik frekans verileri ile QBO nun serpilme diyagramı

Sonuç olarak bu yöntemde QBO ile foF2 arasında bir ilişkinin olduğu açıkça görülmüştür. Ancak bu ilişkinin ne ölçüde olduğu ise bundan sonra kullanılan yöntemlerle belirlenecektir.

6.3. Korelasyon Yöntemi Kullanılarak Elde Edilen Bulgular

Bu yöntemle QBO değerlerinin, iyonkürenin en önemli parametresi olan foF2 ve iyonküre üzerinde büyük etkilere sahip olan GLS değerleriyle ilişkisi incelenmiştir. QBO değerleri ile Tablo 6.1’de verilmiş olan her bir istasyonda ölçülen foF2 değerleri arasında Denklem 5.3 kullanılarak korelasyon katsayıları hesaplanmıştır. Korelasyon katsayıları hesaplanırken, eğriler yıllık olarak çizilmiştir.

Tablo 6.2’de 70 hPa ve 10 hPa seviyesindeki QBO ile foF2 değerleri arasındaki korelasyon katsayısının maksimum ve minimum değerlerinin enlem ile değişimi verilmiştir. Tabloda, 70 hPa seviyesindeki QBO ile foF2 arasındaki korelasyon katsayılarının kuzey enlemlerdeki maksimum değerinin pozitif olduğu görülmektedir. Aynı seviyede sadece 10° K ile 15° K enlemleri arasında korelasyon katsayısının minimum

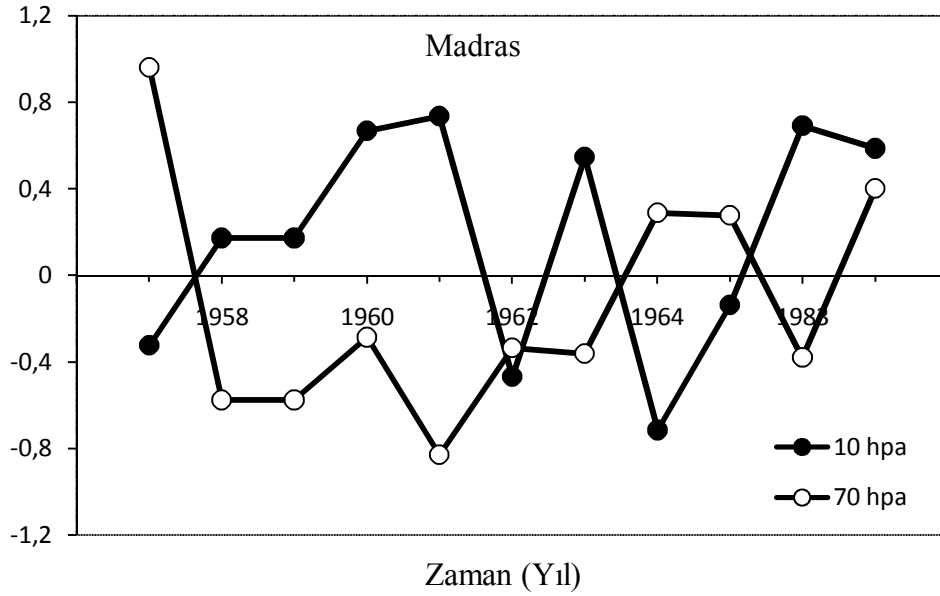
değerde negatif olduğu gözlenmektedir. 70 hPa seviyesinde güney enlemlerdeki QBO ile foF2 arasındaki korelasyon katsayısında ise maksimum değer için sadece 5° G ile 10° G enlemleri arasında pozitif bir ilişkinin olduğu görülmektedir. 10 hPa seviyesindeki durum 70 hPa seviyesinden oldukça farklıdır. 10 hPa seviyesinde QBO ve foF2 arasındaki maksimum korelasyon katsayısı ekvator ile 5° K enlemi ve 10° K ile 15° K enlemleri arasında pozitif bir ilişkinin varlığını gösteriyorken 5° K ile 10° K ve 15° K ile 20° K enlemleri arasında negatif bir ilişkinin olduğunu göstermektedir. Bu durum güney yarım kürede tam ters olarak gözlenmiştir. Yine 10 hPa seviyesindeki korelasyon katsayılarının Kuzey ve Güney yarım kürede daha yüksek enlemlerde (15° K ile 20° K ve 15° G ile 20° G) maksimum değerleri alırken, minimum değerlerini ise daha düşük enlemlerde (0 ile 5° K ve 0 ile 5° G) aldığı görülmektedir.

Tablo 6.2. 70 hPa ve 10 hPa seviyelerindeki QBO ile foF2 değerleri arasındaki korelasyon katsayısının maksimum ve minimum değerlerinin enlem ile değişimi

Enlem Aralığı	Korelasyon Katsayısı (70 hPa)		Korelasyon Katsayısı (10 hPa)	
	En Küçük	En Büyük	En Küçük	En Büyük
15° K ile 20° K	0.001	0.972	-0.052	-0.993
10° K ile 15° K	-0.004	0.961	-0.001	0.932
5° K ile 10° K	0.006	0.899	0.027	-0.963
0 ile 5° K	0.038	0.984	0.004	0.984
0 ile 5° G	0.007	-0.824	0.002	-0.875
5° G ile 10° G	-0.002	0.644	0.001	0.483
10° G ile 15° G	0.001	-0.777	0.001	-0.955
15° G ile 20° G	-0.014	-0.993	0.004	0.895

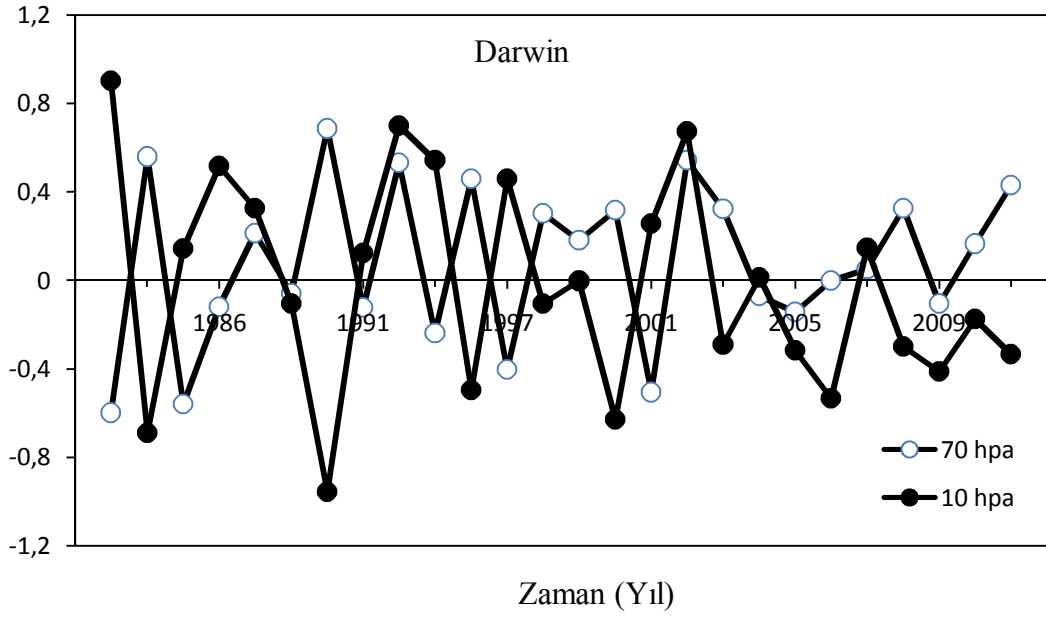
Şekil 6.5 de, 1957-1984 yılları arasında Madras istasyonunda ölçülen foF2 değerleri ile QBO arasındaki korelasyon katsayılarının yıllık değişimi görülmektedir. 70 hPa

seviyesinde 0.961 değerindeki maksimum korelasyon katsayısı 1957, 0.277 değerindeki minimum korelasyon katsayısı ise 1966 yılı için elde edilmiştir. 10 hPa seviyesinde ise 0.735 değerindeki maksimum korelasyon katsayısı 1961, -0.136 değerindeki minimum korelasyon katsayısı ise 1966 yılında olduğu görülmektedir.



Şekil 6.5. 1957-1984 yılları arasında Madras (13. 1° K, 80. 3° B) istasyonunda ölçülen foF2 değerleri ile QBO arasındaki korelasyon katsayısının yıllara göre değişimi

Şekil 6.6'da QBO ile Darwin istasyonunda 1985-2011 yılları arasında ölçülen foF2 değerleri arasındaki korelasyon katsayılarının yıllara göre değişimi görülmektedir. 70 hPa seviyesinde, 0.685 değerindeki maksimum korelasyon katsayısının 1989, -0.010 değerindeki minimum korelasyon katsayısının ise 2006 yılı için elde edilmiştir. 10 hPa seviyesinde ise -0.955 değerindeki maksimum korelasyon katsayısı 1989, -0.002 değerindeki minimum korelasyon katsayısı ise 1999 yılında olduğu görülmektedir.



Şekil 6.6. 1985-2011 yılları arasında Darwin (12. 5° G, 131. 0° B) istasyonunda ölçülen foF2 değerleri ile QBO arasındaki korelasyon katsayısının yıllara göre değişimi

Tablo 6.1’de verilmiş olan istasyonlarda ölçülen foF2 kritik frekans değerleri ile QBO değerleri arasındaki korelasyon katsayılarının yıllık değişimlerinin daha detaylı sonuçları EK-B’ de verilmiştir.

6.4. Zaman Serileri Analizi Sonuçları ve Yorumlanması

Çalışmanın bu bölümünde, denklem (5.7)’ye QBO değişkeni eklenerek, aşağıdaki ifadeye dönüştürüldü.

$$foF2_t = \beta_0 + \beta_1 GLS_t + \beta_2 GLS^2_t + \beta_3 QBO_t + \varepsilon_t \quad (6.1)$$

Denklem 6.1’in elde edilmesindeki amaç, foF2 kritik frekans değerleri ile QBO değişkeni arasında bir ilişkinin varlığını araştırmak, ortaya çıkacak ilişkinin hangi yönde ve ne ölçüde olduğunu tespit etmektir. foF2 kritik frekans değeri ile GLS arasındaki ilişkiyi göz ardı etmemek için modelde GLS değişkenine de yer verilmiştir.

Çalışmanın bütününde olduğu gibi bu bölümde de, QBO değerlerinin ölçüldüğü 10 hPa maksimum ve 70 hPa minimum yükseklik değerleri ile foF2 kritik frekans değerleri arasındaki ilişki ayrı ayrı modellenerek, Denklem 6.1’deki katsayılar tahmin edilmiştir. Bu

işlem yapılmadan önce, QBO'nun rüzgâr verileri olduğu, bunların da doğu (eksi işaretli) ve batı (artı işaretli) yönlü verilerden oluştuğu göz önüne alınarak rüzgâr yönlerinin etkisini görebilmek için modele kukla (Dummy) değişkenleri eklenerek; yeni model (Model II) aşağıdaki gibi tanımlanmıştır:

$$\begin{aligned} foF2_t = & \beta_0 + \beta_1 GLS_t + \beta_2 GLS_t^2 + \beta_3 QBO_t + Dummy1_t + Dummy2_t \\ & + Dummy3_t + Dummy4_t + \varepsilon_t \end{aligned} \quad (6.2)$$

Burada QBO değerleri için Dummy değerleri; $Dummy1 \leq -15$ m/s, $0 \text{ m/s} > Dummy2 > -15$ m/s, $15 \text{ m/s} \geq Dummy3 > 0$ m/s, $Dummy4 > 15$ m/s arasındaki değerler olarak belirlendi.

Yadav vd., (2011) çalışmasında kullanılan model Model I, bu çalışmada geliştirilen ve 6.2 denklemi ile verilen model ise Model II olarak tanımladık. Her iki model kullanılarak Bogota (4.5° K, 74.2° D), Kodaikanal (10.2° K, 77.5° B), Madras (13.1° K, 80.3° B), Manila (14.7° K, 121.1° B) ve Tahiti (4.6° G, 81.3° D) istasyonları için aşağıdaki sonuçlar elde edilmiştir.

Birim kök testleri yapılırken bütün değişkenler sabit terim dahil edilerek analiz edilmiştir. ADF ve PP birim kök testlerinde sıfır hipotezi “seri birim kök içermektedir” şeklinde kuruludur. Bu nedenle serinin durağan olduğunu kabul etmek için sıfır hipotezini reddetmek gerekmektedir. KPSS testinde ise sıfır hipotezi “seri durağandır” şeklinde kurulduğundan durağanlık koşulunu sağlamak için sıfır hipotezini kabul etmek gerekmektedir. PP ve KPSS testlerinde Newey ve West tarafından geliştirilen band genişliği kullanılmıştır.

Eş bütünleşme testleri yapılırken bütün değişkenler modelden sabit terim ve trend çıkarılarak analiz edilmiştir.

Regresyon Modeli sonuçları tablolarının tümünde Dürbin Watson değerinin 1.5-2.5 aralığında, Prob (F-istatistik) değerinin 0.5 ten küçük, Noramality, Serial Corelation LM (Serial Cor. LM) ve White Heteroskedasticity (White Het.) değerlerinin 0.5 ten büyük olaması gerekmektedir. Bu şartların sağlanması modelimizin doğrulunun ve sağlamlığının diğer bir göstergesidir.

6.4.1. Bogota İstasyonu Verileri Analizi

Tablo 6.3 de Bogota istasyonu için Birim Kök Testi sonuçları görülmektedir. Test sonuçlarına göre, foF2 ve GLS değişkenleri düzeyleri itibariyle birim kök içermektedir, dolayısıyla durağan değillerdir. QBO değişkeni düzeyi itibariyle birim kök içermemekte ve bundan dolayı durağandır. Bununla birlikte, seriler birinci farklarında I(1) durağan hale gelmişlerdir.

Tablo 6.3. Bogota (4.5° K, 74.2° D) istasyonu için Birim Kök Testi sonuçları

Değişkenler	10 hPa			70 hPa		
	ADF	PP	KPSS	ADF	PP	KPSS
foF2	-3.33	-2.44	0.23	-3.33	-2.44	0.23
GLS	-0.61	-1.85	0.29	-0.61	-1.85	0.29
QBO	-6.57	-3.22	0.04	-5.89	-3.62	0.07
D(foF2)	-6.70	-9.36	0.11	-6.70	-9.36	0.11
D(GLS)	-11.64	-15.40	0.26	-11.64	-15.40	0.26
D(QBO)	-18.01	-11.11	0.23	-9.25	-10.96	0.09
Anamlılık Düzeyi	McKinnon (1996) Kritik Değerleri					
1%		-4.09	-4.08	0.21		
5%		-3.47	-3.47	0.15		
10%		-3.16	-3.16	0.12		

Yukarıdaki testin sonuçlarına göre tüm değişkenlerin birinci dereceden durağan olduklarının saptanmasından sonraki aşama, bu değişkenlerin eş-bütünleşik olup olmadıklarının test edilmesidir. Tablo 6.4, her iki model için Eş Bütünleşme Test sonuçlarını göstermektedir. Test sonuçlarına göre, her iki modelde de p-değerleri 0.05'ten küçük oldukları için % 1 anlamlılık düzeyinde uzun dönemli bir regresyon ilişkisinin var olduğunu göstermektedir.

Tablo 6.4. Bogota (4.5° K, 74.2° D) istasyonu için Eş Bütünleşme Testi sonuçları

Regresyon Modeli	10 hPa		70 hPa	
	ADF	p-değeri	ADF	p-değeri
Model I	-7.04	0.000	-6.33	0.000
Model II	-7.38	0.000	-6.12	0.000
Anlamlılık Düzeyi	McKinnon (1996) Kritik Değerleri			
1%		-2.61		
5%		-1.95		
10%		-1.61		

Tablo 6.5 Bogota istasyonu için 10 hPa ve 70 hPa yükseklikteki QBO değerleri, GLS, GLS² ile foF2 arasındaki ilişki için Model I ve Model II kullanılarak elde edilen uzun dönemli regresyon analizi sonuçlarını göstermektedir.

Tabloda 10 hPa yükseklik değeri için Model I ve Model II'deki olasılık değerlerine bakıldığında, regresyon denklemindeki değişkenlerin katsayılarının istatistiksel olarak anlamlı olduğu görülmektedir. Model I'de GLS değişkeni, foF2 ile doğrusal bir ilişki gözleniyorken, GLS² ise doğrusal olmayan bir ilişkiyi göstermektedir. Bu ilişki şöyle özetlenebilir; GLS'deki 1 birimlik artış foF2 kritik frekansında 0.051 MHz değerinde bir artmaya sebep olurken, GLS² ise foF2 değerinde 0.0001 MHz lik bir azalmaya sebep olmaktadır. Model II'de ise foF2 değeri ile GLS arasındaki hem doğrusal hem de doğrusal olmayan ilişkiye ek olarak QBO ve Dummy değişkenleri eklenmiştir. Tabloya bakıldığında; GLS'deki 1 birimlik artış foF2 kritik frekansında 0.066 MHz değerinde bir artışa sebep olurken, GLS²'nin negatif işaretli olması dolayısıyla foF2 kritik frekansında 0.0001 MHz lik bir azalmaya sebep olmaktadır. QBO değerinde meydana gelen 1 m/s lik bir artış ise foF2 değerinde 0.0076 MHz lik bir artışa sebep olmaktadır. Model I için R² değeri 0.851 olarak bulunmuştur. Bu foF2 kritik frekansında meydana gelen değişikliklerin yaklaşık olarak % 85'inin modeldeki GLS ve GLS² tarafından açıklanabildiğini göstermektedir. Bu değişimin % 15'inin ise diğer faktörler tarafından açıklandığını göstermektedir. Model II'de ise R² değeri 0.896 olarak bulunmuştur. Bu değer modele QBO değişkenini dahil ettiğimizde foF2'deki değişmelerinin açıklanabilirlik düzeyinin yaklaşık olarak % 5 arttığını göstermektedir ve bu durum foF2 kritik frekansının QBO'dan etkilendiğini göstermektedir. Adj. R² değeri Model I için 0.841 iken bu değer Model II için 0.872 değerindedir. İki model birbirleriyle karşılaştırıldığında Adj. R² değerinin artması Model II'nin Model I'e göre foF2 kritik frekansında meydana gelen değişmelerin

açıklanmasında QBO değişkeninin modele dahil edilmesinin açıklanabilirlik düzeyi açısından arttığı sonucunu ortaya koymuştur. Çalışmada kullanılan modeldeki Dummy1 ve Dummy2 değerlerinin, rüzgâr yönlerini gösteren değişkenlerin istatistiksel analizinde anlamsız olduğu gözlenmiştir. Dummy3 rüzgâr yönü değişkeninin % 10 anlamlılık düzeyinde istatistiksel olarak anlamlı olması, foF2 değerindeki QBO'dan kaynaklı açıklanabilirlik düzeyindeki % 5'lik artışın Dumm3'ten kaynaklandığını göstermiştir.

70 hPa yükseklik değeri için Model I ve Model II'deki olasılık değerlerine bakıldığında regresyon denklemindeki değişkenlerin katsayılarının istatistiksel olarak anlamlı olduğu görülmektedir. Bu ilişki şöyle özetlenebilir; Model I'de GLS'deki 1 birimlik artış foF2 kritik frekansında 0.058 MHz lik bir artışa sebep olurken, GLS² ise foF2 kritik frekansında 0.0001 MHz değerinde azalmaya sebep olmaktadır. Model II'de ise; GLS'deki 1 birimlik artış foF2 değerinde 0.054 MHz lik bir artışa sebep olurken, GLS² ise foF2 kritik frekansında 0.0001 MHz lik azalmaya sebep olmaktadır. QBO değerinde meydana gelen 1 m/s lik artış ise foF2 değerinde 0.013 MHz lik bir azalmaya sebep olmaktadır. Model I için R² değeri 0.822 olarak elde edilmiştir. Bu değer foF2 kritik frekansında meydana gelen değişikliklerin yaklaşık olarak % 82'sinin modeldeki GLS ve GLS² tarafından açıklanabildiğini göstermektedir. Bu değişimin % 18'inin ise diğer faktörler tarafından açıklandığını göstermektedir. Model II'de ise R² değeri 0.852 olarak elde edilmiştir. Bu sonuç, modele QBO değişkeni dahil edildiğinde foF2 kritik frekansında açıklanabilirlik düzeyinin yaklaşık olarak % 3 arttığını göstermekte ve foF2 kritik frekansının QBO'dan etkilendiğini işaret etmektedir. Adj. R² değeri Model I için 0.809 iken bu değer Model II için 0.834 olarak elde edilmiştir. İki model karşılaştırıldığında Adj. R² değerinin artması, Model II'nin Model I'e göre foF2 değerinde meydana gelen değişimlerin açıklanmasında QBO değişkeninin modele dahil edilmesinin açıklanabilirlik düzeyi açısından daha anlamlı olduğunu göstermiştir. Kullanılan modelde Dummy1 rüzgâr yönünü gösteren değişkenlerin istatistiksel olarak anlamsız olduğu görülmüştür. Dummy2 ve Dummy3 rüzgâr yönü değişkeninin % 10 anlamlılık düzeyinde istatistiksel olarak anlamlı olması, foF2 değerindeki QBO'dan kaynaklı açıklanabilirlik düzeyindeki % 3'lik artış Dummy2 ve Dumm3'ten kaynaklandığını göstermektedir.

Tablo 6.5. Bogota (4.5° K, 74.2° D) istasyonu için Regresyon Modeli sonuçları

	10 hPa		70 hPa	
	Model I	Model II	Model I	Model II
Sabit	6.967 (0.000)*	5.054 (0.000)*	6.870 (0.000)*	6.296 (0.000)*
GLS	0.051 (0.000)*	0.066 (0.000)*	0.058 (0.000)*	0.054 (0.002)*
GLS²	-0.0001 (0.015)**	-0.0001 (0.004)*	-0.0001 (0.010)*	-0.0001 (0.014)**
QBO	-	0.0076 (0.005)*	-	-0.013 (0.002)*
Dummy1	-	0.063 (0.928)	-	1.643 (0.270)
Dummy2	-	0.767 (0.257)	-	1.597 (0.181)
Dummy3	-	1.091 (0.101)***	-	1.543 (0.158)
Dummy4	-	-	-	-
AR (1)	0.557 (0.000)	0.436 (0.000)	0.500 (0.000)	0.427 (0.001)
R²	0.851	0.896	0.822	0.852
Adj. R²	0.841	0.872	0.809	0.834
Durbin Watson	1.729	2.085	1.493	1.563
Prob(F-istatistik)	(0.000)	(0.000)	(0.000)	(0.000)
Normality	(0.000)	(0.875)	(0.000)	(0.655)
Serial Cor. LM	(0.163)	(0.171)	(0.163)	(0.103)
White Het.	(0.107)	(0.275)	(0.107)	(0.165)

*, ** ve *** sırasıyla 1%, 5%, ve 10%, anlamlılık seviyelerini göstermektedir.

6.4.2. Kodaikanal İstasyonu Verileri Analizi

Tablo 6.6 Kodaikanal istasyonu için Birim Kök Testi sonuçlarını göstermektedir. Test sonuçlarına göre, foF2 ve GLS değişkenleri düzeyleri itibariyle birim kök içermektedir, dolayısıyla durağan değildir. QBO değişkeni düzeyi itibariyle birim kök içermemekte ve bundan ötürü durağandır. Bununla birlikte, seriler birinci farklarında I(1) durağan hale gelmişlerdir.

Tablo 6.6. Kodaikanal (10.2° K, 77.5° B) istasyonu için Birim Kök Testi sonuçları

Değişkenler	10 hPa			70 hPa		
	ADF	PP	KPSS	ADF	PP	KPSS
foF2	-1.62	-2.59	0.13	-1.62	-2.59	0.13
GLS	-1.98	-2.70	0.15	-1.98	-2.70	0.15
QBO	-6.57	-6.48	0.04	-10.26	-7.18	0.09
D(foF2)	-8.69	-4.21	0.07	-8.69	-4.21	0.07
D(GLS)	-15.0	-29.5	0.10	-15.0	-29.5	0.10
D(QBO)	-18.01	-18.58	0.23	-11.73	-55.06	0.26
Anlamlılık Düzeyi	McKinnon (1996) Kritik Değerleri					
1%		-4.03	-3.99	0.22		
5%		-3.44	-3.42	0.15		
10%		-3.14	-3.13	0.12		

Yukarıdaki testin sonuçlarına göre tüm değişkenlerin birinci dereceden durağan olduklarının saptanmasından sonraki aşama, bu değişkenlerin eş-bütünleşik olup olmadıklarının sınanmasıdır. Tablo 6.7, her iki model için eş-bütünleşme test sonuçlarını göstermektedir. Test sonuçlarına göre, her iki modelde de p-değeri 0.05'ten küçük oldukları için %1 anlamlılık düzeyinde uzun dönemli bir regresyon ilişkisinin var olduğunu göstermektedir.

Tablo 6.7. Kodaikanal (10.2° K, 77.5° B) istasyonu için Eş Bütünleşme Testi sonuçları

Regresyon Modeli	10 hPa		70 hPa	
	ADF	p-değeri	ADF	p-değeri
Model I	-2.83	0.004	-2.83	0.004
Model II	-11.92	0.004	-9.41	0.000
Anlamlılık Düzeyi	McKinnon (1996) Kritik Değerleri			
1%	-2.58			
5%	-1.94			
10%	-1.61			

Tablo 6.8 Kodaikanal istasyonu için 10 hPa ve 70 hPa yükseklikteki QBO değerleri, GLS, GLS² ile foF2 arasındaki ilişki için Model I ve Model II kullanılarak elde edilen uzun dönemli regresyon analizi sonuçlarını göstermektedir.

Tabloda 10 hPa yükseklik değeri için Model I ve Model II'deki olasılık değerlerine bakıldığında regresyon denklemindeki değişkenlerin katsayılarının istatistiksel olarak anlamlı olduğu görülmektedir. Bu ilişki şöyle özetlenebilir; Model I'de GLS'deki 1 birimlik artış foF2 kritik frekansı değerinde 0.046 MHz lik bir artışa sebep olurken, GLS² ise foF2 kritik frekansında 0.0001 MHz değerinde bir azalmaya sebep olmaktadır. Model II'de ise QBO değerinde meydana gelen 1 m/s lik bir artış ise foF2 kritik frekansında 0.026 MHz lik bir artışa sebep olmaktadır. Model I için R² değeri 0.775 olarak elde edilmiştir. Bu bize foF2'de meydana gelen değişikliklerin yaklaşık olarak % 77'sinin modeldeki GLS ve GLS² tarafından açıklanabildiğini göstermektedir. Bu değişimin % 23'ünün ise diğer faktörler tarafından açıklandığını göstermektedir. Model II'de ise R² değeri 0.854 olarak bulunmuştur. Bu sonuç, modele QBO değişkeni dahil edildiğinde foF2 kritik frekans değerindeki değişmelerinin açıklanabilirlik düzeyinin yaklaşık olarak % 8 arttığı ve foF2 kritik frekansının QBO'dan % 8 oranında etkilendiğini anlamına gelmektedir. Adj. R² değeri Model I için 0.771 iken bu değer Model II için 0.844 olarak elde edilmiştir. İki model birbirleriyle kıyaslandığında Adj. R² değerinin artması Model II'nin Model I'e göre foF2 kritik frekansında meydana gelen değişmelerin açıklanmasında QBO değişkeninin modele dahil edilmesinin açıklanabilirlik düzeyi açısından artışa sebep olduğu gözlenmiştir. Modelde Dummy1 rüzgâr yönünün % 5 anlamlılık düzeyinde istatistiksel olarak anlamlıdır. Dummy2 rüzgâr yönü değişkeni ise % 10 anlamlılık düzeyinde istatistiksel olarak anlamlı olması önemlidir. Çünkü bu durum foF2 değerindeki QBO'dan kaynaklı açıklanabilirlik düzeyindeki % 8'lik artışın Dummy1 ve Dumm2'ten kaynaklandığını göstermektedir. Dummy3 değerinin ise istatistiksel bir öneme sahip olmadığı gözlenmiştir.

70 hPa yükseklik değeri için Model I ve Model II'deki olasılık değerlerine bakıldığında, Model I ve Model II için regresyon denklemindeki değişkenlerin katsayılarının istatistiksel olarak anlamlı olduğu görülmektedir. Bu ilişki şöyle özetlenebilir; Model I'de GLS'deki 1 birimlik artış foF2 kritik frekansında 0.045 MHz lik bir artışa sebep olurken, GLS² ise foF2 değerinde 0.0001 MHz civarında azalışa sebep olmaktadır. Model II'de ise GLS'deki 1 birimlik artış foF2 değişkeninde 0.053 MHz

değerinde bir artışa sebep olurken, GLS² ise foF2 kritik frekansında 0.0001 MHz değerinde bir azalmaya sebep olmaktadır. QBO değerinde meydana gelen 1 m/s'lik bir artış ise foF2 değerinde 0.0025 MHz'lik bir artışa sebep olmaktadır. Model I için R² değeri 0.775 olarak elde edilmiştir. Bu sonuç foF2 kritik frekansında meydana gelen değişikliklerin yaklaşık olarak % 77'sinin modeldeki GLS ve GLS² tarafından açıklanabildiğini göstermektedir. Bu değişimin % 23'ünün ise diğer faktörler tarafından açıklandığını göstermektedir. Model II'de ise R² değeri 0.913 olarak bulunmuştur. Bu durum modele QBO değişkenini dahil edildiğinde foF2 kritik frekansındaki değişimlerin açıklanabilirlik düzeyinin yaklaşık olarak % 14 arttığını ve foF2 kritik frekansının QBO'dan etkilendiğinin açık bir delilidir. Adj. R² değeri Model I için 0.771 iken bu değer Model II için 0.902 olarak elde edilmiştir. İki model kıyaslandığında Adj. R² değerinin artması, Model II'nin Model I'e göre foF2 kritik frekansında meydana gelen değişimlerin açıklanmasında QBO değişkeninin modele dahil edilmesinin açıklanabilirlik düzeyi açısından artışa sebep olduğunu göstermiştir. Model II'de Dummy1 rüzgâr yönünün % 1 anlamlılık düzeyinde istatistiksel olarak anlamlı olması, foF2 değerindeki QBO'dan kaynaklı açıklanabilirlik düzeyindeki % 14'lük artışın Dummy1'den kaynaklandığını göstermektedir.

Tablo 6.8. Kodaikanal (10.2° K, 77.5° B) istasyonu için Regresyon Modeli sonuçları

	10 hPa için		70 hPa için	
	Model I	Model II	Model I	Model II
Sabit	6.605 (0.000)*	6.192 (0.000)*	6.605 (0.000)*	6.226 (0.000)*
GLS	0.046 (0.000)*	0.026 (0.000)*	0.045 (0.000)*	0.053 (0.000)*
GLS²	-0.0001 (0.000)*	-0.0001 (0.000)*	-0.0001 (0.000)*	-0.0001 (0.000)*
QBO	-	0.0026 (0.017)**	-	0.0025 (0.044)**
Dummy1	-	-0.592 (0.034)**	-	-1.138 (0.007)*
Dummy2	-	-0.440 (0.102)***	-	0.067 (0.813)
Dummy3	-	-0.277 (0.265)	-	0.200 (0.489)
Dummy4	-	-	-	-
AR (1)	0.620 (0.000)	0.756 (0.000)	0.619 (0.000)	0.341 (0.017)
R²	0.775	0.854	0.775	0.913
Adj. R²	0.771	0.844	0.771	0.902
Durbin Watson	1.562	2.078	1.562	1.910
Prob(F-istatistik)	(0.000)	(0.000)	(0.000)	(0.000)
Normality	(0.336)	(0.052)	(0.633)	(0.059)
Serial Cor. LM	(0. 217)	(0.797)	(0.004)	(0.002)
White Het.	(0. 518)	(0.308)	(0.684)	(0.908)

*, ** ve *** sırasıyla 1%, 5%, ve 10%, anlamlılık seviyelerini göstermektedir.

6.4.3. Madras İstasyonu Verileri Analizi

Tablo 6.9 Madras istasyonu için Birim Kök Testi sonuçlarını göstermektedir. Test sonuçlarına göre, foF2 ve GLS değişkenleri düzeyleri itibariyle birim kök içermektedir, dolayısıyla durağan değildir. QBO değişkeni düzeyi itibariyle birim kök içermemekte ve dolayısıyla durağandır. Bununla birlikte, seriler birinci farklarında I(1) durağan hale gelmişlerdir.

Tablo 6.9. Madras (13.1° K, 80.3° B) istasyonu için Birim Kök Testi sonuçları

Değişkenler	10 hPa			70 hPa		
	ADF	PP	KPSS	ADF	PP	KPSS
foF2	-2.64	-2.47	0.22	-2.64	-2.47	0.22
GLS	-1.07	-2.66	0.27	-1.07	-2.66	0.27
QBO	-4.34	-4.46	0.04	-6.65	-3.61	0.07
D(foF2)	-0.76	-7.10	0.15	-0.76	-7.10	0.15
D(GLS)	-12.26	-15.94	0.19	-12.26	-15.94	0.19
D(QBO)	-11.29	-11.89	0.07	-10.14	-14.15	0.08
Anlamlılık Düzeyi	McKinnon (1996) Kritik Değerleri					
1%		-4.03	-4.06	0.22		
5%		-3.45	-3.46	0.15		
10%		-3.15	-3.15	0.12		

Yukarıdaki test sonuçlarına göre tüm değişkenlerin birinci dereceden durağan olduklarının saptanmasından sonraki aşama, bu değişkenlerin eş-bütünleşik olup olmadıklarının test edilmesidir. Tablo 6.10, her iki model için eş bütünleşme test sonuçlarını göstermektedir. Test sonuçlarına göre, her iki modelde de p-değeri 0.05'ten küçük olduğu ve % 1 anlamlılık düzeyinde uzun dönemli bir regresyon ilişkisinin var olduğunu göstermektedir.

Tablo 6.10. Madras (13.1° K, 80.3° B) istasyonu için Eş Bütünleşme Testi sonuçları

Regresyon Modeli	10 hPa		70 hPa	
	ADF	p-değeri	ADF	p-değeri
Model I	-7.89	0.000	-0.86	0.32
Model II	-7.25	0.000	-	-
Anlamlılık Düzeyi	McKinnon (1996) Kritik Değerleri			
1%	-2.60			
5%	-1.94			
10%	-1.61			

Tablo 6.11 Madras istasyonu 10 hPa ve 70 hPa yükseklikteki QBO değerleri, GLS, GLS² ile foF2 arasındaki ilişki için Model I ve Model II kullanılarak elde edilen uzun dönemli regresyon analizi sonuçlarını göstermektedir.

Tabloda 10 hPa yüksekliği için Model I ve Model II'deki olasılık değerlerine bakıldığında, regresyon denklemindeki değişkenlerin katsayılarının istatistiksel olarak anlamlı olduğu görülmektedir. Bu ilişki şöyle özetlenebilir; Model I'de GLS'deki 1 birimlik artış foF2 kritik frekansında 0.033 MHz lik bir artışa neden olurken, GLS² ise foF2 değerinde 0.0001 MHz lik azalışa sebep olmaktadır. Model II'de ise QBO değerinde meydana gelen 1 m/s artış ise foF2 kritik frekansında 0.0026 MHz civarında bir azalmaya neden olmaktadır. Model I için R² değeri 0.921 olarak elde edilmiştir. Bu sonuç, foF2 kritik frekansında meydana gelen değişikliklerin yaklaşık olarak % 92'sinin modeldeki GLS ve GLS² tarafından açıklanabildiğini ifade etmektedir. Bu değişimin % 8'inin ise diğer faktörler tarafından açıklandığını göstermektedir. Model II'de ise R² değeri 0.942 olarak elde edilmiştir. Modele QBO değişkeni dahil edildiğinde foF2 kritik frekansındaki değişimlerinin açıklanabilirlik düzeyinin yaklaşık olarak % 2 arttığı gözlenmiştir. Adj. R² değeri Model I için 0.916 iken bu değer Model II için 0.932 olarak elden edilmiştir. İki model karşılaştırıldığında Adj. R² değerinin artması, Model II'nin Model I'e göre foF2 kritik frekansında meydana gelen değişimlerin açıklanmasında QBO değişkeninin modele dahil edilmesinin açıklanabilirlik düzeyi açısından artışa sebep olduğunu göstermiştir. Model II de Dummy1, Dummy2, Dummy3 ve Dummy4 rüzgâr yönünü gösteren değişkenlerin istatistiksel olarak anlamlı olması, foF2 değerindeki QBO'dan kaynaklı

açıklanabilirlik düzeyindeki %2'lik artışın Dummy1, Dummy2, Dummy3 ve Dummy4'ten kaynaklandığını göstermektedir.

70 hPa yüksekliği için Model I ve Model II'deki olasılık değerlerine bakıldığında, regresyon denklemindeki değişkenlerin katsayılarının istatistiksel olarak anlamlı olduğu görülmektedir. Bu ilişki şöyle özetlenebilir; Model I'de GLS'deki 1 birimlik artış foF2 kritik frekansında 0.03 MHz değerinde bir artışa sebep olurken, GLS² ise foF2 değişkeninde 0.0001 MHz değerinde azalmaya sebep olmaktadır. Model II'de ise; GLS'deki 1 birimlik artış foF2 kritik frekansında 0.04 MHz lik bir artışa sebep olurken, GLS² ise foF2 kritik frekansında 0.0001 MHz değerinde azalışa sebep olmaktadır. QBO değerinde meydana gelen 1 m/s lik bir artış ise foF2 kritik frekansında 0.0069 MHz lik bir artmaya sebep olmaktadır. Model I için R² değeri 0.908 olarak elde edilmiştir. Bu sonuç foF2'de meydana gelen değişikliklerin yaklaşık olarak % 90'ının modeldeki GLS ve GLS² tarafından açıklanabildiğini göstermektedir. Bu değişimlerin % 10'unun ise diğer faktörler tarafından açıklandığını göstermektedir. Model II'de ise R² değeri 0.925 olarak elde edilmiştir. Modele QBO değişkeni dahil edildiğinde foF2 kritik frekansındaki değişmelerinin açıklanabilirlik düzeyinin yaklaşık olarak % 2 arttığı ve foF2 kritik frekansının QBO'dan etkilendiği gözlenmiştir. Adj. R² değeri Model I için 0.902 iken bu değer Model II için 0.904 olarak elde edilmiştir. İki model kıyaslandığında Adj. R² değerinin artması, Model II'nin Model I'e göre foF2 kritik frekansında meydana gelen değişmelerin açıklanmasında QBO değişkeninin modele dahil edilmesinin açıklanabilirlik düzeyi açısından artışa sebep olduğunu göstermiştir. Modelde Dummy2 ve Dummy3 rüzgâr yönünü gösteren değişkenlerin istatistiksel olarak anlamsız olduğu görülmüştür.

Tablo 6.11. Madras (13.1° K, 80.3° B) istasyonu için Regresyon Modeli sonuçları

	10 hPa		70 hPa	
	Model I	Model II	Model I	Model II
Sabit	9.669 (0.000)*	9.228 (0.012)**	9.807 (0.000)*	7.46 (0.000)*
GLS	0.033 (0.000)*	0.020 (0.010)*	0.030 (0.0004)*	0.04 (0.000)*
GLS²	-0.0001 (0.002)*	-0.0001 (0.054)**	-0.0001 (0.005)*	-0.0001 (0.026)**
QBO	-	-0.0026 (0.001)*	-	0.0069 (0.087)***
Dummy1	-	-0.638 (0.039)**	-	-
Dummy2	-	-0.398 (0.002)*	-	0.582 (0.237)
Dummy3	-	-0.355 (0.092)***	-	0.542 (0.323)
Dummy4	-	0.698 (0.002)*	-	-
AR (1)	0.993 (0.000)	0.974 (0.000)	0.817 (0.000)	0.601 (0.000)
R²	0.921	0.942	0.908	0.925
Adj. R²	0.916	0.932	0.902	0.904
Durbin Watson	1.83	1.91	1.57	1.89
Prob(F-istatistik)	(0.000)	(0.000)	(0.000)	(0.000)
Normality	(0.074)	(0.891)	(0.463)	(0.967)
Serial Cor. LM	(0.136)	(0.921)	(0.0018)	(0.850)
White Het.	(0.0019)	(0.075)	(0.078)	(0.653)

*, ** ve *** sırasıyla 1%, 5%, ve 10%, anlamlılık seviyelerini göstermektedir.

6.4.4. Manila İstasyonu Verileri Analizi

Tablo 6.12 Manila istasyonu için Birim Kök Testi sonuçlarını göstermektedir. Test sonuçlarına göre, foF2 ve GLS değişkenleri düzeyleri itibariyle birim kök içermektedir, bundan dolayı durağan değillerdir. QBO değişkeni düzeyi itibariyle birim kök içermemekte ve dolayısıyla durağandır. Bununla birlikte, seriler birinci farklarında I(1) durağan hale gelmişlerdir.

Tablo 6.12. Manila (14.7° K, 121.1° B) istasyonu için Birim Kök Testi sonuçları

Değişkenler	10 hPa			70 hPa		
	ADF	PP	KPSS	ADF	PP	KPSS
foF2	-2.28	-5.21	0.09	-2.28	-5.21	0.09
GLS	-1.95	-2.89	0.08	-1.95	-2.89	0.08
QBO	-6.78	-5.75	0.07	-10.44	-7.65	0.049
D(foF2)	-3.03	-17.33	0.17	-3.03	-17.33	0.17
D(GLS)	-15.13	-28.28	0.06	-15.13	-28.28	0.06
D(QBO)	-15.59	-18.62	0.02	-11.33	-47.76	0.16
Anlamlılık Düzeyi	McKinnon (1996) Kritik Değerleri					
1%		-4.00	-3.98	0.21		
5%		-3.43	-3.42	0.15		
10%		-3.14	-3.13	0.12		

Yukarıdaki test sonuçlarına göre tüm değişkenlerin birinci dereceden durağan olduklarının saptanmasından sonraki aşama, bu değişkenlerin eş-bütünleşik olup olmadıklarının sınanmasıdır. Tablo 6.13, her iki model için eşbütünleşme test sonuçlarını göstermektedir. Test sonuçlarına göre, her iki modelde de p-değeri 0.05'ten küçük oldukları ve %1 anlamlılık düzeyi itibariyle anlamlı oldukları için uzun dönemli bir regresyon ilişkisinin var olduğunu göstermektedir.

Tablo 6.13. Manila (14.7° K, 121.1° B) istasyonu için Eş Bütünleşme Testi sonuçları

Regresyon Modeli	10 hPa		70 hPa	
	ADF	p-değeri	ADF	p-değeri
Model I	-2.645	0.0083	-2.69	0.0073
Model II	-13.597	0.0000	-2.80	0.0051
Anlamlılık Düzeyi	McKinnon (1996) Kritik Değerleri			
1%	-2.57			
5%	-1.94			
10%	-1.61			

Tablo 6.14 Manila istasyonu için 10 hPa ve 70 hPa yükseklikteki QBO değerleri, GLS, GLS² ile foF2 arasındaki ilişki için Model I ve Model II kullanılarak elde edilen uzun dönemli regresyon analizi sonuçlarını göstermektedir. 10 hPa yükseklik değeri için Model I ve Model II'deki olasılık değerlerine bakıldığında, regresyon denklemindeki değişkenlerin katsayılarının istatistiksel olarak anlamlı olduğu görülmektedir. Bu ilişki şöyle özetlenebilir; Model I de GLS'deki 1 birimlik artış foF2 kritik frekans değerinde 0.054 MHz lik bir artışa sebep olurken, GLS² ise foF2 değerinde 0.0001 MHz lik azalışa sebep olmaktadır. Model II de ise QBO değerinde meydana gelen 1 m/s artış ise foF2 kritik frekansta 0.0016 MHz lik bir artışa sebep olmaktadır. Model I için R² değeri 0.907 olarak hesaplanmıştır. Bu sonuç foF2 kritik frekans değerinde meydana gelen değişikliklerin yaklaşık olarak % 90'ının modeldeki GLS ve GLS² tarafından açıklanabildiğini göstermektedir. Bu değişimlerin % 10' unun ise diğer faktörler tarafından açıklandığını göstermektedir. Model II'de ise R² değeri 0.923 olarak hesaplanmıştır. Bu sonuç, modele QBO değişkeni dahil edildiğinde foF2 kritik frekans değerindeki değişmelerinin açıklanabilirlik düzeyinin yaklaşık olarak % 2.3 arttığını ve foF2 kritik frekansının QBO'dan etkilendiği göstermektedir. Adj. R² değeri Model I için 0.905 iken bu değer Model II için 0.920 olarak hesaplanmıştır. İki modeli kıyasladığında Adj. R² değerinin artması, Model II'nin Model I'e göre foF2 kritik frekansında meydana gelen değişmelerin açıklanmasında QBO değişkeninin modele dahil edilmesinin açıklanabilirlik düzeyi açısından bir artışa sebep olduğunu göstermiştir. Modelde Dummy1, Dummy2 ve Dummy3 rüzgâr yönünü gösteren değişkenlerin istatistiksel olarak anlamlı olması, foF2 kritik frekansında QBO'dan kaynaklı açıklanabilirlik düzeyindeki % 2.3'lük artışın Dummy1, Dummy2 ve Dummy3'ten kaynaklandığını göstermektedir.

70 hPa yükseklik değeri için Model I ve Model II'deki olasılık değerlerine bakıldığında, regresyon denklemindeki değişkenlerin katsayılarının istatistiksel olarak anlamlı olduğu görülmektedir. Bu ilişki şöyle özetlenebilir; Model I de GLS'deki 1 birimlik artış foF2 kritik frekansında 0.05 MHz değerinde bir artışa sebep olurken, GLS² ise foF2 kritik frekansında 0.0001 MHz lik bir azalmaya sebep olmaktadır. Model II'de ise; GLS'deki 1 birimlik artış foF2 kritik frekansında 0.055 MHz değerinde bir artışa sebep olurken, GLS² ise foF2 kritik frekansında 0.0001 MHz değerinde azalmaya sebep olmaktadır. QBO değerinde meydana gelen 1 m/s lik bir artış ise foF2 kritik frekansında 0.0029 MHz değerinde bir azalmaya sebep olmaktadır. Model I için R² değeri 0.883 olarak elde edilmiştir. Bu sonuç foF2'de meydana gelen değişikliklerin yaklaşık olarak % 88'inin modeldeki GLS ve GLS² tarafından açıklanabildiğini göstermektedir. Bu değişimin % 12'sinin ise diğer faktörler tarafından açıklandığını göstermektedir. Model II'de ise R² değeri 0.899 olarak elde edilmiştir. Bu sonuç ise modele QBO değişkeni dahil edildiğinde foF2'deki değişmelerinin açıklanabilirlik düzeyinin yaklaşık olarak % 1.6 arttığını göstermektedir. Yani foF2 kritik frekansı QBO'dan etkilenmektedir. Adj. R² değeri Model I için 0.881 iken bu değer Model II için 0.896 olarak elde edilmiştir. İki model kıyaslandığında Adj. R² değerinin artması, Model II'nin Model I'e göre foF2 de meydana gelen değişmelerin açıklanmasında QBO değişkeninin modele dahil edilmesinin açıklanabilirlik düzeyi açısından bir artışa sebep olduğunu göstermiştir. Modelde Dummy2 ve Dummy3 rüzgâr yönünü gösteren değişkenlerin istatistiksel olarak anlamsız olduğu gözlenmiştir.

Tablo 6.14. Manila (14.7° K, 121.1° B) istasyonu için Regresyon Modeli sonuçları

	10 hPa		70 hPa	
	Model I	Model II	Model I	Model II
Sabit	6.280 (0.000)*	6.699 (0.000)*	6.583 (0.000)*	6.575 (0.000)*
GLS	0.054 (0.000)*	0.046 (0.000)*	0.050 (0.000)*	0.055 (0.000)*
GLS²	-0.0001 (0.015)**	-0.0001 (0.000)*	-0.0001 (0.010)*	-0.0001 (0.000)*
QBO	-	0.0016 (0.018)**	-	-0.0029 (0.026)**
Dummy1	-	-0.382 (0.016)**	-	-
Dummy2	-	-0.387 (0.014)**	-	-0.187 (0.574)
Dummy3	-	-0.230 (0.076)**	-	-0.066 (0.838)
Dummy4	-	-	-	-
AR (1)	0.846 (0.000)	0.819 (0.000)	0.752 (0.000)	0.810 (0.000)
R²	0.907	0.923	0.883	0.899
Adj. R²	0.905	0.920	0.881	0.896
Durbin Watson	1.815	1.597	1.883	1.817
Prob(F-istatistik)	(0.000)	(0.000)	(0.000)	(0.000)
Normality	(0.970)	(0.393)	(0.038)	(0.0645)
Serial Cor. LM	(0.0011)	(0.059)	(0.986)	(0.283)
White Het.	(0.0003)	(0.037)	(0.053)	(0.074)

*, ** ve *** sırasıyla 1%, 5%, ve 10%, anlamlılık seviyelerini göstermektedir.

6.4.5. Tahiti İstasyonu Verileri Analizi

Tablo 6.15 Tahiti istasyonu için Birim Kök Testi sonuçlarını göstermektedir. Test sonuçlarına göre, foF2 ve GLS değişkenleri düzeyleri itibariyle birim kök içermektedir, dolayısıyla durağan değillerdir. QBO değişkeni düzeyi itibariyle birim kök içermemekte ve dolayısıyla durağandır. Bununla birlikte, seriler birinci farklarında I(1) durağan hale gelmişlerdir.

Tablo 6.15. Tahiti (17.7° G, 149.3° D) istasyonu için Birim Kök Test sonuçları

Değişkenler	10 hPa			70 hPa		
	ADF	PP	KPSS	ADF	PP	KPSS
foF2	-2.18	-4.72	0.17	-2.18	-4.72	0.17
GLS	-1.41	-2.07	0.16	-1.41	-2.07	0.16
QBO	-6.55	-4.89	0.03	-9.23	-5.83	0.02
D(foF2)	-2.97	-26.91	0.15	-2.97	-26.91	0.15
D(GLS)	-15.09	-22.16	0.15	-15.09	-22.16	0.15
D(QBO)	-10.99	-11.81	0.02	-9.38	-21.27	0.09
Anlamlılık Düzeyi	McKinnon (1996) Kritik Değerleri					
1%		-4.00	-3.99	0.22		
5%		-3.43	-3.42	0.15		
10%		-3.13	-3.13	0.11		

Yukarıda test sonuçlarına göre tüm değişkenlerin birinci dereceden durağan olduklarının saptanmasından sonraki aşama, bu değişkenlerin eş-bütünleşik olup olmadıklarının sınanmasıdır. Tablo 6.16, her iki model için eşbütünleşme test sonuçlarını göstermektedir. Test sonuçlarına göre, her iki modelde de p-değeri 0.05'ten küçük oldukları ve %5 anlamlılık düzeyi ile anlamlı olduğu için uzun dönemli bir regresyon ilişkisinin var olduğunu göstermektedir.

Tablo 6.16. Tahiti (17.7° G, 149.3° D) istasyonu için Eş Bütünleşme Testi sonuçları

Regresyon Modeli	10 hPa		70 hPa	
	ADF	p-değeri	ADF	p-değeri
Model I	-2.025	0.041	-2.025	0.041
Model II	-13.040	0.000	-2.177	0.028
Anlamlılık Düzeyi	McKinnon (1996) Kritik Değerleri			
1%	-2.57			
5%	-1.94			
10%	-1.61			

Tablo 6.17 Tahiti istasyonu için 10 hPa ve 70 hPa yükseklikteki QBO değerleri, GLS, GLS² ile foF2 arasındaki ilişki için Model I ve Model II kullanılarak elde edilen uzun dönemli regresyon analizi sonuçlarını göstermektedir.

10 hPa yükseklik değeri için Model I ve Model II'deki olasılık değerlerine bakıldığında, regresyon denklemindeki değişkenlerin katsayılarının istatistiksel olarak anlamlı olduğu görülmektedir. Bu ilişki şöyle özetlenebilir; Model I'de GLS'deki 1 birimlik artış foF2 kritik frekansında 0.062 MHz değerinde bir artmaya sebep olurken, GLS² ise foF2 de 0.0001 MHz lik bir azalmaya sebep olmaktadır. Model II'de ise QBO değerinde meydana gelen 1 m/s artış ise foF2 kritik frekansında 0.0045 MHz lik bir azalmaya sebep olmaktadır. Model I için R² değeri 0.704 olarak elde edilmiştir. Bu sonuç foF2'de meydana gelen değişikliklerin yaklaşık olarak % 70'inin modeldeki GLS ve GLS² tarafından açıklanabildiğini belirtmektedir. Bu değişikliklerin % 30' unun ise diğer faktörler tarafından açıklandığını göstermektedir. Model II'de ise R² değeri 0.76 olarak elde edilmiştir. Bu sonuç, modele QBO değişkeni dahil edildiğinde foF2'deki değişmelerinin açıklanabilirlik düzeyinin yaklaşık olarak % 5.6 arttığını göstermektedir. Adj. R² değeri Model I için 0.699 iken bu değer Model II için 0.747 olarak elde edilmiştir. İki model kıyaslandığında Adj. R² değerinin artması, Model II'nin Model I'e göre foF2 kritik frekansında meydana gelen değişmelerin açıklanmasında QBO değişkeninin modele dahil edilmesinin açıklanabilirlik düzeyi açısından bir artışa sebep olduğunu göstermiştir. Modelde Dummy1 ve Dummy2 ve Dummy3 rüzgâr yönünü gösteren değişkenler istatistiksel olarak anlamlıdır. Bu da foF2 kritik frekansında QBO'dan kaynaklı

açıklanabilirlik düzeyindeki % 5.6'lık artışın Dummy1, Dummy2 ve Dummy3'ten kaynaklandığını göstermektedir.

70 hPa yükseklik değeri için Model I ve Model II'deki olasılık değerlerine bakıldığında, regresyon denklemindeki değişkenlerin katsayılarının istatistiksel olarak anlamlı olduğu görülmektedir. Bu ilişki şöyle özetlenebilir; Model I de GLS'deki 1 birimlik artış foF2 kritik frekansında 0.062 MHz lik bir artışa sebep olurken, GLS² ise foF2 kritik frekansında 0.0011 MHz lik azalmaya sebep olmaktadır. Model II'de ise, GLS'deki 1 birimlik artış foF2 de 0.073 MHz değerinde bir artışa sebep olurken, GLS² ise foF2 kritik frekansında 0.0002 MHz değerinde azalmaya sebep olmaktadır. QBO değerinde meydana gelen 1 m/s lik bir artış ise foF2 kritik frekansında 0.007 MHz lik bir azalmaya sebep olmaktadır. Model I için R² değeri 0.704 olarak elde edilmiştir. Bu bize foF2'de meydana gelen değişikliklerin yaklaşık olarak % 70'inin modeldeki GLS ve GLS² tarafından açıklanabildiğini göstermektedir. Bu değişimlerin % 30'unun ise diğer faktörler tarafından açıklandığını göstermektedir. Model II'de ise R² değeri 0.731 olarak elde edilmiştir. Bu sonuç modele QBO değişkeni modele dahil edildiğinde foF2'deki değişimlerinin açıklanabilirlik düzeyinin yaklaşık olarak % 3 arttığını göstermektedir; Adj. R² değeri Model I için 0.699 iken bu değer Model II için 0.722 olarak elde edilmiştir. İki model kıyaslandığında Adj. R² değerinin artması, Model II'nin Model I'e göre foF2 kritik frekansında meydana gelen değişimlerin açıklanmasında QBO değişkeninin modele dahil edilmesinin açıklanabilirlik düzeyi açısından bir artışa sebep olduğunu göstermiştir. Modelde Dummy3 rüzgâr yönünü gösteren değişken istatistiksel olarak anlamsız olduğu görülmüştür.

Tablo 6.17. Tahiti (17.7° G, 149.3° D) istasyonu için Regresyon Modeli sonuçları

	10 hPa		70 hPa	
	Model I	Model II	Model I	Model II
Sabit	7.360 (0.000)*	8.848 (0.000)*	7.360 (0.000)*	7.375 (0.000)*
GLS	0.062 (0.000)*	0.070 (0.000)*	0.062 (0.000)*	0.073 (0.000)*
GLS²	-0.0001 (0.011)**	-0.0001 (0.0001)*	-0.0001 (0.001)*	-0.0002 (0.000)*
QBO	-	-0.0045 (0.048)**	-	-0.007 (0.026)**
Dummy1	-	-0.851 (0.071)**	-	-
Dummy2	-	-1.393 (0.008)*	-	-
Dummy3	-	-2.093 (0.0001)*	-	0.229 (0.446)
Dummy4	-	-	-	-
AR (1)	0.438 (0.000)	0.350 (0.000)	0.438 (0.000)	0.348 (0.000)
R²	0.704	0.760	0.704	0.731
Adj. R²	0.699	0.747	0.699	0.722
Durbin Watson	1.884	1.986	1.884	1.831
Prob(F-istatistik)	(0.000)	(0.000)	(0.000)	(0.000)
Normality	(0.127)	(0.019)	(0.127)	(0.887)
Serial Cor. LM	(0.053)	(0.974)	(0.053)	(0.065)
White Het.	(0.0005)	(0.286)	(0.0005)	(0.055)

*, ** ve *** sırasıyla 1%, 5%, ve 10%, anlamlılık seviyelerini göstermektedir.

7. SONUÇLAR VE TARTIŞMA

Bu çalışmada, ekvator bölgesi üzerindeki stratokürede gözlenen ve ekvator bölgesi ile simetrik olarak doğu batı yönlü, hemen hemen iki yılda bir meydana gelen salınımlar olarak adlandırılan QBO'nun iyonküre üzerindeki etkisi incelenmiştir.

Bu amaç doğrultusunda seçilen tüm coğrafik konumlar için iyonkürenin en temel parametresi olan foF2 kritik frekansı ile QBO arasındaki istatistiksel ilişki, serpilme diyagramları kullanılarak incelenmiştir. Serpilme diyagramı istatistiksel analiziyle elde edilen sonuçlarda QBO ile foF2 arasında lineer bir ilişki olduğu gözlenmiştir. Sonuçlar coğrafik konumlara göre incelendiğinde; Jicamarca, Niue Island, Puerto Rico istasyonlarından elde edilen foF2 ile 70 hPa yüksekliğinde ölçülen QBO ve Ascension, Bogata, Cocos Island, Kadoikanal, La Paz, Madras, Ouagadougou, Singapore, Talara, Tiruchirapalli ve Trivandrum istasyonlarından elde edilen foF2 ile 10 hPa yüksekliğinde ölçülen QBO arasında güçlü pozitif ilişki gözlenmiştir. Bunun yanı sıra Bogata, La Paz, Madras, Singapore, Talara ve Trivandrum istasyonlarından elde edilen foF2 ile 70 hPa yüksekliğinde ölçülen QBO ve Niue Island ve Puerto Rico istasyonlarından elde edilen foF2 ile 10 hPa yüksekliğinde ölçülen QBO arasında güçlü negatif ilişki gözlenmiştir. Zayıf pozitif ilişki ise 70 hPa yüksekliğindeki QBO için Dakar, Dijibouti, Manila, Ouagadougou, Tahiti ve Vanimo istasyonlarında ve 10 hPa yüksekliğindeki QBO için ise Dakar, Dijibouti, Huancayo, Kodaikanal, Madras ve Manila istasyonlarından elde edilen foF2 arasında gözlenmiştir. Zayıf negatif ilişki ise 70 hPa yüksekliğindeki QBO için Ascension, Bombay, Cocos Island, Kodaikanal, Maui, ve Tiruchirapalli istasyonlarında ve 10 hPa yüksekliğindeki QBO için ise Bombay, Jicamarca, Maui, Tahiti, Vanimo istasyonlarından elde edilen foF2 arasında gözlenmiştir. Bu istasyon ve yükseklik değerlerinin dışında kalan tüm göz önünde bulundurulmuş coğrafik konumlar için hem 70 hPa hem de 10 hPa yükseklik değerlerinde karmaşık bir ilişki gözlenmiştir.

Çalışmanın amacına uygun olarak QBO'nun yıllar içinde elde edilmiş değerlerinin ölçülmüş foF2 kritik frekans değeri ile korelasyon ilişkisi incelenmiştir. Bu ilişkide kuzey yarım kürede ekvatorundan uzaklaştıkça foF2 ile 70 hPa yüksekliğinde ölçülen QBO arasında maksimum korelasyon katsayısının pozitif olduğu gözleniyorken, güney enlemlerdeki ise maksimum değer için sadece 5° G ile 10° G enlemleri arasında pozitif bir ilişkinin olduğu

görülmektedir. 10 hPa seviyesindeki durum 70 hPa seviyesinden oldukça farklıdır. 10 hPa seviyesinde QBO ve foF2 arasındaki maksimum korelasyon katsayısı ekvator ile 5° K enlemi ve 10° K ile 15° K enlemleri arasında pozitif bir ilişkinin varlığını gösteriyorken 5° K ile 10° K ve 15° K ile 20° K enlemleri arasında negatif bir ilişkinin olduğunu göstermektedir. Bu durum güney yarım kürede tam ters olarak gözlenmiştir. Boylamsal olarak incelendiğinde aynı güney enlemleri için 10 hPa yüksekliğindeki QBO değerleri ile foF2 kritik frekans değerleri arasında karmaşık (pozitif veya negatif) bir ilişki gözlenmiştir.

Çalışmanın istatistiksel analizi için bir diğer metot olan Zaman Serileri Analizi ilişkisine ekvator bölgesindeki Bogota (4.5° K, 74.2° D), Kodaikanal (10.2° K, 77.5° B), Madras (13.1° K, 80.3° B), Manila (14.7° K, 121.1° B) ve Tahiti (4.6° G, 81.3° D) istasyonları için bakılmıştır. Çalışmanın bu bölümünde de 10 hPa maksimum ve 70 hPa minimum yüksekliklerde ölçülen QBO değerleri ile foF2 kritik frekans değerleri arasındaki ilişki ayrı ayrı modellenerek, 6.2 denklemindeki katsayılar tahmin edilmiştir. Bu işlem yapılmadan önce, QBO'nun rüzgâr verileri olduğu, bunların da doğu (eksi işaretli) ve batı (artı işaretli) yönlü verilerden oluştuğu göz önünde bulundurularak, bu rüzgâr yönlerinin etkisini görebilmek amacı ile modele kukla (Dummy) değişkenler eklenmiştir.

Bogota, Kodaikanal, Madras, Manila ve Tahiti istasyonları için Adj. R^2 değerlerindeki 10 hPa yüksekliğinde ölçülen QBO kaynaklı artış sırasıyla 5%, 7%, 2%, 2.3% ve 5.6% olarak bulunmuştur. Bu istasyonlar için QBO nun yön ve büyüklüğünü modelimizde temsil eden “Dummy” değişkenlerimiz sırasıyla Dummy 3; Dummy1 ve Dummy2; Dummy1, Dummy2, Dummy3 ve Dummy4; Dummy1, Dummy2 ve Dummy3; Dummy1, Dummy2 ve Dummy3 mertebelerinde olduklarında QBO'nun foF2 kritik frekansı üzerinde etkili olduğu bulunmuştur.

Bogota, Kodaikanal Madras, Manila ve Tahiti istasyonları için Adj. R^2 değerlerindeki 70 hPa yüksekliğinde ölçülen QBO kaynaklı artış sırasıyla 70 hPa için 3%, 13%, 2%, 1.6% ve 3% olarak bulunmuştur. Bu istasyonlar için QBO'nun yön ve büyüklüğünü modelimizde temsil eden “Dummy” değişkenlerimiz sırasıyla Dummy 2 ve Dummy 3; Dummy1; Dummy1, Dummy2 ve Dummy3; Dummy2 ve Dummy3; ve Dummy3 mertebelerinde olduklarında QBO nun foF2 kritik frekansı üzerinde etkili olduğu bulunmuştur.

Sonuç olarak foF2'de meydana gelen değişiklikler coğrafik konum ile farklılık göstermekle beraber, yaklaşık olarak % 60-% 80 arasındaki oranlarda modeldeki GLS ve

GLS² tarafından açıklanabildiğini; % 2-% 13 oranlarında ise QBO tarafından açıklanabileceğini göstermiştir. Bu durum foF2 kritik frekansının QBO'dan etkilendiğini göstermektedir. Ayrıca QBO rüzgâr yönünün etkisi de coğrafik koordinatlar arası farklılık göstermektedir.

Çalışmada kullanılan istatistiksel modellemeler ile elde edilen sonuçlar iyonkürenin foF2 kritik frekansının ekvator bölgesinde yaklaşık iki yılda bir meydana gelen salınımlar olarak adlandırılan QBO'dan coğrafik koordinatlar arasında farklılık göstermekle birlikte, pozitif veya negatif olarak etkilendiği gözlenmiştir.

8. ÖNERİLER

İyonküre çalışmalarında QBO'nun etkisinin dahil edilebilirliği açısından ufuk açıcı bir çalıma olduğu kanaatindeyim. Bu nedenle bundan sonraki çalışmalar aşağıdaki gibi olabilir.

1. IRI programına QBO etkisinin nasıl dahil edilebileceği üzerinde durulabilir.
2. Çalışmamızda sadece ekvator bölgesi kritik frekansları kullanıldığından bu sonuç tüm enlemler için tekrardan ayrıntılı olarak incelenebilir.
3. QBO ölçüm istasyonlarının sayısı arttırılıp daha kapsamlı olarak değerlendirilebilir.
4. Diğer Güneş ve jeomanyetik parametrelerin bütünü ilişkiye dahil edilerek sonuçlar yeniden gözden geçirilebilir.

KAYNAKLAR

- Akkaya, İ.**, 1997. Antenler ve Propagasyon, Sistem, İstanbul,
- Altadill, D., Apostolov, E.M., Boska, J. K. A., J. L. ve Sauli, P.**, 2004. Planetary and gravity wave signatures in the *F*-region ionosphere with impact on radio propagation predictions and variability, *Ann. of Geophys.*, **47**, 2-3.
- Arıcı, H.**, 2005. İstatistik Yöntemler ve Uygulamalar, Meteksan, Ankara.
- Artigas M. Z. ve Eliasa, A. G.**, 2005. The equatorial stratospheric QBO and geomagnetic activity, *J. Atmos. Sol.-Terr. Phys.*, **67**, 1280–1286.
- Asnani G. C.**, 2005. Tropical Meteorology, second edition, Vol. 2, Pune, India
- Aydoğdu, M.**, 1986. North-south asymmetry in NmF2 at mid-latitude conjugate ionospheric produced by asymmetrical thermospheric winds, *J. Geomagnetic Geoelectrics*, **39**, 177-185.
- Aydoğdu, M., Güzel, E., Yeşil, A., Özcan, O., Canyılmaz, M.**, 2007, Comparison of the calculated absorption and the measured field strength of HF waves reflected from the ionosphere, *Il Nuovo Cimento*, **30**, 243-253.
- Aydoğdu, M., Yeşil, A. ve Güzel, E.**, 2003. The group refractive indices of HF waves in the ionosphere and departure from the magnitude without collisions, *J. Atmos. Sol.-Terr. Phys.*, **66**, 343-348.
- Baldwin, M. P., Gray, L. J., Dunkerton, T. J., Hamilton, K., Haynes, P. H., Randel, W. J., Holton, J. R., Alexander, M. J., Hirota, I., Horinouchi, T., Jones, D. B. A., Kinnnersley, J. S., Marquardt, C., Sato, K. ve Takahashi, M.**, 2001. Quasi-Biennial Oscillation, *Rev. Geophys.*, **39**, 179-229.
- Bhagavathiammal G. J., Sathishkumar S., Sridharan S., Manohar Lal, Gurubaran S., Nair K. U.**, 2010. First results of convectively generated long-period kelvin waves in the low-latitude mesosphere during Indian summer monsoon, *J. Atmos. Sol.-Terr. Phys.*, **72**, 1204–1211
- Bowman, K. P.**, 1989. Global Patterns of the Quasi Biennial Oscillation in total ozone. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 21.
- Burrage M. D., Vincent R. A., Mayr H. G., Skinner W. R., Arnold N. F. ve Hays P. B.**, 1996. Long-term variability in the equatorial middle atmosphere zonal wind, *J. Geophys. Res.*, **101**, 12.847–12.854.
- Cadet, D. ve Teitelbaum, H.**, 1979. Observational evidence of internal inertia-gravity waves in the tropical stratosphere, *J. Atmos. Sci.*, **36**, 892–907.
- Chen, P.**, 1992. Evidence of the ionospheric response to the QBO, *Geophys. Res. Lett.*, **19**, 1089-1092.

- Dunkerton T. J.**, 1997. The role of gravity waves in the Quasi Biennial Oscillation, *J. Geophys. Res.*, **102**, 26,053–26,076.
- Ebdon, R. A.**, 1960. Notes on the wind flow at 50 mb in tropical and subtropical regions in January 1957 and in 1958, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **86**, 540–542.
- Echer, E.**, 2007. On the quasi-biennial oscillation (QBO) signal in the foF2 ionospheric parameter, *J. Atmos. Sol-Terr. Phys.*, **69**, 621–627.
- Enders W.**, 1995. Applied Econometric Times Series. John Wiley and Sons: UK. 63-150
- Engle, R. F. ve Granger, C. W. J.** 1987. Co-integration and error correction: representation, estimation and testing. *Econometrica* 55: 251-276.
- Ern, M. ve Preusse, P.**, 2009. Wave fluxes of equatorial Kelvin waves and QBO zonal wind forcing derived from SABER and ECMWF temperature space-time spectra, *Atmos. Chem. Phys.*, **9**, 3957-3986.
- Gray, L. J. ve Pyle, J. A.**, 1989. A two-dimensional model of the Quasi-Biennial Oscillation in ozone, *J. Atmos. Sci.*, **46**, 203– 220.
- Hagan, M. E., Burrage, M. D., Forbes, J. M., Hackney, J., Randel, W. J. ve Zhang, X.**, 1999. QBO effects on the diurnal tide in the upper atmosphere, *Earth Planets Space*, **51**, 571–578.
- Hargreaves, J.K.**, 1992. The Solar–Terrestrial Environment. Cambridge University Press, Cambridge, UK, 420.
- Heaps, A., Lahoz, W. ve O'Neill, A.**, 2000. The Quasi-Biennial zonal wind Oscillation (QBO), *Centre for Global Atmospheric Modelling*, Department of Meteorology, University of Reading UK.
- Hines, C. O. ve Reddy, A.**, 1967. On the propagation of atmospheric gravity waves through regions of wind shear. *J. Geophys. Res.*, **72**, 1015-1033.
- Holton, J. R., ve Lindzen, R. S.**, 1972. An updated theory for the quasi-biennial cycle of the tropical stratosphere, *J. Atmos. Sci.*, **29**, 1076–1080.
- Hunsucker, R. D. ve Hargreaves, J. K.**, 2003, The High-Latitude Ionosphere and its Effects on Radio Propagation, Cambridge University Press, 1-50.
- Karatay, S.**, 2010. Deprem ile iyonküredeki toplam elektron içeriği arasındaki ilişkinin araştırılması, *Doktora Tezi*, Fırat Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Elazığ.
- Keckhut, P. ve Chanin, M. L.**, 1989. Seasonal variation of the 11-year solar cycle effect on the middle atmosphere; role of the quasi-biennial oscillation, 29, SCOSTEP Secretariat, University of Illinois, 1989.
- Kohsiek, A. Glassmeier, K. H., Hirooka, T.**, 1995. Periods of planetary waves in geomagnetic activity, *Ann. Geophys.*, **13**, 168–176.

- Kwiatkowski, D., Phillips P. C. B., Schmidt, P. ve Shin, Y.** 1992. Testing the Null Hypothesis of Stationarity Against the Alternative of a Unit Root: How Sure Are We That Economic Time Series Have a Unit Root?. *J. Econometrics*, **54**, 159–178.
- Labitzke, K. ve Van Loon, H.**, 1999. The Stratosphere, Springer-Verlag, New York.
- Labitzke, K.**, 2006. Solar variations and stratospheric response, *Space Sc. Rev.*, **125**, 247–260.
- Lait, L. R., Schoeberl, M. R. ve Newman, P. A.**, 1989. Quasi biennial modulation of the Antarctic ozone depletion, *J. Geophys. Res.*, **94**, 11.559 –11.571.
- Lastovicka, J.**, 1997a. Observations of tides and planetary waves in the atmosphere-ionosphere system, *Adv. Space Res.*, **20**, 1209–1222.
- Lastovicka, J.**, 1997b. Long-Term Trends in The Upper Middle Atmosphere as Detected by Ionospheric Measurements, *Adv. Space Res.*, **20**, 2065–2073.
- Lastovicka, J.**, 2000. Effects of gravity and planetary waves on the lower ionosphere as obtained radio wave absorption measurements, *Phys., Chem. Earth*, **26**, 479-497
- Lastovicka, J.**, 2005. Forcing of ionosphere by waves from below, *Academi Sci.*, , **68**, 479-497
- Lindzen, R. S.**, 1987. On the development of the teory of the QBO, *B. Am. Meteorol. Soc.*, **68**, 329–337.
- Maruyama, T.**, 1997. The quasi-biennial oscillation (QBO) and equatorial waves—A historical review, *Pap. Meteorol. Geophys.*, **48**, 1–17.
- Mohanakumar, K.**, 2008. Stratosfer Troposfer Interaction, Springer, Cochín
- Naujokat, B.**, 1986. An update of the observed quasi-biennial oscillationb of the stratospheric winds over the tropics, *J. Atmos.Sci.*, **43**, 1873–1877.
- Özcan, O., Aydoğdu, M., Yeşil, A., Güzel, E.**, 1996, The Damping of radio waves in the ionospheric plasma over Elazığ, *F. Ü. Fen ve Müh. Bilimleri Dergisi*, **8**, 113–123.
- Özkan, Y.**, 2003. Uygulamalı İstatistik I, Sakarya Kitabevi, Sakarya,
- Parish, H. F., Forbes, J. M., Kamalabidi, F.**, 1994. Planetary wave and solar emission signatures in the equatorial electrojet, *J. Geophys. Res.*, **99**, 355–368.
- Plumb, R. A.**, 1977. The interaction of two internal waves with the mean flow: Implications for the theory of the quasi-biennial oscillation, *J. Atmos. Sci.*, **34**, 1847–1858.

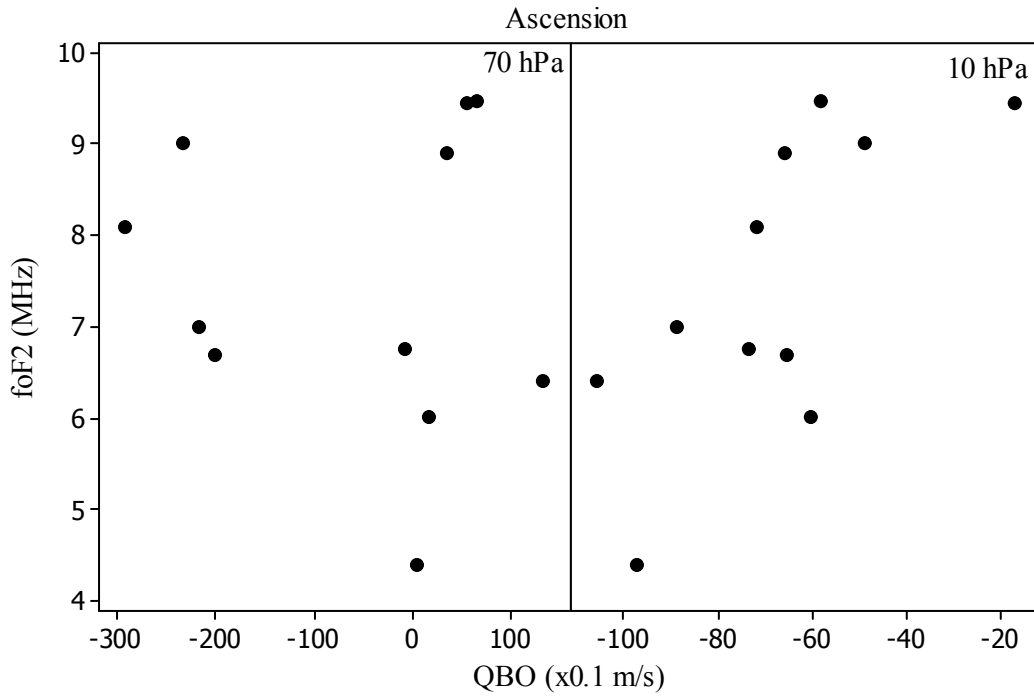
- Rajaram, R. ve Gurubaran, S.**, 1998. Seasonal variabilities of low-latitude mesospheric winds; *Ann. Geophys.*, **16**, 197–204.
- Randel W. J., Udelhofen P., Fleming E., Geller M. A., Gelman M., Hamilton K., Karoly D., Ortland D., Pawson S., Swinbank R., Wu F., Baldwin M., Chanin M.L., Keckhut P., Labitzke K., Remsberg E., Simmons A., Wu D.**, 2004. The SPARC Intercomparison of Middle Atmosphere Climatologies. *J. Climate*, **17**, 986–1003.
- Randel, W. J., Wu, F., Swinbank, R., Nash, J. ve O'Neill, A.**, 1999. Global QBO circulation derived from UKMO stratospheric analyses, *J. Atmos. Sci.*, **56**, 457–474.
- Reed, R. J., Campbell, W. J. Rasmussen, L. A. ve Rogers, R. G.**, 1961. Evidence of a downward propagating annual wind reversal in the equatorial stratosphere, *J. Geophys. Res.*, **66**, 813–818.
- Rishbeth, H.**, 1973. Physics and chemistry of the ionospheric iontemp, *Phys*, **14**, 229, 240.
- Sağır, S.** 2008. IRI-2001 Modeli ile Elde Edilen F2 Bölgesinin Maksimum Elektron Yoğunluğunun İncelenmesi, *Yüksek Lisans Tezi*, F.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, Elazığ, 1-12.
- Schunk R. W. ve Nagy A. F.**, 2009. Ionosphere Physics, Plasma Physics and Chemistry, Cambridge University Press, New York.
- Sharma, A. K., Rokade, M. V., Kondala Rao, R., Gurubaran, S. ve Patil, P. T.**, 2010. Comparative study of MLT mean winds using MF radars located at 16.8° N and 8.7° N, *J. Earth Syst. Sci.*, **119**, 461–470.
- Sridharan S., Tsuda, T. ve Gurubaran, S.**, 2007. Radar observations of long-term variability of mesosphere and lower thermosphere winds over Tirunelveli (8.7° N, 77.8° E), *J. Geophys. Res.*, **112**, D23105.
- Tascione, T. F.**, 1988. Introduction to the Space Environment, Orbit Book Company, Florida.
- URL-1**, <http://strat-www.met.fu-berlin.de>. 11 Kasım 2011.
- URL-2**, <http://spidr.ngdc.noaa.gov>. 10 Ocak 2012.
- URL-3**, <http://www.wdcb.ru/stp/data/solar.act/sunspot>. 20 Şubat 2012.
- URL-4**, <http://wikipedia.org>. 23 Mart 2012.
- Wallace, J. M. ve Newell, R. E.**, 1966. Eddy fluxes and the biennial stratospheric oscillation, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **92**, 481-489.

- Yadav, S., Dabas R. S., Rupesh, M. Das., Upadhayaya, A. K., Sarkar, S. K. ve Gwal, A. K.,** 2011. Variation of F-region critical frequency (fof2) over equatorial and low-latitude region of the Indian zone during 19th And 20th solar cycle, *Adv.Space Res.*, 47, 124–137
- Yang G. Y., Brian J. H. ve Julia M. S.,** 2011. Equatorial waves in opposite QBO phases, *Am. Meteorol. Soc.*, **68**, 839-862

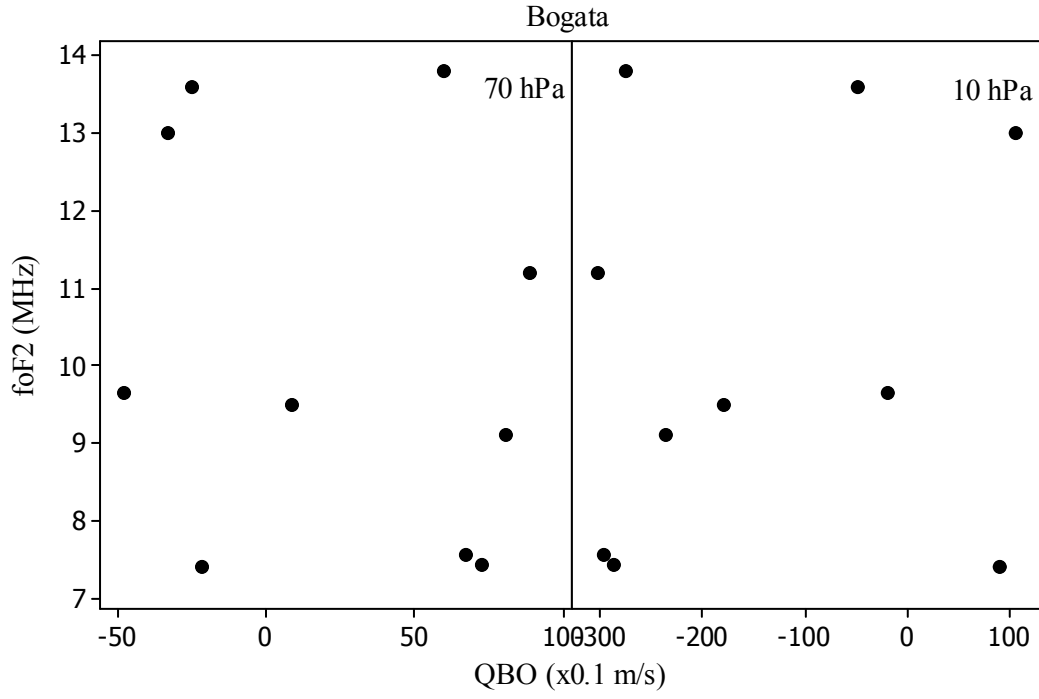
EKLER

EK-A: QBO ile foF2'nin Serpilme Diyagramı

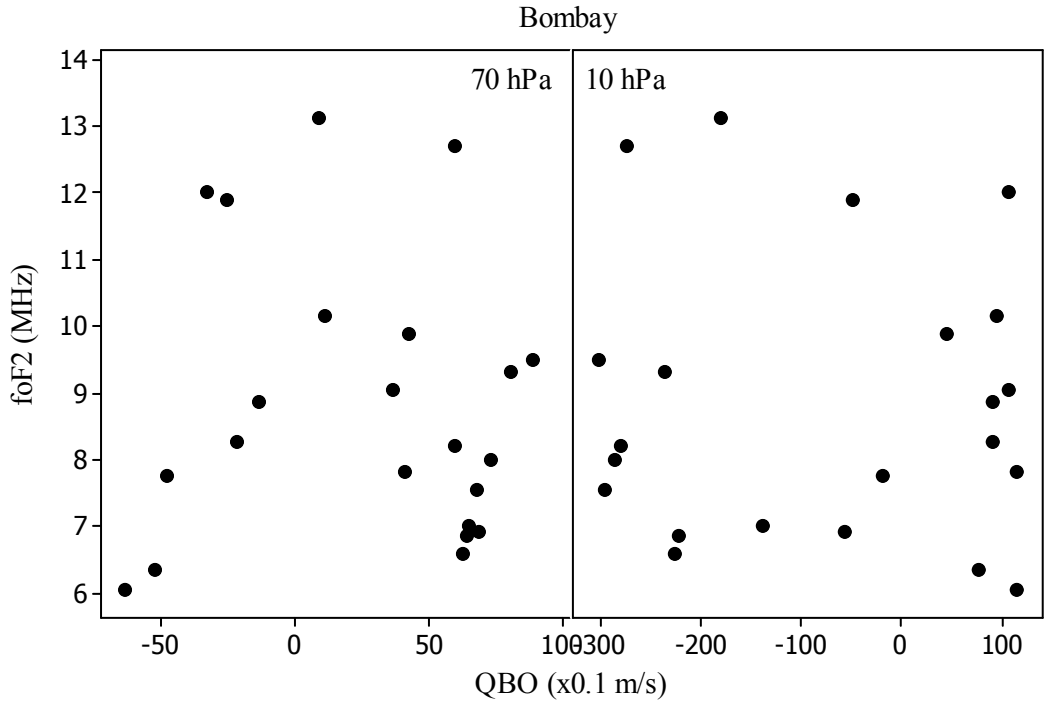
QBO ve foF2 arasındaki ilişkinin varlığını anlamak için Tablo 6.1'de verilen bütün istasyonlar için QBO nun 70 hPa ve 10 hPa yükseklikteki değerlerinin yıllık medyan değerleri alınarak aynı yıla karşılık gelen foF2 kritik frekans değerlerinin de yıllık medyan değerleri alınıp aşağıdaki diyagramlar elde edildi. Burada istasyonlar alınırken veri alınan yılların sayısı 4 ve daha fazla olan yıllar için çizim yapılmıştır.



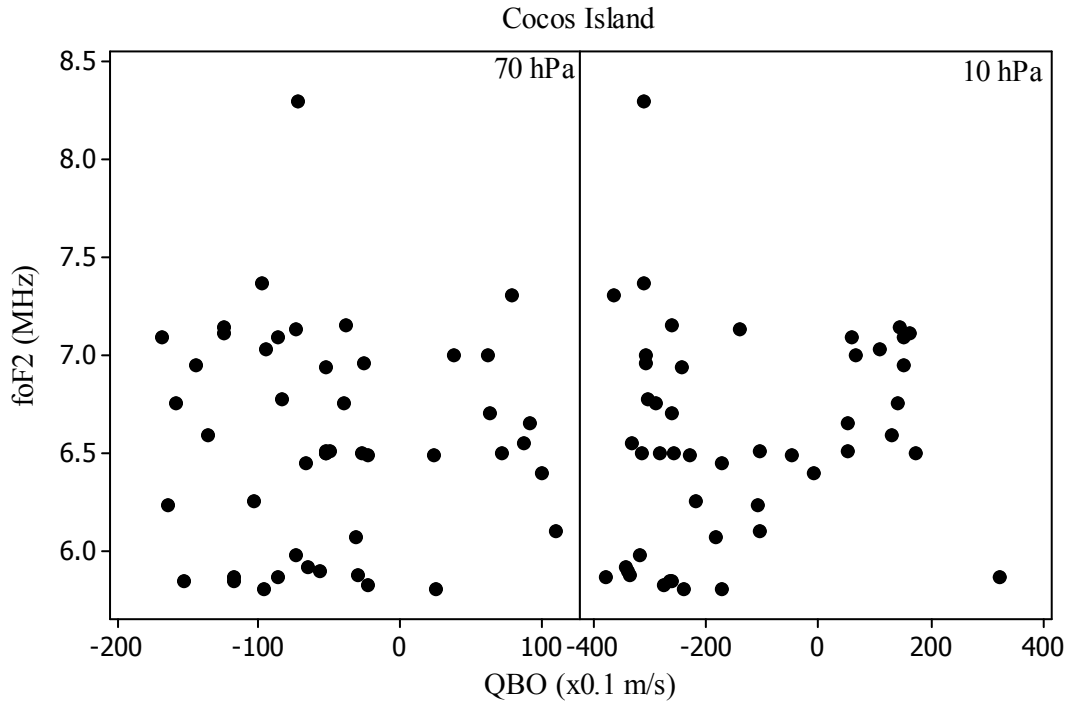
Ek şekil A. 1. Ascension istasyonundan elde edilen foF2 kritik frekans verileri ile QBO nun serpilme diyagramı



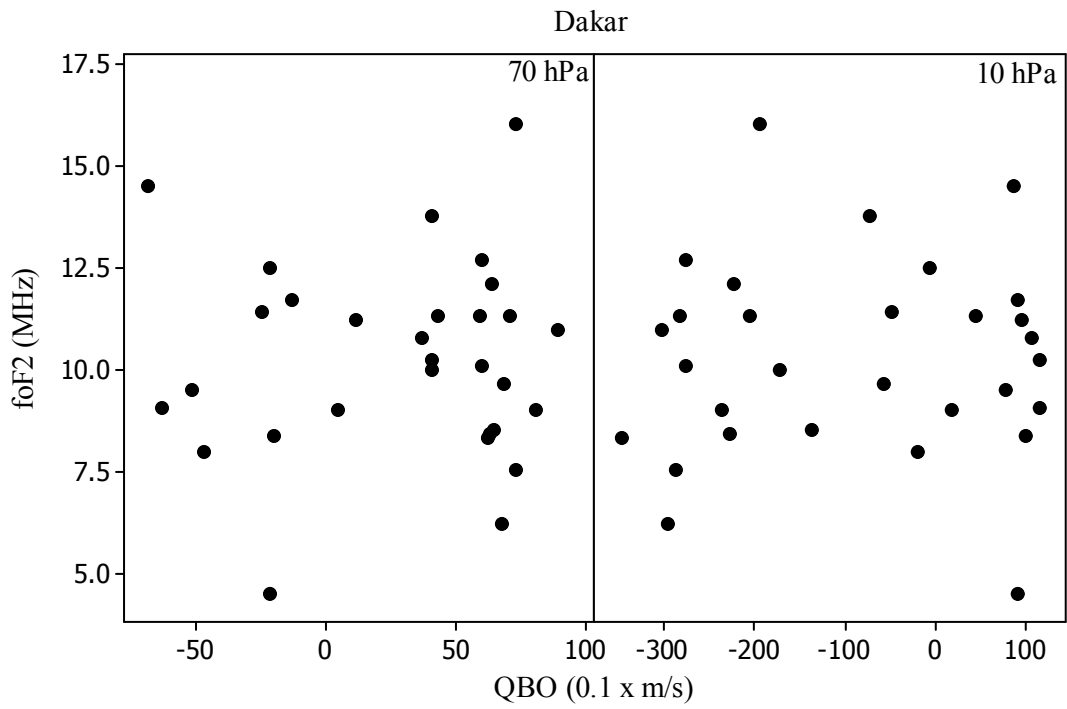
Ek Şekil A. 2. Bogata istasyonundan elde edilen foF2 kritik frekans verileri ile QBO nun serpilme diyagramı



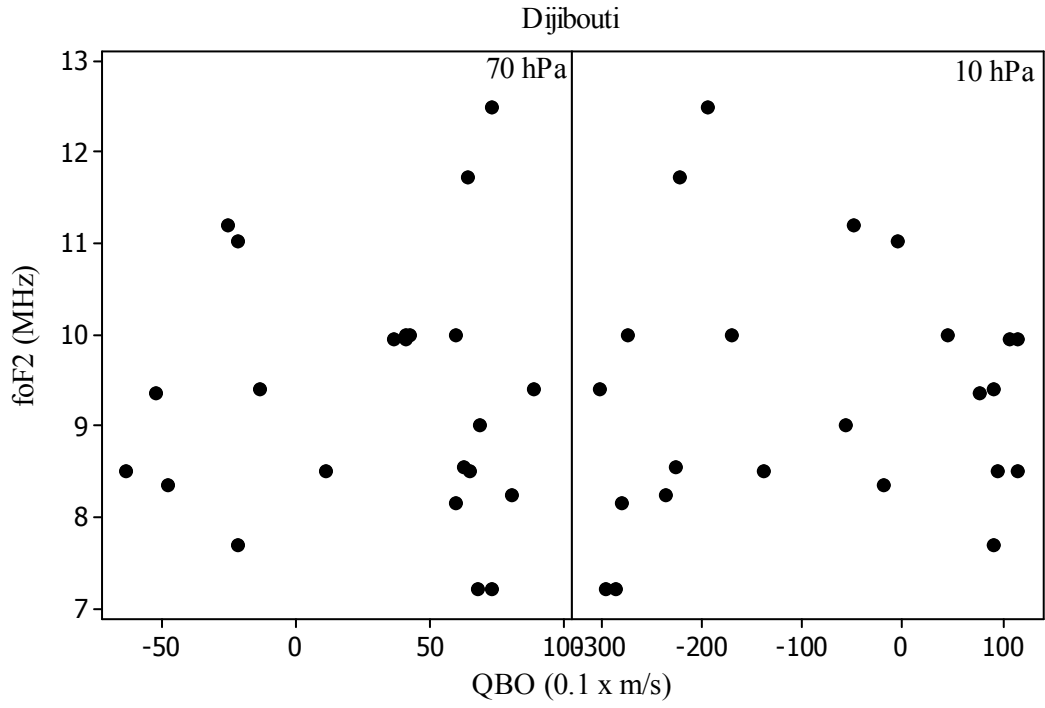
Ek Şekil A. 3. Bombay istasyonundan elde edilen foF2 kritik frekans verileri ile QBO nun serpilme diyagramı



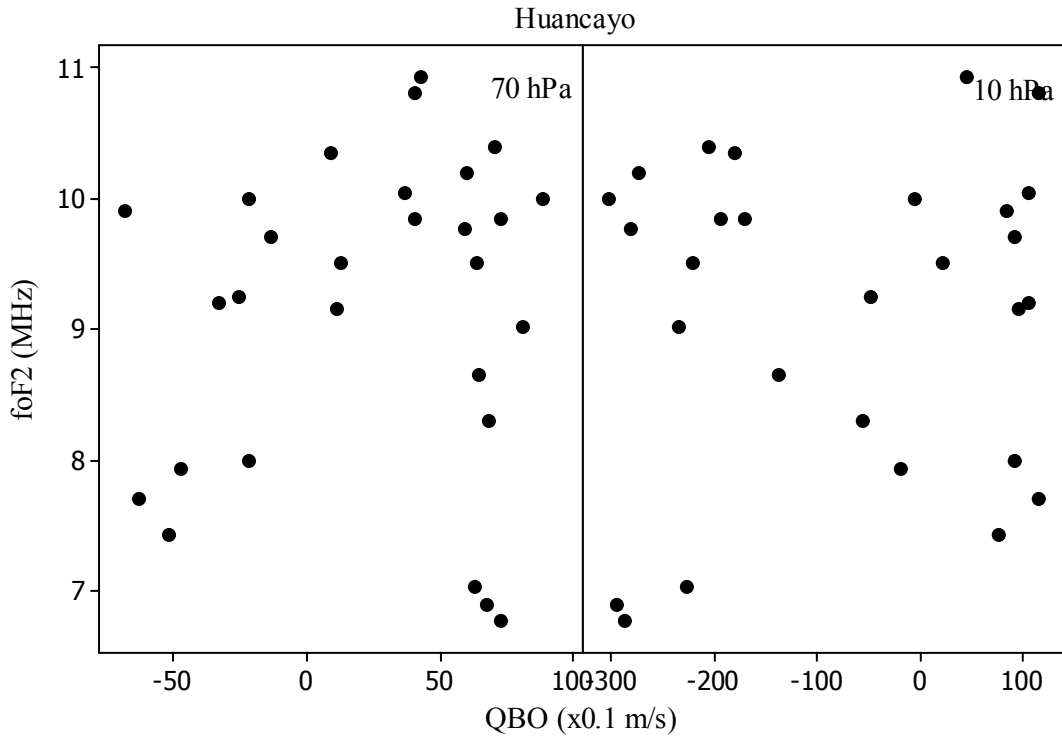
Ek Şekil A. 4. Cocos Island istasyonundan elde edilen f_oF2 kritik frekans verileri ile QBO nun serpilme diyagramı



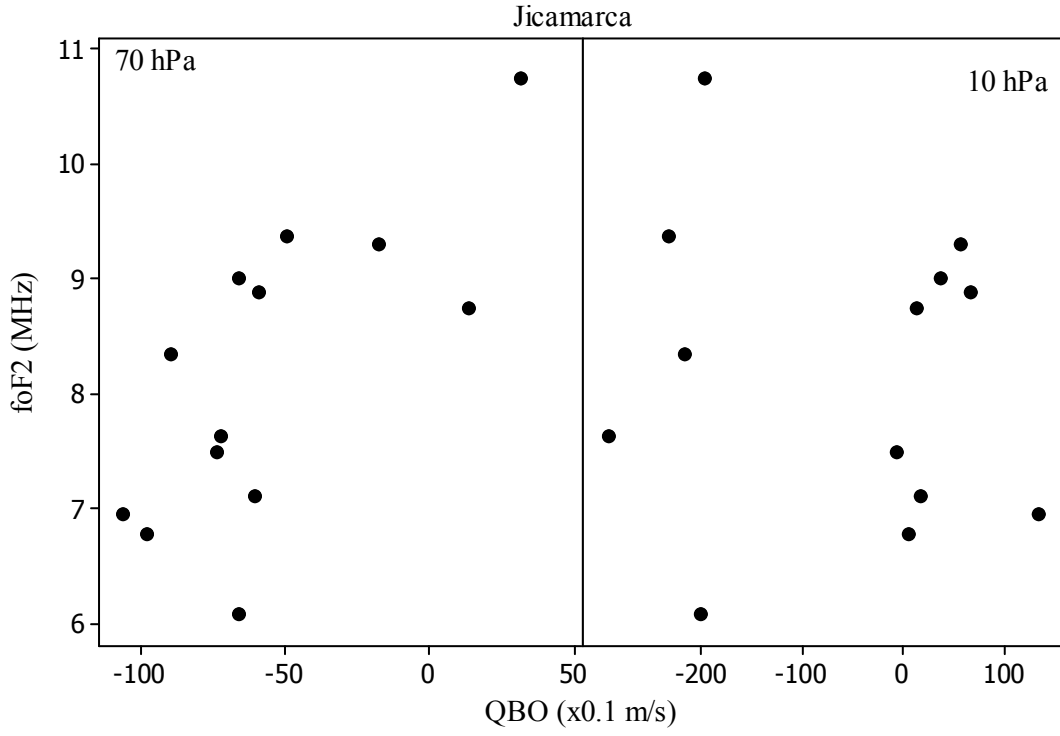
Ek Şekil A. 5. Dakar istasyonundan elde edilen f_oF2 kritik frekans verileri ile QBO nun serpilme diyagramı



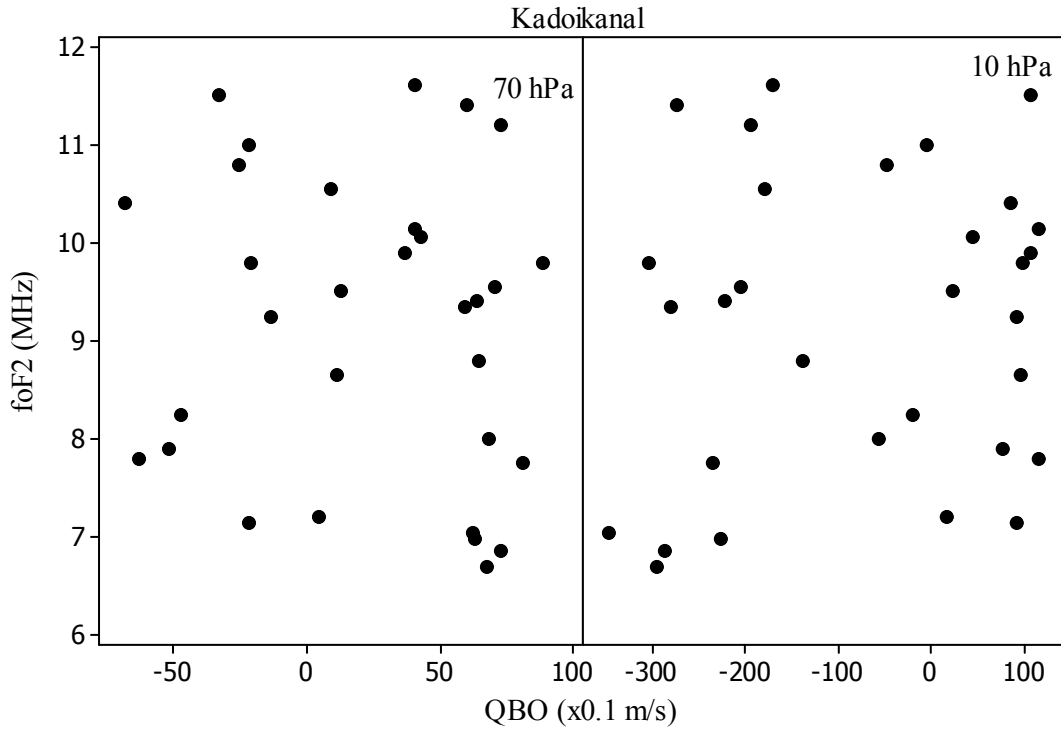
Ek Şekil A. 6. Dijibouti istasyonundan elde edilen foF2 kritik frekans verileri ile QBO nun serpilme diyagramı



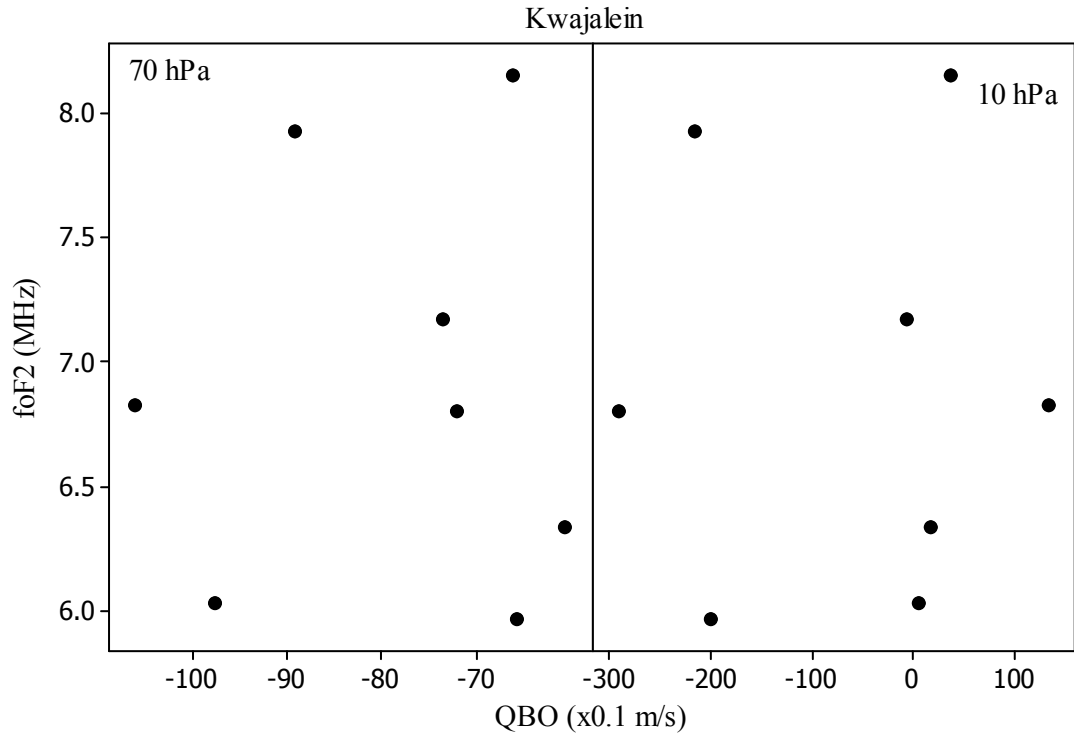
Ek Şekil A. 7. Huancayo istasyonundan elde edilen foF2 kritik frekans verileri ile QBO nun serpilme diyagramı



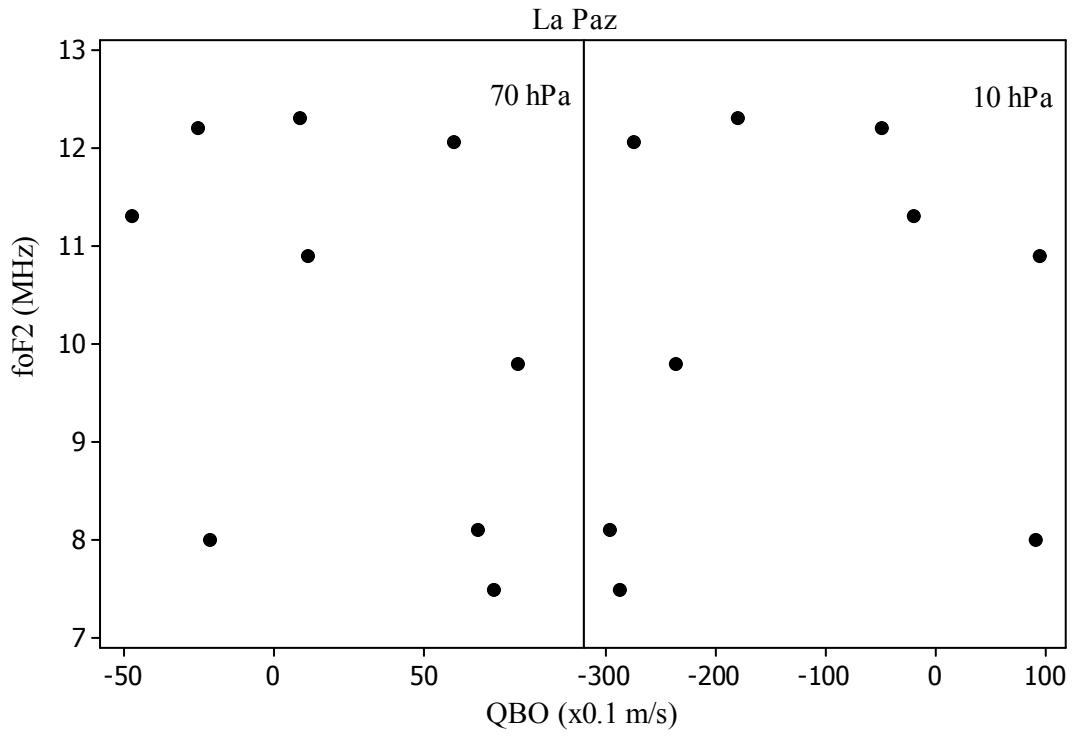
Ek Şekil A. 8. Jicamarca istasyonundan elde edilen foF2 kritik frekans verileri ile QBO nun serpilme diyagramı



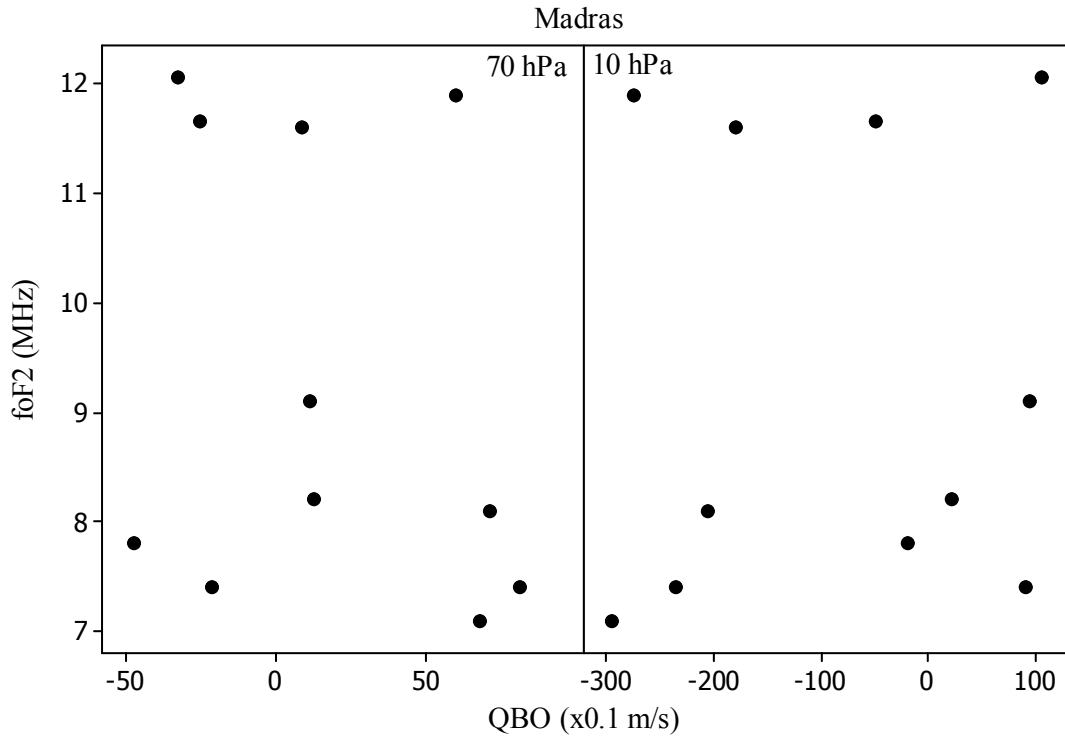
Ek Şekil A. 9. Kadoikanal istasyonundan elde edilen foF2 kritik frekans verileri ile QBO nun serpilme diyagramı



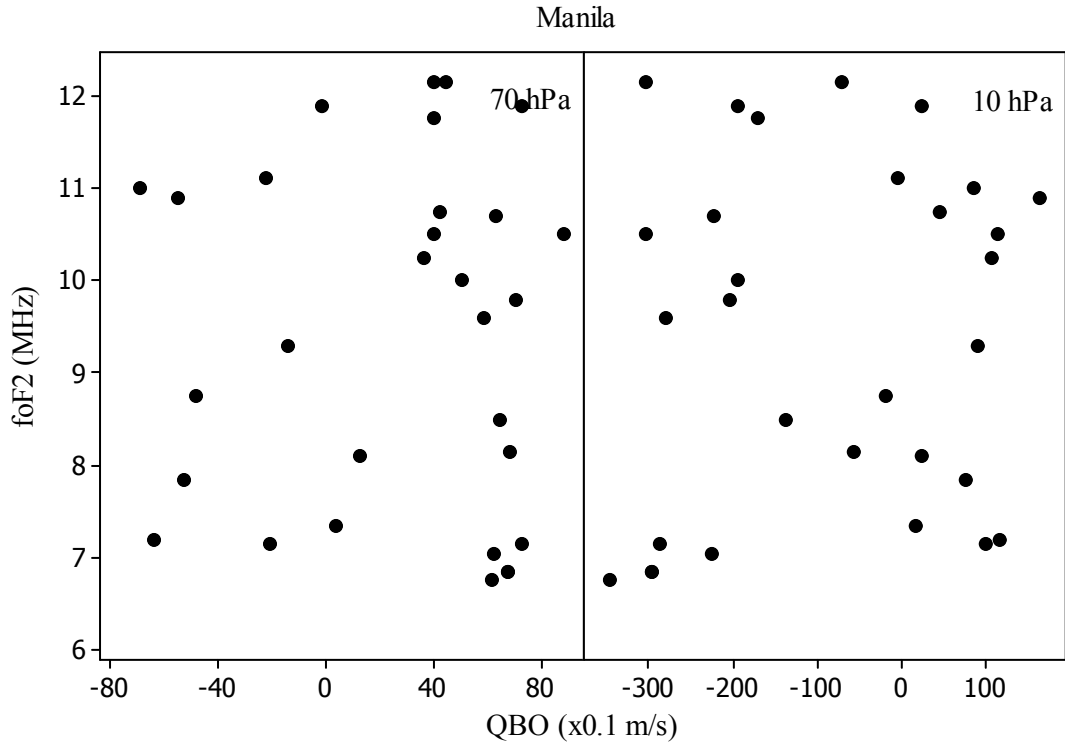
Ek Şekil A. 10. Kwajalein istasyonundan elde edilen foF2 kritik frekans verileri ile QBO nun serpilme diyagramı



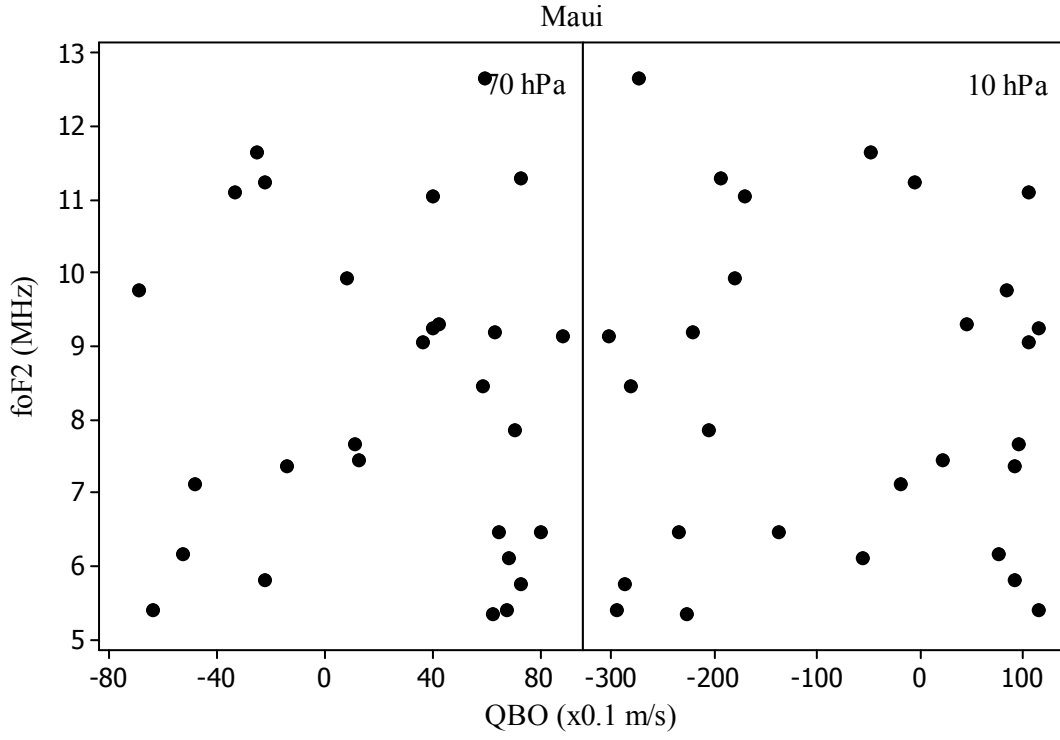
Ek Şekil A. 11. La Paz istasyonundan elde edilen foF2 kritik frekans verileri ile QBO nun serpilme diyagramı



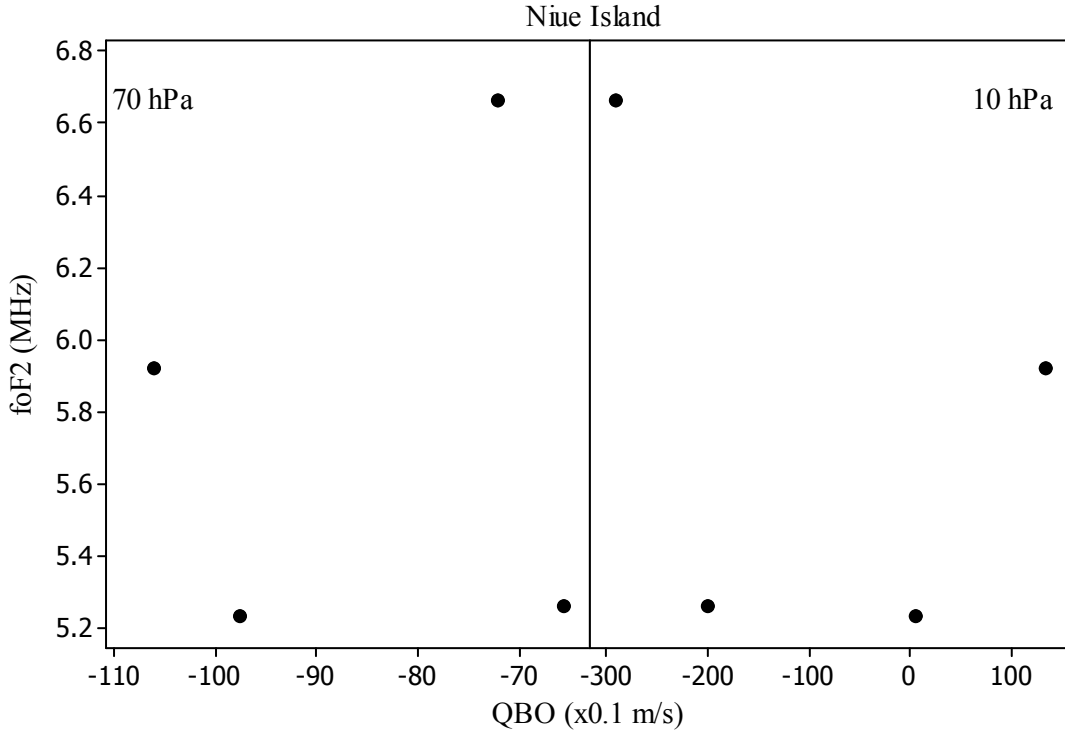
Ek Şekil A. 12. Madras istasyonundan elde edilen foF2 kritik frekans verileri ile QBO nun serpilme diyagramı



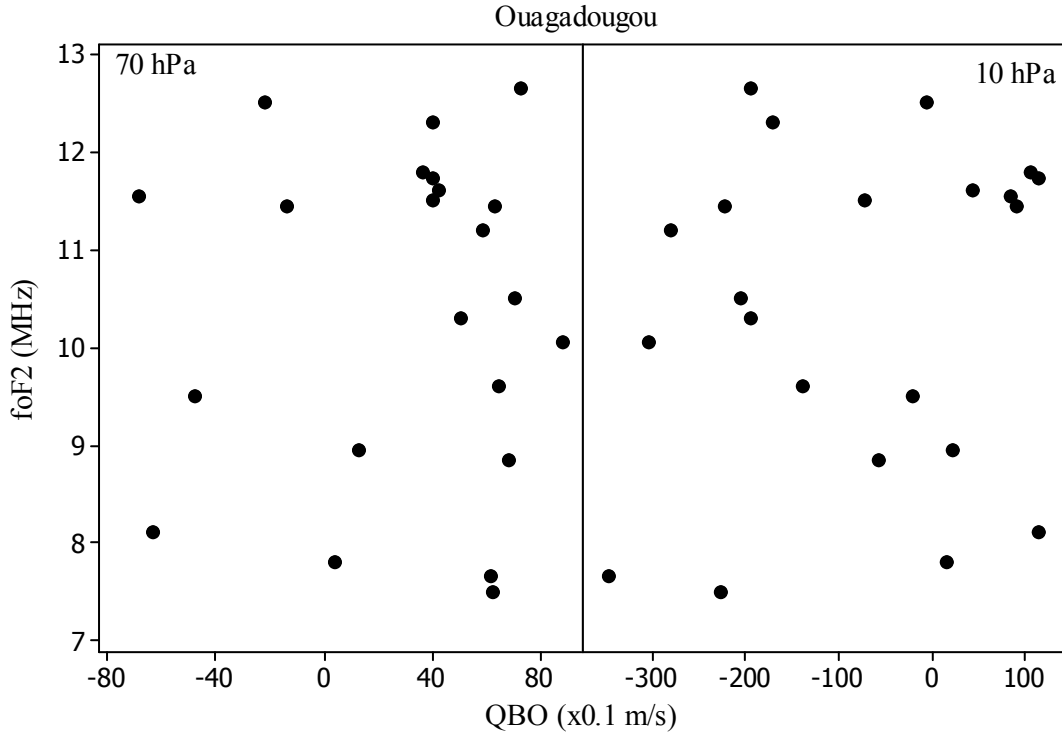
Ek Şekil A. 13. Manila istasyonundan elde edilen foF2 kritik frekans verileri ile QBO nun serpilme diyagramı



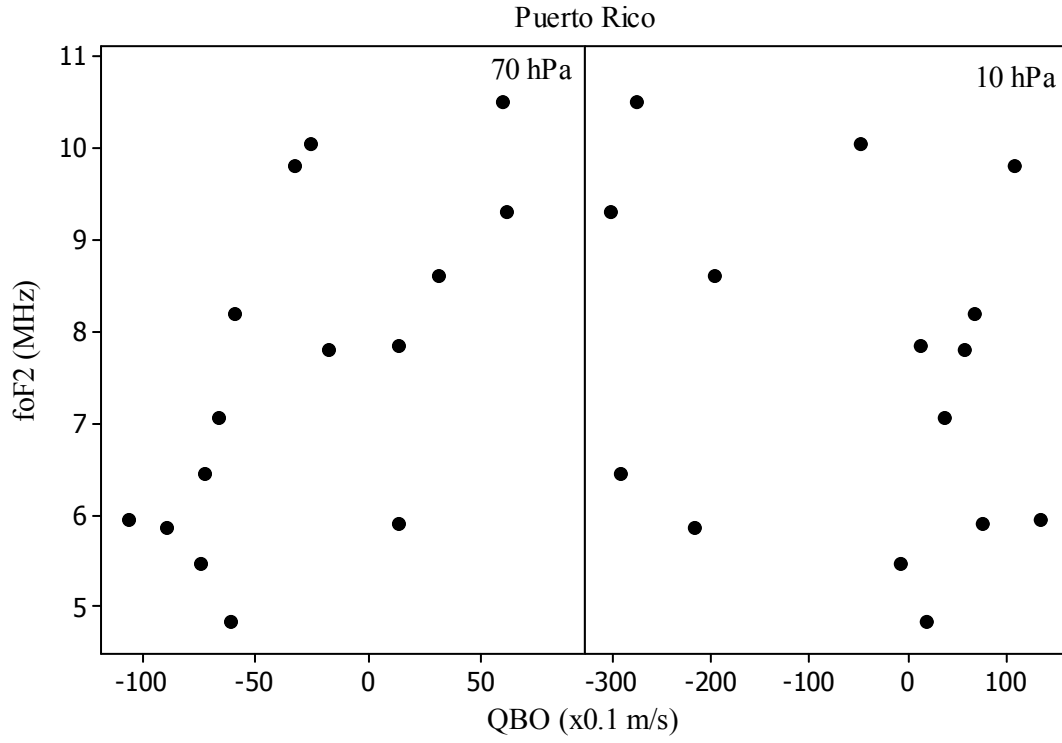
Ek Şekil A. 14. Maui istasyonundan elde edilen foF2 kritik frekans verileri ile QBO nun serpilme diyagramı



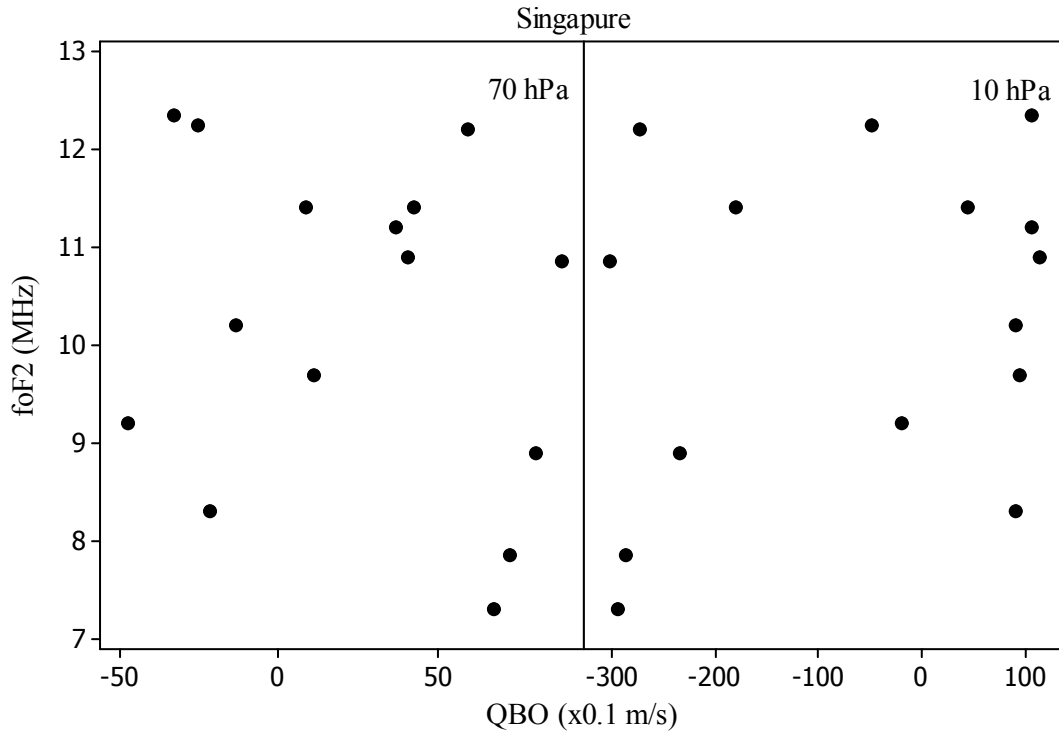
Ek Şekil A. 15. Niue Island stasyonundan elde edilen foF2 kritik frekans verileri ile QBO nun serpilme diyagramı



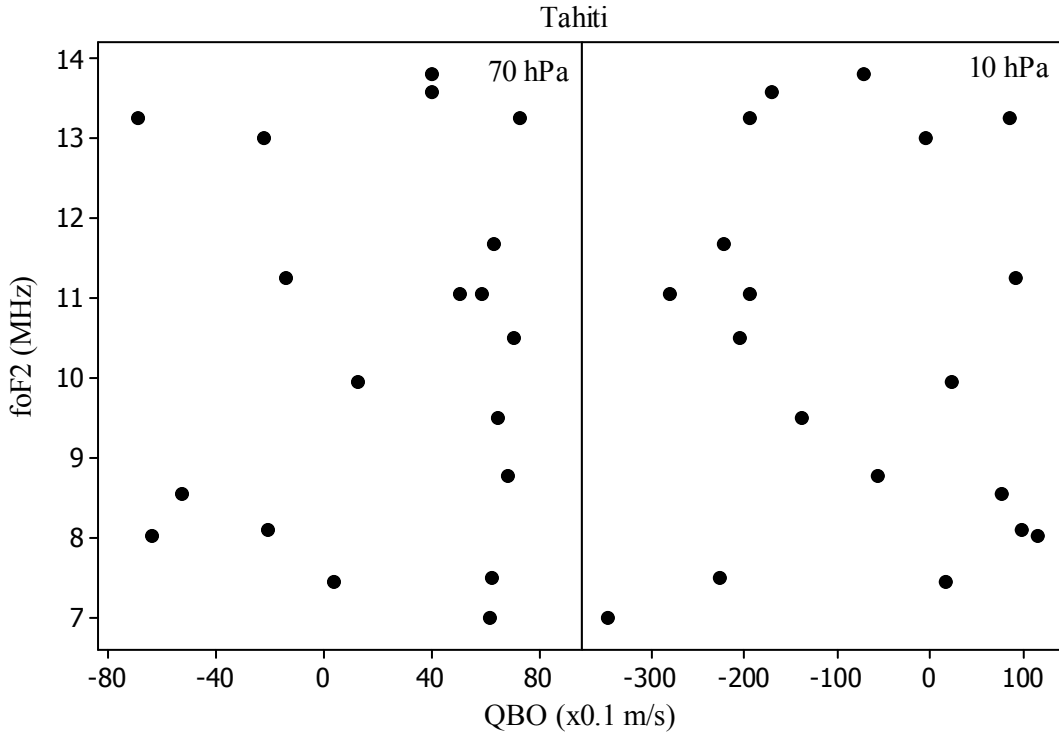
Ek Şekil A. 16. Ouagadougou istasyonundan elde edilen foF2 kritik frekans verileri ile QBO nun serpilme diyagramı



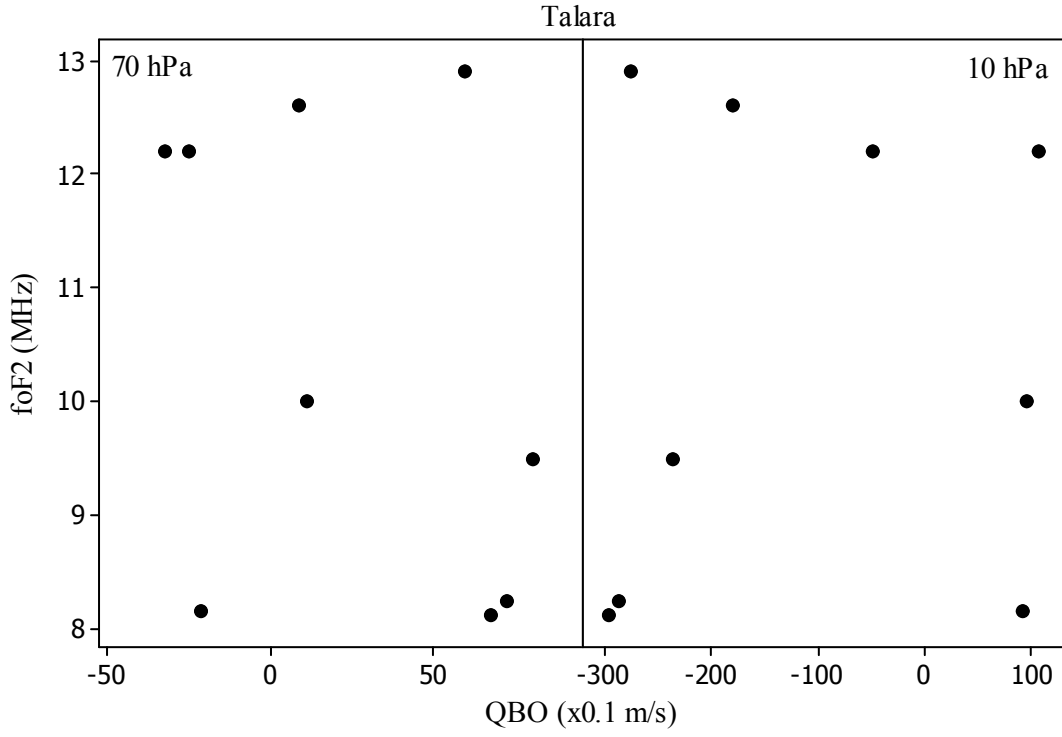
Ek Şekil A. 17. Puerto Rico istasyonundan elde edilen foF2 kritik frekans verileri ile QBO nun serpilme diyagramı



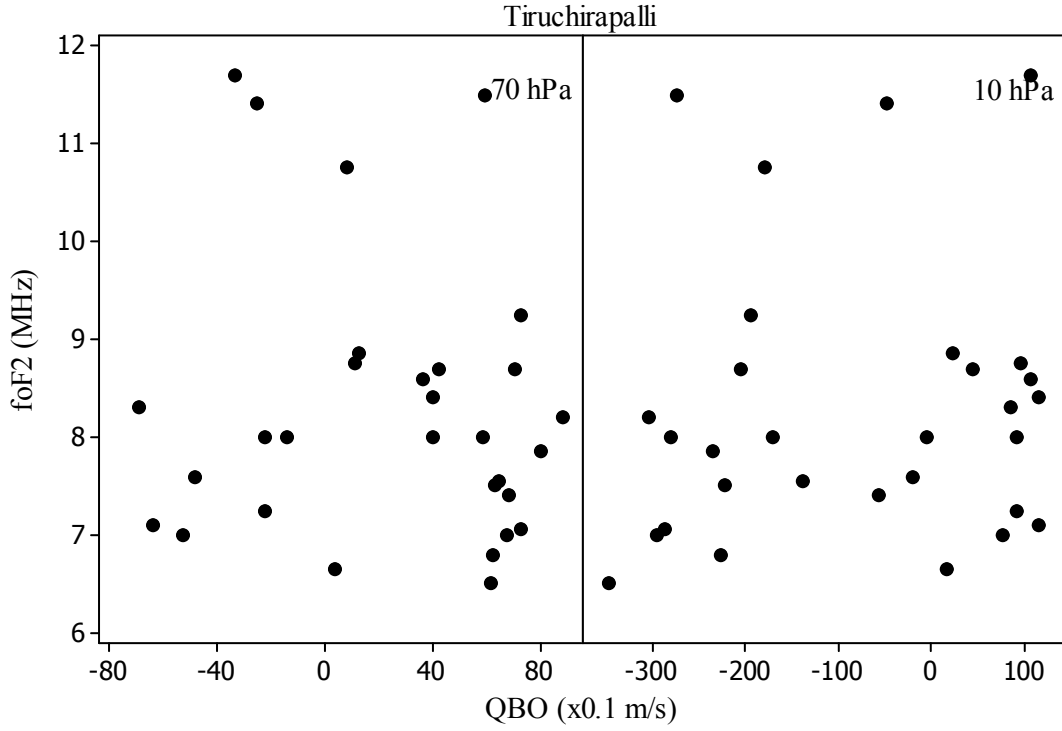
Ek Şekil A. 18. Singapore istasyonundan elde edilen foF2 kritik frekans verileri ile QBO nun serpilme diyagramı



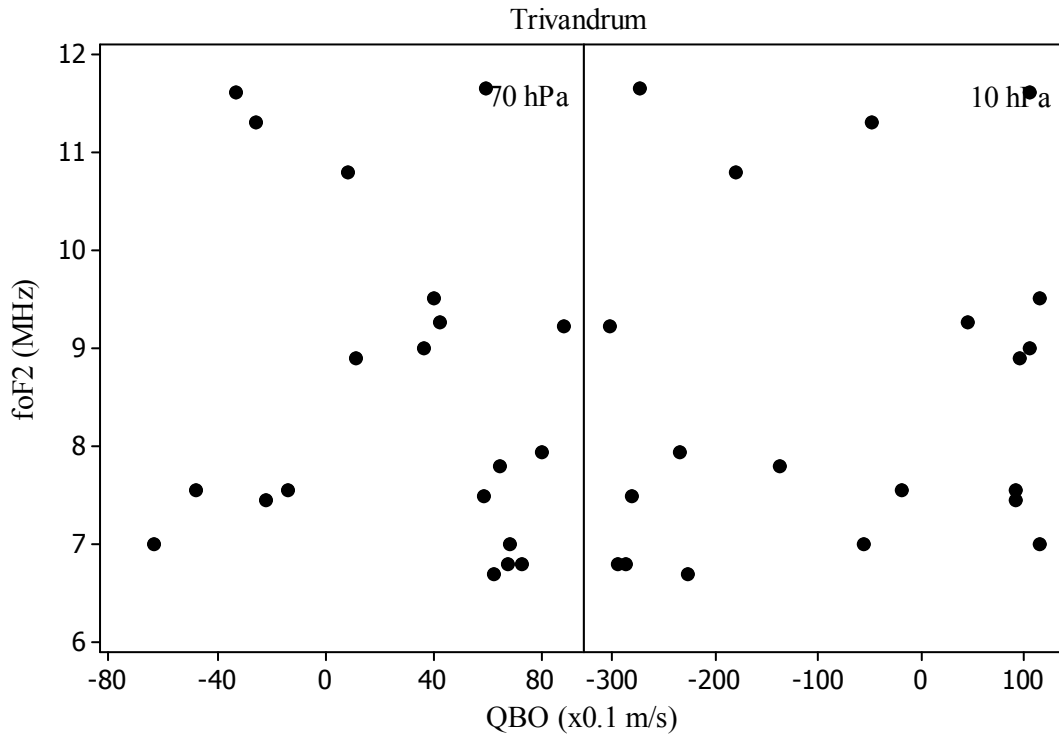
Ek Şekil A. 19. Tahiti istasyonundan elde edilen foF2 kritik frekans verileri ile QBO nun serpilme diyagramı



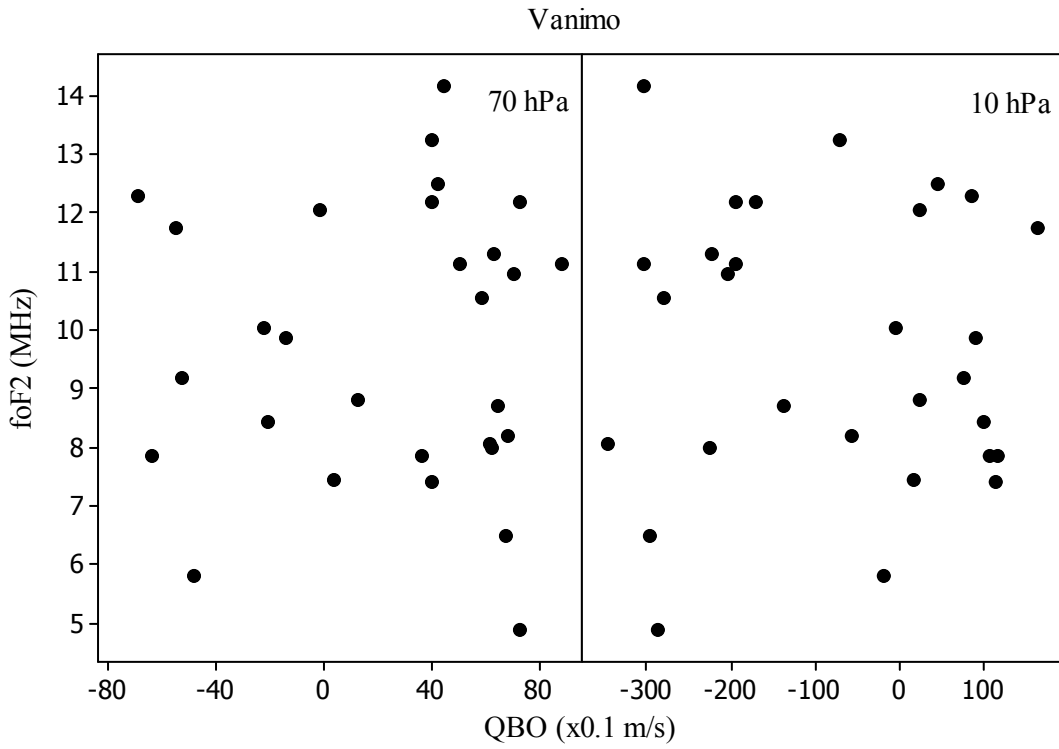
Ek Şekil A. 20. Talara istasyonundan elde edilen foF2 kritik frekans verileri ile QBO nun serpilme diyagramı



Ek Şekil A. 21. Tiruchirapalli istasyonundan elde edilen foF2 kritik frekans verileri ile QBO nun serpilme diyagramı



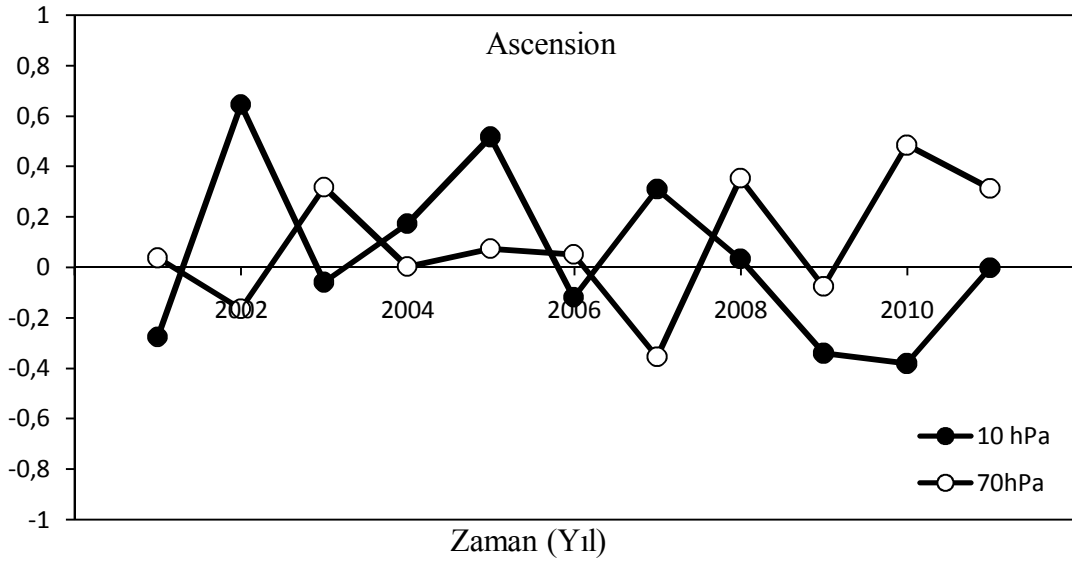
Ek Şekil A. 22. Trivandrum istasyonundan elde edilen foF2 kritik frekans verileri ile QBO nun serpilme diyagramı



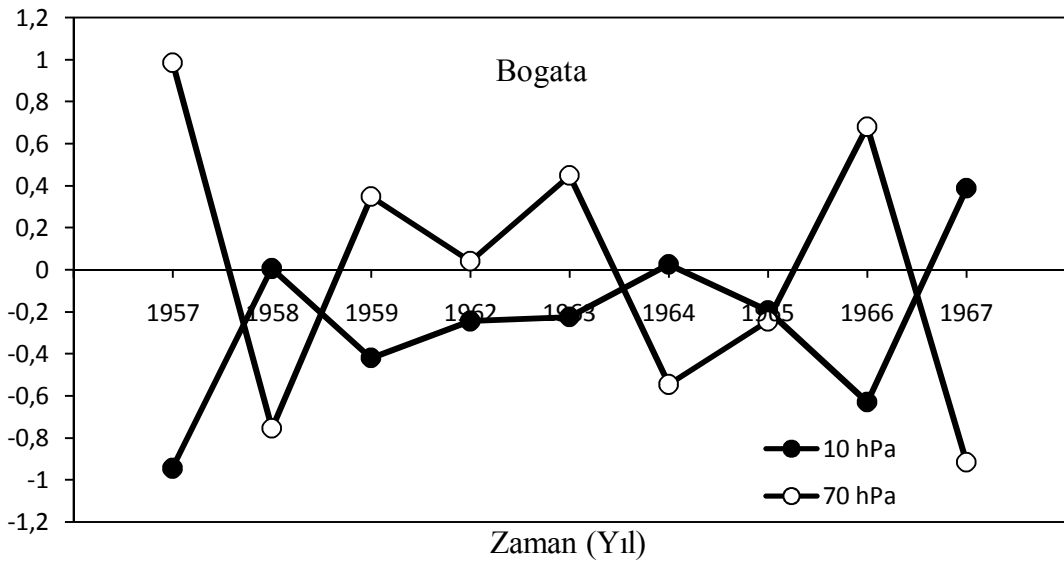
Ek Şekil A. 23. Vanimmo istasyonundan elde edilen foF2 kritik frekans verileri ile QBO nun serpilme diyagramı

EK-B: QBO ile foF2 Arasındaki Korelasyon Katsayısının Yıllara Göre Değişimi

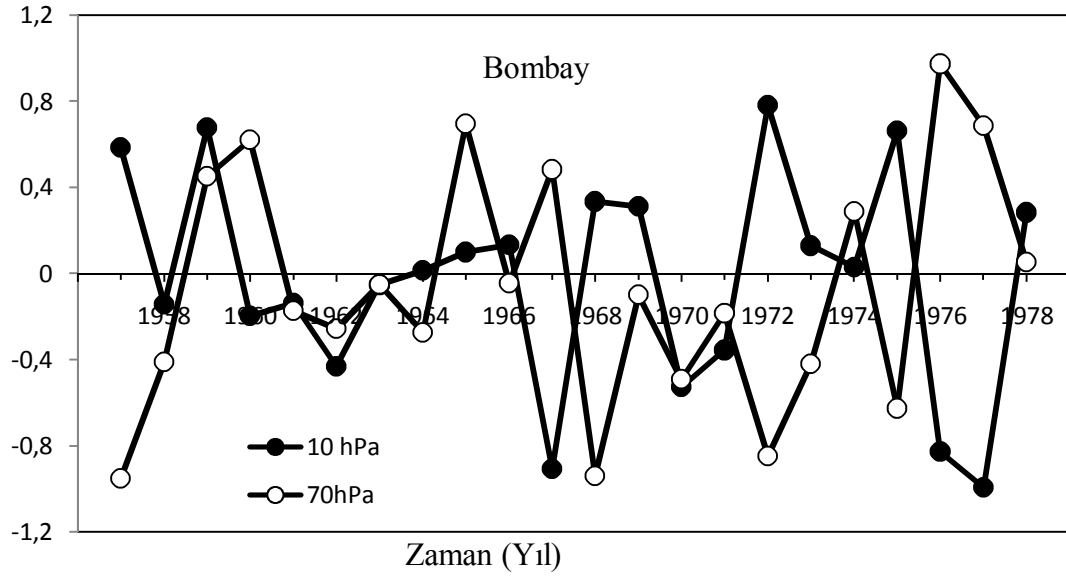
Tablo 6.1 de verilen bütün istasyonlar için foF2 kritik frekans ile QBO nun 70 hPa ve 10 hPa değerlerinin, istasyondan veri alınabilen bütün yıllar için korelasyon katsayısının her bir istasyon için yıllara göre değişim grafikleri aşağıda verilmiştir.



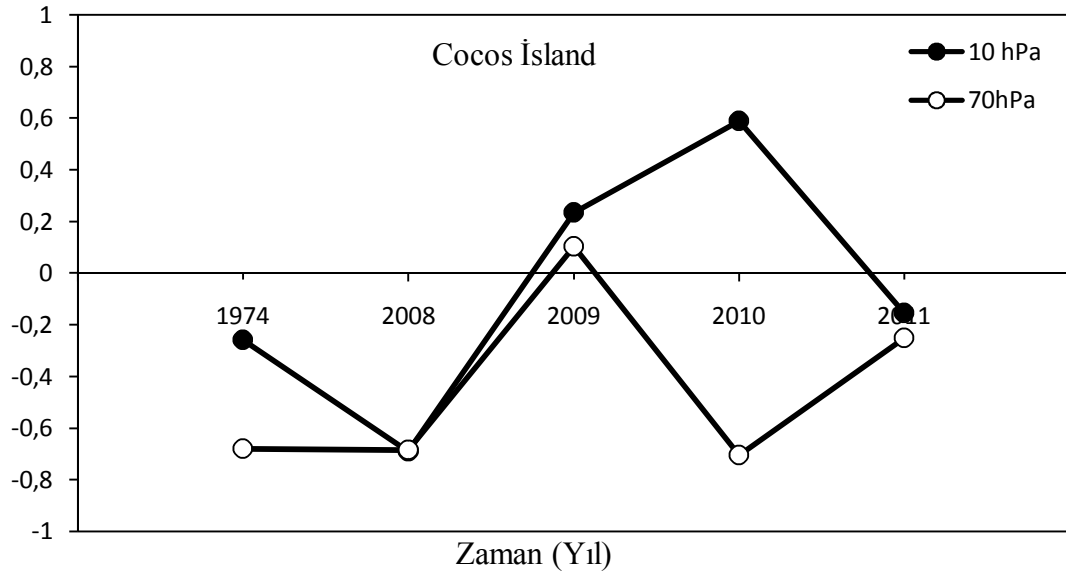
Ek Şekil B. 1. Ascension istasyonundan alınan foF2 kritik frekans verileri ile QBO'nun 10 hPa ve 70 hPa değerlerinin korelasyon katsayısının yıllara göre değişimi.



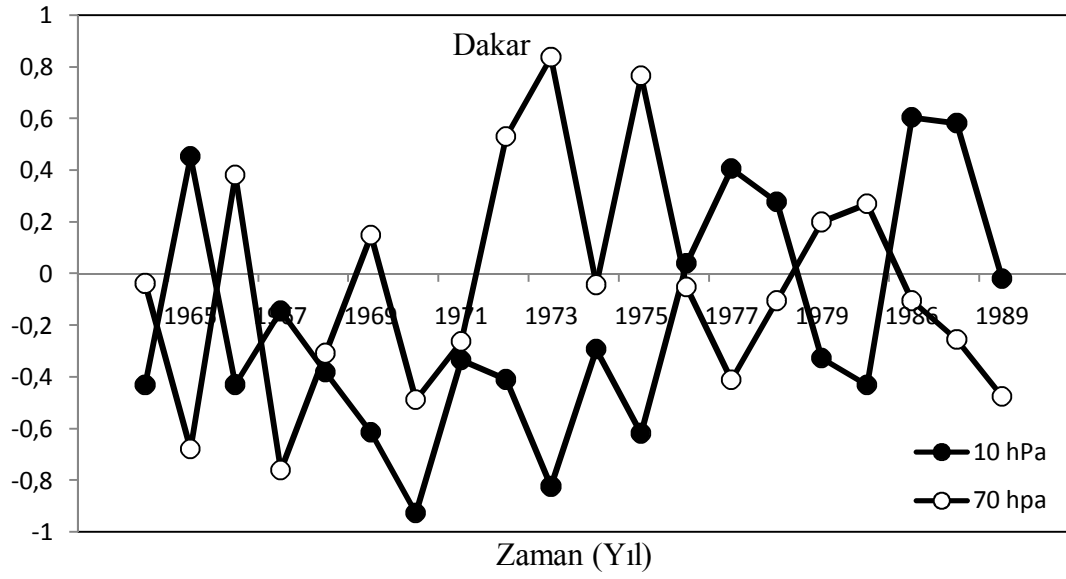
Ek Şekil B. 2. Bogata istasyonundan alınan foF2 kritik frekans verileri ile QBO'nun 10 hPa ve 70 hPa değerlerinin korelasyon katsayısının yıllara göre değişimi.



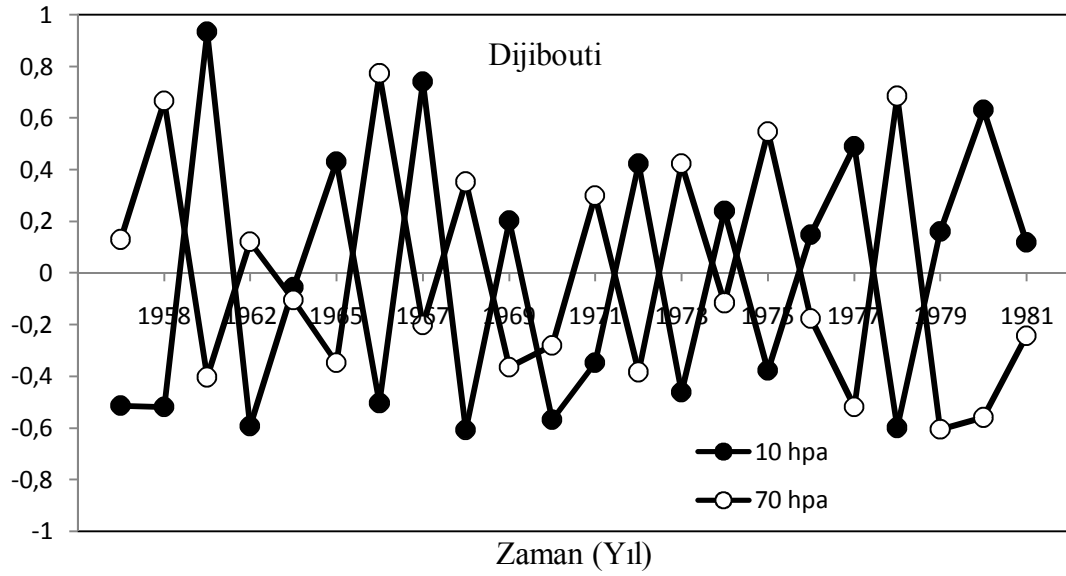
Ek Şekil B. 3. Bombay istasyonundan alınan foF2 kritik frekans verileri ile QBO'nun 10 hPa ve 70 hPa değerlerinin korelasyon katsayısının yıllara göre değişimi.



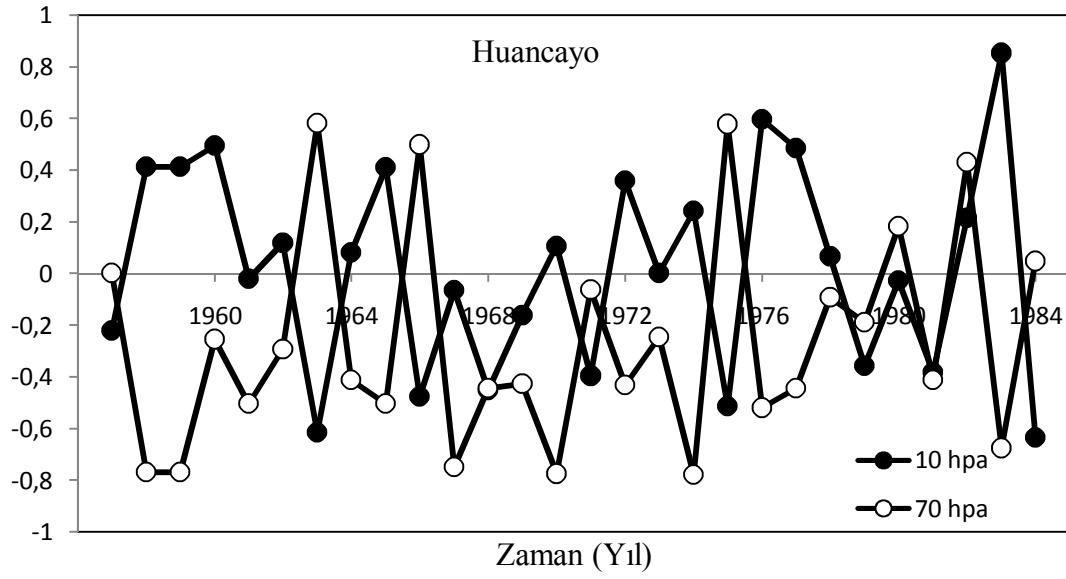
Ek Şekil B. 4. Cocos Island istasyonundan alınan foF2 kritik frekans verileri ile QBO'nun 10 hPa ve 70 hPa değerlerinin korelasyon katsayısının yıllara göre değişimi.



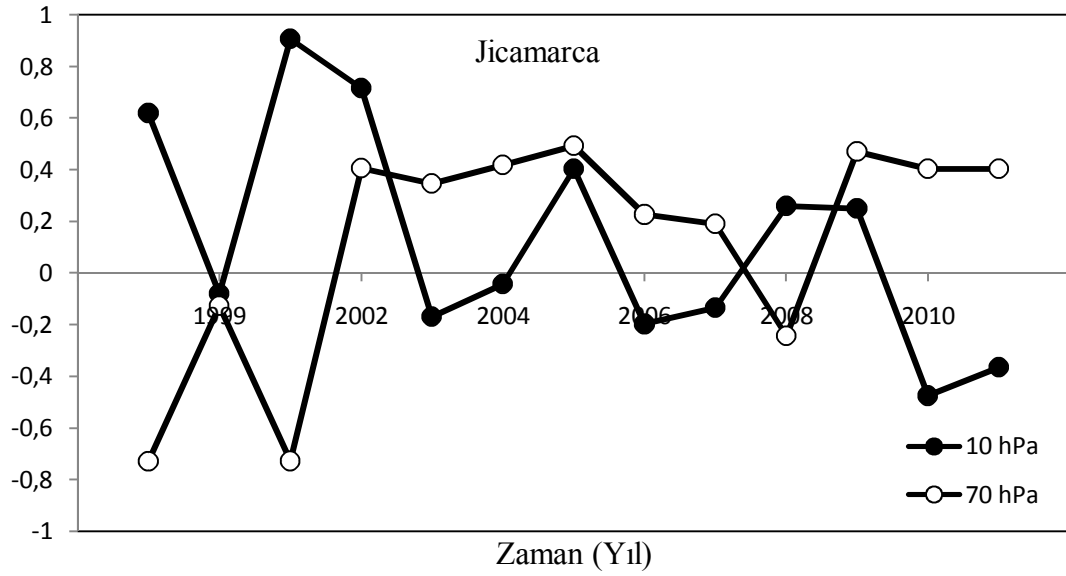
Ek Şekil B. 5. Dakar istasyonundan alınan foF2 kritik frekans verileri ile QBO'nun 10 hPa ve 70 hPa değerlerinin korelasyon katsayısının yıllara göre değişimi.



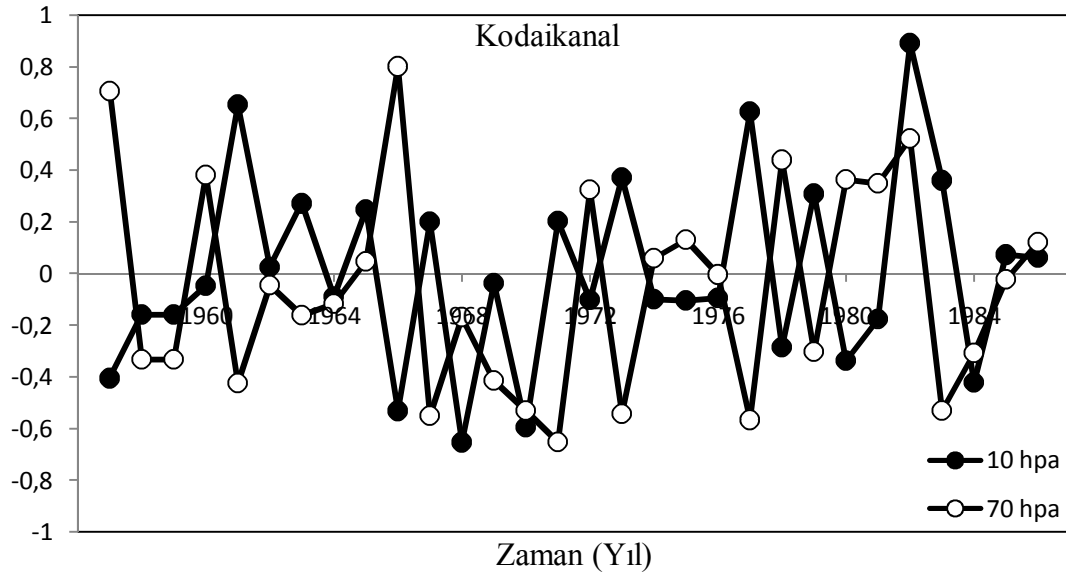
Ek Şekil B. 6. Dijibouti istasyonundan alınan foF2 kritik frekans verileri ile QBO'nun 10 hPa ve 70 hPa değerlerinin korelasyon katsayısının yıllara göre değişimi.



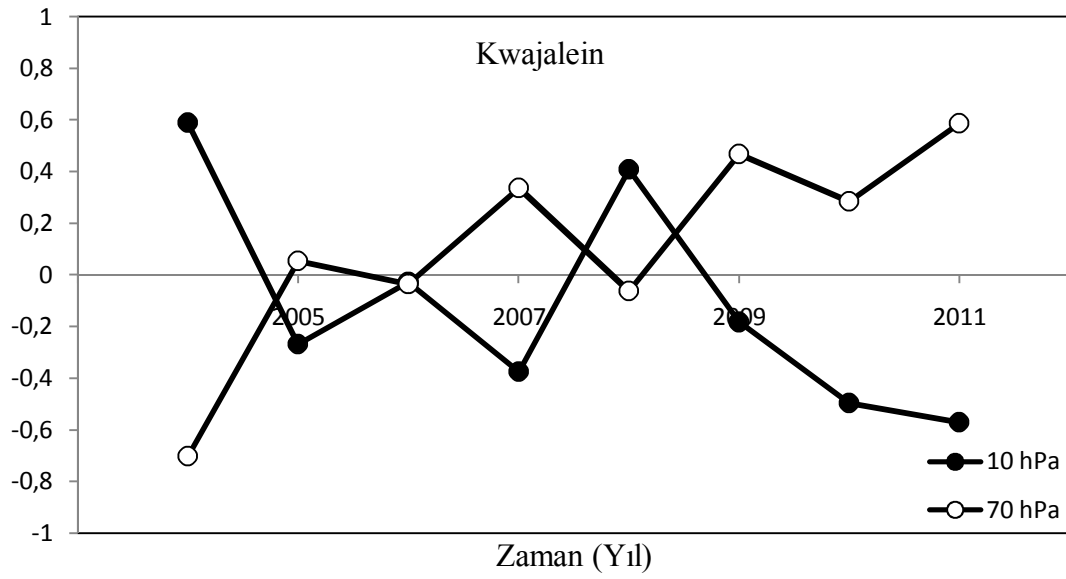
Ek Şekil B. 7. Huancayo istasyonundan alınan foF2 kritik frekans verileri ile QBO'nun 10 hPa ve 70 hPa değerlerinin korelasyon katsayısının yıllara göre değişimi.



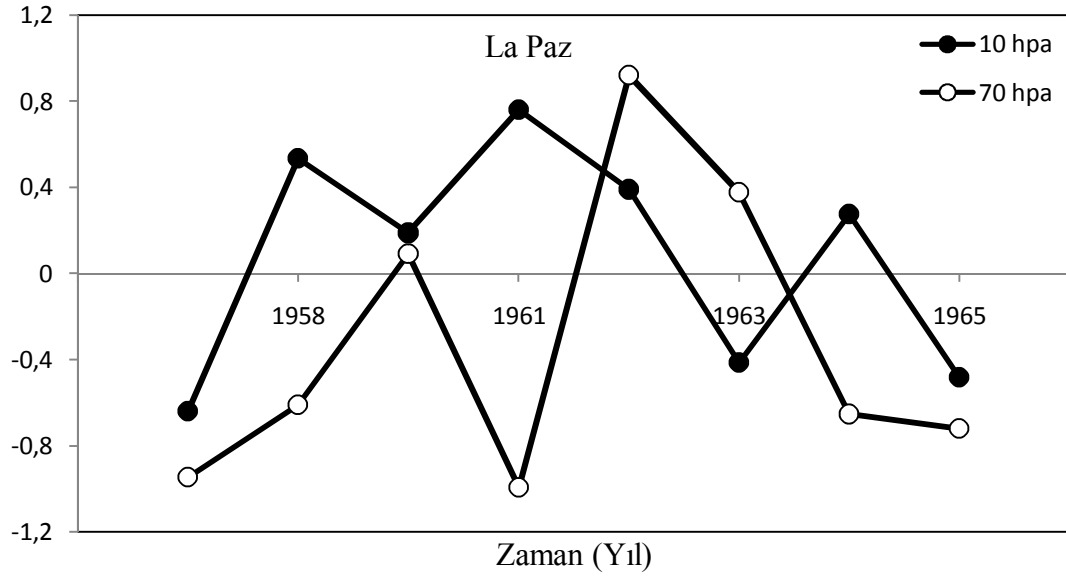
Ek Şekil B. 8. Jicamarca istasyonundan alınan foF2 kritik frekans verileri ile QBO'nun 10 hPa ve 70 hPa değerlerinin korelasyon katsayısının yıllara göre değişimi.



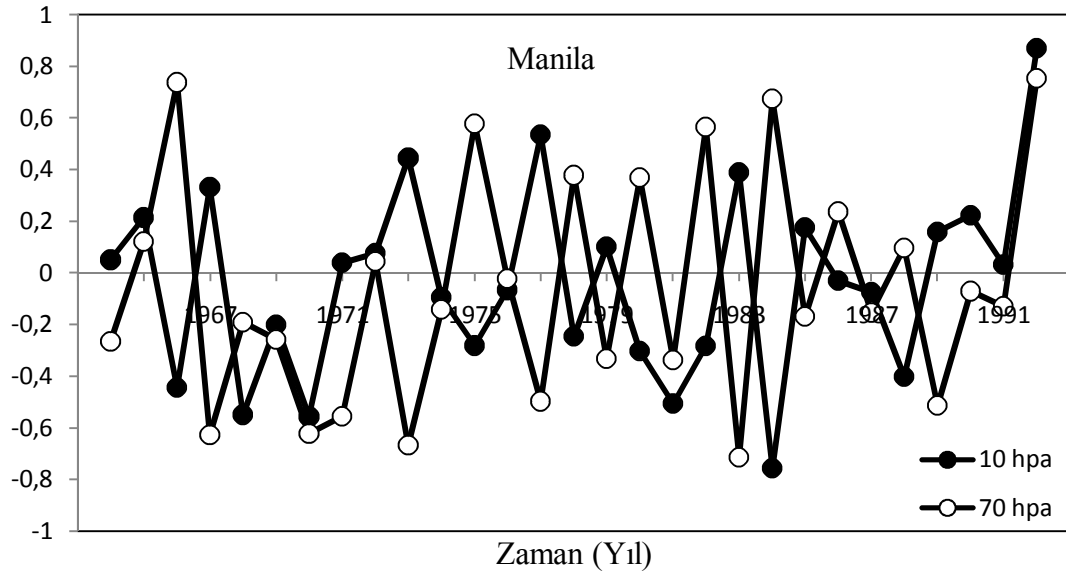
Ek Şekil B. 9. Kodaikanal istasyonundan alınan foF2 kritik frekans verileri ile QBO'nun 10 hPa ve 70 hPa değerlerinin korelasyon katsayısının yıllara göre değişimi.



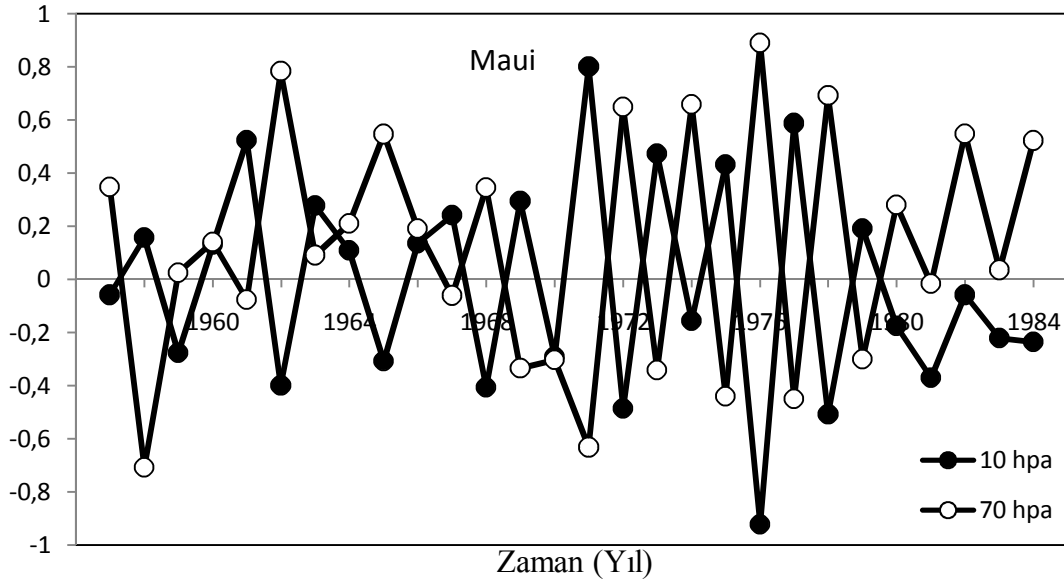
Ek Şekil B. 10. Kwajalein istasyonundan alınan foF2 kritik frekans verileri ile QBO'nun 10 hPa ve 70 hPa değerlerinin korelasyon katsayısının yıllara göre değişimi.



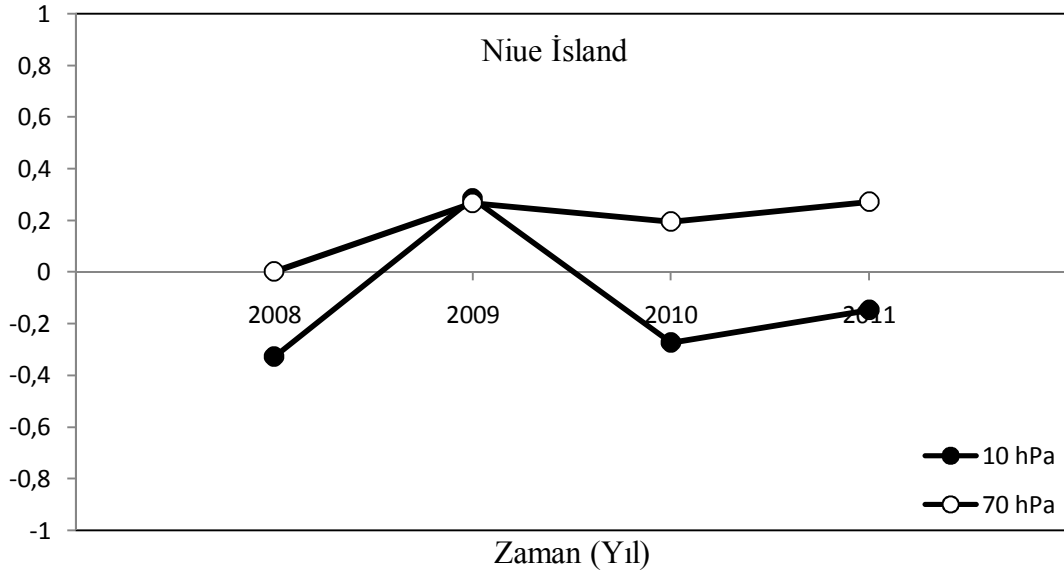
Ek Şekil B. 11. La Paz istasyonundan alınan foF2 kritik frekans verileri ile QBO'nun 10 hPa ve 70 hPa değerlerinin korelasyon katsayısının yıllara göre değişimi.



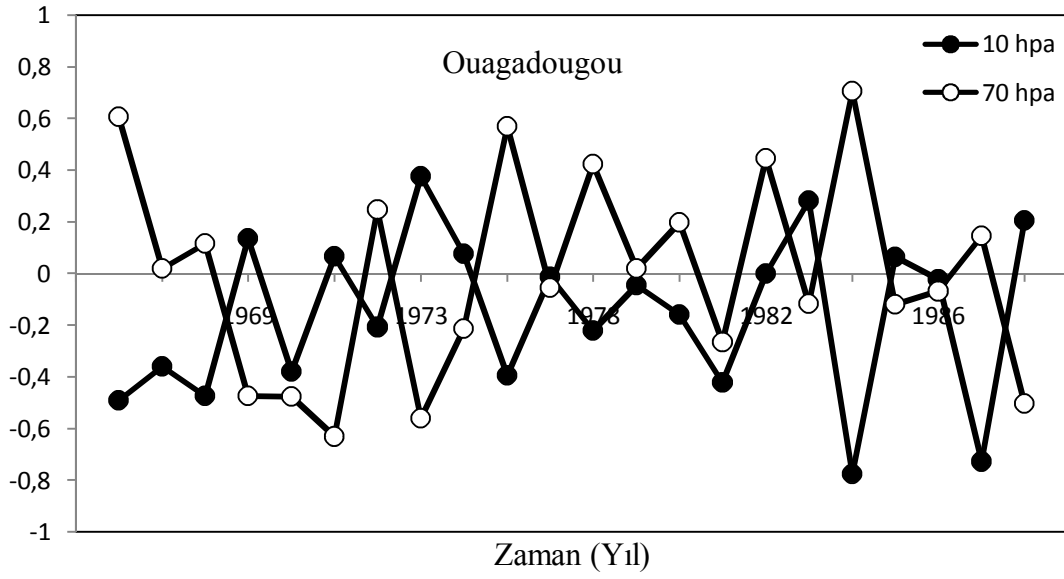
Ek Şekil B. 12. Manila istasyonundan alınan foF2 kritik frekans verileri ile QBO'nun 10 hPa ve 70 hPa değerlerinin korelasyon katsayısının yıllara göre değişimi.



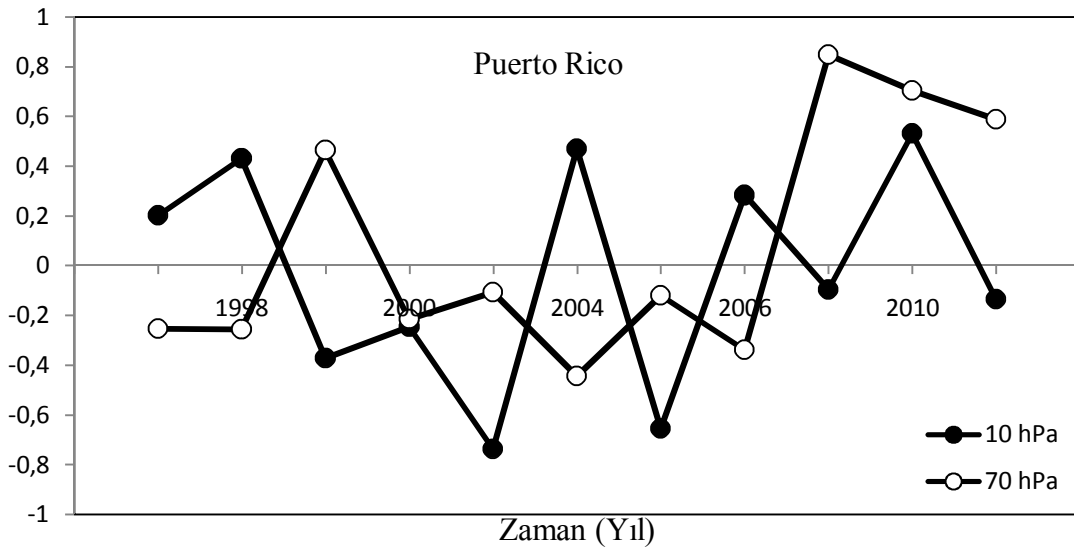
Ek Şekil B. 13. Maui istasyonundan alınan foF2 kritik frekans verileri ile QBO'nun 10 hPa ve 70 hPa değerlerinin korelasyon katsayısının yıllara göre değişimi.



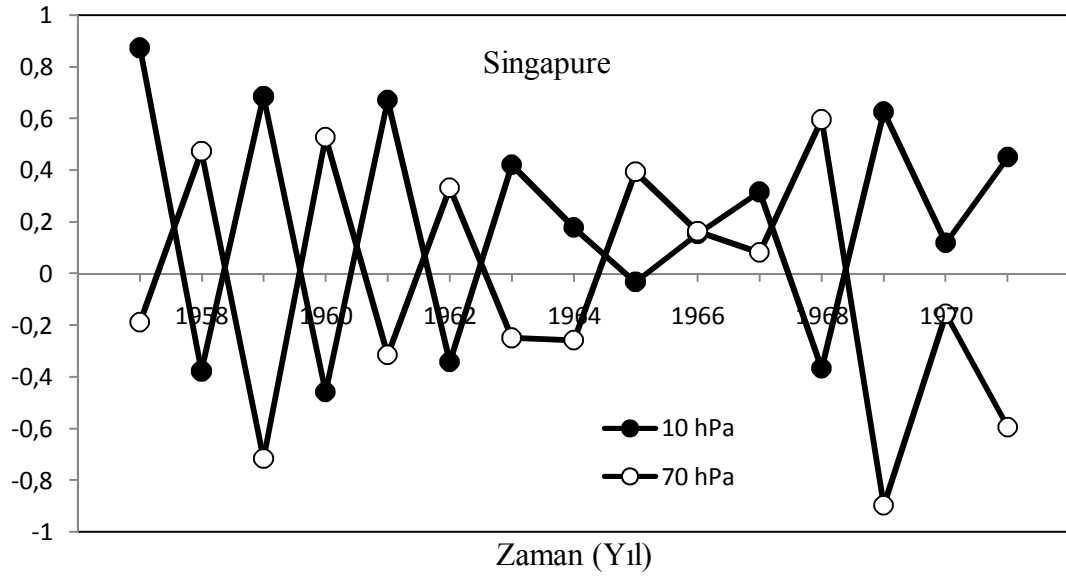
Ek Şekil B. 14. Niue Island istasyonundan alınan foF2 kritik frekans verileri ile QBO'nun 10 hPa ve 70 hPa değerlerinin korelasyon katsayısının yıllara göre değişimi.



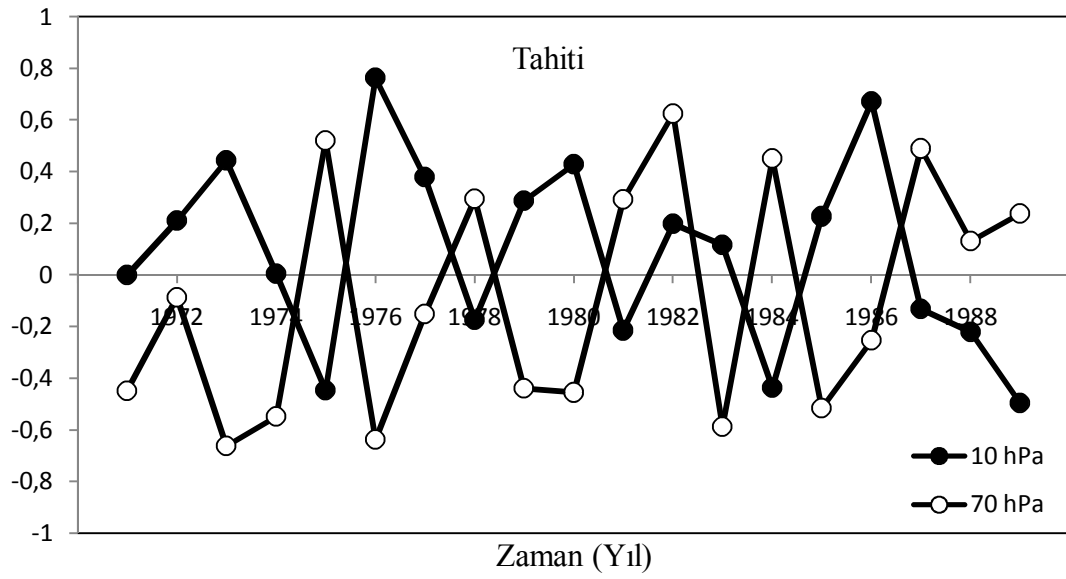
Ek Şekil B. 15. Ouagadougou istasyonundan alınan foF2 kritik frekans verileri ile QBO'nun 10 hPa ve 70 hPa değerlerinin korelasyon katsayısının yıllara göre değişimi.



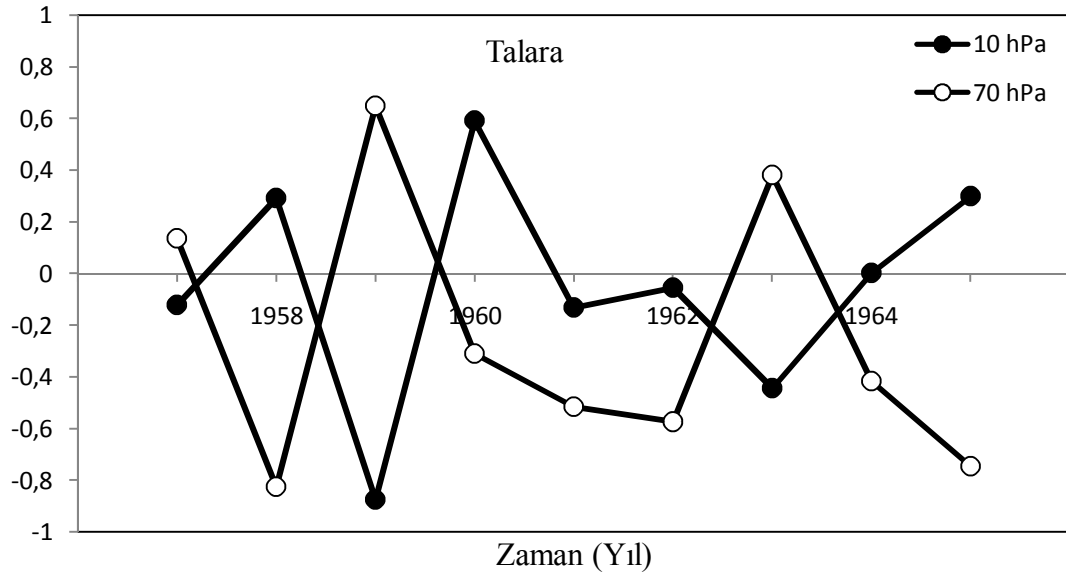
Ek Şekil B. 16. Puerto Rico istasyonundan alınan foF2 kritik frekans verileri ile QBO'nun 10 hPa ve 70 hPa değerlerinin korelasyon katsayısının yıllara göre değişimi.



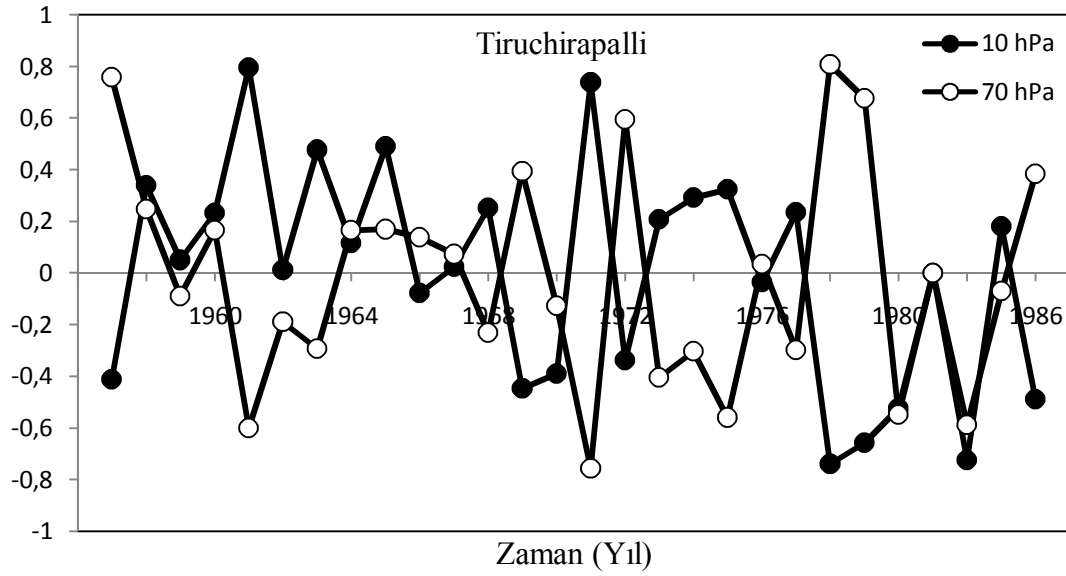
Ek Şekil B. 17. Singapore istasyonundan alınan foF2 kritik frekans verileri ile QBO'nun 10 hPa ve 70 hPa değerlerinin korelasyon katsayısının yıllara göre değişimi.



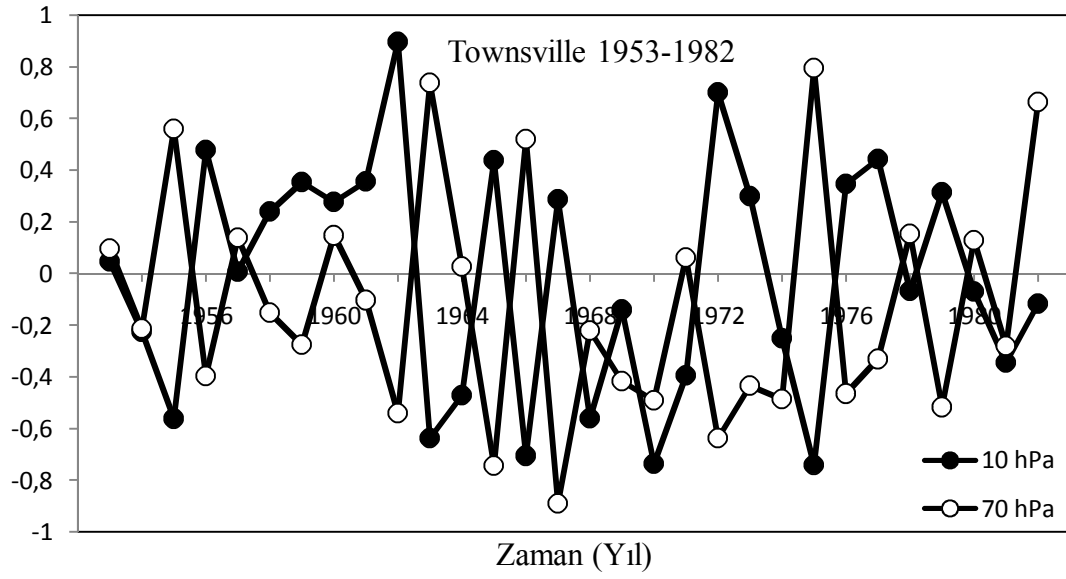
Ek Şekil B. 18. Tahiti istasyonundan alınan foF2 kritik frekans verileri ile QBO'nun 10 hPa ve 70 hPa değerlerinin korelasyon katsayısının yıllara göre değişimi.



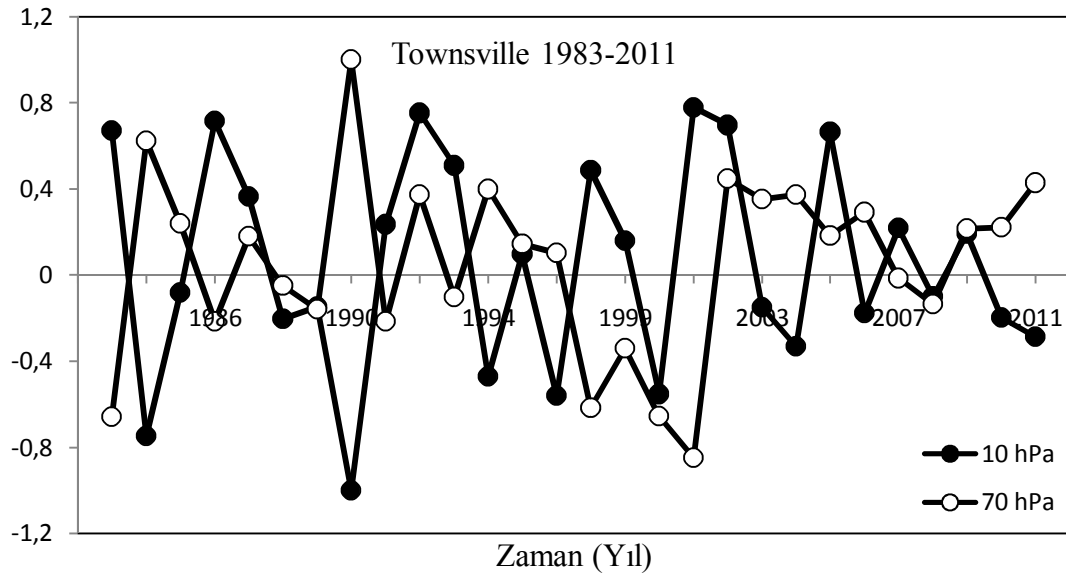
Ek Şekil B. 19. Talara istasyonundan alınan foF2 kritik frekans verileri ile QBO'nun 10 hPa ve 70 hPa değerlerinin korelasyon katsayısının yıllara göre değişimi.



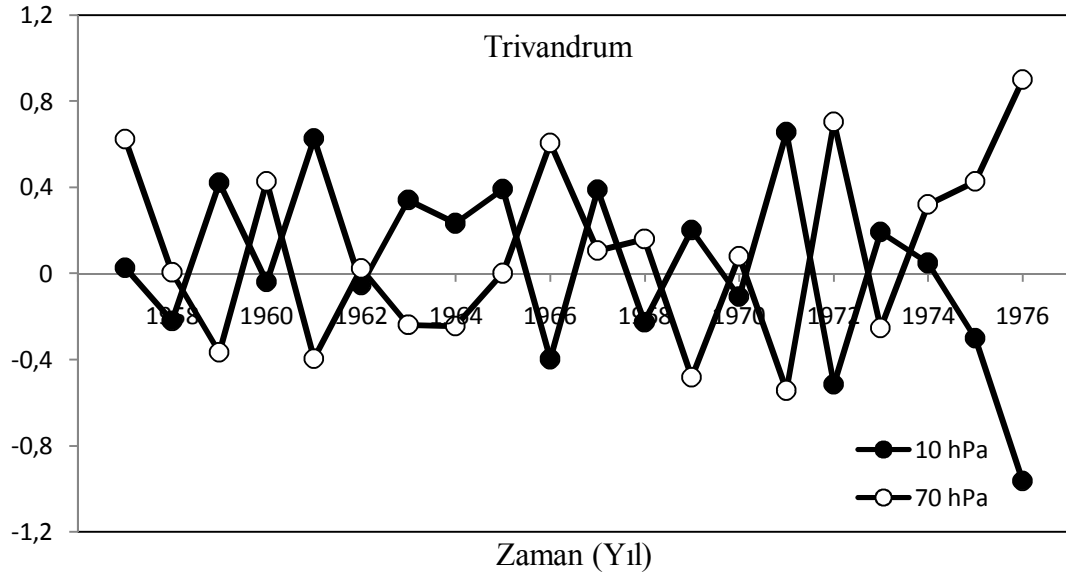
Ek Şekil B. 20. Truchirapalli istasyonundan alınan foF2 kritik frekans verileri ile QBO'nun 10 hPa ve 70 hPa değerlerinin korelasyon katsayısının yıllara göre değişimi.



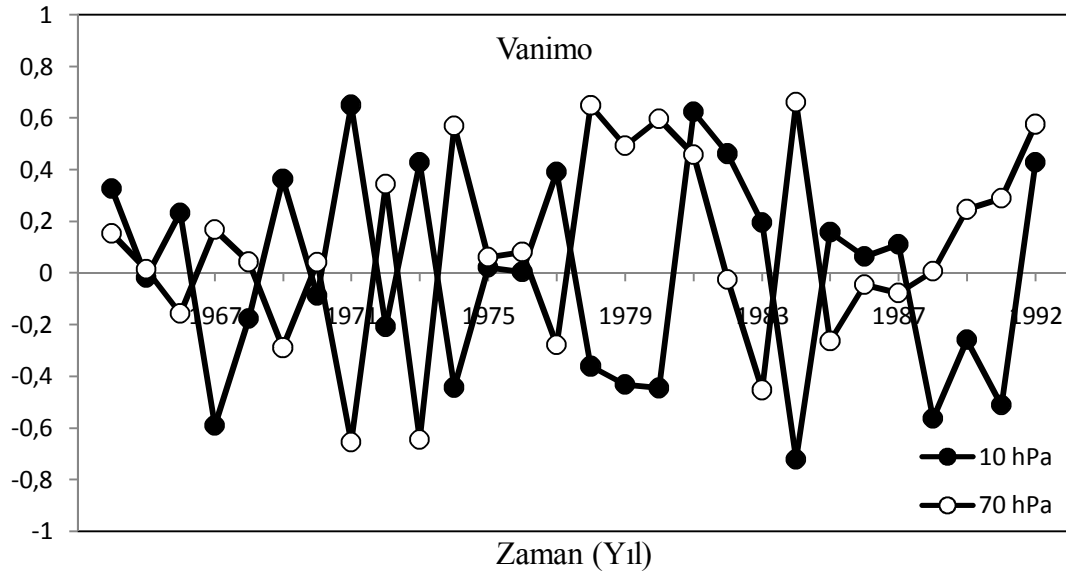
Ek Şekil B. 21. Townsville istasyonundan 1953-1982 yılları arasında alınan foF2 kritik frekans verileri ile QBO'nun 10 hPa ve 70 hPa değerlerinin korelasyon katsayısının yıllara göre değişimi.



Ek Şekil B. 22. Townsville istasyonundan 1983-2011 yılları arasında alınan foF2 kritik frekans verileri ile QBO'nun 10 hPa ve 70 hPa değerlerinin korelasyon katsayısının yıllara göre değişimi.



Ek Şekil B. 23. Trivandrum istasyonundan alınan foF2 kritik frekans verileri ile QBO'nun 10 hPa ve 70 hPa değerlerinin korelasyon katsayısının yıllara göre değişimi.



Ek Şekil B. 24. Vanimo istasyonundan alınan foF2 kritik frekans verileri ile QBO'nun 10 hPa ve 70 hPa değerlerinin korelasyon katsayısının yıllara göre değişimi.

ÖZGEÇMİŞ

1. Adı Soyadı : Selçuk SAĞIR

İletişim Bilgileri

Adres

:Muş Alparslan Üniversitesi Fen Edebiyat Fakültesi Fizik Bölümü, 49250, MUŞ

Telefon

: 0 436 213 00 13

Mail

: s.sagir@alparslan.edu.tr

2. Doğum Tarihi : 10/06/1983

3. Unvanı : Araştırma Görevlisi

4. Öğrenim Durumu : Doktora

Derece	Alan	Üniversite	Yıl
Lisans	Fizik Bölümü	Fırat Üniversitesi	2005
Y. Lisans	Yüksek Enerji ve Plazma Fiziği	Fırat Üniversitesi	2008
Doktora	Yüksek Enerji ve Plazma Fiziği	Fırat Üniversitesi	2013

5. Akademik Unvanlar:

Araştırma Görevlisi Tarihi : 26/03/2009

6. Yayınlar

6.1. Uluslararası diğer hakemli dergilerde yayınlanan makaleler

1. A.Yeşil, S.Sağır ve O.Özcan, Comparison of maximum elektron density predicted by IRI-2001 with that measured over chilton station, New World Sciences Academy,92-99,Temmuz,2009

6.2. Uluslararası bilimsel toplantılarda sunulan ve bildiri kitabında (*Proceedings*) basılan bildiriler

1. A.Yeşil, S. Sağır and O.Özcan, Comparsion of maximum electron density predicted by IRI-2001 with that measured over Chilton Station TFD 25 Uluslararası Fizik Kongresi, 83, Muğla 2008

2. A.Yeşil and S.Sağır The effect of altitude and season on dielectrical relaxation mechanism of ionospheric plasma, TFD 26 Uluslararası Fizik Kongresi, 83, Muğla 2009
3. S.Sağır, A.Yeşil, R.Atıcı and O.Özcan, Quasi Biennial Oscillation (QBO) and Ionosphere, TFD 27 Uluslararası Fizik Kongresi, 76, İstanbul 2010
4. R.Atıcı, E.Güzel and S.Sağır, Muş üzerindeki alt iyonkürenin güçlü hf radyo dalgaları vasıtasıyla ısıtılması, V.URSI-Türkiye Ulusal Komitesi, 259, Kıbrıs 2010
5. S.Sağır, S.Korlaelçi, R.Atıcı, Relationship Between 11 Year Sunspot Cycle and Quasi Biennial Oscillation, TFD 28 Uluslararası Fizik Kongresi, 90, Bodrum 2011
6. S.Sağır, R.Atıcı, O.Ozcan, The Effect On Iosnospheric Processes Of QBO, TFD 28 Uluslararası Fizik Kongresi, 95, Bodrum 2011
7. R.Atıcı, M.Canyılmaz, E.Güzel, S.Sağır, Heating and Ionisation of Lower Ionosphere By Lightning, TFD 28 Uluslararası Fizik Kongresi, 46, Bodrum 2011
8. T.Karaboğa, S.Sağır, O.Ozcan, Güneş Aktiviteleriyle İlişkili İyonkürede Meydana Gelen Karışıklıklar, TFD 28 Uluslararası Fizik Kongresi, 485, Bodrum 2011
9. T.Karaboğa, R.Atıcı, M.Canyılmaz, S.Sağır, Karasal Gama Işını Patlamalarının Oluşum Mekanizması ve İyonküredeki Etkileri, TFD 28 Uluslararası Fizik Kongresi, 484, Bodrum 2011
10. S.Sağır, S.Karatay, A.Yesil, R.Atıcı, O.Özcan, İyonosfere Etki Eden Güneş Aktivitesi ile QBO Arasındaki İlişkinin İncelenmesi , VI.URSI-Türkiye Ulusal Komitesi, ..., İstanbul 2012
11. A.Yesil ,S.Karatay, S.Sağır, K.Kurt, İ.Ünal, The Behavior of Refractive Index of The Equaator Region of The Ionosphere, VI.URSI-Türkiye Ulusal Komitesi, ..., İstanbul 2012
12. R.Atıcı,E.Güzel, M.Canyılmaz, S.Sağır, Güçlü HF Radyo Dalgalarının Farklı Modlarının Alt İyonküre Elektron Sıcaklığı Üzerindeki Etkisi,VI.URSI-Türkiye Ulusal Komitesi, ..., İstanbul 2012

7. Bilimsel ve Mesleki Kuruluşlara Üyelikler

1. URSI Ulusal Komitesi/ G- Komisyonu
2. ARBİS