

T.C.
MUŞ ALPARSLAN ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ
FİZİK ANABİLİM DALI

Kenan ÇETİN

EKVATORIAL STRATOKÜREDE İKİ YILDA BİR MEYDANA
GELEN SALINIMLARIN SPORADİK E BÖLGESİ ÜZERİNDEKİ
ETKİSİ

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Muş-2016

T.C.
MUŞ ALPARSLAN ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ
FİZİK ANABİLİM DALI

Kenan ÇETİN

EKVATORIAL STRATOKÜREDE İKİ YILDA BİR MEYDANA
GELEN SALINIMLARIN SPORADİK E BÖLGESİ ÜZERİNDEKİ
ETKİSİ

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Danışman
Prof. Dr. Osman ÖZCAN

Muş-2016

FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ MÜDÜRLÜĞÜNE

Muş Alparslan Üniversitesi Lisansüstü Eğitim ve Öğretim Yönetmeliğine göre hazırlamış olduğum “Ekvatorial Stratokürede 2 Yılda Bir Meydana Gelen Salınımların Sporadik E Bölgesi Üzerindeki Etkisi” adlı tezin tamamen kendi çalışmam olduğunu ve her alıntıya kaynak gösterdiğimi taahhüt eder, tezimin kağıt ve elektronik kopyalarının Muş Alparslan Üniversitesi Fen Bilimler Enstitüsü arşivlerinde aşağıda belirttiğim koşullarda saklanmasına izin verdiğimi onaylarım.

Lisansüstü Eğitim-Öğretim yönetmeliğinin ilgili maddeleri uyarınca gereğinin yapılmasını arz ederim.

Tezimin tamamı her yerden erişime açılabilir.

Tezim sadece Muş Alparslan Üniversitesi yerleşkelerinden erişime açılabilir.

Tezimin 1 yıl süreyle erişime açılmasını istemiyorum. Bu sürenin sonunda uzatma için başvuruda bulunmadığım takdirde, tezimin/raporumun tamamı her yerden erişime açılabilir.

29.08.2016

Kenan ÇETİN

TEZ KABUL TUTANAĞI
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ MÜDÜRLÜĞÜNE

Prof. Dr. Osman ÖZCAN danışmanlığında, Kenan ÇETİN tarafından hazırlanan bu çalışma 10/08/2016 tarihinde aşağıdaki jüri tarafından Fizik Anabilim Dalı'nda Yüksek Lisans Tezi olarak kabul edilmiştir.

Başkan : Prof. Dr. Osman ÖZCAN

İmza :

Jüri Üyesi : Yrd. Doç. Dr. Fatih Ahmet ÇELİK

İmza :

Jüri Üyesi : Yrd. Doç. Dr. Selçuk SAĞIR

İmza :

Yukarıdaki imzalar adı geçen öğretim üyelerine aittir.

...../...../.....

Doç. Dr. Esin KAYA

Enstitü Müdürü

ÖNSÖZ

Tezimin hazırlanması sürecinde ilgi ve desteğini esirgemeyen başta danışman hocam Sayın Prof. Dr. Osman ÖZCAN' a; katkılarından dolayı hocalarım Yrd. Dr. Selçuk SAĞIR, Yrd. Doç. Dr. Ramazan ATICI ve Yrd. Doç. Dr. Adnan ÇETİN'e teşekkürü bir borç bilirim.

Kenan ÇETİN
Ağustos, 2016

İÇİNDEKİLER

ÖNSÖZ.....	i
İÇİNDEKİLER	ii
ÖZET.....	iii
ABSTRACT	iv
ŞEKİLLER LİSTESİ.....	v
ÇİZELGE LİSTESİ.....	vi
SEMBOLLER VE KISALTMALAR LİSTESİ	vii
1. GİRİŞ	1
1.1. QBO	4
1.1.1. QBO'nun Keşfi ve Tanımı	4
1.1.2. QBO Yayılımında Etkili Olan Dalgalar	7
1.1.3. İneriaGravity Dalgaları	8
1.1.4. Gravity Dalgaları.....	9
1.2. Sporadik-E	10
1.2.1. Sporadik E Temelleri	16
1.2.2. Sporadik E İyonize Bulutlar	17
1.2.3. Sporadik E Atlama Mesafeleri	18
1.2.4. Sporadik E Oluşumu	18
1.2.5. Sporadik E Arkasındaki Mekanizması.....	19
2. MATERYAL METOT.....	20
3. BULGULAR VE TARTIŞMA	22
3.1. Cocos Island İstasyonu İçin Analiz Sonuçları.....	22
3.2. Gibilmanna İstasyonu için Analiz Sonuçları.....	24
3.3. Niue Island İstasyonu için Analiz Sonuçları	27
3.4. Tahiti İstasyonu İçin Analiz Sonuçları.....	29
4. SONUÇLAR	33
5. KAYNAKLAR	34
ÖZGEÇMİŞ	36

ÖZET

Yüksek Lisans Tezi

EKVATORIAL STRATOKÜREDE İKİ YILDA BİR MEYDANA GELEN SALINIMLARIN SPORADİK E BÖLGESİ ÜZERİNDEKİ ETKİSİ

Kenan ÇETİN

Tez Danışmanı: Prof. Dr. Osman ÖZCAN

2016, 36 Sayfa

Bu çalışmada, ekvator bölgesindeki stratokürede doğu-batı yönünde esen hemen hemen iki yılda bir meydana gelen salınımlar (QBO) ile iyonkürenin E-bölgesinde aralıklarla görülen sporadik-E'nin kritik frekansı (foEs) arasında bir ilişkinin olup olmadığı istatistiksel olarak incelenmiştir. Değişkenler arasındaki ilişkiyi belirlemek için istatistiksel bir araç olarak çoklu regresyon modeli kullanıldı. Bu modelde, her bir istasyon (Cacos Island, Gibilmanna, Niue Island ve Tahiti) için ilk olarak değişkenlerin (foEs ve QBO) durağanlığı analiz edildi. Daha sonra, QBO ve foEs arasında uzun dönemli bir ilişkinin varlığını belirlemek için Eş Bütünleşme testi yapıldı. Değişkenler arasında uzun dönemli bir ilişkinin varlığı tespit edildikten sonra, Çoklu Regresyon Modeli kullanılarak değişkenler arasındaki ilişkinin büyüklüğü belirlendi.

foEs deki değişimlerin, Cacos Island istasyonu için % 69, Gibilmanna istasyonu için % 94, Niue Island istasyonu için % 79 ve Tahiti istasyonu için %58 oranında 10 hPa yüksekliğinde ölçülen QBO ile açıklanabileceği sonucuna varıldı.

foEs deki değişimlerin, Cacos Island istasyonu için % 66, Gibilmanna istasyonu için % 69, Niue Island istasyonu için % 53 ve Tahiti istasyonu için %47 oranında 70 hPa yüksekliğinde ölçülen QBO ile açıklanabildiği görüldü.

Anahtar Kelimeler: Çoklu Regresyon Modeli, Ekvatorial Bölge, Sporadik E, QBO

ABSTRACT

Master's Thesis

THE EFFECT ON SPORADIC-E REGION OF QUASI-BIENNIAL OSCILLATION OCCURED AT EQUATORIAL STRATOSPHERE

Kenan ÇETİN

Supervisor: Prof. Dr. Osman ÖZCAN

2016, Page: 36

In this study, it is statistically investigated whether there is a relationship between critical frequency (foEs) of the sporadic-E that seen occasionally on E-region of ionosphere and the quasi-biennial oscillation (QBO) that flow at the east-west direction in the equatorial stratosphere or not. Multiple regression model as a statistical tool was used to determine the relationship between variables. In this model, the stationarity of the variables (foEs and QBO) was firstly analyzed for each station (Casos Island, Gibilmanna, Niue Island, and Tahiti). Then, co-integration test was made to determine the existence of a long-term relationship between QBO and foEs. After determining the presence of a long-term relationship between the variables, the magnitude of the relationship between variables was determined by using the multiple regression model.

It is concluded that the variations in foEs was explainable with QBO measured at 10 hPa altitude at the rate of 69%, 94%, 79% and 58% for Casos Island, Gibilmanna, Niue Island and Tahiti stations, respectively.

It is observed that the variations in foEs was explainable with QBO measured at 70 hPa altitude at the rate of 66%, 69%, 53% and 47% for Casos Island, Gibilmanna, Niue Island and Tahiti stations, respectively.

Keywords: Multiple Regression Model; Equatorial Region; Sporadic-E; QBO

ŞEKİLLER LİSTESİ

Şekil 1.1. Atmosferin sıcaklık, fiziksel olaylar ve kimyasal bileşenlerine göre bölgelere ayrılışı.	2
Şekil 1.2. Ortalama akımla gravity dalga ışınımının kritik seviyelerle etkileşiminden dolayı kesik bölgelerin “aşağı yönlü yayılımı”	6
Şekil 1.3. QBO'nun dinamik kontrollerinin şematik gösterimi	8
Şekil 1.4. Ocak 1981 yılında Arecibo 'da tutarsız saçılma radarı tarafından gözlenen bazı sporadic E tabakaları	11
Şekil 1.5. Sporadic E'nin 3 türü için gündüz saatlerindeki mevsimlik oluşum desenleri.....	12
Şekil 1.6. Hem Sporadic E tabakası hem de azalan bir ara tabaka zamanda seçilen yüksekliğe karşı elektron yoğunluğu profillerini gösterilmesi.....	14
Şekil 1.7. Sporadic E-yayılımı.....	17

ÇİZELGE LİSTESİ

Çizelge 3.1. Cocos Island İstasyonu İçin Birim Kök Testi Sonuçları.....	22
Çizelge 3.2. Cocos Island İstasyonu İçin Eş Bütünleşme test sonuçları.....	23
Çizelge 3.3. Cocos Island istasyonu için regresyon analizi sonuçları.....	24
Çizelge 3.4. Gibilmanna İstasyonu için Birim Kök Testi Sonuçları.....	25
Çizelge 3.5. Gibilmanna İstasyonu için Eş Bütünleşme Test Sonuçları.....	25
Çizelge 3.6. Gibilmanna istasyonu için regresyon analizi sonuçları	26
Çizelge 3.7. Niue Island İstasyonu için Birim Kök Testi Sonuçları	27
Çizelge 3.8. Niue Island İstasyonu için Eş Bütünleşme Test Sonuçları	28
Çizelge 3.9. Niue Island istasyonu için regresyon analizi sonuçları.....	29
Çizelge 3.10. Tahiti İstasyonu İçin Birim Kök Testi Sonuçları.....	30
Çizelge 3.11. Tahiti İstasyonu İçin Eş Bütünleşme Test Sonuçları	30
Çizelge 3.12. Tahiti İstasyonu İçin Regresyon Analizi Sonuçları	32

SEMBOLLER VE KISALTMALAR LİSTESİ

A°	: Dalga Boyu birimi
ADF	: Geliştirilmiş Dickey-Fuller testi
β	: Coriolis Parametresinin Enlemsel Değişimi
IRI	: International Reference to Ionosphere
QBO	: Yaklaşık iki yılda bir meydana gelen salınım
GLS	: Güneş Lekesi Sayısı
N_e	: Kritik elektron yoğunluğu
r	: Korelasyon katsayısı
UV	: Ultraviyole
T	: Sıcaklık
foF2	: F2 Bölgesi kritik frekansı
v	: Dağıt kanlık ilişkisi frekansı
Δ	: Fark işlemcisi
k	: Gecikme sayısı
KPSS	: Kwiatkowski D, Phillips PCB, Schmidt P, Shin Y. Testi
τ	: Test istatistiği
L	: Boylamsal Ölçek
MSAO	: Mezoküreye Ait Yarıyıllık Salınım
MQBO	: Mezoküreye Ait Yaklaşık İki Yılda Bir Meydana Gelen Salınım
MRG	: Mixed Rossby Gravity
MLT	: Mesosphere Lower Thermosphere
N	: Brunt-Vaisala frekansı
NmF2	: F2 Tepesinin Maksimum Elektron Yoğunluğu
PP	: Phillips-Perron Testi r : Korelasyon Katsayısı
SAO	: Yarıyıllık Salınım (Semi Annual Oscillation)
SSAO	: Stratoküreye Ait Yarıyıllık Salınım
SEKK	: Sıradan En Küçük Kareler Yöntemi
u	: Bölgesel Rüzgâr
y	: Yükseklik
z	: Logaritmik Basınç Yüksekliği

1. GİRİŞ

Atmosfer Yerküreyi çevreleyen, canlıları çok çeşitli dış etkilere karşı koruyan bir hava tabakasıdır. Atmosfer bulutların gezindiği ve meteorolojik olayların olup bittiği yerdir. 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 (Şekil 1.1).

Tropoküre atmosferin en alt tabakasıdır. Atmosferik olayların yoğun yaşandığı yerdir. Bu tabaka yüzeyden yaklaşık 10 km yüksekliğe kadar uzanır. Su buharı, basınç ve sıcaklık değişkenlikleri nedeniyle, bu ortam homojen değildir. 800 nm dalga boyundan daha büyük ışınlar, temelde H₂O ve CO₂ tarafından soğurulur. Bu tabakada en çok bulunan gazlar oksijen ve azot molekülleridir (Rishbeth, 1973).

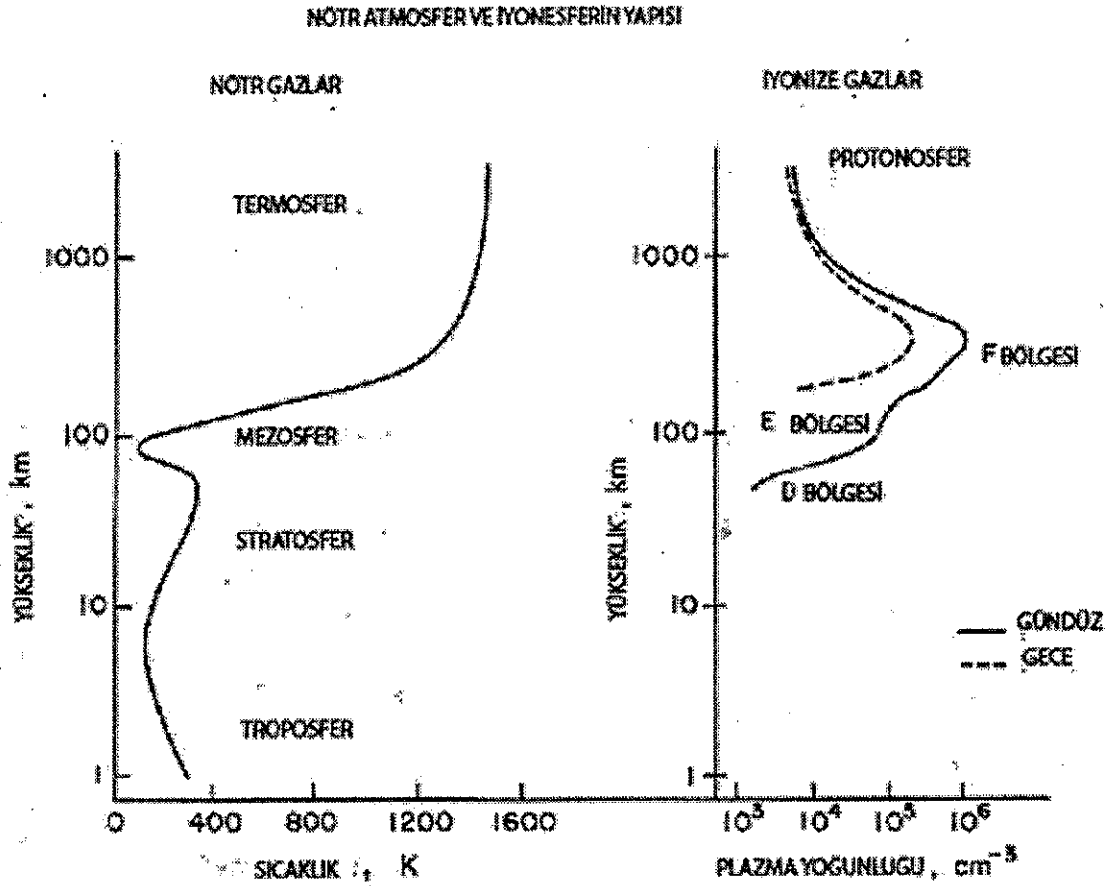
Stratoküre 10 km üzerindeki atmosfer bölgesine denilmektedir. Bu bölgede gazlar yaklaşık olarak 35 km yüksekliğe kadar yoğunluklarını korurlar. Stratoküre içinde yaklaşık 25 km yükseklikte ozon tabakası oluşur. Ozon tabakası doğal olarak UV (ultra viyole) ışınları ve O₂ moleküllerinin etkileşmesinden oluşmuştur. Ozon tabakası gelen zararlı ışınları soğurması nedeniyle Dünya üzerindeki canlı yaşamı için oldukça büyük önem arz etmektedir.

Mezoküre stratoküreden sonra gelen ve üst sınırı yaklaşık olarak 85 km'ye kadar uzanan bölgeye denir. Bu bölge atmosferin en soğuk bölgesidir. 175–200 nm dalga boyu arasındaki ışınlar oksijen molekülü tarafından soğurularak bu bölgeyi oluşturmuştur.

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

Egzoküre, 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).



Şekil 1.1. Atmosferin sıcaklık, fiziksel olaylar ve kimyasal bileşenlerine göre bölgelere ayrılışı (Rishbeth, 1973)

İyonküre, 50 km'den başlayan ve yaklaşık 1000 km'nin üzerinde yükseklerle kadar ulaşan bölgeye denilmektedir. İyonküre, Güneş ışınımının iyonlaştırma etkisinden dolayı meydana gelen iyonlardan, pozitif iyon, serbest elektron, nötr atom ve moleküllerden oluşmaktadır. Hemen hemen eşit sayıda serbest elektron ve pozitif iyonlar içerdiğinden dolayı burası doğal bir plazma olarak kabul edilir. İyonlaşma, iyon ve elektron yoğunlukları yükseklik, günlük, mevsimlik ve güneş aktivitesine göre değişir. İyonküre elektron yoğunluğuna göre üç bölgeye ayrılır. Bunlar; D bölgesi, E bölgesi ve F bölgesidir. F bölgesi kendi arasında F1 ve F2 olmak üzere iki bölgeye ayrılır. Bu bölgeler arasında elektron yoğunluğu bakımından en zengin bölge F2 bölgesidir (Aydoğdu, 1980, Rishbeth,1973).

Bu çalışmada ele alınan iyonkürenin E-bölgesi, dinamo bölgesi olarak da bilinir. Bu bölge D-bölgesinin hemen üstünde yaklaşık 90-140 km arasında yer alır. Belirli frekanslardaki radyo dalgaları bu bölgede yansıtılmaya başlarken, yansıtılan bu frekanstan biraz daha büyük frekanslı radyo dalgalarının sönümü de bu bölgede gerçekleşir.

Tıpkı D-bölgesinde olduğu gibi, bu bölgede de iyonlaşma seviyesi güneş battıktan sonra elektronların ve iyonların yeniden birleşmeleri sonucunda hızlı bir şekilde azalır. Fakat E-bölgesinin alt kısmında gece gerçekleşen geride kalan iyonlaşma radyo haberleşme spektrumu yüksek frekans High Frequency (HF) kısmından daha düşük frekanslardaki sinyallerin sönümüne neden olur. Bu bölgedeki iyonlaşma farklı ışın türlerinden kaynaklanır. İyonlaşmanın çoğu X-ışınları tarafından gerçekleştirilmesine rağmen aşırı ultraviyole (EUV) güneş ışınmaları da bu bölgede iyonlaşmaya katkıda bulunur.

Açık olarak, bu bölgede iyonlaşmaya neden olan ışınım yaklaşık 10 °A ve daha üstü Angstromlar arasında dalga boylarına sahiptir. E-bölgesi içinde oldukça yoğun iyonlaşmanın olduğu çok ince bölgeler oluşabilir. Bu bölgeler ara sıra görüldüğü için sporadik-E (Es) olarak isimlendirilirler. Bu bölgeler çeşitli mekanizmalar tarafından oluşturulabilirler ve çok çeşitli özelliklere sahiptirler. Es özel durumlarda meydana gelen yayılmanın bir türüdür. İsminden de anlaşılacağı üzere, Es'yi tahmin etmek kolay değildir.

QBO (Quasi Biennial Oscillation), ekvator bölgesi üzerindeki stratoküre de, 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, inertiagravity, Kelvin ve Rossby gravity dalgaları yardımıyla stratoküreden mezoküreye taşınmaktadır (Şekil1.3.). Mezokürede gezegensel dalgalar yardımı ile yerin jeomanyetik alan çizgileri boyunca iyonkürenin F2 bölgesine kadar ulaşabileceği öngörülmektedir (Chen, 1992).

Bu tezin amacı, ekvator bölgesi üzerindeki stratokürede gözlenen ve ekvator bölgesinde simetrik olarak doğu-batı yönlü, hemen hemen iki yılda bir meydana gelen salınımların, QBO (Quasi Biennial Oscillation), iyonkürenin E bölgesinde ara sıra oluşan Sporadik E tabakasının üzerindeki etkisini incelemektir. Çalışmada, bu

salınımların oluşum süreçleri, stratoküreden iyonküreye taşınma süreci ve Sporadik E bölgesi kritik frekansı (foEs) ile arasındaki ilişki incelenecektir.

1.1. 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 olmakla 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 oluşabilir ve ekvator bölgesindeki toplam ozon içeriği üzerinde etkilidir (Sağır, 2013).

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 yarımkürede gezegensel dalga genliği de büyük olduğundan dolayı ozon gibi bileşenlerde de QBO'nun etkisi görülebilir. Kuzey yarımkürede kış mevsiminde kutup girdapları ile etkileşen QBO yüksek enlemlerde 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).

1.1.1. 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,

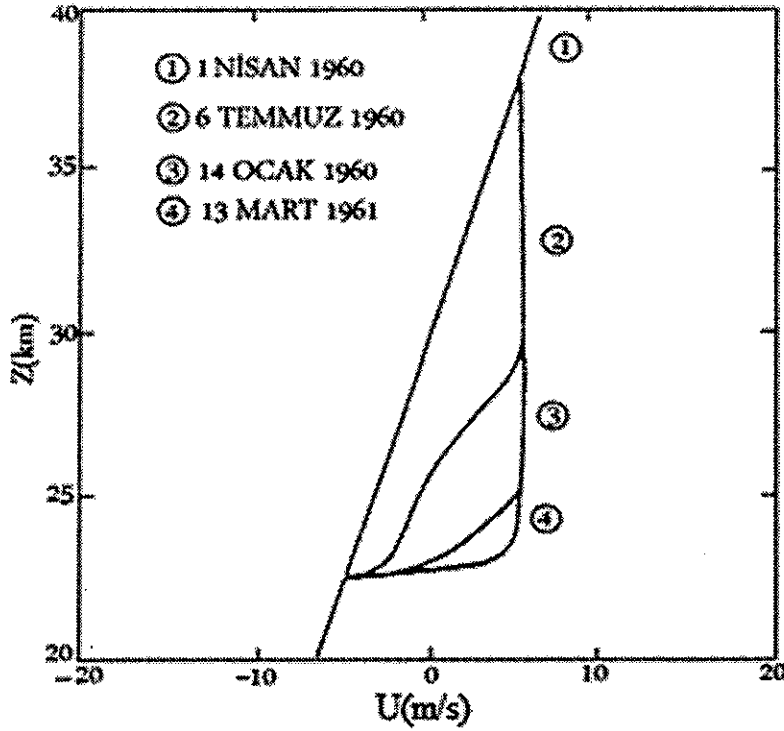
meteorolojik ve jeofiziksel parametrelerde QBO benzeri salınımları görmek için çalışmalar yapılmıştır (Baldwin vd., 2001; Artigas ve Eliasa, 2005; Sağır, 2013).

1960'lı yıllarda QBO teorisi ile ilgili 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 düzlemi parametresinin ($f = f_0 + \beta y$) bir yaklaşımıdır ve kuzey-güney doğrultusunda değiştiği varsayılır. Burada β bir sabittir. 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'nin 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 dağ dalgalarının (mountain lee waves) davranışının teorik çalışmasıdır. Dağ dalgalarının inertia gravity dalgalarına düşey yayılımına Lyra, Queney, Eliassen ve Palm'in çalışmalarında yer verilmiştir. Bu durum Şekil 1.2'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).



Şekil 1.2. Ortalama akımla gravity dalga ışınımının kritik seviyelerle etkileşiminden dolayı kesik bölgelerin "aşağı yönlü yayılımı" (Baldwin vd., 2001).

3) QBO' nun momentumunun yarı deneysel çalışılmasıdır. 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).

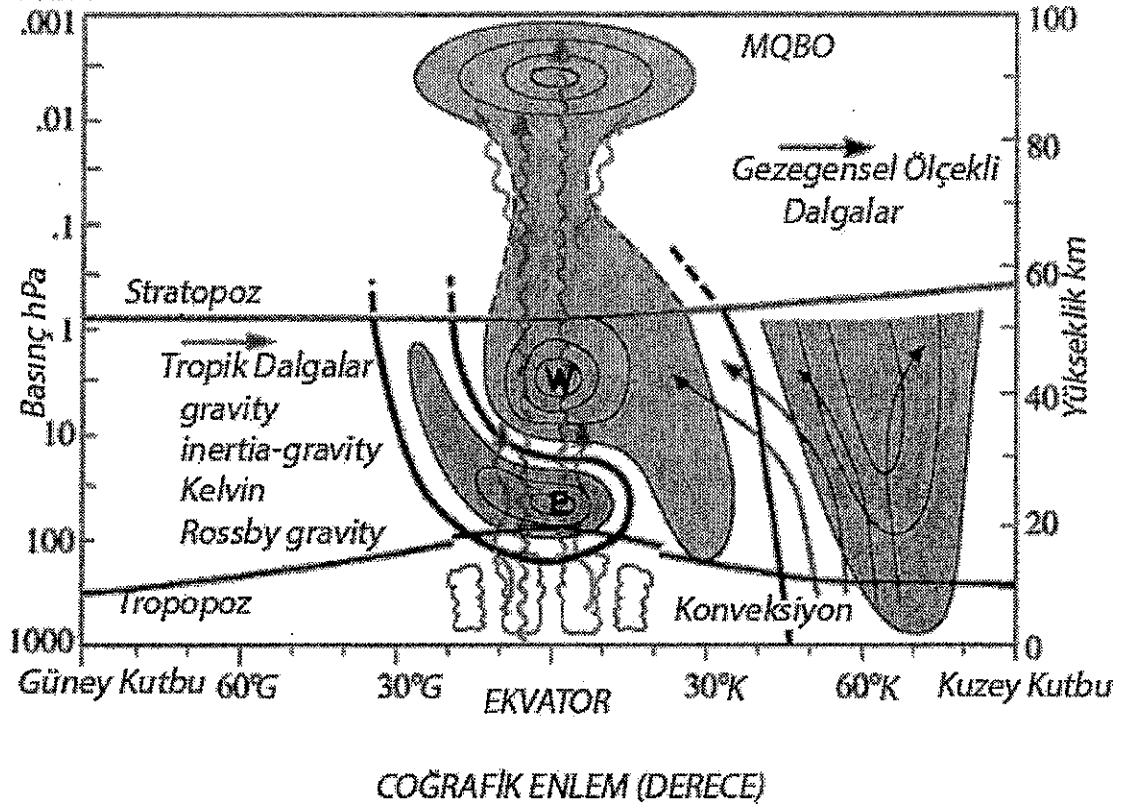
Düşey dalga yayılımının temelinde bir QBO modeli olduğu ilk olarak Holton ve Lindzen tarafında 1972'de yapılan bir çalışmada önerilmiştir. Stratokürenin üst bölgelerinde, yarıyıllık salınımların (Semi Annual Oscillation-SAO) kökeninde QBO önemli bir rol oynar. Fakat daha sonra yapılan çalışmalarda SAO'nun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

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 Çözünürlüklü 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 önerdikleri küresel ölçekli dalga modelleri ile keşfedilmiştir. Üst mezoküre ve alt termokürenin önemi yıllık değişimlerle de anlaşılabilir. Su buharı ve stratokürede bulunan metan gazı ile Hagan vd. 1999'da 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).

1.1.2. QBO Yayılımında Etkili Olan Dalgalar

QBO yayılımı üzerinde etkin olan dalgalar Şekil 1.3'de verilmiştir. Şekilde görüldüğü gibi QBO, dalgalar yardımı ile stratopozu aşarak MLT'ye kadar ulaşabilmektedir. Burada gezegensel dalgaların yardımıyla E bölgesi dinamosunu etkilemektedir. 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 dalgalarıdır.



Şekil 1.3. QBO'nun dinamik kontrollerinin şematik gösterimi (Sağır, 2013).

1.1.3. İnertiaGravity Dalgaları

İnertia gravity dalgaları sürekli akış durumundaki kütle yer değiştirmeleri ile ilişkilidir. Bu yer değiştirmeler hem kaldırma hem de dönme kuvvetine karşı bir direnç oluştururlar. Sonuçta salınımdan üretilen dalgalar, inertia gravity dalgası olarak bilinir (Mohanakumar, 2008).

QBO'nun batı yönlü kesilim fazı ortaya çıktığında, 1990 yılının Şubat-Mart aylarında 24 gün için (7.6 °G, 112.7 °B) 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 hızı ise 3 m/s civarındadır (Baldwin vd., 2001).

1.1.4. Gravity Dalgaları

Dünyanın çekim kuvveti ve atmosferik yoğunluk değişimi tarafından üretilen dengeye geri çağırıcı kuvvet, zorlayıcı kuvvet 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. Yer atmosferinde gravity dalgaları, mezoküre ve stratokürede üretilir. Bu bölgelerden daha sonra termoküresel yüksekliklere doğru yayılırlar ve aynı zamanda termokürede de üretilirler. 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 üretilir (Sağır, 2013).

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.

Alt iyonkürede iyon bileşenleri üzerine etkileyen gravity dalgaları, elektron ve iyon yoğunluğu uydu ölçümlerinden, elektron yoğunluğunun parçacık yansıması ise MF ve 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 (Christina, 2010).

Atmosferik gravity dalgaları iyonkürede tedirginlikler üretebilir. Bu tedirginliklerin ardından auroral iyonkürede enerjili parçacık yağışı, elektrik akımları ve mekanik zorlanmalar tarafından üretilen ışımaya sayesinde varlığını devam ettirir. İyonkürede atmosferik gravity dalga tedirginliklerinin diğer kaynakları, güçlü tropoküreye ait olaylar ve rüzgâr kesiklimi 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 iyonküreye 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 (Christina, 2010;Sağır, 2013).

1.1.5. Ekvator Bölgesi Dalgalar

Ekvator bölgesi dalgaları (Kelvin ve Rossby Gravity), ekvatora yakın atmosferik dalgalar olarak bilinir ve oldukça farklı karakterlere sahiptirler. Farklı mekanizmalar ile oluşurlar. Ekvator bölgesindeki dalgaların genliği coğrafik ekvatora yaklaştığında maksimum olur. Coğrafik ekvator dan uzaklaştıkça genliğin hızlıca azaldığı görülür. Bu dalgalar orta ve alt stratokürede QBO'dan, üst stratoküre ve alt mezokürede yıllık salınımdan sorumlu olarak kabul edilirler. Bu iki ekvator bölgesi dalgaları, alt stratoküredeki QBO üzerinde önemli rol oynar. Alt stratokürede Kelvin ve Rossby Gravity dalgalarının karakteristik özelliği Şekil 3.1' de (Baldwin vd., 2001).

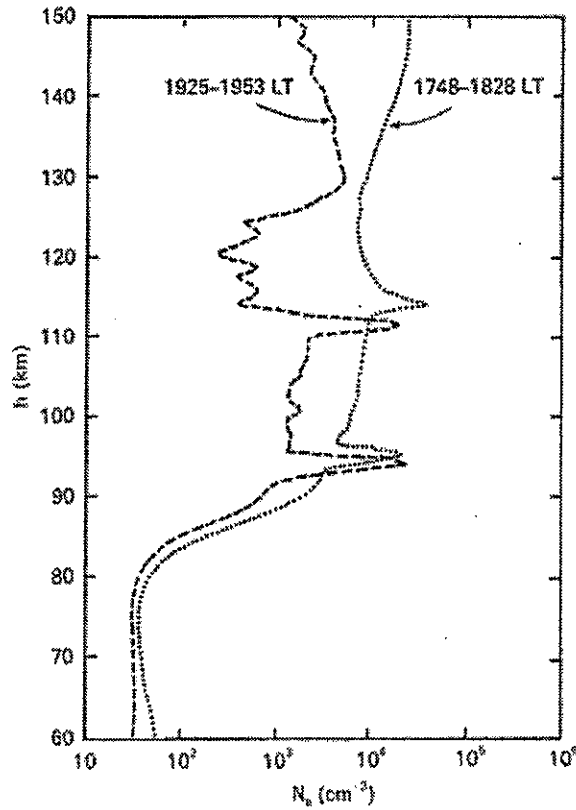
1.2. Sporadik-E

Sporadik E tabakaları 90 ile 120 km arasındaki yüksekliklerde E-bölgesindeki iyonlaşma artışlarıdır. Tabakalar ara sıra meydana gelir ve E bölgesindeki tüm yüksekliklerde görülebilirler. Tabaka yoğunlukları taban yoğunluklarından daha büyük mertebelere kadar yükselebilir ve tabakalardaki birincil iyonlar metaliktirler (örneğin Fe^+ , Mg^+). Nötr metal atomları meteorlar süresince oluşturulabilir. Foto iyonlaşma ile bu nötr atomların bir sonraki iyonlaşması ve yük değişimi uzun-ömürlü metalik iyonlara sebep olur. Sporadik E tabakalarının karakteristik bir özelliği tabakanın çok dar olmasıdır (0,6-2 km genişlik). Aynı zamanda, yükseklik olarak 6-10 km ile ayrılan çoklu tabakalar meydana gelebilir ve oluşumdan sonra tabakalar yavaş bir hızda (0,6-4 m/s) alçalmaya eğilimlidirler. Bazen ara sıra görülen Sporadik E tabakaları düzdürler ve yatay doğrultuda tekdüzedirler, oysa diğer zamanlarda onlar 20-130 m/s lik hızlarda yatay olarak hareket eden bulutlar (2-100 km boyutunda) gibidirler.

Sporadik E katmanı dikey ve yatay iyonogramlarda düzenli E katmanının en fazla iyonlaşmaya sahip olduğu yükseklikte görülmüştür. (Smith ve Matsushita,1962; Bowhill, 1966; Whitehead, 1969),

Radyo dalgaları çok yüksek frekanslara kadar (>75 MHz) Sporadik E katmanlarında tamamen ya da kısmen yansıtılabilmektedir. Bu etki radyo haberleşmesi için faydalı yada zararlı olabilir. Es katmanı kullanışlı frekans aralığını genişletebilir ve varlığı sistem tasarımı ve çalışmalarda verimli bir şekilde kullanılabilir (Smith ve Matsushita, 1962; Bowhill, 1966; Whitehead, 1969).

E bölgesinin en dikkat çeken anomalisi sıklıkla Es olarak kısaltılan Sporadik E'dir. İonogram üzerinde Sporadik-E, E tabakası için kullanılan daha yüksek frekanslara, örneğin 5 MHz in üzerinde, genişleyen sabit yükseklikteki bir yansıma olarak görülür. Uydu ölçümleri ve son zamanlardaki tutarsız-saçılma radarı ölçümleri orta enlemlerde, bu tabakaların çok ince, muhtemelen bir kilometre çapında daha küçük olduğunu göstermiştir (Şekil 1.4).

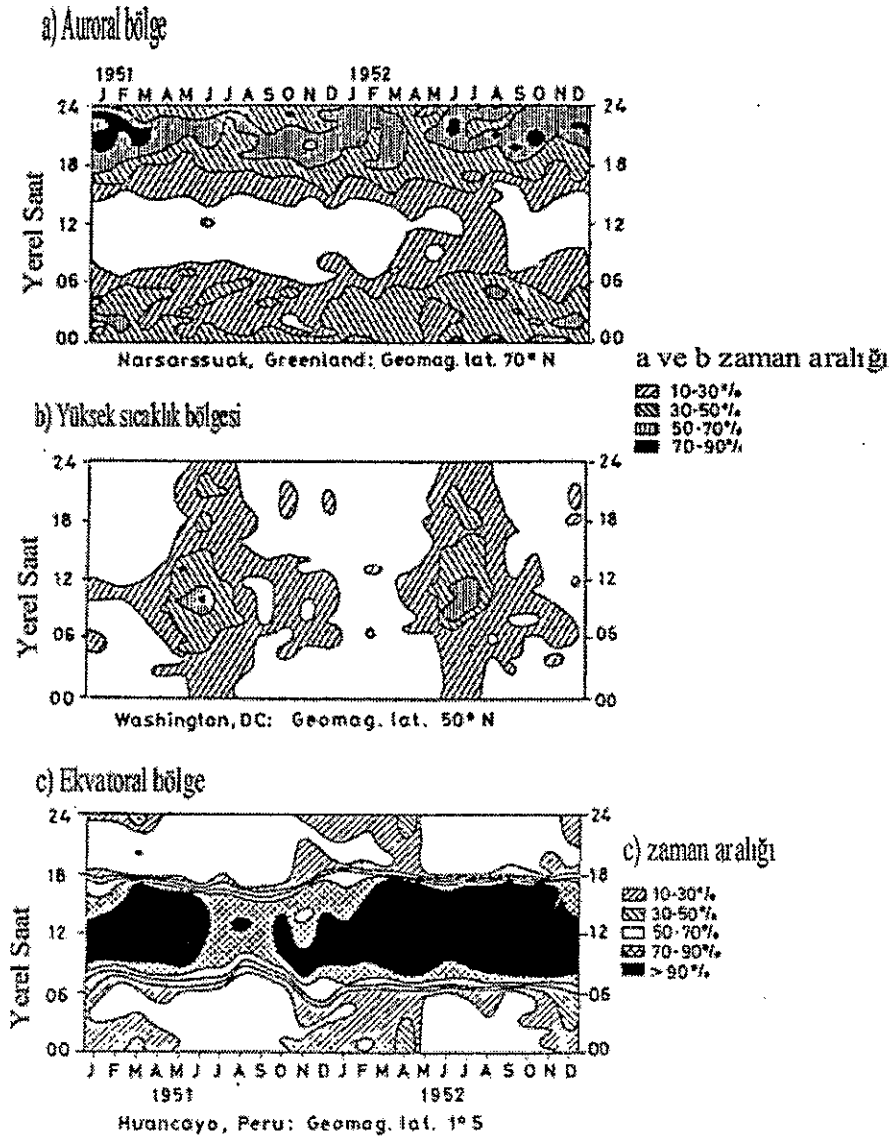


Şekil 1.4. Ocak 1981 yılında Arecibo 'da tutarsız saçılma radarı tarafından gözlenen bazı sporadic E tabakaları (Whitehead, 1969)

Şekil 1.5.'te yerel zaman ve mevsimsel olarak sporadik-E'nin meydana gelme olasılığını gösterilmiştir. Manyetik ekvator bölgesinde 20° yaklaşık 60° jeomanyetik kutuba doğru yüksek enlem bölgesi ve aradaki sıcak bölgeyi gösterir. Yüksek enlem bölgesindeki auroral bölge (yaklaşık olarak 60°-70° manyetik) ve kutup başı (aroral

bölgenin kutuplarına doğru) şeklinde alt bölümlere ayrılabilir. Özellikle ionogram üzerinde sporadik-E ile ilişkili tam bir sınıflandırma Piggott ve Rawer (1972) tarafından verilir. Genel olarak sporadik -E güneş ışınımının iyonlaştırıcısıyla doğrudan çok ilişki değildir. Sporadik E'nin günlük ve mevsimsel değişimleri Şekil 1.5 'te verilmiştir.

Bu şeklin a kısmında görüldüğü gibi Auroral bölgede geceleri yoğunluk en üst seviyede olur ancak mevsimsel olarak değişim göstermez. Yine şekilde görüldüğü gibi sıcaklığın etkisiyle meydana gelen Sporadik E yaz aylarında gün ortasında en üst seviyededir. Ekvatorial sporadik E ise her gün görülebilir ve mevsimsel olarak da değişir.



Şekil 1.5. Sporadik E'nin 3 türü için gündüz saatlerindeki mevsimlik oluşum desenleri. (Christina, 2010).

Sporadik E katmanı iyonlaşmasının fiziksel yapısı tam olarak bilinmemektedir. Ancak auroral, sıcaklık ve coğrafik ekvator bölgesi için mekanizmanın farklı olabileceği geniş bir kabul görmektedir. (Bowhill, 1966; Whitehead, 1969). Auroral bölgelerde yüksek enerjili parçacıkların sporadik E tabakasının oluşumunda önemli rolü olduğu görülmektedir (Bailey, 1968). Sıcak bölgelerde Es tabakası en iyi yukarı doğru olan atmosfer rüzgarları ve wind-shear (rüzgar kesilim) teorisi ile açıklanmaktadır. (Matsushita ve Reddy, 1968) Ekvator bölgesinde Sporadik E tabakasının oluşumu plazma kararsızlığı kavramı üzerine geliştirilen teorilerle açıklanır. (Farley, 1963; Waldteufel, 1965), (Axford ve Cunnold, 1968)

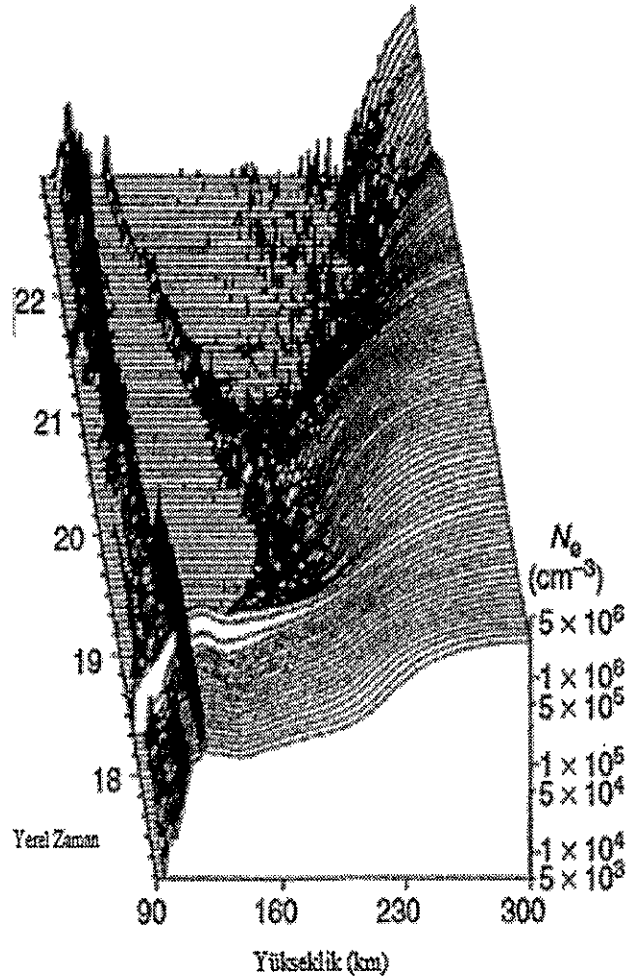
Sporadik-E özellikle düşük enlemlerde daha önemlidir. Sık sık 10 MHz e kadar radyo dalgalarını yansıtacak yeterli yoğunluklarda ve gün boyunca sıklıkla meydana gelir. Ana sebep ekvator bölgesindeki elektrojetdeki kararsızlıkların meydana gelmesidir.

Orta enlemlerde sporadik-E nin temel sebebi yükseklik ile rüzgâr hızının değişmesidir. Bir rüzgâr kayması manyetik alanın varlığında F bölgesini yükseltmek veya alçaltmak için termokürede ki nötr rüzgarın olanak sağladığına benzer bir mekanizma ile iyonlaşmayı sıkıştırmak için hareket eder. Sürecin zaman ölçeği nispeten uzun ömürlü iyonlara ihtiyaç duyar ve bunların Fe^+ , Mg^+ , Ca^+ ve Si^+ gibi meteor kökenli metalik iyonlar olduğu düşünülmektedir. Bu atomlar ayrışsalar da yeniden birleşmesi zordur. Bu yüzden birleşme katsayıları uzun ömürlü olan ($10^{-18} m^3 sn^{-1}$) iyonlaşama süreci ile aynıdır. Sıcak Sporadik-E 95-135 km'lik yüksekliklerde oluşmasına rağmen oluşma ihtimalinin en fazla olduğu yükseklik 110 km'dir. Bu tabaka yaz aylarında en fazla kuşluk vakti ve gün batımına yakın saatlerde oluşur. Bu tabakanın Mevsimsel değişimi karmaşıktır, Auroral Es 'in karakteri yaklaşık 60° manyetik enlemde aniden değişir (Christina, 2010).

Yüksek enlemlerde meydana gelen Sporadik-E, 1-10 keV enerji aralığındaki parçacıkların iyonlaştırmasıyla oluşur. Bu olay temelde manyetik aktivite ile ilişkili gece vakti olayıdır, fakat güneş lekeleri gibi değildir. Auroral Es'nin bulutları arora gibi sabahın erken saatlerinde doğuya doğru ve akşam saatlerinde batıya doğru 200 ve 3000 m/s arasındaki hızlarda sürüklenir. Bu tabaka kalın ya da ince olabilir. Kutup bölgelerinde sporadik-E farklı bir karaktere sahiptir. Bu tabaka zayıftır ve manyetik aktivite ile negatif bir korelasyon sergiler. Sporadik-E nin özellikleri ve nedenleri

Whitehead (1970) tarafından ayrıntılı bir şekilde gözden geçirilmiştir. Sporadik-E bazı durumlarda (örneğin ekvator tipi) kısmen şeffaf olmasına rağmen F-bölgesine başka şekilde nüfuz edebilen sinyalleri yansıtabildiği için radyo yayılımında önemlidir. Sporadik-E tabakası içindeki düzensizliklerin boyutları radyo dalga boyunun yarısı ile karşılaştırılabilir olursa, radyo dalgalarını saçabilir ve onlar zaman zaman F-bölgesindeki düzensizlikler, bu olayın nedeni olmasına rağmen iyonosferi geçen sinyallerin parıldamasına neden olabilir (Christina, 2010)

Sporadik E tabakasının bir örneği Şekil 1.6 'da gösterilmiştir. Şekil, 7 Mayıs 1983 de Arecibo tutarsız saçılma radarı tarafından ölçüldüğü gibi farklı zamanlarda yüksekliğin bir fonksiyonu olarak elektron yoğunluğu profillerini gösterir.



Şekil 1.6. Hem Sporadic E tabakası hem de azalan bir ara tabaka zamanda seçilen yüksekliğe karşı elektron yoğunluğu profillerini gösterilmesi. (Whitehead,1970)

Evrensel zaman ile 17:10 ve 19:10 aralığında (UT), yaklaşık $5 \times 10^5 \text{ cm}^{-3}$ maksimum elektron yoğunluğuna sahip bir Sporadik E tabakası 116 km' de yükseklikte görüldü. Güneş battıktan sonra (18: 10), F bölgesi altındaki yüksekliklerde yoğunluklar hızlıca azalır ve derin bir çukur oluşur. Fakat Sporadik E tabakası kalıcıdır, ancak 114 km' ye alçalır ve maksimum elektron yoğunluğu yaklaşık $1 \times 10^4 \text{ cm}^{-3}$ e azalır. 19: 10 UT'den sonra 105 km ye ininceye kadar alçalmaya devam eder ve 21:48 UT'ye kadar elektron yoğunluğu azalmaya devam eder. Daha sonra tabaka yoğunluğu artmaya başlar.

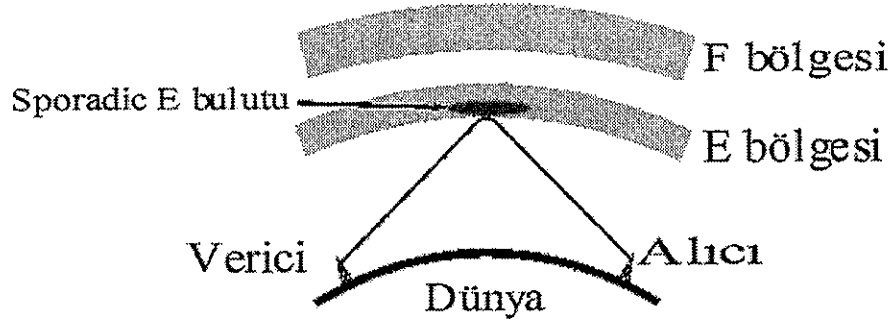
Orta enlemlerde sporadik E-tabakaları öncelikli olarak rüzgâr makaslarının bir sonucudur, fakat onlar günlük, yarı-günlük gelgitler bir de gravity dalgaları tarafından da oluşturulabilirler. Tabakalarda dikey iyon sürüklenmesinin doğrultusu yükseklikle değiştiği zaman oluşurlar ve iyon sürüklenmesinin yakınsadığı yüksekliklerde meydana gelirler. E-bölgesindeki dikey iyon sürüklenmeleri, $\mathbf{u} \times \mathbf{B}$ dinamo etkisine göre öncelikli olarak bölgesel nötr rüzgarlardan kaynaklanır. (\mathbf{u} bölgesel rüzgardır ve \mathbf{B} yeni manyetik alandır). Böylece, yükseklikle bölgesel nötr rüzgarın geri çevrilmesi iyon yakınsama ve ıraksama bölgeleri ile sonuçlanacaktır. Yakınsama bölgelerinde iyonlar toplanır, fakat moleküler iyonlar (NO^+ , O_2^+ , N_2^+) hızlıca yeniden birleştiği için, devamlılığını sürdüren ve Sporadik E-tabakalarında hakim olan uzun ömürlü metalik iyonlardır. Ekvator bölgesinde kararsızlık değişimi de Sporadik E-tabakalarının oluşumunda önemli bir rol oynar, oysa yüksek enlemlerde onlar iletim elektrik alanları tarafından oluşturulabilirler (Christina, 2010).

Sporadik E-tabakalarının aksine, ortadaki tabakalar geniştir (10-20 km genişliğinde), moleküler iyonlardan oluşurlar (NO^+ , O_2^+) ve 120-180 km lik yüksekliklerde meydana gelirler. Onlar sıklıkla E ve F bölgeleri arasında çukur olarak geceleyin görünürler, fakat onlar gündüz de meydana gelebilirler. Onlar F-bölgesinin alt kısmında oluşmaya eğilimlidirler ve daha sonra gece boyunca E-bölgesine doğru yavaşça alçalır. Sporadik E-tabakalarında olduğu gibi, ortadaki tabakalar da tüm yüksekliklerde meydana gelebilirler, büyük bir yatay boyuta sahip olabilirler, taban yoğunluklarına göre bir dereceye kadar yoğunluk artışına sahiptirler. Şekil 1.6 bu oluşumun bir örneğini gösterir ve akabinde 7 Mayıs 1983'de yaklaşık 20:30 da görülen 160 km'den 120 km'ye bir orta tabakanın aşağı yönlü alçalmasını gösterir (Christina, 2010).

Orta tabakalar esas olarak yarı-günlük gelgitler ile ilişkili rüzgâr makaslarının bir sonucudur. E-F bölge çukurunda (130-180 km), boylamsal nötr rüzgar temel olarak aşağı ve yukarı yönlü iyon sürüklenmelerinden sorumludur. Nötr rüzgarlar kutuplara doğru eserken aşağı yönde, ekvatora doğru eserken ise yukarı yönde iyonların sürüklenmesine neden olur. Şayet yükseklikle rüzgârın doğrultusu değişirse (bir rüzgar makası), plazma yoğunluğu azalacak ya da yoğunluğu artacaktır. Rüzgâr makasında bir boşluk yükseklik olarak aşağı doğru hareket ettiği zaman, iyon yakınsama bölgesi ve böylece orta tabaka da alçalır. Gelgit hareketinin boylamsal rüzgâr bileşeni orta tabakaları oluşturmak için ana mekanizma olmasına rağmen, bu tabakaların dinamikleri bölgesel rüzgârlar, elektrik alanları ve gravity dalgaları tarafından etkilenebilirler (Christina, 2010).

1.2.1. Sporadik E Temelleri

Es iyonkürenin E bölgesinde yoğun iyonlaşma bulutları oluştuğunda görünür. İyonlaşma seviyesi güneş lekeli sayısının (GLS) maksimum olduğu dönemlerde ulaştığından yaklaşık beş kat fazla kadar olur. Sporadik E'den kaynaklanan yüksek iyonlaşma seviyeleri bu iyonlaşmış bulutlar tarafından kırılmış olan spektrumun (VHF) bölgesinde sinyalleri etkinleştirir. 150 MHz'e kadar olan frekansları etkileyebilir. Ayrıca iyonlaşma seviyeleri kayıpların genellikle düşük olduğu anlamına gelir. Genellikle düşük güçlü vericiler, Sporadik E aracılığıyla yansıtılabilir. Sporadik E iyonlaşma bulutları oluştuğu zaman, yoğunluk kararlı bir şekilde birikir. İlk olarak bu radyo spektrumunun düşük kısmındaki frekansları etkiler ve sonra yükselir. Etkilenebilen en yüksek frekanslar iyonlaşma seviyesi dahil bir çok faktöre bağlı olacaktır. Bu bir buluttan diğerine değişecektir. Sporadik E bulutları ile bulunan diğer faktör onların belli bir frekansın aşağısında yok olması ve bulutun durumuna bağlı olmasıdır (Şekil 1.7).



Şekil 1.7. Sporadik E-yayılmı (Axford ve Cunnold, 1968)

Verilen herhangi bir bulut için iyonlaşma seviyesi giderek artacak, maksimum değerine ulaşacak ve daha sonra tekrar azalacaktır. Sonuç olarak onlar sadece kısa bir zaman için daha yüksek frekansları etkileyebilir. Daha yüksek frekanslarda, sinyaller birkaç saatlik dönemler için yayılabilirler, oysa diğer zamanlarda koşullar sadece birkaç dakika için meydana gelecektir (Christina, 2010).

1.2.2. Sporadik E İyonize Bulutlar

Sporadik E bulutları, büyüklük olarak ve ayrıca iyonlaşmanın yoğunluğu olarak büyük ölçüde değişebilir. Bazı bulutlar birkaç metre çapında olabilirlerken bazıları da 200 km'nin üzerinde çaplarda olduğu görülmüştür. Aynı zamanda şekilsel olarak değişir. Bazıları yaklaşık olarak daire şeklinde iken bazıları da uzun ve incedirler. Gerçek şekilleri büyük önem arz etmemesine rağmen, onlar bazı istasyonların sporadik E yayılımını niçin deneyebileceğini bir dereceye kadar açıklar. Oysa diğerleri onu denemeyebilir veya istasyonların duyulabildiği alanları tamamen farklıdır.

Ayrıca bulutlar oldukça incedirler. E bölgesinin kendisi onlarca kilometrelik yükseklikleri kapsamaktadır. Fakat sporadik E bulutları normal olarak sadece onlarca metrelik kalınlıktadırlar. Sonuç olarak yansımalar elektron yoğunluğundaki oldukça keskin bir değişimin sonucu olarak meydana gelir. Sadece neredeyse rastgele Sporadik E bulutlarının oluşması değil aynı zamanda atmosferin üst kesimlerine ulaşan rüzgârların sonucu olarak da hareket eder. Rüzgârlar saatte 400 km hıza ulaşabilirler. Bu hareket sporadik E'de nispeten hızlı değişen atlamaya neden olabilir. Duyulan/parazitlenen sinyallerin kaynağı nispeten kısa bir süre içinde değişecektir.

1.2.3. Sporadik E Atlama Mesafeleri

Sporadik E bulutları E bölgesinin alt alanlarında oluşur. Sonuç olarak sinyallerin normal olarak duyulabildiği maksimum uzaklık yaklaşık 2000 km' dir. Açıkçası daha kısa mesafeler daha normaldir, oysa minimum uzaklık gerekli kırılma miktarı tarafından kontrol edilir. Daha kısa uzaklıklar için ışımanın daha yüksek açıları gereklidir ve bunlar yere geri yansıtılan sinyaller için daha büyük oranda kırılmayı gerektirir. Sporadik E bulutları rastgele olma eğiliminde olmasına ve normal E veya F iyonlaşması kadar yoğun olmamasına rağmen, özellikle bulutlardan yansımanın daha yaygın olduğu düşük frekanslarda çift sıçramalı yayılım tespit edilmiştir.

1.2.4. Sporadik E Oluşumu

Sporadik E oluşumu tahmin etmek çok zordur. Ancak onun oluşumuna ilişkin büyük miktarda istatistikî veri toplanmıştır. Sporadik E'nin oluşumunun yerkürenin bölgelerine göre değiştiği bulunmuştur:

Orta enlemlerde, genel olarak yaz aylarında meydana geldiği görülür. Kuzey yarımkürede Mayıs-Ağustos ayları arasında oluşan bu bölge, Haziran ayında en yüksek değerine ulaşır. Aynı zamanda en düşük değeri Aralık ayında oluşur. Benzer bir model güney yarımkürede Kasım-Şubat ayları arasında görülür. Genellikle spektrumun VHF bandındaki dalgalar sporadik E tabakasının oluşumunun ortalarında en fazla etkilenirler. Yani kuzey yarımkürede Haziran ve Temmuz, güney yarımkürede ise Ocak ve Şubat en fazla etkilenirler (Christina, 2010).

Kutup bölgelerinde sıklıkla Auroral olarak isimlendirilen sporadik E meydana gelir ve genel olarak sabah saatlerinde oluşur. Mevsimsel olarak büyük farklılıklar gösterir.

Ekvator bölgesinde sporadik E oluşumu öncelikle bir gündüz olgusudur ve konumundan dolayı tahmin edilebildiği gibi yıl boyunca çok az farklılık gösterir. Ayrıca oluşumu orta enlem bölgelerine göre daha siktir. Bu nedenle oluşum sebepleri de orta enlemlerinkinden farklıdır (Christina, 2010).

Ayrıca sporadik E'nin oluşumu günlük olarak ta farklılık gösterir. Orta enlemlerde biri öğlen civarında diğeri yaklaşık 19: 00 UT olmak üzere gün boyunca

iki ana pik görülebilir. Öğleden sonra açıklıkların sayısında hafif bir düşüş olur ve sabah erken ve akşam saatlerinde daha az açıklık vardır.

1.2.5. Sporadik E Arkasındaki Mekanizması

Sporadik E'yi oluşturan sebepler tamamen anlaşılmış değildir. Aşağıda verilen olaylar sporadik Enin oluşumunda etkili oldukları düşünülmektedir. Onun oluşumuna neden olan çeşitli olaylar arkasındaki mekanizma iyi anlaşılmış değildir. Onun oluşumuna sebebiyet veren çeşitli fenomenlerin olabileceği düşünülmektedir (Christina, 2010).

Meteorlar

Sporadik E'yi oluşturan etkenlerden biri atmosfere giren göktaşları olduğuna dair bazı kanıtlar vardır. Genellikle E bölgesinde yanan göktaşları sporadik E'nin oluşumunda etkili olabilirler.

Elektriksel fırtınalar

Elektriksel fırtınalar bulutların oldukça üst yüksekliklerine kadar çıkabilirler, E bölgesine kadar çıkabilen bu elektriksel fırtınalar sporadik E bulutlarının oluşumu için gerekli enerjiyi sağladıkları tahmin edilmektedir (Christina, 2010).

Auroral aktivite

Kış mevsiminde oluşan Sporadik E'nin auroral aktivite ile bağlantılı olduğu düşünülmektedir. Ayrıca manyetosferden atmosfere giren yüksek enerjili elektronların sonucunda da auroral sporadik E'nin oluştuğu tahmin edilmektedir.

Üst Atmosfer Rüzgarları

Bazı teorilerde, üst atmosferde hızlı hareket eden rüzgarların neden olduğu makaslama kuvvetlerinin özellikle orta enlem bölgelerinde bu yoğun iyonlaşma bulutlarına neden olabileceği ileri sürülmektedir.

Sporadik E'nin oluşumu ile ilgili daha fazla verinin toplanması ve bu bölge ilgili daha sağlam tahmin yapılmasını sağlayacaktır. İlginç bir bağlantı güneş lekeleri sayısının orta enlem bölgelerinde Sporadik E üzerinde bazı etkilerinin olduğu öngörülmektedir. Güneş lekeleri minimumlarının dönemi boyunca açıklıkların sayısının arttığı görülmüştür (Christina, 2010).

2. MATERYAL METOT

Çalışmanın amacı olan, ekvator bölgesi üzerindeki stratokürede gözlenen ve ekvator bölgesinde simetrik olarak doğu-batı yönlü, hemen hemen iki yılda bir meydana gelen salınımların (QBO) ile yine ekvator bölgesinde aralıklarla görülen yoğunlaşmış tabaka olan Sporadik E arasındaki ilişkinin olup olmadığını istatistiksel olarak incelemektir. Bu amaç doğrultusunda “<http://strat-www.met.fu-berlin.de>” adresinden alınan QBO verileri ile <http://spidr.ngdc.noaa.gov> adresinden Sporodik E verileri 4 farklı istasyon için alınarak, bu değişkenlerin aralarındaki ilişkinin istatistiksel olarak incelenmiştir. Bu incelemede zaman serilerine çoklu regresyon modeli uygulanmıştır.

Zaman serileri, bir zaman diliminden diğer bir zaman dilimine kadar değişkenlerin 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. 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 reddedilebileceği anlamına gelmektedir (Sağır, 2013).

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 (Christina, 2010).

Bu birim kök testi dışında KPSS (Kwiatkowski D., Phillips PCB., Schmidt P., Shin Y.) testi de her bir değişkenin durağanlığını etrafıca 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; Sağır, 2013).

Her üç test için de, değişkenlerin test istatistiğinin (τ) mutlak değerinin MacKinnon tarafından tablolştırılan 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 denklemdaki değişkenler arasındaki uzun dönemli ilişkinin Sıradan En Küçük Kareler (SEKK) yöntemi ile tahmin edilmesidir (Engle ve Granger, 1987). SEKK yöntemi ile denklemdaki değişken katsayıları tahmin edildikten sonra, bu regresyonun hata terimleri serisinin düzeyde durağan olup olmadığına bakılır.

$$\varepsilon_t = X_t - \beta_0 - \beta_1 Y_t - \beta_2 Y_t^2 \quad (4.1)$$

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 QBO ilişkisi Sağır, (2013) tarafından incelenmiştir. Bu çalışma referans alınarak, kullanılan regresyon denklemi bizim çalışmamız için;

$$foEs = \beta_0 + \beta_1 QBO + \beta_2 DummyDoğu + \beta_3 DummyBatı + \varepsilon \quad (4.2)$$

şeklinde ifade edilmiştir. Burada β_0 sabit, β_1 , β_1 ve β_3 regresyon katsayılarını, ε_t hata terimini ifade etmektedir. DummyDoğu QBO nun doğu yönlü bileşenini, DummyBatı QBO nun batı yönlü bileşenini temsil etmektedir.

3. BULGULAR VE TARTIŞMA

Çalışmanın bu bölümünde Cocos Island, Gibilmanna, Niue Island ve Tahiti istasyonları için sonuçlar ayrı ayrı hesaplanarak değerlendirilmiştir. Değerlendirmede her bir istasyon için öncelikle değişkenlerimiz olan foEs ve QBO'nun 10 hPa ve 70 hPa değerleri için durağanlığı analiz edildi. Ardından değişkenler arasında uzun dönemli bir ilişkinin varlığını belirleme yöntemi olan Eş Bütünleşme testi yapıldı. Uzun dönemli bir ilişkinin tespiti ile birlikte Çoklu Regresyon Modeli kullanılarak değişkenler arasındaki ilişki belirlendi.

3.1. Cocos Island İstasyonu İçin Analiz Sonuçları

Çizelge 3. 1 de Cocos Island istasyonu için birim kök testi sonuçları görülmektedir. Bu teste durağanlığın olabilmesi için, her bir değişkenin çizelgenin üst kısmında verilen değerinin mutlak değeri çizelgenin alt kısmında verilen McKinnon(1996) Kritik Değerlerinin mutlak değerinden büyük olması gerekmektedir. Çizelgedeki değerler analiz edildiğinde hem 10 hPa hem de 70 hPa yüksekliğinde her iki değişkenimizin de ADF ve PP testlerinde durağan olmadıkları görülmektedir. Bu yüzden durağan hale getirmek için değişkenlerimizin birinci farkları (D(QBO), D(foEs)) alınarak durağan hale getirilmiştir.

Çizelge 3.1. Cocos Island İstasyonu İçin Birim Kök Testi Sonuçları

Değişkenler	10 hPa için Testler			70 hPa için Testler		
	ADF	PP	KPSS	ADF	PP	KPSS
QBO	-2.32	-1.72	0.14	-1.74	-2.00	0.12
foEs	-2.99	-2.96	0.15	-2.99	-2.90	0.15
D(QBO)	-3.93	-3.90	0.13	-4.80	-4.80	0.07
D(foEs)	-6.63	-8.93	0.05	-6.63	-8.93	0.05
Anlamlılık Seviyeleri	McKinnon(1996) Kritik Değerleri					
1%	-4.24	-4.24	0.21			
5%	-3.54	-3.54	0.14			
10%	-3.20	-3.20	0.11			

Durağanlıkları belirlenen değişkenlerimiz arasında uzun dönemli bir ilişkinin olup olmadığı Eş Bütünleşme Testi ile araştırılmak istenmiştir. Bu durum Çizelge 3.2 de belirtilmiştir. Çizelgede uzun dönemli bir ilişkinin varlığı hem ADF değerinin McKinnon (1996) Kritik Değerlerinden mutlak değer olarak büyük olması hem de p-değerinin 0.05 ten küçük olması ile belirlenmiştir. Uzun dönemli ilişkinin varlığı %1 gibi çok güçlü bir oranda belirlenmiştir.

Çizelge 3.2. Cocos Island İstasyonu İçin Eş Bütünleşme test sonuçları

Regresyon Model	10 hPa için		70 hPa için	
	ADF	p-Değeri	ADF	p-Değeri
Model	-6.74	0.00	-3.98	0.02
Anlamlılık Seviyeleri	McKinnon (1996) Kritik Değerleri			
1%	-2.63			
5%	-1.95			
10%	-1.61			

Uzun dönemli bir ilişkinin varlığının ardından $\varepsilon_t = X_t - \beta_0 - \beta_1 Y_t - \beta_2 Y_t^2$ ile verilen regresyon modeli denkleminiz durağanlık analizi göz önüne alınarak

$$D(\text{foEs}) = \beta_0 + \beta_1 D(\text{QBO}) + \beta_2 \text{DummyDoğu} + \beta_3 \text{DummyBatı} + \varepsilon \quad (5.1)$$

şeklinde güncellenmiştir. Yeni oluşturulan model yardımıyla hesaplanan regresyon analizi sonuçları Çizelge 3.3 te verilmiştir. Kurulan modelin doğruluğu tablonun alt kısmındaki dört satırda verilen değerler ile de desteklenmektedir. Buradaki Durbin Watson değerinin 1.5 ile 2.5 arasında, Prob. (F-statistics) değerinin 0.05 ten küçük, Serial Cor. LM ve White Het. değerlerinin 0.05 ten büyük olması gerekmektedir. Çizelgede herbir değişkenin altında parantez içinde verilen ifadeler değişken için verilen sonuçların anlamlılık değerini vermektedir.

10 hPa yüksekliğindeki QBO ile kurulan modelde foEs deki değişimlerin yaklaşık % 69 ı (Adj.R²) QBO ve Dummy lerle açıklanabilmektedir. Bu açıklamada QBO nun 1 m/s lik artışı/azalışı foEs de yaklaşık 0.007 MHz lik bir artışa/azalışa sebep olmaktadır. Her iki yönü temsil eden Dummy değerlerinin de foEs nin değişiminde anlamlı oldukları görülmektedir.

70 hPa yüksekliğindeki QBO ile kurulan modelde foEs deki değişimlerin yaklaşık % 66 ı (Adj.R²) QBO ve Dummy lerle açıklanabilmektedir. Bu açıklamada QBO nun 1 m/s lik artışı/azalışı foEs de yaklaşık 0.01 MHz lik bir azalışa/ artışa sebep olmaktadır. Her iki yönü temsil eden Dummy değerlerinin de foEs nin değişiminde anlamlı oldukları görülmektedir.

Çizelge 3.3. Cocos Island istasyonu için regresyon analizi sonuçları

	10 hPa için	70 hPa için
β_0 (Sabit)	4.91 (0.00)*	-0.01 (0.01)*
β_1 (D(QBO))	0.007 (0.09)***	-0.01 (0.01)*
AR (1)	0.06 (0.01)*	----- (0.00)*
β_2 (DummyDoğu)	4.91 (0.00)*	4.73 (0.00)*
β_3 (DummyBati)	4.99 (0.00)*	4.50 (0.00)*
R ²	0.76	0.70
Adj. R ²	0.69	0.66
Durbin Watson	1.96	2.31
Prob. (F-statistics)	0.00	0.00
Serial Cor. LM	0.55	0.06
White Het.	0.49	0.30

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

3.2. Gibilmanna İstasyonu için Analiz Sonuçları

Çizelgede 3.4 de Gibilmanna istasyonu için Birim Kök Testi sonuçları görülmektedir. foEs değişkeninin ADF ve PP testlerinde durağan olduğu görülürken KPSS testinde durağan olmadığı görülmektedir. Ancak yapılan üç testin ikisinde durağan olası bu değişkenin durağan kabul edilmesi için yeterli bir sebeptir. Hem 10 hPa hem de 70 hPa yüksekliğindeki QBO değerlerinin ADF ve PP testlerinde durağan olmadıkları görülmektedir. Bu yüzden durağan hale getirmek için değişkenlerimizin birinci farkları (D(QBO)) alınarak durağan hale getirilmiştir.

Çizelge 3.4. Gibilmanna İstasyonu için Birim Kök Testi Sonuçları

Değişkenler	10 hPa için			70 hPa için		
	ADF	PP	KPSS	ADF	PP	KPSS
QBO	-1.48	-0.88	0.12	-0.59	-1.31	0.10
foEs	-4.43	-3.10	0.04	-4.43	-3.10	0.04
D(QBO)	-3.23	-3.22	0.21	-3.31	-3.33	0.18
Anlamlılık Seviyeleri	McKinnon(1996) Kritik Değerleri					
1%	-4.25	-4.24	0.21			
5%	-3.54	-3.54	0.14			
10%	-3.20	-3.20	0.11			

Durağanlıkları belirlenen değişkenlerimiz arasında uzun dönemli bir ilişkinin olup olmadığı Eş Bütünleşme Testi ile araştırılmak istenmiştir. Bu durum Çizelge 3.5'de belirtilmiştir. Çizelgede uzun dönemli bir ilişkinin varlığı her iki yükseklikteki QBO değerleri için hem ADF değerinin McKinnon (1996) Kritik Değerlerinden mutlak değer olarak büyük olması hem de p-değerinin 0.05 ten küçük olması ile belirlenmiştir. Uzun dönemli ilişkinin varlığı %1 gibi çok güçlü bir oranda belirlenmiştir.

Çizelge 3.5. Gibilmanna İstasyonu için Eş Bütünleşme Test Sonuçları

Regresyon Model	10 hPa için		70hPa için	
	ADF	p-value	ADF	p-value
Model	-3.90	0.00	-4.39	0.00
Anlamlılık Seviyeleri	McKinnon (1996) Kritik Değerleri			
1%		-2.63		
5%		-1.95		
10%		-1.61		

Uzun dönemli bir ilişkinin varlığının ardından $\varepsilon_t = X_t - \beta_0 - \beta_1 Y_t - \beta_2 Y_t^2$ ile verilen regresyon modeli denkleminiz durağanlık analizi göz önüne alınarak

$$foEs = \beta_0 + \beta_1 D(QBO) + \beta_2 DummyDoğu + \beta_3 DummyBatı + \varepsilon \quad (5.2)$$

şeklinde güncellenmiştir. Yeni oluşturulan model yardımıyla hesaplanan regresyon analizi sonuçları Çizelgede 3.6 da verilmiştir. Kurulan modelin doğruluğu tablonun alt kısmındaki dört satırda verilen değerler ile de desteklenmektedir. Buradaki Durbin Watson değerinin 1.5 ile 2.5 arasında, Prob. (F-statistics) değerinin 0.05 ten küçük, Serial Cor. LM ve White Het. Değerlerinin 0.05 ten büyük olması da modelimizin doğru kurulduğunu göstermektedir.

10 hPa yüksekliğindeki QBO ile kurulan modelde foEs deki değişimlerin yaklaşık % 94 gibi büyük bir oranı QBO ve Dummy lerle açıklanabilmektedir. Bu açıklamada QBO nun1 m/s lik artışı/azalışı foEs de yaklaşık 0.01 MHz lik bir artışa/azalışa sebep olmaktadır. Her iki yönü temsil eden Dummy değerlerinin de foEs nin değişiminde anlamlı oldukları görülmektedir.

70 hPa yüksekliğindeki QBO ile kurulan modelde foEs deki değişimlerin yaklaşık % 69 u QBO ve Dummy lerle açıklanabilmektedir. Bu açıklamada QBO nun1 m/s lik artışı/azalışı foEs de yaklaşık 0.05 MHz lik bir artışa/azalışa sebep olmaktadır. Her iki yönü temsil eden Dummy değerlerinin de foEs nin değişiminde etkili oldukları görülmektedir.

Çizelge 3.6. Gibilmanna istasyonu için regresyon analizi sonuçları

	10hPa için	70 hPa için
β_0 (Sabit)	3.52 (0.00)*	3.66 (0.00)*
$\beta_1(D(QBO))$	0.01 (0.00)*	0.05 (0.02)**
AR (1)	0.72 (0.00)*	0.60 (0.49)
β_2 (DummyDoğu)	3.52 (0.00)*	3.66 (0.00)*
β_3 (DummyBati)	3.34 (0.00)*	3.61 (0.00)*
R ²	0.97	0.77
Adj. R ²	0.94	0.69
Durbin Watson	2.25	2.00
Prob. (F-statistics)	0.00	0.00

Serial Cor. LM	0.42	0.92
White Het.	0.65	0.24

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

3.3. Niue Island İstasyonu için Analiz Sonuçları

Çizelge 3.7 de Niue Island istasyonu için Birim Kök Testi sonuçları görülmektedir. foEs değişkeninin ADF testinde durağan olduğu görülürken PP ve KPSS testinde durağan olmadığı görülmektedir. Hem 10 hPa hem de 70 hPa yüksekliğindeki QBO değerlerinin ADF ve PP testlerinde durağan olmadıkları görülmektedir. Bu yüzden durağan hale getirmek için değişkenlerimizin birinci farkları (D(foEs), D(QBO)) alınarak durağan hale getirilmiştir. Ancak KPSS testinde değişkenlerin durağanlığı her ne kadar sağlamasa da yapılan üç testin ikisinde durağan olması bu değişkenin durağan kabul edilmesi için yeterli bir sebeptir.

Çizelge 3.7. Niue Island İstasyonu için Birim Kök Testi Sonuçları

Değişkenler	10 hPa için			70 hPa için		
	ADF	PP	KPSS	ADF	PP	KPSS
QBO	-2.30	-1.72	0.14	-1.74	-2.00	0.12
foEs	-5.83	-2.79	0.04	-5.83	-2.79	0.04
D(QBO)	-3.93	-3.90	0.13	-4.80	-4.80	0.07
D(foEs)	-6.98	-5.38	0.08	-6.98	-5.38	0.08
Anlamlılık Seviyeleri	McKinnon (1996) Kritik Değerleri					
1%	-4.25	-4.24	0.21			
5%	-3.54	-3.54	0.14			
10%	-3.20	-3.20	0.11			

Durağanlıkları belirlenen değişkenlerimiz arasında uzun dönemli bir ilişkinin olup olmadığı Eş Bütünleşme Testi ile araştırılmak istenmiştir. Bu durum Çizelge 3.8 de belirtilmiştir. Çizelgede uzun dönemli bir ilişkinin varlığı her iki yükseklikteki QBO değerleri için hem ADF değerinin McKinnon (1996) Kritik Değerlerinden mutlak değer olarak büyük olması hem de p-değerinin 0.05 ten küçük olması ile belirlenmiştir. Uzun dönemli ilişkinin varlığı %1 gibi çok güçlü bir oranda belirlenmiştir.

Çizelge 3.8. Niue Island İstasyonu için Eş Bütünleşme Test Sonuçları

Regresyon Model	10 hPa için		70 hPa için	
	ADF	p-Değeri	ADF	p-Değeri
Model	-5.37	0.00	-5.36	0.00
Anlamlılık Seviyeleri	McKinnon (1996) Kritik Değerleri			
1%	-2.63			
5%	-1.95			
10%	-1.61			

Uzun dönemli bir ilişkinin varlığının ardından $\varepsilon_t = X_t - \beta_0 - \beta_1 Y_t - \beta_2 Y_t^2$ ile verilen regresyon modeli denkleminiz durağanlık analizi göz önüne alınarak

$$D(\text{foEs}) = \beta_0 + \beta_1 D(\text{QBO}) + \beta_2 \text{DummyDoğu} + \beta_3 \text{DummyBatı} + \varepsilon \quad (5.3)$$

şeklinde güncellenmiştir. Yeni oluşturulan model yardımıyla hesaplanan regresyon analizi sonuçları Çizelge 3.9 da verilmiştir. Kurulan modelin doğruluğu tablonun alt kısmındaki dört satırda verilen değerler ile de desteklenmektedir. Buradaki Durbin Watson değerinin 1.5 ile 2.5 arasında, Prob. (F-statistics) değerinin 0.05 ten küçük, Serial Cor. LM ve White Het. değerlerinin 0.05 ten büyük olması da modelimizin doğru kurulduğunu göstermektedir.

10 hPa yüksekliğindeki QBO ile kurulan modelde foEs deki değişimlerin yaklaşık % 79 gibi büyük bir oranı QBO ve Dummy lerle açıklanabilmektedir. Bu açıklamada QBO nun 1 m/s lik artışı/azalışı foEs de yaklaşık 0.01 MHz lik bir artışa/azalışa sebep olmaktadır. Her iki yönü temsil eden Dummy değerlerinin de foEs'nin değişiminde anlamlı oldukları görülmektedir.

70 hPa yüksekliğindeki QBO ile kurulan modelde foEs 'deki değişimlerin yaklaşık % 53 u QBO ve Dummy lerle açıklanabilmektedir. QBO ile foEs arasında pozitif bir ilişki vardır. Bu da QBO'nun 1 m/s lik artışı/azalışı foEs de yaklaşık 0.05 MHz lik bir artışa/azalışa sebep olduğu anlamına gelmektedir. Ayrıca her iki yönü temsil eden Dummy değerlerinin de foEs nin değişiminde etkili oldukları görülmektedir.

Çizelge 3.9. Niue Island istasyonu için regresyon analizi sonuçları

	10hPa için	70 hPa için
β_0 (Sabit)	3.68 (0.00)*	3.33 (0.00)*
β_1 (D(QBO))	0.01 (0.06)**	0.02 (0.00)*
AR (1)	0.63 (0.00)*	-0.85 (0.00)*
β_2 (DummyDoğu)	3.68 (0.00)*	3.33 (0.00)*
β_3 (DummyBatı)	3.64 (0.00)*	3.55 (0.00)*
R^2	0.85	0.63
Adj. R^2	0.79	0.53
Durbin Watson	2.01	1.89
Prob. (F-statistics)	0.00	0.00
Serial Cor. LM	0.54	0.80
White Het.	0.92	0.19

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

3.4. Tahiti İstasyonu İçin Analiz Sonuçları

Çizelge 3.10 da Tahiti istasyonu için Birim Kök Testi sonuçları görülmektedir. foEs değişkeninin ADF testinde durağan olduğu görülürken PP ve KPSS testinde durağan olmadığı görülmektedir. Hem 10 hPa hem de 70 hPa yüksekliğindeki QBO değerlerinin ADF ve PP testlerinde durağan olmadıkları sadece KPSS testlerinde durağan oldukları görülmektedir. Bu yüzden durağan hale getirmek için değişkenlerimizin birinci farkları (D(foEs), D(QBO)) alınarak durağan hale getirilmiştir.

Çizelge 3.10. Tahiti İstasyonu İçin Birim Kök Testi Sonuçları

Değişkenler	10 hPa için			70 hPa için		
	ADF	PP	KPSS	ADF	PP	KPSS
QBO	-0.29	-0.39	0.17	-1.13	-0.85	0.19
foEs	-4.08	-2.62	0.05	-4.08	-2.62	0.05
D(QBO)	-4.53	-4.63	0.45	-3.62	-4.17	0.26
D(foEs)	-5.43	-5.43	0.11	-5.43	-5.43	0.11
Anlamlılık Seviyeleri	McKinnon(1996) Kritik Değerleri					
1%	-4.24	-4.24	0.21			
5%	-3.54	-3.54	0.14			
10%	-3.20	-3.20	0.11			

Durağanlıkları belirlenen değişkenlerimiz arasında uzun dönemli bir ilişkinin olup olmadığı Eş Bütünleşme Testi ile araştırılmak istenmiştir. Bu durum Tablo 3.11 de belirtilmiştir. Çizelge uzun dönemli bir ilişkinin varlığı her iki yükseklikteki QBO değerleri için hem ADF değerinin McKinnon (1996) Kritik Değerlerinden mutlak değer olarak büyük olması hem de p-değerinin 0.05 ten küçük olması ile belirlenmiştir. Uzun dönemli ilişkinin varlığı %1 gibi çok güçlü bir oranda belirlenmiştir.

Çizelge 3.11. Tahiti İstasyonu İçin Eş Bütünleşme Test Sonuçları

Regresyon Model	10 hPa için		70 hPa için	
	ADF	p-value	ADF	p-value
Model	-4.21	0.00	-3.07	0.00
Anlamlılık Seviyeleri	McKinnon (1996) Kritik Değerleri			
1%		-2.63		
5%		-1.95		
10%		-1.61		

Uzun dönemli bir ilişkinin varlığının ardından $\varepsilon_t = X_t - \beta_0 - \beta_1 Y_t - \beta_2 Y_t^2$ ile verilen regresyon modeli denkleminiz durağanlık analizi göz önüne alınarak

$$D(\text{foEs}) = \beta_0 + \beta_1 D(\text{QBO}) + \beta_2 \text{DummyDoğu} + \beta_3 \text{DummyBatı} + \varepsilon \quad (5.4)$$

şeklinde güncellenmiştir. Yeni oluşturulan model yardımıyla hesaplanan regresyon analizi sonuçları

Çizelge 3.12 de verilmiştir. Kurulan modelin doğruluğu çizelgenin alt kısmındaki dört satırda verilen değerler ile de desteklenmektedir. Buradaki Durbin Watson değerinin 1.5 ile 2.5 arasında, Prob. (F-statistics) değerinin 0.05 ten küçük, Serial Cor. LM ve White Het. değerlerinin 0.05 ten büyük olması da modelimizin doğru kurulduğunu göstermektedir.

10 hPa yüksekliğindeki QBO ile kurulan modelde foEs deki değişimlerin yaklaşık % 58 i, QBO ve Dummy lerle açıklanabilmektedir. Bu yükseklikteki QBO ile foEs arasında pozitif bir ilişki görülmektedir. Bu durumda QBO' nun 1 m/s lik artışı/azalışı foEs de yaklaşık 0.01 MHz lik bir artışa/azalışa sebep olmaktadır. Her iki yönü temsil eden Dummy değerlerinin de foEs nin değişiminde anlamlı oldukları görülmektedir.

70 hPa yüksekliğindeki QBO ile kurulan modelde foEs deki değişimlerin yaklaşık % 47 si, QBO ve Dummy lerle açıklanabilmektedir. Bu yükseklikteki QBO ile foEs arasında negatif bir ilişki görülmektedir. Bu da QBO' nun 1 m/s lik artışı/azalışı foEs de yaklaşık 0.05 MHz lik bir azalışa/artışa sebep olduğu anlamına gelmektedir. Ayrıca her iki yönü temsil eden Dummy değerlerinin de foEs nin değişiminde etkili oldukları görülmektedir.

Çizelge 3.12. Tahiti İstasyonu İçin Regresyon Analizi Sonuçları

	10 hPa için	70 hPa için
β_0 (Sabit)	2.90 (0.00)*	3.05 (0.00)*
β_1 (D(QBO))	0.02 (0.02)**	-0.04 (0.09)***
AR (1)	0.586 (0.00)*	-0.04 (0.85)
β_2 (DummyDoğu)	2.90 (0.00)*	3.05 (0.00)*
β_3 (DummyBatı)	2.60 (0.00)*	3.07 (0.00)*
R^2	0.65	0.59
Adj. R^2	0.58	0.47
Durbin Watson	1.74	1.65
Prob. (F-statistics)	0.00	0.00
Serial Cor. LM	0.74	0.42
White Het.	0.55	0.86

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

4. SONUÇLAR

Bu çalışmada alt stratokürede yaklaşık 28-29 aylık periyotlarla meydana gelen ve daha önceki çalışmalarda dalgalar yardımı ile iyonküreye etki ettiği ifade edilen QBO ile iyonkürenin E bölgesinde aralıklarla meydana gelen Es tabakası arasındaki ilişki incelenmiştir. Bu inceleme yapılırken Es tabakası, foEs kritik frekansı ile ifade edilmiştir. Değişkenlerimiz olan foEs ve QBO ya çoklu regresyon modeli uygulanmıştır. QBO nun rüzgar olduğu ve yönünün de önemli olduğu düşünülerek modele Dummy ler eklenmiştir. Yapılan hesaplamalar sonucunda;

- İncelenen tüm istasyonlarda QBO ile foEs nin ilişkili olduğu
- foEs değişimler, 10 hPa yüksekliğindeki QBO nun 70 hPa daki QBO dan daha fazla açıklanabildiği
- 10 hPa daki QBO nun sürekli foEs ile pozitif ilişkili olduğu
- 70 hPa daki QBO nun foEs ile Tahiti ve Cacos Island istasyonlarında negatif, Niue Island ve Gibilmanna istasyonlarında pozitif ilişkili olduğu
- Rüzgar yönünü gösteren β_2 (DummyDoğu) ve β_3 (DummyBatı) nin tüm istasyonlarda foEs nin açıklanmasında etkili olduğu
- 10 hPa yüksekliğindeki QBO ile foEs deki değişimler, Cacos Island istasyonu için % 69, Gibilmanna istasyonu için % 94, Niue Island istasyonu için % 79 ve Tahiti istasyonu için %58 oranında açıklanabildiği
- 70 hPa yüksekliğindeki QBO ile foEs deki değişimler, Cacos Island istasyonu için % 66, Gibilmanna istasyonu için % 69, Niue Island istasyonu için % 53 ve Tahiti istasyonu için %47 oranında açıklanabildiği görülmüştür.

5. KAYNAKLAR

Artigas M. Z., Eliasa. A. G. 2005. The Equatorial Stratospheric QBO and Geomagnetic Activity. *J. Atmos. Sol.-terr. Phys.* 67, 1280-1286

Axford. W. I., Cunnold. D. M. 1968. The Wind-Shear Theory of Temperate Zone Sporadic-E. *Radio sci. 1 New Series*, 2, 191-197.

Aydoğdu, M. 1980. Ariel 4 Uyduyuyla Elde Edilen Elektron Yoğunluğu Verilerinin 70°-80° D ve 60°-70° B Boylamları Arasında İncelenmesi. Doktora Tezi, Dokuz Eylül Üniversitesi, Fen Fakültesi, İzmir.

Bailey, D.K. 1968. Some Quantitative Aspects of Electron Precipitation in and Near The Auroral Zone. *Rev. Geophys*, 6, 289-346.

Baldwin, M. P. 2001. Quasi- Biennial Oscillation. *Rev. Geophys*, 39, 179-229.

Bowhill, S. A. 1966. Papers of the Estes Park seminar on Sporadic-E. *Radio Sci. 1 New Series*, 2, 248-249

Chen, P. 1992. Evidence of the ionospheric response to the QBO. *Geophys. Res. Lett.*, 19, 1089-1092.

Christina Arras, 2010. A Global Survey of Sporadic E Layers based on GPS radio Occultations by champ, grace and formosat-3 cosmic, Doktora tezi, Deutsche GeoForschungs Zentrum, Almanya.

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.

Engle, R. F., Granger, C. W. 1987. Co-integration and error correction: representation, estimation, and testing. *Econometrica: Journal of the Econometric Society*, 251-276.

Farley, D. T. 1963. A plasma instability resulting in field-aligned.

Hagan, M. E., Burrage, M. D., Forbes, J. M., Hackney, J., Randel, W. J., Zhang, X. 1999. QBO effects on the diurnal tide in the upper atmosphere. *Earth Planets Space*, 51, 571-578.

Heaps, A., Lahoz, W. O'Neill, A. 2000. The Quasi-Biennial zonal wind Oscillation (QBO). Centre for Global Atmospheric Modelling, Department of Meteorology, University of Reading, İngiltere.

Hines, C. O., Reddy, A. 1967. On the propagation of atmospheric gravity waves through regions of wind shear, *J. Geophys. Res.*, 72, 1015-1033.

Holton, J. R., 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., Hargreaves, J. K. 2002. The high-latitude ionosphere and its effects on radio propagation. Cambridge University Press, İngiltere.

Lindzen, R. S. 1987. On the development of the teory of the QBO. *Am. Meteorol. Soc.*, 68, 329-337.

Matushita, S., Reddy C. A. 1968. The variations of neutral wind-shares in the E-region as deduced from blanketing E_s, J. Atmosph. Terr. Phys. 30, 747-762.

Mohanakumar, K. 2008. Stratosphere troposphere interactions: an introduction. Springer Science Business Media.

Piggott, W. R., Rawer, K. 1972. URSI Handbook of Ionogram Interpretation and Reduction. Chapter 4. Report UAG-23A, World Data Center A, NOAA, Boulder, Colorado.

Reed, R. J. Campbell, W. J., Rasmussen, L. A., Rogers, D. G. 1961. Evidence of a downward propagating annual wind reversal in the equatorial stratosphere. J. Geophys. Res., 66, 813-818.

Rishbeth, H. J. 1964. Atmosph. Terr. Phys. 657.

Rishbeth, H. 1967. A Review of Ionospheric F Region Theory. Proceedinds of The Ref. 55, 1.

Rishbeth, H. 1998. How the thermospheric circulation affects the ionospheric F2-layer. Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics, 60, 1385-1402.

Rishbeth, H. 1973. Physics and Chemistry of The Ionospheric Contemp. Phys, 14, 229-240.

Sağır, S. IRI-2001. Modeli ile Elde Edilen F2 Bölgesinin Maksimum Elektron Yoğunluğunun İncelenmesi. Yüksek Lisans Tezi, F.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, Elazığ. 2008.

Sağır, S. 2013. QBO'nun İyonesfer Üzerindeki Etkileri. Doktora Tezi, F.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, Elazığ.

Smith, E. K. Matsushita, S. 1962. Ionospheric Sporadic-E. Pergamon Press, New York, Amerika.

URL1: Poole, I., 2013 Resources and radio for electronic engineers Londra, İngiltere,

[\(http://www.radioelectronics.com/info/propagation/ionospheric/sporadic-e\)](http://www.radioelectronics.com/info/propagation/ionospheric/sporadic-e).(11.12.2013).

Waldteufel, P. 1965. Study of the instability associated with the equatorial Sporadic-E layer. Ann. Geophys. 21, 579-604.

Wallace, J. M., Newell, R. E. 1966. Eddy fluxes and the biennial stratospheric oscillation, Quart. J. Roy. Meteor.Soc., 92, 481-489.

Whitehead, J. D. 1970. Production and prediction of sporadic E. Rev. Geophys. Space Phys. 8, 65.

ÖZGEÇMİŞ

Haziran 1975 yılında Muş'ta doğdu. İlk, orta ve lise öğrenimini Hatay'da tamamladıktan sonra 2002 yılında Dicle Üniversitesi Fen Fakültesi Fizik Bölümü'nden mezun oldu. 2002 yılından beri çeşitli özel kuruluşlarda çalışmaktadır. Evli ve üç çocuk babasıdır.