

T.C.
AKDENİZ ÜNİVERSİTESİ



**BİR GÜNEŞ PATLAMASININ TERMOSFER-İYONOSFER SİSTEMİNDEKİ
ETKİLERİNİN İNCELENMESİ**

Volkan SARP

FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

UZAY BİLİMLERİ VE TEKNOLOJİLERİ

ANABİLİM DALI

DOKTORA TEZİ

**HAZİRAN 2024
ANTALYA**

T.C.
AKDENİZ ÜNİVERSİTESİ



**BİR GÜNEŞ PATLAMASININ TERMOSFER-İYONOSFER SİSTEMİNDEKİ
ETKİLERİNİN İNCELENMESİ**

Volkan SARP

FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

UZAY BİLİMLERİ VE TEKNOLOJİLERİ

ANABİLİM DALI

DOKTORA TEZİ

**HAZİRAN 2024
ANTALYA**

T.C.
AKDENİZ ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

BİR GÜNEŞ PATLAMASININ TERMOSFER-İYONOSFER SİSTEMİNDEKİ
ETKİLERİNİN İNCELENMESİ

Volkan SARP

UZAY BİLİMLERİ VE TEKNOLOJİLERİ

ANABİLİM DALI

DOKTORA TEZİ

HAZİRAN 2024

T.C.
AKDENİZ ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

BİR GÜNEŞ PATLAMASININ TERMOSFER-İYONOSFER SİSTEMİNDEKİ
ETKİLERİNİN İNCELENMESİ

Volkan SARP

UZAY BİLİMLERİ VE TEKNOLOJİLERİ

ANABİLİM DALI

DOKTORA TEZİ

Bu tez 24/06/2024 tarihinde jüri tarafından Oybirliği ile kabul edilmiştir.

Prof. Dr. Ali KILÇIK (Danışman)

Doç. Dr. Ahmet DERVİŞOĞLU

Doç. Dr. Murat KAPLAN

Dr. Öğr. Üyesi Salih Mehmed BOSTAN

Dr. Öğr. Üyesi Burçin DÖNMEZ

ÖZET

BİR GÜNEŞ PATLAMASININ TERMOSFER-İYONOSFER SİSTEMİNDEKİ ETKİLERİNİN İNCELENMESİ

Volkan SARP

Doktora Tezi, Uzay Bilimleri ve Teknolojileri Anabilim Dalı

Danışman: Prof. Dr. Ali KILÇIK

Eş Danışman: Doç. Dr. Erdal Yiğit

Haziran 2024, 89 sayfa

Güneş Patlamaları, güneş diskinde görülen ani ısıma artışlarıdır. Güneş patlamasından kaynaklanan ısıma artışının dünya atmosferindeki etkileri, günümüzde kullanılan iletişim ve konumlandırma teknolojilerinin aksamasına yol açmaktadır. İyonosfer-Termosfer sistemi atmosferin üst tarafında kalan sıcak ve iletken bir bölgedir. Bu bölgenin yapısı ve durumu, konumlandırma uydularının sinyalleri arasındaki faz gecikmesinden edan elde edilen Toplam Elektron Ölçütü verilerinde net bir şekilde açığa çıkmaktadır. Tez çalışması kapsamında Toplam Elektron Ölçütü verileri işlenerek, İyonosfer-Termosfer sisteminin X1.3 sınıfındaki örnek bir güneş patlaması sırasında gösterdiği değişkenlikler ve bozuntular araştırılmıştır. Örnek güneş patlaması seçilirken jeomanyetik aktivitenin ve gezegenler arasındaki ortamın sakin durumda olması gözetilerek patlama etkilerinin izole edilmesi amaçlanmıştır. Sonuç olarak güneş patlamasının İyonosfer-Termosfer sisteminde periyodik bozuntular oluşturduğu fakat bozuntu genliklerinin ve yaşam sürelerinin jeomanyetik alandan etkilendiği anlaşılmıştır. Elde edilen bulguları desteklemek ve patlama etkilerini daha detaylı araştırabilmek amacıyla küresel dolaşım modeli kullanılarak güneş patlamasının etkileri simüle edilmiştir. Simülasyon sonuçları, güneş patlamasının iyonosfer-termosfer sisteminde yol açtığı değişimleri genel hatlarıyla açığa çıkarmıştır.

ANAHTAR KELİMELELER: GCM, GNSS, Güneş Patlaması, İyonosfer, TEC, Termosfer, Uzay Hava Durumu

JÜRİ: Prof. Dr. Ali KILÇIK

Doç. Dr. Ahmet DERVİŞOĞLU

Doç. Dr. Murat KAPLAN

Dr. Öğr. Üyesi Salih Mehmed BOSTAN

Dr. Öğr. Üyesi Burçin DÖNMEZ

ABSTRACT

A STUDY ON THE RESPONSE OF THE THERMOSPHERE-IONOSPHERE SYSTEM TO SOLAR FLARE

Volkan SARP

PhD Thesis in Space Sciences and Technologies

Supervisor: Prof. Dr. Ali KILÇIK

Co-advisor: Assoc. Prof. Dr. Erdal Yiğit

June 2024, 89 pages

Sudden local radiation enhancements on the solar disk are known as solar flares. This radiation surge affects Earth's atmosphere, disrupting critical technologies such as communication, positioning and navigation. The Ionosphere-Thermosphere System is an extremely hot and conductive region situated in the upper atmosphere. The structure and state of this region can be deduced by the Total Electron Content (TEC) data, which are the product of the phase delays between signals of positioning satellites. This study process the TEC data to investigate the variability and disturbances in the Ionosphere-Thermosphere system during an X1.3 solar flare. The sample solar flare was chosen under conditions of low geomagnetic activity and a relatively quiet interplanetary environment to isolate the effects of the solar flare. The results concludes that the solar flare induced periodic disturbances in the Ionosphere-Thermosphere system, but the amplitudes and lifetimes of these disturbances were influenced by the geomagnetic field. To support these findings and further investigate the effects of the flare, a global circulation model was employed to simulate the impacts of the solar flare. The simulation results broadly elucidate the changes induced by the solar flare in the Ionosphere-Thermosphere system.

KEYWORDS: GCM, GNSS, Ionosphere, Solar Flare, Space Weather, TEC, Thermosphere,

COMMITTEE: Prof. Dr. Ali KILÇIK

Assoc. Prof. Dr. Ahmet DERVİŞOĞLU

Assoc. Prof. Dr. Murat KAPLAN

Asst. Prof. Dr. Salih Mehmed BOSTAN

Asst. Prof. Dr. Burçin DÖNMEZ

ÖNSÖZ

Bayrağı astronomi sembollerinden ibaret olan, istikbalin göklerde olduğunu bilen, duasını semâlara yönelten ve milli marşında yükselerek Arş’a değebileceğini bildiren Türk varlığının, uzay bilimleri ve teknolojileri alanında gerçekleştireceği yenilikçi atılımlarla gün geçtikçe güçleneceğine samimiyetle inanıyorum.

Gelişmekte olan iletişim, konumlandırma ve enerji altyapıları üzerinde hayati önem taşıyan uzay hava durumu olaylarından örnek bir tanesi üzerinde yapılan araştırmanın bu doğrultuda katkı sağlamasını dilerim.

6 yıl süren Doktora eğitiminin 4 yıllık süresi TÜBİTAK Bilim İnsanı Destek Programları Başkanlığı 2211-Yurt İçi Lisansüstü Burs Programı kapsamında desteklenmiştir.

Bu uzun süreçte her daim desteğini ve hoşgörüsünü sunarak motivasyon ve akademik özgürlük sağlayan danışmanım Prof. Dr. Ali Kılçık’a,

Eş-danışman olarak tez çalışmasını yakından takip ederek son haline giden yolda rehberlik eden George Mason University’den Doç. Dr. Erdal Yiğit’e,

Varlığını olanaklı kılarak destek ve fedakarlıklarını koşulsuz sunan aileme, içtenlikle teşekkür ederim.

İÇİNDEKİLER

ÖZET	i
ABSTRACT	ii
ÖNSÖZ	iii
AKADEMİK BEYAN.....	vi
SİMGELER VE KISALTMALAR	vii
ŞEKİLLER DİZİNİ	x
ÇİZELGELER DİZİNİ.....	xiii
1. GİRİŞ	1
2. KAYNAK TARAMASI	4
2.1. İyonosfer-Termosfer Sistemi	4
2.1.1. Tanımlayıcı özellikler	4
2.1.2. Dikine bağlaşım süreçleri	14
2.1.2.1. Alt atmosfer bağlaşımı	14
2.1.2.2. Manyetosfer bağlaşımı	16
2.1.2.3. Dahili bağlaşım	18
2.1.3. Değişkenlikler	20
2.1.4. Gözlem aygıtları	25
2.1.5. Modeller	28
2.1.6. Tarihçe	32
2.2. Güneş Işınması	34
2.2.1. Güneş ışıması ve fotokimya süreçleri	34
2.2.2. Güneş patlamaları ve etkileri	38
3. MATERYAL VE METOT	41
3.1. Uzay Hava Durumu	41
3.2. Toplam Elektron Ölçütü	43
3.3. Eşvreli Dalgacık Analizi	48
3.4. Küresel İyonosfer-Termosfer Modeli	49
3.4.1. Temel denklemler	50
3.4.2. Modelin çalıştırılması	56
4. BULGULAR VE TARTIŞMA	61
4.1. Güneş Patlamasının Toplam Elektron Ölçütüne Etkileri	61

4.2. Güneş Patlamasının Etkilerine Yönelik Simülasyon Çıktıları	67
4.3. Güneş Patlamasıyla İlişkili Çekimsel Dalgaların Olası Etkileri	73
5. SONUÇ	76
6. KAYNAKLAR	78
ÖZGEÇMİŞ	



AKADEMİK BEYAN

Doktora Tezi olarak sunduğum “BİR GÜNEŞ PATLAMASININ TERMOSFER-İYONOSFER SİSTEMİNDEKİ ETKİLERİNİN İNCELENMESİ” adlı bu çalışmanın, akademik kurallar ve etik değerkere uygun olarak yazıldığını belirtir, bu tez çalışmasında bana ait olmayan tüm bilgilerin kaynağını gösterdiğimi beyan ederim.

24/06/2024

Volkan SARP



SİMGELER VE KISALTMALAR

Simgeler:

O	oksijen atomu
Na	sodyum atomu
He	helyum atomu
Ar	argon atomu
N	azot atomu
N'	uyarılmış azot atomu
O_2	oksijen molekülü
OH	hidroksil molekülü
H_2O	su molekülü
H_2	hidrojen molekülü
N_2	azot molekülü
NO	nitrik oksit molekülü
O^+	atomik oksijen iyonu
O_2^+	moleküler oksijen iyonu
O'	birinci enerji seviyesine uyarılmış oksijen atomu
O''	ikinci enerji seviyesine uyarılmış oksijen atomu
e^-	elektron
e	elektrik yük miktarı
n_e	elektron sayı yoğunluğu
θ	enlem
ϕ	boylam
α	rekombinasyon hız sabiti
β	yük değişimi hız sabiti
L	elektron kaybının hız katsayısı
W	Watt
nm	nanometre
m^2	metrekare
km	kilometre
$\text{\AA}$	Angstrom
MHz	megahertz
kHz	kilohertz
$\sigma_{ }$	paralel iletkenlik
σ_P	Pedersen iletkenliği
σ_H	Hall iletkenliği
N	sayı yoğunluğu
$\mathcal{N}$	sayı yoğunluğunun logaritması
M	kütle
$\bar{m}$	sayı yoğunluğu ile ağırlıklandırılmış ortalama kütle
p	toplam basınç
u	hız vektörü

u_r	yarıçapsal (dikey) hız
u_θ	enlemsel hız
u_ϕ	boylamsal hız
ω	dönüş titreşimi frekansı
ν	çarpışma frekansı
κ	çarpışma ve dönüş titreşimi frekanslarının oranı
ρ	toplam kütle yoğunluğu
$\mathcal{R}$	kütle yoğunluğunun logaritması
$\mathcal{T}$	düzgeli sıcaklık
T	düzgesiz sıcaklık
$\mathcal{S}$	kaynak (toplam kazanç) terimi
$\mathcal{C}$	kimyasal kazanç ve kayıp toplamı
$\mathcal{Q}$	termal enerji kaynağı
K_e	girdap yayılım katsayısı
D	yayılım katsayısı
g	yerçekimi ivmesi
k	Boltzman sabiti
R_D	dünyanın yarıçapı
r	dünya merkezinden itibaren ölçülen yükseklik
Ω	gezegenin açısal hızı
$\mathcal{F}$	parçacıklar arasındaki sürtünme kuvveti
J_p	basınç düşümü etkisindeki akım
J_g	yerçekimi etkisindeki akım
$J_\parallel$	manyetik alana hizalı akım
E_p	polarizasyon elektrik alanı
$V_\parallel$	manyetik alan çizgisi boyunca sürüklenme hızı
$\mathbf{V}_{gr}$	güneş rüzgarının hızı
$\mathbf{E}$	elektrik alan
$\mathbf{B}$	manyetik alan
Φ	elektrostatik alan
Q	elektron kazancı
I	ışınma şiddeti
χ	zenit açısı
γ	iyonlaşma verimliliği
A	tesir kesiti
H	ölçek yüksekliği
Ψ	ana dalgacık fonksiyonu
W_p	dalgacık dönüşümü
a	dalgacık ölçeği
b	dalgacık ötelemesi
B	dalgacık dönüşümünün bant genişliği
C	dalgacık dönüşümünün merkez frekansı
$\mathbf{q}_e$	elektron ısı akışı
β^j	iyon sürüklenmesine bağlı dikey sönümlenme oranı

Kısaltmalar:

ABD	: Amerika Birleşik Devletleri
DE	: Dynamics Explorer
EBK	: Eşevre Büyüklüğünün Karesi
E.	: Terimin Türkçe eşanlamlısı
EVE	: Extreme-ultraviolet Variability Experiment
EZ	: Evrensel Zaman
FISM2	: Flare Irradiance Spectral Model Version 2
FTA	: Feature Tracking of Aurora (model)
GITM	: Global Ionosphere Thermosphere Model
GOES	: Geostationary Operational Environmental Satellites
GRACE-FO	: Gravity Recovery and Climate Experiment Follow-On Mission
HWM	: Horizontal Wind Model
IGRF	: International Geomagnetic Reference Field
İKN	: İyonosfer Kesişim Noktası
IMP	: Interplanetary Monitoring Platform
IRI	: International Reference Ionosphere
ISEE	: International Sun-Earth Explorer
İ.	: Terimin İngilizce karşılığı
İ-T	: İyonosfer-Termosfer
K.	: Terimin Kısaltması
KUNS	: Küresel Uydu Navigasyon Sistemi
MIT	: Massachusetts Institute of Technology
NASA	: National Aeronautics and Space Administration
NRLMSIS	: Naval Research Lab Mass Spectrometer Incoherent Scatter Model
SOLSTICE	: Solar Stellar Irradiance Comparison Experiment
SPDF	: Space Physics Data Facility
TEÖ	: Toplam Elektron Ölçütü
TIEGCM	: Thermosphere-Ionosphere-Electrodynamics General Circulation Model
TRUBA	: Türk Ulusal Bilim e-Altyapısı
WGS	: World Geodetic System
XPS	: X-Ray Photometer System

Bu tezde ondalık işareti olarak nokta (.) kullanılmıştır.

ŞEKİLLER DİZİNİ

Şekil 2.1. Atmosfer sıcaklığı (a) ve elektron yoğunluğunun (b) yükseklik profilleri (kaynak: NRLMSIS 2.0).	4
Şekil 2.2. Termosfer bileşenlerine ait sayı yoğunlukları (a) ve kütle karışma oranlarının (b) yükseklik profilleri. Gündüz değerleri düz çizgiyle, gece değerleri noktalı çizgiyle temsil edilmiştir. (kaynak: NRLMSIS 2.0).	5
Şekil 2.3. İyonosfer-Termosfer bölgesindeki fotokimyasal süreçler. Iınlr daire ile, iyonlar dörtgen ile temsil edilmiştir. Çeşitli tepkime ve iyonlaşma süreçlerini ifade eden oklar, üzerindeki etiketler kullanılarak tanımlanmıştır. Burada " $h\nu$ " fotoiyonizasyona, " e^* " fotoelektron tesiriyle iyonlaşmaya karşılık gelmektedir. Kendiliğinden ışıma süreçleri "rad." etiketi ile belirtilmiştir. Kimyasal tepkimeler ise, diğer tepken bileşen ile etiketlenmiştir (kaynak: Richards ve Voglozin 2011).	6
Şekil 2.4. Dönüş titreşimi ile çarpışma frekansları oranının iyonlar (κ_i) ve elektronlar (κ_e) için yüksekliğe bağlı değişimi. Kelley (2009)'dan uyarlanmıştır.	8
Şekil 2.5. Paralel, Pedersen ve Hall iletkenlikleri için yükseklik profilleri. Gündüz değerleri düz çizgiyle, gece değerleri noktalı çizgi ile temsil edilmiştir (kaynak: IRI2016 ve NRLMSIS 2.0).....	9
Şekil 2.6. Sakin güneş akım sisteminin bir gösterimi. Akım yönü eşyükselti çizgileri üzerindeki oklar ile ifade edilmiştir. Her eşyükselti arasında 20 kA fark bulunmaktadır. Güneşin tam tepede olduğu konum koyu renkli daire ile gösterilmiştir. (kaynak: Çelik 2013)	10
Şekil 2.7. İyonosferin ekvator uymazlığını vurgulamak amacıyla rasgele bir günün öğleden sonrasına yönelik toplam elektron içeriğinin küresel dağılımı (a) ve bu uymazlığın oluşum mekanizmasını açıklamak amacıyla şemalaştırılan elektron yoğunluğunun enlem-yükseklik profili (kaynak: Pffaf 2012)	11
Şekil 2.8. İlkbahar gündönümü civarında CHAMP uydusunun nötral kütle yoğunluğu (a) ve elektron sayı yoğunluğu (b) eşzamanlı ölçümlerinin zamana ve enleme göre değişimi. Ekvator uymazlıklarını vurgulamak amacıyla yörüngedeki her turda karşılaşılan doruk değerleri + sembolü ile belirtilmiştir (kaynak: Lei vd. 2010).	12
Şekil 2.9. Ekvator üzerinde yerçekiminden kaynaklanan akım sistemi (a) ve basınç düşümünden kaynaklanan akım sistemi (b). Bu iki paneldeki veriler eşzamanlı olarak sonbahar gündönümü civarında güneş aktivitesinin yüksek olduğu temsili bir andaki TIEGCM sonuçlarından uyarlanmıştır. Basınç düşümünden kaynaklanan akım sisteminin manyetik alana hizalanmış akımlar ile olan etkileşimi ayrıca şemalaştırılmıştır (c) (kaynak: Alken vd. 2016).....	13
Şekil 2.10. Farklı yüksekliklerdeki yatay rüzgar ve sıcaklık dağılımı (kaynak: GITM) 15	

Şekil 2.11. İ-T sisteminin manyetosfer ile bağlaşımında rol alan manyetik alan çizgileri (siyah okları), elektrik alanları (kırmızı oklar) ve akım sistemleri (yeşil, mavi ve mor renkli oklar). Yeşil ve mavi oklar sırasıyla dışarı ve içeri yönlü alan-hizalı akımları temsil etmektedir. Kutup dairesi bölgesinde yer alan Pedersen akımları mor renk ile çizilmiştir. Elektrik alanların taşınma süreçleri 1 ve 2 numaralı noktalı çizgiler ile gösterilmiştir. Güneş rüzgarı (V_{gr}) sayfa düzleminden dışarıya doğrudur. Pfaff (2012)'den uyarlanmıştır.	16
Şekil 2.12. Kuzey kutbundaki konveksiyon ve elektrik akım yapılanmasının üstten görünümü. Milan (2021)'den uyarlanmıştır.	18
Şekil 2.13. Joule ısıtmasının İ-T bölgesindeki etkileri. Prölss (1997) ve Lu vd. (2016) çalışmalarından uyarlanmıştır.	19
Şekil 2.14. 2009 yılının Haziran (a) ve Aralık (b) aylarında iyonosferin doruk elektron yoğunluğu değerlerinin yerel saate ve enleme göre değişimi. Sai Gowtam ve Tulasi Ram (2017)'den uyarlanmıştır.	21
Şekil 2.15. 1979 yılı boyunca ölçülen nötral yoğunluk değerlerinin 400 km yükseklikteki küresel ortalamalarının zamansal değişimi (a) ve bu değişimin ilk 4 harmonik bileşeni (b). Qian ve Solomon (2011)'den uyarlanmıştır.	22
Şekil 2.16. Ekinoks (a), Haziran (b) ve Aralık (c) aylarında yerel zamana göre 09-18 saatleri arasında dalga aktivitesinden kaynaklanan nötral yoğunluk değişkenliğinin 2001–2005 yılları arasındaki ortalama değerleri. Değişkenlikler, ortalama yoğunluklardan (ρ_{ort}) sapmaların ($\delta\rho$) oranı cinsinden ifade edilmiştir. Park vd. (2014)'den uyarlanmıştır.	23
Şekil 2.17. Gelgit etkilerini temsil eden ortalama dikey plazma hızlarının yerel saat, boylam ve mevsime göre değişimi. Fejer vd. (2008)'den uyarlanmıştır.	24
Şekil 2.18. Yeryüzünden ve atmosfer üzerinden yapılan güneş ışınım tayfı ölçümlerinin karşılaştırılması. Rottman (2006)'dan uyarlanmıştır.	35
Şekil 2.19. F1 ve F2 katmanlarının oluşumuna yönelik diagram. Yonezawa (1966) çalışmasından uyarlanmıştır.	38
Şekil 3.1. Güneş patlamasının gerçekleştiği 30 Mart 2022 gününe ait uzay hava durumu göstergeleri.	42
Şekil 3.2. Görüş hattındaki TEÖ ölçümünden dikey TEÖ elde edilme sürecini gösteren şematik çizim.	44
Şekil 3.3. Örnek bir yer istasyonu-uydu eşleşmesi sırasında kaydedilen TEÖ değerleri (siyah kesikli çizgi) ve bu değerlerin filtrelenmiş hali (siyah düz çizgi). Bu ikisi arasındaki fark kırmızı renkle gösterilmiştir.	45
Şekil 3.4. TEÖ-fark verilerinin boylamsal ortalamalarının zamana ve boylama göre değişimi.	46

Şekil 3.5. Gündoğumu hattının geçişi sırasında 11:30 EZ (a) ve 12:45 EZ (b) anlarındaki 2 boyutlu TEÖ-fark görüntüleri.	47
Şekil 3.6. 45° Kuzey Enlemindeki TEÖ-fark verilerinin zamana ve boylama göre değişimi.	48
Şekil 3.7. GITM mekansal grid yapılanmasında kullanılan örnek bir blok ve blok içerisinde yer alan hücreler. Blok ve içerisindeki hücrelerin mekansal uzanımları gerçek ölçeklerde çizilmemiştir.	58
Şekil 3.8. Güneş patlamasını takip eden 3 saat boyunca güneş tayfındaki ışıma şiddetlerinin değişimi.	59
Şekil 3.9. Simülasyon sonuçlarının gözlemler ile karşılaştırılması.	60
Şekil 4.1. TEÖ-fark verilerinin boylamsal ortalamalarının zamana ve boylama göre değişimi.	61
Şekil 4.2. Batı yakası için eşvireli dalgacık analizi sonuçları (a) ve TEÖ-fark verilerinin zamansal değişimi (b).	62
Şekil 4.3. Batı yakası için eşvireli dalgacık analizi sonuçları (a) ve TEÖ-fark verilerinin zamansal değişimi (b).	64
Şekil 4.4. Batı yakasında 22:00-23:00 EZ aralığında hareketli bozuntu oluşumunun 2 boyutlu TEÖ-fark haritalarındaki görünümü.	65
Şekil 4.5. Hareketli bozuntunun hızını ve periyodunu ölçmek için uygulanan çapraz korelasyon analizinin sonuçları.	66
Şekil 4.6. İlin yoğunluğuna ait simülasyon sonuçlarının analizi. Batı (a) ve Doğu (b) yakasını temsil eden konumlardaki yoğunluğun zamana ve yüksekliğe bağlı olarak değişimi. Güneş patlamasının Batı (c) ve Doğu (d) yakalarındaki etkilerinin zamana ve yüksekliğe bağlı olarak değişimi.	68
Şekil 4.7. Elektron yoğunluğuna ait simülasyon sonuçlarının analizi. Batı (a) ve Doğu (b) yakasını temsil eden konumlardaki elektron yoğunluğunun zamana ve yüksekliğe bağlı olarak değişimi. Güneş patlamasının Batı (c) ve Doğu (d) yakalarındaki etkilerinin zamana ve yüksekliğe bağlı olarak değişimi.	69
Şekil 4.8. Batı ve Doğu yakasını temsil eden konumlardaki $\Sigma O/N_2$ oranının zamana bağlı değişimi.	71
Şekil 4.9. Dikey rüzgarlara ait simülasyon sonuçlarının analizi. Batı (a) ve Doğu (b) yakasını temsil eden konumlardaki dikey rüzgarların zamana ve yüksekliğe bağlı olarak değişimi. Güneş patlamasının Batı (c) ve Doğu (d) yakalarındaki etkilerinin zamana ve yüksekliğe bağlı olarak değişimi.	72
Şekil 4.10. Doğu ve batı yakalarındaki çekimsel dalgaların iyon sürüklenmesine bağlı sönümlenme oranlarının karşılaştırılması. En dış halka sönümlenmenin doruk değerini ifade etmektedir.	74

ÇİZELGELER DİZİNİ

Çizelge 3.1. GITM dahilindeki temel İyonosfer-Termosfer bileşenleri.....	50
Çizelge 3.2. GITM kontrol parametreleri	60



1. GİRİŞ

Evreni oluşturan maddenin bir kısmı yıldızlarda ve gezegenlerde toplanmıştır. Geri kalanı çok düşük yoğunluklarda uzay boşluğuna saçılmıştır. Gökadalar arasındaki ortamda metreküp başına düşen parçacık sayısı bir kaç taneyken yıldızlar arasındaki ortamda her santimetreküpte ancak bir kaç tanecik bulunmaktadır. Böylesine seyrek yapıdaki madde, haliyle dünyadan aşına olduğumuz maddelerden farklı davranacaktır.

Katıların sertliği, akışkanların vizkositesi gibi içsel özellikler, bu maddeleri oluşturan taneciklerin kısa mesafedeki etkileşimlerine dayanır. Uzaydaki tanecikler oldukça ayrık durumda olduğundan aralarındaki kısa mesafe etkileri düşük seviyelerdedir. Öte yandan, bu tanecikler genellikle yüklü halde olduklarından, uzak mesafeden etkileşime olanak tanıyan elektrik ve manyetik kuvvetler önem kazanır. Bu yapıdaki madde plazma olarak bilinmektedir.

Gözlemlenebilir evrenin %99.99'u plazma yapısındadır. Güneş sistemindeki kütle-nin %99.85'ini oluşturan Güneş, sıcak bir plazma topudur. Gezegenler ile güneş arasını kaplayan seyrek madde tamamen iyonlaşmış plazma yapısındadır. Dünya atmosferinin üst kısımlarında kısmen iyonlaşmış plazma bulunmaktadır. En alt katmanlarda yıldırım ve şimşekler gibi geçici plazma oluşumları gözlemlenebilmektedir.

Güneş ışınmasının yüksek enerjili kısmı dünya atmosferinin üstüne düştüğünde buradaki taneciklerden elektron koparır. Yeryüzünün yaklaşık 80 km ve üstündeki yüksekliklerde atmosferi oluşturan gazların bir kısmı bu şekilde güneşin yüksek enerjili (uç-morötesi ve yumuşak-x) ışınlarını soğurarak yüklü hale gelir. Böylece ortaya çıkan plazma ve geriye kalan gazların bir arada bulunduğu bölge İyonosfer-Termosfer olarak bilinmektedir.

Plazmaları yöneten temel denklemler oldukça net bir anlayışla ortaya konulmuş olsa da plazmanın kendine has karmaşık yapısı nedeniyle elektrik alan, dalgalanma veya filament oluşumu gibi önceden kestirilmesi güç bazı ince yapılanmalar söz konusudur. İyonosferdeki plazmanın termosferdeki sıcak gazlar ile birlikteliği bu karmaşıklığı bir sistem anlayışıyla ele almayı gerektirmektedir. İyonosfer-Termosfer sistemi, alt atmosferin devingenliği ve manyetosferin elektromanyetik etkileriyle daha da karmaşık bir yapıya bürünmektedir.

İyonosfer-Termosfer bölgesi, ilk astronotumuz Alper Gezeravcı'nın görev aldığı Uluslararası Uzay İstasyonunun yanı sıra pek çok iletişim ve uzaktan algılama uydularına da ev sahipliği yapmaktadır. Daha yüksek irtifalarda bulunan çeşitli uyduların iletişim sinyalleri İyonosfer-Termosfer'den geçerek yeryüzüne ulaşmaktadır. Bununla birlikte iyonosferin yansıtma özelliğinden yararlanılarak yeryüzünden yayınlanan radyo sinyallerinin uzun mesafeler katedebilmeleri sağlanmaktadır.

İyonosfer-Termosfer sisteminin ilgi çekici karmaşık yapısı ve teknolojik kullanım alanları göz önüne alındığında, bu bölgeyi daha iyi anlamak adına yapılan çalışmalar önem kazanmaktadır. Uzay hava durumu adıyla özellikle ülkemizde yeni önem kazanmakta olan bilim dalı, bu bölge ve ilişkide olduğu diğer atmosfer katmanlarının durumunu belirlemeye ve tahmin etmeye yönelik yapılan çalışmaları kapsamaktadır.

Üst atmosferin temel yük kaynağı olan güneş ışınmasının, gün-doğumu ve gün-

batımı, güneş tutulması, güneş patlaması gibi fenomenlerin yanı sıra güneş çevrimine olan bağlılığı bilinmektedir. Bunların İyonosfer-Termosfer bölgesindeki etkileri gelişen gözlem kabiliyetlerine bağlı olarak daha net ortaya konulmaktadır.

İyonosfer-Termosfer bölgesine yönelik modeller, gelişen hesaplama yöntem ve ekipmanlarına bağlı olarak gün geçtikçe daha sofistike ve gerçekçi hale gelmektedir. Güneş rüzgarının hızı ve doğrultusu, manyetosferin elektromanyetik etkileri, üst atmosferdeki elektrik alanları gibi çeşitli etmenlerin birbirleriyle olan ilintileri ve yakın uzayda yol açabileceği değişimler araştırılırken bu modellere başvurulmaktadır.

Teknolojinin gelişmesiyle hem araştırma kabiliyetlerinin hızla artması hem de bölgenin yoğun kullanımı, İyonosfer-Termosfer çalışmalarının önemini arttırmaktadır. Fakat bu konulardaki kaynakların ekseriyetle İngilizce olduğu göze çarpmaktadır. Dolayısıyla bu tez kapsamında sürdürülen çalışmalarda karşılaşılan bazı terim ve kavramların dilimize aktarılması aşamasında bir takım zorluklar yaşanmıştır.

Yabancı dildeki terimlerin Türkçe karşılıkları için iki temel kaynaktan yararlanılmıştır. Bunlarda ilki Prof. Dr. Oktay Sinanoğlu tarafından kaleme alınan ve Türkçe, Almanca, İngilizce, Fransızca, Japonca dillerini kapsayan Fizik-Kimya-Matematik Ana Terimleri sözlüğü, diğeri ise Türkiye Bilimler Akademisinin Türkçe Bilim Terimleri sözlüğü olmuştur. Tez metni boyunca her bölümde ilk defa karşılaşılan teknik terimler parantez içerisinde kimi yerde İngilizce karşılıkları, kimi yerde Türkçe eşanlamlıları ile birlikte verilmiştir. Ondalık ayraç olarak nokta kullanılmıştır.

Bir sonraki bölüm, İyonosfer-Termosfer sistemi ve güneş patlamalarını kapsayan kaynak taramasına yöneliktir. İyonosfer-Termosfer'in tanımlayıcı özelliklerine Bölüm 2.1.1'de, diğer katmanlar ile etkileşimine Bölüm 2.1.2'de yer verilmiştir. Bu iki başlık altında incelenen süreç ve özelliklerin zamana ve konuma bağlı değişkenlikleri Bölüm 2.1.3'te ele alınmıştır. Bölge hakkında veri sağlayan gözlem aygıtlarına ve geliştirilen modellere Bölüm 2.1.4 ve Bölüm 2.1.5 altında yer verilmiştir. Son olarak İyonosfer-Termosfer'e yönelik araştırmaların tarihçesi Bölüm 2.1.6'da sunulmuştur. Güneş ışımasına ve güneş patlaması olarak bilinen ani ışıma artışlarına yönelik genel bilgiler Bölüm 2.2'de yer almaktadır.

Bu tez çalışması kapsamında örnek bir olay üzerinden yola çıkılarak İyonosfer-Termosfer sistemi araştırılmıştır. Bu amaçla uzay hava durumunun sakin olduğu bir dönemde gerçekleşen güçlü bir güneş patlaması sonucunda İyonosfer-Termosfer sisteminde meydana gelen değişim ve bozuntu yapıları gözlem verileri ve küresel çevrim modeli kullanılarak incelenmiştir. Patlama sırasındaki uzay hava koşulları Bölüm 3.1'de sunulmuştur. Çalışma kapsamında kullanılan temel veri seti olan Toplam Elektron Ölçütünün tanıtımı ve analize hazır hale getirilişi Bölüm 3.2'de, bu veride gözlenen titreşim periyotlarının zamanla nasıl değiştiğini analiz etmek için kullanılan Eşvreli Dalgacık Analizi yöntemi Bölüm 3.3'te ele alınmıştır. Patlama etkilerinin simülasyonunda kullanılan küresel dolaşım modeli Bölüm 3.4'de tanıtılmıştır.

Toplam Elektron Ölçütü ve Eşvreli Dalgacık Analizi ile ilişkili bulgular Bölüm 4.1'te sunulmuştur. Buradaki sonuçlara göre güneş patlamasının İyonosfer-Termosfer sistemindeki etkileri boylamsal farklılıklar taşımaktadır. Bu asimetrik tepkinin nasıl oluştuğunu incelemek için kullanılan simülasyon sonuçları Bölüm 4.2'de sunulmuştur. Burada

elde edilen bulgular ışığında getirilen öneri şu şekildedir; güneş patlaması atmosferi şişirerek İyonosfer-Termosfer sisteminin yükselmesine sebep olmakta ve bu süreçte oluşan çekimsel dalgaları, yer manyetizmasının geometrisine bağlı olarak farklı sönümlenmelere maruz kalmaktadır. Çekimsel dalgalarının sönümlenme hesabına yönelik geliştirilen bir yaklaşım kullanılarak bu öneri test edilmiş ve elde edilen bulgular Bölüm 4.3’de sunulmuştur. Tüm bulgular Bölüm 6’da topluca değerlendirilerek çalışma sonuçlandırılmıştır.

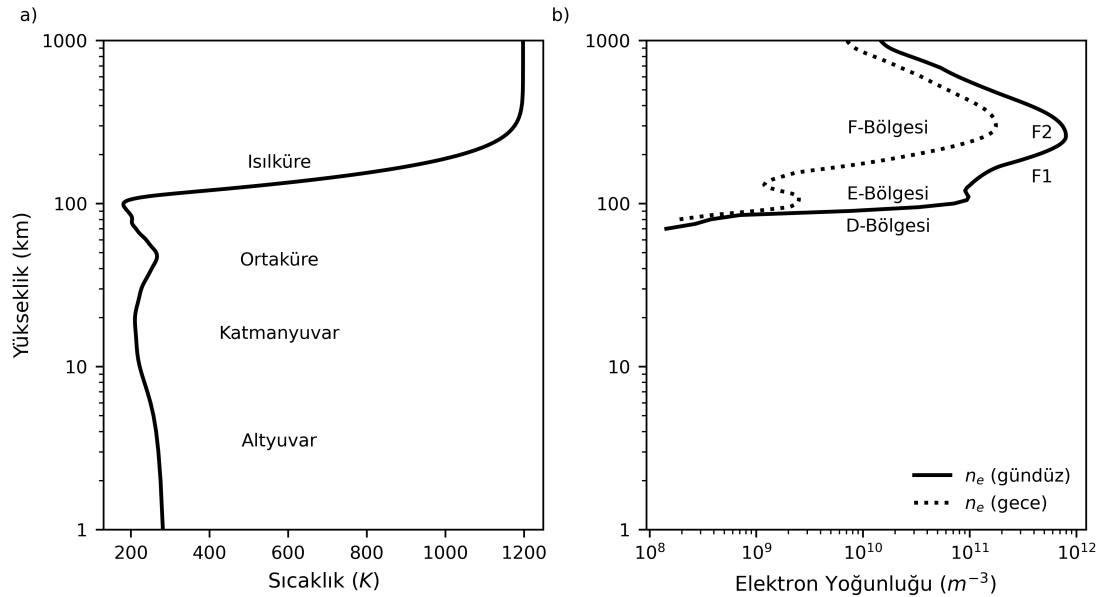


2. KAYNAK TARAMASI

2.1. İyonosfer-Termosfer Sistemi

2.1.1. Tanımlayıcı özellikler

Gezegen ve yıldız atmosferlerinin sınırları net ve keskin değildir. Gezegenimizin atmosferi, gezegenler arası ortam ile birleşirken atmosferin bileşimi, yoğunluğu ve fiziksel özellikleri kademeli olarak değişim gösterir. Bu değişimi yansıtan çeşitli ölçütlerin kullanılmasıyla birbirinden farklı yapıdaki atmosfer tabakaları tanımlanabilmektedir. Sıcaklığın yükseklik profili kullanılarak troposfer (E. altyuvar), stratosfer (E. katmanyuvar), mezosfer (E. ortaküre) ve termosfer (E. ısılküre) sınırları belirlenir. Elektron derişimi ise iyonosferi tahdit eder. İyonosfer de kendi içerisinde farklı özellikler gösteren D-, E-, ve F-bölgelerine ayrılmıştır. İyonosferin başlamasıyla alt atmosfer sonlanır ve üst atmosfer başlar. Bu şekilde farklı parametreler ile tanımlanmış katmanlar çıkışabilir.



Şekil 2.1. Atmosfer sıcaklığı (a) ve elektron yoğunluğunun (b) yükseklik profilleri (kaynak: NRLMSIS 2.0).

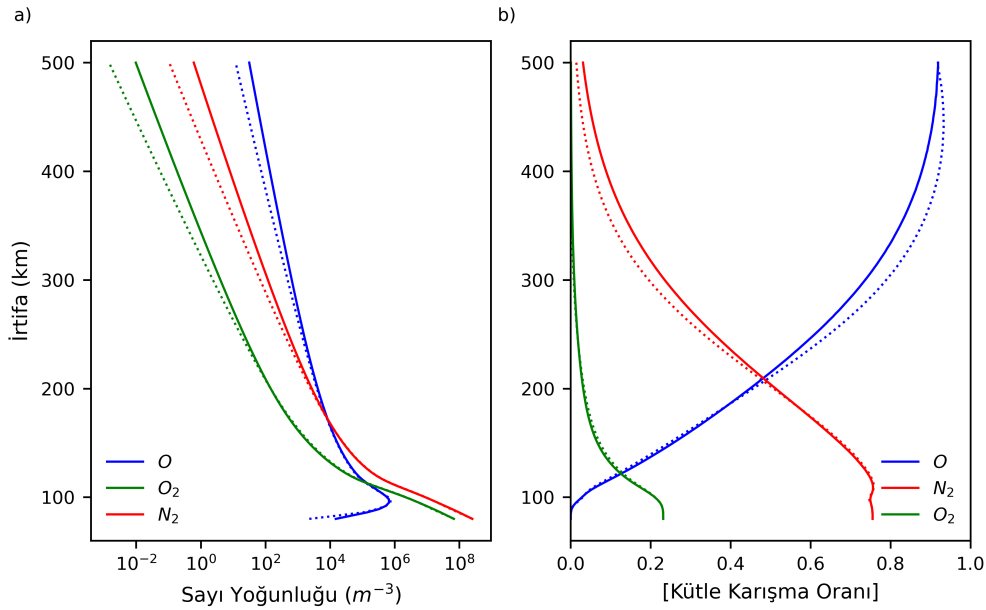
Şekil 2.1’de temsil edilen atmosfer¹ incelendiğinde sıcaklık profiline göre tanımlanmış olan termosfer ve elektron yoğunluğu profiline göre tanımlanmış olan iyonosfer katmanlarının benzer irtifalarda konumlandığı görülebilir. Termosferi oluşturan nötr (E. ılın) gazların iyonosferdeki iyonlar ile olan birliktelikleri ve karşılıklı etkileşimleri bu bölgenin sistem bağlamında ele alınmasını gerektirmektedir. İyonosfer-Termosfer (İ-T) sistemi; gezegenimizin yerçekimine kapılmış, yaklaşık 80 km ile 500 km yükseklik arasını kaplayan, gaz bileşenlerin iyonlaşması sonucunda iyon-elektron çiftlerinin oluştuğu,

¹Bu bölümde yer alan tanımlayıcı veriler, aksi belirtilmedikçe ilk bahar gündönümü civarında (30 Mart 2022) orta enlem kuşağında temsili bir konumdaki (Ankara) çeşitli model sonuçlarından elde edilmiştir. Konuma ve zamana bağlı değişkenlikler Bölüm 2.1.3’te ayrıca incelenmiştir. İlgili model şekil açıklamalarında belirtilmiştir. Kullanılan modeller Bölüm 2.1.5’te tanıtılmıştır.

yükseldikçe sıcaklığın ciddi bir artış gösterdiği ve gaz yoğunluğunun hızla düştüğü bir geçiş katmanıdır. Fiziksel açıdan bu geçiş, sürem dinamikleriyle tanımlanan gaz halindeki atmosferden, kinetik kuram ile tanımlanan plazma halindeki yakın uzaya doğrudur.

Sürem varsayımında, atmosfer bileşenleri arasında gerçekleşen tanecik çarpışmalarının sıklığına bağlı olarak bu bileşenlerin Gauss (normal) dağılımı sergiledikleri kabul edilir. Bu kabule istinaden atmosferde bir örnekleme hacmi üzerinden ortalama alınarak yerel yoğunlaşmalara ait basınç, sıcaklık, yoğunluk ve akış hızı gibi makro özellikler tanımlanabilir. Yerel yoğunlaşmalar üzerindeki temel etken, hidrodinamik kuvvetlerdir (Holton ve Hakim 2013). Fakat yükseklik arttıkça gaz yoğunluğuna bağlı olarak nötraller (E. ıllılar) arasındaki çarpışmalar giderek azalmakta buna karşılık iyonlaşmaya bağlı olarak plazma yoğunluğu artmaktadır. Bu sebeple İ-T bölgesinin devinimini tanımlanırken elektromanyetik kuvvetler hesaba katılmaktadır (Kelley 2009).

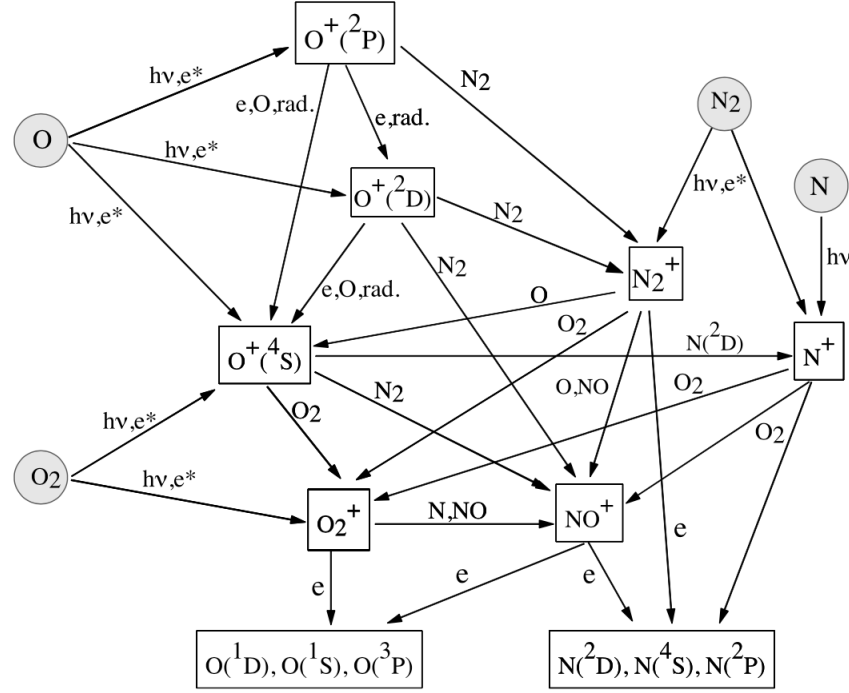
Atmosferden uzaya geçişin diğer bir kritik aşaması, nötrallerin homojen halden çıkarak heterojen bir yapılanmaya geçişidir. Atmosfer bileşenlerinin karışım oranı yer seviyesinden termosfere kadar aynıdır. Bunu sağlayan dolaşık karışma (İ. turbulent mixing) olayı I-T bölgesinin tabanına yakın bir yükseklikte sona erer. Bu noktadan itibaren her bileşenin yoğunluğu, ölçek yüksekliğine göre azalır ve böylece termosfer bileşenlerinin karışım oranı yüksekliğe bağlı bir değişim sergiler. Farklı bileşen yoğunluklarının, yükseklikle farklı oranlarda değişime maruz kalması sonucunda bölgede heterojen bir yapılanma açığa çıkar (Burns vd. 2021).



Şekil 2.2. Termosfer bileşenlerine ait sayı yoğunlukları (a) ve kütle karışma oranlarının (b) yükseklik profilleri. Gündüz değerleri düz çizgiyle, gece değerleri noktali çizgiyle temsil edilmiştir. (kaynak: NRLMSIS 2.0).

Şekil 2.2’de termosferdeki temel bileşenlerin sayı yoğunlukları ve kütle karışma oranlarının yükseklik profilleri verilmiştir. Termosferde yükseklik arttıkça kütlece ağır bileşenlerin sayı yoğunluklarının, hafiflere kıyasla daha hızlı azaldığı görülmektedir. Bu

sebeple yükseklik arttıkça ortalama moleköl kütlesi düşer ve termosfer daha hafif, daha seyrek bir hâl alır. Termosferde 100 km'den 300 km'ye çıkıldığında O_2 'nin tamamen bittiği ve O oranının %80 civarına ulaştığı görülmektedir. Bu yükseklikte gözlenen yoğunluk o kadar düşük bir seviyededir ki, yeryüzünde laboratuvar ortamında bir vakum düzeneği oluşturulmak istendiği takdirde günümüzde erişilebilen en düşük yoğunluk değerleri ancak bu mertebede olabilmektedir.



Şekil 2.3. İyonosfer-Termosfer bölgesindeki fotokimyasal süreçler. İyonlar daire ile, iyonlar dörtgen ile temsil edilmiştir. Çeşitli tepkime ve iyonlaşma süreçlerini ifade eden oklar, üzerindeki etiketler kullanılarak tanımlanmıştır. Burada "hν" fotoiyonizasyona, "e*" fotoelektron tesiriyle iyonlaşmaya karşılık gelmektedir. Kendiliğinden ışıma süreçleri "rad." etiketi ile belirtilmiştir. Kimyasal tepkimeler ise, diğer tepken bileşen ile etiketlenmiştir (kaynak: Richards ve Voglozin 2011).

Termosfer bileşenlerinin iyonlaşarak iyonosferi oluşturma sürecinde iki farklı mekanizma rol oynar (Richards ve Voglozin 2011). Bunlardan ilki iyonosfer oluşumuna en büyük katkıyı sağlayan fotoiyonizasyon olayıdır. Fotoiyonizasyonun önemli bir kısmı güneşin uç-morötesi tayfından kaynaklanır. Fotoiyonizasyon sırasında açığa çıkan fotoelektronlar bir kaç eV değerinde enerji taşırlar. Bu enerjinin bir kısmı parçacıklar arasındaki ısı çarpışmaları aracılığıyla termosferi ısıtır. İkinci temel mekanizma ise tesir iyonlaşmasıdır (İ. impact ionization). Bu olaya yol açan etmenler, parçacık yağmurları, meteor kalıntıları ve fotoelektronlardır. Ayrıca iyonlar kendiliğinden ışıma süreciyle daha düşük enerji seviyelerine düşebilmektedir. Temel termosfer bileşenlerinden iyonosferin oluşumunda rol alan fotokimyasal süreçler Şekil 2.3'de özetlenmiştir.

Fotoiyonizasyon, güneş ışığını daha dik açılarla alan düşük ve orta enlem kuşağında etkiliyken, özellikle parçacık yağmurlarının etkisiyle devreye giren tesir iyonlaşması yüksek enlem bölgesinde etkilidir. Fotoiyonizasyon yukarı yüksekliklerde etkiliyken özellikle

fotoelektron tesiriyle iyonlaşmalar İ-T tabanına yakın bölgelerde daha baskındır. Yeniden birleşme (İ. recombination) ve yük verişimi (İ. charge exchange) tepkimeleri de farklı yüksekliklerdeli elektron sayılarının düşmesine yol açan kayıp süreçleridir. Elektronların kazanç ve kayıp süreçleri arasındaki denge İ-T bölgesinin bileşimini belirlemede rol oynar (Schunk ve Nagy 2009). Bu süreçler Bölüm 2.2.1’de detaylandırılmıştır.

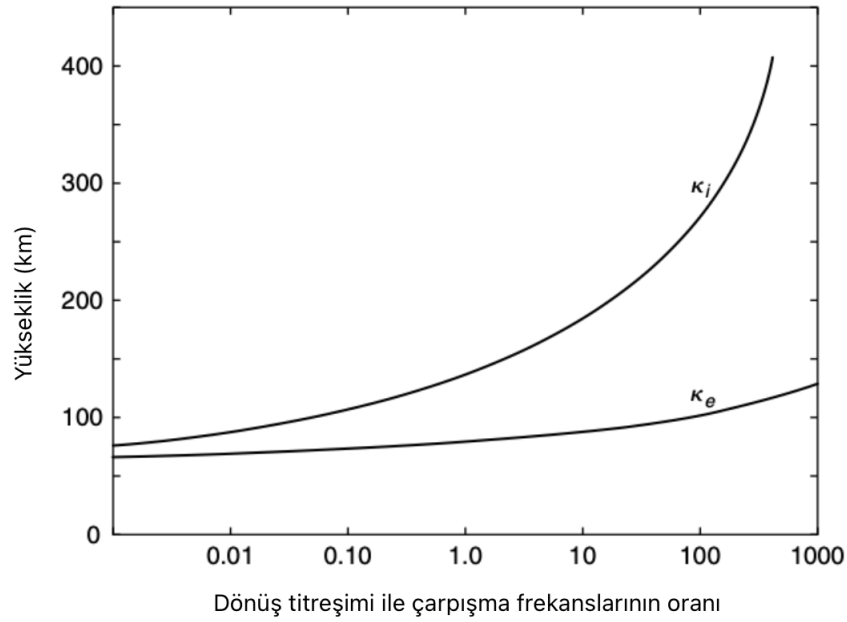
Termosfer bileşenlerinin karışım oranları ve bu oranların yükseklik ile değişimi, herhangi bir yükseklikte mevcut nötr gaz miktarının iyonlaşma potansiyelini belirler. Bu ise güneşin uç-morötesi ve x-ışını (E. röntgen) tayflarının hangi yüksekliğe kadar inebileceğini belirler. Gündüz ortalamasında yaklaşık 110 km yükseklikte x-ışınlarının etkisiyle iyonosferin E-katmanı, yaklaşık 150 km yükseklikte uç-morötesi etkisiyle F1-katmanı oluşur. F2-katmanı iyonosferdeki elektron yoğunluğunun doruk noktasıdır fakat doğrudan fotokimya süreçlerinden ziyade bu süreçleri takip eden taşınım süreçleri (yukarı difüzyon, dikey rüzgarlar vs.) ile meydana gelir. Gece ortalamasında elektron yoğunlukları 1-2 basamak düşmektedir. Ayrıca gece olduğunda F1 ve F2 katmanları yerini F katmanına bırakır (Şekil 2.1b).

İ-T sistemine 3 temel kaynaktan enerji girişi olur (Ward vd. 2021): Bunlardan ilki güneş kaynaklıdır. Güneş ışımasının kısa dalga boylarındaki tayfı bu bölgede soğrularak kimyasal ve dinamik süreçlerde rol oynar. İ-T sistemine gelen güneş ışımasının seviyesi büyük ölçüde gezegenin (Dünya’nın) kendi etrafındaki dönüş eksenini ile güneş etrafındaki yörünge düzlemi arasındaki eğiklik (İ. inclination) açısına ve güneşe olan uzaklığına bağlıdır. Bu durum, bölgedeki mevsimsel değişimlerin temel etmenidir. Güneş patlamalarıyla ilişkili ani ışıma artışları, her ne kadar diğer faktörlere kıyasla çok kısa sürse de güneş ışıma seviyesinde azami değişimlere yol açabilmektedir. Güneş ışımasının haricinde, İ-T sisteminin tabanından ve tavanından enerji girişi gerçekleşmektedir. Tabandan giriş yapan enerji atmosfer dalgaları ile, tavandan giriş yapan enerji ise manyetosfer ile ilişkilidir. Bu süreçler Bölüm 2.1.2’de detaylandırılmıştır.

İ-T sisteminin tabanında, tanecikler arasındaki çarpışmalar daha sık gerçekleştiğinden dolayı nötr ve iyon sıcaklıkları birbirine yakın seyreder. İyon ve nötrallere nazaran daha düşük kütleye sahip olan elektronlar, genellikle daha yüksek sıcaklıklardadır. Yükseklik arttıkça elektron, iyon ve nötral sıcaklıkları, kütlelerine bağlı olarak birbirlerinden farklılaşmaya başlar. İ-T bölgesinin bileşimindeki nötral miktarı iyonlara göre çok daha yüksek olduğundan buradaki gaz düşük oranda iyonlaşmış (İ. weakly ionized) plazma olarak tanımlanır (Fuller-Rowell 2014). İyonosferdeki elektron derişiminin doruk değeri %1 civarındadır. Bu düşük iyonlaşma oranına rağmen nötraller ve iyonlar arasında güçlü bir etkileşim söz konusudur. Tanecik çarpışmaları ile sürdürülen momentum ve enerji verişimi bu etkileşimde önemli rol oynamaktadır. Plazmanın kütle yoğunluğu, nötrallere göre çok daha az olmasına rağmen elektromanyetik kuvvetler çarpışmaların tesirini arttırmaktadır (Burns vd. 2014).

İ-T sistemindeki elektromanyetik kuvvetlerin temel sebebi arkaplandaki jeomanyetik alandır. Jeomanyetik alanın temel bileşeni dünya çekirdeğindeki manyetizmadır. Jeomanyetik alanın geometrisi ve şiddeti coğrafi boyutta uzamsal değişimler gösterir. Bu değişkenlik İ-T bölgesinin düşük, orta ve yüksek enlem kuşaklarında farklı özellikler taşımasının sebeplerinden birisidir. Yüklü tanecikler manyetik alanın tesirine kapılarak (Lorentz kuvvetinin etkisiyle) alan çizgileri boyunca hareket edebilen bir merkez etrafında

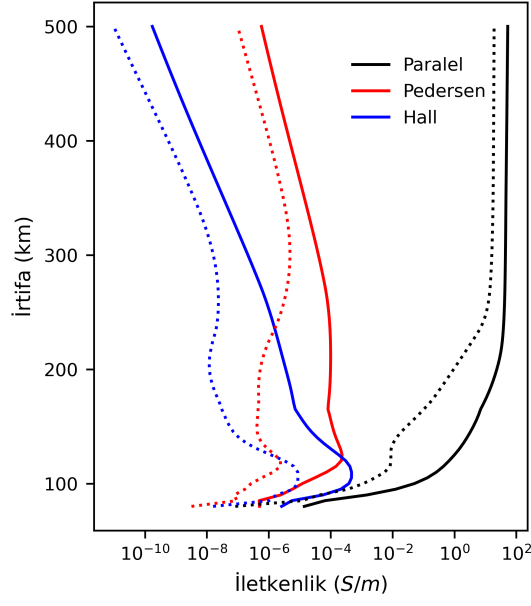
sürekli dönmeye başlarlar. Gezegenlerin güneş etrafındaki hareketini çağrıştıran fakat çok daha hızlı gerçekleşen bu harekete dönüş titreşimi (İ. gyrate) adı verilmiştir. Manyetik alan etkisindeki yüklü bir taneciğe herhangi bir kuvvet etki ettiğinde oluşacak tepki, o taneciğin alan çizgisi etrafındaki dönüş titreşiminin frekansına (ω) ve nötrallerle çarpışma frekansına (ν) bağlıdır. Bu iki değer oranı κ parametresi olarak tanımlanır. Şekil 2.4’de tipik bir durumda İ-T sistemindeki yüklü bileşenlerin κ profilleri verilmiştir. Düşük irtifalarda iyonlar için κ oranı küçüktür fakat irtifayla doğru orantılı olarak artar. Düşük kütleli elektronların κ oranı iyonlardan çok daha yüksektir. Bu sebeple elektronların hareketleri büyük ölçüde dönüş titreşiminin kontrolündedir (Kelley 2009).



Şekil 2.4. Dönüş titreşimi ile çarpışma frekansları oranının iyonlar (κ_i) ve elektronlar (κ_e) için yüksekliğe bağlı değişimi. Kelley (2009)’dan uyarlanmıştır.

Yüklü taneciklere etki eden herhangi bir kuvvet sonucunda iyon ve elektronların farklı hızlarda hareket etmesi İ-T sisteminde elektrik akımları oluşturur. Zıt yüke sahip taneciklerin bağıl hıza ulaşmasına yol açan etmenler; tanecikler arasındaki çarpışmalar, kısmi basınç düşümleri (İ. gradient), elektrik alanları ve Lorentz kuvvetleridir (Heelis 2004). Bir taneciğe etkiyen net kuvvetle o taneciğin hız vektörü arasındaki ilişkiyi giderlik (İ. mobility) değeri belirler. Arkaplandaki manyetik alandan dolayı yüklü parçacıkların giderlik değerleri eşyönsüzdür (İ. anisotropic), yani her ekseninde farklı yapıdadır. İyon ve elektronlar için belirli bir doğrultudaki giderlik değerleri ile plazmanın yoğunluğu ve elektriksel yük miktarı çarpıldığında iletkenlik değerine ulaşılır (Pfaff 2012).

İletkenlik; elektrik akımları ile elektrik alanları arasındaki ilişkiyi belirler. İyonlaşmış bir ortamın yük dağılımında meydana gelen çok düşük yerel farklılıklar büyük ölçekli elektrik alanları oluşturur. Herhangi bir örneklem hacminin içerisinde yük toplasımı (veya eksilmesi), örneklem hacminin yüzeyindeki net elektrik iletkenliği tarafından kontrol edilir (Gurevich vd. 1976). İletkenlik de giderlik gibi eşyönsüz bir niceliktir. Manyetik alan boyunca uzanan bir elektrik alanı için paralel iletkenlik ($\sigma_{\parallel}$) tanımı (2.1) bağıntısındaki



Şekil 2.5. Paralel, Pedersen ve Hall iletkenlikleri için yükseklik profilleri. Gündüz değerleri düz çizgiyle, gece değerleri noktalı çizgi ile temsil edilmiştir (kaynak: IRI2016 ve NRLMSIS 2.0).

gibidir. Burada elektronlar için N sayı yoğunluğunu, e yük miktarını ve M kütleyi ifade etmektedir. Yukarıda belirtildiği gibi ω ve ν sırasıyla dönüş titreşimi ve çarpışma frekanslarına karşılık gelmektedir.

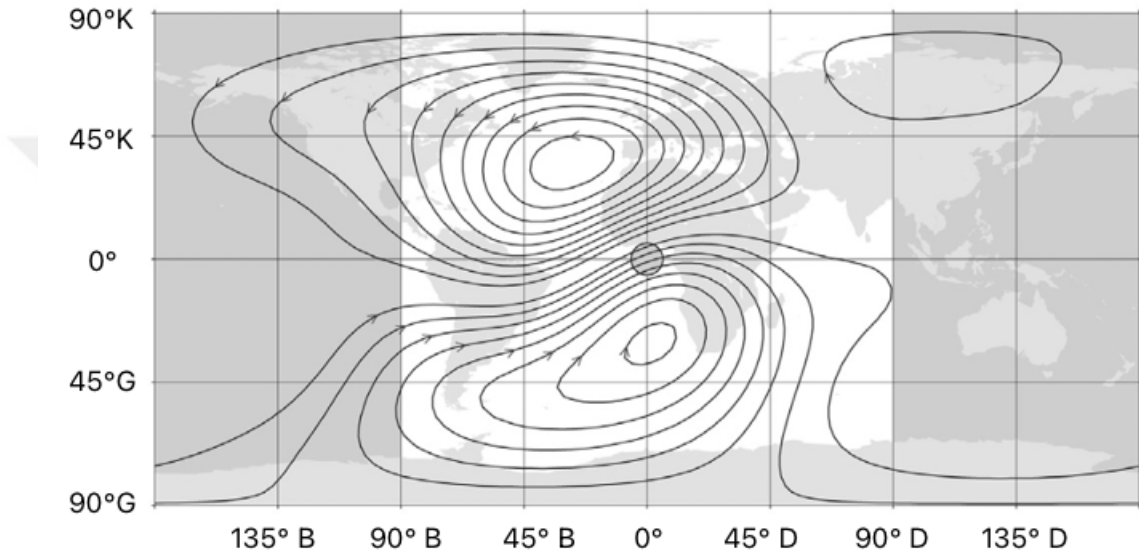
$$\sigma_{\parallel} = \frac{Ne^2}{M\nu} \quad (2.1)$$

$$\sigma_P = \sigma_{\parallel} \left(\frac{\nu^2}{\omega^2 + \nu^2} \right) \approx \sigma_0 \left(\frac{\nu}{\omega} \right)^2 \quad (2.2)$$

$$\sigma_H = \sigma_{\parallel} \left(\frac{\nu\omega}{\omega^2 + \nu^2} \right) \approx \sigma_0 \left(\frac{\nu}{\omega} \right) \quad (2.3)$$

Eğer elektrik alan, manyetik alana dik doğrultudaysa iki farklı iletkenlik söz konusudur. Bunlardan ilki, elektrik alana paralel doğrultudaki Pedersen (σ_P) iletkenliğidir ve (2.2) bağıntısına göre hesaplanır. Elektrik alana dik yöndeki iletkenlik ise Hall (σ_H) iletkenliği olarak bilinir ve (2.3) bağıntısına göre hesaplanır. Bağıntı (2.2) ve (2.3)'ün sağ tarafındaki yaklaşımlar, κ oranının küçük olduğu düşük irtifalarda geçerlidir. İ-T sistemindeki iletkenliklerin yükseklik profilleri Şekil 2.5 ile gösterilmiştir. Gündüz tarafında iletkenliklerin doruk değeri iyonosferin E bölgesinde oluşur. Bu irtifanın üstünde σ_H , σ_P 'ye kıyasla daha hızlı düşüş gösterir. Buna bağlı olarak E- bölgesi Hall iletkenliğinin, F bölgesi Pedersen iletkenliğinin kontrolündedir. Güneşin iyonlaştırıcı etkisi sonlandığında iletkenlikler 1-2 basamak düşer.

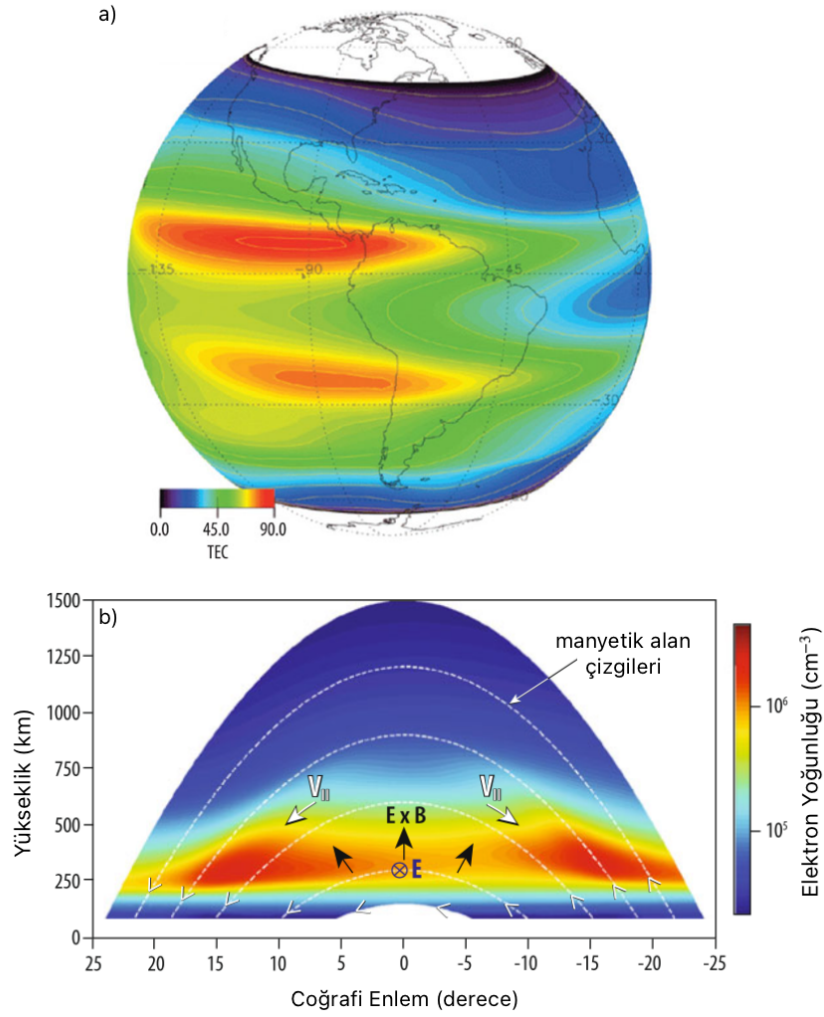
İ-T bölgesinin yapısal ve dinamik özelliklerinin şekillenmesinde nötral hareketlerinin iyonlar ve elektronlar üzerindeki etkisi büyük rol oynar. Rüzgarların iyon ve elektronları κ profillerindeki farka bağlı olarak (Bkz. Şekil 2.4) farklı sürüklenme etkilerine maruz bırakması, iyonosferin E-bölgesindeki yüksek iletkenliklerin (Bkz. Şekil 2.5) de etkisiyle küresel ölçekte yatay akımların oluşumuna yol açar. Bu süreç, rüzgar dinamosu, atmosfer dinamosu veya E-bölgesi dinamosu olarak isimlendirilmiştir. Sakin güneş (İ. Solar quiet) akımları olarak bilinen (Çelik 2013) ve rüzgar dinamosu tarafından şekillendirilen bu yapılanma Şekil 2.6 ile gösterilmiştir. Sakin güneş akımları ıraksamama (İ. divergence-free) özelliğini sürdürmek için polarizasyon elektrik alanları oluştururlar (Yamazaki ve Maute 2016).



Şekil 2.6. Sakin güneş akım sisteminin bir gösterimi. Akım yönü eşyükselti çizgileri üzerindeki oklar ile ifade edilmiştir. Her eşyükselti arasında 20 kA fark bulunmaktadır. Güneşin tam tepede olduğu konum koyu renkli daire ile gösterilmiştir. (kaynak: Çelik 2013)

Sakin güneş akım sisteminin en güçlü bileşeni ekvator elektrojeti olarak bilinen yoğun bir akım şerididir. İ-T'in güneşe bakan tarafında manyetik ekvatorun üzerinde yaklaşık 600 km genişliğindeki bu şeridin doruk akım yoğunluğu 120 km civarındadır. Akım yönü genellikle doğuya doğrudur fakat gün doğumu ve gün batımı vakitlerinde veya manyetik aktivitenin değişkenliğine bağlı olarak zıt yöne dönebilir (Lühr vd. 2021). Ekvator elektrojetinin oluşumundaki temel etken bu bölgedeki manyetik alanın yatay hizalanmasından kaynaklanan Cowling etkisidir (Yamazaki ve Maute 2016).

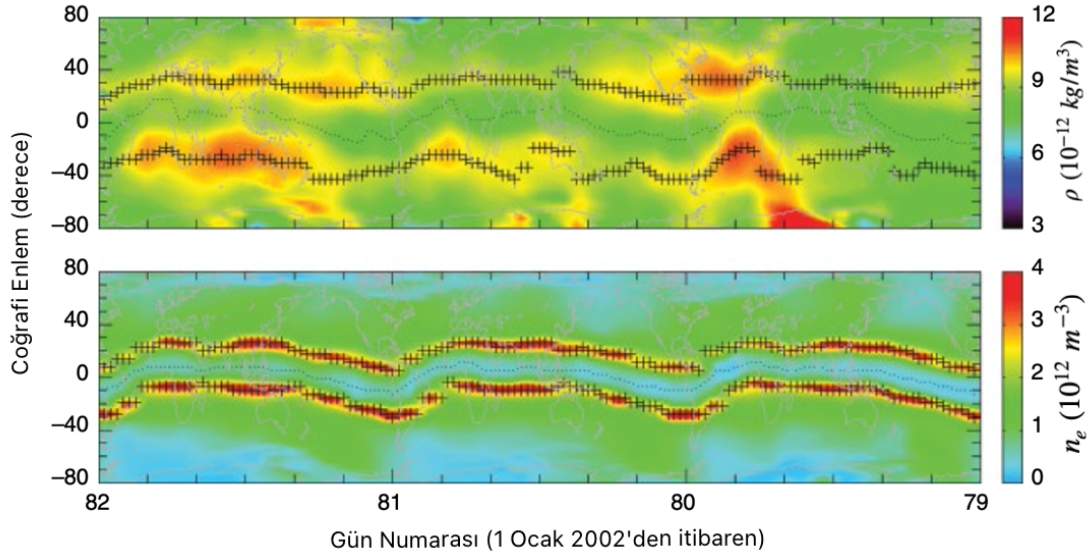
Şekil 2.7a'da manyetik ekvatorun iki tarafındaki $\pm 15^\circ$ manyetik enlemlerde elektron yoğunluğunun arttığı görülmektedir. Bunun sebebi Şekil 2.7b'de gösterildiği gibi doğu (sayfa düzleminden içeri) yönündeki elektrik alanlarının ekvatordaki yatay manyetik alanlarla oluşturduğu $\mathbf{E} \times \mathbf{B}$ kuvvetinin plazmayı yukarı sürüklemesi sonrasında, bu plazmanın yerçekimi ve difüzyon kontrolünde manyetik alan çizgileri boyunca ($V_{\parallel}$) ekvatorun iki yanına düşmesidir. Bu sürece fiskeye etkisi, oluşan elektron dağılımına ise iyonosferin ekvator uymazlığı denilmiştir (Pfaff 2012). Fiskeye etkisi iyonosferin E-bölge dinamosu ile ilişkili bir süreç olduğundan gece tarafında aynı şiddetle sürdürülmez.



Şekil 2.7. İyonosferin ekvator uymazlığını vurgulamak amacıyla rasgele bir günün öğleden sonrasına yönelik toplam elektron içeriğinin küresel dağılımı (a) ve bu uymazlığın oluşum mekanizmasını açıklamak amacıyla şemalaştırılan elektron yoğunluğunun enlem-yükseklik profili (kaynak: Pffaf 2012)

İyonosferin ekvator uymazlığına benzer şekilde termosferin sıcaklık, yoğunluk ve rüzgar alanlarında da ekvator uymazlığı bulunmaktadır. Şekil 2.8’de görülebileceği gibi termosferin ve iyonosferin ekvator uymazlıkları arasında bir takım farklılıklar ve benzerlikler mevcuttur (Lei vd. 2010). Plazma ile nötraller arasındaki çarpışmalardan açığa çıkan ısı, termosferin ekvator uymazlığında yoğunluk artışı olan bölgeleri şekillendirir. Bu bölgelerin hemen dışındaki azalışlar ise manyetik alan çizgileri boyunca gerçekleşen iyon sürüklenmesinin kontrolündedir (Lei 2021). Termosferin ekvator uymazlığı genel olarak iyonosferin F-bölgesindeki bağlaşım süreçleri ile ilişkilendirilebilir.

F-bölgesi, iyonlar için κ oranının daha fazla olduğu yüksek irtifaları kapsamaktadır. Gündüz vakitlerinde rüzgar hareketleri E-bölgesi ve F-bölgesi arasında manyetik alan çizgileri boyunca elektrik akımları oluşturabilmektedir. Fakat gece olduğunda E-bölgesinin iletkenlikleri aşırı düştüğünden (Bkz. Şekil 2.5) manyetik alan çizgilerine hizalanmış



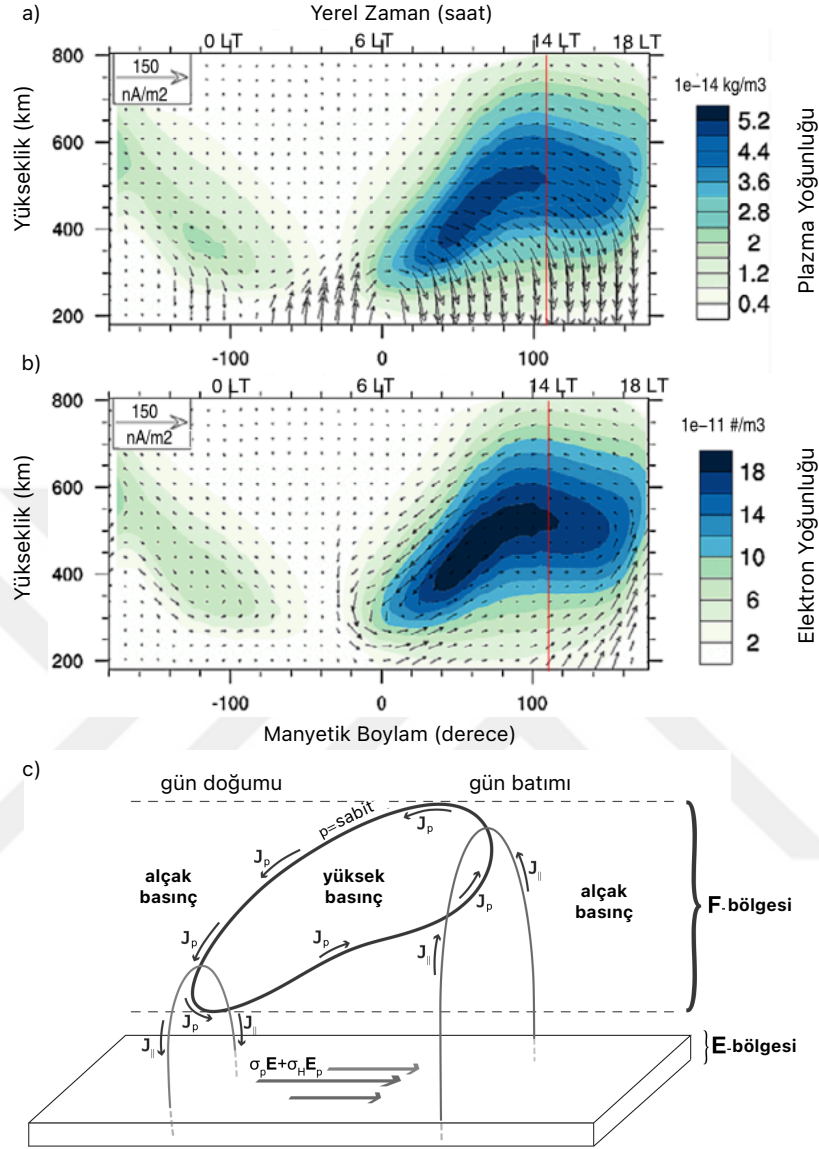
Şekil 2.8. İlkbahar gündönümü civarında CHAMP uydusunun nötral kütle yoğunluğu (a) ve elektron sayı yoğunluğu (b) eşzamanlı ölçümlerinin zamana ve enleme göre değişimi. Ekvator uymazlıklarını vurgulamak amacıyla yörüngedeki her turda karşılaşılan doruk değerleri + sembolü ile belirtilmiştir (kaynak: Lei vd. 2010).

akımların tamamlanması F-bölgesinde gerçekleşir. Bunun sonucunda oluşan büyük ölçekli elektrik alanlar aracılığıyla akım sürekliliği sağlanır. Bu süreç F-bölgesi dinamosu olarak bilinmektedir (Heelis 2004).

Dinamo akımlarının haricinde Şekil 2.9'da gösterildiği üzere basınç düşümü etkisindeki akımlar (J_p) ve yerçekimine bağlı olarak oluşan akım (J_g) sistemleri de mevcuttur. Bunlar genellikle dinamo akımlarına göre daha zayıf akım sistemleridir ve ekvator uymazlıkları ile ilişkilendirilmektedir (Alken vd. 2016). F-bölgesinde yerçekimi etkisindeki akımlar ekvator civarında gün boyunca doğu yönündedir (Şekil 2.9a). Bunlar polarizasyon elektrik alanlarının (E_p) da etkisiyle batı yönünde oluşan akımlar ile E-bölgesinde tamamlanır. Basınç düşümlerinin etkisindeki akımlar poloidal yapıdadır ve ekvator uymazlığındaki yüksek basınç alanına hizalanmıştır (Şekil 2.9b). Bu akımların yoğunluğu manyetik alanın şiddeti ile ters orantılı olduğundan, kapalı devre boyunca yüksekliğe bağlı yoğunluk değişimi, alan hizalı akımları ($J_{||}$) besler (Şekil 2.9c).

Gündüzden geceye geçiş sırasında rastlanan tipik bir fenomen; doğu doğrultusundaki elektrik alanın kısa bir süreliğine şiddetlenmesidir. Gün dönümü artışı (İ. the pre-reversal enhancement) olarak isimlendirilen bu süreç E-bölgesi ve F-bölgesi iletkenliklerinin gündönümü civarındaki değişimleriyle ve bu değişimler sırasındaki akım devamlılığını sağlamak için oluşan polarizasyon elektrik alanlarıyla ilişkilendirilmiştir (Kelley 2009). Yatay doğrultudaki elektrik alan şiddetinin artmasıyla Lorentz kuvveti artacağından F bölgesindeki dikey sürüklenmeler de artar. Dikey sürüklenmelerin artması plazma kararsızlıklarını tetikleyerek iyonosferde bazı yapısal değişimlere yol açabilmektedir.

İ-T bölgesinin düşük ve yüksek irtifalarda farklı özellikler sergilemesinde κ profiline bağlı olarak plazma süreçleri haricinde, rüzgar profiline bağlı olarak nötral hareketleri de etkilidir. Rüzgarlar yukarıdaki süreçlerden anlaşılabilceği üzere elektrik alan



Şekil 2.9. Ekvator üzerinde yerçekiminden kaynaklanan akım sistemi (a) ve basınç düşümünden kaynaklanan akım sistemi (b). Bu iki paneldeki veriler eşzamanlı olarak sonbahar gündönümü civarında güneş aktivitesinin yüksek olduğu temsili bir andaki TIEGCM sonuçlarından uyarlanmıştır. Basınç düşümünden kaynaklanan akım sisteminin manyetik alana hizalanmış akımlar ile olan etkileşimi ayrıca şemalaştırılmıştır (c) (kaynak: Alken vd. 2016).

yapılanmasında kritik role sahiptir. Yatay rüzgarların ıraksadığı ve yakınsadığı bölgelerde sırasıyla aşağı ve yukarı yönlü nötral hareketleri oluşmaktadır. Bu yüzden, rüzgarlar aynı zamanda İ-T boyunca dikine bağlaşım süreçlerini de kontrol etmektedir.

2.1.2. Dikine bağlaşım süreçleri

Güneş ışımasının haricinde İ-T bölgesinde alt atmosfer ve manyetosfer kaynaklı etkilerin payı büyüktür. Alt ve üst katmanların İ-T sistemi ile bağlaşımı sonucunda kaotik etkileşimler açığa çıkabilmektedir (Balasis vd. 2023). Bu bölümde İ-T sisteminde rol oynayan diğer katmanların etkisi dikine bağlaşım süreçleri kapsamında genel hatlarıyla ele alınmış ve dahili bağlaşım özellikleri açıklanmıştır.

2.1.2.1. Alt atmosfer bağlaşımı

İ-T bölgesinin altındaki tabakalara bağlaşımı dikey hava hareketleri ile gerçekleşmektedir. Atmosfer dalgaları maddenin dikey doğrultuda taşınımında önemli rol oynar. Yatay ekseninde km mertebesindeki çekimsel dalgalardan (İ. gravity waves) gezegenin çevresini saran gel-git dalgalarına varan çeşitli ölçeklerde atmosfer dalgaları gözlenmiştir. Yükselme hızı oldukça fazla olan çekimsel dalgalar uzun mesafeler katedebildiklerinden dolayı İ-T sisteminin derinliklerine nüfuz ederek alt atmosferin İ-T bölgesiyle bağlaşımında kritik rol oynar. (Yiğit ve Medvedev 2015). Çekimsel dalgalarına ek olarak gezegensel dalgalar (İ. planetary waves) ve gelgit dalgaları aracılığıyla da İ-T bölgesine alt atmosferden enerji girişi olmaktadır.

Alt atmosferde çeşitli sebeplerle oluşan çekimsel dalgaların genlikleri yükseklikle artar. Bu durumun temel sebebi yüksekliğe ters yöndeki yoğunluk düşümüdür (İ. gradient). Genlik belirli bir seviyeye ulaştığında dalganın yol açtığı yerel sıcaklık düşümü, arkaplandaki atmosferin tipik sıcaklık değişim oranını (İ. lapse rate) aşarak dalgayı kararsız hale getirir. Kararlı yapısını yitiren dalga kırılarak (İ. wave breaking) atmosferde dolaşık karışma (İ. turbulent mixing) ve az bir miktar ısı verişine yol açar.

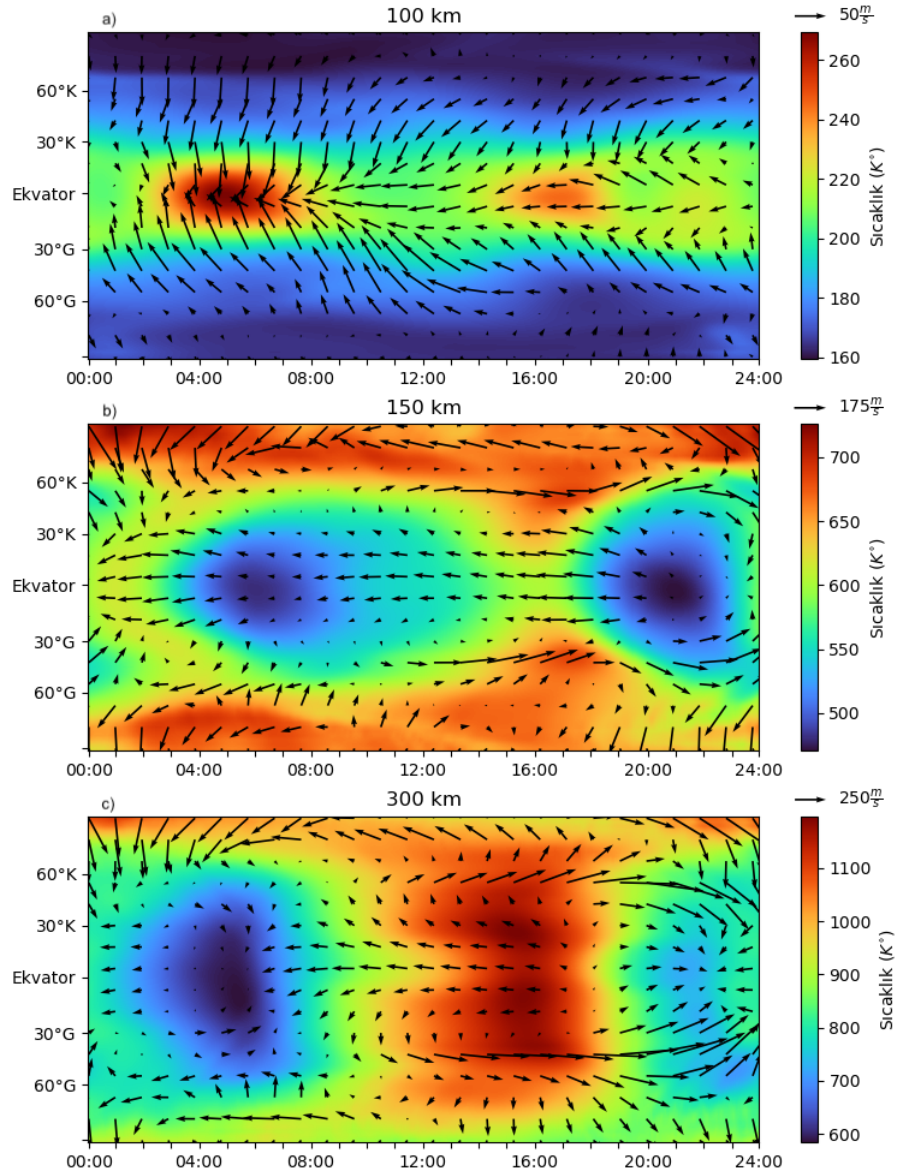
Dolaşık karışma dikey doğrultudaki sıcaklık yapılanmasını tipik sıcaklık değişim oranına doğru iteceğinden atmosferde soğuma etkisi yapar. Ayrıca dolaşık karışım dikey ekseninde momentumun taşınmasında da rol oynar (Fuller-Rowell 2013). Eğer dalga genliği kritik seviyeye ulaşmazsa, dalga kararlı yapısını korur ve kırılmaz. Bu durumda üst atmosfere ulaşan dalganın sönümlenme sürecinde öne çıkan etmenler viskozite, ısıl iletkenlik, iyon sürüklemesi ve ışımsal sönümleme (İ. radiative damping) olacaktır. Bunlardan ilk ikisi son ikisine kıyasla daha baskın yitim mekanizmalarıdır (Yiğit vd. 2008). Çekimsel dalgalarının yitimiyle açığa çıkan ısıtma ve soğutma etkilerinin termosferin ısıl dengesine ciddi katkıda bulunduğu bilinmektedir (Yiğit ve Medvedev 2009).

Güneşin ısıtmasıyla atmosferdeki sıcaklık ve rüzgarların gece-gündüz döngüsüne bağlı olarak periyodik hal değişimleri gelgit dalgalarını doğurmaktadır. Bu periyodik değişimler günde bir (İ: diurnal), iki (İ: semidiurnal) veya üç defa (İ: terdiurnal) olmaktadır. Gelgit dalgalarının da tıpkı çekimsel dalgalar gibi yükseldikçe genlikleri artar. Gelgit dalgaları çoğu zaman kırılmadan termosferin üst taraflarına kadar ulaşır. Bu dalgalar sönümlenmeleri sonucunda termosfere momentum ve ısı sağlar, ayrıca madde taşınımında da rol alırlar. Bu etkilere bağlı olarak termosferin bileşimini, termal ve dinamik yapılanmasını doğrudan etkileyebilmektedirler. (Forbes 2021).

Gezegensel dalgalar gezegen çevresinin ilk dört harmonik bileşenine karşılık gelen dalga-boylarıyla tanımlanan titreşimlerdir. Bu dalgaların oluşumuna yol açan etmenler; gezegen yüzeyindeki orografik yapı, kıta-deniz dağılımı ve hava kütlelerinin hareketleri

ile ilişkilidir. Bu tipteki dalgalar da gel-git dalgaları gibi termosferdeki yoğunluk, bileşim ve rüzgar yapılanmasını doğrudan etkileyebilmektedir. Farklı ölçekteki atmosfer dalgalarının birbirleriyle etkileşimi ve bu etkileşimin atmosferdeki etkileri güncel bir araştırma konusudur (Yue vd. 2021).

İ-T bölgesindeki nötral (E. ıln) hareketleri güneş ışımasının ve alt atmosferden yükselen dalga aktivitesinin kontrolünde şekillenir. Güneş ışımasının yerel saate ve dalga aktivitesinin enleme bağıllığı dolayısıyla termosferde bir sıcaklık dağılımı oluşur. Bu sıcaklık yapılanmasının yol açtığı yatay basınç düşümlerine ek olarak viskozite, adveksiyon, merkezkaç kuvveti, Coriolis kuvveti ve iyon sürtünmesi etmenlerinin dahil olduğu bir rüzgar dolaşımı şekillenir (Wang vd. 2021). Temsili olarak simule edilen termosferdeki yatay rüzgar dolaşımı ve sıcaklık dağılımı, Şekil 2.10'da yerel saatin ve enlemin bir fonksiyonu olarak gösterilmiştir.

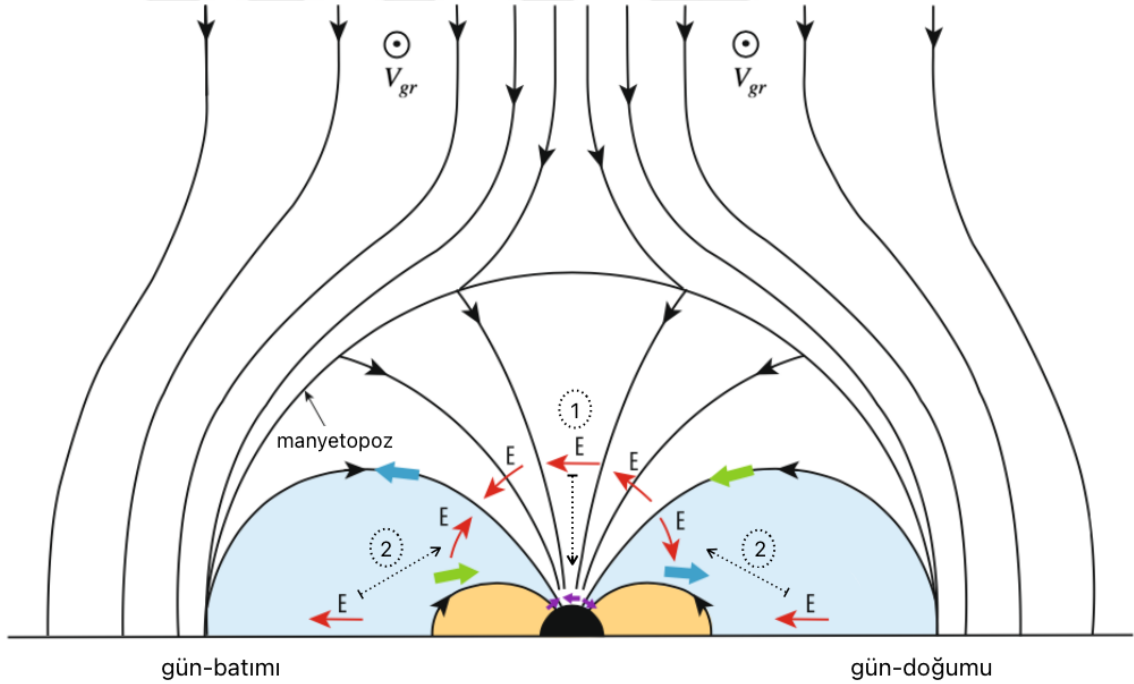


Şekil 2.10. Farklı yüksekliklerdeki yatay rüzgar ve sıcaklık dağılımı (kaynak: GITM)

Düşük irtifadaki rüzgar dolaşımında, alt atmosferden yükselen çeşitli ölçeklerdeki dalga yapıları etkilidir (Ruan vd. 2015). Bu sebeple sıcaklığın doruk değeri gece yarısından sonra oluşur (Şekil 2.10a). Daha yüksek irtifalarda üst enlemlerdeki sıcaklık değerlerinin yükselmesiyle manyetosfer ile olan bağlaşımın arttığı anlaşılmaktadır (Şekil 2.10b). Yukarı enlemlerin Joule ısınmasına maruz kalmasıyla rüzgar yapılanması farklılaşmaktadır (Kwak ve Richmond 2021). En yüksek sıcaklık değerleri İ-T bölgesinin tavanında (Şekil 2.10c), aşağı ve orta enlem bölgelerinde ve yerel öğleden sonra zamanlarında kaydedilmektedir. Bu yüksekliklerde rüzgar dolaşımı sıcaklığın doruğa ulaştığı yerel öğleden sonradan, güneş ışığını daha eğimli alan yukarı-enlem bölgelerine ve hiç güneş almayan gece tarafına doğrudur.

2.1.2.2. Manyetosfer bağlaşımı

İ-T sistemi için bir diğer önemli enerji ve momentum kaynağı bölgenin üstünde yer alan manyetosferdir. Güneş rüzgarının taşıdığı enerji, manyetosferdeki dinamo süreci kapsamında elektrik alanlarıyla ve manyetik alan çizgilerine hizalı akımlarla iyonosfere aktarılır (Akasofu 1981; Cowley 2000). İ-T bölgesinin üst katmanıyla olan ilişkisinin temelini oluşturan bu süreçteki elektrik alanları ve akım sistemleri Şekil 2.11 ile gösterilmiştir. Buradaki bakış açısı manyetosferin kuyruk tarafından güneşe doğrudur.



Şekil 2.11. İ-T sisteminin manyetosfer ile bağlaşımında rol alan manyetik alan çizgileri (siyah okları), elektrik alanları (kırmızı oklar) ve akım sistemleri (yeşil, mavi ve mor renkli oklar). Yeşil ve mavi oklar sırasıyla dışarı ve içeri yönlü alan-hızlı akımları temsil etmektedir. Kutup dairesi bölgesinde yer alan Pedersen akımları mor renk ile çizilmiştir. Elektrik alanların taşınma süreçleri 1 ve 2 numaralı noktalarla gösterilmiştir. Güneş rüzgarı (V_{gr}) sayfa düzleminden dışarıya doğrudur. Pfaff (2012)'den uyarlanmıştır.

Güneş rüzgarı dünyaya yaklaştıkça yer manyetizmasının şiddeti artacağından, belirli bir katmanda güneş rüzgarının basıncı ile dünyanın manyetik alan basıncı birbirlerine

eşitlenir. Manyetopoz (İ. magnetopause) olarak bilinen süperiletken yapıdaki bu katman, manyetosferin dış sınırını oluşturur. Güneş rüzgarları ile taşınan zıt yüklü parçacıklar, manyetopozla karşılaşınca zıt yönlerde saparak bu katman boyunca ince bir akım plakası (İ. current sheet) oluşturur (Kelley 2009).

Güneş rüzgarının manyetosfer ile bağlantısı manyetopoz aracılığıyla gerçekleşir. Yer manyetizmasının açık uçlu alan çizgileri, manyetopozdaki akım plakası aracılığıyla, güneş rüzgarındaki manyetik alan çizgileri ile birleşir. Bu olaya manyetik yeniden bağlanma adı verilmiştir. Yeniden bağlanma sırasında manyetosfere önemli miktarda enerji girişi olur (Dungey 1961). İ-T sisteminde paralel iletkenlik değerleri çok yüksek olduğundan (Şekil 2.5) elektrik alanları manyetik alan çizgileri boyunca kolayca taşınabilmektedir.

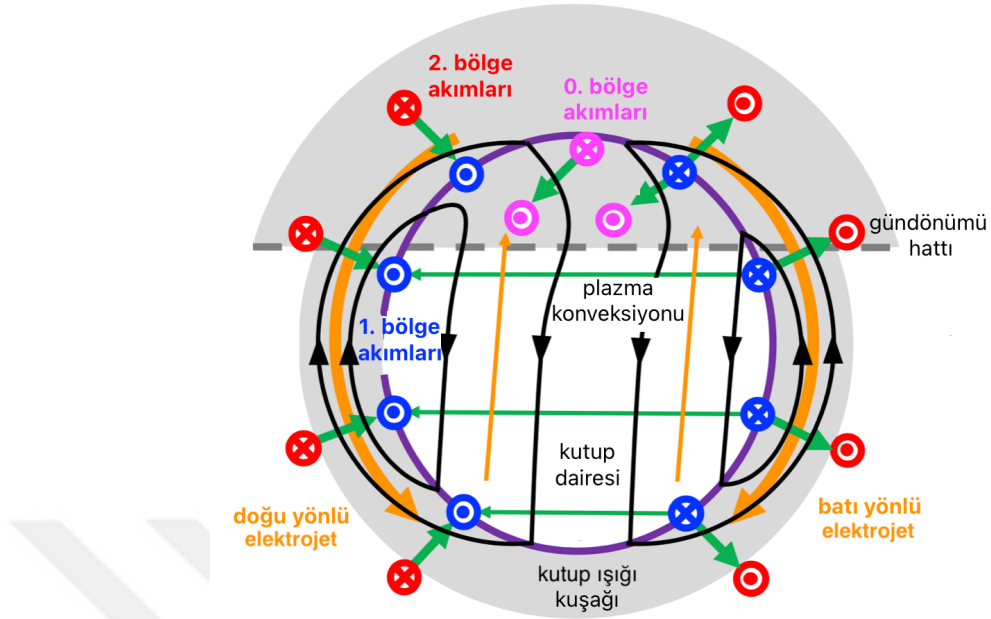
Güneş rüzgarının dünyanın manyetik alanı ile etkileşimi ($\mathbf{E} = -\mathbf{V}_{gr} \times \mathbf{B}$) sonucunda, gün-doğumundan gün-batımına doğru bir elektrik alanı oluşur. Bu elektrik alanın iyonosfere taşınması, kutup dairesindeki (İ. polar cap) açık uçlu manyetik alan çizgileri aracılığıyla gerçekleşir (Şekil 2.11, 1 numaralı süreç). Manyetosferde gün-doğumundan gün-batımına uzanan elektrik alanı, kutup dairesinin hemen dışındaki manyetik alan çizgileri boyunca yeryüzüne doğru gönderilerek (İ. mapping), zıt yönde bir elektrik alanı oluştururlar (Şekil 2.11, 2 numaralı süreç) (Pfaff 2012).

Kutup dairesinin sınırlarındaki ve hemen dışında yer alan kutup ışığı kuşağındaki (İ. auroral zone) manyetik alan çizgileri boyunca oluşan elektrik akımları Şekil 2.11’de mavi ve yeşil oklar ile gösterilmiştir. Yeşil oklar, İ-T bölgesine giriş yapan akımları, mavi oklar ise İ-T bölgesinden çıkış yapan akımları temsil eder. Bu akım sistemi iki bölgeye ayırır. Birinci bölge (İ. Region 1) akımları kutup noktası tarafında, ikinci bölge (İ. Region 2) akımları ekvator tarafında yer alır. Dışarı ve içeri yönlü alan-hızlı akımların oluşturacağı devre İ-T sisteminin içerisindeki Pedersen akımları (Şekil 2.11, mor oklar) aracılığıyla tamamlanır (Pfaff 2012).

Güneş rüzgarının güneşe zıt doğrultudaki sürekli hareketi vasıtasıyla, bir ucu kutup dairesinde olan açık uçlu alan çizgileri, güneş rüzgarının etkisiyle aynı yönde harekete zorlanır. Açık uçlu alan çizgilerinin yeniden bağlanma sonrasında kapalı hale gelerek güneş tarafında ilerlemesiyle, iyonosfer plazmasının konveksiyon döngüsü tamamlanır. Genel olarak bu konveksiyon kutup dairesi boyunca güneşe zıt doğrultudadır ve kutup ışığı kuşağı boyunca güneş doğrultusunda geri döner. Sürekli devam eden bu konveksiyon örüntüsünün yapısı ve şiddeti güneş rüzgarının kontrolündedir (Milan ve Grocott 2021).

İ-T sisteminin kutup dairesi ve civarında oluşan konveksiyon örüntüsü ve elektrik alanı yapılanmasının üstten görünümü Şekil 2.12 ile gösterilmiştir. Buradaki bordo daire açık ve kapalı alan çizgileri arasındaki sınırı belirtmektedir. Bu sınır kutup dairesini çevrelemektedir. Siyah oklar plazma konveksiyon örüntüsünü göstermektedir. Mavi renk ile kodlanan birinci bölge akımları ve kırmızı renk ile kodlanan ikinci bölge akımları, kutup ışığı kuşağının sırasıyla kutup noktasına ve ekvatora bakan taraflarında yer almaktadır. Kutup bölgesinin güneşe bakan tarafındaki ve kutup ışığı kuşağındaki yüksek iletkenlikler gölgelendirme ile ifade edilmiştir.

İ-T bölgesine giriş yapan ve çıkış yapan alan hızlı akımlar arasında Şekil 2.12’de yeşil oklar ile gösterilen Pedersen akımları oluşmaktadır. Kutup başındaki düşük iletken-



Şekil 2.12. Kuzey kutbundaki konveksiyon ve elektrik akım yapılanmasının üstten görünümü. Milan (2021)'den uyarlanmıştır.

liğe bağlı olarak daha zayıf olan Pedersen akımları daha ince oklar ile belirtilmiştir. Kutup ışığı kuşağındaki elektrojetleri meydana getiren Hall akımları turuncu oklar ile gösterilmiştir. Kutup dairesi bölgesinde güneş yönündeki daha zayıf Hall akımları ince oklar ile belirtilmiştir.

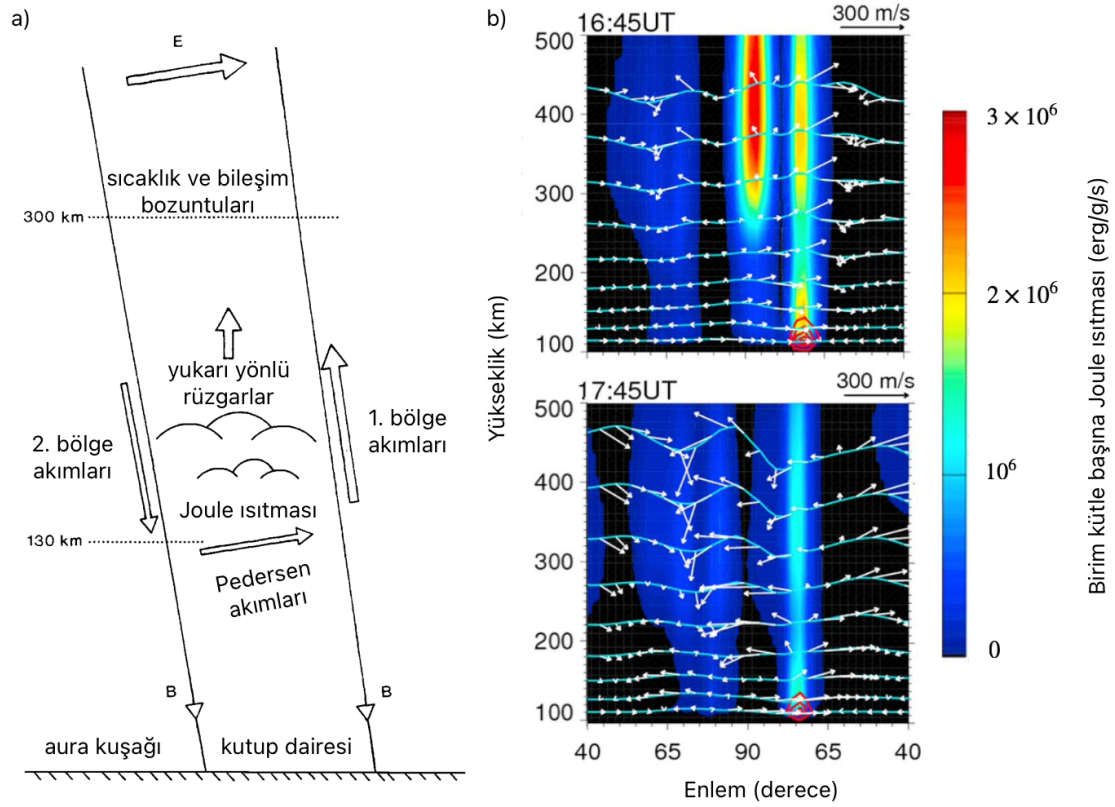
Kutup başı (İ. polar cusp), açık uçlu manyetik alan çizgilerinin yeryüzünde yakın-sadığı konik alan olarak tanımlanabilir. Genellikle kutup dairesinin güneşe bakan taraflarında yer alan kutup başının şekli ve konumu, güneş rüzgarı ile manyetosfer arasındaki etkileşimin kontrolündedir (Russell 2000). Kutup başı boyunca oluşan elektrik akımları sıfırıncı bölge akımları olarak bilinmektedir. Bu akımlar Şekil 2.12'de pembe renk ile kodlanmıştır.

2.1.2.3. Dahili bağlaşım

Yukarıda değinilen süreçlerin ışığında İ-T sisteminin kendi içinde gerçekleşen dikey etkileşimlerden bahsedilebilir. Manyetosfer kaynaklı elektrik alanları, kutup dairesi ve civarındaki iyonosfer plazmasını hareketlendirdiğinde, çarpışmalar aracılığıyla nötr bileşenlere enerji transferi gerçekleşir. Böylece plazma sürüklenmesi yönünde hareketlenen nötr bileşenler, şiddetli rüzgarlara yol açabilmektedir. Nötraller ile iyonlar arasındaki sürtünmeden ve tüm çarpışmalardan açığa çıkan ısıнын toplamı, Joule ısıtması olarak bilinmektedir (Prölss 1997).

Joule ısıtması sonucunda İ-T sisteminde yukarı yönlü rüzgarlar (İ. upwelling) oluşmaktadır. Bu rüzgarlar yükseldiği bölgede, Şekil 2.13a ile gösterildiği üzere bozuntulara (İ. disturbance) sebep olabilmektedir. Joule ısıtmasıındaki ani değişimlerin tetiklediği çe-

kimsel dalgalar, İ-T bölgesine dağılarak bozuntuların hareketli hale gelmesine yol açabilmektedir. Hareketli atmosfer bozuntuları (İ. travelling atmospheric disturbances) olarak bilinen bu yapıların hareket doğrultuları, genellikle Joule ısıtmasının gerçekleştiği yüksek enlemlerden ekvatora doğrudur. (Lu vd. 2016).



Şekil 2.13. Joule ısıtmasının İ-T bölgesindeki etkileri. Prölss (1997) ve Lu vd. (2016) çalışmalarından uyarlanmıştır.

Şekil 2.13b'de yüksek enlemlerden giriş yapan enerji sonucu açığa çıkan Joule ısıtmasının yükseklik profili ve bir saat sonrasında açığa çıkan atmosfer dalgalarını gösterilmiştir. Bu panelde gösterilen simülasyon sonuçları, gün doğumu sağ tarafta, gün batımı sol tarafta olacak şekilde kuzey yarım kürenin orta ve yüksek enlem bölgelerini kapsamaktadır. Yatayda turkuaz rengiyle gösterilen eğriler sabit basınç seviyelerine karşılık gelmektedir. Beyaz oklar yatay ve dikey rüzgarları ifade etmektedir. Dikey rüzgarların değişimini vurgulamak amacıyla şiddetleri 5 kat artırılmış ve bu sayede grafikteki yatay rüzgarlar ile aynı mertebeye getirilmiştir.

Şekil 2.13b'de yer alan üst grafikte, kuzey kutup noktasının 300 km üzerinde yoğun bir Joule ısıtması olduğu görülebilir. Fakat kutup ışığı kuşağının güneşe bakan tarafında, Joule ısıtmasının daha alt yükseklik değerlerine kadar inebildiği görülmektedir. Birim hacim başına Joule ısıtmasının doruk değeri, kırmızı eş-yükselti (İ. contour) çizgileriyle gösterildiği gibi Pedersen iletkenliğinin doruk yaptığı irtifa ile örtüşmektedir (Bkz. Şekil 2.4).

Şekil 2.13b'de yer alan alt grafikte enerji girişinden bir saat sonra sabit basınç seviyelerinin dalgalandığı görülebilmektedir. Sabit basınç seviyelerinin ve nötral rüzgarların

dalgalanma genlikleri irtifa ile artmaktadır. Bu durum, daha düşük irtifalarda oluşarak yukarı yükselen çekimsel dalgaların en belirgin özelliğidir (Hines 1960).

Çekimsel dalgalar, plazma yoğunluğuna etki ederek, hareketli iyonosfer bozuntularına da yol açabilmektedir. Hareketli atmosfer bozuntularının aksine, hareketli iyonosfer bozuntularının tek sebebi çekimsel dalgalar değildir. İyonosferin E bölgesi ve F bölgesi arasındaki elektrodinamik bağlaşım süreçleri, özellikle gece tarafındaki hareketli iyonosfer bozuntularının oluşumunda rol almaktadır. Karakteristik özelliklerine göre hareketli iyonosfer bozuntuları, büyük ölçekli ve orta ölçekli olmak üzere ikiye ayrılır. Büyük ölçekli olanların yatay eksenindeki dalga boyları 1000 km'den büyük, periyotları 0.5–3 saat arasındadır. Orta ölçekli olanların yatay eksenindeki dalga boyları bir kaç 100 km civarında, periyotları 15–60 dakika arasındadır. Büyük ölçekteki hareketli iyonosfer bozuntuları genellikle hareketli atmosfer bozuntuları ile ilişkilendirilmektedir (Otsuka 2021).

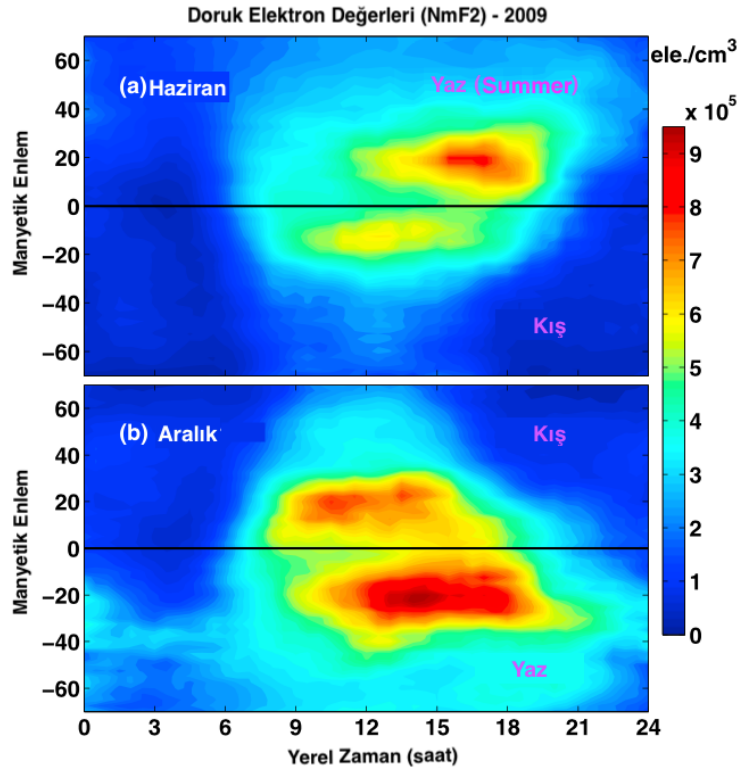
2.1.3. Değişkenlikler

İ-T bölgesi, zamana ve konuma bağlı çeşitli değişkenlikleri barındırmaktadır. Yapılan gözlemlerden elde edilen veriler ve geliştirilen modeller kapsamında, bu değişkenliklerin davranışları genel hatlarıyla anlaşılmış olsa da, İ-T bölgesinde zamansal ve mekansal uyumsuzlukların oldukça yaygın olduğu farkedilmiştir (Rishbeth 1998). Bu bölümde, İ-T bölgesindeki zamansal ve mekansal değişkenlikler ele alınmış ve uyumsuzluk paternleri ifade edilmiştir. Aynı zamanda, güneş aktivite çevriminin değişkenlikler üzerindeki etkilerine yönelik literatürde yer alan bilgiler derlenmiştir. Manyetik fırtına, güneş patlaması gibi etkiler bu bölümde hesaba katılmamıştır. Güneş patlamasının İ-T bölgesindeki etkilerine yönelik öncül çalışmalar ayrıca Bölüm 2.2.2'de sunulmuştur.

İ-T bölgesinin en önemli enerji kaynağı olan güneş ışıması, gün içerisindeki değişkenliklerin temel kaynağıdır. Güneş ışıması, termosfer bileşenleri üzerinde iyonlaştırıcı, ayrıştırıcı, uyarıcı ve ısıtıcı etkiye sahiptir. Termosferde gece ve gündüz vakitlerinde ölçülen yoğunluk değerleri arasındaki fark iki kata kadar çıkabilmektedir (Müller vd. 2009). İyonosferde bu fark 10^2 mertebesinde (Bkz. Şekil 2.1). İ-T sistemindeki en yüksek değerler öğle vaktinin hemen sonrasında, en düşük değerler ise gece yarısından sonra kaydedilmektedir. Güneş ışımasının İ-T bölgesindeki etkileri Bölüm 2.2.2'de ayrıca incelenmiştir.

Güneş ışımasının şiddeti ve zenit açısı, İ-T bölgesinin mevsimsel ve yıllık değişkenliklerini açıklamak için doğrudan ve tek başına yeterli görünmemektedir. Herhangi bir yerel konumda yaz aylarında güneş ışımasının daha etkili olması beklenirken, en yüksek elektron yoğunluğu değerleri kış aylarında kaydedilmektedir. İyonosfer katmanlarının oluşumu açıklayan Chapman teorisine (Bkz. Bölüm 2.2.1) uymayan bu duruma mevsimsel uyumsuzluk adı verilmiştir. Güneş ışımasının zenit açısına bağlı olarak yaz aylarında artan termal genişleme, iyonlaşmanın en etkili olduğu F bölgesi yüksekliklerindeki nötr bileşen oranlarını değiştireceğinden, mevsimsel uyumsuzluğa katkıda bulunmaktadır (Rishbeth 1998). Aynı zamanda yaz yarımküresinden kış yarımküresine sirkülasyon süreçleriyle taşınan nötr bileşenler, iyonlaşmaya katkıda bulunarak kış yarımküresindeki elektron yoğunluğunun artmasını sağlamaktadır (Qian ve Solomon 2011).

En yüksek elektron yoğunluğu değerlerinin yerel saate ve enleme olan bağılılığı Şekil 2.14 ile gösterilmiştir. Burada alçak enlem bölgesi incelendiğinde günün ilk bö-

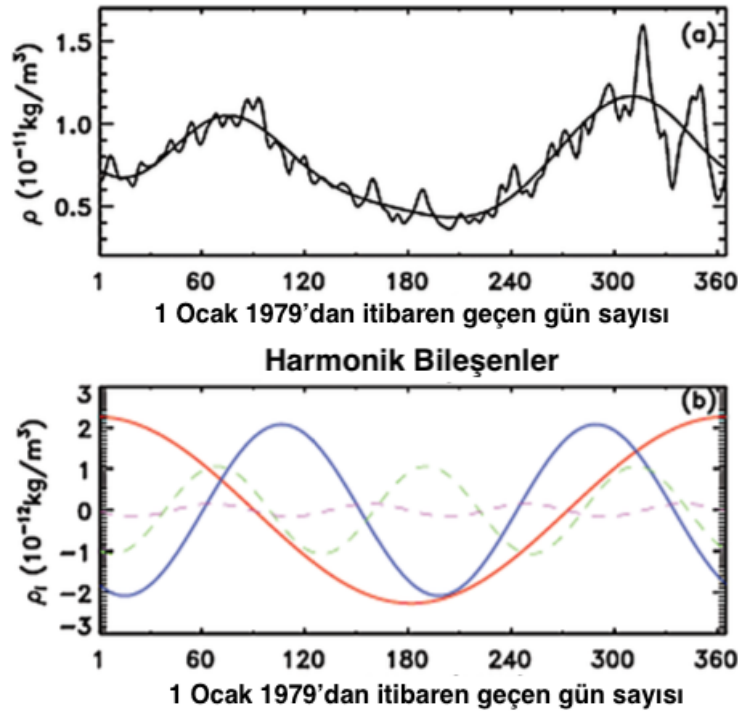


Şekil 2.14. 2009 yılının Haziran (a) ve Aralık (b) aylarında iyonosferin doruk elektron yoğunluğu değerlerinin yerel saate ve enleme göre değişimi. Sai Gowtam ve Tulasi Ram (2017)’den uyarlanmıştır.

lümünde (yerel zaman 6-12 saatleri arası) mevsimsel uymazlığın belirgin olduğu fakat sonraki zamanlarda tersine döndüğü (yaz yarımküresinde doruk elektron yoğunluğu değerlerinin arttığı) görülebilir. Bu durumun sebebi, Şekil 2.14’deki verilerin güneş leke çevriminin minimum fazında olduğu zamana ait olmasıdır. Mevsimsel uymazlığın güneş leke çevrimine bağlı olarak belirgin bir değişim sergilediği ve çevrimin minimum dönemlerinde ortaya çıkmadığı kaydedilmiştir (Burns vd. 2014).

Güney yarımkürede kış mevsiminin yaşandığı Haziran ayına kıyasla kuzey yarımkürede kış mevsiminin yaşandığı Aralık ayı civarında, elektron yoğunluklarının daha yüksek değerler göstermesine yıllık değişkenlik denilmiştir (Rishbeth 1998). Şekil 2.14’de yıllık değişkenlik oldukça belirgindir. Aralık ayında güneş ile dünya arasındaki mesafenin Haziran ayına kıyasla $\sim 3\%$ azalması yıllık değişkenliği açıklamakta yetersiz bulunmuş, takip eden araştırmalar, jeomanyetik alan konfigürasyonunun da etkili olduğunu göstermiştir (Sai Gowtam ve Tulasi Ram 2017).

İlın ve elektron yoğunlukları yılda iki defa gerçekleşen ekinoks dönemlerinde en yüksek değerlerine ulaşmaktadır. Bu değişime yarıyıl değişkenliği denilmiştir. Yarıyıl değişkenliğine örnek olarak sabit 400 km yükseklikteki küresel ortalaması alınan nötral yoğunluğunun bir yıl boyunca değişimi ve bu değişimin ilk 4 harmonik bileşeni, Şekil 2.15 ile sunulmuştur. Şekil 2.15a’da ekinoks dönemlerine denk gelen 60–90 günleri arasında ve 300–330 günleri arasında yoğunluk değerlerinin doruk yaptığı görülmektedir. Şekil

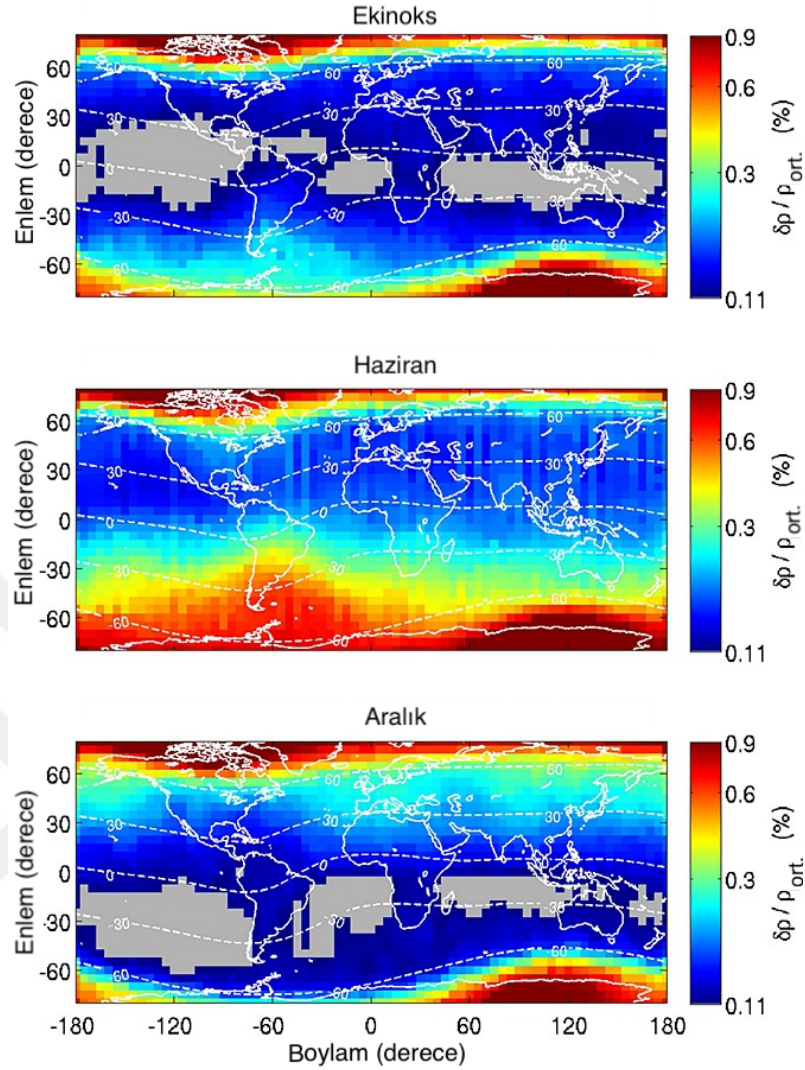


Şekil 2.15. 1979 yılı boyunca ölçülen nötral yoğunluk değerlerinin 400 km yükseklikteki küresel ortalamalarının zamansal değişimi (a) ve bu değişimin ilk 4 harmonik bileşeni (b). Qian ve Solomon (2011)’den uyarlanmıştır.

2.15b’de bu paternin günlük ve yarıgünlük harmonik bileşenleri, sırasıyla kırmızı ve mavi çizgiler ile gösterilmiştir. Bu ilk iki harmoniğe kıyasla, kesik çizgilerle gösterilen 3. ve 4. harmoniklerin yarıyıl uymazlığına etkisi önemsiz kalmaktadır. Yarıyıl değişkenliğinin sebepleri henüz net bir şekilde ortaya konulamamış olsa da, küresel sirkülasyon modelleri kullanılarak yapılan teorik yaklaşımlar, alt atmosfer ile ilişkili dikey taşınım süreçlerine ve girdap yayılımının (İ. eddy diffusion) zamansal ve mekansal değişkenliklerine işaret etmektedir (Qian vd. 2013).

İ-T bölgesindeki değişkenlikler ve uymazlıklar göz önüne alındığında, güneş ışımasına ek olarak çeşitli süreçlerin olası etkileri önem kazanmaktadır. Alt atmosferden yükselen dalga aktivitesi, İ-T sisteminin değişkenliğinde güneş ışımasından sonraki en etkili faktörlerin başında gelmektedir (Yiğit ve Medvedev 2015). Şekil 2.16 ile Güneş leke çevriminin doruk fazında, dalga aktivitesinin gündüz tarafında yol açtığı yoğunluk değişkenliğinin, enlem-boylam koordinatlarına ve mevsimlere göre değişimi gösterilmiştir. Güneş leke çevriminin minimum fazında dalga aktivitesi yaklaşık iki kat artmaktadır (Park vd. 2014). Şekil 2.16b’de güney yarım kürenin yüksek ve orta enlem kuşağında 60° batı boylamı civarında, dalga aktivitesinde görülen aşırı artış, Antartika yarımadasındaki konvektif ve orografik süreçler ile ilişkilendirilmektedir (Hoffmann vd. 2013). Aynı bölgede kış aylarında (Bknz. Şekil 2.14b) gece saatlerinde kaydedilen elektron yoğunluğu artışları ise Weddell Denizi uymazlığı olarak bilinmektedir (Chang vd. 2015).

Çekimsel dalgaların lokal etkilerine kıyasla, gelgit dalgalarının İ-T bölgesinde yol açtığı değişkenlikler daha geniş ölçeklidir. Fejer vd. (2008), bu etkileri ölçmek amacıyla,

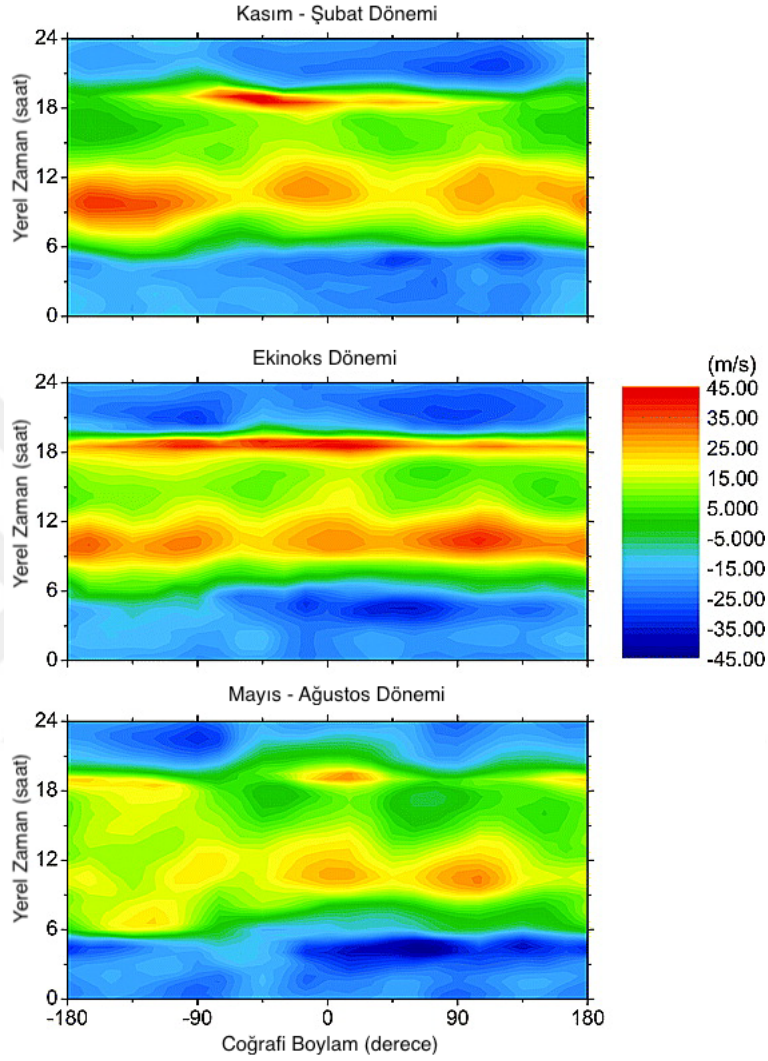


Şekil 2.16. Ekinoks (a), Haziran (b) ve Aralık (c) aylarında yerel zamana göre 09-18 saatleri arasında dalga aktivitesinden kaynaklanan nötral yoğunluk değişkenliğinin 2001–2005 yılları arasındaki ortalama değerleri. Değişkenlikler, ortalama yoğunluklardan (ρ_{ort}) sapmaların ($\delta\rho$) oranı cinsinden ifade edilmiştir. Park vd. (2014)’den uyarlanmıştır.

gelgit dalgalarıyla ilişkili (rüzgarların dinamo süreci aracılığıyla yol açtığı) elektrik alanlarının değişkenliğini incelemiştir. Elektrik alanlarını temsilen, plazmanın $\mathbf{E} \times \mathbf{B}$ ’ye bağlı dikey hız ölçümlerini kullanan bu çalışmada elde edilen patern Şekil 2.17 ile gösterilmiştir. Burada özellikle dalga boyu 4 olan gelgit etkisi açıkça görülmektedir. En yüksek değerlerin ekinoks dönemlerinde görülmesi, yarıyıl değişkenliğini doğrular niteliktedir. Gün içindeki değişimler incelendiğinde, güneşin doğuşuyla birlikte plazma hızlarının arttığı ve gün batımıyla birlikte aniden doruğa yükselip ardından minimum seviyelere düştüğü görülmektedir. Akşam saatlerindeki bu değişim, gün dönümü artışı (İ. the prereversal enhancement) olarak bilinmektedir.

Genel hatlarıyla bakıldığında gece-gündüz döngüsüne bağlı gelgit dalgalarının, İ-T bölgesinin düşük enlem kuşağındaki değişkenliklerde baskın rol oynadığı görülmektedir. Bu yüzden, gelgit dalgalarının mevsime bağlı değişimleri ile İ-T bölgesinin düşük en-

lemlerindeki değişkenlikler arasında sıkı bir ilişkidenden bahsedilebilir. Yüksek enlemlerin zamana bağlı değişkenlikleri, güneş ışığını alma açılarının kontrolündedir. Orta enlemler ise hem düşük enlemlerdeki, hem de yüksek enlemlerdeki değişkenliklerden etkilenmektedir.



Şekil 2.17. Gelgit etkilerini temsil eden ortalama dikey plazma hızlarının yerel saat, boy-lam ve mevsime göre değişimi. Fejer vd. (2008)'den uyarlanmıştır.

Son olarak, İ-T bölgesinde 2, 5, 6, 9, 13.5, 16 ve 27 gün periyotlu değişkenlikler bildirilmiştir (Liu vd. 2021). Bu periyodik değişkenliklerden bir kısmı (27, 13.5, 9 ve yaklaşık 7 gün civarındakiler) güneş rotasyonunun alt harmonik bileşenleridir. Alt atmosferden yükselen dalga aktivitesiyle ilişkilendirilen periyotlar 2, 5, yaklaşık 10 ve 16 gün olarak belirlenmiştir (Laštovička 2006). Harmonik bileşenlerin genliklerinin güneş leke çevrimi ile olan ilişkisi iyonosferde ve termosferde farklı seyretmektedir.

2.1.4. Gözlem aygıtları

İ-T bölgesini tanımlamada kullanılan temel veriler çeşitli gözlem kabiliyetlerine ve çalışma prensiplerine sahip gözlem aygıtlarından elde edilmektedir. Aşağıda bu gözlem aygıtları tanıtılırken, tasarım detaylarından olabildiğince kaçınılmış, tanıtılan aygıtın İ-T bölgesindeki işleyişine odaklanılmıştır.

Genel hatlarıyla İ-T bölgesine yönelik gözlem aygıtları doğrudan algılama, dolaylı algılama ve uzaktan algılama olarak üçe ayrılabilir (Hargreaves 1992). Doğrudan algılamada bir ortam hakkında veri toplayacak olan gözlem aygıtı, ölçüm yapılacak ortamla temas halindedir. Doğrudan gözlem aygıtı, roket veya uydu gibi bir uzay aracıyla veri toplanacak olan ortama taşınmalıdır. Bu durum hem maliyetleri arttırmakta hem de bazı ölçümlerde uzay aracının varlığı ortamın özelliklerini etkilediğinden dolayı hassasiyeti düşürebilmektedir. Dolaylı algılamada gözlem aygıtı yine ölçüm yapılacak ortamda yer alır fakat ölçümler farklı bir konumdan yapılır. Bu yöntemle örnek olarak bir meteoroloji balonunun radar vasıtasıyla takip edilerek rüzgar hareketlerinin ölçülmesi verilebilir. Uzaktan algılamada ortamın özellikleri elektromanyetik veya sonik dalgalar yardımıyla ölçülür. Bu dalgalar ortamda doğal süreçler ile oluşmuş ise pasif uzaktan algılama, yapay olarak ortama gönderilmiş ise buna da aktif uzaktan algılama denir. Örneğin hava parlaklığına (İ. airglow) yönelik ölçümler pasif uzaktan algılama, toplam elektron ölçütü (İ. total electron content) ise aktif uzaktan algılama yöntemlerindedir.

Termosfere yönelik doğrudan ölçümlerde, gaz parametrelerini (yoğunluk, sıcaklık ve basınç) ölçmek için, yeryüzü laboratuvarlarındaki vakum çalışmalarında geliştirilen aygıtlar kullanılmıştır. Manometre, soğuk katot gibi çeşitli basınçölçerler ve hız dağılımını analiz eden aygıtlar, uzay aracının hareketinden kaynaklanan etkiler gözetilerek uygun bir düzenekle uydu veya roketlere yerleştirilerek ilk ölçüm gerçekleştirilmiştir (ör: Dalgarno vd. 1973).

İyonosfere yönelik doğrudan ölçümlerde yüklü bileşenlerin sayı yoğunluklarını ve sıcaklıklarını belirlemek için özel geliştirilmiş Langmuir sonda (İ. Langmuir probe) aygıtları kullanılır. Bu ölçümlerde, ölçüm yapılacak ortamla temas halindeki sonda aygıtına belirli bir voltaj uygulanarak ortamdaki yüklü bileşenlerin davranışı kaydedilir. Uygulanan voltaj değeri değiştirildiğinde oluşan akım farklılıkları analiz edilerek yüklü bileşenlerin sayı yoğunlukları ve sıcaklıkları elde edilir (Lebreton vd. 2006). Langmuir sonda yöntemini temel alan RPA (İ. Retarding Potential Analyzer), DSLP (İ. Dual Segmented Langmuir Probe), iyon drift ölçer (İ. ion drift meter) gibi farklı aygıtlar geliştirilmiştir.

Termosfer ve iyonosfer bileşen oranlarının doğrudan ölçümü, ilk olarak kütle spektrometresi adı verilen yöntemle gerçekleştirilmiştir (Bennett 1950). Yüklü ve yüksüz bileşenlere yönelik kütle spektrometreleri farklı tasarıma sahip aygıtlardır. Bu yöntemin dünya atmosferi için kullanımı 1980’li yıllardan itibaren terk edilmiş ve daha düşük maliyetli uzaktan algılama yöntemleri geliştirilmiştir (Palmroth vd. 2021). Güneş sistemimizdeki diğer gezegenlere gönderilen uzay araçlarında doğrudan ölçüm yapan kütle spektrometresi kullanımı devam etmektedir (ör: Mahaffy vd. 2015).

Sonda roketleri (İ. sounding rockets), İ-T bölgesinin doğrudan algılanmasına yönelik önemli araçlardır. Meteoroloji balonlarının en çok yükselebildikleri 40 km ile kararlı uydu yörüngelerinin en düşük yüksekliği olan yaklaşık 200 km arasındaki veriler, doğru-

dan ölçümleme aygıtlarının yüklendiği sonda roketleri aracılığıyla elde edilebilmektedir. Sonda roketlerinin önemli avantajları vardır. Bunlardan ilki bir sonda roketinin doğrudan ölçümlendiği verilerin yükseklik profilleri elde edilebilmektedir. İkinci avantajı, uyduya yerleştirilmek üzere tasarlanan bir ölçüm aygıtının İ-T bölgesindeki performansı sonda roketlerinde test edilebilmektedir. Diğer bir önemli avantaj ise, hazır durumdaki sonda roketlerinin çok kısa bir sürede fırlatılarak güneş patlaması gibi ani olaylar sırasında İ-T bölgesinden ölçümler alma olanağı sağlamasıdır. Kullanılan ölçüm aygıtlarına göre sonda roketleri aracılığıyla rüzgar, basınç, sıcaklık, bileşen oranları, ısıma seviyeleri, plazma yoğunlukları gibi bir çok veri elde edilebilmekte ve elektrik akımları, bozuntu yapıları, çekimsel dalgalar gibi bir çok görüngü analiz edilebilmektedir (Seibert ve Battrick 2006).

Termosferdeki gaz yoğunluğuna yönelik ilk dolaylı ölçümler atmosfer sürüklenmesinin uzaydaki nesneleri maruz bıraktığı yörünge sönümünün (İ. orbital decay) takip edilmesiyle gerçekleştirilmiştir (Doornbos vd. 2008). Bu yöntem ile yeterince hassas sonuçlar alabilmek için bir kaç yörünge üzerinden ortalama alınması gerekmektedir. Günümüzde Küresel Uydu Navigasyon Sistemi (K. KUNS, İ. GNSS) ile takip edilen uydular sayesinde yörünge sönümü daha hassas ve daha yüksek çözünürlüklü olarak belirlenebilmektedir.

Diğer bir dolaylı ölçüm aygıtı olan ivmeölçerlerin kullanımı 2000'li yıllardan itibaren devreye alınan uydularla yaygınlaşmıştır. İvmeölçerlerden elde edilen ölçümler kalibre edilerek rüzgar ve yoğunluk verileri elde edilmektedir. Kalibrasyon işlemi için ivmeölçere etki eden radyasyon basıncının yol açtığı ivmelenmenin aerodinamik ivmelenmeden ayrıştırılması gerekmektedir. Bu amaçla kullanılan modelleme yaklaşımlarında ortamdaki bileşenlerin karışım oranlarının önceden gerçekleştirilen spektrometre ölçümlerine dayanan bilgisi kullanılmaktadır. Aerodinamik ivmelenme elde edildikten sonra, uzay aracının 3 boyutlu modeli ve ağırlığı kullanılarak her bir yüzeyindeki rüzgar hızı ve atmosfer yoğunluğu hesaplanmaktadır (Doornbos 2011).

Uzaktan algılama yöntemlerinden en eskiye dayanan iyonosondanın temel prensibi dikey olarak ilettiği radyo sinyali atımının yansıyarak geri dönme süresinin ölçümüne dayanır. Radyo dalgaları iyonosferin derinliklerine nüfuz ettikçe elektron yoğunluğu artacağından kırılma indisi düşecektir. Belirli bir seviyeden itibaren yayılım duracak ve sinyal geri yansıyacaktır. Bu seviyenin yüksekliği sinyal atımı ile geri dönüşü arasındaki zaman gecikmesi kullanılarak hesaplanır. Genellikle belirli bir frekans aralığındaki radyo dalgalarının kullanıldığı bu uzaktan algılama yönteminde zaman gecikmesi ile frekans arasındaki ilişkiyi gösteren ve iyonogram adı verilen çıktılar elde edilir. İyonogramlar incelendiğinde iyonosferin bir kaç farklı katmandan oluştuğu anlaşılmıştır. Her katmanın kritik frekansı, o katmandan yansıyan dalgaların en yüksek frekansına karşılık gelmektedir. İyonosfer bütünüyle düşünüldüğünde kritik frekansların en büyüğü iyonosferin penetrasyon frekansıdır. En uzun süreli iyonosfer verisi olması bakımından iyonosonda çıktıları genellikle trend analizlerinde kullanılmaktadır (ör: Bremer 2005).

Saçılım radarları ortamdaki lokal değişkenliklerden veya düzensizliklerden saçılan enerjiyi tespit etmeye yarayan uzaktan algılama aygıtlarıdır. İyonosondadan temel farkı, global bir katman yerine lokal yapılanmalardan kaynaklanan yansımaları ölçmesidir. Saçılım radarının veri toplama çözünürlüğü ile ortamdaki lokal yapılanmaların değişkenliği arasındaki ilişki, ölçümün eşevre (İ. coherence) durumunu belirler. Ölçümlerin değişkenlik frekanslarından daha sık yapılması durumunda, yapılanmaların zamansal değişimi

mindeki tüm evreler ayrıştırılabileceğinden, bu tipteki aygıtlar eşevreli saçılım radarları olarak adlandırılmıştır. Daha düşük sıklıkla (fakat daha yüksek mekansal çözünürlükte) ölçüm yapan aygıtlar yerel yapılanmaların zamansal değişimindeki tüm evreleri ayrıştırımayacağından, eşevresiz saçılım radarları olarak adlandırılmıştır (Hargreaves 1992).

Eşevreli saçılım radarlarında saçılım bölgesinden gelen ardışık yansımaların sıklığı bölgedeki değişimlerin genliğini ve fazını takip edebilecek düzeydedir. Bu aygıtlarda temel olarak elektron yoğunluğundaki dolaşık (İ. turbulent) düzensizliklerden kaynaklanan yansımalar ölçülmektedir. Manyetik alanın radarın gözlem yaptığı doğrultudaki sonuçlara etkisini önlemek için genellikle birden fazla eşevreli saçılım radarının farklı doğrultulardan aynı bölgeye baktığı konfigürasyonlar tercih edilir (Farley vd. 1981).

Eşevresiz saçılım radarları eşevreli olanlardan daha yeni bir tekniktir. Daha dar bir demet halinde radyo sinyali atımı gerçekleştirerek mekansal çözünürlüğün artırılması sağlanmıştır. Buna bağlı olarak zamansal çözünürlüğün düşmesinden dolayı ardışık yansımalar arasında genlik ve faz takibi yapılamaz. Çok daha geniş ve hassas bir algılayıcı anten yardımıyla ardışık yansımaların güç analizleri elde edilmektedir. Bu verilere uygulanan gelişmiş veri işleme yöntemleriyle rüzgar ve plazma hızları, iletkenlik, sıcaklık ve çekimsel dalgalar tespit edilebilmektedir (Hargreaves 1992).

Radyo dalgaları yerine optik ve kızılötesi tayfı kullanan iki farklı uzaktan algılama yöntemi mevcuttur. Bunlardan biri olan Lidar, İ-T bölgesinde ışığın saçılma miktarının yükseklikle değişimini ölçerek gaz yoğunluğu, sıcaklık, basınç gibi verileri elde eden bir uzaktan algılama yöntemidir. Özellikle yüksek değişkenlik içeren süreçlerde oldukça başarılı sonuçlar veren lidar gözlemlerinin ilk yıllarında güçlü projektör ışıkları kullanılmış daha sonradan ışık kaynağı olarak lazer sistemleri tercih edilmiştir (Wandinger 2005).

Buraya kadar tanıtılan tüm uzaktan algılama yöntemlerinin aksine pasif uzaktan algılama yöntemi olan hava-parlaklığı görüntüleyiciler diğer bir veri sağlayıcısıdır. İ-T bölgesinin 90-100 km ve 200-300 km yüksekliklerinde oksijen atomuyla reaksiyona girerek ışımaya yapan çeşitli bileşenler (OH, O₂, Na vs.) bulunmaktadır. Bu ışımlar sonucunda elektromanyetik tayfın kırmızıya yakın dalgaboylarında ve kızılötesindeki hava-parlaklığı değişimleri modern görüntüleme aygıtlarıyla tespit edilerek sıcaklık ve rüzgar verilerine ulaşılabilir (Hecht 2004). Çekimsel dalgalar gibi yüksek periyotlu değişimlere yol açan süreçler bu yöntemde kolaylıkla tespit edilebilmektedir. Hava-parlaklığındaki değişimleri tespit etmekte kullanılan temel aygıt Fabry-Perot girişimölçeridir (Shiokawa vd. 2012).

Kontrollü enjeksiyon teknikleri aracılığıyla iyonosfer modifikasyonu sağlanabilmekte ve oluşan tedirginlik yapılarının ortamdaki davranışları gözlenebilmektedir (Hargreaves 1992). Bu ölçümlerde İ-T bölgesine soğuk plazma, elektron demeti, ısı, elektromanyetik dalgalar, su veya hidrojen molekülleri enjekte edilebilmektedir. Soğuk plazma ve elektron demeti enjeksiyonunda sonda roketleri kullanılmaktadır. Enjekte edilen plazmanın İ-T bölgesindeki hareketlerinden elektrik alanı verilerine ulaşılmakta, elektron demeti ise ortamın kararsızlığına ışık tutmaktadır (Haerendel 2019).

İyonosfer modifikasyonu için ısı enjeksiyonunda yüksek frekansta (3-10 MHz) güçlü yayın yapan radyo vericilerinden gönderilen ısıtıcı dalgalar kullanılmaktadır. Isıtıcı dalgalar, frekanslarının ortamdaki plazma frekansı ile eşitlendiği yüksekliklerde soğuru-

lurlar. Bunun sonucunda İ-T bölgesindeki elektronlar ısınmaktadır. Elektron sıcaklığının artması ortamdaki rekombinasyonu yavaşlattığından elektron yoğunluğunu ve dolayısıyla iletkenlikleri arttırmaktadır. Sonuç olarak açığa çıkan elektrik akımları, hava-parlaklığı artışları veya bozuntular analiz edilerek ortam hakkında bilgi toplanabilmektedir (Kuo 2015).

İyonosfer modifikasyonu sırasında yüksek frekans yerine düşük frekanslarda (0.3-30 kHz) dalga yayını gönderilmesi durumunda ısı enjeksiyonunun aksine ortamın düzensizliği azalmakta ve buna bağlı olarak parçacık hareketleri daha organize hale geldiğinden entropi düşmektedir. Elektromanyetik dalga enjeksiyonu olarak bilinen bu teknik dalga-parçacık etkileşim mekanizmaları hakkında veri toplayarak İ-T bölgesini daha iyi anlamak amacıyla kullanılmaktadır (Lu vd. 2021).

Sonda roketleri aracılığıyla, H_2O veya H_2 gibi reaktif moleküller iyonosfere enjekte edildiğinde ortamda bulunan oksijen iyonları ile etkileşime girerek İ-T bölgesindeki rekombinasyonu hızlandırmaktadır. Artan rekombinasyon sonucunda enjeksiyon yapılan bölgenin plazma miktarı azalacağından lokal bir iyonosfer boşluğu (İ. ionospheric hole) oluşur. Boşluğun oluşumu ve davranışı hakkında toplanan veriler, İ-T bölgesindeki kimyasal ve dinamik süreçlere yönelik geliştirilen denklemlerin test edilmesi için kullanılabilmektedir (ör: Mendillo ve Forbes 1978).

Son olarak, KUNS aracılığıyla elde edilen toplam elektron ölçütü verileri kullanılarak İ-T bölgesinin durumu ve değişimleri küresel çapta yüksek zaman çözünürlüğünde tespit edebilmektedir. 1990'ların sonundan itibaren iyonosfere yönelik çalışmalarda yoğun bir şekilde kullanılmaya başlanan toplam elektron ölçütü verileri, günümüzde gerçek zamanlı analizler sayesinde doğal veya antropojen süreçlerin iyonosferdeki etkilerini tespit edebilmektedir (Martire vd. 2022). Tez kapsamında kullanılan toplam elektron ölçütü verilerinin KUNS ölçümlerinden başlayarak analize hazır hale getirilmesi Bölüm 3.2'de sunulmuştur.

2.1.5. Modeller

İyonosfer-termosfer sistemi, karmaşık etkileşimlere sahip dinamik bir bölge olarak tanımlanmaktadır. Bu kompleks etkileşimleri daha iyi anlamak ve sistemin davranışını öngörebilmek amacıyla matematiksel modellerden yararlanılmaktadır. Bu modeller, genel durumu tanımlamak için kullanılan deneyimsel modeller ve sistemin benzetimini gerçekleştirmek için kullanılan sayısal modeller olmak üzere iki temel kategori altında incelenebilir. Deneyimsel modeller, bölgenin farklı koşullarda gözlemlenen verilerine dayanan bir tanımlama sunarlar. Sayısal modeller, temel fiziksel ve kimyasal süreçlere ait denklemlerden yola çıkarak bölgenin gerçekçi bir benzetimini sunarlar. Sayısal modellerin başlangıç koşulları ve sınır değerleri için deneyimsel modellerden yararlanılmaktadır (Solomon 2000).

Sayısal modellerin en yaygın kullanılan örneği küresel dolaşım modeli tipinde olanlardır. Bu modellerinin temel bileşenleri yeryüzü, denizler-okyanuslar, deniz buzları ve atmosfer katmanlarıdır. Küresel dolaşım modelleri, incelenen bileşenlerin dinamiklerini yöneten diferansiyel denklem setlerinin yatay ve/veya dikey derinliğe sahip 2 veya 3 boyutlu bir grid üzerindeki yinelemeli (İ. iterative) çözümlerine dayanır. Yinelemeli çözüm sırasında başlangıç ve sınır koşulları gözetilerek ilgili bileşene yönelik alan değişkenleri

(ör. sıcaklık, bileşim, hız vs.) hesaplanır. Küresel dolaşım modelinde ele alınan bileşenlerden bir kısmının bağlaşıklık olarak (örneğin atmosfer ile okyanuslar) ele alındığı farklı modeller mevcuttur (Yiğit 2015).

Atmosfere yönelik küresel sirkülasyon modelleri, orta atmosfer ve üst atmosfer modelleri olarak ayrışır. Orta atmosfer modelleri, yeryüzünden başlayarak Mezosfer ve termosfer arasındaki geçiş katmanını olarak tanımlanan Mezopoz'a kadar uzanır. Üst atmosfer modelleri ise termosfer ve/veya iyonosfer katmanlarını kapsar. Orta ve üst atmosfer modelleri arasında çift taraflı bağlantı kurularak tüm atmosferi kapsayan modeller elde edilebilmektedir. Atmosferin orta ve üst olmak üzere iki farklı bileşen olarak ele alınmasının temel sebebi, iyonosferde yüklü parçacıkların sebep olduğu fiziksel süreçlerin nötr atmosferden farklı olmasıdır. İyonosfere yönelik denklem setleri tanımlanırken manyetik alan referans alınır. İyonların manyetik alana dik yöndeki $\mathbf{E} \times \mathbf{B}$ sürüklenmeleri Lagrange ve Euler yöntemi olmak üzere iki farklı teknikte çözülebilmektedir. Lagrange yönteminde, içerisindeki parçacık sayısı korunan fakat hacmi değişken akı tüplerinin hareketi temel alınır. Euler yönteminde ise sabit hacimli bir grid hücre yapılanması tanımlanarak hücre sınırlarındaki parçacık akıları temel alınır (Huba ve Joyce 2014). İyonların manyetik alana paralel doğrultudaki hareketlerinin çözümü için aşağıda bahsedilen örtük (İ. implicit) ve açık (İ. explicit) sayısal yöntemler kullanılmaktadır.

Bir model dahilindeki bileşenler çoğaldıkça fiziksel süreçlere ait diferansiyel denklemlerin sayısı artacağından daha güçlü hesaplama kapasitesine ihtiyaç duyulur. Ayrıca diferansiyel denklemlerin bilgisayar ortamına taşınabilmesi için sürekli fonksiyonların ayrık hale getirilmesi gereklidir. Bu iki unsur gözetilerek çeşitli sayısal yöntemler geliştirilmiştir. Bunlar temel olarak örtük ve açık sayısal yöntemler olarak ikiye ayrılmaktadır. Açık sayısal yöntemlerde, sistemin gelecek zaman adımlarındaki durumu hesaplanırken mevcut adımdaki durumuna ek olarak sistem dinamiklerini ifade eden denklemler kullanılır. Plazma denklemlerinde genellikle iyonlar tek tip kabul edildiği için açık sayısal yöntemlerin kullanıldığı çözümlerde iyon çeşitliliği göz ardı edilmektedir. Fakat buna karşılık iterasyon zaman adımları olabildiğince geniş tutulabilmekte ve çözüme hızla ulaşılabilmektedir. Örtük sayısal yöntemlerde ise mevcut zaman adımındaki duruma ek olarak çözümü aranan zaman adımında yakın komşulukların durumları kullanılır. Örtük yöntemlerle iterasyon çok küçük zaman adımlarında gerçekleşmektedir fakat farklı iyon tipleri çözüme dahil edilebilmektedir (Huba ve Joyce 2014).

İ-T bölgesine yönelik sayısal modellerde ideal gaz yasasına ek olarak kütle korunumunu ifade eden süreklilik denklemi, momentum korunumunu ifade eden hareket denklemi ve enerji korunumunu ifade eden termodinamik denklem kullanılmaktadır. Bu temel ilkelerden yola çıkarak çeşitli varsayım ve kabullerle farklı küresel dolaşım modelleri oluşturulmuştur. Aşağıda bu modellerden popüler iki tanesi genel hatlarıyla tanıtılmış ve aralarındaki farklılıklar vurgulanmıştır.

TIEGCM (İ. Thermosphere-Ionosphere-Electrodynamics General Circulation Model) temel ilkeleri kullanan (İ. first-principle) üç boyutlu bir küresel dolaşım modelidir. Süreklilik ve termodinamik denklemlerinin açık olarak çözüldüğü, kutup bölgelerindeki parçacık hareketlerinin, yüksek enlem kuşağındaki elektrik alan yapılmasının ve alt atmosferden yükselen gelgit dalgalarının farklı modeller ile dahil edildiği bir yapıdadır. 1980'li yıllarda geliştirilmeye başlanan termosfere yönelik küresel dolaşım modeli önce

iyonosfer bağlaşımının geliştirilmesi ve sonrasında elektrodinamik süreçlerin eklenmesiyle günümüzdeki halini almıştır. TIEGCM hidrostatik varsayımına dayandığı için yükseklik koordinatları sabit basınç seviyeleri olarak tanımlanmıştır. Enlem ve boylam koordinatlarının çözünürlüğü $1.25^\circ \times 1.25^\circ$ veya tam sayı katları olarak tanımlanabilmektedir (Qian vd. 2014).

GITM (İ. Global Ionosphere-Thermosphere Model) temel ilkeleri kullanan üç boyutlu bir küresel iyonosfer-termosfer dolaşımı modelidir. İyonlar ile nötrallerin çift-taraflı bağlaşımı gözetilerek süreklilik, momentum ve enerji denklemlerinin küresel koordinatlarda açık olarak çözülmesiyle temel bileşenlerin tanımlanan zaman adımlarındaki yoğunluk, hız ve sıcaklık değerleri hesaplanır (Ridley vd. 2006). Diğer küresel dolaşım modellerinden farklı olarak GITM, dikey eksende basınç düşümü (İ. gradient) ve yerçekiminin karşılıklı kuvvet eşitliğini ifade eden hidrostatik denge varsayımını kullanmaz. Bu sayede güneş patlaması, manyetik fırtına, tsunami gibi bölgeye ani enerji girişi olan süreçlerde karşılaşılan hidrostatik denge durumundaki sapmaların yol açtığı akustik dalgaların ve kütleçekim dalgalarının yayılımı çözüme dahil edilebilmektedir (Deng vd. 2021). GITM'i diğer modellerden ayırtıran bir diğer özellik ise basınç seviyeleri yerine doğrudan yükseklik koordinatlarının kullanılabilmesi ve enlem-boylam koordinatlarının çözünürlüklerinin serbestçe tanımlanabilmesidir. Böylece yüksek çözünürlükte küçük ölçekli değişkenliklerin simülasyonu mümkün hale gelmektedir (ör: Zhu vd. 2018). Tez kapsamında kullanılan küresel dolaşım modeli olan GITM'in temel denklemlerden başlayarak bir güneş patlamasının İ-T bölgesindeki etkilerine yönelik simülasyonu için hazırlanışı Bölüm 3.4'te detaylandırılmıştır. GITM çalıştırılırken faydalanan deneyimsel modeller aşağıda özetlenmiştir.

İ-T bölgesine yönelik çok sayıda deneyimsel model mevcuttur. Bunlardan bir tanesi kütle spektrometresiyle ve saçılım radarlarıyla yapılan ölçümlerden elde edilen verilere uygulanan küresel harmonik fit neticesinde oluşturulan NRLMSIS (İ. Naval Research Laboratory Mass Spectrometer Incoherent Scatter radar) deneyimsel modelidir. Bu model yer tabanından İ-T bölgesinin tavanına kadar (İ. exobase) olan bölgeyi kapsamakta ve parametrik analitik bir formülasyon aracılığıyla ortalama sıcaklığın ve 8 farklı bileşenin (N_2 , O_2 , O , He , H , Ar ve O^+) yoğunluklarını vermektedir. Kullanılan girdi parametreleri enlem, boylam, yükseklik, zaman, güneş aktivitesi ve jeomanyetik aktivitedir (Emmert vd. 2021).

Diğer bir deneyimsel model olan IRI (İ. International Reference Ionosphere) temel olarak 60-2000 km arasındaki elektron yoğunluğu ve sıcaklığı ile iyon sıcaklığı ve bileşenlerini temsil eder. Bu temel parametrelere ek olarak ekvatorun iyon sürüklenmesi, iyonosferin F katmanında yayılım (İ. spread-F) oluşma olasılığı, kutup ışığı kuşağının sınırları ve verilen bir yüksekliğe kadar toplam elektron ölçütü gibi çıktılara da IRI aracılığıyla ulaşılabilmektedir. IRI için kullanılan veri kaynakları, dünya çapında yaklaşık 160 iyonosondanın 1950'lerden günümüze uzanan kayıtları; dünyanın çeşitli konumlarındaki eşevresiz saçılım radarları; çeşitli uydularla iyonosferin üst tarafından yapılan ölçümlerin 1960'lardan günümüze uzanan kayıtları, sonda roketlerinden elde edilen kayıtlar ve küresel uydu navigasyon sisteminden elde edilen toplam elektron ölçütü verileridir. IRI çalıştırılırken tanımlanabilecek parametreler güneş leke sayısı, F10.7 indisi, global iyonosonda indisi, Kp, Dst ve AE indisleridir. Bunlara ek olarak belirli bir zamanda ve konumdaki iyonosfer ölçümleri modele girdi olarak tanıtılarak veri özümlemesi yapılabilmektedir.

(Bilitza vd. 2022).

Yeryüzünden termosfer tavanına kadar olan rüzgarların istatistiksel temsiline yönelik deneyimsel bir model olan HWM (İ. Horizontal Wind Model) konum ve zaman girdilerine göre rüzgar vektörünü vermektedir. HWM çıktılarının zamansal değişkenlikleri, mevsimsel değişimlere ek olarak alt atmosferden yükselen dalga aktivitesinin gün içindeki değişimlerini de kapsamaktadır. HWM'nin güncel sürümü, toplamda 44 farklı gözlem aygıtından alınan 60 yılı aşkın ölçümlerin senteziyle oluşturulmuştur (Drob vd. 2015). Sayısal modellerde rüzgar dolaşımına yönelik başlangıç ve sınır koşulları belirlenirken HWM'den sıkça yararlanılmaktadır.

Weimer deneyimsel modeli, İ-T sisteminin yukarı enlem bölgesindeki elektrik alan yapılına yöneliktir. Girdi olarak güneş rüzgarının hızını ve taşıdığı manyetik alanın vektör bileşenlerini kullanan Weimer deneyimsel modeli, yüksek enlem bölgesindeki elektrik potansiyellerini ve buna bağlı olarak plazma konveksiyonunu sağlamaktadır. 1995 yılında yayınlanan ilk sürümünde DE 2 (İ. Dynamics Explorer 2) isimli uydunun elektrik alan ölçümleri ile ISEE 3 (İ. International Sun-Earth Explorer 3) veya IMP 8 (İ. Interplanetary Monitoring Platform 8) uydularının yüksek çözünürlüklü güneş rüzgarı ölçümleri kullanılmıştır (Weimer 1995). Sonrasında yeni veri setleri ve modelleme teknikleri kullanılarak geliştirilen mevcut sürümünde elektrik alanlarının değerleri ve sınır konumları daha tutarlı hale getirilmiştir. Bu model, güneş rüzgarına ait manyetik alan ve hız verilerinin aşırı uçlarda seyrettiği durumlarda başarısızdır (Weimer 2005).

Kutup ışığı kuşağında gerçekleşen parçacık yağmurlarının temsiline yönelik deneyimsel bir model olan FTA (İ. Feature Tracking of Aurora) kutup ışığı kuşağının kapladığı konumu ve bu konum içerisinde birim zamanda birim alana düşen enerji akısını sağlamaktadır. Girdi olarak AE göstergesini kullanan FTA modeli, 1996 yılında devreye alınan Polar isimli uydudaki UVI (İ. Ultraviolet Imager) gözlem aygıtının 1.5 yıllık verilerine dayanmaktadır. GITM'in manyetosfere bağlantısında varsayılan model olarak kullanılan FTA'nın, literatürde yer alan benzer modellerle kıyaslandığında özellikle parçacık yağmurlarıyla taşınan enerjinin arttığı (ör: güneş patlaması) durumları daha iyi temsil ettiği belirlenmiştir (Wu vd. 2021).

Dünya manyetizmasına dair IGRF (İ. International Geomagnetic Reference Field), bir dizi küresel harmonik katsayının kullanıldığı temsili bir modeldir. Temel olarak Dünya çekirdeğinde üretilen manyetik alan bileşenlerini, irtifa, enlem, boylam ve zaman değişkenlerinin bir fonksiyonu olarak ifade eden IGRF'in kullandığı mevcut sürümü 13. jenerasyondur (Alken vd. 2021). İlk sürümü 1969 yılında IAGA aracılığıyla kullanıma sunulmuş ve takip eden süreçte dünya manyetizmasındaki uzun dönemli değişimleri 5'er senelik zaman aralığında temsil edecek şekilde güncellenerek günümüze ulaşmıştır (Macmillan ve Finlay 2010). IGRF, atmosferdeki elektrik akımlarından kaynaklanan kısa dönemli manyetik alan değişimlerini hesaba katmaz. Dünya yüzeyi, jeodezik bir datum olan WGS84 (İ. World Geodetic System 1984) referans elipsoidi ile temsil edilmiş ve alan çizgilerinin bu yüzeye tam dik olduğu noktalar manyetik kutuplar olarak tanımlanmıştır.

FISM2 (İ. Flare Irradiance Spectral Model Version 2) uydu gözlemlerinde eksik kalan güneş ışınımının tayf ve zaman boşluklarını tamamlamaya yönelik geliştirilen bir deneyimsel modeldir. Güneş leke çevrimi, güneş rotasyonu ve güneş patlamaları sırasında açığa çıkan ışıma artışları FISM2 kapsamında temsil edilebilmektedir. Yalnızca zaman

parametresine bağılı olan FISM2 çıktı olarak 0.01 nm – 190 nm aralığındaki güneş tayfını 0.1 nm tayf çözünürlüğünde ve 60 saniye zaman çözünürlüğünde sunmaktadır. FISM2 oluşturulurken EVE (İ. Extreme-ultraviolat Variability Experiment), SOLSTICE (İ. Solar Stellar Irradiance Comparison Experiment) ve XPS (İ. X-ray Photometer System) kapsamındaki gözlem verileri kullanılmıştır (Chamberlin vd. 2020).

2.1.6. Tarihçe

Dünyanın manyetizmasına dair yaptığı teorik çalışmada, yer kabuğunun altındaki galvanik akımlara ek olarak atmosfer üstünde elektrik hareketlerinin olabileceği Carl Frederich Gauss tarafından 1839 yılında önerilmiştir (Glassmeier ve Tsurutani 2014). 1884 yılında yayınlanan ansiklopedik eserde Balfour Stewart, dünya manyetizmasının ölçümünde kullanılan araçları tanıtmış ve o döneme dek elde edilen ölçümleri analiz etmiştir (Stewart 1884). Ölçümlerdeki değişkenlikleri açıklamak adına Stewart'ın vardığı sonuç atmosferin üstünde elektriksel olarak iletken bir tabakanın varlığı ve rüzgarların bu iletken havayı arkaplandaki manyetik alan boyunca hareket ettirerek elektrik akımını indüleyebileceği olmuştur. Bu çalışmada sıklıkla geçen manyetik hava durumu (İ. magnetic weather) terimi, günümüzde kullanılan uzay hava durumu teriminin de kökenine işaret etmektedir (Cade ve Chan-Park 2015). Elektron parçacığının keşfine kadar üst atmosferdeki iletkenliğin kökeni ve doğası anlaşılamamıştır.

19. yüzyıl sona erip 20. yüzyıl başlarken radyo dalgalarının uzun menzilli kablo-suz iletişimde kullanılabileceği Aleksandr Popov, Nikola Tesla, Guglielmo Marconi gibi bilim insanlarının çalışmalarıyla anlaşılmıştır (Kuzle vd. 2008). Dünyanın şekli hesaba katıldığında radyo dalgalarının yeryüzünün kavisli yapısını nasıl aşabildiğini açıklamaya çalışan teorisyenler iki farklı görüş ortaya koymuştur: yüzey kaynaklı difraksiyon ve atmosfer kaynaklı yansıma. İlk mekanizmayı savunanlar, radyo dalgalarının sarp kayalık veya uçurum gibi keskin jeolojik formasyonlar ile her karşılaştığında kırınımına uğrayarak dünyanın çevresi boyunca yayılabileceğini savunmuştur. İkinci gruptakiler ise teorilerini, atmosferde varlığı henüz o dönem için kanıtlanmamış olan bir yapının yansıtma özelliğine dayandırmışlardır. Takip eden yıllarda ağırlıklı olarak yüzey kaynaklı difraksiyon görüşü benimsenmiştir. Fakat John William Strutt (Sir Rayleigh), Henri Poincaré, Herman William March gibi başarılı isimler çalışmalarını bu doğrultuya yöneltmiş olsalar da ortaya konulan matematiksel teori radyo sinyallerinin beklenenden uzun mesafelere erişebilmesini açıklamada başarısız olmuştur (Yeang 2003).

1902 yılında yayınlanan çalışmasında Arthur Edwin Kennelly, uzun mesafelerde radyo dalgalarının güç yitimini azaltan durumun üst atmosferdeki iletken yapı olduğunu gerekçelendirmiştir. Akabinde James Clark Maxwell'in denklemlerinden yola çıkarak, elektromanyetik dalgaların iletken bir katmandaki davranışını formülleştiren Oliver Heaviside sayesinde konu daha iyi anlaşılmış ve ortaya konan bu teorik konseptte istinaden atmosferdeki iletken yapı uzun yıllar boyunca Kennelly-Heaviside katmanı olarak anılmıştır (Green 1974). Telgraf hatlarındaki gürültü sinyallerinin kışa göre yaz aylarında ve geceye göre gündüz vakitlerinde daha sık ve daha güçlü olmasından yola çıkan J.E. Taylor, bu gürültünün sebebi olan elektrik akımlarının üst atmosferde oluşumuna fırsat veren iletkenliğin, Güneş ışımasıyla olan ilişkisini 1903 yılında ilk farkedilen isim olmuştur (Taylor 1903). Yukarıda adı geçen G. Marconi'nin başlattığı ticari girişim, o yıllarda Atlantik okyanusunun her iki yakasına istasyonlar inşa ederek seyahat halindeki gemilere radyo-

telgraf hizmeti vermeye başlamıştır. Abone olan gemiler her gece aldıkları yayınlara günün haber özetlerine ulaşabilmekteydi. Titanic gemisinin filmlere konu olan meşhur hikayesinde kaza sonrasında imdat sinyallerini radyo dalgalarıyla karaya ulaştıran operatörler Marconi Şirketinin gemideki çalışanları olmuştur (Hoolihan 2016). Kablosuz iletişimin gelişimine yaptığı katkılardan dolayı 1909 Nobel Fizik ödülü Marconi'ye verilmiştir.

Birinci dünya harbi sonrasında ticari radyo yayıncılığının yaygınlaşması sayesinde yürütülen sistematik araştırmalarla iletkenliğin olduğu katmanın özellikleri daha iyi anlaşılmıştır. Britanya Yayın Şirketi'nin (İ. BBC) vericisini kullanan Edward Victor Appleton ve Miles Alymer Fulton Barnett radyo dalgalarındaki sönümlenmenin yeryüzünden ve gökyüzünden yansıyan dalgaların girişimi sebebiyle oluştuğunu göstererek atmosferin üstünde radyo dalgalarını yansıtacak bir iletken katmanın varlığına dair ilk deneysel kanıt sunmuştur (Appleton ve Barnett 1925). O günlerde henüz genelgeçer bir ismi olmayan bu bölge, Kennelly-Heaviside katmanı, üst iletken katman, iyonize üst atmosfer, yansıtıcı üst katman gibi çeşitli isimlerle anılıyordu. E.V. Appleton 1926 yılında yazdığı bir mektupta o günün literatüründe yer alan stratosfer (E. katmanküre), troposfer (E. altyuvar) terimlerine uyumlu olarak elektrosfer (E. elektroyuvar) veya iyonosfer (E. iyonküre) terimlerinden birisinin kullanılmasını önermiştir (Gillmor 1976). Takip eden süreçte iyonosfer ismi benimsenmiştir. Appleton'ın iyonosfer hakkında yaptığı çalışmalar kendisine 1947 Nobel Fizik ödülünü kazandırmıştır.

1931 yılında Sydney Chapman iyonosferin Güneşten gelen morötesi ışımanın iyonlaştırıcı etkisiyle oluştuğu hipoteziyle Güneş-Dünya etkileşimi alanındaki çalışmalara öncülük etmiştir (Chapman 1931). İkinci dünya harbi sırasında kullanılan haberleşme, gözetleme ve hedef takip teknolojilerinin gelişmesiyle iyonosferin stratejik önemi farkedilmiştir. Bu teknolojilerin kullanımı sırasında oluşabilecek aksaklıkları engellemek adına iyonosferdeki hava durumunu bilmek önemliydi. Bu amaçla toplanan veriler, savaş sonrasında gizliliğinin kaldırılmasıyla iyonosferdeki fotokimyasal ve dinamik süreçlerin anlaşılmasına katkı sağlamıştır. 1957-1958 yıllarında 67 ülkenin müşterek girişimiyle gerçekleştirilen Uluslararası Jeofizik Yılı kapsamında eşgüdümlü ve eşzamanlı gözlemlerin sunduğu imkanlar sayesinde iyonosfer araştırmalarında Güneş-Dünya etkileşiminin önemi daha iyi anlaşılmıştır (Rishbeth 2001). Bu uluslararası proje kapsamında ABD'nin yörüngeye fırlattığı Explorer 1 ve hemen öncesinde Sovyetler Birliği tarafından devreye alınmış olan Sputnik 1 alçak yörünge uydusu sayesinde iyonosfer hakkında artık mahallinde veriler toplanmaya başlanmıştır.

Mahallinden gelen veriler sayesinde bölgedeki nötr bileşenlerin iyonosfer üzerindeki etkileri fark edilmiş ve iyonosfer çalışmaları aeronomi olarak bilinen daha geniş bir bilim dalı kapsamında değerlendirilmeye başlanmıştır (Rishbeth 1998). Bu durum iyonosfer çalışmalarının iletişim teknolojileriyle ilgili kısmının iyonosfer fiziğinden ayrışmasına yol açmıştır. Takip eden süreçte iyonosfere ve termosfere yönelik geliştirilen IRI, NRLMSIS gibi deneysel modeller (Bknz: Bölüm 2.1.5) iyonosfer-termosfer sisteminin araştırılmasında önemli araçlar olmuştur.

1980'lerin sonlarında geliştirilmeye başlayan yüksek frekanslı radarlar özellikle yukarı enlem kuşağındaki süreçlerin daha iyi anlaşılmasını sağlamıştır. Farklı lokasyondaki radarlardan eşzamanlı yapılan gözlemler sayesinde oluşturulan radar şebekeleri kurulmuş ve bu sayede iyonosferin dinamik yapısı araştırılmıştır (Greenwald 2021). 1990'lara

gelindiğinde Küresel Uydu Navigasyon Sistemi vasıtasıyla iyonosfere yönelik yüksek çözünürlüklü veriler elde etmek mümkün hale gelmiştir. Toplam Elektron Ölçütü olarak bilinen bu veriler sayesinde iyonosferdeki bozuntular araştırılmaya başlanmıştır (ör: Saito vd. 1998).

2000’li yıllarda uzay hava durumu araştırmaları önem kazanmış ve İyonosfer-Termosfer sisteminin simülasyonu için başarılı sayısal modeller geliştirilmeye başlanmıştır (ör: Ridley vd. 2006). Bu yıllardan günümüze uzanan süreçte uydu teknolojisinde yaşanan gelişmelere bağlı olarak gözlem olanakları artmıştır. Gözlemlerin veri asimilasyonu yöntemleri kullanılarak sayısal modeller ile bir araya getirilmesi uzay hava durumu tahminlerinin doğruluğunu arttırmıştır. Bu kapsamda çeşitli bilim dallarının ortaklaşa yürüttüğü çalışmalarla uzay hava durumu disiplinlerarası bir ortama taşınmıştır (Gombosi vd. 2021).

2.2. Güneş Işınması

2.2.1. Güneş ışıması ve fotokimya süreçleri

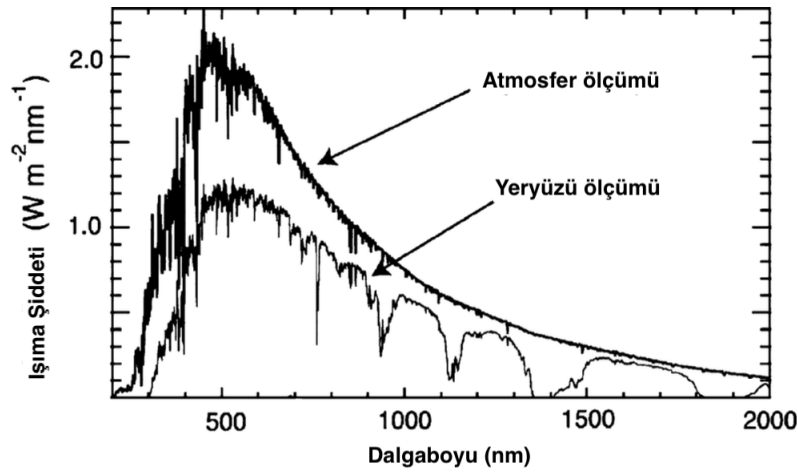
Güneş’in iç yapısı, nükleer füzyonun yoğun şekilde gerçekleştiği bir çekirdek alanı içerir. Füzyon reaksiyonları sonucunda oluşan fotonlar, radyatif ve konvektif bölgelerden oluşan iç kısmı geçerek dışarıya doğru yol alırlar. Çekirdekte üretilen yüksek enerjili fotonlar, radyatif bölgedeki yüksek yoğunluklu plazma boyunca tekrarlanan soğurma ve yeniden salınma süreçleriyle dış katmanlara doğru iletilir. Konvektif bölge, bu enerjiyi daha hızlı ve verimli bir şekilde yüzeye taşıyan plazma kabarcıklarının olduğu bir ortam sağlar. Bu ortamdaki yoğun türbülans ve diferansiyel dönüş plazma akışının karmaşık ve dinamik örüntüye bürünmesini sağlar ki bu da güneş dinamosunun oluşturduğu manyetik alanları büküp güçlendirerek yüzeydeki aktif bölgelerin oluşumuna yol açar. Konvektif bölgedeki plazma hareketliliği, güneş atmosferinin yapısını ve dinamiklerini şekillendirir (Stix 2002).

Konvektif bölgenin hemen üzerinde yer alan fotosfer, Güneş tayfının neredeyse tamamının kaynağıdır. Çekirdekteki sıcaklık $15.000.000\text{ }^{\circ}\text{K}$ iken fotosfere çıkıldığında bu değer $5800\text{ }^{\circ}\text{K}$ civarına düşer. Fotosferin üstünde yer alan Güneş atmosferinde sıcaklıklar $2.000.000\text{ }^{\circ}\text{K}$ değerine kadar yükselmektedir. Güneş atmosferi uzay hava durumunun nihai etmenidir. Güneşte üretilen enerji dünyamıza üç yoldan ulaşmaktadır: güneş rüzgarlarıyla taşınan manyetizma, güneş atmosferinde hız kazanmış yüksek-enerji parçacıkları ve doğrudan ışıma formundaki elektromanyetizma (Koskinen vd. 2017).

Güneşin manyetik alanı ile ilişkili olarak dışarıya fırlatılan yüklü parçacıkların sürekli akışı olarak tanımlanan güneş rüzgarları, hızlı ve yavaş olarak iki farklı form sergiler. Ağırlıklı olarak elektron ve protonlardan oluşan hızlı güneş rüzgarı, genellikle saniyede 500 kilometreyi aşan hızlara ulaşır ve çok daha yüksek sıcaklıktadır. Buna karşılık, yavaş güneş rüzgarı ağırlıklı olarak kapalı manyetik alan çizgileri boyunca akar ve daha geniş bir güneş yüzeyinden, özellikle de Güneş’in ekvator bölgelerinden ortaya çıkar. Daha yüksek yoğunluğa sahip yavaş güneş rüzgarı genellikle saniyede 300 ile 500 km arasında hızlara ulaşır (Rouillard vd. 2021). Güneş rüzgarının sürekliliğine karşılık yüksek-enerjili güneş parçacıkları her zaman mevcut olan bir görüngü değildir. Enerjileri güneş rüzgarındaki parçacıklara kıyasla yüzlerce kat daha fazla olabilen bu parçacıklar, güneş patlamaları ve

koronal kütle atımları ile ilişkilidir (Cohen vd. 2021).

Güneşten elektromanyetik ışıma formunda dünya atmosferine gelen enerjinin %50'si yüzeydeki kara ve okyanuslar tarafından, %20'si atmosfer tarafından soğurulur. Geriye kalan %30'u uzaya geri yansır. Güneş ışımasının kısa dalgaboylarındaki X-ışını ve uç-morötesi tayfı, çoğunlukla güneşin korona tabakasından kaynaklanmaktadır. Güneş atmosferinin daha alt kısımlarında yer alan kromosferden gelen ışıma daha uzun dalgaboylarına sahip morötesi tayfını oluşturmaktadır. Bu bölgeler dışındaki tayfın sürekliliği fotosfer tarafından sağlanmaktadır (Rottman 2006). Atmosfer bileşenlerinin güneş ışımasını soğurması, dalgaboyuna bağlılık gösterir. Bu durum yeryüzünden ve atmosfer üzerinden yapılan tayf ölçümlerinin karşılaştırıldığı Şekil 2.18'de açıkça görülebilmektedir.



Şekil 2.18. Yeryüzünden ve atmosfer üzerinden yapılan güneş ışıma tayfı ölçümlerinin karşılaştırılması. Rottman (2006)'dan uyarlanmıştır.

İyonosfer, güneşten gelen X-ışını ve uç-morötesi tayfının üst atmosferde soğrulması ve buradaki nötrallerin iyonlaşması sonucu oluşmaktadır. Farklı yüksekliklerdeki baskın bileşenlerin iyonlaşmaları için gereken enerjinin (iyonlaşma potansiyeli) farklı olması, soğurmanın dalgaboyu seçiciliğini belirler. Örneğin 2-15 nm ve 90-103 nm bantlarındaki ışıma iyonosferin E ve F1 katmanlarının oluşumunda etkiliyken, bu iki bantın arasında yer alan (15-90 nm arası) ışıma F2 bölgesini iyonlaştırmaktadır (Sojka vd. 2013). Bir fotonun belirli bir parçacık tarafından soğurulma olasılığı, parçacığın fotonla etkileşime girebilecek efektif yüzey alanını ifade eden tesir kesitine (İ. absorption cross section) bağlıdır. Tesir kesiti, soğurulacak güneş tayfının dalgaboyuna ve soğuracak atmosfer bileşenine bağlıdır. Soğurma sonucu oluşan iyonların, soğurulan ışımının birim enerjisine oranı, iyonlaşma verimliliğini (İ. ionization yield) belirler.

Atmosfer bileşenleriyle güneş ışıması arasındaki etkileşime bağlı olarak iyonlaşmanın dikey eksenindeki değişimi, 1930'lu yıllarda Sydney Chapman tarafından kuramsallaştırılmıştır. Bu kurama göre güneş ışıması atmosferin daha alt yüksekliklerine doğru nüfuz ettikçe soğurmaya bağlı olarak şiddeti üstel olarak azalır ve böylece elektron kazanım ve kayıp süreçleri arasındaki denge durumuna bağlı olarak iyonosfer tabakalaşır (Chapman 1931); (Yonezawa 1966). Chapman kuramında, güneş ışımasının etkisiyle meydana gelen elektron kazancı Bağlantı (2.4) ile hesaplanır. Burada I atmosferin en üstündeki ışıma şid-

detine, χ zenit açısına karşılık gelmektedir. Her i bileşeni için, γ iyonlaşma verimliliğini, A tesir kesitini, n sayı yoğunluğunu ve H ölçek yüksekliğini ifade eder.

$$Q = I \left(\sum_i \gamma_i A_i n_i \right) \exp \left(- \sec \chi \sum_i A_i H_i n_i \right) \quad (2.4)$$

Chapman kuramında, yük verişimi (İ. charge exchange) ve yeniden birleşme (İ. recombination) tepkimeleriyle elektron kaybı sağlanır. Yük verişimi reaksiyonunda, genellikle atomik oksijen iyonu ortamdaki nötr molekül ile tepkimeye girerek moleküler iyon oluşturur. Sonrasında bu moleküler iyon bir elektronla yeniden birleşme tepkimesine girerek uyarılmış haldeki atomlarına ayrışır. Bu iki süreç, Bağntı (2.5) ve (2.6) ile ifade edilmiştir.



İ-T bölgesindeki baskın nötr bileşenler (Bknz. Şekil 2.2) olan N_2 ve O_2 'nin dahil olduğu elektron kayıp süreçleri Bağntı (2.7) – (2.10) arasındaki hali alır. İyonosferin farklı katmanlarındaki elektron kaybı, bu tepkimelerin hız sabitlerine bağlıdır.



Yüksek irtifalarda baskın olan Bağntı (2.7) ve (2.8) için hız sabitleri sırasıyla β_1 ve α_1 olarak ifade edilebilir. Bu iki tepkimenin denge durumunda Bağntı (2.11) geçerlidir. Aynı şekilde, daha düşük yüksekliklerde baskın olan Bağntı (2.9) ve (2.10) için hız sabitleri sırasıyla β_2 ve α_2 olarak ifade edilebilir. Bu tepkimelerin denge durumunda Bağntı (2.12) geçerlidir.

$$\beta_1 [N_2] [O^+] = \alpha_1 [NO^+] [e] \quad (2.11)$$

$$\beta_2 [O_2] [O^+] = \alpha_2 [O_2^+] [e] \quad (2.12)$$

Bağıntı (2.11) ve (2.12) ile ifade edilen denge durumları tüm yükseklikler için geçerli değildir. Örneğin İ-T bölgesinin tabanı civarında N_2 ve O_2 bolluğu fazla olduğu için, O^+ 'ya kıyasla NO^+ ve O_2^+ 'nın daha fazla olması beklenir. Bunun sebebi Bağıntı (2.7) ve (2.9) ile ifade edilen tepkimelerin ortamdaki N_2 ve O_2 bolluğundan dolayı atomik oksijen iyonlarını (O^+) hızla NO^+ ve O_2^+ 'ye dönüştürmesidir. Fakat bu yükseklikte iyonların Bağıntı (2.8) ve (2.10) ile ifade edilen rekombinasyonlar aracılığıyla azalması daha yavaş gerçekleşir. Bu durumda elektron kaybının hız katsayısı (L) Bağıntı (2.13)'daki gibi olacaktır.

$$L = (\alpha_1[NO^+] + \alpha_2[O_2^+])[e] \quad (2.13)$$

Elektron sayısı yaklaşık olarak ortamdaki moleküler iyon sayısına eşit olacağından Bağıntı (2.13) yerine $L = \alpha_{efk}[e]^2$ yazılabilir. Burada geçen α_{efk} , elektron kaybının rekombinasyon tepkimeleriyle gerçekleştiği İ-T tabanındaki efektif rekombinasyon hız sabitidir ve Bağıntı (2.14) ile ifade edilmiştir.

$$\alpha_{efk} = \frac{\alpha_1[NO^+] + \alpha_2[O_2^+]}{[NO^+] + [O_2^+]} = \frac{\beta_1[N_2] + \beta_2[O_2]}{\frac{\beta_1}{\alpha_1}[N_2] + \frac{\beta_2}{\alpha_2}[N_2]} \quad (2.14)$$

Daha yukarı yüksekliklerde $[N_2]$ ve $[O_2]$ hızla düşeceğinden (Bknz. Şekil 2.2) NO^+ ve O_2^+ 'ya kıyasla O^+ daha fazladır. Bu durumda elektron kayıp hızını Bağıntı (2.15) ile gösterildiği gibi β_1 ve β_2 belirler.

$$L = (\beta_1[N_2] + \beta_2[O_2])[O^+] \quad (2.15)$$

Bu yüksekliklerdeki iyonlar genellikle atomik formda olduklarından dolayı Bağıntı (2.15) yerine $L = \beta_{efk}[e]$ yazılabilir. Burada geçen β_{efk} , elektron kaybının, yük verişimi tepkimelerinin kontrolünde olduğu durumdaki hız katsayısıdır ve Bağıntı (2.16) ile ifade edilmiştir.

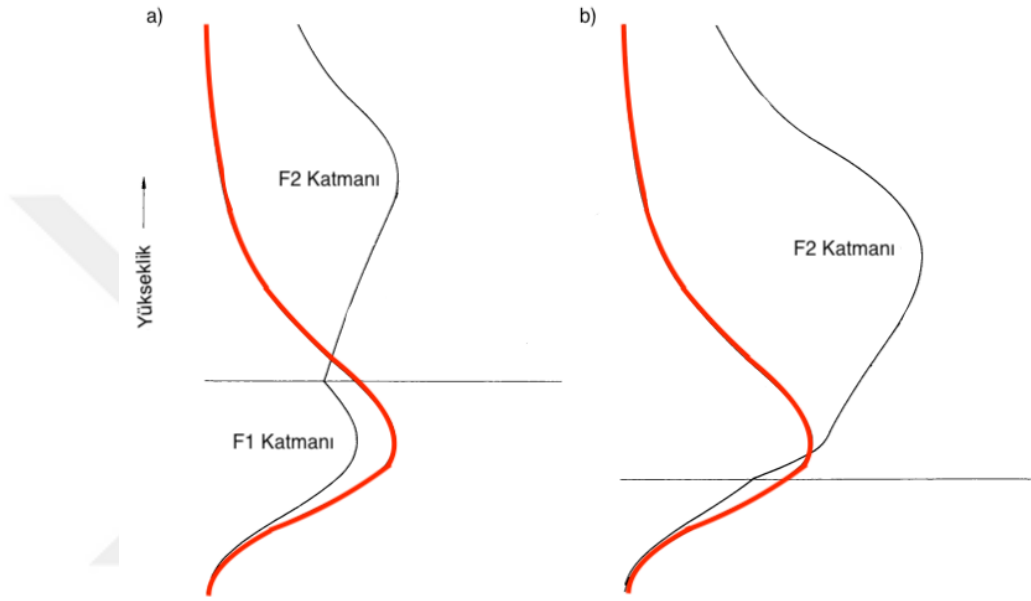
$$\beta_{efk} = \beta_1[N_2] + \beta_2[O_2] \quad (2.16)$$

Elektron kaybının rekombinasyonla gerçekleştiği düşük irtifa ve yük verişimiyle gerçekleştiği yüksek irtifa bölgelerinin arasındaki sınır yüksekliği Bağıntı (2.11) ve (2.12) ile belirlenebilir. Bu iki tepkimenin dengede olduğu durumda Bağıntı (2.17) geçerlidir. Ayrıca sınır bölgesinde atom ve molekül formundaki iyonların sayısının eşit olması ($[O^+] = [O_2^+] + [NO^+]$) Bağıntı (2.18)'i geçerli kılar.

$$[NO^+] + [O_2^+] = \left(\frac{\beta_1}{\alpha_1}[N_2] + \frac{\beta_2}{\alpha_2}[O_2] \right) \frac{[O^+]}{[e]} \quad (2.17)$$

$$\frac{\beta_1}{\alpha_1}[N_2] + \frac{\beta_2}{\alpha_2}[O_2] = [e] \quad (2.18)$$

Baskın elektron kayıp mekanizmasının değiştiği sınır yüksekliği (Bağıntı (2.17) ve (2.18) aracılığıyla), tepkime hız sabitlerine (α ve β) bağlıdır. Bu değerler sıcaklığa ve dolayısıyla yüksekliğe bağlı olarak değişim gösterir. Güneş patlamaları ve güneş tutulmaları sırasında tepkime hız sabitleri ani değişiklikler gösterebilmektedir (Yonezawa 1966). Şekil 2.19'de elektron kayıp mekanizmasının değiştiği sınır yüksekliğinin, doruk elektron kazancının gerçekleştiği yüksekliğin üstünde (Şekil 2.19a) ve altında (Şekil 2.19b) kalması durumunda ortaya çıkan elektron dağılımı gösterilmiştir. Buradaki kırmızı eğri elektron kazancının yükseklik profilini, siyah eğri elektron yoğunluk profilini ifade etmektedir. Yatay çizgi elektron kayıp mekanizmasının değiştiği sınır yüksekliğini göstermektedir.



Şekil 2.19. F1 ve F2 katmanlarının oluşumuna yönelik diagram. Yonezawa (1966) çalışmasından uyarlanmıştır.

Şekil 2.19, elektron kazancının aynı kalmasına rağmen İ-T bölgesindeki elektron yoğunluğunun kayıp mekanizmalarına olan bağlılığını vurgulamaktadır. Şekil 2.19a'da elektron kazancının doruk yaptığı yükselik, elektron kaybının yeniden birleşme aracılığıyla gerçekleştiği seviyede kalmıştır. Bu yüksekliklerde yeniden birleşme tepkimesinin hız sabitleri, yük verişiminin hız sabitlerine kıyasla daha küçüktür. Bu sebeple elektron kaybı yavaşlamış ve F1 katmanındaki elektron yoğunluğu artmıştır. Bunun aksine Şekil 2.19b'de gösterildiği gibi elektron kazancının doruk yaptığı yükselikliğin, elektron kaybının yük verişimiyle gerçekleştiği seviyelerde bulunması, F1 katmanının oluşumunu engellemektedir. Ayrıca zenit açısı (χ) arttıkça, (güneş ışımalarının atmosferde katedeceği mesafe artacağından) elektron kazancının doruk yaptığı yükseklik, yük verişimi tepkimelerinin baskın olduğu seviyeye doğru çıkacaktır.

2.2.2. Güneş patlamaları ve etkileri

Güneş patlamaları, güneşin manyetik anlamda aktif bölgelerinde meydana gelen kısa süreli yoğun ışıma artışlarıdır. Patlamalar sırasında güneş tayfının tüm dalgaboylarında ışıma artışları gerçekleşir. Patlamanın başlamasından bir kaç dakika önce patlama bölgesindeki korona sıcaklığı artmaya başlar (İ. preflare phase). Patlama başlangıcından

sonraki 3–10 dk boyunca (İ. impulsive phase) patlamanın gerçekleştiği bölgeden, keV ile GeV mertebeleri arasında değişen enerjiler taşıyan iyonlar ve MeV mertebesinde enerji taşıyan elektronlar fırlar. Ayrıca bu evrede gerçekleşen manyetik yeniden bağlantıların kromosfer tabakasındaki ayakucu noktalarında X-ışını tayfinin kısa dalga boyu aralığından (İ. hard X-ray) salınım gerçekleşir. Takip eden süreçteki 5–10 dakikalık parlama evresinde (İ. flash phase) X-ışını tayfinin uzun dalga boyu aralığı (İ. soft X-ray) en yüksek ışıma gücüne ulaşır. Akabinde ışıma artışları zayıflayarak bir kaç saat içerisinde patlama öncesi seviyelere düşer (İ. decay phase) ve patlama olayı son bulur (Benz 2016).

Güneş patlamalarının X-ışınlarındaki sınıflandırılması 1-8 Å arasındaki ışıma artışına göre yapılır. Bu aralık patlama sırasında en şiddetli ışıma artışlarının görüldüğü dalgaboylarına karşılık gelmektedir. Bu aralıktaki toplam ışıma artışı patlama sırasında 10^{-4} W/m² üzerine çıkarsa o patlama sınıflandırmanın en üst basamağı olan X-sınıfına dahil edilir. Bu değer önündeki çarpan ise X-sınıfının sonuna eklenerek daha tanımlayıcı bir sınıflandırma sağlanır. Örneğin 1.3×10^{-4} W/m² doruk enerji seviyesine sahip bir güneş patlaması X1.3 sınıfında tanımlanır. Benzer şekilde $10^{-5} - 10^{-4}$ W/m² arasındaki patlamalar M sınıfına, $10^{-6} - 10^{-5}$ W/m² arasındaki patlamalar C sınıfına dahil edilir.

Güneş patlamalarının İ-T bölgesindeki etkilerine yönelik çalışmalar çoğunlukla Toplam Elektron Ölçütü (TEÖ) kullanılarak gerçekleştirilmiştir. TEÖ verilerinin yüksek hassasiyeti ve çözünürlüğü, uzamsal kapsamı ve sürekliliği diğer verilere kıyasla öne çıkmaktadır. M sınıfı ve üzerinde yer alan patlamalar TEÖ verileri kullanılarak tespit edilebilmektedir (Liu vd. 2021).

Le vd. (2013) tarafından istatistikleri raporlanan 23. Güneş leke çevriminde gerçekleşen patlamaların yol açtığı TEÖ artışları ekinoks zamanlarında doruk yapmıştır. Aynı çalışmada TEÖ artışları ile güneş tayfinin çeşitli bölümleri arasındaki korelasyon katsayıları bildirilmiştir. En yüksek korelasyon katsayısı 0.91 olarak uç-morötesi tayfin 260-340 Å arasındaki dalgaboylarıyla ilişkilendirilmiştir. Buna karşılık X-ışını tayfinin TEÖ artışıyla korelasyon katsayısı 0.6 olarak bildirilmiştir.

Patlama kaynaklı TEÖ artışının hızı ($dTEÖ/dt$), patlama şiddetiyle doğru, zenit açısıyla ters orantılıdır (Wan vd. 2005). Bu ikisinin dışında patlamanın güneş diskindeki konumu da İ-T bölgesinin gösterdiği tepkiyi etkilemektedir. Disk kenarlarında gerçekleşen güneş patlamalarının dünyaya ulaşan ışımaları daha kalın bir güneş atmosferinden geçeceğinden dolayı İ-T bölgesindeki etkileri zayıflamaktadır. Daha şiddetli patlamalarda bu zayıflama daha belirgin olmaktadır (Le vd. 2011).

Güneş patlamalarının yol açtığı ışıma artışıyla ani değişim gösteren fotoiyonizasyon süreçleri iyonosferde lokal bozuntulara yol açmaktadır (Mitra 1974). Güncel çalışmalar patlama sonrasında belirli zenit açılarındaki bozuntuların hareketli hale gelebileceğini göstermektedir (Zhang vd. 2019). Bu durum, çekimsel dalgaların iyonosferdeki görünümü olarak tanımlanabilecek hareketli iyonosfer bozuntularının güneş patlamalarıyla tetikleyebileceği anlamına gelmektedir.

Simülasyon çalışmaları, patlama sonrasında güneşin tepede olduğu (İ. subsolar) konumda dalga hareketlerinin oluşumunu ve bu dalgaların gece tarafına doğru ilerleyerek gece yarısı (İ. antisolar) noktasına yakınsadığını ortaya çıkarmıştır (Pawlowski ve Ridley 2008); (Le vd. 2015). Fakat Qian vd. (2019) güneş patlamalarının yeni hareketli bozuntu

oluşturamayacağını, yalnızca mevcut hareketli bozuntuların genliğini arttırabileceğini belirtmiştir.

Güneş patlamalarının İ-T bölgesindeki etkilerine yönelik literatürde yer alan çalışmalar çoğunlukla fotokimya ve taşınım süreçlerini içermektedir. Bunun yanında az sayıda çalışma güneş patlamalarıyla ilgili elektrodinamik süreçlere odaklanmıştır. Bu çalışmalarda iyonosferin ekvator uymazlığının patlamayı takip eden süreçte zayıfladığı (Liu vd. 2007) ve yukarı yönlü iyon hareketlerinin azaldığı (Xiong vd. 2014) bildirilmiştir. Bu duruma yol açan etmenin ise patlamayı takip eden süreçte doğu yönlü elektrik alanların zayıflaması olduğu belirlenmiştir (Zhang vd. 2017). Fakat Qian vd. (2012) patlamanın çeşitli aşamalarında elektrodinamik süreçlerin farklılaştığını bildirmiştir.

Patlamanın farklı aşamalarında iyonosferde farklı tepkiler oluşabileceği Nogueira vd. (2015) tarafından yürütülen simülasyon çalışmalarıyla açıklanmıştır. Bu çalışmada yer alan sonuçlara göre patlama başlangıcında iyonosferin E bölgesindeki elektron artışı daha hızlıken ilerleyen süreçte F bölgesindeki elektron artışı hızlanmaktadır.

Patlama sonrasında termosfer yoğunluğunun arttığı bilinmektedir. Liu vd. (2007) patlama kaynaklı yoğunluk artışlarının $\pm 50^\circ$ enlemleri arasında homojen olarak dağıldığını bildirmiştir. Pawlowski ve Ridley (2008) yoğunluk artışlarının ilk 2 saat içerisinde doruk yaptığını ve normal değerlere dönmesinin 12 saat sürdüğünü bildirmiştir.

3. MATERYAL VE METOT

3.1. Uzay Hava Durumu

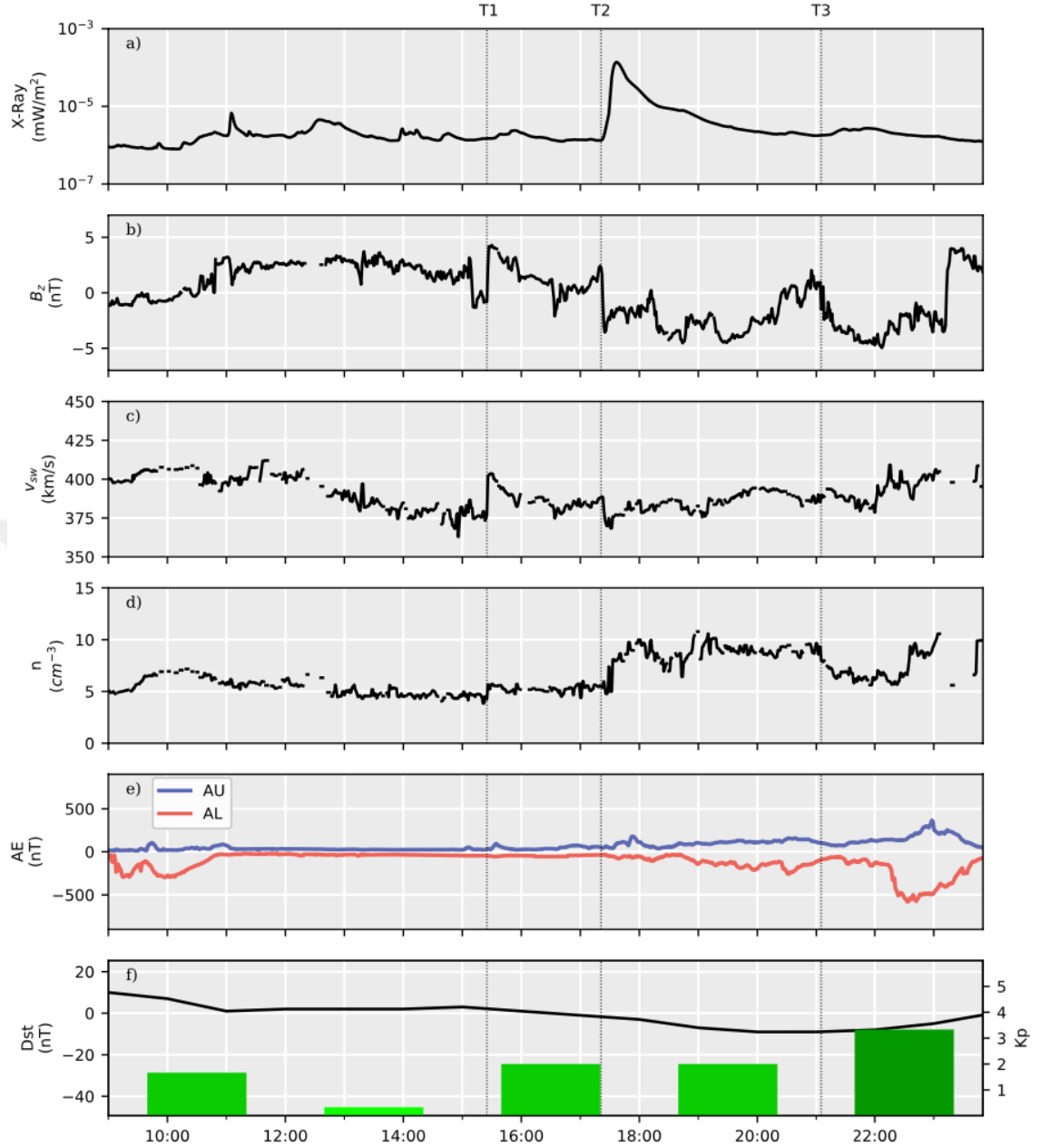
Bir güneş patlamasının İ-T sistemi üzerindeki etkilerini örnek bir olay üzerinden çalışmak amacıyla son yıllarda gerçekleşen güneş patlamaları arasından iki kriter gözetilerek 30 Mart 2022 tarihinde, Evrensel Zaman (K. EZ, İ. Universal Time) dilimine göre 17:21 saatinde gerçekleşen bir güneş patlaması seçilmiştir. Seçim kriterlerinden ilki, hem gezegenler arası ortamın hem de jeomanyetik aktivitenin güneş patlamasının gerçekleştiği zaman diliminde olabildiğince sakin bir durumda olmasıdır. Bu kriter, patlamanın İ-T sisteminde oluşturacağı etkilerin diğer etmenler ile ayrıştırılması için gereklidir. Diğer bir kriter ise patlamanın gerçekleştiği zaman diliminde güneşin tepede bulunduğu boylamın, yoğun veri ölçümleri olan bir konuma yakın olmasıdır. Böylece daha nitelikli veriler ışığında güneş patlamasının etkileri incelenebilecektir.

Seçilen güneş patlaması 13° Kuzey 52° Batı güneş koordinatlarında yer alan AR12975 kodlu güneş lekesinden tetiklenmiştir. Patlama başlangıcında güneşin tepede olduğu dünya boylamı 78° Batı olarak kaydedilmiştir. Bu boylam küresel navigasyon uydusu sistemine ait yer alıcılarının oldukça sık konumlandığı Amerika Birleşik Devletlerinin kıtasal bölgesine (İ. Continental United States) yakındır. Saat 17:21 EZ’de başlayan güneş patlamasının doruk akı ölçümü 17:37 EZ’de $1.3 \times 10^{-4} \text{ W/m}^2$ olarak kaydedilmiştir. Böylece patlamanın sınıfı X1.3 olarak belirlenmiştir. Aynı gün aynı aktif bölgede herhangi bir M sınıfı patlama gözlenmemiş olup 10 farklı C-sınıfı patlama gözlenmiştir.

Amerika Birleşik Devletleri kıtasal bölgesinin en doğusundaki yerel saat evrensel saatin 4 saat gerisinden gelmekte ve gün doğumunun etkileri 06:00 yerel saati civarında başlamaktadır. Güneş patlamasının gerçekleştiği günde toplanan verilerin kapsadığı bölgedeki gün doğumu etkilerini de analize dahil edebilmek amacıyla çalışılacak zaman aralığı 08:45 EZ’de (04:45 yerel saat) başlatılmıştır. Böylece bölgenin en doğusundan en batısına gün doğumu etkilerinin geçişini takip edebilmek mümkün olmuştur. Analiz edilen veriler günlük olarak yayınlanmakta ve her güne ait veri 24:00 EZ’de sonlanmaktadır. Bölüm 3.2’de gösterildiği gibi uygulanan filtreleme yönteminin bir sonucu olarak verinin her iki ucundaki 15’er dakikalık kısımlar analize dahil edilememektedir. Böylece çalışmanın zaman aralığı 09:00–23:45 EZ olarak belirlenmiştir.

Güneş patlamasının gerçekleştiği güne ait uzay hava durumu göstergeleri Şekil 3.1’de yer almaktadır. En üstteki grafik (Şekil 3.1a) güneş ışınımının 0.1-0.8 nm arasındaki toplam X-ışınım akısını göstermektedir. Bu ölçümler GOES-16 uydusundan alınmıştır. Şekil 3.1b,c ve d sırasıyla gezegenler arası manyetik alanın z bileşenini, güneş rüzgarının hızını ve yoğunluğunu göstermektedir. Bu veriler NASA SPDF’den elde edilmiştir. Şekil 3.1e kutup ışığı kuşağındaki elektrojet akımlarına yönelik göstergelerdir ve SuperMAG’den elde edilmiştir. Şekil 3.1f’de Dst ve K_p göstergelerine yer verilmiştir. Bu iki veri WDCG’den elde edilmiştir. İ-T sisteminin belirgin tepki gösterdiği anlar dikine çizgili hatlar ile işaretlenmiştir. Bunlardan T2 güneş patlamasına karşılık gelmektedir. T1 ve T3 ise aşağıda açıklandığı üzere uzay hava durumuyla alakalı etkilerdir.

İncelenen zaman diliminde güneş rüzgarı ve manyetik alan oldukça sakin bir durumdadır. Şekil 3.1e’de görülebileceği gibi saat 11:00 EZ itibarıyla önceki dönemlere ait jeomanyetik aktivitenin etkileri sonlanmıştır. Bu andan itibaren güneş rüzgarının yoğun-



Şekil 3.1. Güneş patlamasının gerçekleştiği 30 Mart 2022 gününe ait uzay hava durumu göstergeleri.

luğu cm^{-3} başına 5 parçacık civarında sabitlenmiş ve güneş rüzgarının hızı 400 km/s civarından kademeli olarak yavaşlamaktadır. Saat 11:00 EZ'den başlayarak T1 anına kadar gezegenler arası manyetik alanın z bileşeni pozitif değerler ile gösterilen kuzey yönündedir. Bu zaman diliminde K_p göstergesinin en küçük değeri kaydedilmiştir.

T1 anında uzay hava durumu parametrelerinde zayıf bir manyetik bulutun (İ. magnetic cloud) geçişiyle alakalı görünen değişimler meydana gelmiştir. Bu andan yaklaşık 20 dakika öncesinden başlayarak gezegenler arası manyetik alanın z bileşeninde ani yön değişimleri gözlenmiştir. Güneş rüzgarının hızında ani bir artış belirmiş ve güneş rüzga-

rının yoğunluğu da az bir miktar artmıştır. Bu olayın muhtemel sebebi bir önceki gün güneşte gerçekleşen koronal kütle atımıyla ilişkili olarak dünyaya ulaşan bir gezegenler arası manyetik buluttur.

T2 anına kadar gezegenler arası manyetik alanın z bileşeni çoğunlukla kuzey doğrultusunda kalmış fakat güneş patlamasıyla birlikte kalıcı olarak güneye dönmüştür. Aynı anda güneş rüzgarının yoğunluğu da iki katına çıkarak cm^{-3} başına 10 parçacık civarına ulaşmıştır. Patlamayla birlikte kutup ışığı kuşağındaki aktivitede artış gözlenmeye başlamıştır. T3 anının yaklaşık bir saat öncesinden başlayarak gezegenler arası manyetik alanın z bileşeni sık sık yön değiştirmiştir. T3 anından sonra ise güneye dönerek bir süre aynı yönde kalmıştır. T3 aynı zamanda güneş rüzgarı yoğunluğunun da patlama öncesindeki seviyeye gelmeye başladığı anı işaret etmektedir. Şekil 3.1e ve f’de görülebileceği gibi jeomanyetik aktivitenin doruk değerleri T3 anından sonra gerçekleşmiştir.

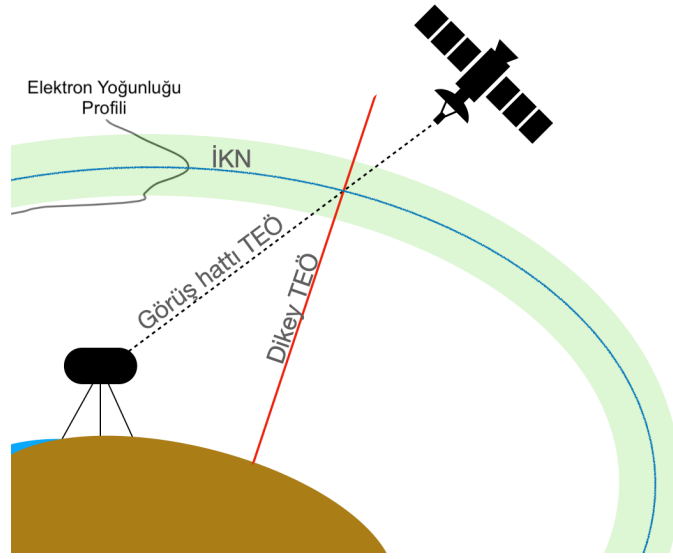
3.2. Toplam Elektron Ölçütü

Toplam Elektron Ölçütü (K. TEÖ; İ. Total Electron Content, TEC) iyonosferden geçen bir sinyalin izlediği yol boyunca bulunan serbest elektron sayısının integrali olarak tanımlanmıştır. TEÖ, iki farklı radyo frekansının yayılım süreleri arasındaki zaman gecikmesi kullanılarak hesap edilir ve yeryüzünden uzaya uzanan, taban alanı 1 m^2 olan farazi bir sütun içerisindeki elektron sayısını ifade eder. Bir TEÖ birimi 10^{16} elektron/ m^2 ’dir (Mannucci vd. 1998). İ-T sistemine yönelik verilere kıyasla TEÖ’nün avantajı, eş zamanlı olarak dünyanın bir çok konumundan elde edilen ve yüksekliğe olan bağımlılığın ortadan kaldırıldığı bir veri olmasıdır.

Bir yer istasyonunun alıcısı ile bir uydunun vericisi arasındaki sinyalin yolu boyunca hesaplanan TEÖ bu haliye görüş hattındaki TEÖ olarak ele alınır. Eğer uydu yer istasyonunun tam tepesinde değilse, görüş hattı iyonosferde meyilli bir çizgi olarak tanımlıdır. Kullanım kolaylığı bakımından bu meyilli görüş hattı geometrik dönüşüm kapsamında dikey hale getirilir ve böylece TEÖ iyonosferde tek bir noktaya tanımlanır. Bu nokta, meyilli görüş hattının elektron yoğunluğunun doruk yaptığı irtifa ile kesiştiği nokta olarak tanımlanır ve iyonosfer kesişim noktası (K. İKN; İ. Ionospheric Pierce Point, IPP) olarak adlandırılır. Genellikle İKN’nin yeryüzündeki izdüşümü kullanılır fakat irtifa hesaplanırken doruk elektron yoğunluğunu belirlemek için çeşitli modellerden yardım alınır (Rideout ve Coster 2006; Vierinen vd. 2016). Görüş hattındaki TEÖ geometrik dönüşüm sonrasında dikey TEÖ adını alır. Bu süreç Şekil 3.2’de şematize edilmiştir.

Yer istasyonları sabit, uydular hareketli olduğundan sabit bir yer istasyonu ile belirli bir uydu arasında gerçekleşen herhangi bir eşleme yaklaşık 6 saatlik bir ölçüm olanağı tanımaktadır. Bu sırada elde edilen görüş hattındaki TEÖ yukarıda ifade edildiği gibi dikey hale getirildiğinde elde edilen veri bir zaman serisi formunda ele alınabilir. Böylece dikine TEÖ’nün zamana bağlı iki değişkeni olacaktır. Bunlardan ilki İKN koordinatları, ikincisi ise kaç birim TEÖ ölçüldüğüdür. İKN koordinatlarının değişimi uydunun yörüngesindeki hareketlerine, TEÖ’nün değişimi ise iyonosferin durumuna bağlıdır.

Dikey TEÖ verileri işlenerek 2 boyutlu TEÖ haritaları elde edilebilmektedir (Tsugawa vd. 2007; Nykiel vd. 2017). Veriler işlenirken bölge piksellere ayrılır ve her zaman adımında o piksele düşen dikey TEÖ verilerinin ortalaması alınır. Bu yüzden verinin çözünürlüğünde bir miktar kayıplar olabilir. Dalga tipindeki bozuntular çalışılırken, piksel



Şekil 3.2. Görüş hattındaki TEÖ ölçümünden dikey TEÖ elde edilme sürecini gösteren şematik çizim.

boyutunun yarım dalga boyundan büyük olması veya pikselenecek bölgenin iki dalga boyundan küçük olması hatalı sonuçlara yol açabilmektedir (Hernández-Pajares vd. 2017). Piksel boyutu belirlenirken çalışılacak bölgede ölçüm yapan istasyonların sıklığına göz önünde bulundurulmalıdır. Yeterli sayıda istasyon olmaması durumunda piksel boyutu istenilen hassasiyette belirlenememektedir.

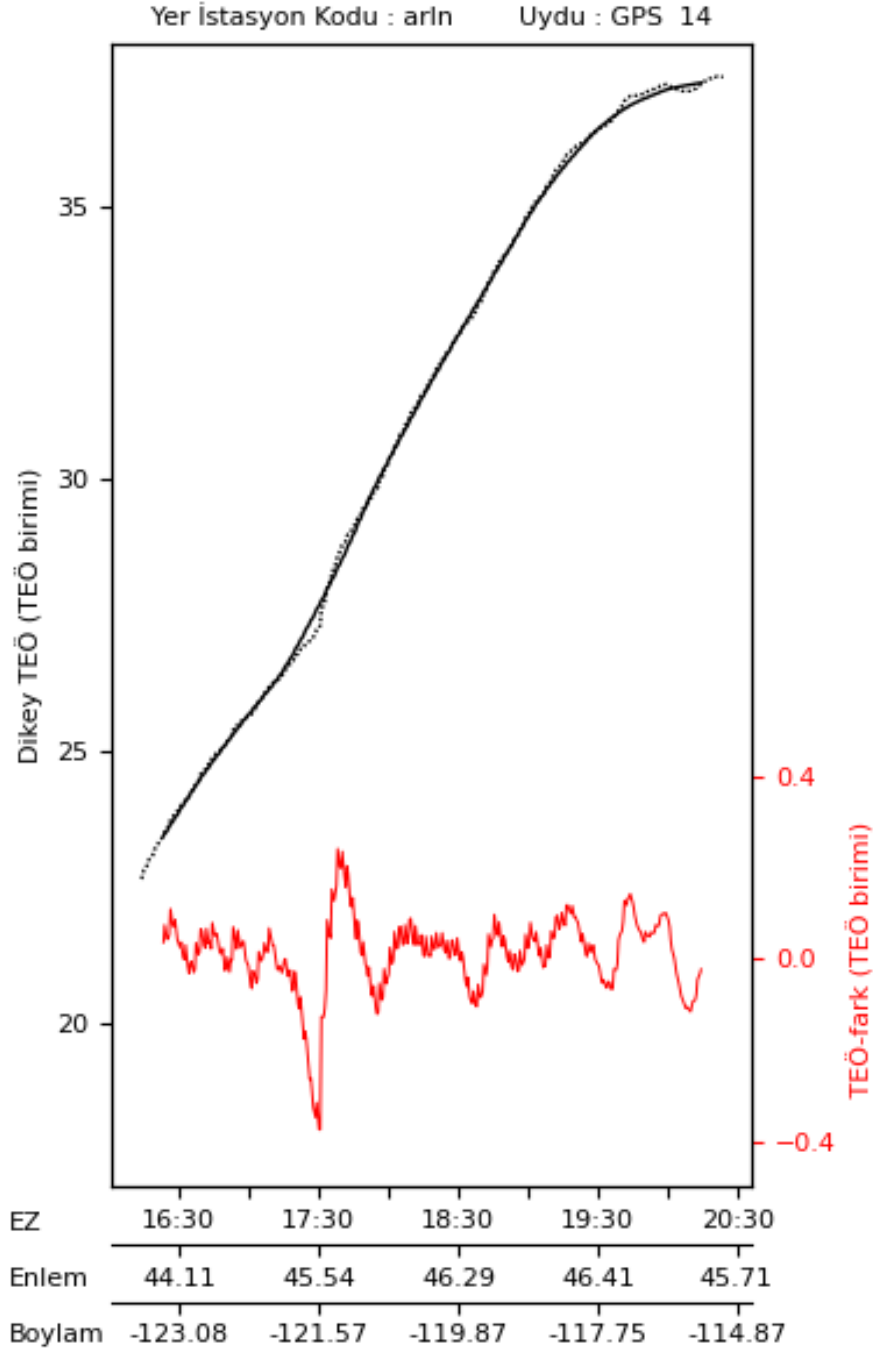
Diğer bir hassas süreç ise dikine TEÖ zaman serilerinin piksellenmeden önce filtreleme işlemine tabi tutulmasıdır. Filtrelemenin amacı verideki olağan akıştan sapmaları tespit etmektir. Benzer çalışmalar (Coster vd. 2017; Zhang vd. 2019) incelenerek TEÖ verilerine uygulanmak üzere doğrusal tabanlı ve 30-dakika pencereli Savitzky-Golay filtresi (Savitzky ve Golay 1964) uygun bulunmuştur.

MIT (İ. Massachusetts Institute of Technology) tarafından sağlanan patlama gününe ait görüş hattı TEÖ ve dikine TEÖ verileri Madrigal veri sistemi üzerinden ¹ elde edilmiştir. Zaman çözünürlüğü 30 saniye olan bu veri seti dünya çapındaki yer istasyonlarından o gün yapılan tüm ölçümleri içermektedir. Çalışılacak alan Amerika Birleşik Devletlerinin kıtasal bölgesi olarak belirlendiği için İKN koordinatları 23–55° Kuzey enlemleri ile 63–131° Batı boylamları dışında kalan tüm ölçümler elenmiştir. Yer istasyonu ile uydu arasındaki görüş hattı eğiminin 30° ve daha az olduğu ölçümler, geometrik dönüşüm sırasındaki olumsuz etkileri gözeterek veri setinden elenmiştir. Kesintili ölçümlerden doğabilecek hataları engellemek için 45 dakikadan daha kısa süren yer istasyonu-uydu eşleşmelerinden gelen veriler elenmiştir.

Geride kalan verilere doğrusal tabanlı, 30-dakika pencereli Savitzky-Golay filtresi uygulanmıştır. Rasgele seçilen bir yer istasyonu-uydu eşleşmesi sırasında kaydedilen dikey TEÖ verilerinin ve bu verilere ait İKN koordinatlarının zamanla değişimi Şekil 3.3’de gösterilmiştir. İlerleyen süreçte kullanılacak temel veri setini oluşturan TEÖ-fark verileri,

¹<https://w3id.org/cedar?experimentlist=experiments4/2022/gps/30mar22&filelist=los20220330.001.h5>

TEÖ verilerinin filtrelenmiş hali ve öz hali arasındaki fark olarak tanımlanmıştır (Şekil 3.3, kırmızı eğri). TEÖ-fark verileri elde edildikten sonra, ± 3 TEÖ birim dışında kalan TEÖ-fark verisi içeren ölçümler, hata ve uymazlık olasılıkları gözetilerek elenmiştir.

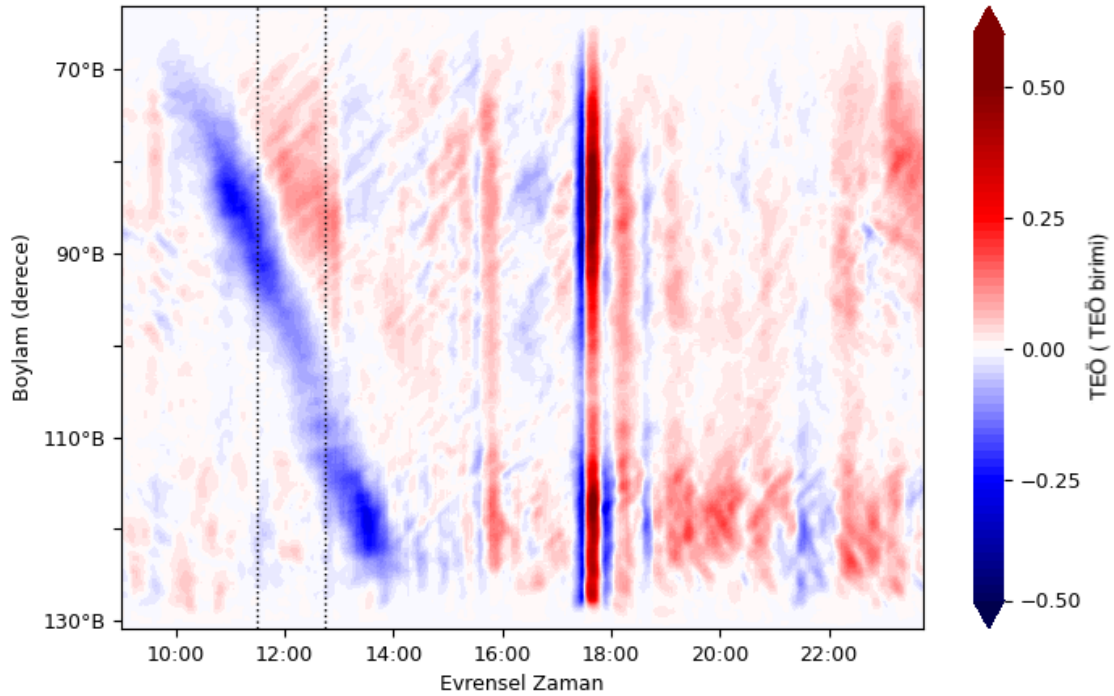


Şekil 3.3. Örnek bir yer istasyonu-uydu eşlemesi sırasında kaydedilen TEÖ değerleri (siyah kesikli çizgi) ve bu değerlerin filtrelenmiş hali (siyah düz çizgi). Bu ikisi arasındaki fark kırmızı renkle gösterilmiştir.

TEÖ-fark verilerinden iki boyutlu görüntüler elde etmek amacıyla, piksel boyutu enlem ve boylam eksenlerinde $0.15^\circ \times 0.15^\circ$ olarak belirlenen karelere ayrılmıştır. Her

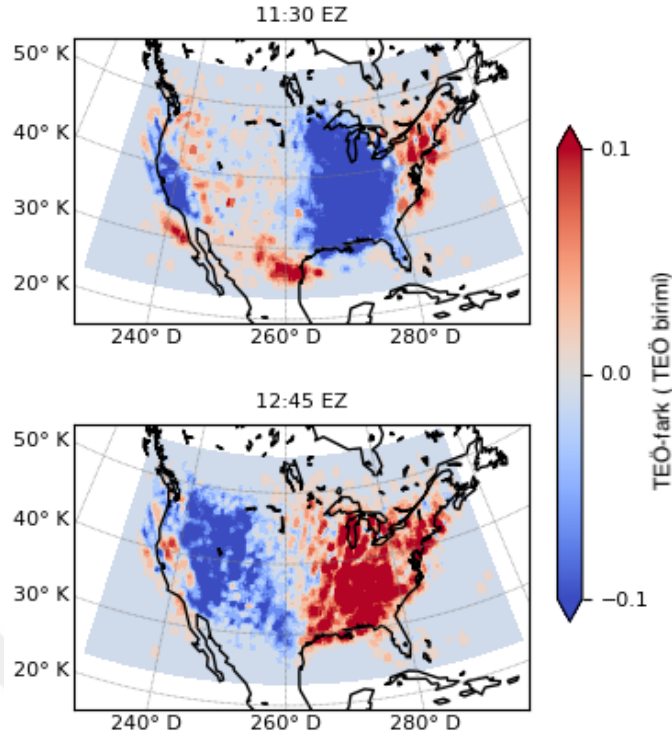
bir zaman adımımda her bir pikselin değeri, o andaki İKN koordinatları o piksele karşılık gelen karenin içinde kalan TEÖ-fark verilerinin ortalaması alınarak elde edilmiştir. Belirlenen zaman aralığındaki (Bkz. Bölüm 4.1) tüm zaman adımları için piksel değerleri elde edildikten sonra, her pikselin zamansal değişimi 5 dakikalık yürüyen ortalama kullanılarak düzeltilmiştir. Ardından her zaman adımımdaki piksellerin 2-boyutlu görüntüsü 7×7 piksel büyüklüğünde bir kernel kullanılarak mekansal olarak düzeltilmiştir.

TEÖ-fark verilerinden her zaman adımı için elde edilen iki boyutlu görüntüler böylece analize hazır hale getirildikten sonra bu verilerin boylamsal ortalamasının zamansal değişimi görselleştirildiğinde Şekil 3.4 elde edilmektedir. Şekil 3.4’de saat 10:00 – 14:00 EZ (evrensel zaman) arasında gündoğumu hattının 70° Batı boylamından 130° Batı boylamına doğru geçişi belirgin bir şekilde görülmektedir. Burada uygulanan görselleştirme yönteminde her zaman adımımdaki dikey veri sütunu, 2 boyutlu bir TEÖ-fark görüntüsünün boylamsal ortalaması alınarak tek boyuta indirilmiş haline karşılık gelmektedir. Bu görselleştirme yöntemini bir örnek yardımıyla daha açıklayıcı bir hale getirmek amacıyla tek boyutlu sütunlardan noktalı çizgiler ile belirtilen iki tanesi (11:30 EZ ve 12:45 EZ) Şekil 3.5’de ayrıca incelenmiştir. Şekil 3.5’de renk ölçekleri belirlenirken gün doğumu hattını ve dalga yapılarını belirgin hale getirmek için TEÖ-fark verileri ± 0.1 değerinde doygunluğa ulaştırılmıştır (İ. saturated). Örnek olarak seçilen bu zaman adımlarında gün doğumu hattı bölgenin sırasıyla doğu ve batı taraflarında belirgin haldedir.



Şekil 3.4. TEÖ-fark verilerinin boylamsal ortalamalarının zamana ve boylama göre değişimi.

Şekil 3.4’de 11:30 EZ civarındaki değerler incelendiğinde Şekil 3.5a ile uyumlu bir şekilde gün doğumu hattının $80-100^\circ$ Batı boylamları arasını kapladığı görülmektedir. Aynı uyum Şekil 3.4’de 12:45 EZ civarındaki değerler ile Şekil 3.5b arasında da mevcuttur. Fakat Şekil 3.5b’de 45° Kuzey enleminde $90-100^\circ$ Batı boylamları arasında görülen



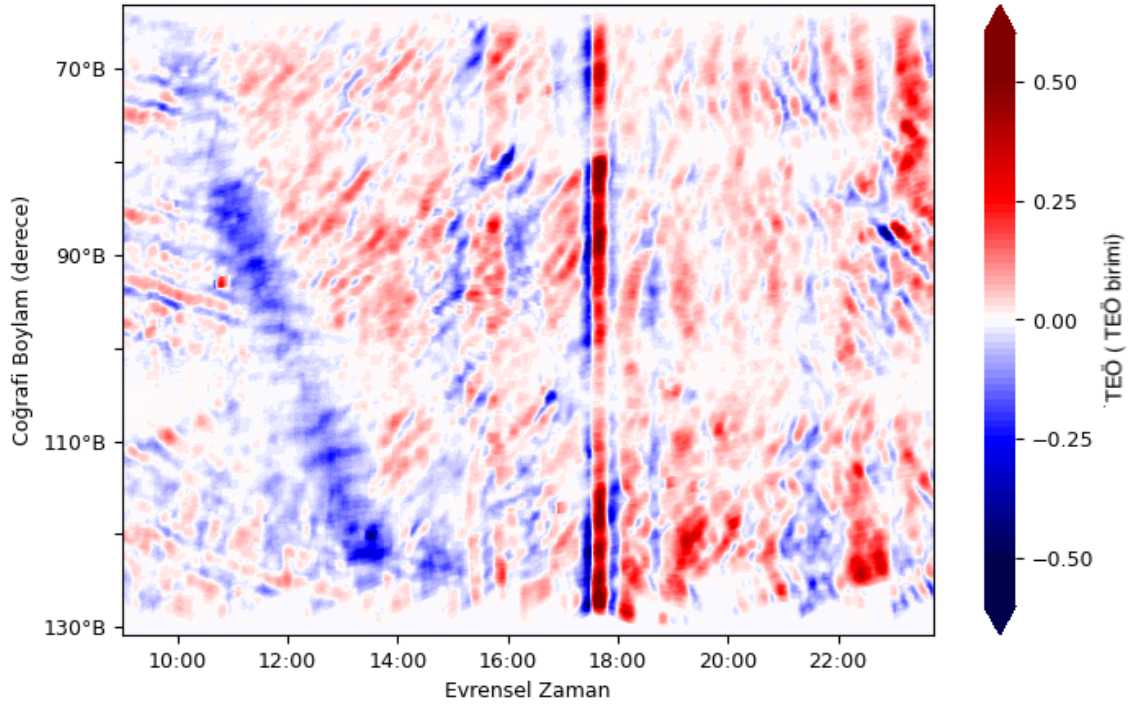
Şekil 3.5. Gündoğumu hattının geçişi sırasında 11:30 EZ (a) ve 12:45 EZ (b) anlarındaki 2 boyutlu TEÖ-fark görüntüleri.

dalga yapıları Şekil 3.4’de görülmemektedir. Bunun sebebi boylamsal ortalama alınırken bu dalga yapılarının tepe ve çukurlarının birbirini götürmesidir.

Sonuç olarak boylamsal ortalamaların verinin zamansal değişimini genel ölçüde iyi yansıttığı ve belirgin yapıları koruduğu, buna karşılık ortalamaların alındığı eksenindeki bölgesel dalga yapılarını düzleştirerek belirsiz hale getirdiği anlaşılmıştır. Bu istenmeyen düzleştirme etkilerinden kurtulmanın bir yöntemi olarak, ortalama almak yerine dalga yapılarının tespit edildiği belirli bir enlem (veya boylam) değerini sabit tutup diğer eksenindeki değişimleri görselleştirildiğinde Şekil 3.6’daki sonuçlara ulaşılmıştır. Böylece Şekil 3.5b’de yer alan dalga yapılarının düzleştirilmesinin önüne geçilebilmiştir.

Bölüm 5.1’de sunulan bulgularda TEÖ-fark görüntülerinin doğrudan kullanımına ek olarak, hem Şekil 3.4’de yer alan haliye (boylamsal ortalamaları alınarak) hem de Şekil 3.6’dakine benzer şekilde (2 boyuttaki koordinatlardan bir tanesi sabitlenip diğerinin zamansal değişimi alınarak) kullanılmıştır.

Son olarak altı çizilmesi gereken önemli bir husus, Şekil 3.4–3.6 arasında gündoğumu hattının negatif TEÖ-fark değerlerine karşılık gelme sebebi filtreleme yöntemiyle ilişkilidir. Fiziksel olarak ele alındığında güneşin doğmasıyla birlikte iyonlaşma artarak TEÖ değerlerini arttırmaktadır. Fakat belirli bir zaman adımıdaki TEÖ-fark verileri hesaplanırken kullanılan filtre penceresi geçmiş ve gelecek değerleri de kapsamaktadır. Bu yüzden TEÖ artışının gerçekleştiği zaman adımına henüz ulaşmadan önce filtre penceresine gelecekte gelen yüksek değerler dahil olmaya başlar. Böylece TEÖ ile filtrelenmiş TEÖ arasındaki farkı ifade eden TEÖ-fark verileri artış olayı gerçekleşmeden önce nega-



Şekil 3.6. 45° Kuzey Enlemindeki TEÖ-fark verilerinin zamana ve boylama göre değişimi.

tif değerler göstermeye başlayacaktır. Benzer bir durum Şekil 3.3’de güneş patlamasının gerçekleştiği 17:21 EZ civarında da görülebilir. Sonuç olarak herhangi bir anda gerçekleşen TEÖ artışı, yarım pencere uzunluğu sayısındaki zaman adımı öncesindeki ve sonrasındaki TEÖ-fark değerlerine etki edecektir. Bu yapay etki Zhang vd. (2019) tarafından yapılan çalışmada da vurgulanmış ve sonuçlara olan etkisi ihmal edilmiştir.

3.3. Eşvreli Dalgacık Analizi

İ-T bölgesindeki bozuntuların frekans içeriklerinin zamana ve bozuntu frekansına bağlı olarak nasıl değişim gösterdiğini incelemek amacıyla YEÖ-fark verilerine eşvreli dalgacık analizi (Yang vd. 2023) uygulanmıştır. Bu yöntemde öncelikle bir ana dalgacık fonksiyonu Ψ belirlenir. Daha sonra girdi olarak kullanılan zaman serisinin farklı ölçeklerde ve farklı zaman ötelemelerinde Ψ ile iç çarpımları (İ. inner product) hesaplanır. Böylece kullanılan ölçek aralığında ve zaman ötelemelerinde dalgacık dönüşümü elde edilir. Farklı sinyaller arasındaki ortak periyodik değişimleri belirlemek için ise, her sinyalin dalgacık dönüşümünden elde edilen katsayılar belirli bir ağırlıklandırmaya tabii tutulur. Bu son adım ile eşvreli dalgacık analizi tamamlanmış olur.

Dalgacık dönüşümü, kullanılan zaman ötelemesi değerlerinin kesikli veya sürekli oluşuna göre tanımlanır. Bu çalışmada kullanılan sürekli dalgacık dönüşümü Bağntı (4.1)’e göre hesaplanmıştır.

$$W_p(a, b) = \frac{1}{\sqrt{a}} \int_{-\infty}^{\infty} X_p(t) \psi\left(\frac{t-b}{a}\right) dt \quad (3.1)$$

Burada $X_p(t)$ ile ifade edilen herhangi bir p pikseline ait zaman serisidir. Dalgacık ölçeği a ile zaman ötelemesi b ile gösterilmiştir.

Kullanılan ana dalgacık fonksiyonu ise Bağntı (4.2)'de ifade edildiği gibi karmaşık Morlet dalgacık fonksiyonudur.

$$\psi(t) = \frac{1}{\sqrt{\pi B}} \exp^{-\frac{t^2}{B}} \exp^{-j2\pi Ct}, \quad (3.2)$$

Burada B bant genişliğini, C ise merkez frekansını ifade eder. Bu iki parametre bozuntuların zaman ve frekans eksenlerinde hangi çözünürlükte tespit edileceğini belirler. Bant genişliği değeri küçüldükçe bozuntuların zaman eksenindeki çözünürlüğü artar fakat bu bozuntuların hangi frekansta olduklarını tespit etmek zorlaşır. Bunun aksine bant genişliği arttıkça bozuntuların frekansı daha hassas bir şekilde tespit edilebilir fakat bu durumda bozuntunun zamanını tespit etmek güçleşir. Merkez frekans değeri ise bant genişliğinin de hesaba katılmasıyla hangi frekans aralıklarında analizin uygulanabileceğini belirlemede rol oynar (Torrence ve Compo 1998). Tez çalışması kapsamında B ve C parametreleri, 4–32 dakika bandındaki periyotlara sahip bozuntuları hem zaman hem de frekans ekseninde en hassas şekilde tespit edecek şekilde kullanılmıştır. Bu aralığın üst ve alt limitleri belirlenirken sırasıyla Bölüm 4.2'de tarif edilen filtre penceresi (30 dk) ve yürüyen ortalama (5dk) gözetilmiştir.

N_p sayıdaki piksele sahip bir bölgedeki ortak bozuntuların periyotlarını ve zamanlarını tespit etmek için Bağntı (4.3) kullanılmıştır.

$$(R(a, b))^2 = \frac{\left| \sum_{p_1, p_2=1}^{N_p} W_{p_1}(a, b) W_{p_2}^*(a, b) \right|^2}{\sum_{p_1=1}^{N_p} |W_{p_1}(a, b)|^2 \sum_{p_2=1}^{N_p} |W_{p_2}(a, b)|^2}, \quad (3.3)$$

Burada $W_{p_1}(a, b)$ ve $W_{p_2}(a, b)$ katsayıları bölgedeki herhangi iki piksele ait dalgacık dönüşümü sonuçlarıdır ve Bağntı (4.1) kullanılarak hesaplanmıştır. Bağntı (4.3) yardımıyla incelenen bölgedeki tüm olası piksel eşleşmeleri (p_1, p_2) arasındaki eşvrelili bozuntular tespit edilebilir. Bağntı (4.3)'ten elde edilen $(R(a, b))^2$ değerleri Eşvre Büyüklüğünün Karesi (EBK) olarak isimlendirilmiştir. EBK sonuçlarının görselleştirmesinde logaritma kullanımı sonuçları daha belirgin hale getirdiğinden dolayı dalgacık ölçeği (a) 4–32 dakika bandını kapsayacak şekilde 2'nin 2. ve 5. kuvvetleri arasında alınmıştır. Bağntı (4.3)'te yer alan b değeri piksellerin Tez çalışması kapsamında incelenecek tüm zaman adımlarını kapsayan aralıkta tanımlanmıştır.

3.4. Küresel İyonosfer-Termosfer Modeli

Bölüm 2.1.5'te tanıtılan küresel sirkülasyon modellerinin arasında bulunan GITM, hidrostatik denge varsayımında bulunmadığından dolayı güneş patlaması gibi bölgeye ani enerji girişi olan bir süreçte karşılaşılmaması olası dalga yapılarını çözüme dahil edilebilecek bir yapıdadır. Bu özellik gözetildiğinde GITM diğer küresel sirkülasyon modellerinin arasından tez çalışmasının amacına daha uygun bir model olarak seçilmiştir. Bölüm 3.3.1'de GITM'in iyonosfer-termosfer sistemini nasıl formüleştirdiği detaylandırılmıştır. Bölüm 3.3.2'de GITM'in hedeflenen amaca yönelik nasıl çalıştırıldığı anlatılmıştır.

3.4.1. Temel denklemler

GITM’de çözüme dahil edilen temel nötr ve iyon bileşenler Çizelge 4.1’de yer almaktadır. GITM her bileşen için enerji, momentum ve süreklilik denklemlerinin bağlaşıp çözümlerinin yer aldığı küresel bir modeldir. Nötr ve iyon bileşenlere yönelik denklemler birbirlerinden farklıdır. Bağntı (3.4) ile Bağntı (3.21) arasında nötrallerin İ-T bölgesindeki davranışlarının temel prensiplerden başlayarak nasıl GITM’e dahil edildiği gösterilmiştir (Ridley vd. 2006). Bağntı (3.22) ile Bağntı (3.27) arasında iyonların süreklilik, devinirlik ve enerji denklemlerine yer verilmiştir (Ridley vd. 2006; Deng ve Ridley 2014). Bağntı (3.28) ve (3.29) ise elektronların enerji denklemleri ve elektronlar aracılığıyla manyetosferden gelen enerjiye yöneliktir (Ridley vd. 2006). Temel prensiplerden başlayarak elektrodinamik süreçlerin GITM’e eklenişine yönelik formülasyon Bağntı (3.30) ile Bağntı (3.36) arasında yer almaktadır (Vichare vd. 2012).

Çizelge 3.1. GITM dahilindeki temel İyonsfer-Termosfer bileşenleri

Nötral	O	O ₂	N(² D)	N(² P)	N(⁴ S)	N ₂	NO	H	He
İyon	O ⁺ (⁴ S)	O ⁺ (² D)	O ⁺ (² P)	O ₂ ⁺	N ⁺	N ₂ ⁺	NO ⁺	H ⁺	He ⁺

Nötrallere ait temel denklemler dikey ve yatay ekseninde ayrı ayrı çözülür. Kaynak terimleri (Joule ısıtması, kimyasal kaynak ve kayıplar, viskozite) çözüme sonradan eklenir. Yatay ekseninde nötrallerin süreklilik, devinirlik ve enerji denklemleri sırasıyla (3.4), (3.5) ve (3.6) bağntılarındaki gibi yazılabilir. Toplam nötr kütle yoğunluğu (ρ), her bileşen için tanımlı olan sayı yoğunluğu (N_b) kullanılarak $\rho = \sum_b M_b N_b$ eşitliği ile hesaplanır. Burada M_b , b bileşeni için molekül kütlesidir.

$$\frac{\partial N_b}{\partial t} + N_b \nabla \cdot \mathbf{u} + \mathbf{u} \cdot \nabla N_b = 0 \quad (3.4)$$

$$\frac{\partial \mathbf{u}}{\partial t} + \mathbf{u} \cdot \nabla \mathbf{u} + \nabla \mathcal{T} + \frac{\mathcal{T}}{\rho} \nabla \rho = 0 \quad (3.5)$$

$$\frac{\partial \mathcal{T}}{\partial t} + \mathbf{u} \cdot \nabla \mathcal{T} + (\gamma - 1) \mathcal{T} \nabla \cdot \mathbf{u} = 0 \quad (3.6)$$

Nötr bileşenlerin hız vektörü $\mathbf{u}$ ile gösterilmiştir. Yatay ekseninde tüm nötrallerin aynı hızda hareket ettikleri varsayılarak ortak düzgeli (İ. normalized) sıcaklık terimi ($\mathcal{T} = p/\rho$) tanımlanmıştır. Burada p nötrallerin toplam basıncına karşılık gelmektedir.

Enerji denkleminde yer alan γ terimi ısı sığası oranı (5/3) olarak tanımlıdır. Yukarıda verilen üç temel denklemin dikey eksenindeki düşümleri (İ. gradient) ihmal edilirse yatay adveksiyon elde edilir.

Dikey ekseninde, irtifa arttıkça kütle yoğunluğunun üstel azalmasından dolayı ρ ve N_b için logaritma değerleri tanımlanmıştır ($\mathcal{R} = \ln(\rho)$ ve $\mathcal{N}_b = \ln(N_b)$). Bunun sebebi hesaplama kolaylığı sağlamaktır çünkü yükseklik ile ρ üstel değişim gösterir fakat $\mathcal{R}$ doğrusal değişim gösterir.

Yatay eksenin aksine, dikey eksenle nötrallerin hızları birbirinden bağımsızdır. Bu yüzden her bileşen için ayrı $\mathbf{u}_b$ kullanılır. Bunun sebebi, yaklaşık 120 km yüksekliğe kadar basınç tüm bileşenler için aynı hızda azalmaktayken daha yukarılarda dolaşık karışma (İ. turbulent mixing) olayının azalmasıyla bileşenlerin kendi hidrostatik dengelerini oluşturmaya başlamasıdır.

Yukarıda bahsedilen dönüşümler uygulandığında nötrallerin dikey eksendeki süreklilik ve devinirlik denklemleri sırasıyla (3.7) ve (3.8) bağıntılarındaki hali alır. Dikey eksenle hızların farklılaşmasından dolayı dikey devinirlik denkleminde düzgesiz (İ. un-normalized) sıcaklık ($T = \frac{\bar{m}_b}{k} \mathcal{T}$) kullanılmıştır. Bu ifadede geçen $\bar{m}_b$; b bileşeninin sayı yoğunluğu ile ağırlıklandırılmış ortalama kütleyle karşılık gelmektedir.

$$\frac{\partial \mathcal{N}_b}{\partial t} + \nabla \cdot \mathbf{u}_b + \mathbf{u}_b \cdot \nabla \mathcal{N}_b = 0 \quad (3.7)$$

$$\frac{\partial \mathbf{u}_b}{\partial t} + \mathbf{u}_b \cdot \nabla \mathbf{u}_b + \frac{k}{M_b} \nabla T + \frac{k}{M_b} T \nabla \mathcal{N}_b = 0 \quad (3.8)$$

Dikey eksenle enerji denklemini hesaplamak için ortalama hız kullanarak Bağıntı (3.7)'den yararlanılır. Ortalama hız (3.9) bağıntısına göre hesaplanır. Böylece nötrallere yönelik temel denklem seti tamamlanmış olur.

$$\mathbf{u} = \frac{1}{\rho} \sum_b M_b N_b \mathbf{u}_b \quad (3.9)$$

Temel denklemler elde edildikten sonra sıradaki adımda bu denklemlerin uygun bir koordinat sistemine taşınması ve kaynak terimlerinin eklenmesi gerekmektedir. GITM 3-boyutlu simülasyonlarda bu amaçla dönüşlü (İ. rotating) küresel koordinat sistemini kullanılmaktadır. Küresel koordinatlarda dikey eksen dünya merkezli düşey (İ. vertical) düzlemde, yatay eksen ise ufuksal (İ. horizontal) düzlemde tanımlıdır. Gerekli dönüşümler yapıldıktan sonra Tablo 4.1'de yer alan her b nötr bileşeni için dikey süreklilik denklemi (3.10) bağıntısındaki hali alır.

$$\frac{\partial \mathcal{N}_b}{\partial t} + \frac{\partial u_{r,b}}{\partial t} + \frac{2u_{r,b}}{r} + u_{r,b} \frac{\partial \mathcal{N}_b}{\partial r} = \frac{1}{N_b} \mathcal{S}_b \quad (3.10)$$

Bu denklemde r tek başına kullanıldığında dünya merkezinden yarıçapsal uzaklığı, alt indis olarak kullanıldığında ise bu doğrultudaki bileşeni ifade ediyor. Yani $u_{r,b}$ terimi, b bileşeninin yarıçapsal (dikey) hızını belirtiyor. Denklemin sol tarafındaki üçüncü terim ($2u_{r,b}/r$) hızın yarıçapsal bileşeninin ıraksamasından ötürü eklenmiştir.

$$\mathcal{S}_b = \frac{\partial}{\partial r} \left[N_b K_e \left(\frac{\partial N_b}{\partial r} - \frac{\partial N}{\partial r} \right) \right] + \mathcal{C}_b \quad (3.11)$$

Herhangi bir b bileşeni için kaynak terimi $\mathcal{S}_b$ girdap yayını (İ. eddy diffusion) ile kimyasal kazanç/kayıp toplamının bir fonksiyonudur ve (3.11) bağıntısına göre hesaplanır. Burada K_e girdap yayını katsayısını, N toplam sayı yoğunluğunu, $\mathcal{C}_b$ ise kimyasal

kazanç/kayıp miktarlarını ifade eder. Sözkonusu kimyasal süreçlerin GITM'deki karşılıkları ilerleyen kısımda detaylıca belirtilmiştir.

Dönüştürülen küresel koordinat sisteminde dikey devinirlik denklemi (3.12) bağıntısında gösterilmiştir. Burada θ kuzey enlemini, ϕ doğu boylamını ifade etmektedir. Buna bağlı olarak u_θ ve u_ϕ ise nötr rüzgarların sırasıyla kuzeye ve doğuya olan hızlarına karşılık gelmektedir. Dikey yönde her bileşenin farklı hıza sahip olmasını gözetken $u_{r,b}$ terimi b bileşeninin yarıçapsal (dikey) hızını ifade eder. Eşitliğin sağ tarafında yer alan g yerçekimi ivmesi, Ω gezegenin açısal hızı, $\mathcal{F}_b$ ise nötrallerin kendi aralarında ve iyonlarla gerçekleştiği sürtünme kuvvetidir. Böylece son 2 terim merkezkaç ve Koryolis (İ. Coriolis) kuvvetlerine karşılık gelmektedir.

$$\begin{aligned} \frac{\partial u_{r,b}}{\partial t} + u_{r,b} \frac{\partial u_{r,b}}{\partial r} + \frac{u_\theta}{r} \frac{\partial u_{r,b}}{\partial \theta} + \frac{u_\phi}{r \cos(\theta)} \frac{\partial u_{r,b}}{\partial \phi} + \frac{k}{M_b} \frac{\partial T}{\partial r} + T \frac{k}{M_b} \frac{\partial \mathcal{N}_b}{\partial r} \\ = g + \mathcal{F}_b + \frac{u_\theta^2 + u_\phi^2}{r} + \cos^2(\theta) \Omega^2 r + 2 \cos(\theta) \Omega u_\phi \end{aligned} \quad (3.12)$$

Bu denklemi biraz daha detaylı incelemek gerekirse, $\frac{u_\theta^2 + u_\phi^2}{r}$ teriminin küresel geometri ile alakalı olduğu ve gezegenin küresel yüzeyindeki yatay rüzgarların yükselme eğilimlerinden kaynaklandığı söylenebilir. Eğer gezegen dönmeseydi ($\Omega = 0$), sağ taraftaki son üç terim düşerdi. Eğer gezegenin dönüş hızı ile yatay rüzgarların hızı eşit olsaydı ($u_\phi = -r\Omega \cos(\theta)$ ve $u_\theta = 0$) bu üç terim birbirini götürürdü.

Yukarıdaki bağıntının sağ tarafındaki $\mathcal{F}_b$ terimi herhangi bir b bileşeni için (3.13) bağıntısına göre hesaplanır. Burada v_r iyon hız vektörünün yarıçap doğrultusundaki bileşenini, ρ_i iyon kütle yoğunluğunu ν_{in} iyon-nötr çarpışma frekansını, D_{db} ise b ve d bileşenleri arasındaki yayılım katsayısını ifade etmektedir.

$$\mathcal{F}_b = \frac{\rho_i}{\rho_b} \nu_{in} (v_r - u_{r,s}) + \frac{kT}{M_b} \sum_{d \neq b} \frac{N_d}{ND_{db}} (u_{r,d} - u_{r,b}) \quad (3.13)$$

Dönüştürülen küresel koordinat sisteminde dikey sıcaklık denklemi (3.14) bağıntısında verilmiştir. Burada da $2u_r/r$ terimi hızın yarıçap doğrultusundaki (dikey) bileşeninin ıraksamasından dolayı eklenmiştir. Eşitliğin sağ tarafındaki c_ν nötraller için sabit hacimde özgül ısıya karşılık gelmektedir ve temel nötr bileşenlerin özgül ısılarının sayı yoğunluklarına göre ağırlıklandırılmasıyla elde edilir, $k/\bar{m}_n$ terimi enerji kaynaklarını düzgeli sıcaklık ile ilişkilendirmek için eklenmiştir. $\mathcal{Q}$ termal enerji kaynağıdır ve (3.15) bağıntısına göre hesaplanır.

$$\frac{\partial \mathcal{T}}{\partial t} + u_r \frac{\partial \mathcal{T}}{\partial r} + (\gamma - 1) \mathcal{T} \left(\frac{2u_r}{r} + \frac{\partial u_r}{\partial r} \right) = \frac{k}{c_\nu \rho \bar{m}_n} \mathcal{Q} \quad (3.14)$$

$$\mathcal{Q} = Q_{EUV} + Q_{NO} + Q_O + \frac{\partial}{\partial r} \left((\kappa_c + \kappa_{dk}) + \frac{\partial T}{\partial r} \right) + N_e \frac{\bar{m}_i \bar{m}_n}{\bar{m}_i + \bar{m}_n} \nu_{in} (\mathbf{v} - \mathbf{u})^2 \quad (3.15)$$

Yukarıda (3.15) bağıntısında yer alan Q_{EUV} güneşin uç-morötesi tayfindan kaynaklanan ısıdır. Q_{NO} ve Q_O sırasıyla azotmonoksit özdeciği ve oksijen taneciğinin ışımsal soğuma etkilerine karşılık gelmektedir. κ_c ısı iletkenliği ve κ_{dk} dolaşımli karışımından kaynaklanan ısı iletkenliğidir. N_e elektron sayı yoğunluğu, $\bar{m}_i$ ve $\bar{m}_n$ sırasıyla iyonlar ve nötrallerin ortalama kütleleridir. İyon-nötr çarpışma frekansları ν_{in} ile belirtilmiştir. İyon ve nötr hızlarının farklı $v - u$ ile gösterilmiştir. Bağıntının son terimi Joule ısınmasına karşılık gelmektedir.

Böylece dikey eksenindeki denklem seti tamamlanmıştır. Sırada yatay eksenindeki denklemlerin dönüşlü küresel koordinat sistemine taşınması yer almaktadır. Süreklilik denklemi için bu ifadeye (3.16) bağıntısında yer verilmiştir.

$$\frac{\partial \mathcal{N}_b}{\partial t} + N_b \left(\frac{1}{r} \frac{\partial u_\theta}{\partial \theta} + \frac{1}{r \cos(\theta)} \frac{\partial u_\phi}{\partial \phi} - \frac{u_\theta \tan(\theta)}{r} \right) + \frac{u_\theta}{r} \frac{\partial N_s}{\partial \theta} + \frac{u_\theta}{r \cos(\theta)} \frac{\partial N_s}{\partial \phi} = 0 \quad (3.16)$$

Yatay devinim denklemlerinin doğu ve kuzey doğrultularındaki ifadeleri sırasıyla (3.17) ve (3.18) bağıntılarında yer almaktadır. Her iki bağıntının son iki terimi merkezkaç ve Koryolis kuvvetlerine karşılık gelmektedir. Bu denklemin dikey versiyonunda olduğu gibi burada da eğer gezegen dönmeseydi ve yatay rüzgarlar esmeseydi bu terimler düşecekti. Eğer gezegenin dönüş hızı ile yatay rüzgarların hızı eşit olsaydı ($u_\phi = -r\Omega \cos(\theta)$ ve $u_\theta = 0$) bu üç terim yine birbirini götürürdü.

$$\begin{aligned} \frac{\partial u_\phi}{\partial t} + u_r \frac{\partial u_\phi}{\partial r} + \frac{u_\theta}{r} \frac{\partial u_\phi}{\partial \theta} + \frac{u_\phi}{r \cos(\theta)} \frac{\partial u_\phi}{\partial \phi} + \frac{1}{r \cos(\theta)} \frac{\partial \mathcal{T}}{\partial \phi} + \frac{\mathcal{T}}{r \rho \cos(\theta)} \frac{\partial \rho}{\partial \phi} \\ = \frac{\mathcal{F}_\phi}{\rho} + \frac{u_\phi u_\theta \tan \theta}{r} - \frac{u_r u_\phi}{r} + 2\Omega u_\theta \sin(\theta) - 2\Omega u_r \cos \theta \end{aligned} \quad (3.17)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial u_\theta}{\partial t} + u_r \frac{\partial u_\theta}{\partial r} + \frac{u_\theta}{r} \frac{\partial u_\theta}{\partial \theta} + \frac{u_\phi}{r \cos(\theta)} \frac{\partial u_\theta}{\partial \phi} + \frac{1}{r} \frac{\partial \mathcal{T}}{\partial \theta} + \frac{\mathcal{T}}{r \rho} \frac{\partial \rho}{\partial \theta} = \frac{\mathcal{F}_\theta}{\rho} + \frac{u_\theta^2 \tan \theta}{r} \\ - \frac{u_\theta u_r}{r} + \Omega^2 r \cos(\theta) \sin(\theta) - 2\Omega u_\phi \sin(\theta) \end{aligned} \quad (3.18)$$

Yatay devinim denklemlerindeki güç terimleri (3.19) ve (3.20) bağıntılarında görülebileceği gibi iyon-nötr sürtünmelerine ve vizkoziteye bağlıdır. Burada η vizkozite katsayısıdır.

$$\mathcal{F}_\theta = \rho_i \nu_{in} (v_\theta - u_\theta) + \frac{\partial}{\partial r} \eta \frac{\partial u_\theta}{\partial r} \quad (3.19)$$

$$\mathcal{F}_\phi = \rho_i \nu_{in} (v_\phi - u_\phi) + \frac{\partial}{\partial r} \eta \frac{\partial u_\phi}{\partial r} \quad (3.20)$$

Nötrallere ait son olarak yatay termodinamik denklemi (3.21) bağıntısındaki gibidir. Dikey termodinamik denkleme geçiş için (3.15) bağıntısındaki kaynak terimleri eklenir.

$$\frac{\partial \mathcal{T}}{\partial t} + \frac{u_\phi}{r \cos \theta} \frac{\partial \mathcal{T}}{\partial \theta} + (\gamma - 1) \mathcal{T} \left(\frac{1}{r} \frac{\partial u_\theta}{\partial \theta} + \frac{1}{r \cos \theta} \frac{\partial u_\phi}{\partial \phi} - \frac{u_\theta \tan \theta}{r} \right) = 0 \quad (3.21)$$

Bağıntı (3.22) ile verilen iyonların devinim denkleminde artık elektrik alanın ($\mathbf{E}$) ve manyetik alanın ($\mathbf{B}$) devreye girdiği görülmektedir. Burada P_i ve P_e sırasıyla iyon ve elektron basınçlarına karşılık gelmektedir. Elektron yük miktarı e ile, iyon hızı $\mathbf{v}$ ile gösterilmiştir.

$$\rho_i \frac{d\mathbf{v}}{dt} = -\nabla(P_i + P_e) + \rho_i \mathbf{g} + eN_e(\mathbf{E} + \mathbf{v} \times \mathbf{B}) - \rho_i \nu_{in}(\mathbf{v} - \mathbf{u}) \quad (3.22)$$

Çözümü sadeleştirmek adına (3.22) bağıntısının sağ tarafı sıfır kabul edilir. Bunun fiziksel karşılığı iyon ivmelenmesinin diğer terimlere kıyasla ihmal edilebilecek düzeyde olmasıdır. Böylece (3.23) ve (3.24) bağıntılarına ulaşılır. Bunların $\mathbf{v}$ için çözülmesiyle (3.25) bağıntısı elde edilir. Burada $B = |\mathbf{B}|$ manyetik alan şiddetini, $\mathbf{b} = \mathbf{B}/B$ ise manyetik alan doğrultusunu ifade eder. $\mathbf{A}'$ 'nin manyetik alana dik bileşeni $\mathbf{A}_\perp$ ile belirtilmiştir.

$$\mathbf{v} = \frac{\mathbf{A}}{\rho_i \nu_{in}} + \frac{eN}{\rho_i \nu_{in}}(\mathbf{v} \times \mathbf{B}) \quad (3.23)$$

$$\mathbf{A} = \rho_i \mathbf{g} + eN_e \mathbf{E} - \nabla(P_i + P_e) + \rho_i \nu_{in} \mathbf{u} \quad (3.24)$$

$$\mathbf{v} = \frac{\mathbf{A} \cdot \mathbf{b}}{\rho_i \nu_{in}} + \frac{\rho_i \nu_{in} \mathbf{A}_\perp + eN_e \mathbf{A}_\perp \times \mathbf{B}}{\rho_i^2 \nu_{in}^2 + e^2 N_e^2 B^2} \quad (3.25)$$

İyonların süreklilik denklemi (3.26) ve (3.27) bağıntılarında sırasıyla yatay ve dikey ekseninde ifade edilmiştir. Burada N_j j iyonunun sayı yoğunluğu, $\mathcal{N}_j$ ise bu değer logaritmasıdır. Kimyasal süreçlere ve iyonlaşmaya bağlı olarak iyonların kaynak ve kayıp toplamları $\mathcal{S}_j$ ile ifade edilmiştir.

$$\frac{\partial N_j}{\partial t} + \frac{v_\theta}{r} \frac{\partial N_j}{\partial \theta} + \frac{v_\phi}{r \cos \theta} \frac{\partial N_j}{\partial \phi} = \mathcal{S}_j \quad (3.26)$$

$$\frac{\partial \mathcal{N}_j}{\partial t} + v_r \frac{\partial \mathcal{N}_j}{\partial r} = 0 \quad (3.27)$$

İyonların enerji denklemi (3.28) bağıntısındaki gibidir. Burada T_n ve M_n sırasıyla nötr sıcaklığı ve molekül kütlesi, k ise Boltzmann sabitidir. Elektronların rol aldığı ısı akışı $\mathbf{q}_e$ ile gösterilmiştir. Nötraller ile elektronlar arasındaki aşırı-elastik (İ. super-elastic) çarpışmalara ve fotoelektronlardan kazanılan ısıya bağlı olarak İ-T bölgesindeki elektron sıcaklığı iyon ve nötr sıcaklıklarından daha fazladır. Kimyasal reaksiyonlar ve viskozite ısıtması ihmal edildiğinde ulaşılan elektronların enerji denklemi (3.29) bağıntısında ifade edilmiştir.

$$T_i = T_n + \frac{M_n}{2k}(\mathbf{v} - \mathbf{u})^2 \quad (3.28)$$

$$\frac{\partial T_e}{\partial t} = -\frac{2}{3}T_e \nabla \cdot \mathbf{v}_e - \mathbf{v}_e \cdot \nabla T_e + \frac{2}{3N_e k} (-\nabla \cdot \mathbf{q}_e + Q_e - L_e) \quad (3.29)$$

Bağıntı (3.29)'un sağ tarafındaki ilk terim adyabatik genişlemeye, ikinci terim adveksiyona, üçüncü terim elektron ısı akış vektörünün ıraksamasına karşılık gelmektedir. Q_e ve L_e sırasıyla ısınma ve soğuma kaynaklarının toplamıdır. Isınma kaynaklarına yukarıda değinilmiştir. GITM'de çözüme dahil edilen soğuma kaynakları uyarılmış (İ.excited) N_2 , O_2 ve O bileşenlerinin yaptığı ışınlamalar ve daha çok yukarı enlemlerde geçerli olan elektron-iyon Coulomb çarpışmalarıdır.

İ-T bölgesinin tabanında elektron sıcaklığı nötral sıcaklığına eşit olarak tanımlanır. Bölgenin tavanındaki elektron sıcaklığı için (3.30) bağıntısı kullanılır. Burada κ_e elektronların termal iletkenliği, F_e ise manyetosfer kaynaklı ısı akışıdır.

$$\frac{dT_e}{ds} = \frac{F_e}{\kappa_e} \quad (3.30)$$

İ-T bölgesinin aşağı- ve orta- enlem kuşaklarındaki elektrik alan ve akım yapılması Ohm yasasına dayandırılır. Buradan hareketle İyonosfer akım yoğunluğu Bağıntı (3.31) ile ifade edilebilir. Burada geçen $\bar{U}$, $\bar{B}$ ve $\hat{b}$ sırasıyla nötral rüzgarlarına, jeomanyetik alana ve birim vektörün manyetik alan doğrultusundaki bileşenine karşılık gelmektedir. Jeomanyetik alana paralel ve dik elektrik alanı bileşenleri $E_{\parallel}$ ve $E_{\perp}$ ile gösterilmiştir. Pedersen, Hall ve paralel iletkenlikleri sırasıyla σ_P , σ_H ve $\sigma_{\parallel}$ şeklindedir.

$$\bar{J} = \sigma_P (E_{\perp} + \bar{U} \times \bar{B}) + \sigma_H \hat{b} \times (E_{\perp} + \bar{U} \times \bar{B}) + \sigma_{\parallel} E_{\parallel} \quad (3.31)$$

İyonosferdeki akımlar doğası gereği ıraksamaz (İ. divergence free). Bu durum Bağıntı (3.32) ile gösterilmiştir. İyonosferdeki elektrik alanları, bir Φ elektrostatik alanının düşümü şeklinde Bağıntı (3.33)'daki haliyle ifade edilebilir.

$$\nabla \cdot \bar{J} = 0 \quad (3.32)$$

$$\bar{E} = -\nabla \Phi \quad (3.33)$$

Jeomanyetik alanın İ-T bölgesindeki iyonlar üzerindeki etkisi gözetildiğinde temel elektrodinamik denklemlerin jeomanyetik alana göre hizalanmış bir koordinat sisteminde tanımlanması hesaplama kolaylığı sağlayacaktır. GITM'de elektrodinamik süreçler kapsamında kullanılan değiştirilmiş koordinat sisteminde θ_m , ϕ_m ve h_a sırasıyla değiştirilmiş enlem, boylam ve yüksekliğe karşılık gelmektedir.

Değiştirilmiş enlemin tanımına (3.34) bağıntısında yer verilmiştir. Burada R_D dünyanın yarıçapı ve h_r model tabanının yükseliğidir. Aşağı ve orta enlem kuşaklarındaki kapalı alan çizgilerinin kuzey ve güney yarımkürelerdeki eşlenikliği gözetilerek (3.35) bağıntısı tanımlanmıştır. Burada K ve G sırasıyla kuzey ve güney yarımküreleri işaret etmektedir.

$$\theta_m = \pm \cos^{-1} \left(\sqrt{\frac{R_D + h_r}{R_D + h_a}} \right) \quad (3.34)$$

$$\left(\frac{\partial}{\partial \theta_m} \right)^G = - \left(\frac{\partial}{\partial |\theta_m|} \right) = - \left(\frac{\partial}{\partial \theta_m} \right)^K \quad (3.35)$$

Değiştirilmiş koordinatlarda (3.31) - (3.33) arasındaki bağıntılar (3.35) bağıntısındaki koşul gözetilerek çözüldüğünde (3.36) bağıntısına ulaşılır. Bu çözüm sırasında $\sigma_{||} = \infty$ varsayımında bulunulmuştur.

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial \phi_m} \left(\frac{\sum_{\phi\phi} \frac{\partial \Phi}{\cos \theta_m} \frac{\partial \Phi}{\partial \phi_m} + \sum_{\phi\theta} \frac{\partial \Phi}{\partial |\theta_m|} \right) + \frac{\partial}{\partial \phi_m} \left(\sum_{\theta\phi} \frac{\partial \Phi}{\partial \phi_m} + \sum_{\theta\theta} \cos \theta_m \frac{\partial \Phi}{\partial |\theta_m|} \right) \\ = r \frac{\partial K_{m\phi}^D}{\partial \phi_m} + r \frac{\partial (K_{m\phi}^D \cos \theta_m)}{\partial |\theta_m|} + r^2 \cos \theta_m J_{||} \end{aligned} \quad (3.36)$$

Yukarıdaki denklemde geçen $\sum$ ve K^D terimleri alt indislerinde belirtilen doğrultuda sırasıyla iletkenliklerin ve rüzgar dinamosunun alan çizgileri boyunca hesaplanan integralleriyle ilişkilidir (Richmond 1995). $J_{||}$ alan-hizalı akımdır, Ohm yasasına dayanmaz ve manyetosfer kaynaklıdır. Dünya merkezinden itibaren yükseklik r ile gösterilmiştir.

GITM’de yer alan süreçlere yönelik temel denklemler böylece tamamlanmıştır. Son olarak, güneş tayfının iyonlaştırma ve ısıtma oranları GITM’e dahil edilirken Bölüm 2.5’te tanımlan deneyimsel modellerden biri olan FISM2 kullanılabilmektedir. FISM2’den elde edilen 0.1-175 nm arasındaki tüm tayf aralığı GITM’e tanıtılırken 59 farklı aralığa (İ. bin) ayrıştırılmaktadır. Yumuşak-x ışınları (0.1-1.6 nm) için 4 farklı aralık, morötesi (1.6 - 95.0 nm) için 21 farklı aralık, vakum morötesi (95.0-175.0 nm) için 16 farklı aralık kullanılmıştır. Geriye kalan 18 farklı aralık Demir I, Magnezyum II, Hidrojen I, Kalsiyum II, Helyum I ve Oksijen I elementlerinin çeşitli elektron geçişlerine yönelik belirli tayf çizgilerini kapsar. 59 farklı aralıkta ifade edilen her tayf için iyonlaşma ve ısıtma tesir kesitleri farklıdır.

3.4.2. Modelin çalıştırılması

Fortran-90 programlama dilinde geliştirilmiş olan GITM açık kaynak kodlu olarak yayınlanmaktadır¹. GITM simülasyon için hazırlanırken öncelikle TRUBA (Türk Ulusal Bilim e-Altyapısı) tarafından doktora öğrencilerine sağlanan hesaplama kaynaklarında

¹<https://github.com/GITMCode/GITM>

GITM'in mevcut sürümü olan v23.01.06 derlenmiştir. Sonrasında model çalıştırılırken kullanılacak girdi dosyaları aşağıda anlatıldığı gibi hazırlanmıştır.

İ-T bölgesinin tavanından giriş yapan enerji iki deneyimsel model aracılığıyla GITM'e dahil edilmektedir. Bunlardan biri yüksek enlemlerdeki elektrik alan yapılanmasına yönelik Weimer deneyimsel modelidir. Diğeri ise kutup ışığı kuşağında gerçekleşen parçacık yağmurlarına yönelik FTA deneyimsel modelidir. Bölüm 2.1.5'te tanıtılan bu modellerin girdi parametreleri (gezegenler arası manyetik alanın vektör bileşenleri, güneş rüzgarının hızı ve AE göstergeleri) Bölüm 3.1'de yer alan değerlerden dönüştürülerek GITM tarafından okunabilecek girdi dosyası formatına getirilmiştir.

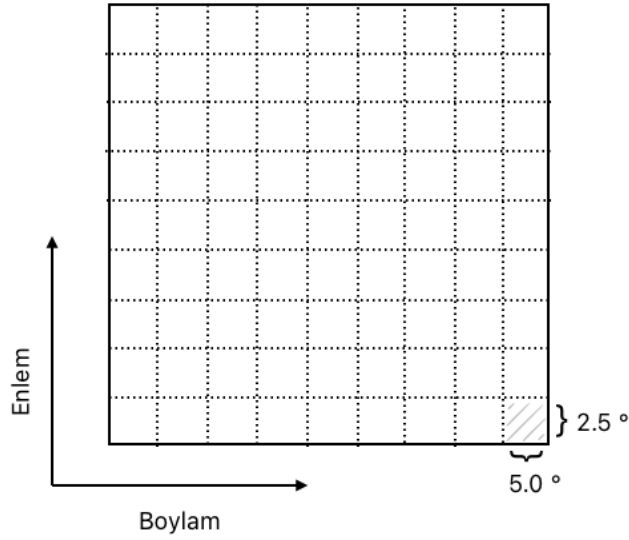
GITM'de yer alan güneş ışımaya bağlı süreçler için gereken tayf bilgisi FISM2'den elde edilerek GITM için uygun formata dönüştürülmüştür. GITM için gereken başlangıç koşulları Bölüm 2.5'te tanıtılan IRI ve NRLMSIS deneyimsel modellerinden sağlanmaktadır. Bu modeller için gereken F10.7 güneş aktivite göstergesine yönelik zaman serisi GITM için uygun formata dönüştürülmüştür. Böylece GITM çalışırken ihtiyaç duyacağı tüm girdi parametrelerinin hazırlanması tamamlanmıştır.

GITM ile gerçekleştirilen simülasyonlar, temsili değerlerden başlatılarak, tanımlı denklem setlerinin yinelemeli çözümleriyle zamanda ilerletilmektedir. Simülasyondaki günlük değişimlerin stabil bir hale gelmesi için 2-3 gün civarını kapsayacak sayıda iterasyon adımının tamamlanması gerekmektedir (Ridley vd. 2006). Uzay havası koşulları, güneş aktivitesi veya model çözünürlüğü gibi faktörler kararlı hale ulaşmak için gereken iterasyon adımı sayısını etkileyebilmektedir (ör: Vichare vd. 2012). Bu durum gözetilerek etkileri incelenecek güneş patlamasının gerçekleştiği anın ~ 65 saat öncesinden simülasyon başlatılmıştır.

Simülasyonun mekansal çözünürlüğü 2.5° enlem $\times$ 5° boylam olarak tercih edilmiştir. Daha yüksek çözünürlükler, sınırlı hesaplama kaynaklarına bağlı olarak simülasyonun sonuçlanmasını uzatmaktadır. Daha düşük çözünürlükler ise analiz edilecek patlama etkilerin konuma bağlı farklılıklarını ortadan kaldırılabilmektedir. Mekansal çözünürlük bu iki durum gözetilerek belirlenmiştir. Modelin iterasyon adımları arasındaki süre 1-2 saniyedir. Simülasyon çıktıları 5'er dakikalık aralıklarla kaydedilmiştir. Daha sık kayıt alınması durumunda TRUBA tarafından sağlanan depolama kapasitesi aşılmaktadır. Daha seyrek alınan kayıtlar ise patlama etkilerinin zaman içindeki değişimlerinin analizini olumsuz etkilemektedir. Zaman çözünürlüğü bu iki durum gözetilerek belirlenmiştir.

GITM'de mekansal grid yapılanması hücrelerden ve bloklardan oluşmaktadır. Her blok için ayrı bir işlemci talep edilmektedir. Her blok kendi içinde hücrelere ayrılarak tanımlanan mekansal çözünürlük değerlerine ulaşılabilir. Çizelge 3.2'de yer alan çözünürlük değerleri için enlem ve boylam eksenlerinin her birinde tanımlı 72 hücre gerekmektedir. Bu yapılanmayı oluşturmak için enlem ve boylam eksenlerinin her birinde sekizer blok kullanılmış her blok içerisinde enlem ve boylam eksenlerinde dokuzar hücre tanımlanmıştır. Bu yapılanmada yer alan örnek bir blok Şekil 3.7 ile sunulmuştur. Daha sonra GITM çalıştırılırken kullanılacak TRUBA kaynakları için bir iş betiği hazırlanarak her birinde 8 işlemci olan 8 düğüm talep edilmiştir. Böylelikle elde edilen 64 (8×8) adet işlemcinin her birinde 81 (9×9) adet iş paketi koşturulmuştur.

GITM, bir dizi kontrol parametresinin tanımlanmasını gerektirmektedir. Bu para-



Şekil 3.7. GITM mekansal grid yapısının kullanılan örnek bir blok ve blok içerisinde yer alan hücreler. Blok ve içerisindeki hücrelerin mekansal uzanımları gerçek ölçeklerde çizilmemiştir.

metreler genellikle varsayılan değerleriyle kullanılmakta fakat değerlerin değiştirilmesiyle çeşitli süreçlerin yaklaşımları yapılabilmektedir. Örneğin Bölüm 2.1’de tanımlanan rüzgar dinamosunun etkinliği varsayılan olarak her iki yarıküredeki $\pm 45^\circ$ enlemleri arasındadır. Fakat GITM ile bir güneş patlamasının simüle edildiği öncül bir çalışmada (Zhu ve Ridley 2014) bu sınırlar $\pm 65^\circ$ enlemlerine çekilerek patlama ile ilişkili olası penetrasyon elektrik alanlarının alt enlemleri etkileyebilmesi sağlanmıştır.

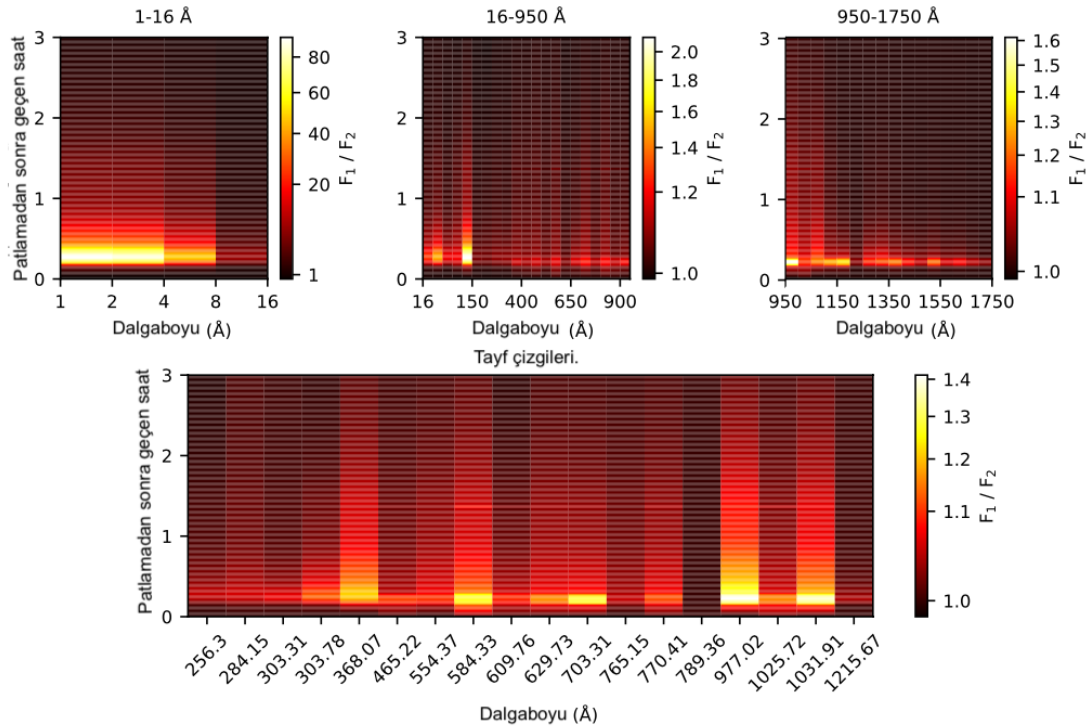
Tez çalışma kapsamında varsayılan değerinin dışında kullanılan diğer bir parametre girdap yayılım katsayısı K_e olmuştur. K_e temelde atmosfer dalgalarının yol açtığı dolaylılık ile ilişkilendirilebilmekte ve mevsimsel değişimler göstermektedir (Pilinski ve Crowley 2015). K_e parametresinin seçiminde patlama gününe ait GRACE-FO (İ. Gravity Recovery and Climate Experiment - Follow On) uydusuna ait nötr yoğunluk ölçümlerinden yararlanılmıştır. Bu ölçümler Siemes vd. (2023) tarafından derlenerek veri seti haline getirilmiştir. Karşılaştırma yapılırken tüm ölçümler Bağntı (3.37) kullanılarak sabit 500 km yüksekliğe taşınmıştır. Bu bağntıda z_0 sabit referans yüksekliğini (500 km), z ölçüm yüksekliğini, ρ yoğunluk ölçümünün değerini, ρ_M ise modelden elde edilen yoğunluk değerlerini ifade etmektedir. Bağntı (3.37) uygulanırken kullanılan referans model Bölüm 2.5’te tanıtılan NRLMSIS olmuştur.

$$\rho(z_0) = \rho(z) \frac{\rho_M(z_0)}{\rho_M(z)} \quad (3.37)$$

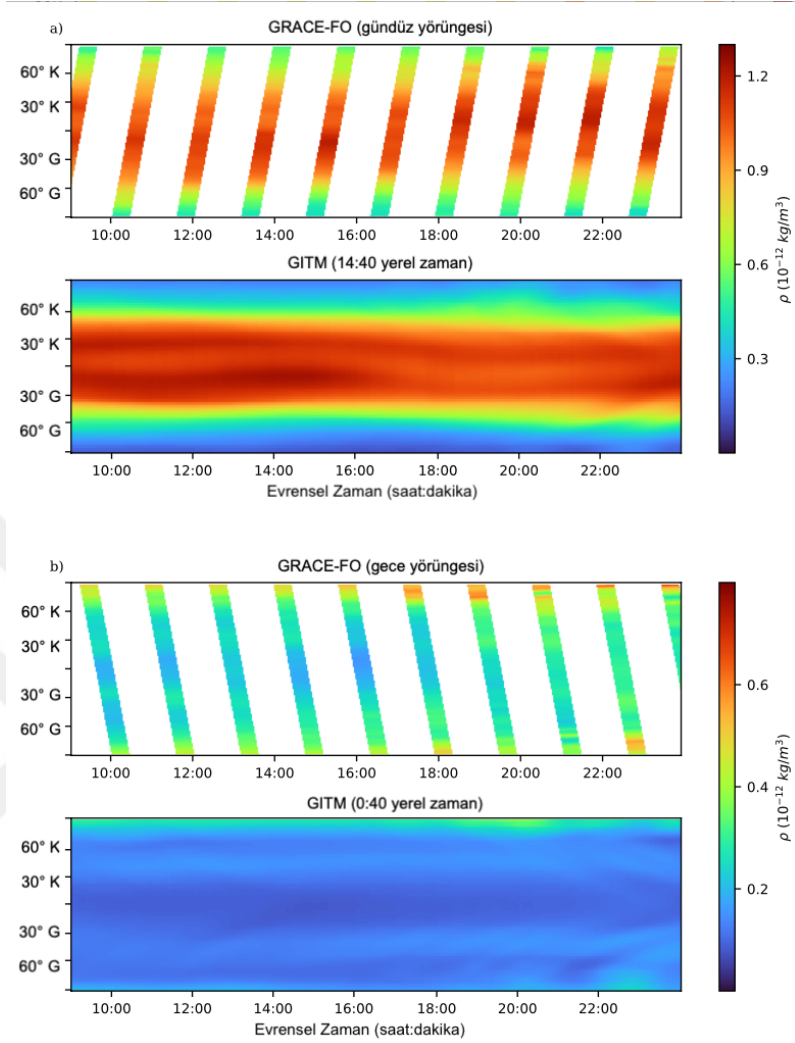
Daha sonra çeşitli K_e değerlerinin kullanıldığı simülasyon çıktıları ile yoğunluk verileri karşılaştırılmış ve en iyi örtüşen K_e değeri tespit edilmiştir. Bu değer kullanılarak elde edilen simülasyon sonuçlarının yoğunluk ölçümleri ile kıyaslanması Şekil 3.9’de sunulmuştur. Kıyaslama yapılırken GRACE-FO’nun gündüz ve gece yörüngesindeki ortalama yerel saatlerdeki (sırasıyla 14:40 ve 02:40) simülasyon sonuçları kullanılmıştır.

Gündüz tarafındaki ekvator uymazlığının ve orta enlem kuşağının simülasyon sonuçları ile GRACE-FO ölçümleri örtüşmektedir. Patlama etkilerinin inceleneceği bölge, gündüz tarafında ve 45° Batı enleminde yer almaktadır. GITM'in gece tarafında ve yüksek enlemlere kıyasla gündüz tarafında, orta ve aşağı enlemlerde daha tutarlı sonuçlar verdiği bilinmektedir (Yiğit ve Ridley 2011a; Yiğit ve Ridley 2011b; Zhu vd. 2022). GITM çalıştırılırken kullanılan diğer tüm kontrol parametreleri ve değerleri Çizelge 3.2 ile sunulmuştur. Dinamo bölgesinin sınırları ve K_e dışındaki parametreler varsayılan değerleriyle kullanılmıştır.

Yukarıda anlatılan şekilde hazırlanan GITM bir kere koşturulduktan sonra güneş patlamasının etkilerine yönelik simülasyon sonuçları elde edilmiştir. Sonrasında FISM2'den elde edilen güneş tayfındaki patlama kaynaklı ışıma artışları bastırılarak hazırlanan yeni girdi dosyası ile GITM bir kere daha koşturulmuş ve güneş patlamasının olmadığı fakat diğer tüm koşulların aynı kaldığı bir kontrol simülasyonu elde edilmiştir. FISM2'deki patlama etkileri bastırılırken izlenen yöntem şu şekildedir; patlamanın gerçekleştiği andan başlayarak 2 saat öncesine kadar tüm dalgaboylarındaki akı değerlerinin medyan değerleri hesaplanmış ve akabinde patlamanın gerçekleştiği andan 3 saat sonrasına kadar olan akı değerlerinin yerine hesaplanan medyan değerleri yerleştirilerek patlama kaynaklı ışıma artışları bastırılmıştır. Orjinal ve bastırılmış ışıma şiddetleri sırasıyla F_1 ve F_2 terimleri ile ifade edilmektedir. GITM'in kullandığı 59 dalgaboyu aralığındaki F_1/F_2 oranları Şekil 3.8'da gösterilmiştir. F_1 ve F_2 kullanılarak elde edilen simülasyonlara sırasıyla sim1 ve sim2 adı verilmiştir.



Şekil 3.8. Güneş patlamasını takip eden 3 saat boyunca güneş tayfındaki ışıma şiddetlerinin değişimi.



Şekil 3.9. Simülasyon sonuçlarının gözlemler ile karşılaştırılması.

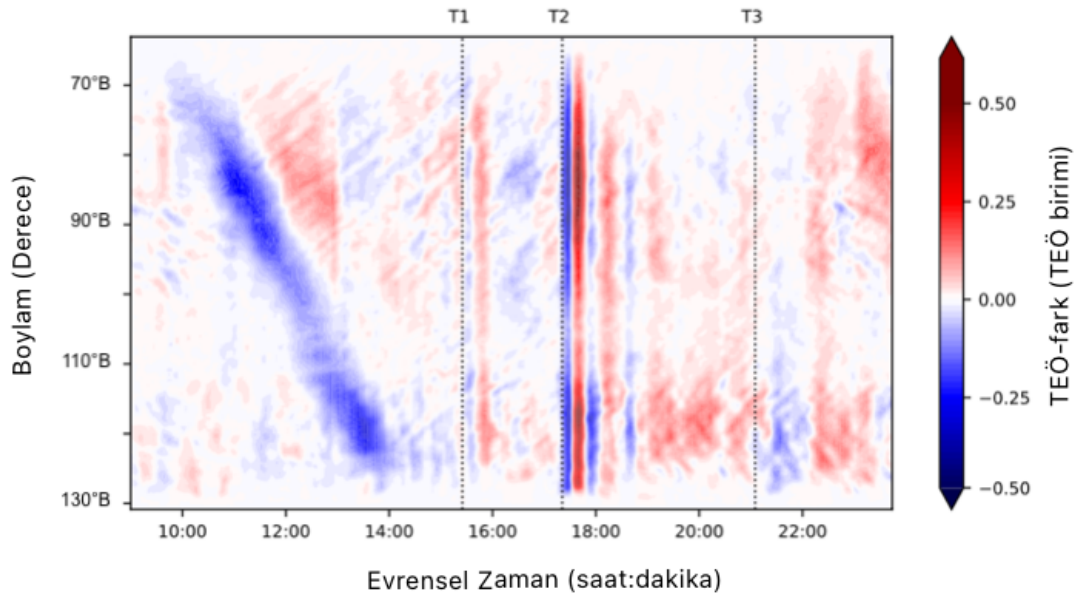
Çizelge 3.2. GITM kontrol parametreleri

Parametre	Değer
Çözünürlük (enlem $\times$ boylam)	$2.5^\circ \times 5^\circ$
Girdap yayılım katsayısı (K_e)	300
Basınç seviyesi cinsinden girdap sınırları (üst, alt)	0.0050, 0.0005
Isıtma etkinliği (fotoelektron, nötr)	0.00, 0.05
Moleküllerin ısı iletimi	5.6×10^{-4}
Atomların ısı iletimi	7.6×10^{-4}
Isı iletim verimliliği	0.72
Dinamo bölgesinin yukarı enlem sınırı	65°

4. BULGULAR VE TARTIŞMA

4.1. Güneş Patlamasının Toplam Elektron Ölçütüne Etkileri

TEÖ verileri Bölüm 3.2’de anlatıldığı gibi işlenerek TEÖ-fark verilerine dönüştürüldükten sonra boylamsal ortalamaları alınarak zamansal değişimleri incelenmiştir. Çalışılan zaman aralığının başlangıcında yer alan gündeğümü hattına (İ. Sunrise Terminator) ait belirleyici özellikler (geçiş hızı ve genişliği) ölçülerek analize başlanmıştır. Şekil 4.1’de yer alan sonuçlara göre 10:00 – 14:00 EZ arasında gerçekleşen gündeğümü hattının geçişi, dünyanın dönüş hızına uygun olarak yaklaşık 460 m/sn olarak ölçülmüştür. Gün doğumu hattının meridyen eksenindeki genişliği ise literatürde yer alan değerlere (ör: Afraimovich vd. 2010) uygun olarak 1700 km civarında ölçülmüştür.



Şekil 4.1. TEÖ-fark verilerinin boylamsal ortalamalarının zamana ve boylama göre değişimi.

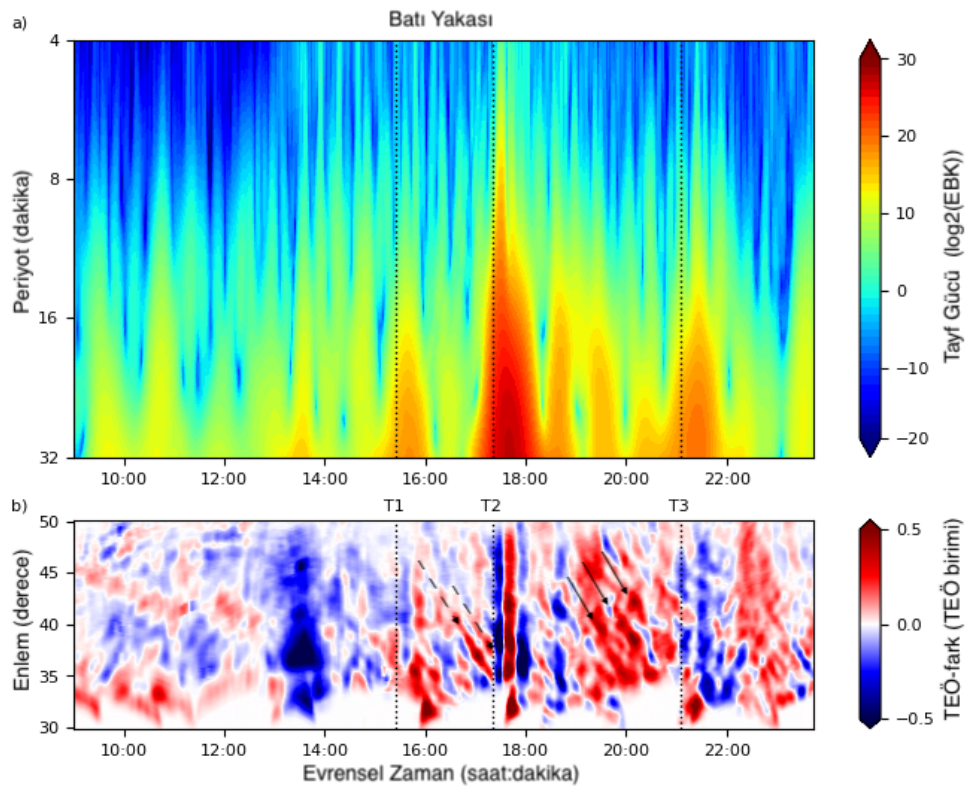
Gündeğümü hattının geçişini takip eden süreçte yerel TEÖ-fark osilasyonları gözlenmiştir. Yarı-periyodik bu osilasyonların yayılma doğrultusu bölgenin doğusunda gündeğümü hattına dik, batısında ise paraleldir. 13:00 ve 14:00 EZ’de doğu tarafındaki osilasyonlar sırasıyla önce negatif sonra tekrar pozitif TEÖ-fark değerlerini alarak faz tersine dönüşümü (İ. phase reversal) gerçekleştirmiştir. 14:00 EZ itibariyle bölgenin doğu ve batı taraflarındaki TEÖ-fark verileri zıt değerler almıştır.

Takip eden süreçte T1 olayı (Bknz: Bölüm 3.1) gerçekleşmiştir. Bu olayın sonrasındaki yaklaşık bir saat boyunca bölgenin tamamında senkronize halde osilasyonlar gözlenmiştir. Güneş aktivitesi ve jeomanyetik aktivitenin düşük düzeyde olduğu zamanlarda benzer görüngüler Zhang vd. (2023) tarafından bildirilmiş ve olası sebeplerinin penetrasyon elektrik alanları olduğu önerilmiştir.

Güneş Patlamasının gerçekleştiği T2 anından saat 19:00 EZ’ye kadar bölgenin tamamında senkronize osilasyonlar gözlenmiştir. 19:00 EZ itibariyle bölgenin doğusundaki

osilasyonlar sönümlenmiş, batısında ise senkronizasyon kaybolmuş fakat osilasyonlar sabit genliklerde devam etmiştir. Batı tarafında, T3 anı ile 22:00 EZ arasında kalan sürede TEÖ-fark verileri negatife dönmüştür. Doğu tarafında, 22:00 EZ itibarıyla TEÖ-fark verileri artmıştır. Bölgenin batı ve doğu yakalarındaki asimetrik tepkiyi analiz etmek için bu bölgeleri temsil eden piksellere Bölüm 3.3'te tanıtılan eşevreli dalgacık analizi yöntemi uygulanmıştır.

Batı yakasını temsil eden bölge (120° - 121° Batı boylamı) 1127 farklı KUNS alıcısına komşuluk yapmaktayken, doğu yakasında (90° - 91° Batı boylamı) bu sayı 514 adettir. TEÖ-fark verilerinin Bölüm 3.2'de tanıtılan yöntemle işlenmesi sonucunda Doğu yakasına ait verilerin 3 boyutlu mekansal-zamansal (İ.spatio-temporal) alanındaki piksellerin %81'i en az 1 ölçüm kapsamaktayken batı yakasında bu oran %99'dur. Böylece KUNS alıcı sayısındaki eşitsizliğin olumsuz etkileri önemli ölçüde giderilmiştir.



Şekil 4.2. Batı yakası için eşevreli dalgacık analizi sonuçları (a) ve TEÖ-fark verilerinin zamansal değişimi (b).

Şekil 4.2a'da sunulan Batı yakası analiz sonuçlarında maviden kırmızıya doğru artan renk skalası periyodik bileşenin tayf gücünü göstermektedir. Batı yakasında gün doğumu hattının geçişi sırasında incelenen tüm periyotların tayf gücünde artış tespit edilmiştir. Bu bölgede gündoğumu hattının geçişi 14:00 EZ itibarıyla sonlanmıştır. ~16–32 dakika periyot aralığındaki tayf gücü artışlarının zaman ekseninde bir periyot süresini geçmediği ve bu aralıktaki periyot arttıkça tayf gücündeki artışın daha belirgin olduğu görülmektedir. Benzer şekilde ~8–16 dakika periyot aralığında tayf gücü artışı da periyot ile doğru orantılı olmuştur. Buna karşılık ~4-8 dakika aralığındaki tayf gücü artışı sabit fakat diğer bantlara göre daha zayıftır. T1 anına kadar tayf gücü artışlarının zaman

ekseninde yarı-periyodik bir patern sergiledikleri görülmektedir. Fakat bu paternin fazı ~ 4 -16 dakika aralığında ve ~ 16 -32 dakika aralığında aynı değildir. T1 anında gerçekleşen değişimler incelendiğinde ~ 16 -32 dakika aralığındaki tayf gücünde belirgin bir artış görülmektedir. Daha küçük periyotlarda belirgin bir değişim tespit edilmemiştir.

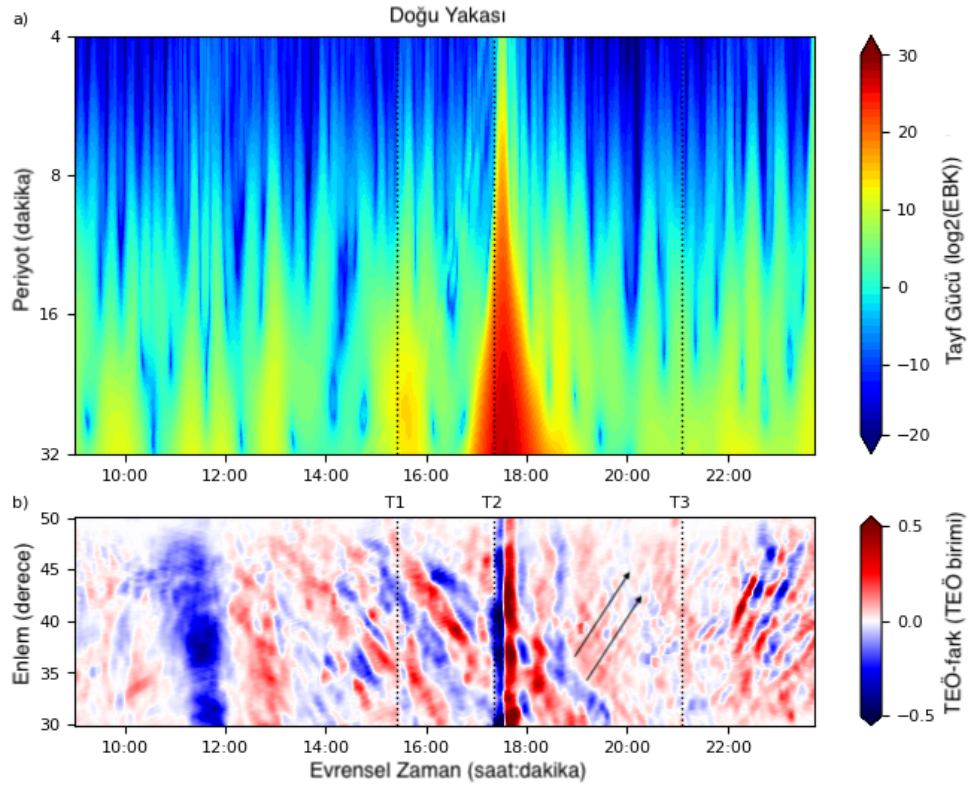
Batı yakasına ait TEÖ-fark değerlerinin (enlem eksenindeki ortalamalarının) değişimleri Şekil 4.2b ile gösterilmiştir. T1 anından önce ağırlıklı olarak negatif değerlere sahip TEÖ-fark verileri, T1 anından itibaren pozitif değerler almaya başlamış ve ekvator doğrultusunda ilerleyen dalgalar (Şekil 4.2b, kesik çizgili oklar) tespit edilmiştir. T2 anında gerçekleşen güneş patlaması, bölgenin tamamındaki TEÖ-fark değerlerinin yaklaşık 2 saat süren periyodik bir değişim sergilemesine yol açmıştır. Bu global etkinin sonlanmasının ardından ekvator doğrultusunda ilerleyen yerel dalga yapılarının (Şekil 4.2b, düz çizgili oklar) daha belirgin hale geldiği görülmektedir.

Patlama sonrasındaki tayf değişimleri (Şekil 4.2a, T2) incelendiğinde tüm periyotlarda şiddetli artış görülmektedir. Burada ~ 16 -32 dakika periyodundaki tayf gücü artışlarının patlamadan önce başlamasının nedeni Bölüm 3.3'te bahsedildiği üzere dalgacık dönüşümü yöntemindeki belirsizliğin bir sonucudur. Dalgacık dönüşümünde periyot eksenindeki değerler büyüdükçe (frekans azaldıkça), zaman eksenindeki belirsizlik artmaktadır (Torrence ve Compo 1998).

T2'den sonraki ~ 1 saat içerisinde tüm periyotlardaki artışlar kademeli olarak azalmış fakat sonrasında ~ 8 -16 dakika ve ~ 16 -32 dakika periyodunda farklı fazlarda T3 anına kadar süren yarı-periyodik tayf artışları gözlenmiştir. Bu yarı-periyodik değişimin 4-8 dakika bandında da etkili olduğu fakat gündeğumundan sonra ortaya çıkan veya patlama sonrasındaki 1 saat boyunca gözlenen artış kadar şiddetli olmadığı görülmektedir.

T3'den sonraki tayf değişimleri (Şekil 4.2a) incelendiğinde tüm periyotlarda saat 22:00'a kadar süren belirgin bir artış mevcuttur. Bu artış 16-32 dakika bandında daha şiddetlidir. Takip eden süreçte bu etki azalırken ~ 8 -16 dakika bandında en düşük tayf gücü seviyeleri kaydedilmiştir. T3 sonrasındaki TEÖ-fark değişimlerinin (Şekil 4.2b) saat $\sim 22:00$ EZ'ye kadar negatife döndüğü görülmektedir. TEÖ-fark verileri 22:00 EZ sonrasında tekrar pozitif değerler almış fakat bu değerler T3 öncesindeki değerlerin altında kalmıştır.

Doğu yakası için analiz sonuçları Şekil 4.3 ile gösterilmiştir. Bu boylam değerinde (90.5° Batı) gündeğumu hattının geçişi 12:00 EZ itibariyle sonlanmıştır. Şekil 4.3a'da sunulan spektogramda gün doğumu hattının geçişi sırasında incelenen tüm periyotların tayf gücünde zayıf bir artış tespit edilmiştir. TEÖ-fark değerlerinin (enlem eksenindeki ortalamalarının) Şekil 4.3b ile gösterilen değişimleri incelendiğinde gündeğumundan yaklaşık 2 saat sonra ekvator doğrultusunda ilerleyen dalga yapıları görülebilir. 14:00 – 16:00 EZ arasında bu dalga yapıların (örneğin 40° Enlemi boyunca) 2 doruk ve 2 dip yaptığı görülmektedir. Böylece periyotlarının ~ 1 saat civarında olduğu anlaşılmaktadır. Bu periyot değerleri Şekil 4.3a ile incelenen tayf aralığının dışında kalmaktadır. T1 anından sonra tüm periyotlarda tayf gücü artmıştır. Bu artış ~ 16 -32 dakika bandında daha belirgindir. ~ 4 -8 dakika ve ~ 8 -16 dakika bantlarında ise ~ 30 dk arayla çift tepeli artış kaydedilmiştir. Şekil 4.3b'de gündeğumundan sonra görülen dalga yapılarının T1 anından sonra daha belirgin bir hale geldikleri söylenebilir.



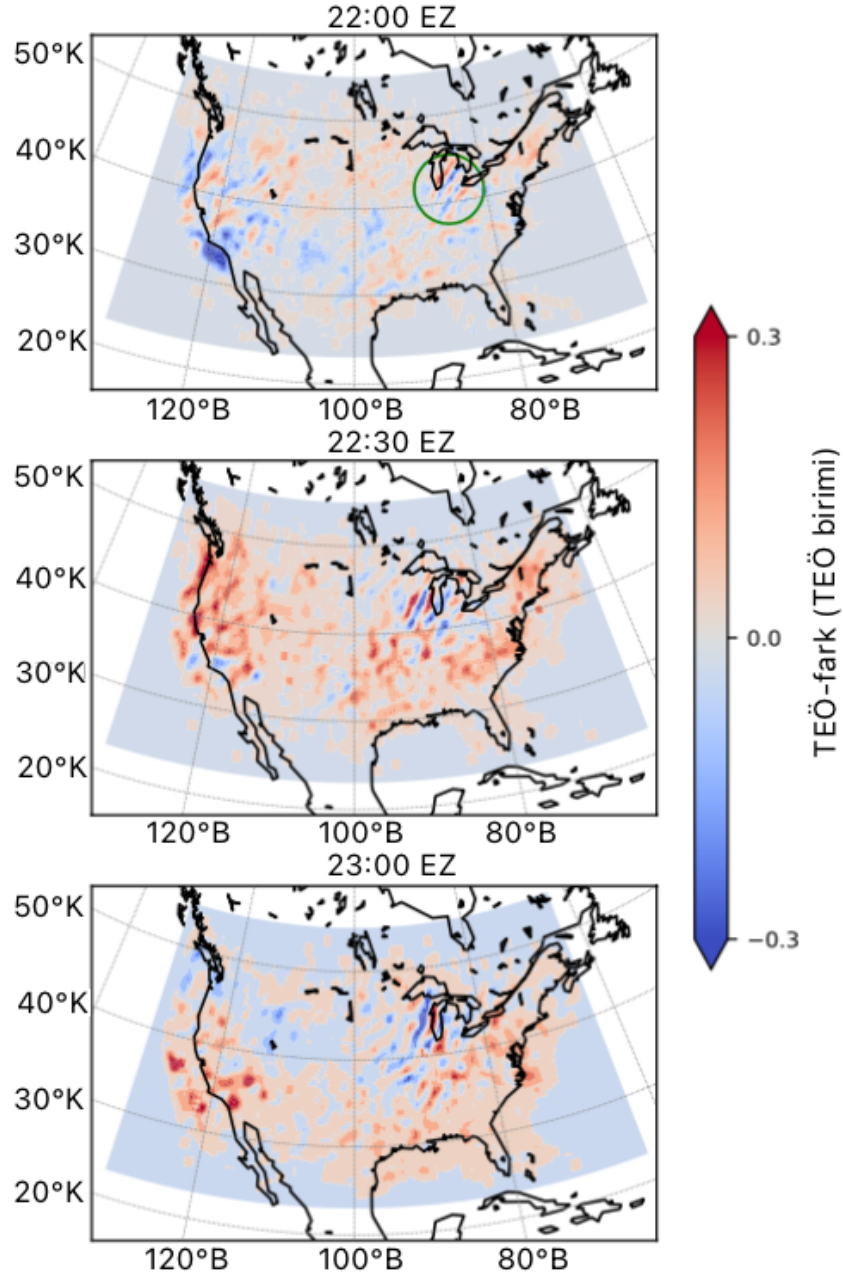
Şekil 4.3. Batı yakası için eşevreli dalgacık analizi sonuçları (a) ve TEÖ-fark verilerinin zamansal değişimi (b).

T2 anında gerçekleşen güneş patlaması, doğu yakasının tamamındaki TEÖ-fark değerlerinin yaklaşık 2 saat süren periyodik bir değişim sergilemesine yol açmıştır (Şekil 4.3b). Fakat batı yakasının aksine TEÖ-fark değişimleri 18:00 EZ itibariyle zayıflamıştır. Ayrıca patlama öncesinde oluşmuş olan ekvator doğrultusundaki dalgaların genlikleri azalmıştır. Patlama sonrasındaki spektrograf değişimleri incelendiğinde (Şekil 4.3a, T2) tüm periyotlardaki tayf gücü şiddetli artış göstermiştir. ~4-8 dakika aralığındaki artışlar saat 18:00 EZ itibariyle, ~8-16 dakika aralığındaki artışlar 20:00 EZ itibariyle, ~16-32 dakika aralığındaki artışlar 19:00 EZ itibariyle zayıflamıştır.

Doğu yakasına ait TEÖ-fark verilerinde 19:00 EZ itibariyle kuzey doğrultusunda yerel dalga yapıları tespit edilmiştir (Şekil 4.3b, siyah oklar). Bu yapılar T3 anından itibaren daha belirgin hale gelmiş ve 22:00 EZ itibariyle genlikleri doruk değerlerine ulaşmıştır. Şekil 4.4 ile bu dalga yapılarının 2 boyutlu TEÖ-fark haritalarında 22:00–23:00 EZ arasındaki değişimi sunulmuştur. Buradaki sonuçlar doğu yakasındaki yerel dalga yapılarının 1 saat içerisinde uzamsal olarak genişleyerek hareketli bozuntu haline gelişine işaret etmektedir.

Hareketli bozuntunun yayılma hızını tespit etmek amacıyla uygulanan çapraz korelasyon analizinin sonuçları Şekil 4.5 ile sunulmuştur. Bu analiz 21:30–23:30 EZ arasında, sabit 42.5° Kuzey enleminde 80°–100° Batı boylamı aralığında (Şekil 4.5a) ve sabit 90° Batı boylamında 37.5°–47.5° Kuzey enlemi aralığında (Şekil 4.5b) uygulanmıştır. Burada yer alan sonuçlara göre analiz edilen hareketli bozuntunun periyodu ~67 dakikadır (Şe-

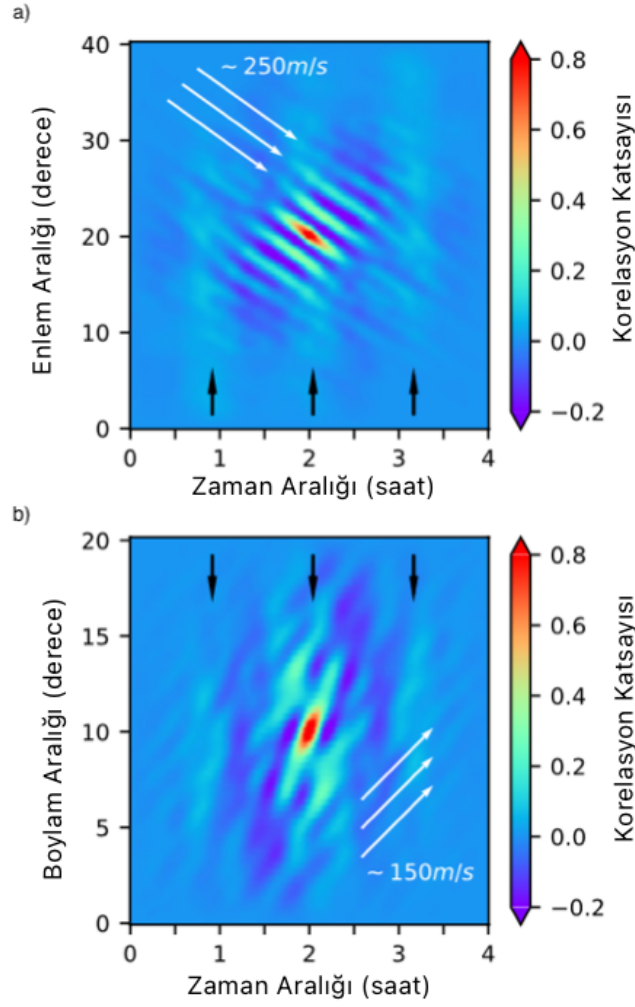
kil 4.5, siyah oklar). Hareketli bozuntunun batı ve kuzey doğrultusundaki hızları sırasıyla ~ 250 m/sn ve ~ 150 m/sn olarak ölçülmüştür (Şekil 4.5, beyaz oklar).



Şekil 4.4. Batı yakasında 22:00-23:00 EZ aralığında hareketli bozuntu oluşumunun 2 boyutlu TEÖ-fark haritalarındaki görünümü.

Doğu ve batı yakasına ait analiz sonuçları karşılaştırıldığında bazı belirgin farklar açığa çıkmaktadır;

- Gündoğumu hattının geçişinden hemen sonra her iki bölgede de tüm periyot aralıklarında tayf gücü artmış fakat doğu yakasına kıyasla batı yakasında gündoğumunun tayf gücü üzerindeki etkisi daha kalıcı olmuştur.



Şekil 4.5. Hareketli bozuntunun hızını ve periyodunu ölçmek için uygulanan çapraz korelasyon analizinin sonuçları.

- Gündoğumu hattının geçişinden yaklaşık 2 saat sonra oluşması beklenen dalga yapıları (Afraimovich 2008) doğu yakasında T1 anından sonra daha belirgin hale gelmiş fakat patlamadan sonra zayıflamıştır. Buna karşılık batı yakasında bu yapıların oluşması beklenen zamanda T1 olayı gerçekleşmiş ve tespit edilen dalga yapıları güneş patlamasından sonra daha belirgin hale gelmiştir.
- Güneş patlamasının etkileri her iki bölge için de 18:00 EZ'ye kadar oldukça benzerdir. Fakat sonrasında doğu ve batı yakasında ölçülen tayftaki güç değerleri gün sonuna kadar asimetric bir değişim göstermektedir.
- Patlama sonrasında batı yakasında 22:00 EZ'ye kadar özellikle ~16–32 dakika aralığında yarı periyodik tayf gücü artışları mevcuttur. Bu süreçte TEÖ-fark verileri genellikle yüksek pozitif değerler almıştır. Doğü yakası bu zaman aralığında sakin bir süreçten geçmiştir.
- 22:00 EZ sonrasında batı yakasında tayf gücü artışları azalmış, doğu yakasında ise hareketli bozuntu oluşumu gözlenmiştir.

Güneş patlamalarının İ-T sistemindeki yerel dalga yapılarına olan etkileri hakkında literatürde iki karşıt görüş mevcuttur. Qian vd. (2019) güneş patlamalarının ortamda mevcut olan hareketli bozuntuların genliklerini arttırdığını fakat büyük ölçekli yeni dalga yapıları oluşturmamayaacağını savunmaktadır. Buna karşılık Zhang vd. (2019) patlama sonrasında oluşan ve kutup doğrultusunda ilerleyen dalga yapıları tespit etmiştir. Tez çalışmasında batı yakasına ait bulgular (Şekil 4.2b, kesik ve düz çizgili oklar) Qian vd. (2019) tarafından bildirilen sonuçlarla uyumluyken, doğu yakasına ait bulgular (Şekil 4.3b, siyah oklar) Zhang vd. (2019) tarafından bildirilen sonuçları desteklemektedir.

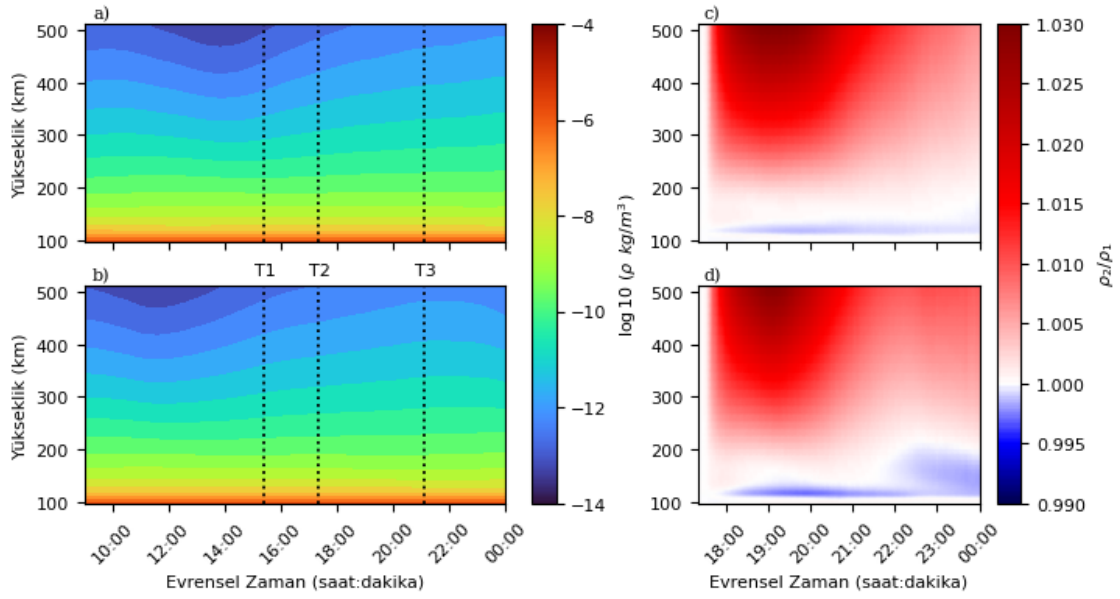
İncelenen bölgenin doğu ve batı yakalarındaki TEÖ verilerinin gün içerisinde asimmetrik değişimler sergilediği bilinmektedir (Zhang vd. 2011). Bu asimetrinin sebepleri (yerel saate bağlı olarak) termosfer rüzgarlarıyla ve (yerel saatten bağımsız olarak) jeomanyetik alan geometrisiyle ilişkilendirilmiştir (Zhang vd. 2012). Takip eden yıllarda yapılan gözlemler, TEÖ verilerine ek olarak, elektron yoğunluk profillerinde (Wang vd. 2016) ve iyonosfer tavanında ölçülen elektron sıcaklıklarında (Ma vd. 2021) boylamsal asimetrinin mevcut olduğunu açığa çıkarmıştır. Bu çalışma kapsamında elde edilen bulgular, güneş patlamasının boylamsal asimetriye bağlı olarak doğu ve batı yakalarında farklı etkilere yol açtığını göstermektedir.

4.2. Güneş Patlamasının Etkilerine Yönelik Simülasyon Çıktıları

Güneş patlaması sonrasında İ-T sisteminin gösterdiği değişkenlik ve boylamsal asimetri Bölüm 4.1’de sunulan TEÖ-fark verilerinden anlaşılmıştır. Daha detaylı bir analiz için Bölüm 4.4.2’de açıklandığı üzere Güneş Patlamasının gerçekleştiği ve gerçekleşmediği iki farklı simülasyon hazırlanmıştır. Çalışılan bölgenin batısını ve doğusunu temsilen simülasyonlarda iki lokasyon belirlenmiştir. Her ikisi de 45° Kuzey enleminde yer alan bu lokasyonların boylamları batı ve doğu yakasını temsilen sırasıyla 120° Batı ve 90° Batı boylamlarıdır. Batı (45°K 120°B) ve Doğu (45°K 90°B) yakası olarak isimlendirilen bu konumlar sırasıyla bir önceki bölümde Şekil 4.2 ve Şekil 4.3 ile analiz sonuçları gösterilen bölgelerin içerisinde yer alan temsili lokasyonlardır. Analiz için, batı ve doğu yakasında konumlanan farazi dikey sütun içerisindeki nötral yoğunluğu, elektron yoğunluğu, termosfer bileşimi ve dikey nötral rüzgarlarının zamansal değişimleri karşılaştırılmıştır.

Şekil 4.6’de nötral yoğunluğuna ait analiz sonuçları yer almaktadır. Şekil 4.6a ve 4.6b sırasıyla batı ve doğu yakasına ait yoğunluk değerlerinin zamana ve yüksekliğe bağlı değişimlerini göstermektedir. Bu iki grafikte 250 km ve üzerindeki yoğunluk değerlerinin güneş patlaması (T2) öncesinde düşme, sonrasında ise artma eğiliminde olduğu görülmektedir. Yoğunluk düşüşünün doruğu, gündoğumu hattının o bölgedeki geçiş zamanı ile uyumlu olarak batı yakasında (Şekil 4.6a) 13:00 EZ civarında, doğu yakasında (Şekil 4.6b) 11:00 EZ civarında gerçekleşmiştir. Güneş patlamasının başladığı anda doğu yakasındaki yoğunluk değerleri batı yakasına kıyasla daha yüksektir. Bunun sebebi doğu ve batı yakası arasındaki yerel zaman farkından dolayı patlama anının batı yakasındaki gün doğumuna daha yakın olmasıdır.

Şekil 4.6c ve 4.6d güneş patlamasının sırasıyla batı ve doğu yakasındaki nötral yoğunluk değerlerine etkisini göstermektedir. Bu grafiklerdeki değerler, patlamanın gerçekleştiği simülasyona (sim1) ait nötral yoğunluk değerlerinin (ρ_1), patlamanın gerçekleşmediği simülasyondaki (sim2) nötral yoğunluk değerlerine (ρ_2) oranı cinsinden ifade edil-



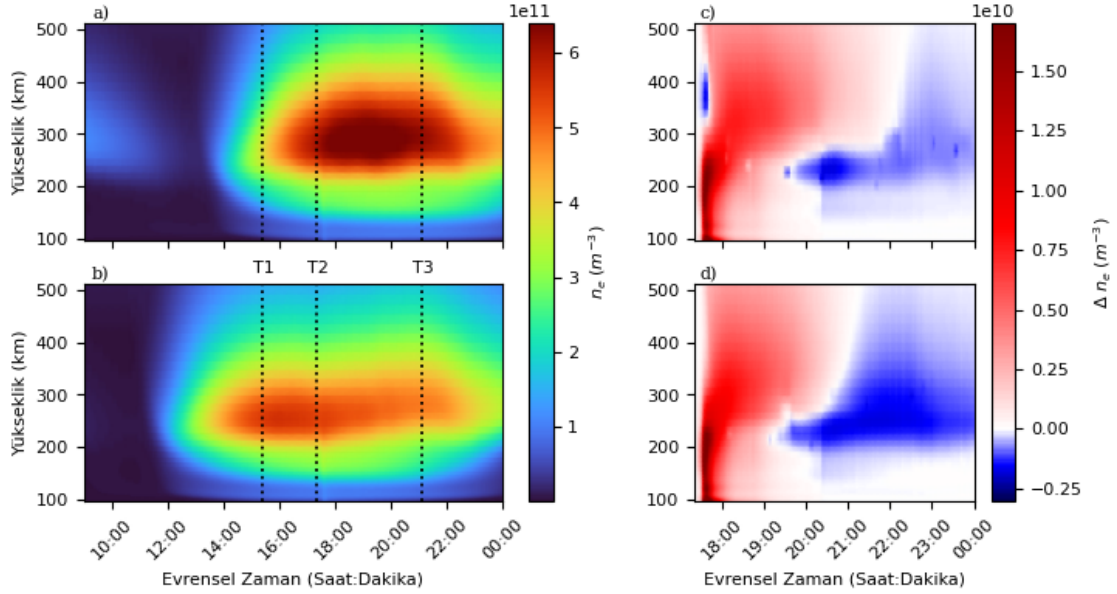
Şekil 4.6. Iıın yoğunluğuna ait simülasyon sonuçlarının analizi. Batı (a) ve Doğu (b) yakasını temsil eden konumlardaki yoğunluğun zamana ve yüksekliğe bağlı olarak değişimi. Güneş patlamasının Batı (c) ve Doğu (d) yakalarındaki etkilerinin zamana ve yüksekliğe bağlı olarak değişimi.

miştir. Doğu ve batı yakasında patlama başlangıcından yaklaşık 15 dakika sonra nötral yoğunluk değerlerinin artmaya başladığı görölmektedir. İ-T bölgesi tabanının güneş patlaması sonrasındaki değişimi, daha yüksekte yer alan değişimlere zıt yönde olmuştur. Bu durumun olası bir sebebi, patlama sonrasında yeni denge hali oluşurken İ-T tabanındaki yoğun maddenin yayılım (E. difüzyon) süreciyle yukarı taşınmasıdır (Qian ve Solomon 2011).

Yoğunluk artışının doruğu 19:00–20:00 EZ arasında gerçekleşmiştir. Bölgenin doğu ve batı yakasındaki patlama kaynaklı yoğunluk değişimleri, 22:00 EZ’ye kadar kayda değer bir asimetri göstermemiştir. Yaklaşık 22:00 EZ itibariyle 200 km ve üzerindeki yoğunluk artışı batı yakasında (Şekil 4.6c) belirgin bir şekilde zayıflamış, doğu yakasında (Şekil 4.6d) hafifçe artmıştır. Bölgenin tabanında gözlenen zıt yöndeki değişim ise batı yakasında belirgin bir değişim göstermezken, doğu yakasında 200 km’ye kadar yükselmiştir. 22:00 EZ itibariyle gün batımı etkilerinin doğu yakasına ulaşmış olması, yerel saat farkının doğu ve batı yakaları arasındaki asimetric değişkenliğe katkıda bulunduğunu göstermektedir.

Pawlowski ve Ridley (2008) tarafından yürütölen simülasyon çalışmasında X24 sınıfındaki bir güneş patlamasının 400 km yükseklikte yol açtığı yoğunluk artışının doruk değerinin %14.6 oranında ve patlamadan 2 saat sonra gerçekleştiği bildirilmiştir. Tez kapsamındaki simülasyonda patlama sonrasındaki yoğunluk artışının doruğa ulaşması için geçen süre aynıdır fakat daha zayıf bir güneş patlaması (X1.3) alışıldığı için yoğunluk artış oranı %3 seviyesinde kalmıştır (Şekil 4.6). Qian vd. (2011) X5.4 şiddetindeki bir patlama için yoğunluk artışını $\sim 5\%$ olarak bildirmiştir. Le vd. (2016), X sınıfında yer alan farklı şiddetdeki patlamalara yönelik gerçekleştirdiği simülasyonlarda yoğunluk artışının

patlama şiddeti ile doğru orantılı olduğunu bildirmiştir. Bu çalışmalar gözetildiğinde tez kapsamındaki simülasyondan elde edilen yoğunluk değişimlerinin genel olarak literatürdeki benzer çalışmalarda bildirilen değerler ile uyumlu olduğu anlaşılmaktadır.



Şekil 4.7. Elektron yoğunluğuna ait simülasyon sonuçlarının analizi. Batı (a) ve Doğu (b) yakasını temsil eden konumlardaki elektron yoğunluğunun zamana ve yüksekliğe bağlı olarak değişimi. Güneş patlamasının Batı (c) ve Doğu (d) yakalarındaki etkilerinin zamana ve yüksekliğe bağlı olarak değişimi.

Şekil 4.7'de elektron yoğunluğuna ait analiz sonuçları yer almaktadır. Şekil 4.7a ve 4.7b sırasıyla batı ve doğu yakasına ait elektron yoğunluğunun zamana ve yüksekliğe bağlı değişimini göstermektedir. Her iki grafikte de gündoğumuyla birlikte elektron yoğunluklarının artmaya başladığı görülmektedir. Elektron yoğunluğunun doruk değeri, batı yakasında (Şekil 4.7a) güneş patlamasından sonra, doğu yakasında (Şekil 4.7b) güneş patlamasından önce gerçekleşmiştir. Gün boyunca batı yakasındaki elektron yoğunlukları daha yüksek değerlere ulaşmıştır. Patlama sonrasında doğu yakasındaki elektron yoğunluğunun doruk yüksekliğinin 22:00 EZ'ye kadar yavaşça arttığı görülmektedir.

Şekil 4.7c ve 4.7d güneş patlamasının sırasıyla batı ve doğu yakasındaki elektron yoğunluk değerlerine etkisini göstermektedir. Bu grafiklerde gösterilen değerler, patlamanın mevcut olduğu simülasyona (sim1) ait yoğunluk değerlerinin patlamanın gerçekleşmediği simülasyona (sim2) ait elektron yoğunluk değerlerinden çıkarılmasıyla ($\text{sim1}-\text{sim2}$) elde edilmiştir. Her iki grafikte de patlama başlangıcından itibaren 19:00 EZ'ye kadar elektron yoğunluğunun İ-T bölgesinin tüm yüksekliklerinde arttığı görülmektedir. Özellikle 250 km ve altında kalan bölgede, patlamadan yaklaşık 10 dakika sonra başlayan ve yaklaşık 20 dakika süren aşırı bir artış görülmektedir. Bu artış yükseklik ve zaman ekseninde ilerledikçe azalmaktadır. Her iki bölge için 19:00–21:00 EZ arasında 250 km yüksekliğin altında ve üstündeki elektron yoğunluklarının değişimi zıt yöndedir. Bu seviyenin altındaki elektron yoğunlukları azalırken, üstündekiler artmıştır. Fakat bu artış zamanla zayıflamış ve batı yakası için (Şekil 4.7c) 22:30 EZ civarında, doğu yakası için (Şekil 4.7d) 21:00

EZ civarında tersine dönmüştür. Patlama sonrasında gerçekleşen elektron kaybı (negatif Δn_e) batı yakasına kıyasla, doğu yakasındaki daha çok olmuştur.

Tez çalışması kapsamında çalışılan bölgedeki TEÖ değerlerinin zamansal değişiminin doğu ve batı yakasındaki farklarını inceleyen Zhang vd. (2011), yerel saate bağlı bir asimetri tespit etmiştir. Bu asimetriye göre akşam saatlerinde doğu yakasına kıyasla batı yakasındaki TEÖ değerleri daha fazladır. Sabah saatlerinde ise bu durum tersine dönmektedir. Şekil 4.7a ve 4.7b’de sunulan elektron yoğunluğu değerleri yerel saat farkı gözetilerek karşılaştırıldığında bu patern doğrulanmaktadır.

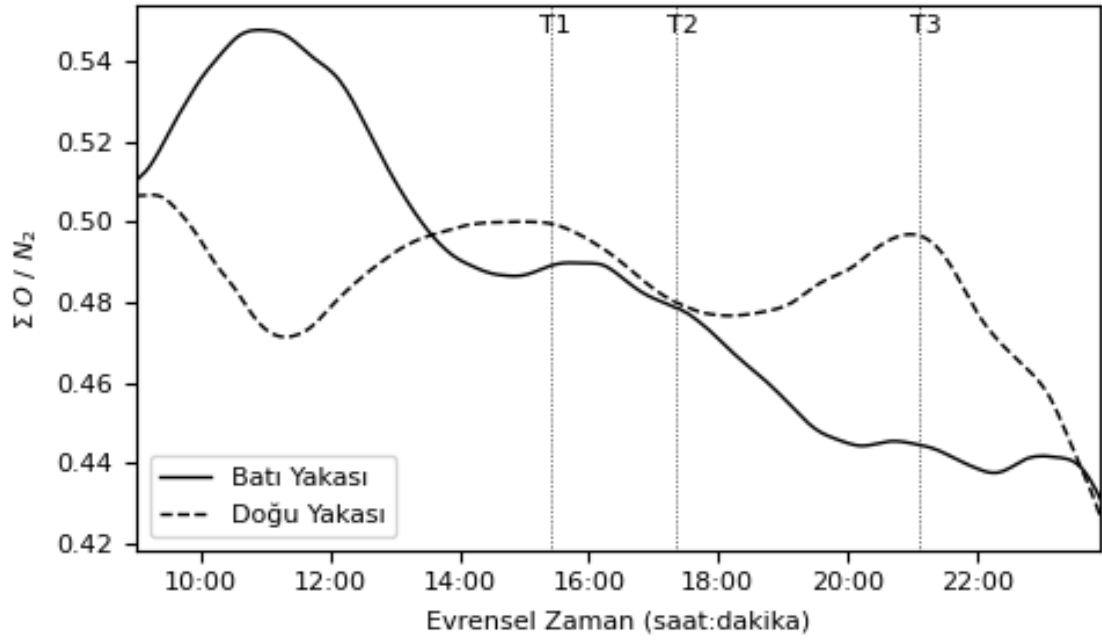
Ekinoks aylarında elektron yoğunluğu değerlerinin doruk yaptığı yüksekliğin, gün ortasından gün batımına kadar artma eğiliminde olduğu bilinmektedir (Sethi vd. 2004). Simülasyon sonuçlarında bu artış batı yakasına kıyasla (Şekil 4.7a) doğu yakasında (Şekil 4.7b) daha belirgindir. Yerel saate bağlı değişimlerin haricinde, Zhang vd. (2012) yatay rüzgarların manyetik deklinasyonun yönüne göre iyonosferi aşağı veya yukarı taşıyabileceğini önermiştir. Çalışılan bölgenin doğu ve batı yakalarındaki manyetik deklinasyonun zıt yönlerde olması, patlama sonrasında elektron yoğunluk değerlerinin doruk yaptığı yüksekliğin asimetric değişimine katkıda bulunmuş olabilir.

Wang vd. (2016) 180-220 km arasında yer alan bir geçiş bölgesinin üstünde ve altında İ-T dinamiklerinin farklı olduğunu bildirmiştir. Şekil 4.7c ve 4.7d ile sunulan değişim grafikleri incelendiğinde toparlanma fazında (patlamadan 2 saat sonra) patlama etkilerinin önerilen geçiş bölgesinin üzerinde kaldığı görülmektedir. Geçiş bölgesinin üstünde kalan bölgenin elektron yoğunluğu değişimlerinde yatay rüzgarların manyetik deklinasyona bağlı etkilerinin baskın olduğu, fakat altında kalan bölgede bunlara ek olarak termosfer bileşiminin de etkili olabileceği önerilmiştir (Wang vd. 2016). Termosfer bileşiminin değişkenliği aşağıda incelenmiştir (Şekil 4.8).

Doğu ve batı yakalarında güneş patlaması sonrasında TEÖ-fark verilerinin farklı değişkenliklerde olma sebepleri gözetilerek Şekil 4.6 ve Şekil 4.7’de yer alan analiz sonuçları incelendiğinde aşağıdaki bulgulara erişilmiştir:

- Güneş Patlaması sırasında doğu yakasındaki İ-T bölgesi batı yakasına kıyasla (yerel saat farkına bağlı olarak) daha şişkindir.
- Güneş Patlamasının nötral yoğunluk dağılımı üzerindeki etkisinde 22:00 EZ’ye kadar doğu ve batı yakaları arasında belirgin bir farklılığa rastlanılmamıştır.
- Güneş Patlaması sırasında batı yakasındaki elektron yoğunlukları daha yüksek değerlerdedir.
- Güneş Patlaması sonrasındaki 4 saatlik süre boyunca doğu yakasında doruk elektron yoğunluğu yüksekliğinin arttığı tespit edilmiştir.
- Güneş Patlamasının elektron yoğunluğuna etkilerinde 21:00 EZ’ye kadar doğu ve batı yakaları arasında belirgin bir farklılığa rastlanılmamıştır.

Termosfer bileşiminin analizi için atomik oksijen (O) ile moleküler nitrojen (N_2) sayı yoğunluklarının oranı kullanılmıştır. Bu oranın belirli bir lokasyon üzerinde yer alan farazi sütun içerisindeki integral değerinin ($\Sigma O/N_2$), termosfer bileşimini etkileyen dinamik süreçlere karşı hassas olduğu bilinmektedir (Meier 2021). Şekil 4.8 ile doğu ve batı



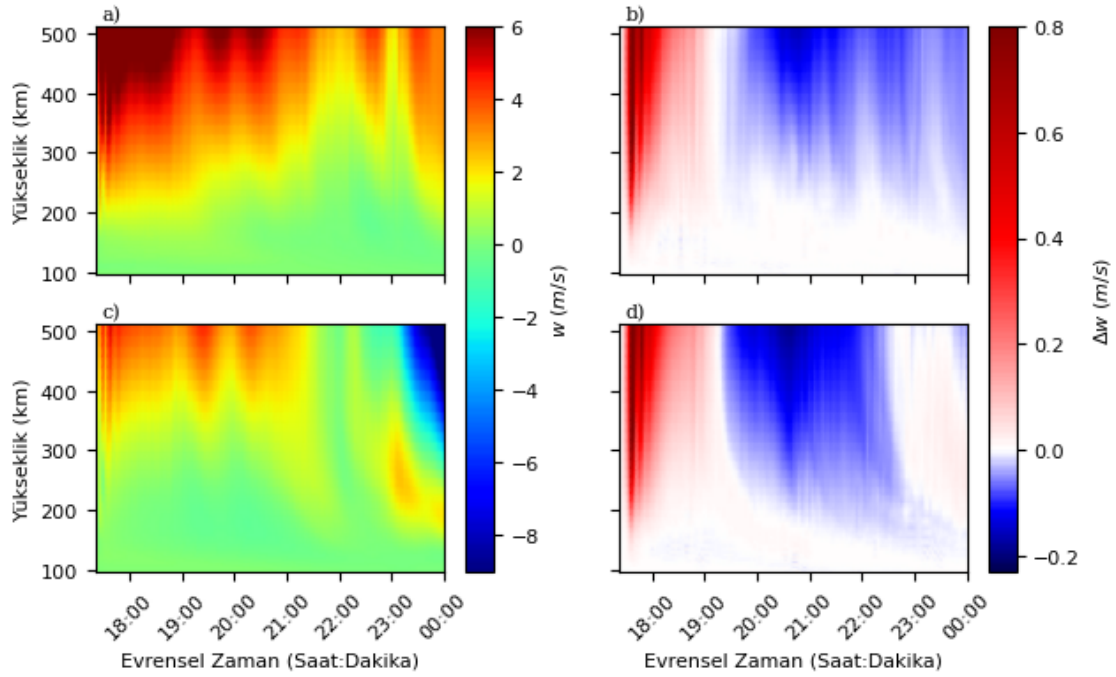
Şekil 4.8. Batı ve Doğu yakasını temsil eden konumlardaki $\Sigma O/N_2$ oranının zamana bağlı değişimi.

yakasına ait $\Sigma O/N_2$ değişimi gösterilmiştir. Doğu ve batı yakasında sırasıyla 10:00-12:00 EZ arasında ve 12:00-14:00 EZ arasında $\Sigma O/N_2$ değerlerindeki düşüşler gündoğumu hattının geçişi ile eşzamanlıdır. Patlama başladığı anda (T2) doğu ve batı yakasındaki $\Sigma O/N_2$ değerleri birbirlerine oldukça yakındır. Patlama sonrasında $\Sigma O/N_2$ değeri doğu yakasında artmış, batı yakasında ise azalmıştır. Bu asimetrik değişim T3 anına kadar sürmüş ve sonrasında doğu yakasındaki $\Sigma O/N_2$ değeri azalmaya başlayarak gün sonunda her iki lokasyonda benzer değerlere ulaşılmıştır. Güneş patlamasının gerçekleşmediği simülasyon incelendiğinde $\Sigma O/N_2$ değerlerinde belirgin bir değişime rastlanılmamıştır.

İ-T bölgesine giriş yapan enerjideki ani artışların termosferi şişirerek genişlettiği bilinmektedir (Pawłowski ve Ridley 2008). Bu genişleme ile birlikte daha düşük yüksekliklerde bulunan ve N_2 bakımından zengin olan gaz yükselerek $\Sigma O/N_2$ oranının düşmesine yol açabilmektedir. Bu durum gözetilerek, dikey rüzgarların doğu ve batı yakalarındaki asimetrik davranışına olan etkileri analiz edilmiştir (Şekil 4.9).

Güneş patlamasının başladığı andan 21:30 EZ civarına kadar her iki bölgede 300 km üzerinde yukarı yönlü dikey rüzgar hareketleri tespit edilmiştir. Batı yakasında (Şekil 4.9a) patlamadan sonraki 2 saat boyunca yukarı yönlü rüzgarlar 200 km yüksekliğe kadar inmiştir. Doğu yakasına kıyasla batı yakasındaki rüzgarlar daha şiddetlidir ve daha alt yükseklikleri kapsamaktadır. 21:30 EZ sonrasında her iki bölge için dikey rüzgarlar kesintiye uğramıştır. 23:00 EZ sonrasında doğu yakasında (Şekil 4.9c) 300 km üzerinde aşağı yönlü rüzgar hareketleri tespit edilmiştir.

Şekil 4.9b ve 4.9d güneş patlamasının sırasıyla batı ve doğu yakasındaki dikey rüzgarlara etkisini göstermektedir. Bu grafiklerdeki değerler, gerçekçi simülasyona ait dikey rüzgar hızlarından (sim1) patlamanın gerçekleşmediği simülasyona (sim2) ait dikey rüz-



Şekil 4.9. Dikey rüzgarlara ait simülasyon sonuçlarının analizi. Batı (a) ve Doğu (b) yakasını temsil eden konumlardaki dikey rüzgarların zamana ve yüksekliğe bağlı olarak değişimi. Güneş patlamasının Batı (c) ve Doğu (d) yakalarındaki etkilerinin zamana ve yüksekliğe bağlı olarak değişimi.

gar hızlarının çıkarılmasıyla (sim1-sim2) elde edilmiştir. Her iki grafikte, patlama başlangıcından itibaren yukarı yönlü rüzgar hızlarının arttığı görülmektedir. Yaklaşık 12 dakika sonra doruk değerine ulaşan bu artış, patlama sonrasındaki ilk bir saat boyunca giderek zayıflayan periyodik bir değişim sergilemiştir. Bu değişimin genliği her iki bölgede oldukça benzerdir.

19:30 EZ itibarıyla patlamanın dikey rüzgarlara olan etkisi tersine dönmüştür. Bu andan itibaren batı yakasında (4.9b) 200–300 km arasında güneş patlamasının etkileri yarı-periyodik (İ. quasi-periodic) bir değişim sergilemiştir. Buna karşılık doğu yakasında (4.9b) patlama etkilerinin değişimi daha stabil seyretmiş ve yaklaşık 23:00 EZ itibarıyla tekrar yön değiştirmiştir.

Güneş patlaması sonrasında TEÖ-fark verilerinin doğu ve batı yakalarındaki asimetrik değişkenlileri gözetilerek Şekil 4.8 ve Şekil 4.9’de yer alan analiz sonuçları incelendiğinde aşağıdaki bulgulara erişilmiştir:

- Güneş Patlaması sonrasında doğu ve batı yakaları arasındaki asimetri $\Sigma O/N_2$ değeri için artmıştır. Fakat simülasyon sonuçlarına göre bu asimetrik değişimin sebebi güneş patlaması değildir.
- Güneş Patlaması başladığı anda ve takip eden süreçte batı yakası için yukarı yönlü rüzgar hareketleri daha şiddetlidir.
- Güneş Patlamasının dikey rüzgar hareketlerine etkisi ilk 2 saat boyunca her iki yakada oldukça benzerdir. Fakat 19:30 EZ sonrasında asimetrik bir hal almaya başla-

miştir.

- Güneş Patlamasının batı yakasındaki etkilerinde (Şekil 4.9b) tespit edilen yarı-periyodik değişimler, bu bölgedeki dalga aktivitesine işaret etmektedir.

4.3. Güneş Patlamasıyla İlişkili Çekimsel Dalgaların Olası Etkileri

İ-T sisteminde dikey yayılım gösteren çekimsel dalgaları üzerindeki pozitif ve negatif etkiler sırasıyla yukarı yönlü rüzgarlar ve sönümlenme süreçleridir. Temel sönümlenme süreçlerinde vizkozite, ısı iletimi ve iyon sürüklenmesi etkin rol oynar (Yiğit vd. 2008; Yiğit ve Medvedev 2010). Çekimsel dalgaların hareketlendirdiği iyonlar dünyanın manyetik alanı etkisine kapılarak çekimsel dalgaların hareketlendirdiği ıllardan farklı hareket eder. İyon sürüklenmesinin temel sebebi olan bu farklılık, çekimsel dalgaların harmonik bileşenleri üzerine etki ederek erişebilecekleri doruk yüksekliğin belirlenmesinde rol oynar (Medvedev vd. 2017).

Çalışılan bölgenin doğu ve batı yakalarında manyetik alan geometrisinin farklı olduğu ve özellikle manyetik deklinasyon açısının zıt değerler aldığı bilinmektedir (Alken vd. 2021). Bu durum gözetildiğinde patlama sonrasındaki çekimsel dalgalara farklı iyon sürüklenmelerinin etki etmesi bekleneceğinden gözlenen asimetrik tepkinin olası bir açıklamasına ulaşılabilir.

Medvedev vd. (2017) tarafından geliştirilen bir yaklaşım kullanılarak dalgaların yayılım yönü ve manyetik alan geometrisini hesaba katacak biçimde, iyon sürüklenmesine bağlı dikey sönümlenme oranı (β^j) Bağıntı 4.1 kullanılarak hesaplanabilmektedir. Burada yer alan ν_{ni} ıllar ile iyonlar arasında gerçekleşen efektif çarpışma sıklığını, N Brunt-Vaisala frekansını, k_h yatay dalga numarasını ve $|c_j - \bar{u}|$ ise yatay dalganın içsel (İ. intrinsic) faz hızını ifade etmektedir. Parantezin içinde yer alan ζ açısı dalganın yayılma doğrultusudur ve jeomanyetik doğudan itibaren saat yönünün tersinde ölçülür. Son olarak γ açısı manyetik alan doğrultusunun lokal dikme ile yaptığı açıdır. Medvedev vd. (2017) tarafından $\cos^2\gamma$ açısı manyetik enleme (ϕ) bağlı olarak Bağıntı 4.2 ile hesaplanmıştır.

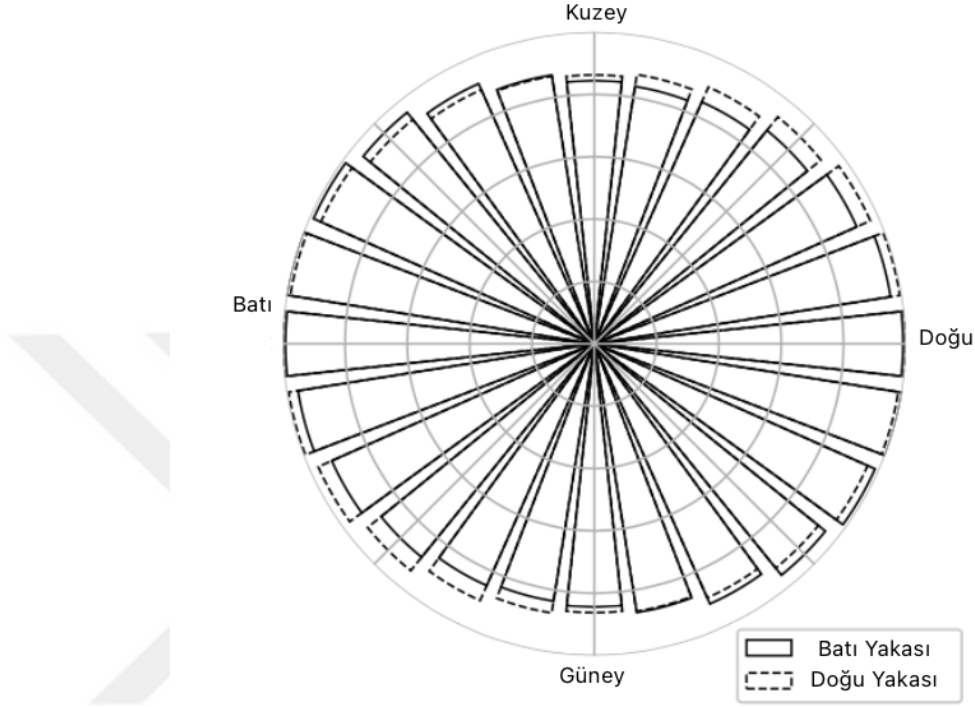
$$\beta^j = \frac{\nu_{ni}N}{k_h |c_j - \bar{u}|^2} (\cos^2\zeta + \sin^2\zeta \cos^2\gamma) \quad (4.1)$$

$$\cos^2\gamma \equiv \frac{B_z^2}{|\mathbf{B}|^2} = \frac{4\sin^2\phi}{1 + 3\sin^2\phi} \quad (4.2)$$

Bölüm 2.5'te tanıtilan IGRF modeline göre (Alken vd. 2021) doğu ve batı yakalarının manyetik enlem değerleri birbirine oldukça yakın olsa da (sırasıyla 51.31° Kuzey ve 48.38° Kuzey) manyetik denklinasyon değerleri farklı ve zıt yöndedir (sırasıyla -2.25° ve +13.67°). Parantez içinde verilen deklinasyon değerleri temsili olarak 300 km yükseklik için geçerli olsa da İ-T bölgesini kapsayan yüksekliklerde belirgin bir değişim sergilemektedir (Alken vd. 2021).

Bu değerler kullanılarak yukarıda verilen Bağıntı 4.1 ve 4.2 aracılığıyla onbeşer derece aralıklarla 24 farklı yayılım yönü (ζ) için doğu ve batı yakalarındaki çekimsel dalgaların iyon sürüklenmesine bağlı sönümlenme oranları hesaplanmıştır. Bu hesaplama İ-T

sisteminin durumundan (N ve ν_{ni}) ve dalga harmoniklerinden (k_h ve $|c_j - \bar{u}|$) bağımsız olarak yalnızca jeomanyetik alan geometrisini hesaba katacak şekilde gerçekleştirilmiş ve iyon sürüklenmesine bağlı sönümlenmenin doruk değerine göre normalize edilmiştir. Sonuçlar Şekil 4.10 ile sunulmuştur.



Şekil 4.10. Doğu ve batı yakalarındaki çekimsel dalgaların iyon sürüklenmesine bağlı sönümlenme oranlarının karşılaştırılması. En dış halka sönümlenmenin doruk değerini ifade etmektedir.

Şekil 4.10’de yer alan sonuçlar hem doğu hem de batı yakasında enlem hattındaki (zonal doğrultudaki) sönümlenmenin boylam hattındaki (meridyonal doğrultudaki) değerlerden daha fazla olduğunu göstermektedir. Ayrıca doğu ve batı yakalarındaki asimetrisinin doruk değerinin kuzeydoğu-güneybatı doğrultusundaki sönümlenme için olduğu görülmektedir. Bu doğrultudaki çekimsel dalgalar, doğu yakasına kıyasla batı yakasında daha az sönümlenmeye maruz kalarak daha yüksek irtifalara erişebilecektir. Bu bulgu çekimsel dalgaların, patlama sonrasında batı yakasında gözlenen TEÖ-fark değişkenliğine katkıda bulunmuş olabileceğini göstermektedir.

Çekimsel dalgalar, elektron yoğunluğunun doruk yaptığı yüksekliklere kadar erişerek İ-T bölgesindeki dinamik süreçleri etkileyebilmektedir (Yiğit ve Medvedev 2015). Güneş patlamalarının çekimsel dalgalara yol açtığı (Zhu ve Ridley 2014; Sorokin vd. 2022) ve dikey rüzgarların bu dalgalarının taşıdığı momentum akısından kaynaklanan değişimleri yansıttığı bilinmektedir (Johnson vd. 1995).

Bir önceki bölümde sunulan simülasyon sonuçlarında dikey rüzgarların patlama sonrasındaki değişimleri (Bknz: Şekil 5.9b ve d) karşılaştırıldığında, özellikle 19:30 EZ

sonrasında 200–300 km irtifada batı yakasındaki değişimlerin dalgali, doğu yakasındaki değişimlerin düz bir seyir izlediği görülmektedir. Elektron yoğunluğu, bu değişimlerin gözleendiği yükseklik aralığında doruk yapmaktadır (Bknz. Şekil 5.7a ve b). TEÖ-fark verilerine, elektron yoğunluğunun doruk yaptığı yüksekliklerdeki değişkenliklerin daha fazla katkıda bulunması beklenilebilir.

Göz önünde bulundurulması gereken bir nokta, simülasyondaki çekimsel dalgaların model çözünürlüğüyle sınırlı olmasıdır. Simülasyonda kullanılan çözünürlük değerlerine göre (Bknz. Tablo 4.2) çalışılan bölgedeki ortalama grid boyutu $\sim 275 \text{ km} \times 425 \text{ km}$ (enlem $\times$ boylam) olarak hesaplanmıştır. Yatay dalgaboyu, simülasyon grid boyutundan daha küçük olan çekimsel dalgaların etkileri sonuçlara yansımamıştır. Fakat küçük ölçekli çekimsel dalgaların İ-T sistemindeki etkileri azımsanamayacak seviyededir (Yiğit vd. 2008; Medvedev vd. 2023). Bu bilgiler ışığında simülasyondan elde edilen dikey rüzgarlar değişkenliğinin (Bknz. Şekil 5.9) gerçek değerlerin altında kaldığı söylenilebilir.

Yukarıda sıralanan bulgular göz önüne alındığında çekimsel dalgaların doğu yakasına kıyasla batı yakasında daha düşük sönümlenmeye maruz kalarak elektron yoğunluğunun daha fazla olduğu yüksekliklere erişebildiği ve buradaki TEÖ-fark değişkenliğine katkıda bulunduğu söylenilebilir. Bu süreç vasıtasıyla, güneş patlamasının yol açtığı çekimsel dalgaların doğu ve batı yakalarındaki TEÖ-fark değişkenliğindeki asimetriye ciddi katkısı olduğu sonucuna varılmıştır.

5. SONUÇ

İyonosfer-Termosfer (İ-T) bölgesinin tanımlayıcı özellikleri, dikine bağlaşım süreçleri, zamana ve mekana bağlı değişkenlikleri incelenerek bölgenin yapısına ve dinamiklerine ışık tutan bilgiler sunulmuştur. Bu bilgilerin elde edilmesinde kullanılan temel gözlem aygıtları ve modeller tanıtılmış, bölgenin keşfinden günümüze uzanan süreçteki tarihsel gelişmelere değinilmiştir.

İ-T sisteminin temel enerji kaynaklarından biri olan güneş ışıması ve bölgedeki etkilerine yönelik temel bilgiler verilmiştir. Güneş patlamasına bağlı ani ışıma artışlarının yol açabileceği etkileri inceleyen çalışmalar derlenmiştir.

Ardından jeomanyetik alanın ve gezegenler arası ortamın nispeten sakin olduğu bir dönemde gerçekleşen patlamalar taranarak 31 Mart 2022 tarihinde gerçekleşen X1.3 sınıfı örnek bir güneş patlaması seçilmiştir. Gözlem verileri ve simülasyonlar kullanılarak bu güneş patlamasının İ-T sistemindeki etkileri analiz edilmiştir.

Çalışmada kullanılan temel veri seti, ışıma artışına bağlı ani değişimleri yansıtabilecek zaman çözünürlüğüne sahip Toplam Elektron Ölçütü (TEÖ)'dür. Bu verilerin kaydedildiği yer istasyonlarının yeryüzünde sık konumlandığı bir bölge seçilerek mekansal çözünürlüğün analiz için yeterli olması amaçlanmıştır. Bu doğrultuda seçilen ve sınırları 35° – 55° Kuzey enlemleri ve 63° – 131° Batı boylamları arasında kalan bölgede patlama sırasında yerel saatler öğleden önceyi gösterdiğinden patlamanın uzun dönemli (> 6 saat) etkileri analiz edilebilmiştir.

Bölgede bulunan 500'ü aşkın yer istasyonundan kaydedilen TEÖ verileri filtreleme işlemine tabii tutularak 30-dakikadan daha küçük periyottaki değişkenlikler ön plana çıkarılmıştır. Sonrasında bu veriler piksellendirilerek 2 boyutlu görüntülere dönüştürülmüştür. Bu görüntülerin zamansal değişimleri incelendiğinde patlama sonrasında bölgenin doğu ve batı yakalarındaki değişkenliğin oldukça farklı olduğu tespit edilmiştir.

Doğu ve batı yakalarındaki asimetric tepkinin niteliklerini analiz etmek için, 2 boyutlu görüntülerde bu bölgelere denk gelen piksel değerlerinin zamansal değişimine eşeğerli dalgacık dönüşümü uygulanmıştır. Elde edilen sonuçlar, patlamadan yaklaşık 45 dakika sonra doğu bölgesindeki etkilerin zayıfladığını buna karşılık patlamadan sonraki ~ 4.5 saat boyunca batı bölgesinin özellikle 16-32 dakika arasında bir periyoda sahip değişkenlikler sergilediğini göstermiştir.

TEÖ verilerinin 2 boyutlu görüntülerdeki değişimi incelendiğinde, batı yakasındaki değişkenliklere yol açan etmenin, patlama öncesinde bölgede mevcut olan dalga yapılarının olabileceği anlaşılmıştır. Bu yapılar patlama öncesine kıyasla, patlamadan yaklaşık 45 dakika daha belirgin hale gelmiştir. Bu durum güneş patlamasının ortamdaki dalgalanmaların genliğini arttırdığı göstermektedir.

Doğu yakasında patlamadan sonra kutup doğrultusunda ilerleyen dalga yapıları tespit edilmiştir. Patlamadan sonraki değişkenlikler 22:00 EZ itibarıyla zayıflarken kutup doğrultusunda ilerleyen dalgalar güçlenerek hareketli bozuntu haline gelmiştir. Bu hareketli bozuntunun karakteristik özellikleri çapraz korelasyon analizi ile ölçülmüştür.

Bölgenin doğu ve batı yakalarının patlama sonrasında asimetric değişkenliklerin sebeplerini analiz etmek için İ-T bölgesine yönelik mevcut bir küresel dolaşım modeli

kullanılarak patlama etkileri simüle edilmiştir. Bölgenin doğu ve batı yakalarındaki kütle yoğunluğu, elektron sayı yoğunluğu, kimyasal bileşim ve dikey rüzgarların zamansal değişimleri karşılaştırılmıştır. Ayrıca modelde güneş patlamasına bağlı ısıma artışları kapatılarak patlamanın gerçekleşmediği bir simülasyon elde edilmiştir. Böylece patlamanın doğu ve batı yakalarında yol açtığı değişimler karşılaştırılmıştır.

Simülasyondan elde edilen ve literatürde yer alan değerler karşılaştırılarak, kullanılan modelin hem doğu-batı asimetrisini hem de patlamanın etkilerini tutarlılıkla simüle ettiği anlaşılmıştır. Literatürde boylamsal asimetriye yol açtığı bildirilen mekanizmaların (manyetik deklinasyona bağlı yatay rüzgar hareketleri ve yerel saat farkları) simülasyon sonuçlarına olan etkileri değerlendirilmiştir.

Güneş patlaması sırasında doğu-batı asimetrisine yol açma potansiyeli olan yeni bir mekanizma önerilmiştir. Bu mekanizma, güneş patlamasıyla ilişkili çekimsel dalgaların, yayılma yönüne ve jeomanyetik alan geometrisine bağlı olarak yerel farklılıklar göstermesidir. Bu parametreleri (çekimsel dalgaların yayılma yönünü ve ortamın jeomanyetik alan geometrisi) hesaba katan bir yaklaşım kullanılarak bölgenin doğu ve batı yakasındaki çekimsel dalgaların iyon sürüklenmesine bağlı sönümlenme oranları karşılaştırılmıştır. Elde edilen bulgular bu mekanizmasının boylamsal asimetriye olan katkısını doğrulamaktadır.

Bundan sonraki süreçte, güneş ışımasındaki ani değişimlerin İ-T sisteminde yol açtığı değişimleri daha iyi anlayabilmek adına güneş patlamasına ek olarak güneş tutulması ve gündeğümü/günbatımı süreçlerini de içeren bir çalışma planlanmaktadır. Planlanan çalışmada gözlemsel verilerin analizine ek olarak daha kapsamlı bir modelleme çalışması yapılarak ani ısıma değişimlerinin tetiklediği çekimsel dalgaların İ-T sistemindeki davranışları araştırılacaktır.

6. KAYNAKLAR

- Afraimovich, E.L. 2008. First GPS-TEC evidence for the wave structure excited by the solar terminator. *Earth, Planets and Space*, 60(8): 895–900.
- Afraimovich, E.L., Edemsky, I.K., Voeykov, S.V., Yasukevich, Y.V. and Zhivetiev, I.V. 2010. MHD nature of ionospheric wave packets generated by the solar terminator. *Geomagnetism and Aeronomy*, 50(1): 79–95.
- Akasofu, S.-I. 1981. Energy coupling between the solar wind and the magnetosphere. *Space Science Reviews*, 28(2): 121–190.
- Alken, P., Thébault, E., Beggan, C.D., Amit, H., Aubert, J., Baerenzung, J., Bondar, T.N., Brown, W.J., Califf, S., Chambodut, A. et al. 2021. International Geomagnetic Reference Field: the thirteenth generation. *Earth, Planets and Space*, 73(49): 1–25.
- Alken, P., Maute, A. and Richmond, A.D. 2016. The *F*-region gravity and pressure gradient current systems: a review. *Space Science Reviews*, 206(1): 451–469.
- Appleton, E.V. and Barnett, M.A.F. 1925. Local Reflection of Wireless Waves from the Upper Atmosphere. *Nature*, 115(1): 333–334.
- Balasis, G., Balikhin, M.A., Chapman, S.C., Consolini, G., Daglis, I.A., Donner, R.V., Kurths, J., Paluš, M., Runge, J., Tsurutani, B.T. et al. 2023. Complex systems methods characterizing nonlinear processes in the near-earth electromagnetic environment: recent advances and open challenges. *Space Science Reviews*, 219(38): 1–82.
- Bennett, W.H. 1950. Radiofrequency Mass Spectrometer. *Journal of Applied Physics*, 21(2): 143–149.
- Benz, A.O. 2016. Flare Observations. *Living Reviews in Solar Physics*, 14(1): 1–59.
- Bilitza, D., Pezzopane, M., Truhlik, V., Altadill, D., Reinisch, B.W. and Pignalberi, A. 2022. The International Reference Ionosphere Model: A Review and Description of an Ionospheric Benchmark. *Reviews of Geophysics*, 60(4): 1–65.
- Bremer, J. 2005. Investigations of long-term trends in the ionosphere with world-wide ionosonde observations. *Advances in Radio Science*, 2(1): 253–258.
- Burns, A.G., Wang, W., Qian, L., Solomon, S.C., Zhang, Y., Paxton, L.J. and Yue, X. 2014. On the solar cycle variation of the winter anomaly. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 119(6): 4938–4949.
- Burns, A.G., Wang, W. and Qian, L. 2021. Neutral Composition in the Upper Atmosphere. In: Wang, W., Zhang, Y. and Paxton, L.J. (Eds.), *Upper Atmosphere Dynamics and Energetics*. AGU Geophysical Monograph Series: 261, pp. 105–113.
- Burns, A.G., Wang, W., Solomon, S.C. and Qian, L. 2014. Energetics and composition in the thermosphere. In: Huba, J., Schunk, R. and Khazanov, G. (Eds.), *Modeling the Ionosphere–Thermosphere System*. AGU Geophysical Monograph Series: 201, pp. 39–48.

- Cade, W.B. and Chan-Park, C. 2015. The Origin of “Space Weather”. *Space Weather*, 13(2): 99–103.
- Çelik, C. 2013. The solar daily geomagnetic variation and its dependence on sunspot number. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 104(1): 75–86.
- Chamberlin, P.C., Eparvier, F.G., Knoer, V., Leise, H., Pankratz, A., Snow, M., Templeman, B., Thiemann, E.M.B., Woodraska, D.L. and Woods, T.N. 2020. The Flare Irradiance Spectral Model-Version 2 (FISM2). *Space Weather*, 18(12): 1–23.
- Chang, L.C., Liu, H., Miyoshi, Y., Chen, C.-H., Chang, F.-Y., Lin, C.-H., Liu, J.-Y. and Sun, Y.-Y. 2015. Structure and origins of the Weddell Sea Anomaly from tidal and planetary wave signatures in FORMOSAT-3/COSMIC observations and GAIA GCM simulations. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 120(2): 1325–1340.
- Chapman, S. 1931. The absorption and dissociative or ionizing effect of monochromatic radiation in an atmosphere on a rotating earth. *Proceedings of the Physical Society*, 43(1): 26–45.
- Cohen, C.M.S., Li, G., Mason, G.M., Shih, A.Y. and Wang, L. 2021. Solar energetic particles. In: Raouafi, N.E., Vourlidas, A., Zhang, Y. and Paxton, L.J. (Eds.), *Solar Physics and Solar Wind*. AGU Geophysical Monograph Series: 258, pp. 133–178.
- Coster, A.J., Goncharenko, L., Zhang, S.-R., Erickson, P.J., Rideout, W. and Vierinen, J. 2017. GNSS Observations of Ionospheric Variations During the 21 August 2017 Solar Eclipse. *Geophysical Research Letters*, 44(24): 12041–12048.
- Cowley, S.W.H. 2000. Magnetosphere-ionosphere interactions: A tutorial review. In: Ohtani, S.I. and Michael, R.F. (Eds.), *Magnetospheric Current Systems*. AGU Geophysical Monograph Series: 118, pp. 91–106.
- Dalgarno, A., Hanson, W.B., Spencer, N.W. and Schmerling, E.R. 1973. The Atmosphere Explorer mission. *Radio Science*, 8(4): 263–266.
- Deng, Y., Lin, C.Y., Zhu, Q. and Sheng, C. 2021. Influence of nonhydrostatic processes on the ionosphere-thermosphere. In: Wang, W., Zhang, Y. and Paxton, L.J. (Eds.), *Upper Atmosphere Dynamics and Energetics*. AGU Geophysical Monograph Series: 261, pp. 65–78.
- Deng, Y. and Ridley, A.J. 2014. The global ionosphere-thermosphere model and the non-hydrostatic processes. In: Huba, J., Schunk, R. and Khazanov, G. (Eds.), *Modeling the Ionosphere–Thermosphere System*. AGU Geophysical Monograph Series: 201, pp. 85–100.
- Doornbos, E., 2011. Thermospheric density and wind determination from satellite dynamics. Doktora Tezi, Delft University of Technology, Hollanda. 182 s.
- Doornbos, E., Klinkrad, H. and Visser, P. 2008. Use of two-line element data for thermosphere neutral density model calibration. *Advances in Space Research*, 41(7): 1115–1122.
- Drob, D.P., Emmert, J.T., Meriwether, J.W., Makela, J.J., Doornbos, E., Conde, M., Hernandez, G., Noto, J., Zawdie, K.A., McDonald, S.E. et al. 2015. An update to the

- Horizontal Wind Model (HWM): The quiet time thermosphere. *Earth and Space Science*, 2(7): 301–319.
- Dungey, J.W. 1961. Interplanetary Magnetic Field and the Auroral Zones. *Physical Review Letters*, 6(2): 47–48.
- Emmert, J.T., Drob, D.P., Picone, J.M., Siskind, D.E., Jones, M., Mlynczak, M.G., Bernath, P.F., Chu, X., Doornbos, E., Funke, B. et al. 2021. NRLMSIS 2.0: A Whole-Atmosphere Empirical Model of Temperature and Neutral Species Densities. *Earth and Space Science*, 8(3): 1–37.
- Farley, D.T., Ierke, H.M. and Fejer, B.G. 1981. Radar interferometry: A new technique for studying plasma turbulence in the ionosphere. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 86(A3): 1467–1472.
- Fejer, B.G., Jensen, J.W. and Su, S.-Y. 2008. Quiet time equatorial F region vertical plasma drift model derived from ROCSAT-1 observations. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 113(A5):
- Forbes, J.M. 2021. Atmosphere-ionosphere coupling by solar and lunar tides. In: Wang, W., Zhang, Y. and Paxton, L.J. (Eds.), *Upper Atmosphere Dynamics and Energetics*. AGU Geophysical Monograph Series: 261, pp. 157–181.
- Fuller-Rowell, T.J. 2013. The dynamics of the lower thermosphere. In: Johnson, R.M. and Killeen, T.L. (Eds.), *The Upper Mesosphere and Lower Thermosphere: A Review of Experiment and Theory*. AGU Geophysical Monograph Series: 87, pp. 23–36.
- Fuller-Rowell, T. 2014. Physical characteristics and modeling of earth's thermosphere. In: Huba, J., Schunk, R. and Khazanov, G. (Eds.), *Modeling the Ionosphere–Thermosphere System*. AGU Geophysical Monograph Series: 201, pp. 13–27.
- Gillmor, C.S. 1976. The history of the term 'ionosphere'. *Nature*, 262(5567): 347–348.
- Glassmeier, K.-H. and Tsurutani, B.T. 2014. Carl Friedrich Gauss – General Theory of Terrestrial Magnetism – a revised translation of the German text. *History of Geo- and Space Sciences*, 5(1): 11–62.
- Gombosi, T.I., Chen, Y., Gloer, A., Huang, Z., Jia, X., Liemohn, M.W., Manchester, W.B., Pulkkinen, T., Sachdeva, N., Al Shidi, Q. et al. 2021. What sustained multi-disciplinary research can achieve: The space weather modeling framework. *Journal of Space Weather and Space Climate*, 11(42): 1–55.
- Green, A. 1974. Early history of the ionosphere. *Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics*, 36(12): 2159–2165.
- Greenwald, R.A. 2021. History of the Super Dual Auroral Radar Network (SuperDARN)-I: pre-SuperDARN developments in high frequency radar technology for ionospheric research and selected scientific results. *History of Geo- and Space Sciences*, 12(1): 77–93.
- Gurevich, A., Krylov, A. and Tsedilina, E. 1976. Electric fields in the earth's magnetosphere and ionosphere. *Space Science Reviews*, 19(1): 59–160.

- Haerendel, G. 2019. Experiments With Plasmas Artificially Injected Into Near-Earth Space. *Frontiers in Astronomy and Space Sciences*, 6(29): 1–22.
- Hargreaves, J.K. 1992. Techniques for observing geospace. In: Dessler, A.J., Houghton, J.T. and Rycroft, M.J. (Eds.), *The Solar-Terrestrial Environment: An Introduction to Geospace - the Science of the Terrestrial Upper Atmosphere, Ionosphere, and Magnetosphere*. Cambridge Atmospheric and Space Science Series, Cambridge, pp. 44–97.
- Hecht, J.H. 2004. Instability layers and airglow imaging. *Reviews of Geophysics*, 42(1): 1–12.
- Heelis, R. 2004. Electrodynamics in the low and middle latitude ionosphere: a tutorial. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 66(10): 825–838.
- Hernández-Pajares, M., Wielgosz, P., Paziewski, J., Krypiak-Gregorczyk, A., Krukowska, M., Stepniak, K., Kaplon, J., Hadas, T., Sosnica, K., Bosy, J. et al. 2017. Direct MSTID mitigation in precise GPS processing. *Radio Science*, 52(3): 321–337.
- Hines, C.O. 1960. Internal atmospheric gravity waves at ionospheric heights. *Canadian Journal of Physics*, 38(11): 1441–1481.
- Hoffmann, L., Xue, X. and Alexander, M.J. 2013. A global view of stratospheric gravity wave hotspots located with Atmospheric Infrared Sounder observations. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 118(2): 416–434.
- Holton, J.R. and Hakim, G.J. 2013. *An Introduction to Dynamic Meteorology*. Academic Press, Boston, 532 pp.
- Hoolihan, D.D. 2016. Titanic, Marconi’s “Wireless telegraphers” and the U. S. radio act of 1912. *IEEE Electromagnetic Compatibility Magazine*, 5(1): 35–37.
- Huba, J.D. and Joyce, G. 2014. Numerical methods in modeling the ionosphere. In: Huba, J., Schunk, R. and Khazanov, G. (Eds.), *Modeling the Ionosphere–Thermosphere System*. AGU Geophysical Monograph Series: 201, pp. 49–55.
- Johnson, F.S., Hanson, W.B., Hodges, R.R., Coley, W.R., Carignan, G.R. and Spencer, N.W. 1995. Gravity waves near 300 km over the polar caps. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 100(A12): 23993–24002.
- Kelley, M. 2009. *The Earth’s Ionosphere: Plasma Physics and Electrodynamics*. International Geophysics Series: 96, Academic Press, Oxford, 556 pp.
- Koskinen, H.E.J., Baker, D.N., Balogh, A., Gombosi, T., Veronig, A. and von Steiger, R. 2017. Achievements and challenges in the science of space weather. *Space Science Reviews*, 212(3): 1137–1157.
- Kuo, S.P. 2015. Ionospheric modifications in high frequency heating experiments. *Physics of Plasmas*, 22(1): 1–16.
- Kuzle, I., Pandzic, H. and Bosnjak, D. 2008. The true inventor of the radio communications. *IEEE History of Telecommunications Conference*, pp. 20–23, September 11–12, Paris, France.

- Kwak, Y.-S. and Richmond, A.D. 2021. Momentum and energy budgets in the high-latitude lower thermospheric wind system. In: Wang, W., Zhang, Y. and Paxton, L.J. (Eds.), Upper Atmosphere Dynamics and Energetics. AGU Geophysical Monograph Series: 261, pp. 19–40.
- Laštovička, J. 2006. Forcing of the ionosphere by waves from below. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 68(3): 479–497.
- Le, H., Liu, L., Chen, Y. and Wan, W. 2013. Statistical analysis of ionospheric responses to solar flares in the solar cycle 23. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 118(1): 576–582.
- Le, H., Liu, L., He, H. and Wan, W. 2011. Statistical analysis of solar EUV and X-ray flux enhancements induced by solar flares and its implication to upper atmosphere. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 116(11): 1–10.
- Le, H., Liu, L., Ren, Z., Chen, Y., Zhang, H. and Wan, W. 2016. A modeling study of global ionospheric and thermospheric responses to extreme solar flare. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 121(1): 832–840.
- Le, H., Ren, Z., Liu, L., Chen, Y. and Zhang, H. 2015. Global thermospheric disturbances induced by a solar flare: a modeling study. *Earth, Planets and Space*, 67(3): 1–14.
- Lebreton, J.-P., Stverak, S., Travnicek, P., Maksimovic, M., Klinge, D., Merikallio, S., Lagoutte, D., Poirier, B., Blelly, P.-L., Kozacek, Z. et al. 2006. The ISL Langmuir probe experiment processing onboard DEMETER: Scientific objectives, description and first results. *Planetary and Space Science*, 54(5): 472–486.
- Lei, J. 2021. Equatorial thermosphere anomaly. In: Wang, W., Zhang, Y. and Paxton, L.J. (Eds.), Upper Atmosphere Dynamics and Energetics. AGU Geophysical Monograph Series: 261, pp. 227–238.
- Lei, J., Thayer, J.P. and Forbes, J.M. 2010. Longitudinal and geomagnetic activity modulation of the equatorial thermosphere anomaly. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 115(8): 1–13.
- Liu, H., Yamazaki, Y. and Lei, J. 2021. Day-to-day variability of the thermosphere and ionosphere. In: Wang, W., Zhang, Y. and Paxton, L.J. (Eds.), Upper Atmosphere Dynamics and Energetics. AGU Geophysical Monograph Series: 261, pp. 275–300.
- Liu, H., Lühr, H., Watanabe, S., Köhler, W. and Manoj, C. 2007. Contrasting behavior of the thermosphere and ionosphere in response to the 28 October 2003 solar flare. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 112(A7): 1–6.
- Liu, L., Chen, Y. and Le, H. 2021. Response of the ionosphere to varying solar fluxes. In: Wang, W., Zhang, Y. and Paxton, L.J. (Eds.), Upper Atmosphere Dynamics and Energetics. AGU Geophysical Monograph Series: 261, pp. 301–324.
- Liu, L., Zhao, B., Wan, W., Venkartraman, S., Zhang, M.-L. and Yue, X. 2007. Yearly variations of global plasma densities in the topside ionosphere at middle and low latitudes. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 112(A7): 1–12.

- Lu, G., Richmond, A.D., Lühr, H. and Paxton, L. 2016. High-latitude energy input and its impact on the thermosphere. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 121(7): 7108–7124.
- Lu, H., Yang, J., Li, Q., Hao, S., Guo, F., Wu, J., Chen, J., Ma, G. and Xu, T. 2021. ELF/VLF Communication Experiment by Modulated Heating of Ionospheric Auroral Electrojet at EISCAT. *IEEE Transactions on Antennas and Propagation*, 69(4): 2267–2273.
- Lühr, H., Alken, P. and Zhou, Y.-L. 2021. The equatorial electrojet. In: Huang, C., Lu, G., Zhang, Y. and Paxton, L.J. (Eds.), *Ionosphere Dynamics and Applications*. AGU Geophysical Monograph Series: 260, pp. 281–299.
- Ma, H., Liu, L., Chen, Y., Le, H., Li, Q. and Zhang, H. 2021. Longitudinal Differences in Electron Temperature on Both Sides of Zero Declination Line in the Mid-latitude Topside Ionosphere. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 126(2): 1–13.
- Macmillan, S. and Finlay, C. 2010. The International Geomagnetic Reference Field. In: Manda, M. and Korte, M. (Eds.), *Geomagnetic Observations and Models*. IAGA Special Sopron Book Series: 5, pp. 265–276.
- Mahaffy, P.R., Benna, M., Elrod, M., Yelle, R.V., Bougher, S.W., Stone, S.W. and Jakosky, B.M. 2015. Structure and composition of the neutral upper atmosphere of Mars from the MAVEN NGIMS investigation. *Geophysical Research Letters*, 42(21): 8951–8957.
- Mannucci, A.J., Wilson, B.D., Yuan, D.N., Ho, C.H., Lindqwister, U.J. and Runge, T.F. 1998. A global mapping technique for GPS-derived ionospheric total electron content measurements. *Radio Science*, 33(3): 565–582.
- Martire, L., Krishnamoorthy, S., Vergados, P., Romans, L.J., Szilágyi, B., Meng, X., Anderson, J.L., Komjáthy, A. and Bar-Sever, Y.E. 2022. The GUARDIAN system-a GNSS upper atmospheric real-time disaster information and alert network. *GPS Solutions*, 27(32): 1–13.
- Medvedev, A.S., Klaassen, G.P. and Yiğit, E. 2023. On the Dynamical Importance of Gravity Wave Sources Distributed Over Different Heights in the Atmosphere. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 128(3): 1–16.
- Medvedev, A.S., Yiğit, E. and Hartogh, P. 2017. Ion Friction and Quantification of the Geomagnetic Influence on Gravity Wave Propagation and Dissipation in the Thermosphere-Ionosphere. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 122(12): 1–12.
- Meier, R.R. 2021. The Thermospheric Column O/N₂ Ratio. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 126(3): 1–12.
- Mendillo, M. and Forbes, J.M. 1978. Artificially created holes in the ionosphere. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 83(A1): 151–163.

- Milan, S.E. and Grocott, A. 2021. High latitude ionospheric convection. In: Huang, C., Lu, G., Zhang, Y. and Paxton, L.J. (Eds.), *Ionosphere Dynamics and Applications*. AGU Geophysical Monograph Series: 260, pp. 21–47.
- Mitra, A.P. 1974. *Ionospheric Effects of Solar Flares*. Springer Netherlands, Dordrecht, 296 pp.
- Müller, S., Lühr, H. and Rentz, S. 2009. Solar and magnetospheric forcing of the low latitude thermospheric mass density as observed by CHAMP. *Annales Geophysicae*, 27(5): 2087–2099.
- Nogueira, P.A.B., Souza, J.R., Abdu, M.A., Paes, R.R., Sousasantos, J., Marques, M.S., Bailey, G.J., Denardini, C.M., Batista, I.S., Takahashi, H. et al. 2015. Modeling the equatorial and low-latitude ionospheric response to an intense X-class solar flare. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 120(4): 3021–3032.
- Nykiel, G., Zanimonskiy, Y., Yampolski, Y. and Figurski, M. 2017. Efficient Usage of Dense GNSS Networks in Central Europe for the Visualization and Investigation of Ionospheric TEC Variations. *Sensors*, 17(10): 2298–2312.
- Otsuka, Y. 2021. Medium-scale traveling ionospheric disturbances. In: Huang, C., Lu, G., Zhang, Y. and Paxton, L.J. (Eds.), *Ionosphere Dynamics and Applications*. AGU Geophysical Monograph Series: 260, pp. 421–437.
- Palmroth, M., Grandin, M., Sarris, T., Doornbos, E., Tourgaidis, S., Aikio, A., Buchert, S., Clilverd, M.A., Dandouras, I., Heelis, R. et al. 2021. Lower-thermosphere–ionosphere (LTI) quantities: current status of measuring techniques and models. *Annales Geophysicae*, 39(1): 189–237.
- Park, J., Lühr, H., Lee, C., Kim, Y.H., Jee, G. and Kim, J.-H. 2014. A climatology of medium-scale gravity wave activity in the midlatitude/low-latitude daytime upper thermosphere as observed by CHAMP. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 119(3): 2187–2196.
- Pawlowski, D.J. and Ridley, A.J. 2008. Modeling the thermospheric response to solar flares. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 113(A10): 1–11.
- Pfaff, R.F. 2012. The near-earth plasma environment. *Space Science Reviews*, 168(1–4): 23–112.
- Pilinski, M.D. and Crowley, G. 2015. Seasonal variability in global eddy diffusion and the effect on neutral density. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 120(4): 3097–3117.
- Prölss, G.W. 1997. Magnetic storm associated perturbations of the upper atmosphere. In: (Ed.), AGU Geophysical Monograph Series: 98, pp. 227–241.
- Qian, L., Burns, A.G., Emery, B.A., Foster, B., Lu, G., Maute, A., Richmond, A.D., Roble, R.G., Solomon, S.C. and Wang, W. 2014. The NCAR TIE-GCM. In: Huba, J., Schunk, R. and Khazanov, G. (Eds.), *Modeling the Ionosphere–Thermosphere System*. AGU Geophysical Monograph Series: 201, pp. 73–83.

- Qian, L., Burns, A.G., Solomon, S.C. and Wang, W. 2013. Annual/semiannual variation of the ionosphere. *Geophysical Research Letters*, 40(10): 1928–1933.
- Qian, L., Burns, A.G., Chamberlin, P.C. and Solomon, S.C. 2011. Variability of thermosphere and ionosphere responses to solar flares: UPPER ATMOSPHERE RESPONSES TO FLARES. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 116(A10): 1–14.
- Qian, L., Burns, A.G., Solomon, S.C. and Chamberlin, P.C. 2012. Solar flare impacts on ionospheric electrodynamics. *Geophysical Research Letters*, 39(6): 1–6.
- Qian, L. and Solomon, S.C. 2011. Thermospheric density: an overview of temporal and spatial variations. *Space Science Reviews*, 168(1–4): 147–173.
- Qian, L., Wang, W., Burns, A.G., Chamberlin, P.C., Coster, A., Zhang, S.-R. and Solomon, S.C. 2019. Solar Flare and Geomagnetic Storm Effects on the Thermosphere and Ionosphere During 6–11 September 2017. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 124(3): 2298–2311.
- Richards, P.G. and Voglozin, D. 2011. Reexamination of ionospheric photochemistry. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 116(A8): 1–15.
- Richmond, A.D. 1995. Ionospheric electrodynamics using magnetic apex coordinates. *Journal of Geomagnetism and Geoelectricity*, 47(2): 191–212.
- Rideout, W. and Coster, A. 2006. Automated GPS processing for global total electron content data. *GPS Solutions*, 10(3): 219–228.
- Ridley, A., Deng, Y. and Tóth, G. 2006. The global ionosphere–thermosphere model. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 68(8): 839–864.
- Rishbeth, H. 1998. How the thermospheric circulation affects the ionospheric F2-layer. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 60(14): 1385–1402.
- Rishbeth, H. 2001. The centenary of solar-terrestrial physics. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 63(18): 1883–1890.
- Rottman, G. 2006. Measurement of total and spectral solar irradiance. *Space Science Reviews*, 125(1): 39–51.
- Rouillard, A.P., Viall, N., Pierrard, V., Vocks, C., Matteini, L., Alexandrova, O., Higginson, A.K., Lavraud, B., Lavarra, M., Wu, Y. et al. 2021. The solar wind. In: Raouafi, N.E., Vourlidas, A., Zhang, Y. and Paxton, L.J. (Eds.), *Solar Physics and Solar Wind*. AGU Geophysical Monograph Series: 258, pp. 1–33.
- Ruan, H., Du, J., Cook, M., Wang, W., Yue, J., Gan, Q., Dou, X. and Lei, J. 2015. A numerical study of the effects of migrating tides on thermosphere midnight density maximum. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 120(8): 6766–6778.
- Russell, C. 2000. The polar cusp. *Advances in Space Research*, 25(7–8): 1413–1424.
- Sai Gowtam, V. and Tulasi Ram, S. 2017. Ionospheric annual anomaly—New insights to the physical mechanisms. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 122(8): 8816–8830.

- Saito, A., Fukao, S. and Miyazaki, S. 1998. High resolution mapping of TEC perturbations with the GSI GPS Network over Japan. *Geophysical Research Letters*, 25(16): 3079–3082.
- Savitzky, A. and Golay, M.J.E. 1964. Smoothing and differentiation of data by simplified least squares procedures. *Analytical Chemistry*, 36(8): 1627–1639.
- Schunk, R. and Nagy, A. 2009. Ionospheres: Physics, Plasma Physics, and Chemistry. Cambridge Atmospheric and Space Science Series, Cambridge University Press, New York., 628 pp.
- Seibert, G. and Battrick, B.T. 2006. The history of sounding rockets and their contribution to European space research. ESA Publications division, Noordwijk, 68 pp.
- Sethi, N.K., Dabas, R.S. and Vohra, V.K. 2004. Diurnal and seasonal variations of hmF2 deduced from digital ionosonde over New Delhi and its comparison with IRI 2001. *Annales Geophysicae*, 22(2): 453–458.
- Shiokawa, K., Otsuka, Y., Oyama, S., Nozawa, S., Satoh, M., Katoh, Y., Hamaguchi, Y., Yamamoto, Y. and Meriwether, J. 2012. Development of low-cost sky-scanning Fabry-Perot interferometers for airglow and auroral studies. *Earth, Planets and Space*, 64(11): 1033–1046.
- Siemes, C., Borries, C., Bruinsma, S., Fernandez-Gomez, I., Hładczuk, N., den IJssel, J., Kodikara, T., Vielberg, K. and Visser, P. 2023. New thermosphere neutral mass density and crosswind datasets from CHAMP, GRACE, and GRACE-FO. *Journal of Space Weather and Space Climate*, 13: 1–24.
- Sojka, J.J., Jensen, J., David, M., Schunk, R.W., Woods, T. and Eparvier, F. 2013. Modeling the ionospheric E and F1 regions: Using SDO-EVE observations as the solar irradiance driver. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 118(8): 5379–5391.
- Solomon, S. 2000. Modeling of the thermosphere-ionosphere system. *Physics and Chemistry of the Earth, Part C: Solar, Terrestrial and Planetary Science*, 25(5–6): 499–503.
- Sorokin, V.M., Yashchenko, A.K. and Mushkarev, G.Y. 2022. Geomagnetic Field Disturbance by an Acoustic-Gravity Wave Generated by Ionizing Radiation of Solar Flares. *Geomagnetism and Aeronomy*, 62(5): 525–538.
- Stewart, B. 1884. Encyclopedia Britannica, J.M. Stoddart Company, Philadelphia, vol. 16: 159–184.
- Stix, M. 2002. The Sun. Springer-Verlag, Heidelberg, Berlin, 492 pp.
- Taylor, J.E. 1903. Characteristics of electric earth-current disturbances, and their origin. *Proceedings of the Royal Society of London*, 71(467-476): 225–227.
- Torrence, C. and Compo, G.P. 1998. A practical guide to wavelet analysis. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 79(1): 61–78.

- Tsugawa, T., Otsuka, Y., Coster, A.J. and Saito, A. 2007. Medium-scale traveling ionospheric disturbances detected with dense and wide TEC maps over North America. *Geophysical Research Letters*, 34(22): 1–5.
- Vichare, G., Ridley, A. and Yiğit, E. 2012. Quiet-time low latitude ionospheric electrodynamics in the non-hydrostatic Global Ionosphere–Thermosphere Model. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 80(1): 161–172.
- Vierinen, J., Coster, A.J., Rideout, W.C., Erickson, P.J. and Norberg, J. 2016. Statistical framework for estimating GNSS bias. *Atmospheric Measurement Techniques*, 9(3): 1303–1312.
- Wan, W., Liu, L., Yuan, H., Ning, B. and Zhang, S. 2005. The GPS measured SITEC caused by the very intense solar flare on July 14, 2000. *Advances in Space Research*, 36(12): 2465–2469.
- Wandinger, U. 2005. Introduction to Lidar. In: Weitkamp, C. (Ed.), *Lidar: Range-Resolved Optical Remote Sensing of the Atmosphere*. Springer Series in Optical Sciences: 102, pp. 1–18.
- Wang, H., Liu, D. and Zhang, J. 2016. Vertical structure of longitudinal differences in electron densities at mid-latitudes. *Science Bulletin*, 61(3): 252–262.
- Wang, W., Burns, A.G. and Liu, J. 2021. Upper thermospheric winds: forcing, variability, and effects. In: Wang, W., Zhang, Y. and Paxton, L.J. (Eds.), *Upper Atmosphere Dynamics and Energetics*. Wiley, pp. 41–63.
- Ward, W., Seppälä, A., Yiğit, E., Nakamura, T., Stolle, C., Laštovička, J., Woods, T.N., Tomikawa, Y., Lübken, F.-J., Solomon, S.C. et al. 2021. Role Of the Sun and the Middle atmosphere/thermosphere/ionosphere In Climate (ROSMIC): a retrospective and prospective view. *Progress in Earth and Planetary Science*, 8(47): 1–38.
- Weimer, D.R. 1995. Models of high-latitude electric potentials derived with a least error fit of spherical harmonic coefficients. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 100(A10): 19595–19607.
- Weimer, D.R. 2005. Improved ionospheric electrodynamic models and application to calculating Joule heating rates. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 110(A5): 1–21.
- Wu, C., Ridley, A.J., DeJong, A.D. and Paxton, L.J. 2021. FTA: a Feature Tracking empirical model of Auroral precipitation. *Space Weather*, 19(5): 1–24.
- Xiong, B., Wan, W., Zhao, B., Yu, Y., Wei, Y., Ren, Z. and Liu, J. 2014. Response of the American equatorial and low-latitude ionosphere to the X1.5 solar flare on 13 September 2005. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 119(12): 1–12.
- Yamazaki, Y. and Maute, A. 2016. Sq and EEJ—a review on the daily variation of the geomagnetic field caused by ionospheric dynamo currents. *Space Science Reviews*, 206(1–4): 299–405.
- Yang, Y.-M., Komanduru, A. and Garrison, J. 2023. Detection of atmospheric–ionospheric disturbances in TEC time series from large GNSS networks using wavelet coher-

- ence. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*, 16(1): 5154–5172.
- Yeang, C.-P. 2003. The study of long-distance radio-wave propagation, 1900-1919. *Historical Studies in the Physical and Biological Sciences*, 33(2): 369–403.
- Yiğit, E., Aylward, A.D. and Medvedev, A.S. 2008. Parameterization of the effects of vertically propagating gravity waves for thermosphere general circulation models: Sensitivity study. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 113(D19): 1–15.
- Yiğit, E. 2015. Atmospheric circulation and dynamical processes: basic principles and a case study. In: de Paula Garcia, P.M. (Ed.), *Atmospheric and Space Sciences: Neutral Atmospheres*. SpringerBriefs in Earth Sciences, Springer International, pp. 81–99.
- Yiğit, E. and Medvedev, A.S. 2009. Heating and cooling of the thermosphere by internal gravity waves. *Geophysical Research Letters*, 36(14): 1–5.
- Yiğit, E. and Medvedev, A.S. 2010. Internal gravity waves in the thermosphere during low and high solar activity: Simulation study. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 115(A8): 1–16.
- Yiğit, E. and Medvedev, A.S. 2015. Internal wave coupling processes in Earth's atmosphere. *Advances in Space Research*, 55(4): 983–1003.
- Yiğit, E. and Ridley, A.J. 2011. Effects of high-latitude thermosphere heating at various scale sizes simulated by a nonhydrostatic global thermosphere–ionosphere model. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 73(5–6): 592–600.
- Yiğit, E. and Ridley, A.J. 2011. Role of variability in determining the vertical wind speeds and structure. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 116(A12): 1–21.
- Yonezawa, T. 1966. Theory of formation of the ionosphere. *Space Science Reviews*, 5(1): 3–56.
- Yue, J., Lieberman, R. and Chang, L.C. 2021. *Upper Atmosphere Dynamics and Energetics*. AGU Geophysical Monograph Series: 261, pp.
- Zhang, R., Liu, L., Le, H. and Chen, Y. 2017. Equatorial ionospheric electrodynamics during solar flares. *Geophysical Research Letters*, 44(10): 4558–4565.
- Zhang, S.-R., Foster, J.C., Coster, A.J. and Erickson, P.J. 2011. East-West Coast differences in total electron content over the continental US. *Geophysical Research Letters*, 38(19): 1–5.
- Zhang, S.-R., Coster, A.J., Erickson, P.J., Goncharenko, L.P., Rideout, W. and Vierinen, J. 2019. Traveling ionospheric disturbances and ionospheric perturbations associated with solar flares in september 2017. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 124(7): 5894–5917.
- Zhang, S.-R., Foster, J.C., Holt, J.M., Erickson, P.J. and Coster, A.J. 2012. Magnetic declination and zonal wind effects on longitudinal differences of ionospheric electron

- density at midlatitudes. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 117(A8): 1–9.
- Zhang, S.-R., Nishimura, Y., Vierinen, J., Lyons, L.R., Knipp, D.J., Gustavsson, B.J., Waghule, B.V., Erickson, P.J., Coster, A.J., Aa, E. et al. 2023. Simultaneous global ionospheric disturbances associated with penetration electric fields during intense and minor solar and geomagnetic disturbances. *Geophysical Research Letters*, 50(19): 1–10.
- Zhu, J. and Ridley, A.J. 2014. Modeling subsolar thermospheric waves during a solar flare and penetration electric fields. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 119(12): 1–21.
- Zhu, Q., Deng, Y., Richmond, A. and Maute, A. 2018. Small-scale and mesoscale variabilities in the electric field and particle precipitation and their impacts on joule heating. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 123(11): 9862–9872.
- Zhu, Q., Deng, Y., Sheng, C., Anderson, P. and Bukowski, A. 2022. Impact of soft electron precipitation on the thermospheric neutral mass density during geomagnetic storms: GITM simulations. *Geophysical Research Letters*, 49(11): 1–9.

ÖZGEÇMİŞ

Volkan SARP

ÖĞRENİM BİLGİLERİ

Doktora: 2018-2024	Akdeniz Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü Uzay Bilimleri ve Teknolojileri Anabilim Dalı, Antalya
Yüksek Lisans: 2015-2018	Akdeniz Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü Uzay Bilimleri ve Teknolojileri Anabilim Dalı, Antalya
Lisans: 2007-2013	TOBB Ekonomi ve Teknoloji Üniversitesi Mühendislik Fakültesi, Endüstri Mühendisliği, Ankara

ESERLER

- 1- Kilcik, A., Chowdhury, P., Sarp, V., Yurchyshyn, V., Donmez, B., Rozelot, J. P. and Ozguc, A. 2020. Temporal and periodic variation of the MCMESI for the last two solar cycles; comparison with the number of different class X-ray solar flares. *Solar Physics*, 295(11): 1-117 pp. doi: 10.1007/s11207-020-01711-2
- 2- Kilcik, A., Sarp, V., Yurchyshyn, V., Rozelot, J. P. and Ozguc, A. 2020. Physical characteristics of umbral dots derived from a high-resolution observations. *Solar Physics*, 295(4): 1-114 pp. doi: 10.1007/s11207-020-01618-y
- 3- Hiremath, K. H., Rozelot, J. P., Sarp, V., Kilcik, A., Pavan, D. G. and Gurumath, S. R. 2020. Nearly century-scale variation of the sun's radius. *The Astrophysical journal*, 891(2): 151-1159 pp. doi: 10.3847/1538-4357/ab6d08
- 4- Sarp, V., Kilcik, A., Yurchyshyn, V., Ozguc, A. and Rozelot, J. P. 2019. Cosmic ray modulation with the Maximum CME Speed Index during solar cycles 23 and 24. *Solar Physics*, 294(7): 1–11 pp. doi: 10.1007/s11207-019-1481-z
- 5- Sarp, V., Kilcik, A., Yurchyshyn, V., Rozelot, J. P. and Ozguc, A. 2018. Prediction of solar cycle 25: a non-linear approach. *Monthly Notices of the Royal Astronomical Society*, 481(3): 2981–2985 pp. doi: 10.1093/mnras/sty2470