

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

**BALKANLAR ÜZERİNDEKİ İYONOSFERDE TOPLAM**  
**ELEKTRON YOĞUNLUĞU MODELİ**

**DOKTORA TEZİ**

**Sehban KARTAL**

**Fizik Anabilim Dalı**

**(Atom ve Molekül Fiziği Programı)**

**Danışman: Doç. Dr. Zehra AKDENİZ**

**KASIM - 1995**

## ÖNSÖZ

Bu çalışma International Center for Theoretical Physics ICTP, Trieste - Italy (Uluslararası Teorik Fizik Merkezi) de bulunan Atmospheric Physics and Radiopropagation Laboratory'nin veri bankası ve hızlı bilgisayarlardaki paket programlardan yararlanılarak hazırlanmıştır.

Çalışma konumu öneren ve tez süresince beni yönlendiren tez danışmanım Sayın *Doç. Dr. Zehra AKDENİZ*'e teşekkür ederim. ICTP de bulunduğum sürelerde bilgi ve deneyimlerinden yararlandığım ve merkezin bütün imkanlarını kullanmama olanak sağlayan hocam *Prof. Dr. Sandro M. RADICELLA*'ya saygı ve teşekkürlerimi sunmayı bir borç bilirim.

Yurtiçi ve yurtdışı araştırmalarımın her zaman destek olan Balkan Fizik Birliği Başkanı hocam *Prof. Dr. K. Gediz AKDENİZ* e tezin her kademesinde değerli öneri ve yardımlarını esirgemiyen hocam *Prof. Dr. Emine RIZAOĞLU*'na, ICTP 'deki çalışmalarım için belli bir süre burs aldığım Boğaziçi - Balkan Fizik Araştırma ve Uygulama Merkezi Başkanı sayın *Prof. Dr. Metin ARIK* a saygı ve teşekkürlerimi sunarım.

Ayrıca çalışmalarımı sonlandırma sürecinde, tezimi biran önce tamamlamam konusunda yaptığı cesaretlendirici konuşmalarından ötürü hocam *Prof. Dr. Oktay SİNANOĞLU* na özel teşekkür borçluyum. Bunun yanında desteklerini her zaman eksik etmeyen çalışma arkadaşlarım, *Arş.Gör.Dr. Baki AKKUŞ*'a, *Arş.Gör. Zeynep ÇİÇEK*'e ve *Arş.Gör. Tülay ÇUHADAR* ile sürekli çalışma arzusunun içimde yaşamasına yardımcı olan aileme sonsuz teşekkür ederim. Bu çalışmayı *Annem*, merhum *Hazimet KARTAL*'a itaf ediyorum.

## İÇİNDEKİLER

ÖNSÖZ	I
İÇİNDEKİLER	II
ÖZ	V
ABSTRACT	V
<b>I. GİRİŞ</b>	1
<b>II. Dünya Atmosferi, Dalga Yayınımı ve İyonosferik Ölçümler</b>	5
2.1. Güneş-Yer Sistemi ve Güneş	5
2.1.1. Durgun Güneşin Genel Özellikleri	6
2.2. Dünya Atmosferi	7
2.3. Dünya İyonosferi	11
2.4. Fotoiyonizasyonun Temel Kuramı	15
2.4.1. Chapman Üretim Fonksiyonu ve Chapman Tabakası	21
2.4.2. Dalganın Hemen Hemen Yüzeyi Yalayarak Gelmesi Halinde Chapman Kuramı	23
2.4.3. Genelleştirilmiş Üretim Fonksiyonu	24
2.5. İyonosfer'de Radyo Dalgası Yayınımı	26
2.5.1. Magnetoionik Kuram ve Appleton Formülü	26
2.5.2. Appleton Formülünün Özellikleri	31
2.5.3. Yaklaşıklık Formülleri	34
2.6. İyonosferik Ölçümler	35
2.6.1. Düşey Sondaj	35
2.7. Faraday Kutuplanma Dönmesi ve Doppler Kayması	38
2.7.1. Faraday Kutuplanma Dönmesi	38
2.7.2. Dispersif Doppler	40

2.7.3. Modülasyon Fazı	41
2.7.4. Artık Zaman Gecikmesi	42
2.7.5. Doppler Kayması	43
2.8. İyonosferik Toplam Elektron İçeriği	44
2.8.1. Toplam Elektron İçeriğinin Belirlenme Kuramı	44
2.8.2. Toplam İçerik, Faraday İçeriği, Protonosferik İçerik	45
2.9. Slab Kalınlığı	47
2.10. İyonosferik Katmanların Yapısı	47
2.10.1. Günboyu Değişimler	48
2.10.2. Mevsimsel Değişimler	52
2.10.3. Enlemsel Değişimler	52
2.10.4. Günden-Güne Değişimler	53
2.10.5. Güneş Aktivitesi ile Değişimler	53
2.11. Toplam Elektron İçeriğinin (TEİ) Yapısı	54
2.11.1. İyonosferik Modellendirme	56
2.12. Bazı Modellerin Temel Tanımları	58
2.12.1. International Reference Ionosphere (IRI)	58
2.12.2. DGR Modeli	59
<b>III. BULGULAR</b>	<b>63</b>
3.1. İyonosond Verileri Kullanarak Balkan Bölgesi Üzerinde TEİ'nin Modellendirilme Problemi	63
3.1.1. Giriş	63
3.1.2. Kullanılan Veriler	66
3.2. Elde Edilen Sonuçlar	66
3.2.1. Balkan Bölgesinde Günboyu Değişimleri	67
3.2.2. Balkan Bölgesinde Mevsimsel Değişimler	67

3.2.3.	Balkan Bölgesinde Güneş Aktivitesinin Değişimleri	68
3.2.4.	Balkan Bölgesinde Enlemsel Değişimler	68
<b>IV.</b>	<b>TARTIŞMA VE SONUÇLAR</b>	<b>89</b>
4.1.	Sonuçların Uygulanması	90
<b>V.</b>	<b>ÖZET</b>	<b>92</b>
<b>VI.</b>	<b>SUMMARY</b>	<b>93</b>
<b>VII.</b>	<b>KAYNAKLAR</b>	<b>94</b>
<b>VII.</b>	<b>ÖZGEÇMİŞ</b>	<b>99</b>



**ÖZ*****“Balkanlar Üzerindeki İyonosferde Toplam Elektron Yoğunluğu Modeli”***

Bu tezde,  $f_oF2$  kritik frekans değerleri ve gerekli diğer parametreler aracılığıyla Balkan bölgesindeki TEI'nin IRI90 ve DGR modellerinden güvenilir biçimde hesaplanabileceğini gösterdik.

**ABSTRACT*****“The Model of Total Electron Content Over the Balkan Region”***

In this thesis, by using  $f_oF2$  critical frequency values and the other necessary parameters we showed that TEC over the Balkan Region can be reliably calculated from IRI90 and DGR models.

## ***I. GİRİŞ***

Büyük patlama (Big - Bang) ile oluşan evrende 15 milyar yıldan beri yaşamaktayız. İlkel insanlardan günümüze kadar çağlar boyunca insanoğlunun kafasını doğal olaylar ve bunların nasıl bir yapıya sahip oldukları meşgul etmiştir. Dünya atmosferi de her zaman merak konusu olmuştur. Atmosferin yapısının anlaşılması açısından günümüzün temel bilgilerini oluşturan çalışmalar özellikle 18.yy.'ın ikinci yarısından itibaren yoğunlaşmıştır. Bugün, iyonosfer diye isimlendirilen elektrik bakımından iletken bir tabakanın varlığı dünyanın magnetik alanını anlamaya çalışan Fizikçilerin çalışmalarından ortaya çıkmıştır. 18 yy'dan beri dünyanın magnetik alanının günden güne küçük değişimlere sahip olduğu bilinmekte idi. 1839'da C.F. Gauss bu değişimin nedeninin atmosferdeki elektrik akımından dolayı olabileceğini öne sürdü. 1860'da Lord Kelvin atmosferdeki bu elektriklenmenin ancak bir iletken tabakadan kaynaklanabileceği görüşünü ortaya attı.

İletken tabaka fikri kısa bir zaman sonra bir başka açıdan gündeme geldi. 1901'de Radyonun bulunuşundan hemen sonra Guglielmo Marconi, Atlantik okyanusu üzerinden radyo sinyallerini İngiltere'den Kuzey Amerika'ya göndermeyi başardı. O zamanlar ışığın yapısının tam olarak bilinmemesi ve elektromagnetik (EM) dalga kuramının henüz oluşmamış olması dolayısıyla radyo dalgalarının, ışık gibi, EM dalgaların bir formu olduğunu, aradaki tek farkın bu dalganın dalgaboyunun daha uzun olmasından kaynaklandığını açıklamak zordu. Aynı zamanda EM dalgalarının hemen hemen doğrusal olarak yayıldığı biliniyordu. Kırınım olayı sonucunda ortaya çıkan eğilmenin (radyo dalgasının yayılma doğrultusunun sürekli bir şekilde değişmesinin ) radyo dalgalarının dünya etrafında yayılmasını açıklayacak miktardan çok küçük kaldığı hesaplandı.

1902'de O. Heaviside, A.K. Kennelly ve K. Nagaoka isimli üç fizikçi birbirlerinden bağımsız olarak atmosferin üst tabakalarında iletken bir bölgenin bulunduğu fikrini öne

sürerek Marconi'nin deneyini doğru bir şekilde açıklayacak çalışmalar yaptılar. Heaviside Britanica Ansiklopedisindeki bir makalesinde şöyle yazıyordu "Havanın üst kısmında yeterince iletken bir tabakanın bulunması mümkün olabilir. Böyleyse, dalgalar iletken tabakanın üzerinden yakalanabilirler. Bu durumda yönlendirme deniz yüzeyi ile bu tabaka tarafından gerçekleştirilir".

Benzer görüşler A. K. Kennelly tarafından ortaya kondu. A. K. Kenelly, orjinal çalışmasında iyonosfer fiziğinin önemini önceden kestirmiş ve "Uzun mesafe telsiz dalgaları hassas olarak ölçülebildiği zaman gözlenen sönümlerden üst atmosferin elektrik özelliklerini hesaplayabileceğimiz verileri elde edebileceğimizi bekleyebiliriz." diyordu.

10 yıl sonra W.H. Eccles elektrik olarak yüklü atomların yani iyonların dünyadan yukarı çıkıldıkça atmosferde yükseklikle artabileceği görüşünü öne sürünce iletken tabaka hakkındaki kuramsal görüşler daha da destek buldu. Eğer bu böyle ise giderek artan miktarda iyon bulunan bölgeden geçen radyo dalgaları "hiç şüphesiz dünyanın eğriliğini izliyecek şekilde kırılırlar" diyordu.

Bu arada J.E. Taylor (1903) ve J.A. Fleming (1906) iletken tabakanın üst atmosfere güneş'ten gelen morötesi ışınlar tarafından yaratılan iyonizasyonla oluşabileceği fikrini öne sürdüler. Bu ise radyo dalgalarının yayılmasının güneş tarafından kontrol edildiği anlamına gelmekte idi. Atlantik Okyanusu üzerinde ticari haberleşme ağı kurulur kurulmaz bu olay doğrulandı. Sinyallerin ölçülen şiddetlerinin günboyunca, mevsimsel, güneş çevrimi (solar cycle) ile düzgün bir şekilde değiştiği ve dünyanın magnetik alanı değişime maruz kaldığında sinyallerin de değişime uğradığı bulundu. İyonosfer tabakasının yüksekliğini dolaylı olarak ölçen deneyler 1910'dan 1925'e kadar sürdürüldü.

G.W. Pierce, "Principles of Wireless Telegraphy" isimli 1910 yılında yazdığı kitapta, iyonize tabakadan yansıyan dalgaların doğrudan yerden gönderilen dalgalarla girişim yapacağı fikrini öne sürdü. Pierce : "Eğer varsa bu girişim belirli dalgaboyundaki dalgaları



güçlendirecek ve böylece  $1/2$  periyotluk bölgede dalga boyunu değiştirmekle girişimi lehimize kullanmamız mümkün olabilecek .....

1912'de Lee De Forest, 3260 m'lik (90 kHz) 'Esas dalga'nın Los Angeles'den San Francisco'ya (560 km kuzey) nasıl söneceğini, buna karşılık 3100 m'lik 'Kompensasyon dalgası'nın nasıl şiddetini koruyacağını açıkladı. Aynı zamanda Phoenix'de, (Arizona'nın 400 km Doğusunda) gözlenen esas dalganın genliğini koruduğunu gösterdi. De Forest, girişimden başka hiçbir etki %5 den fazla birbirinden ayrı frekanslarda meydana gelen genliğin değişmesi olayını açıklayamayacağından bu yeni olayın dalgaların girişiminden kaynaklandığını öne sürdü. Daha sonra De Forest bu olayın G.W.Pierce'nin söylediklerinin bir ispatı olduğunu söyledi ve iki fizikçi ortak çalışmalarda bulunarak yansıma yüksekliğinin 99 km olacağını hesapladılar. Sonraki yıllarda yapılan çalışmalarda yapılan bu hesaplamanın gerçek değerlerden çok farklı olmadığı anlaşıldı.

1924'te yansıtıcı tabakanın varlığı E.V. Appleton ve M. Barnett'in Bournemouth'teki (İngiltere ) BBC (British Broadcostry Company) vericisiyle yaptıkları 'frekans değişimi' deneyleri ile ispatlandı. Bunu yaparlarken esas aldıkları düşünce çok basitti. Bournemouth'dan yavaş değişen dalga boylarında yayınlanan iki dalga, biri yer boyunca diğeri yansıtıcı tabakadan yansdıktan sonra, aralarındaki yol farkı dalgaboyunun tam katı iken birbirlerini kuvvetlendirdi; dalga boyunun yarısının tek katları iken birbirlerini söndürdü. Ortalama dalgaboyunu, vericinin dalgaboyunda oluşturduğu küçük sürekli değişimi ve sönümlerin sayısını bildiğimizde iki yol arasındaki farkı hesaplayabiliriz. Verici-alıcı arasındaki uzaklık bilindiğinden basit işlemlerle yansıtıcı tabakanın yüksekliği hesaplanabilir. E.V.Appleton, nispeten yavaş dalgaboyu değişikliklerinde saçaklar oluşurken "doğal sönümünü" açıkladı. Sonuçlar incelendiğinde dalgaboyu değiştiği zamandaki sönüm sayısının, sabit olduğu zamandaki sönüm sayısına nazaran daha büyük olduğu görüldü ve buradan da yansımanın 100 km kadar bir yükseklikten olacağı sonucuna

varıldı. Özellikle Yansıtıcı tabaka hakkında yapılan ilk ölçümler 1925 de modern radarların öncüsü sayılan "puls - sounding technique" kullanılarak G. Breit ve M.A. Tuve adında iki Amerikalı fizikçi tarafından gerçekleştirildi. Bu arada deneyinin muhtemel sonuçlarının farkına varan E.V.Appleton başka özellikleri de bulmak amacıyla bütün çalışmalarını atmosferin üst kısmını gözlemeye ayırdı.

İyonosfer ismi 1926 yılında bir Avusturyalı fizikçi olan R.A. Watson - Watt tarafından önerildi. Bu öneri, bilim çevreleri tarafından ilk birkaç yıl kabul görmemesine rağmen, daha sonra literatürde yer almaya başladı. Bundan sonra iyonosfer fiziği kendi başına bir deneysel araştırma konusu oldu ve E.V.Appleton sayesinde büyük ölçüde gelişti.

II. Dünya Savaşı boyunca gelişen radar ve radyo haberleşme teknolojisi yardımıyla iyonosferin yapısı ve değişimlerinin gayet iyi bir şekilde saptanmasına, rağmen bu değişimlerin mekanizması yeterince iyi anlaşılamadı. Savaş sonrasında, özellikle bilimsel amaçlı roketler ile uyduların geliştirilmesiyle, iyonosfer ve tüm kompleks güneş - dünya arasındaki ortam hakkındaki bilgilerimiz önemli derecede arttı.

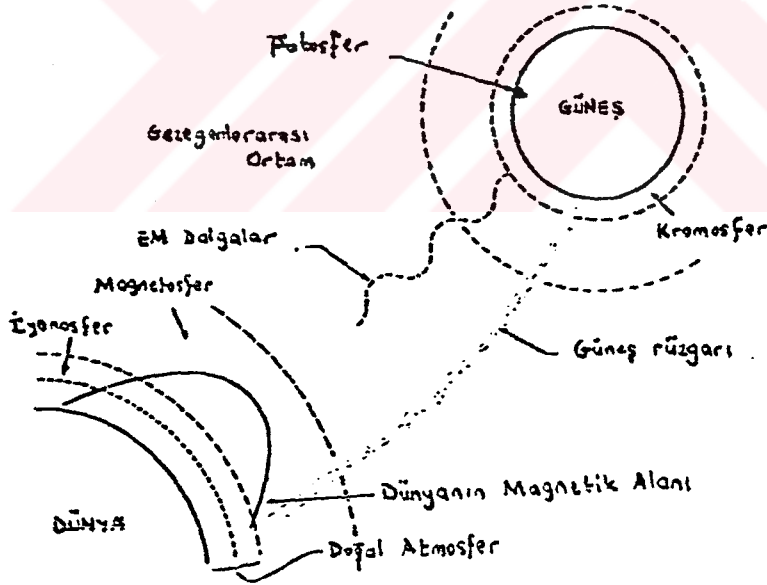
20.yy'ın ilk yarısından itibaren başlayan, iyonosferin radyo dalga yayılması üzerindeki etkilerini, iyonosferin kendine özgü ilginç özelliklerinin anlaşılmasında ve birbirlerine itici güç olan haberleşme teknolojisindeki gelişmelerde büyük başarı sağlandı.

Bu tez çalışmasının I. Bölümünde , Yukarı Atmosfer Fiziğine giriş yaparak tarihsel bir sıralama ile günümüze kadar olan çalışmaları ve bazı uygulamaların kısa bir özetini vereceğiz. II. Bölümde,Dünya Atmosferinin katmanlarını inceleyeceğiz ve Dünya İyonosferi hakkında bilgiler vererek Elektromagnetik Dalgaların yayını üzerinde duracağız. İyonosferin temel özelliklerini anlamamıza yardımcı olan Toplam Elektron İçeriği'ni hesaplamak için kullanılan Ampirik ve Kuramsal Modeller ve Balkan bölgesi için uygun gördüğümüz iki ampirik modeli ayrıntılı olarak inceleyeceğiz. III. Bölümde seçtiğimiz Ampirik Modeller ile deneysel veriler kullanılarak Balkan bölgesi için uygun modeli nasıl oluşturacağımızı tartışacağız. IV. ve son bölümde elde ettiğimiz sonuçları değerlendireceğiz.

## II. DÜNYA ATMOSFERİ, DALGA YAYINIMI VE İYONOSFERİK ÖLÇÜMLER

### 2.1 Güneş - Yer Sistemi ve Güneş

Dünya'nın üst atmosfer tabakası güneşten gelen Elektromagnetik ve korpüskül radyasyonlarla iyonize olur. Elektromagnetik spektrumun bütün bölgelerine ait radyasyon Güneş ve Dünya arasındaki yolu, boş uzaydaki ışık hızıyla, 8.3 dakikalık sürede alır. Dünya ve Güneş arasındaki bölge, Şekil 2.1'de betimlendiği gibi, bölgelerden oluşur. Bunlar: Güneş, Gezegenler Arası Bölge, Dünya Magnetosferi, Dünya Nötür Atmosferi ve Dünya İyonosferidir [1].



Şekil 2.1- Güneş - Yer Sistemi ve Güneş kaynaklı radyasyonun İyonizasyonu (Davies, 1990 'e göre ).

### 2.1.1. Durgun Güneşin Genel Özellikleri

Astrofiziksel açıdan, güneş, 696.000 km yarıçapında ve yüzey sıcaklığı 5800°K civarında olan sıradan bir yıldızdır. Güneş, iç bölge, görünen yüzey veya fotosfer (fotoküre), kromosfer (kromoküre) veya dış güneş atmosferinden oluşmuştur. Güneşi oluşturan gazların bileşimi yaklaşık olarak: 92.1% Hidrojen, 7.8% Helyum, 0.06% Oksijen ve Güneş yüzeyinde 0.01%'den az Karbon'dur. Güneşin bir gaz ortam olduğu ve dünya yüzeyi gibi katı bir yüzeyi bulunmadığı unutulmamalıdır. Fotosfer'e dik olarak baktığımızda güneşin merkezindeki derin sıcak bölgeyi ( $\approx 6390$ °K) ve kenar yüzeylerinde ise soğuk bölgeleri ( $\approx 5000$ °K) gözleriz. (Güneşe dik olarak bakıldığında merkezden gelen ışınların, kenarlardan gelenlerden daha az yol kat ettiği anlaşılabilir. Bu da merkezin sıcak, kenarların soğuk olmasını açıklar). Fotosfer'den 5000 km uzaklığında sıcaklık minimum değerine düşer (4000°K); bu mesafeden uzaklaşmaya başlandığında sıcaklık,  $10^6$ °K kadar yükselir.

Güneş'e , çıplak gözle bakıldığında sıcaklığı 6000°K civarında olan ve radyasyon yayınlayan bir kara cisim gibi görünür. Kara cisimden yayınlanan radyasyonun sürekli spektrumunun üzerinde spektrum çizgileri bulunmaktadır. Bunların en belirgin olanları;  $H_{\alpha}$  : 65363 Å, Lyman  $\alpha$  : 1216 Å,  $HeI$ : 10830Å,  $HeII$ : 304 Å, ve tek başına iyonize olmuş olan  $CaII K$ : 3934 Å dır (Å : Angstrom).

Dünya yüzeyine ulaşan görünür güneş enerjisinin akısı günden güne veya yıldan yıla biraz değişim gösterir ( Değişim miktarı  $< 0.5$  %' dir.) [ 1 ]. Ancak, Uç - morötesi (Extreme ultraviolet) ve X-ışınları gibi emisyon miktarı, güneş lekesi sayısına ve güneş aktivitesine bağlı olarak değişir. Bu konuyu daha ayrıntılı olarak 2.9 da tartışacağız.

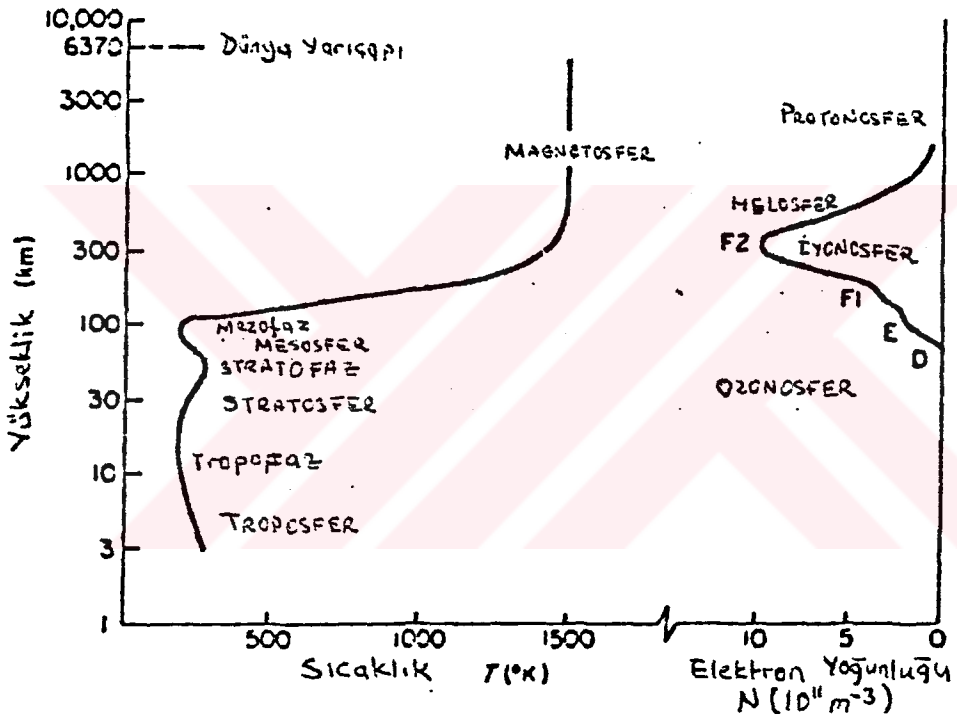
## 2.2. Dünya Atmosferi

Atmosferin orta ve üst kısımlarının fiziksel ve kimyasal özellikleri hakkında yapılan çalışmalar Hava Bilimi (Aeronomy) adında yeni bir bilim disiplininin doğmasına neden olmuştur. Atmosfer , genel anlamda dünyanın etrafında bulunan ve yerçekimi kuvveti etkisi ile gezegenin etrafında hidrostatik dengede olan bir gaz kütesidir. Bu denge civarında küçük değişimler mümkündür. Atmosferin tanımlanması fiziksel etkileşmelerine veya sıcaklığına ya da kimyasal bileşimine dayandırılabilir. Fakat bu seçeneklerin herbiri atmosferi belirli bir yükseklik bölgesinde karakterize eden bir özelliği kullanan ve sonu “-küre” ile biten, kelime dizisini beraberinde getirir. Geçiş bölgeleri yani iki tabakayı birbirinden ayıran bölgeler de, benzer şekilde “-faz” ekiyle biten kelimelerle isimlendirilir. Atmosferik karakteristik veya süreçlerin, zaman ve yükseklikle büyük değişiklik göstermesinden dolayı bu sınıflandırma sadece niteldir [2].

Atmosferin en alt tabakasında , bileşenler önemli değişim göstermez hava sıcaklığı yukarı seviyelere çıkıldıkça azalma gösterir. Bu bölgeye “Troposfer” adı verilir. Bu bölgedeki farklı seviyeler arasındaki ısı aktarılması su buharı, karbondioksit ve ozon gibi moleküller tarafından kızılaltı radyasyonun emisyonu ve absorpsiyonu ile etkili bir biçimde sağlanır. Sıcaklığın azalması radiative aktarılmanın bir sonucudur; fakat konveksiyon “lapse rate ” veya sıcaklık gradyenti  $-6^{\circ}K km^{-1}$  civarındaki bir sınır değerini aşmasını engeller. Genel olarak lapse rate bu değerden küçüktür ve belli koşullar altında, özellikle geceleri, yer civarındaki sıcaklık gradyentinin pozitif olduğu inversiyon tabakaları oluşabilir.

20 yy. başlarına kadar sıcaklığın yukarı çıkıldıkça sürekli bir azalma gösterdiği, dünya atmosferinin yerden 50 km yukarıda bittiği bundan sonra gezegenlerarası soğuk ortama geçildiği düşünülmekteydi. Bu konuda yapılan deneysel çalışmalar, örneğin L.P. Teisserenc de Bort'un 1898'de termometre taşıyan balonlar ile yaptığı deneyler orta enlemlerde 11 km

yükseklikten itibaren sıcaklığın 220 °K civarında bulunduğu bir eş sıcaklık bölgesinin varlığı göstermişti. Bu bölge "Stratosfer", Troposfer ile Stratosferi ayıran geçiş tabakası ise "Tropopoz" olarak bilinir.



Şekil 2.2 - Atmosferi oluşturan bölgeler ve ortalama günlük değerlerde orta-enlemler ve yüksek güneş aktivitesi için elektron yoğunluk profili (H.Rishbeth, O.G. Garriot, 1969 ' e göre).

Stratosferin üstünde bulunan bölgelerde ,ses dalgalarının yukarı atmosferde kırılmasından kaynaklandığı sanılan sıcaklık inversiyonunun varlığı öngörüldü. Bu sonuca 100 km veya daha fazla yüksekliklerdeki ses dalgalarının gözlenmesi nedeniyle ulaşıldı. Günümüzde bu inversiyonun atmosferdeki ozonun varlığından kaynaklandığı bilinmektedir. Ozonun varlığı yeryüzündeki basınca ancak milyonda birkaç katkıda bulunur, fakat buna rağmen çok önemlidir; çünkü Ozon dalgaboyu 2900 Å'dan küçük olan mor ötesi güneş radyasyonunun hepsini ve dalgaboyu 2900 ile 3600 Å arasında bulunan radyasyonun da bir kısmını tutar. Ozonosfer bu absorpsiyonla ısınır ve dünya yüzeyinde öldürücü etkisi olan ışınların atmosferin alt tabakalarına geçmesini zırh gibi önler. Mesosfer, sıcaklığın giderek azaldığı bölgedir. Bununla beraber alt sınır olan Stratofaz iyi bir şekilde tanımlanamamıştır. Üst sınır, mesofaz, ise 80-85 km arasındaki bir bölgeyi işgal eder ve aynı zamanda atmosferin en soğuk bölgesi olarak bilinir (180°K). Bu seviyeye ısı akımı üstten ısı iletimi yoluyla olur . Isı bu bölgeden de kızıl-ötesi ve (airglow) bant bölgesi radyasyonla (ışınım) taşınır, mesosferin içine doğru ise girdapla taşınım gözlenir. Bu bölgede sıcaklığın en düşük değerine ulaşması bu yükseklikte güçlü ısınma mekanizmalarının yokluğundandır. Bu seviyede veya biraz yukarıda ozonun fotokimyasal reaksiyonla hızla yok edilmesi konsantrasyonunu sınırlar. Kısa dalgaboylu mor-ötesi ışınlar daha yükseklerde termosferde emilir (absorplanır) ve bu bölgenin sıcaklığının yükselmesine sebep olurlar. Termosferde serbest kalan ısının büyük kısmı aşağı doğru iletimle yok edilir, böylece sıcaklık yukarı çıktıkça artar. Sonuç olarak ısı iletimi, o kadar verimli olur ki üst atmosferin alanı isothermal şartta ve oldukça yüksek sıcaklıkta (1000 - 2000 °K) kalır. Exosfer'de moleküller arası çarpışmalar o kadar azdır ki nötür parçacıklar balistik yörüngelerde, sadece yer çekimi kuvveti etkisiyle hareket ederler, halbuki iyonize parçacıklar magnetik alanla kısıtlanırlar. Yukarıda işaret etmeye çalıştığımız noktalar Şekil 2.2'de gösterilen düşey sıcaklık profili ile çok sıkı bağlantılıdır. Bu açıklamaya bağlı olarak bileşim cinsinden bir sınıflandırma

yapılabilir. Ozonosfer büyük ölçüde mesosfer ve stratosferin koşullarına bağlıdır. Ozonun düşey dağılımı, ortalama olarak kabaca 5 ila 80 km arasındaki bir bölgede bulunur ve konsantrasyonu 25 km civarında maksimum değerine ulaşır.

Elektron ve iyonların bulunduğu dünyanın atmosferinin üst kısmını oluşturan ve aynı zamanda radyo dalgalarının yayılmasına etki eden bu bölgeye "İyonosfer" demekteyiz. Aşağı doğru uzantısı yüzünden (yaklaşık olarak 50 km'ye kadar) Ozonosferin üst kısmını kapsar. *D,E,F* ve iyonosferin üst kısmı çeşitli parametreler gözönüne alınarak tanımlanmıştır (Şekil 2.2.). Bu bölümün bundan sonraki kısmında iyonosferi daha ayrıntılı olarak inceleyeceğiz. Bu bölgede nötr veya iyonize helyum önemli bir bileşendir. Bu bölgeden sonra daha ziyade iyonize hidrojenen oluşan "Protonosfer" gelir.

Şekil 2.2'de bulunan diğer terimler atmosferdeki farklı seviyelerdeki fiziksel rejimlere aittir. Atmosfer, turbülansla 100 km yüksekliğe kadar karışacaktır. Bileşenlerinin nisbi fazlalığı yükseklikten bağımsız gibi düşünülebilir. Bununla beraber her bir kimyasal aktif bileşen (örneğin troposferde karışan, ozon, subuharı gibi) değişime uğrayabilir. Termosferin alt kısmının kompozisyonu fotokimyasal reaksiyonlar ve moleküler gazların ayrışması ile değişebilir. Turbülansın bittiği seviye Turbopoz olarak adlandırılır. bu seviye oldukça kesin olarak tanımlanmıştır ve 100 km yukarıda bulunur. Daha yukarı seviyelerde turbülans bulunmadığı için , her bir nötr gaz , moleküler ağırlıklarına bağlı olarak bir düşey dağılım gösterir ve bu seviyeler arasındaki geçiş tabakalarını belirgin kılar. Fotokimyasal reaksiyonlar ve diffüzyon, kimyasal gazların dağılımını etkiler. Bu, özellikle, sadece *F2* pikinin üzerinde yani 400 km veya üzerindeki yükseklikten diffüzyonla kontrol edilen bir dağılıma ulaşan iyonizasyon için doğrudur. Son olarak, atmosferin, dinamiği dünyanın magnetik alanı ile kontrol edilen bölgesi olan "Magnetosfer" yer alır. Bu bölge için bir alt sınır belirlemek zordur, çünkü, iyonizasyon hareketi yaklaşık olarak 150 km üzerindeki veya daha düşük yükseklikten başlayabilir ve geomagnetik olarak tüm yükseklikleri kontrol eder.



Fakat, magnetosfer aslında iyonize olmuş bileşenlerin, nötr bileşenlere göre baskın olduğu seviyeden yukarıdaki tüm atmosferi yani aşağı yukarı 1500 km den yukarı olan atmosferi içerir. Bu magnetik kontrolden dolayı dünya atmosferinin magnetofaz ile bittiği söylenebilir. Geomagnetik alanın sınırı dünyanın aydınlık yüzünden yarıçapının 10 katına ve karanlık yüzünden ise çok daha büyük mesafeye kadar uzanır [2].

### 2.3. Dünya İyonsferi

#### Giriş

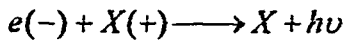
Güneşin radyasyonunun dünya üzerindeki iyonizasyon etkisi yukarı atmosferde serbest elektronlar yaratır. 60 km nin üzerindeki bölgede bu serbest elektronların sayısı elektromagnetik dalgaların yayınımına etki edebilecek miktarda mevcuttur. Atmosferin iyonize olmuş bu bölgesi bir "Plasmadır" ve "İyonsfer" olarak adlandırılır. Güneş radyasyonu atmosferden geçerken absorplanır ve iyonizasyona sebep olur. Atmosferdeki bu absorpsiyon yüzünden alt kısımlara daha az radyasyon ulaşır ve bu da daha az iyonizasyonun oluşmasına neden olur. Yükseklik arttıkça atmosferin yoğunluğu azalır. Bu ise, iyonize olacak daha az gaz bulunması ve sonuçta daha az iyonizasyon olması demektir. Fakat gerçek iyonsfer yukarıda tanımladığımızdan daha karmaşıktır. Üst atmosferde çeşitli gazlar vardır ve bunların konsantrasyonları yükseklikle farklı olarak değişir. İyonizasyon aynı zamanda güneşten yayınlanan kozmik temel seviye'de bulunan yüksek enerjili parçacıklar tarafından üretilir. Bu yolla üretilen iyonizasyonun miktarı elektromagnetik radyasyon yüzünden kaynaklanandan daha azdır [2,3]. Geceleri güneş kaynaklı ışımanın çok az olduğu veya hiç olmadığı durumlarda, yüksek magnetik aktivite olduğu zamanlarda ve elektromagnetik radyasyonun ulaşmadığı düşük enlemlerde yüklü parçacıklar tarafından üretilen iyonizasyon önemlidir. "Plazma yoğunluğu, elektronların üretilme hızı ve yok olma

hızı arasında dengeye karşılık gelen yoğunluk değeridir. Elektronlar genellikle iki şekilde yok olurlar: yeniden bir araya gelme ( Rikombinasyon ) ve yayılım ( diffüzyon ) . Elektronların yok olma mekanizmasının hızı yükseklikle değişir. Dalgaboyu yaklaşık 150-800 Å arasında bulunan güneş radyasyonu 140 km üzerinde emilir ve *F- bölgesini* iyonize eder. Radyasyonun geri kalanı atmosferin alt bölgesine sızar. Dalga boyu birkaç Å'dan 150 Å kadar olan bölgedeki *X-ışınları* ile 800 - 1000 Å arasındaki *UV* ışınları *E-bölgesindeki* iyonizasyonu gerçekleştirirler. Bu dalgaboylarının altındaki veya üstündekiler atmosferin daha alt tabakalarına ulaşabilir. Bazı uzun dalgaboylu radyasyon *D-bölgesindeki* Azot oksidi iyonize edebilir. Kısa dalgaboylu *X-ışınları* da ortamda mevcut olan tüm gazları iyonize edebilir. Kozmik ışınlar 70 km altında çok az miktarda iyonizasyon oluşturur.

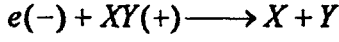
*E* ve *F* bölgelerinde her bir radyasyon bandı için olan üretim hızı yüksekliğe bağlı hesaplanabilir. İyonizasyonu yok edici süreçler olmasa atmosfer tamamen iyonize olurdu. Böyle olmadığına göre iyonizasyonun üretimiyle yok olması arasında bir denge kurulmalıdır. Değişik yollarla iyonizasyon yok olabilir.

1 ) Rikombinasyon işlemlerinde negatif elektronlar  $e(-)$  ve pozitif iyonlar  $X(+)$  birlikte yeni bir nötr parçacık meydana getirirler. Esas olarak iki çeşit rikombinasyon vardır.

2 ) Bir elektron bir atomik iyonla etkileşerek bir nötral atom ve bir foton oluşturur. Bu tür yeniden bir araya gelmelere ışınımsal rikombinasyon denir.



3 ) Bir elektron ile bir moleküler iyon etkileşerek iki nötr atom meydana getirirler. Bu tip yeniden bir araya gelmelere ayrışmalı rikombinasyon denir.



4) Önce bir iyon-atom alış-veriş reaksiyonu olur ve moleküler iyon elde edilir. Daha sonra bu moleküler iyon bir ayrışmalı rikombinasyon yapar.



5) Yayınım sonucunda yükseklikle iyonizasyonda azalma görülür.

Radiyatif rikombinasyon çok yavaş bir süreçtir ve gerçekte ihmal edilebilir. Disosyatif rikombinasyon, sadece ya doğrudan üretilen veya moleküler iyonların iyon-atom alışverişiyle üretildiği (nötral moleküller gerekir) yerlerde olabilir [3].

Terimleri elektron konsantrasyonu,  $N$  yi değiştiren değişik süreçlerin etkilerini temsil eden bir "süreklilik" veya "denge" denklemi oluşturulabilir. Süreklilik denklemi pozitif ve negatif iyonlar ve tabii birim hacim içindeki konsantrasyonu değişime uğrayan herhangi bir bileşen için yazılabilir.

(Elektron konsantrasyon değişme hızı) = (Üretim ile kazanılanlar)

– (Yok olma ile kaybedilenler)

– (Taşınumdan kaynaklanan değişim)

Eğer taşınum süreci sonucundaki sürüklenme hızı  $V$  ise taşınumdan kaynaklanan değişim  $NV$  akısının divarjansıdır.  $(q)$  sembolü ile üretim  $(l)$  sembolü ile kaybı temsil edersek süreklilik denklemi için:

$$\frac{\partial N}{\partial t} = q - I(N) - \text{div} (NV) \quad (2.1)$$

yazabiliriz.[2]. İyonosferde 200 km'nin altında genellikle iki çeşit basitleştirme yapılabilir. Bu bölge için taşınım süreci önemli değildir; eğer bu terimi tamamen ihmal edersek fotokimyasal denklemde sadece bir tane  $(\partial N / \partial t)$  türevi kalır. Bundan başka,  $I(N)$  kayıp terimine ait sabit fotokimyasal denge denklemi  $q=I(N)$  şeklinde olacak şekilde alınabilir. Tutulma olayları gibi hızlı değişen olayların olmaması durumunda, genellikle gündüzleri, *D*, *E* ve *F1* bölgelerinde bu durum geçerlidir. Taşınım terimi daha sonra ihtiyaç duyulduğunda küçük bir tedirgenme terimi (pertürbasyon) olarak eklenebilir. Bu durum "Fotokimyasal rejim" olarak bilinir. Fotokimyasal terimler  $q$  ve  $I$ , 250 km üstünde süreklilik denkleminde olmazlar ve bu yüksekliklerde süreklilik denklemini transport sürecinin etkisi altına girer [2]. Üretimin artma ve eksilmesinin değişim oranı elektron konsantrasyonunun yükseklikle değişim profilinin karmaşık olmasına yol açar ve katmanlar üzerinde pekçok farklı bölge oluşturur. Bu bölgeler, bu şekilde, *F1*, *F2* gibi pekçok alt bölgeye bölünürler.

#### ***D Bölgesi :***

Bu bölge nisbeten düşük iyonizasyonun yüksek frekanstaki radyo dalgalarının emildiği, yerden 75 ve 95 km yükseklikler arasında kalan, bölgedir.

#### ***E Bölgesi:***

Yerden 95 ile 150 km yükseklikler arasındaki bölge düzgündür ve *E*- tabakasını belirler. Bu bölgede düzgün olmayan olayların gerçekleştiği birbirine yabancı tabakaları

birbirinden ayıran alt bölümler de  $E$  indisi ile belirtilirler. Örneğin, kalın tabaka,  $E2$  ve fazla değişken ince tabaka, sporadik  $E$  gibi. Bu bölgede daha ziyade oksijen iyonları bulunur.

### ***F Bölgesi :***

150 km 'nin üzerindeki bölgedir ve önemli yansıma tabakası,  $F2$ , burada bulunur. Bu bölgedeki diğer tabakaları tanımlamak için de  $F$  harfi kullanılır. Örneğin bir enleme bağlı düzgün katmanlı ve alçak yarı düzgün katmanı için  $F1.5$  kullanılır.  $F1$  bandının alt kısmında iyonların büyük kısmı  $NO^+$  lardan oluşur. Üst kısımda ise  $O^+$  lar daha çoğunluktadır.  $F$ - tabakası radyo haberleşmesinde birinci derecede önemlidir.

### ***F2 Bölgesi :***

İyonosferin bu bölümü, iyonosferdeki  $F2$  bandında bulunan maksimum elektron yoğunluğunun bulunduğu yükseklikten başlar ve yukarı doğru yoğunluğu azalarak  $O^+$  sayısının  $H^+$  ve  $He^+$  ların sayısından daha az olduğu yere, yani geçiş yüksekliğine kadar olan bölgeyi kapsar. Bu geçiş yüksekliği değişebilir, 1100 km civarına çıkılabile de çok seyrek olarak gündüzleri 800 km, geceleri ise 500 km nin altına düşer. Geçiş yüksekliğinin üzerinde zayıf iyonizasyonun radyo sinyallerine etkisi çok küçük olur [3].

## ***2.4. Fotoiyonizasyon'un Temel Kuramı***

Literatürde , iyonosferin özelliklerinin saptanmasına olanak sağlayan ve benzer denklemlere sahip pek çok kuram mevcuttur[4,6,7]. Kuram güneş kaynaklı radyasyonun atmosferden geçerken aşağı doğru zayıfladığını kabul eder.  $q$  iyonizasyon üretim oranı,  $h$

yüksekliğinin ve  $\chi$  güneşin zenith açısının bir fonksiyonudur. Şimdi bazı basitleştirmeleri kabul ederek başlayalım. (Daha sonra kuramı nasıl genelleştireceğimizi inceleyeceğiz) Başlangıçtaki varsayımlarımız sırasıyla şunlardır:

- (i) Radyasyon monokromatik (tek renkli) dir ve foton akısı da  $I(h)$  dir.
- (ii) Atmosfer, konsantrasyonu  $n(h)$  olan bir absorplayıcı gazdan oluşur.
- (iii) Atmosfer düşey doğrultuya dik olarak düzlem katmanlara ayrılmıştır, bununla beraber kurama dünyanın eğriliği dahil edilebilir.
- (iv) Ölçek yüksekliği  $H$ , yükseklikle doğrusal olarak değişir veya yükseklikten bağımsızdır (gradyent  $dH/dh = \Gamma$ ) [4.7].

$\sigma$ , radyasyonun gaz içindeki absorpsiyon tesir kesiti ve  $\eta$  iyonizasyon verimi, yani absorplanan foton başına üretilmiş fotoelektronların sayısı olsun. Bundan dolayı, tek renkli radyasyonun bir gazın içinde ışması sonucu birim zamanda bir molekülün bir foton emilme olasılığı  $I\sigma$  dir; ve birim zamanda bir iyon çiftinin üretilme olasılığı da  $\eta I\sigma$  dir. Bu büyüklüğe " iyonizasyon oran katsayısı " diyebiliriz. Böylece birim hacim başına üretim hızının uyduğu denklem

$$q = I\eta\sigma n \quad (2.2)$$

olur. Radyasyonun yol boyunca zayıflaması birim uzunluk başına absorpsiyon katsayısı,  $\sigma n$  ye bağlıdır.

Radyasyonun  $ds$  elemanını gözönüne alırsak  $\tau_l$  optik derinliğin bir artışı

$$-dI / I = d\tau_l = \sigma n ds \quad (2.3)$$

denklemini ile tanımlayabiliriz. Buradaki  $I$  foton akı yoğunluğu

$$I = I_\infty e^{-\tau_l} \quad (2.4)$$

şeklinde değişir.  $I_\infty$  atmosferin en üst noktasındaki zayıflamamış akıyı göstermektedir. (2.2) ve (2.3) denklemlerinden  $q = -\eta dI / ds$  elde ederiz ki, bu da üretim oranının radyasyonun zayıflama oranıyla orantılı olduğunu gösterir. Yukarıdaki varsayımlardan, yüksekliğin radyasyon yolu boyunca olan değişiminin  $ds = -dh \sec \chi$  ile verildiğini görüyoruz. Böylece, atmosferin düşey bir katmanı için denklem (2.3)

$$-d(\ln I) / dh = d\tau_l / dh = -\sigma n \sec \chi \quad (2.5)$$

şeklini alır. Eğer dünya yüzeyini bir düzlem olarak gözönüne alırsak,  $\sec \chi$  yol boyunca sabittir. Atmosfere ait parametrelerin hassas bir şekilde hesaplanması için  $g$ 'nin ( yerçekimi ivmesi ) yüksekliğe bağlı olarak değişiminin gözönüne alınması gerekir. Merkezkaç kuvvetinden gelen küçük katkı ihmal edilirse  $g$ 'nin değişimi

$$g(h) = \frac{GM_E}{r^2} = g(0) \frac{R_E^2}{(R_E + h)^2}$$

ile verilir. Burada  $G$  gravitasyon sabiti ,  $M_E$  ve  $R_E$  ise dünyanın kütle ve yarıçapıdır.  $r=R_E+h$  yermerkezli yarıçapsal uzaklık ve  $g(0)$  ise  $g$ 'nin deniz düzeyindeki değeridir. Birim dik kesitli  $h$  yükseklikli bir kolonun toplam gaz içeriği, yerel gaz konsantrasyonu ile yerel ölçek yüksekliğinin çarpımı,  $n(h)H(h)$  dır.

$$\left[ \int_{h_0}^{\infty} ndh = \int_0^{\infty} nHdz = \int_0^{\infty} (nkT/mg)dz = (p_0/mg) \int_0^{\infty} e^{-z} dz = n_0 H_0 \right]$$

Burada yerel ölçek yüksekliği  $H=kT/mg$  olup sadece  $T$  değişkendir,  $n$ , yoğunluk,  $k$ , Boltzman sabiti,  $m$ , gazın kütlesi,  $g$  ise yerçekimi ivmesidir. (2.5)'i integre edersek,

$$\tau_l(h, \chi) = \int_0^{\infty} \sigma n \text{Sec} \chi dh = \sigma n(h) H(h) \text{Sec} \chi \quad (2.6)$$

ve (2.2), (2.4) ve (2.6) ile birleştirirsek ve atmosferdeki farklı katmanlar gözönüne alınarak

$$q(h, \chi) = I_{\infty} \eta \sigma n(h) e^{-\tau_l(h, \chi)} \quad (2.7)$$

elde ederiz. Birim kolan başına üretim oranı  $Q$ , (2.7),  $\tau_l$ 'e göre atmosferin en üst kısmından ( $\tau_l=0$ ) en alt kısmına ( $\tau_l \longrightarrow \infty$ ) integre edilerek kolayca bulunur.

$$Q = \int_0^{\infty} q dh = \int_0^{\infty} q \frac{dh}{d\tau_l} d\tau_l = \frac{I_{\infty} \eta \sigma n}{\sigma n \text{Sec} \chi} \int_0^{\infty} e^{-\tau_l} d\tau_l = I_{\infty} \eta \text{Cos} \chi \quad (2.8)$$



$q'$ 'nin maksimum değerini bulmak için en basit yol (2.7) ifadesinin logaritmasını almak ve  $d(\ln q)/dh=0$  yapmaktır.

$I_{\infty}\eta\sigma$  bir sabit olduğundan, (2.5) den;

$$\frac{1}{n} \frac{dn}{dh} = \frac{d\tau_1}{dh} = -\sigma n \sec \chi \quad (2.9)$$

olduğu zaman pikin oluşacağını görürüz. Bu  $q'$ 'nin,  $n$  gaz konsantrasyonu aşağı doğru artmasının  $\tau_1$  ile ölçülen radyasyonun artan zayıflamasıyla karşılandığı yüksekliklerde en yüksek değerine eriştiğini gösterir. (2.9) denklemini ideal gaz kanunu ( $P=nkT$ ) ve  $H$  ölçek yüksekliği.  $R/k = M/m = N$  nin tanımı kullanılarak aşağıdaki gibi yazılabilir.  $g$ 'nin sabit olduğu varsayıldığı ve sadece bir çeşit gaz bulunduğu için  $H$  ve  $T$  birbirine,

$$-\frac{1}{H} = \frac{1}{P} \frac{dP}{dh} = \frac{1}{n} \frac{dn}{dh} + \frac{1}{T} \frac{dT}{dh} = \frac{1}{n} \frac{dn}{dh} + \frac{1}{H} \frac{dH}{dh} \quad (2.10)$$

şeklinde bağlıdır.  $(1/n) (dn/dh)$  yerine (2.9) daki değerini koyarak ve  $H$  ile çarparak  $q'$ 'nin pik değerini,

$$1 + (dH / dh) = \sigma n H \sec \chi = \tau_1 \quad (2.11)$$

ile verilen yükseklikte aldığını buluruz. Yükseklik  $\chi$ , zenith açısıyla artar. (2.7) ve (2.11)'den,  $q$ , üretimin pik değerinin,  $H$  ölçek yüksekliğinin yerel ve düşey gradyent  $\Gamma$  cinsinden ifade edilebileceği görülür.

$$q_1 = \frac{\eta I_{\infty} \cos \chi}{H(1 + \Gamma)} e^{-(1+\Gamma)} \quad (2.12)$$

Bu ifade  $H$ 'nin ve  $\Gamma$ 'nin yükseklikten bağımsız olmasını gerektirmez. İndirgenmiş yüksekliği  $\left( z = \int_{h_0}^h (dh / H) \right)$  'dır (genellikle yüksekliği indirgenmiş yükseklik olarak bilinen boyutsuz  $z$  parametresi cinsinden ifade etmek daha kullanışlıdır).  $z$ 'nin birim skala yüksekliği  $H$ 'dir. Bir kolay yol  $z$ 'nin ölçüldüğü  $h_0$  referans yüksekliğini güneş en tepede iken birim optik derinlik  $\tau_l=1$  olacak şekilde seçmektir. Bu seviyede düşey olarak gelen radyasyon orjinal şiddetinin  $e^{-1}$  katı kadar azalır. (2.6) dan,  $h_0$  yüksekliğinde değerlendirilen bütün büyüklükler "sıfır (0)" indisi ile gösterilmek üzere,

$$1 = \sigma n_0 H_0 \quad (2.13)$$

olduğu görülür.  $H \propto T$  olduğundan,  $(p / p_0 = \frac{nT}{n_0 T_0} = e^{-z})$

$$e^{-z} = p / p_0 = nH / n_0 H_0 \quad (2.14)$$

dır. Tekrar (2.6) kullanılarak

$$\tau_l = e^{-z} \text{Sec} \chi = (p / p_0) \text{Sec} \chi \quad (2.15)$$

genel formülü elde edilir. Buradan görüldüğü gibi, optik derinlik basınçla doğrusal olarak değişir. (2.11) den,  $\Gamma = dH/dh = 0$  olması durumunda, üretim pik değeri ile birim optik derinliğin çakışıklığını da görebiliriz. Aksi halde üretim piki ölçek yüksekliğinin  $\tau_l=1$  seviyesinin  $\ln(1+\Gamma)$  altındaki mesafelerde bulunur ( $\Gamma$  yeterince küçük ise yaklaşık olarak;  $\Gamma$

ölçek yüksekliği yerine alınabilir ). Bu her  $\chi$  için geçerlidir. (2.7) deki üretim fonksiyonu, indirgenmiş yükseklik,  $h$  cinsinden

$$q(z, \chi) = \frac{\eta I_{\infty}}{eH(z)} \exp[1 - z - e^{-z} \text{Sec}\chi] \quad (2.16)$$

şeklinde tekrar yazılabilir. Yukarıdaki ifadede  $q(z, \chi)$  maximum değerini  $z=0$ ,  $\chi=0$  için alır [4].

#### 2.4.1. Chapman Üretim Fonksiyonu ve Chapman Tabakası

Üretim fonksiyonunun klasik Chapman formülünü elde edebilmek için  $H$  ölçek yüksekliğinin yükseklikten bağımsız olduğu varsayımına ihtiyaç vardır [4]. Bu durumda birim optik derinliğin seviyesi üretim piki ile çakışır ve  $z$ ,

$$z_1 = \ln \text{Sec}\chi \quad (2.17)$$

değerini alır. Pik oranı

$$q-1 = q_0 \text{Cos}\chi \quad (2.18)$$

şeklinde ifade edilir. Burada,

$$q_0 = \eta I_{\infty} / eH \quad (2.19)$$

güneşin en dik geldiği durumdaki pik oranıdır. Üretim fonksiyonu aşağıdaki değişik şekillerde yazılabilir.

$$q(z, \chi) = q_0 \exp[1 - z - e^{-z} \text{Sec } \chi] \quad (2.20)$$

$$q(z, \chi) = q_1 \exp[1 - (z - z_1) - e^{z_1 - z}] \quad (2.21)$$

(2.20) ve (2.21)  $\chi$  değişirken fonksiyonların şekillerini koruduğunu fakat genlik  $\text{Cos } \chi$  faktörüyle çarpılırken pikin de  $z=z_1$ 'e kaydığını gösterir.  $H$  nin yükseklikle doğrusal değiştiğini ve  $g$  nin sabit kaldığını varsayarsak ,

$$H(h) = H_0 + I(h-h_0) \quad (2.22)$$

$$H(h)/H_0 = T/T_0 = e^{-\eta z} \quad (2.23)$$

olur. Bu durumda gaz konsantrasyonu değişimi

$$n/n_0 = e^{-z(1+\eta)} \quad (2.24)$$

ile verilir. (2.23) ile (2.16) birlikte kullanılarak  $q(z, \chi)$  için bir ifade bulunabilir. Buna karşılık, gözönüne aldığımız  $z^1$  indirgenmiş yüksekliği  $\chi=0$  için pik üretiminin seviyesinden alınrsa (önceki formülümüze  $z=0$ ) kullanılan birim optik derinliğin yüksekliği yerine)

$$q(z^1, \chi) = q_0 \exp[(1 + \Gamma) (1 - z^1 - e^{-z^1} \text{Sec } \chi)] \quad (2.25)$$

bulunur. Bu durumda pik'in indirgenmiş yüksekliği,  $z^1$  ve pik üretim oranı,  $q_1$

$$z_1' = \ln \sec \chi \quad (2.26)$$

$$q_1 = q_0 (\cos \chi)^{1+\Gamma} \quad (2.27)$$

ile verilir.  $q_0$ ,  $H=H_0$  koşulu altında, (2.25) ile verilir. İndirgenmiş yüksekliğin iki farklı ölçek için eğer  $|\Gamma| \ll 1$  ise,

$$z_1' - z = \ln (1 + \Gamma) \cong \Gamma \quad (2.28)$$

dır.

Parçacık sayısının zamana göre sabit kaldığı durumda (2.1) süreklilik denkleminde ,  $q(z)$  üretim fonksiyonu için bu bağıntılar kullanılarak  $N(z)$  için bir denklem elde edilir. Elektronların  $\alpha$ , (2.20) basit üretim formülüne göre alınmak üzere,  $\alpha N^2$  hızıyla yok olduğu varsayılırsa fotokimyasal dengede elektron yoğunluk dağılımı.

$$N(z) = (q_0 / \alpha)^{1/2} \exp \frac{1}{2} (1 - z - e^z \sec \chi) \quad (2.29)$$

şeklinde ifade edilir.

Literatürde bu dağılıma “Chapman Alpha”, “Alpha Chapman”, veya kısaca “Chapman Tabakası” adı verilir [5].

#### 2.4.2. Dalganın Hemen Hemen Yüzeyi Yalıtılarak Gelmesi Halinde

##### *Chapman Kuramı*

Gündoğumu ve Gün batımına yakın, zenith açısı  $\chi=90^\circ$  olduğundan dünya yüzeyinin düzlem olarak alınması yaklaşımı geçerli değildir. Radyasyonun yolu boyunca  $\sec \chi$  değişir

ve (2.6) da integrasyon dışına çıkartılamaz. Bu güçlüğü aşabilmek için Chapman,  $Sec\chi$ 'in yer alacağı ve [5,8] de tablo halinde verilen bir yalayarak geliş (grazing incidence) fonksiyonu tanımladı. Bu,  $H$ 'nın yükseklikten bağımsız olduğu, küresel simetriye sahip atmosfer için uygulanabilir.  $Ch(x, \chi)$  grazing incidence fonksiyonu, yermerkezli uzaklık ile ölçek yüksekliği  $H$ 'nin oranı olan  $\chi$  parametresinin hesaplanmasına giren, dünyanın yarıçapı  $R_E$ 'ye bağlıdır.

$$x = \frac{r}{H} = R_E + \frac{h}{H} \quad (2.30)$$

$Ch(x, \chi)$  fonksiyonunun, (2.6) da  $Sec\chi$ 'nin yerini alması durumunda (2.3)'ün integre edilmesiyle bulunan optik derinlik değeri için doğru sonuç verecek kadar küçük olması istenir.

$$\tau_i(h, \chi) / \sigma = \int n ds = n(h)H Ch(x, \chi) \quad (2.31)$$

$Ch(x, \chi)$  için aşağıdaki gibi kullanışlı bir yaklaşım alınabilir. [2].

$$Ch(x, \chi) \cong \left( \frac{1}{2} \pi x \sin \chi \right)^{1/2} e^{1/2(\pi \cos^2 \chi)} \left[ 1 \pm \operatorname{erf} \left( \frac{1}{2} x \cos^2 \chi \right)^{1/2} \right] \quad (2.32)$$

#### 2.4.3. Genelleştirilmiş Üretim Fonksiyonu

Gerçek atmosferde üretim fonksiyona  $q(h, \chi)$ , kabul ettiğimiz (i) radyasyonun tekrenkli ve (ii) atmosferin iyonize olabilen tek bir gazdan oluşması şeklindeki basitleştirme

varsayımları geçerli olmadığından daha karmaşıktır. Ortamda birden çok çeşit gaz bulunması ve farklı şekilde dağılmış olmaları durumunda (2.6) daki optik derinlik,  $\tau_i$ ,

$$\tau_i(h, \chi) = \sum_i \sigma_i n_i H_i Ch(x_i, \chi) \quad (2.33)$$

şeklinde değişik büyüklüklerin bir toplamı olur. Işınlardan dik geliş konumu dışında, toplamdaki her bir terimde bulunan Chapman fonksiyonu  $Ch(x_i, \chi)$  için  $\sec \chi$  alınabilir.  $\tau_i$ 'nin bu karışık değeri (2.7) de kullanılarak,

$$q(h, \chi) = I_\infty e^{-\tau_i} \sum_i \eta_i \sigma_i n_i(h) \quad (2.34)$$

bulunur. Radyasyon tek renkli olmadığından,  $\eta_i$  ve  $\sigma_i$ 'nin de morötesi dalgaboyu,  $\lambda$  ya göre değişimini gözönüne almalıyız.  $(\lambda, \lambda+d\lambda)$  dalgaboyu bölgesindeki  $dI_\infty$  foton akısı dolayısıyla,

$$q(h, \chi) = \int (dq / d\lambda) d\lambda \quad (2.35)$$

yazılabilir. Her parametrenin dalgaboyuna bağlılığı bilirse (2.35) ile toplam üretim hesaplanabilir [9]. Pratikte  $\eta$  ve  $\sigma$  parametrelerinin çok fazla değişmediği kesikli dalgaboyu değerleri için toplam olarak alınabilir.  $q(h, \chi)$  elde bulunan veriler cinsinden sayısal olarak hesaplanabilir.

Atmosfer gazları için,  $\lambda$ , Å cinsinden yazılmak suretiyle, iyonizasyon verimine

$$\eta = 360 / \lambda \quad (2.36)$$

ile yaklaşılabilir. Bu, üretim hızının gelen foton akısı  $I_\infty$ 'a kıyasla gelen enerji akısı  $F_\infty$  daha sıkı bağlı olması ve toplam üretim hızının yazılabilmesi sonucunu verir.

$$\begin{aligned} Q &= \int_0^\infty q dh = 1.8 \cdot 10^{10} F_\infty [c.g.s] \\ &= 1.8 \cdot 10^{17} F_\infty [m.k.s] \end{aligned} \quad (2.37)$$

Foton enerjisi hesaba katılmadan bu formül her iyonizasyon için  $34eV$ 'luk sabit enerji miktarının gerekli olduğu varsayımına denktir.

## **2.5. İyonosfer'de Radyo Dalgası Yayınımı**

Marconi tarafından bu yüzyılın başlarında ilk uzun mesafe radyo yayınının gerçekleştirilmesinden beri radyo dalgalarının yayını, iyonosferin pratikteki kullanımının esaslarının çıkarıldığı tüm bilgilerimizin temeli olmuştur.

### **2.5.1. Magnetoionik Kuram ve Appleton Formülü**

Radyo sinyallerinin iyonosferdeki yayılmasını ve iyonosferden yansımalarını anlayabilmek için, iyonosferin radyo dalgalarına ait kırılma indisini incelemek gereklidir. Kırılma indisini veren formül Sir Edward Appleton'a aittir ve "Appleton - Hartree" formülü veya "Appleton - Lassen" formülü vb. gibi değişik isimlerle bilinir, biz burada kısaca "Appleton" formülü olarak isimlendireceğiz. Elektronlardan ve pozitif ağır iyonlardan oluşan homojen bir plazmada düzgün bir  $B_0$  alanının varlığı ve elektronların çarpışma frekansının  $\nu$  olması durumunda plazma dalgalarının kırılma indisi Maxwell denklemleri kullanılarak elde edilebilir. Küçük genlikli radyo dalgaları için ortamın yapısını yansıtan bağıntıları elde etmek amacıyla çarpışma frekansının elektron enerjisinden bağımsız olduğunu yani pozitif iyonların kütesinin elektronların kütesinden çok büyük olduğunu ve bu nedenle de elektrik alanın sinüzoidal değişim altında hareket etmediğini farz ediyoruz [11, 12, 13]. Kırılma indisi kavramı yalnızca karakteristik dalgalar veya normal modlar, yani düzgün bir ortam içinde yayılırken özelliklerini koruyan dalgalar, için söz konusudur.



Amaçlarımıza uygun olan aşağıdaki özellikleri varsayalım [1].

***Dalga Özellikleri:***

- i.a. Küçük genlikle ilerleyen basit harmonik dalgalar,
- i.b. Kararlı durum çözümü,
- i.c. Belli bir polarizasyona sahip düzlem dalgalar;

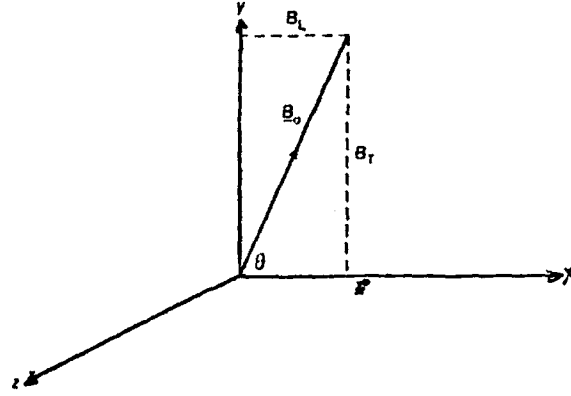
***Ortamların Özellikleri:***

- ii.a. Ortam elektriksel olarak nötrdür,
- ii.b. Yükler, hiçbir yük yoğunluğu doğurmayacak ve sayı yoğunlukları,  $N$  olacak şekilde ve istatistiksel olarak düzgün dağılmışlardır ve düzgün bir dış magnetik alan vardır.
- ii.c. Elektron çarpışmaları, elektronun enerjisinden bağımsızdır.
- ii.d. Elektronların termal hareketleri önemli değildir. Böyle bir ortama soğuk plazma denir.
- ii.e. Serbest uzayın magnetik özellikleri vardır.

Dik bir eksen sisteminde Şekil (2.3)'e göre  $x$  ekseni doğrultusunda yayılan bir düzlem dalga düşünelim. Magnetik alan bu sisteme göre  $x$ - $y$  düzleminde bulunsun ve dalganın yayılma doğrultusuyla bir  $\theta$  açısı yapsın. Bir elektronun hareket denklemi.

$$m\ddot{\mathbf{r}} = e\mathbf{E} + (e\dot{\mathbf{r}} \times \mathbf{B}) - m\nu\dot{\mathbf{r}} \quad (2.38)$$

olur.



**Şekil 2.3:**  $x, y$  ve  $z$  dik kartezyen koordinat sistemi,  $x$ - doğrultusu dalganın yayılma doğrultusudur. Dış magnetik alan  $x-y$  düzleminde ve  $y-z$  düzlemi ise dalga cephesinin bulunduğu düzlemdir. ( K. Davies, 1990'a göre.)

Sağ tarafta elektrostatik ( $eE$ ) kuvveti, ( $e \dot{\mathbf{r}} \times \mathbf{B}$ ) Lorentz kuvveti ve ( $-m\mathbf{r}$ ) sürtünme kuvveti bulunmaktadır,  $\mathbf{r}$  yer vektörünü ( "." da zamana göre türevi ) göstermektedir. Çarpışma frekansı,  $\nu$  nun tanımının dalgadan alınan bütün momentumun çarpışma ile yok olduğu varsayımına dayandığını kaydedelim. Bu yüzden  $\nu$  bir etkin çarpışma frekansı olup kinetik gaz kuramında tanımlanan bir çarpışma frekansı ile herhangi bir ilişkisi bulunmayabilir.  $\mathbf{r}$ 'nin  $x, y$  ve  $z$  bileşenleri, (2.38) kartezyen koordinatlar cinsinden açık yazılarak ( $B_z = 0$  olduğu hatırlanırsa)

$$m\ddot{x} = eE_x - e\dot{z}B_T - m\nu\dot{x} \quad (2.39a)$$

$$m\ddot{y} = eE_y + e\dot{z}B_L - m\nu\dot{y} \quad (2.39b)$$

$$m\ddot{z} = eE_z + e\dot{x}B_T - e\dot{y}B_L - m\nu\dot{z} \quad (2.39c)$$

elde edilir. Bu denklemleri aşağıdaki adımları izleyerek yeni bir formda yazalım.

(i) Yük yoğunluğu  $N_e$  ile çarpılıyor.

(ii)  $\dot{x}$  yerine  $i\nu x$ ,  $\dot{y}$  yerine  $-i\nu y$ , v.s. konuyor

(iii) Hacim polarizasyonunun x bileşeni için  $Nex=P_x$  yazalım ve  $P_y$  ile  $P_z$  yerine de sırasıyla  $Ney$  ve  $Nez$  yazalım. Yeni form :

$$\epsilon_0 XE_x = -P_x (1-iZ) + iP_z Y_T \quad (2.40a)$$

$$\epsilon_0 XE_y = -P_y (1-iZ) - iP_z Y_L \quad (2.40b)$$

$$\epsilon_0 XE_z = -P_z (1-iZ) - iP_y Y_T + iP_y Y_L \quad (2.40c)$$

$$X = Ne^2 / \epsilon m \omega^2, Y_L = eB_L / m \omega, Y_T = eB_T / m \omega \text{ ve } Z = \nu / \omega \text{ dir.}$$

Burada  $T, L$  indisleri ile magnetik alanın dalga normaline göre faz yayılma doğrultusunun ve enine ve boyuna bileşenleri gösterilmektedir. Appleton formülü için,

$$n^2 = (\mu - iX)^2 = 1 - \frac{X}{1 - iZ - \frac{Y_T^2}{2(1-X-iZ)} \pm \left[ \frac{Y_T^4}{4(1-X-iZ)^2} + Y_L^2 \right]^{1/2}} \quad (2.41)$$

buluruz. Çarpışmaları ihmal edersek (örneğin  $E$  ve  $F$  bölgelerinde)  $Z \approx 0$  olur ve

$$\mu^2 = 1 - \frac{2X(1-X)}{2(1-X) - Y_T^2 \pm [Y_T^4 + 4(1-X)^2 Y_L^2]^{1/2}} \quad (2.42)$$

şeklini alır. Magnetik alan ihmal edilirse (yani  $Y \ll 1$ )

$$n^2 = (\mu - iX)^2 = 1 - \frac{X}{1 - iZ} \quad (2.43)$$

$$v^2 \ll \omega^2 \text{ olduğunda } K = \omega_X / c = \frac{\omega_N^2}{2 \mu \omega^2 c} \quad (2.44)$$

$$v^2 \gg \omega^2 \text{ olduğunda } K = \frac{\omega_N^2}{2 \mu v} \quad (2.45)$$

burada ,  $\omega_N$  : açısal plazma frekansı ,  $\omega$  : açısal dalga frekansı ,  $v$  : çarpışma frekansı ,  $\mu$  : kırılma indisidir. Hem magnetik alanın etkisinin ve hem de çarpışmaların ihmal edilmesi durumunda ise,

$$\mu^2 = 1 - X = 1 - \left( \frac{f_N}{f} \right)^2 = 1 - k \frac{N}{f^2} \quad (2.46)$$

olur. Burada;  $k = 80.5$ ,  $N$ (elektron / $m^3$ ) ve  $f$ (Hertz) dir.

### 2.5.2. Appleton Formülünün Özellikleri

Önce (2.46) nın özelliklerini tartışalım.

(i) Kırılma indisinin karesinin birden küçük olduğunu görürüz. Dalga yayılması için,  $\mu$  nün gerçek sayı olması gerektiğinden,  $0 < \mu < 1$  bulunmalıdır.

(ii) Verilen bir frekans için elektron yoğunluğunun artışı ile kırılma indisinin azaldığını ve verilen bir elektron yoğunluğu için de frekansın azalmasıyla kırılma indisinin arttığını görürüz. Küçük genlikler için kırılma indisi dalganın genliğinden bağımsızdır. Bundan başka, kırılma indisi iyon yükünün işaretinden bağımsızdır ve iyon kütlesi ile ters orantılı olarak değişir. Bunun sebebi yüksek frekanslarda ağır iyonların elektronlarla karşılaştırıldığında ihmal edilebilmeleridir.

Bir düzlem yansıtıcı katman üzerine bir  $\phi_0$  açısıyla bir radyo dalgası geldiğini düşünelim. Dalga katmanın içine girdikçe elektron yoğunluğu artar ve dalga normali de ( $k$ , vektörünün doğrultusunda)

$$\mu \sin \phi = \mu_0 \sin \phi_0 \quad (2.47)$$

Snell yasası uyarınca değişir. Burada,  $\phi$ , dalga normali ile sabit  $\mu$  kırılma indisi düzlemlerinin normali arasındaki açı ve  $\mu_0$  ile  $\phi_0$  da tabakanın tabanındaki değerler, yani  $\mu_0 = 1$  dir. Yansıma durumunda  $\phi_0 = 90^\circ$  ve

$$\mu_r = \sin \phi_0 \quad (2.48)$$

olur. Böylece  $\phi=0$  olduğu düşey yayılma için ( $r$  indisi, yansımayı karakterize eder)

$$\mu_r = 0 \quad (2.49)$$

dır. (2.46) ile (2.49) dan  $f_N$ , plazma frekansının dalga frekansı  $f$  ye eşit olması durumunda yansımanın olacağı görülür. Dalga frekansı, tabakanın maximum frekansından (veya kritik frekans) daha büyük olduğunda dalga tabakanın içine girer. Dış magnetik alan varken düşey yayılma için yansıma koşullarını bulmak amacıyla (2.42) de  $\mu=0$  alır ve pozitif işareti kullanılırsak;

$$X_r = 1 \quad (2.50)$$

ve negatif kullanılırsak da

$$X_r = 1 + Y \quad (2.51)$$

veya

$$X_r = 1 + Y \quad (2.52)$$

buluruz. (2.42) deki pozitif işaretli dalga magnetik alanın yokluğunda yansıdığı yükseklikte yansıdığından sıradan (ordinary) dalga olarak bilinir. Negatif işaretli dalgalara sıradışı (extraordinary) dalgalar denir. (2.51) ve (2.52), sıradışı dalga için, yansıma yüksekliğinin  $\theta$  açısından ve sonuçta magnetik dipten bağımsız olduğunu gösterir. Genelde, elektron jirofrekansının büyük frekanslarda sıradışı dalganın, atmosferde ilerleyemedikleri için  $X=1+Y$  seviyesine dik olarak girmediği gözönüne alınır.

Özellikle ilginç olan yayılmanın,

(a) Magnetik alana paralel, yani  $\theta = 0^\circ$  ve

(b) Magnetik alana dik, yani  $\theta = 90^\circ$  olduğu durumlardır.

Paralel (veya boylamasına) yayılma (örnek olarak, bir kutuptaki düşey yayılma) için

$$\mu^2 = 1 - \frac{X}{1 \pm Y} \quad (2.53)$$

dir. Yukarıda (+) işareti sıradan dalgaları, (-) işareti sıradışı dalgaları tanımlar. Böylece, düşey yayılmadan kaynaklanan yansıma için

$$X_r = 1 \pm Y \quad (2.54)$$

olur.

Bu,  $X=1$  seviyesinde ordinary dalğanın yansıma yapmadığına işaret eder. Gerçekte,  $X=1$  de bir yansıma vardır. ( $\theta$ 'nın son derece küçük değeri için) ve (2.54) de verilen yansıma kriteri sıradışı dalgalar içindir. Dünya yüzeyinde yüksek enlemlerinden yayınlanan dalgalar için sıradan dalgalardan ( $X=1$  de) sıradışı dalgalara enerji aktarılması ve böylece  $X=1+Y$  seviyesine erişilmesi mümkündür. Bu birleşmiş sinyale z- dalgası denir.

DüŖey yayılmada:

DüŖey (veya enlemesine) yayılmada ( $\theta=90^\circ$ ) sıradan dalga için,

$$\mu^2 = 1 - X \quad (2.55)$$

ve sıradışı dalga için de

$$\mu^2 = 1 - \frac{X(1-X)}{1-X-Y^2} \quad (2.56)$$

dır. Böylece, sadece bu durumda sıradan dalgaların yayılması magnetik alandan bağımsızdır. Fakat sıradışı dalganın kırılma indisi magnetik alana bağılıdır. DüŖey yayınımlarda yansıma koŖulları,

$X_{ro}=1$  ve  $X_{rx}=1 \pm Y$  dir. Elektron jirofrekansından az olan frekanslarda  $Y > 1$  ve bu durumda extraordinary dalga sadece  $X_{rx}=1+Y$  için bu seviyede yansır [1].

### 2.5.3. YaklaŖıklık Formülleri

2.42 de karakök altındaki terimlerin relatif büyüklüklerini içeren Appleton denkleminde yaklaŖıklık kullanmak uygundur. Bu yaklaŖıklıklara Quasi - Transverse (*QT*) ve Quasi - longitudinal (*QL*) denir. Hangi yaklaŖımın kullanılacağını saptamak için genel kural,

$$QT: \quad Y_r^4 \gg 4(1-X)^2 Y_L^2 \quad (2.57)$$

$$QL: \quad Y_r^4 \ll 4(1-X)^2 Y_L^2 \quad (2.58)$$



dir. Bu yaklaşımlar bir çok yazar tarafından (çarpışmalar da dahil olmak üzere) ayrıntılı olarak tartışılmıştır. Bu koşulların  $\theta$ 'ya bağlı olmadığını belirtmeliyiz. Böylece (QT) yaklaşımı hem,  $\theta \approx 90^\circ$  hem de diğer  $\theta$  değerlerinde geçerlidir. Aynı şekilde (QL) yaklaşımı  $\theta$ 'nın büyük aralığı ve  $X=1 \pm Y$  için extraordinary dalgalarda iyi sonuç verir. Ordinary dalgaların düşey yansımalarına yakın seviyelerde aşağıdaki ifade iyi bir yaklaşıktır[1].

$$\frac{X}{1 - \mu^2} = 1 + (1 - X) \cot^2 \theta \quad (2.59)$$

Bu yaklaşımda,  $X=1$  ve  $\theta = 90^\circ$  için denklem (2.55) elde edilir. Çok yüksek frekanslarda (QL) yaklaşım kısmen yararlıdır.

$$\mu^2 = 1 - \frac{X}{1 \pm Y_L} \quad (2.60)$$

## 2.6. İyonosferik Ölçümler

### 2.6.1. Düşey Sondaj

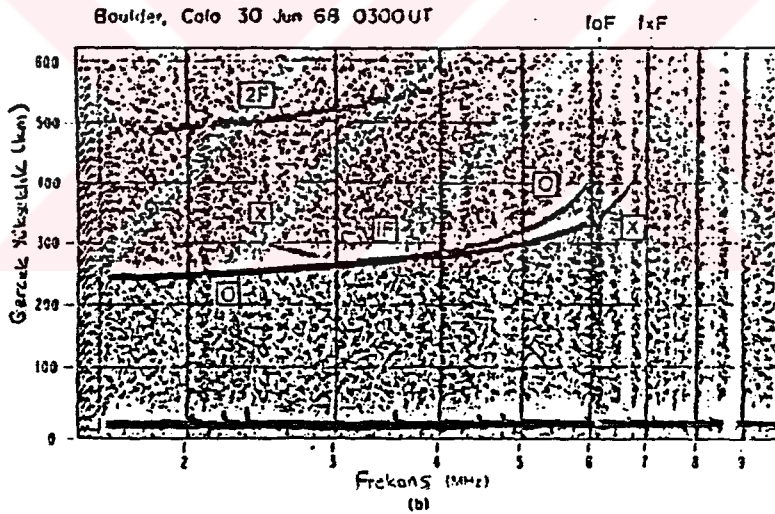
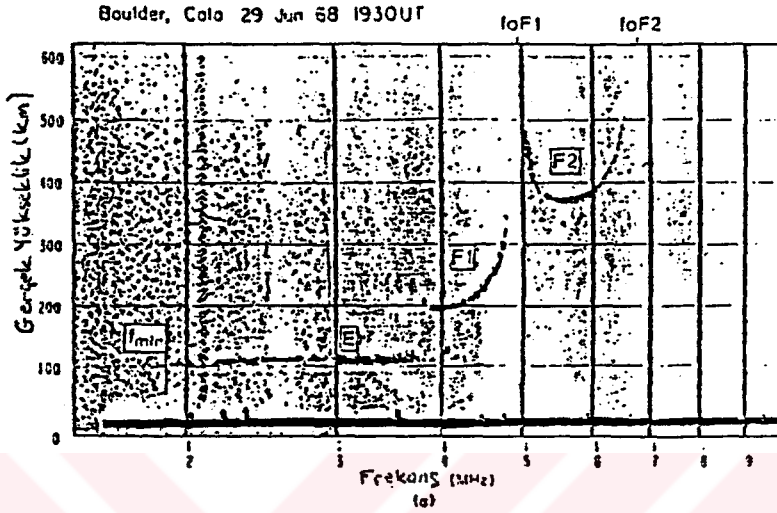
**Kuram :** İyonosondajlar Dünya genelinde en yaygın olarak kullanılan aygıtlardır. 0.5 ile 30 MHz frekans bölgesindeki düşük ve yüksek frekanslı radyo dalgaları iyonosferin alt kısımlarının, yani F2 tabakasının pikine kadar olan iyonosfer bölgesinin ölçümlerinde kullanılır. Radyo dalgaları yukarı doğru yayınlanırlar ve iyonosferde düşey geliş ve kırılma indisinin sıfır veya  $\phi_0$  gelme açısı olduğu yükseklikte yansurlar. E ve F bölgelerinde elektron - nötr molekül çarpışma frekansları radyo frekanslarına göre küçüktür ve yansıma seviyeleri

- $X=I$  : Sıradan dalgalar için  
 $X=I-Y$  : Sıradışı dalgalar için  
 $X=I+Y$  : Z- dalgaları için

ile tanımlanır. Burada ,  $X=(f_p/f)^2$ ,  $Y=f_H/f$ ,  $f_p = (Ne^2 / 4 \pi^2 m \epsilon_0)^{1/2}$ ,  $f_H = eB_0 / 2 \pi m$  olarak verilir. İyonosond, düşey iyonosferik sondaj için genel olarak  $I$ 'den  $20 MHz$ 'e kadar bir band aralığını tarar ve yayınlanan frekanslar için yansıyan radyo dalgasının  $t_g$  (veya  $h'$  , gerçek yükseklik karşılığı olarak  $h' = 0.5 c t_g$ ) yayınım zamanını ölçerler. Bu roket, uydu ve inkoherent saçılma radar gözlemlerinin başlamasından önce, iyonosfer hakkında temel bilgileri sağlayan iyi geliştirilmiş bir tekniktir. İyonogramlar, iyonosferik yankıları, mesafenin ve zamanın bir fonksiyonu olarak gösterirler (Şekil 2.4). İlk analog aygıtlarla sadece bu ekoların varlığı film üzerine şiddet, yankı genliğinin kaba bir ölçümünü verecek şekilde kaydedildi. Elde edilen yankı izleri zahiri yükseklik,  $h'$ 'yü ordinary dalga yayılma frekansları  $f_oE$ ,  $f_oEs$ ,  $f_oF1$  ve  $f_oF2$ , yani  $E$ , sporadik  $E$ ,  $F1$  ve  $F2$  tabakalarının pik plazma frekanslarını, iz distorsiyonları ve oblik ekolarla açığa çıkan iyonosferik değişikliklerin oluşumunu; yankının gözlemlendiği en düşük frekans olan  $f_{min}$  artmasıyla belli olan fazladan emilmeyi belirlemek için yeterlidir.

Bundan başka son yıllarda dijital bilgisayarlarla iyonosonda'nın kontrolü, verinin alımı ve analizi gerçekleşmiş ve bu da monogramların (özellikle orta enlemler için) elde edilmesini mümkün kılmıştır. İyonosondlar yaygın olarak uzun süre içinde iyonosferin uzaysal ve zamansal değişimlerinin uzaktan saptanması ve iyonosfer fiziğindeki araştırmalarda kullanılır. Aynı amaçla (iyonosferin sürekli izlenmesi için) birkaç frekanstaki basit ölçmelerin çok kullanışlı olduğu ispatlanmıştır. Radyo dalgalarının iyonosferdeki absorpsiyonu, çok düşük frekanslardaki faz ve amplitüd ölçümleri, yüksek frekans Doppler

ve toplam elektron içeriği bunlar arasındadır. Tek frekansa bağlı aletin performansını optimize etmek birkaç frekansa bağlı olanları optimize etmekten daha kolaydır [1,31].



**Şekil 2.4.** (a) Yaz mevsimi, gün boyunca yalnızca sıradan dalgaların izlerinin bulunduğu örnek. Yansımalar  $E, F$  ve  $F2$  tabakalarında derece derece daha büyük yüksekliklerde ve giderek artan frekanslardadır. (b) Orta enlemde yaz akşamından alınmış ionogram örneği,  $F$ - bandından bir sıçrama ve iki sıçrama gözükmemektedir. Sinyaller sıradan ve sıradışı dalgalar olmak üzere ayrılmışlardır ve sahip oldukları kritik frekanslar  $f_oF1$  ve  $f_xF$  dir. (K.Davies, 1990'a göre).

## 2.7. Faraday Kutuplanma Dönmesi ve Doppler Kayması

### 2.7.1. Faraday Kutuplanma Dönmesi

Doğrusal kutuplanmış, bir radyo dalgası iyonosferi geçerken polarizasyon düzlemi etrafında döner. Yaklaşık olarak  $100\text{MHz}$  veya daha yüksek frekanslarda integral içindeki büyüklük elektron yoğunluğunun ve dünya magnetik alanının boylamasına bileşeniyle çarpımının radyo dalgasının yolu boyunca integrali olmak üzere,

$$\Omega = \frac{2.36 \times 10^{-3}}{f^2} \int B \cos \theta N dl \quad (2.61)$$

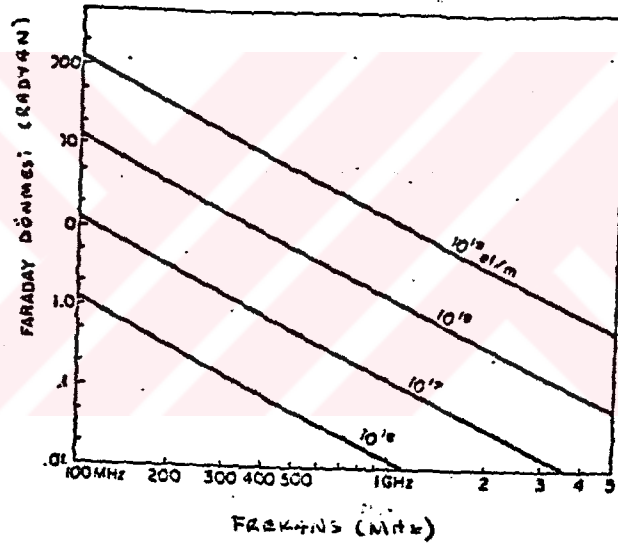
ile verilir. Toplam Elektron İçeriği TEİ'yi ölçmek için optik bir deneyde

$$\Omega = \frac{K}{f^2} B_L \times \text{TEİ} \quad (2.62)$$

şeklinde yazılabilir.

Burada,  $B_L = B \cos \theta$  genellikle  $400 \text{ km}$  civarında olan ortalama iyonosferik yükseklik  $K = 2.36 \times 10^{-3}$  dir. Toplam elektron içeriği  $\text{TEİ} = \int N dl$  ile verilir. İstasyon meridyeni civarında yerdurağan bir uyduya göre kuzey yarıküredeki orta enlem istasyonları için kutuplanma dönmesinin tipik değerleri, Şekil 2.5'de sistem frekansı ve toplam elektron içeriğinin fonksiyonu olarak, veriliyor. Gerçekte, tüm dünyadaki istasyonlardan gelen mevcut TEİ verilerinin büyük bir bölümü durağan uydulardan VHF sinyallerinden Faraday dönmesi yöntemiyle elde edilenlerdir. Bununla beraber, uzay haberleşmesinde çalışanlar için Faraday dönme etkisi bir sıkıntı kaynağıdır. Eğer düzlemsel polarize bir dalga, bir uydudan dünya yüzeyinde veya yakınındaki bir gözlemciye doğru yayınlanırsa polarizasyon

üzerinde, alıcı anten kutuplanmasını dikkatli bir şekilde maksimum alışı sinyalin e ayarlanmadığı takdirde, herhangi bir etki yaratmaz. Şekil 2.5'de görüldüğü gibi 4 GHz'd n ticari bir uydunun transponder frekans bandı için Faraday dönmesinin miktarı bir radyanı 10 katı kadar olabilir ki bu da dual ve doğrusal dik kanal ayrımı için yeterlidir.



Şekil 2.5. TEI'in değişen değerleri için frekans, Faraday kutuplanma dönmesinin grafiği (A.S.Jursa, 1985' e göre )

Faraday dönme problemi, uydu ve yerdeki kullanıcının alıcısı için dairesel kutuplanmasının kullanılmasıyla çözülebilir [1,15].

### 2.7.2. Dispersif Doppler

Aynı zamanda differansiyel faz, taşıyıcı fazı olarak da bilinen dispersif Doppler farklı  $f_1$  ve  $f_2$  frekanslarına sahip iki sinyalin, ortak  $f_0$  frekansıyla taşınmaları durumunda  $\phi_1$  ve  $\phi_2$  fazlarının birbirleriyle karşılaştırılmasıyla zaman gecikmesini ölçer.

$$\phi = 2\pi \int \frac{ds}{\lambda} = \frac{2\pi f}{c} \int \mu ds = \frac{2\pi f}{c} P = \frac{2\pi}{\lambda_0} P \quad (2.63)$$

Sıradan dalga için enine veya boyuna yayılma için  $\theta=90^\circ$  olur.

$$\mu^2 = 1 - X = 1 - \left( \frac{f_N}{f} \right)^2 = 1 - k \frac{N}{f^2} \quad (2.64)$$

Burada  $k=80.6$ ,  $N$  metreküp başına elektron sayısı ve  $f$  Hertz cinsinden frekans,  $\mu$  kırılma indisidir.  $P$  faz yolu ve  $\lambda$  serbest uzayın dalgaboyudur. Çok yüksek frekanslarda alınan sinyallerin fazı (2.63) ve (2.64) den  $(\sqrt{1 - k \frac{N}{f^2}} = 1 - \frac{k}{2} \frac{N}{f^2}$  yaklaşımıyla )

$$\phi_1 \lambda_1 = \int \mu_1 ds = \int ds - \frac{40.3}{f_1^2} \int N ds = S_1 - \frac{40.3}{q_1^2 f_0^2} TEI \quad (2.65)$$

ve

$$\phi_2 \lambda_2 = \int \mu_2 ds = \int ds - \frac{40.3}{f_2^2} \int N ds = S_2 - \frac{40.3}{q_2^2 f_0^2} TEI \quad (2.66)$$

olarak elde edilir. Burada  $q_1$  ve  $q_2$ ,  $f_0$ ,  $f_1$  ve  $f_2$  yi bağlayan tamsayılar ve  $\lambda_1$  ve  $\lambda_2$  de serbest uzay dalgaboylarıdır. VHF'deki kırılma küçük olduğundan  $S_1$  ve  $S_2$  gerçek yollarının birbirine eşit olduğu varsayılır böylece,  $f_0$  frekansı ile ölçülen,  $\Delta \phi$  faz farkı,

$$\Delta \phi = \frac{\phi_2}{q_2} - \frac{\phi_1}{q_1} = \frac{40.3 TEI}{f_0 c} \left( \frac{1}{q_1^2} - \frac{1}{q_2^2} \right) \text{çevrim cinsinden} \quad (2.67a)$$

$$\Delta \phi = \frac{80.6 \pi TEI}{f_0 c} \left( \frac{1}{q_1^2} - \frac{1}{q_2^2} \right) = \frac{8.447 \times 10^{-7}}{f_0} TEI \left( \frac{1}{q_1^2} - \frac{1}{q_2^2} \right) \text{radyan cinsinden} \quad (2.67b)$$

dir. Örneğin frekansları  $150 \text{ MHz}$  ve  $400 \text{ MHz}$  olan bir Beacon'da,  $f_0=50 \text{ MHz}$ ,  $q_1=3$  ve  $q_2=8$  dir. Bu yöntemin en büyük avantajı uydunun hareketinden kaynaklanan etkinin, referans frekans üzerindeki faz farkının alınmasıyla yok edilmesidir [1].

### 2.7.3. Modülasyon Fazı

Aynı zamanda differansiyel grup gecikmesi ve faz dispersiyonu olarak da bilinen bu yöntemde bir  $f_1$  frekansı üzerindeki modülasyonun ( $\Delta f$  frekans farkı) fazı çok daha yüksek  $f_2$  frekansındaki aynı modülasyonun fazı ile karşılaştırılır [1].  $\phi_m$  modülasyon fazı,

$$\phi_m = \frac{80.6 \pi}{c} \Delta f \left( \frac{1}{f_1^2} - \frac{1}{f_2^2} \right) TEI = 8.447 \times 10^{-7} \Delta f \left( \frac{1}{f_1^2} - \frac{1}{f_2^2} \right) TEI \quad (2.68)$$

ile ve  $f_1^2 \gg f_2^2$  olduğu zaman,

$$\phi_m = 8.447 \cdot 10^{-7} \frac{\Delta f}{f_i^2} TE\dot{I} \quad (2.69)$$

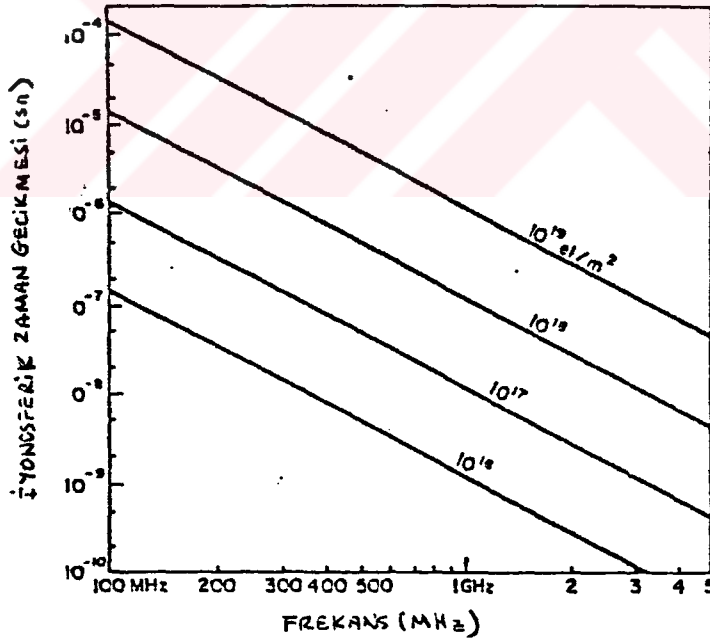
ile verilir.

#### 2.7.4. Artık Zaman Gecikmesi

Diferansiyel fazı sinyalin serbest uzaydaki taşınma zamanında olan  $T$  gecikme zamanını temsil eder.

$$T = \left( \frac{40.3 TE\dot{I}}{cf^2} \right) = 1.34 \times 10^{-7} \frac{TE\dot{I}}{f^2} \quad (2.70)$$

$f$ , Hertz cinsinden olmak ve  $TE\dot{I}$ 'de  $m^{-3}$  deki elektron sayısını göstermek,  $T$  saniye cinsindedir. Şekil 2.6 frekansa karşı artık zaman gecikmesini göstermektedir. 100 MHz'lik bir frekans ve  $10^{17}$  elektron/ $m^2$  bir  $TE\dot{I}$  için artık zaman gecikmesinin  $1.34 \mu sn$  olduğu görülür.  $T$ 'nin serbest uzay ışık hızı  $c$  ile çarpımı yoldaki hata miktarını verir.



Şekil 2.6. Farklı  $TE\dot{I}$  değerleri için artık zaman gecikmesinin frekansa bağlı olarak değişimi (A.S, Jursa, 1985'e göre ).



### 2.7.5. Doppler Kayması

Doppler kayması,

(i) Uydunun alıcıya göre hareketinden kaynaklanan bir kısım

(ii) TEİ'nin yol boyunca değişme hızından kaynaklanan bir başka kısımdan oluşur.

Bir yakın yörünge uydusu için,

$$\Delta f = \frac{f \mu_s v_l}{c} + \frac{40.3}{fc} \frac{d(TEI)}{dt} \quad (2.71)$$

dir. Burada  $\mu_s$ , uydudaki kırılma indisi,  $v_l$ , uydu hızının alıcı doğrultusundaki bileşenidir. Yerdurağan (Geostationary) bir uydu için ilk terim küçüktür ve Doppler kayması iyonosferdeki düzensizliklerin ışın yolu boyunca sürüklenmesi gibi, elektron içeriğindeki zamana göre değişimlerden kaynaklanır ve

$$\Delta f = \frac{d\phi}{dt} = 1.34 \times 10^{-7} f^{-1} \frac{d(TEI)}{dt} \quad (2.72)$$

dir. Bu frekans kayması genellikle gönderilen dalganın frekansı yanında küçüktür. Örneğin TEİ'nin  $1 \text{ elektron/m}^2\text{sn}$  lik değişim hızı üst limiti için  $1.6 \text{ GHz}$ 'lik frekansta  $0.01 \text{ Hz}$  den az bir kayma,  $40 \text{ MHz}$ 'de ise  $3.3 \text{ Hz}$ 'lik bir kayma verir [1].

## **2.8. İyonosferik Toplam Elektron İçeriği (TEİ)**

### **2.8.1. Toplam Elektron İçeriğinin Belirlenme Kuramı**

TEİ, dünya- uzay yayınımları üzerindeki pek çok etki için (grup yol gecikmesi, RF ileri taşıyıcı fazı, Doppler kayması, Faraday kutuplanma dönmesi ,...vb.) kullanılan bir parametredir. TEİ, bir uydudan, bir yer istasyonuna olan yol boyunca birim kesitli bir sütun içindeki toplam serbest elektron sayısı olarak tanımlanır. Yer yüzeyinde kurulu bulunan iyonosondlardan oluşan ağ (network) sayesinde,  $F2$  pik yüksekliğine kadar iyonosferdeki uzaysal ve zamansal değişimler araştırılabilir. Yapay dünya uydularının bulunmasıyla iyonosferin  $F2$  pikinden uydu yüksekliğine kadar olan üst bölgesinin araştırılması mümkün olmuştur. Hareketli ve yerdurağan uydular toplam elektron içeriğinin, uzaysal ve zamansal değişimlerinin irdelenmesine olanak sağlamıştır.

#### **Elektron İçeriği :**

Şu anda elektron içeriği verileri için iki farklı kaynak vardır:

(a) Yerdurağan uydular (veya durağanımsı yer-senkronize uydular) hemen hemen sabit bir ışın yolu için elektron içeriğinin ölçülmesine olanak tanır. Gözlenmiş elektron içeriğindeki değişiklikler ışın yolu boyunca elektron yoğunluğu profilindeki zamansal değişikliklerden ileri gelmektedir. Elektron içeriğinin zamanla değişimi çok iyi bir yaklaşıklıkla elde edilebilir.

(b) Yerden  $1000 \text{ km}$  yükseklikte yörüngede bulunan uydulara örnek olarak, Navy Navigational Satellite System (NNSS) alınabilir. Bu uyduların yörüngeleri hemen hemen

dairesel - kutupsal olup, düşük ve orta enlemlerdeki istasyonlar kullanıldığında belirli bir andaki elektron içeriğinin enleme bağıllığını görmemizi mümkün kılar.

Esasen, elektron içeriği, plazmanın gönderilen sinyallerin yayılmasına (1) Differansiyel Doppler, (2) Grup gecikmesi (veya modülasyon fazındaki plazma etkisi), (3) Faraday Etkisi (Bölüm 2.7.1. e bakınız) nden oluşan üç farklı etkisiyle hesaplanır.

Şimdiye kadar yerdurağan ATS-6 uydusunun ışın yolu için bu üç etkinin eşzamanlı ölçülmesi amacıyla sadece bir tek temel Radyo-Beacon deneyi gerçekleştirilmiştir [16]. Pek çok koşulda, ortalama iyonosferik yükseklik olarak kullanılması durumunda Faraday etkisinin; elektron yoğunluğu yerden 2000 km'lik yüksekliğe kadar  $\pm 5$  % lik bir hata ile verebileceği gösterilebilir. Temel seviye elektron içeriğinin iki farklı değeri, yani yerden uyduya kadar toplam elektron içeriği  $N_T$  ve yerden 2000 km yüksekliğe kadar Faraday içeriği  $N_F$  birbirinden ayrılabilir [17]. Bu değerler arasındaki fark, iyonosferin çok değişik uzaysal davranış gösteren ve ortam ölçümleri veya uzaktan kontrollü sondaj için uygun olmayan bir bölge yani plazmaküre içindeki bir ışın yolu boyunca elektronların sayılması bakımından önemlidir [1].

### **2.8.2. Toplam İçerik, Faraday İçeriği, Protonosferik İçerik**

Gerçek içerik  $N_T$  ile Faraday içeriği veya İyonosferik içerik  $N_F$ 'yi birbirinden ayırmak önemlidir. Bu durum, özellikle bir yerdurağan Beacon uydusu sözkonusu olduğunda daha çok önem kazanır. Önce yermagnetik alanın faz tekniğinde ikinci dereceden bir rol oynamasına karşılık, Faraday tekniğinde doğrudan etkin rol oynadığını kaydedelim. Yermagnetik alanın yaklaşık olarak radyal uzaklığın küpü ( $1/r^3$ ) ile bozulmasından dolayı

büyük yüksekliklerde (yani, 2000 km'den daha yukarılarda) elektronlar, Faraday rotasyonuna ya çok az katkıda bulunurlar veya hiç katkıda bulunmazlar. Değişik elektron yoğunluk profilleri ve yerdurağan uydu - yer ışın yolları ile 2000 km'ye kadar elektron içeriğinin ölçülebileceği gösterildi [17]. Bu içeriğe ( $N_F$ ) "Faraday içeriği" veya "iyonosferik içerik" denir. Faz tekniği, kaynağa kadar  $N_T$  toplam elektron içeriğini ölçer. Toplam elektron içeriği ile Faraday içeriği arasındaki fark, 2000 km den uyduya kadar olan  $N_p$  protonosferik veya plazmaferik içeriği,  $F$  ve  $\bar{F}$  şekil faktörleri,

$$FN_T = \int_R^S f_L N ds = \bar{F} N_F \quad (2.73)$$

cinsinden

$$N_p = N_T - N_F = N_T(1 - F/\bar{F}) \quad (2.74)$$

ile verilir. Faraday metodunun basitliğinden ötürü pek çok TEİ ölçümleri için Faraday içeriği önerilir [1].

### Düşey Dağılım

Ölçek yüksekliği  $H$  olan bir Chapman tabakasında, tabaka kalınlığı

$$\tau = 4.133 H \quad (2.75)$$

ile verilir. Böyle bir tabakadan, üst kısım içeriği  $N_a$ 'nın alt kısmın içeriği  $N_b$ 'ye oranı,

$$N_a/N_b = 2.15 \quad (2.76)$$

bulunur. Büyük ölçüde üst kısımda  $O^+$  iyonlarının yerini  $H^+$  iyonları aldığından pratikte bu oran 3'ten büyüktür.  $O^+$  ve  $H^+$  iyon sayı yoğunluklarının eşit olduğu yüksekliğe geçiş yüksekliği ( $h_p$ ) denir. Güneş lekesi sayısının minimuma yakın olduğu yerlerde geçiş yüksekliği bir yaz günü boyunca 4000 km civarından, bir kış gecesi boyunca ise 800 km'ye kadar değişir. Geçiş yüksekliğinin üzerinde elektron yoğunluğu, plazmafaz'a kadar elektron yoğunluk faktörünün 10-100 arasındaki değerleri için üstel olarak azalır.

### 2.9. Tabaka Kalınlığı

İyonosferik modellemelerde tabaka kalınlığı  $\tau_s$

$$\tau_s = N_T / N_m \quad (2.77)$$

olarak tanımlanır. Burada  $N_m = 1.24 \times 10^{10} (f_oF2)^2$  iyonosferdeki pik elektron yoğunluğu ve  $f_oF2$  ise Mega Hertz büyüklüğünde sıradan bir dalganın  $f_oF2$  geçiş frekansıdır. Aynı zamanda elektron pik yoğunluğu ve elektron içeriği eşdeğer tabaka kalınlığı ( $etk$ ) üzerinden bağlıdır. Çünkü  $etk$ 'nin değişimi elektron içeriğinden veya pik elektron yoğunluk değişiminden daha küçüktür.  $N_T$  ve  $N_m$ 'in uzun süreli davranışı ve  $N_T$  ile  $f_oF2$  nun davranışları genellikle birbirine benzer [1,18].

### 2.10. İyonosferik Katmanların Yapısı

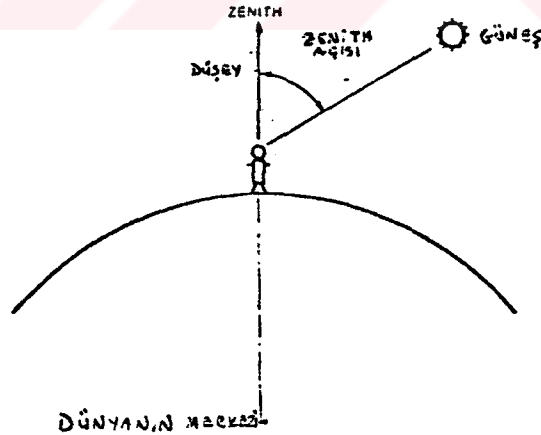
Genel olarak, İyonosferin, 50 km'den 90 km'ye kadar uzanan D tabakasından, 150 km'den 600 km'ye kadar uzanan F tabakasına kadar yükseklikle değiştiği biliniyor. İyonosferin güneş tarafından yaratıldığı düşüncesi, günboyu, mevsim ve dünya üzerindeki konumu ile değişeceğini hemen akla getirir. Pratikte, değişimleri hava tahmincilerinin

öngördüğü hava değişimlerine çok benzer. Genel olarak, iyonosferdeki elektron yoğunluğu, ekvatora yakın yerlerde, yazın, gün ortasında en büyük değerini alır. İyonosfer, güneşten gelen EUV radyasyonunun miktarının her 11 yılda bir azalıp, çoğalmasından kaynaklanan güneş aktivitesiyle de değişir [19]. İyonosferin beş temel değişimi, sırasıyla aşağıda verilmiştir.

1. Günboyu değişimler (24 saatlik değişim)
2. Mevsimlik değişimler (mevsimden mevsime değişim)
3. Enlemsel değişimler (Coğrafik ve Geomagnetik enleme bağlı değişim)
4. Günden güne değişimler
5. Güneş aktivitesine bağlı değişimler

### 2.10.1. Günboyu Değişimler

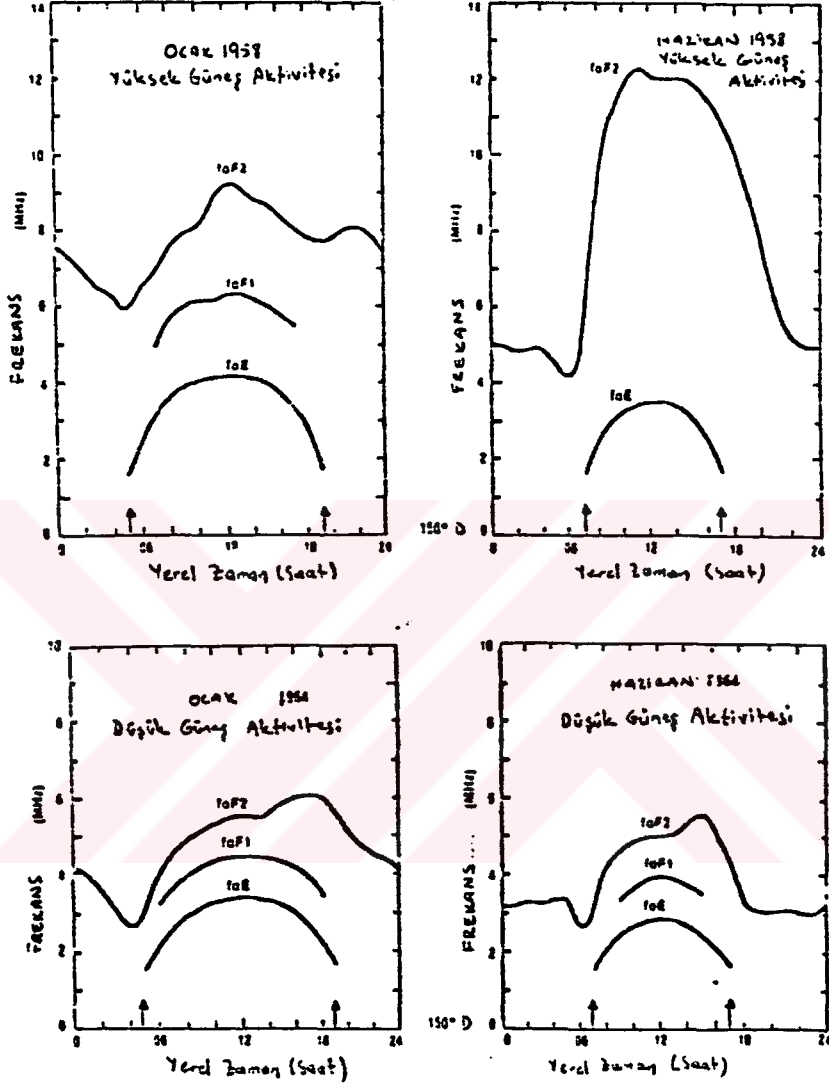
*E* ve *F1* tabakalarının kritik frekanslarının günlük değişimleri çok basittir. Bu tabakalar deneysel olarak geceleri gözlenmezler ve kritik frekanslar ( *F*- tabakasında yansımaları olarak veren frekans ) günboyunca, hemen hemen güneşin zenith açısına bağlıdır.



Şekil 2.7. Güneşin Zenith açısı, gözlemcinin direkt olarak bulunduğu yerden geçen dik doğrultu ile Güneş'e çizilen doğru arasındaki açıdır (L.F. Mc Namara, 1991'e göre)

Güneşin (veya gökyüzündeki başka bir cismin) zenith açısı  $\chi$  , bir gözlemcinin zenith denen tepe noktası ile gözlemciyi birleştiren doğru ile gözlemciyi güneşe birleştiren doğru arasındaki açıdır (Şekil 2.7'ye bakınız). 21 Eylülde ve 21 Mart'ta öğlen vakti (Dönence; Ekinoks ) ekvatorunda bulunan bir gözlemci için güneş tepe noktasında bulunacağından  $\chi=0^\circ$  dir. 21 Aralık'ta ve 21 Haziran'da (oğlak ve yengeç dönenceleri) öğlen vaktinde güneş tam tepe noktasında bulunur. Şekil 2.8 'de , Canberra'da (Avustralya) farklı iki mevsim ve farklı iki güneş aktivitesi için  $f_oE$  ve  $f_oF1$ 'in günboyu gözlenen değişimlerini görülmektedir.  $f_oE$  ve  $f_oF1$ 'in basit modellerle belirlenmesinin kolay olmasına karşılık bunlar HF haberleşmeleri için, F2 tabakasının kritik frekansı olan  $f_oF2$  kadar önemli değillerdir.  $f_oF2$  kolayca modellendirilemez, günlük, mevsimsel ve enlemsel değişimler hatta güneş aktivitesine göre kompleks değişimler gösterir. Bu değişimler,  $f_oE$  ve  $f_oF1$ 'in değişimleriyle birlikte Şekil 2.9'da görülmektedir.  $f_oE$  ve  $f_oF1$  kritik frekanslarının günboyu değişimleri aşağı yukarı basit süreçlerden bekleyebileceğimiz gibi olup en büyük değerlerine öğle üzeri erişirler. F1 tabakası gün boyunca sadece yerel öğle üzerinin her iki tarafında 3-4 saatlik bir zaman içinde ayrı bir tabaka olarak kendini gösterir. E tabakası genellikle  $f_oE = 0.6 \text{ MHz}$  civarında kalarak, geceleyin tamamen kaybolmaz. Bununla beraber, böylesi düşük kritik frekansları gözlemek zordur ve iyonosferin pratik kullanımları için az bir öneme sahiptir. Bundan dolayı  $f_oE$ 'nin geceleyin sıfır olduğunu farz edebiliriz.  $f_oF2$ 'nin günboyu değişimi genelde daha karmaşıktır. Elektronların bütün gece boyunca rikombinasyonla yok olması dolayısıyla gün doğumundan hemen önce en düşük değerine ulaşır. Güneş yeniden doğduğunda fotoiyonizasyon sayesinde serbest elektron sayısı artar ve  $f_oF2$  hızla yükselir. F2 tabakasının F1 ve E'den farkı gece boyunca varlığını sürdürebilmesidir. Bu özelliği ve F2 tabakasındaki kritik frekansların en yüksek olması bu tabakayı HF haberleşmeleri söz konusu olduğu zaman en önemli tabaka durumuna getirir [19].

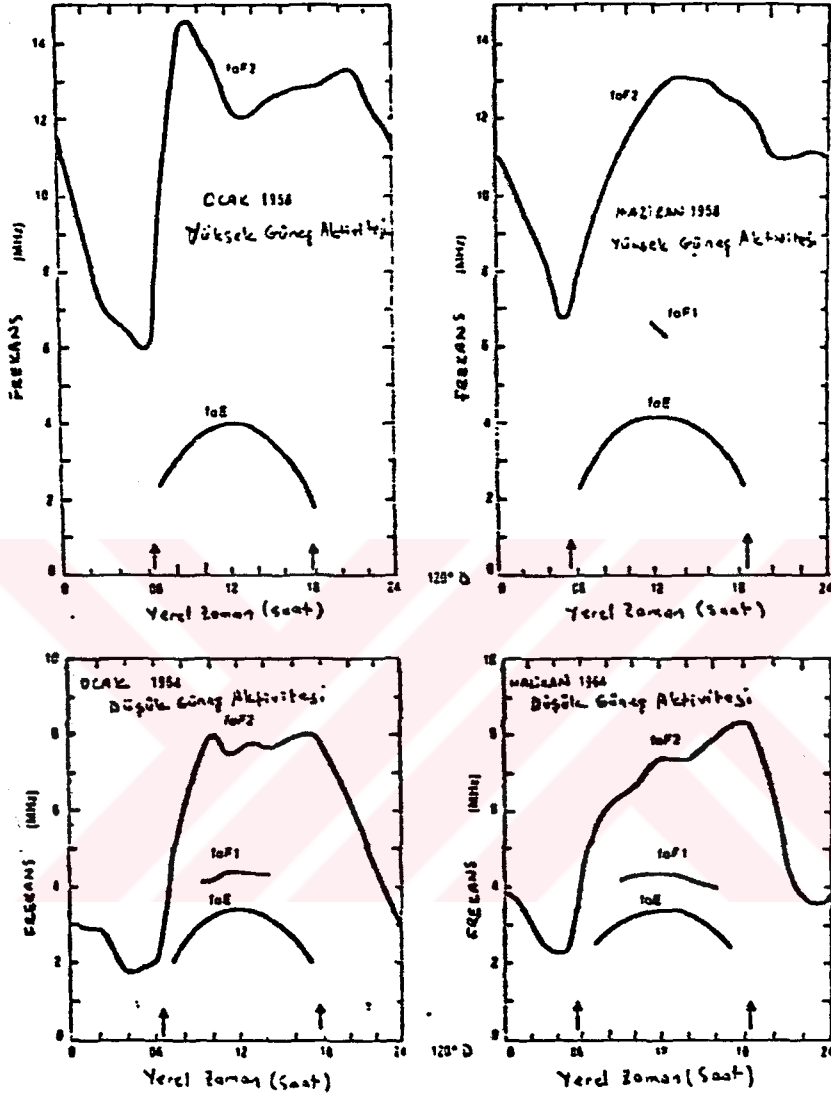
TİPİK ORTA-ENLEM İSTASYONU — CANBERRA (35°G)



Şekil 2.8. E, F1 ve F2 tabakasının  $f_oE$ ,  $F_oF1$  ve  $f_oF2$  kritik frekanslarının, Canberra bölgesinde yaz (Ocak) ile kış (Haziran) ve güneş aktivitesinin iki farklı düzeyi (yüksek 1958, düşük 1964) için günboyu değişimi (L.F. Mc Namara, 1991'e göre)



TIPIK DÜŞÜK-ENLEM İSTASYONU — MANILA (13°K)



Şekil 2.9. E, F1 ve F2 tabakasının  $f_oE$ ,  $f_oF1$  ve  $f_oF2$  kritik frekanslarının, Manila bölgesinde yaz (Haziran) ile kış (Ocak) ve güneş aktivitesinin iki farklı düzeyi (yüksek 1958, düşük 1964) için günboyu değişimi (L.F. Mc Namara, 1991'e göre)

### 2.10.2. Mevsimsel Değişimler

İyonosfer, kısmen güneşin zenith açısının mevsimsel ve günlük değişimlere sahip olması ve kısmen de iyonosferin oluştuğu nötr atmosferden kaynaklanan değişiklikler dolayısıyla yıl boyunca değişim gösterir. Kışın gün ortasındaki zenith açısı, yaz boyunca olandan daima daha büyüktür. Bu neden gözönüne aldığımız tabakalardaki kritik frekansların kış değerlerinin yaz değerlerine göre daha küçük olması gerektiğini düşünebiliriz. Bu sonuç *D*, *E* ve *F1* tabakalarında gözlendiği halde, orta enlemlerde *F2* tabakasında gözlenememiştir. Şekil 2.8 ve Şekil 2.9,  $f_oF$ ,  $f_oF1$  ve  $f_oF2$  kritik frekanslarının mevsime bağlı olarak değişimini göstermektedir. Ocak Canberra'da yaz ortası ve Manila'da kış ortası, Haziran ise Canberra'da kış ortası ve Manila'da yaz ortasıdır. Canberra'nın orta enlem ve Manila'nın ise alçak enlem istasyonu olduğunu ve bu nedenle  $f_oF2$ 'nin Canberra'da günboyu değişiminin yazın, kıştan daha büyük olacağını unutmamalıyız. Bu da basit fikirlerin öngördüğü sonuçla çelişir. Bu beklenilmeyen fark orta enlem mevsimsel düzensizlik olarak bilinir ve atomik ve moleküler bileşenlerin konsantrasyonlarındaki mevsimsel değişimlerden kaynaklanır.

### 2.10.3. Enlemsel Değişimler

Mevsimsel değişimler gibi, dünya üzerindeki konuma, özellikle enleme göre iyonosferin değişiminin bir kısmı, enlemin güneşin zenith açısıyla değişiminden kaynaklanır. Oğlak ve yengeç dönenceleri arasındaki tropik bölgeden çıktığımızda, güneş zenith açısı hiçbir zaman sıfır olmaz ve günün verilen bir anında kutuplara ilerledikçe yükselir. Bununla beraber bu etki gözönüne alınsa bile, iyonosferin enleme önemli ölçüde değiştiği ve ekvator ve kutuplara ait iyonosferin bu durumlarının birbirlerine çok az benzediği görülür.

#### 2.10.4. Günden Güne Değişimler

İyonosferin kritik frekansları, hava sıcaklığının günden güne değişmesi gibi değişir. İyonosfer hakkındaki bilgilerimiz ve yaptığımız gözlemler, genel anlamda, güneşin aktif bölgelerinden kaynaklanan EUV(Extreme Ultra Violet) akısındaki değişikliklere, atmosferde esen nötral rüzgarlara ve iyonosferdeki elektrik akımlarına atfettiğimiz değişikliklerin dışında günden güne neden değiştiğini anlayacak kadar iyi değildir. İyonosferin pratik kullanımları açısından çok fazla detaya inmeye gerek yoktur; günün 24 saati için büyük ölçüde iyonosferin ortalama aylık davranışıyla olan değişimlerini ihmal edebiliriz. 31 günlük bir ayda belirli bir saatteki  $f_oF2$  gözlemi 31 defa tekrarlanır. Bu 31 değerın çok iyi bir temsilci değeri geriye kalan 15 günde gözlenen değerleri aşan değeridir ve buna orta değer (median) denir.

#### 2.10.5. Güneş Aktivitesi ile Değişimler

Günden güne değişikliklerde olduğu gibi, bilinmeyen pek çok şey olduğundan, iyonosferin güneş aktivitesindeki değişikliklerle nasıl değiştiğini açıklamamız henüz mümkün değildir. Yine de güneşte olup bitenlerin bazı basit göstergelerini kullanacak olursak oldukça başarılı olabiliriz. Özel bir ay için iyonosferin kritik frekanslarının orta değerlerinin güneş lekesi sayısının 12 ay üzerinden hesaplanan ve  $R_{12}$  ile gösterilen aylık ortalama değerine, doğrusal olarak bağlı olduğu bulundu. Diğer bir deyişle,  $f_oF2$ 'nin  $R_{12}$ 'ye göre grafiği çizilirse noktaların bir doğruya çok yakın olduğu görülür. Düz çizginin bir avantajı, üzerinde bulunan iki noktanın belirlenmesiyle tanımlanabilmesidir. Bu nedenle kalibrasyon eğrilerinin her birinin iki noktayla,  $R_{12} = 0$  (Güneş lekesi minimumu) ve  $R_{12} = 150$  (Güneş lekesi maksimumu) belirlenmesi yaygındır. Böylece güneş çevriminin değişimini herhangi bir yer, ay ve saatte sadece iki veri noktası ve onları birleştiren düz çizgiyle tam olarak

tanımlamamız mümkündür. İyonosferin davranışının güneş lekeleri sayısına bu denli bağlı oluşu ilk bakışta garip gelebilir. Fakat güneş lekeleri izafi olarak güneşin daha az sıcak alanlarıdır ve iyonosfere daha sıcak alanlardan çok daha etkili olması pek mümkün görünmemektedir. Aslında önemli olan aktif bölgelerdeki güneş lekelerini saran ve dünya atmosferinin artmış iyonizasyonuna neden olan EUV radyasyonu kaynağı olan plak bölgeleridir. Güneş lekelerinin kullanılmasının nedeni plak bölgelerinin daha kolay gözlenebilir olmaları ve aynı zamanda güneşin plak alanları tarafından ne kadar kaplandığının da çok iyi göstergesi durumunda bulunmalarındır. Plaklar 300 yılı aşkın bir zamandır, sistematik olarak gözlenmekte ve bize gelecekteki beklentilerimiz konusunda fikir vermektedirler [1,19].

### **2.11. Toplam Elektron İçeriğinin (TEİ) Yapısı**

#### **TEİ'nin Uzun - Dönem Değişimi:**

TEİ, güneş lekeleri çevrimini takip eden bir değişim gösterir. Örneğin, Sagamore Hill (Massachusetts)'de yapılan ölçümlerde Faraday içeriğinin, 12 aylık ortalama güneş lekeleri sayısı  $R_{12}$  ile, doğrusal olarak değiştiği gözlenmiştir [1,19].  $a$  ve  $b$  nin ikisi de değişmek ve  $b$  de gece 0.10 ve gündüz boyunca ise 0.20 kadar olmak üzere,

$$N_F = a (1 + bR_{12}) \quad (2.78)$$

dir. TEİ gece ve zayıf güneş lekeleri sayısı  $R_{12} = 10$  için  $5 \cdot 10^{16}$  elektron  $m^{-2}$  ve gün boyunca  $R_{12} = 100$  için ise,  $30 \cdot 10^{16}$  elektron  $m^{-2}$  dir.

Pikleri Şubat - Mart ve Ekim - Kasım aylarında bulunan belirgin mevsimsel değişimler vardır ve bunlar,  $C$  nin değeri yazın  $270 \text{ km}$ , equinoks da  $240 \text{ km}$  ve kışın  $210 \text{ km}$  olmak üzere,

$$\tau = C (1 + 0.005 R_{12}) \quad (2.79)$$

ile verilir. Günboyu ve coğrafik değişiklikler,  $f_oF2$  (veya  $N_mF2$ )nin günboyu değişikliklerine benzer.

### TEİ'nin Günboyu Değişimleri

TEİ'nin günboyu değişimi örnek olarak Amerika'da Boulder'de ölçülen güneş lekесinin minimum değeri için  $N_mF2$  nin değişimine benzer. TEİ gün ışığı süresince bir maksimum ve güneş doğmadan hemen önce bir minimuma sahiptir. TEİ'nin belirtilmesi gerekli en önemli özelliği gündен güne geniş dalgalanmaları olmasıdır. Mevsimsel değişmeleri en düşük TEİ değeri yazındır ve maksimumlar da equinokslardadır. TEİ'nin aylık ortalama değeri etrafındaki saat başı değişimini gösteren dağılımı yaklaşık olarak normal veya Gaussian'dır. Standart sapması gün ışığı boyunca  $20\%$  ve gece için  $25\%$  dir. [1].

Magnetik ekvatorda ve civarındaki Faraday ölçümlerinin yorumu, yayınıının yer magnetik alanına hemen hemen dik olması ve yayınım açısıyla hızlı bir şekilde değişmesi dolayısıyla zordur. Bundan başka enine yayınımda gerçek Faraday dönmesi yoktur [1].

### 2.11.1. İyonosferik Modellendirme

İyi bir radyo haberleşmesi veya pratik uygulamalar ve havabilimi (aeronomy) araştırmaları için, iyonosferin davranışının bilinmesi gereklidir. Bunun için iyonosferin bir modelinin yapılması önem taşır. İyonosferin en önemli parametrelerinden biri elektron yoğunluğudur.  $N(h)$  elektron yoğunluğu profilinin modelleri iki grupta toplanabilir: Ampirik ve Kuramsal modeller.

Bir ampirik model, model tarafından istenen giriş parametrelerinin hesaplanması için, ampirik ifadeler verir ve  $N(h)$  profilinin nasıl bir şekil alacağını belirleyen bir matematiksel algoritma takımı sağlar [20].

Bir kuramsal model ise gözlenmiş iyonosferik olayları açıklayan fiziksel süreçlere dayanır. Gözleme dayalı olaylarla değil fiziksel süreçlerle doğrudan ilgilidir. Esasen kuramsal modeller gözlem sonuçları bilinen fiziksel süreçlere göre açıklamaya çalışır ve daha sonra gözlenmiş sonuçlarla kuramsal düşüncelere dayanan tahminler arasındaki farkı açıklamak için yeni fiziksel süreçler arar [20,1].

Elektron yoğunluk profili için birçok ampirik model mevcuttur.

(i) Bent modelinde , Rodney Bent ve grubu tarafından transiyonosferik yayınım (iyonosferdeki yayınım) problemlerin çözümü için geliştirilmiştir [21]. Bent modeli öncelikle bir  $F$ - bölgesi modelidir. Fakat  $E$  bölgesi yoğunluklarını  $F$  bölgesinin alt kısmı içine dahil ederek TEİ'nin hassasiyetini artırmaya çalışır. Coğrafik yer hakkında herhangi bir kısıtlama olmamasına rağmen iki güneş aktivitesi indisine ihtiyaç duyulur. Bunlar;

(a) Bir smoothed (matematiksel süzgeçleme işlemine tabi tutulmuş ) Zürih güneş lekesi sayısı ( $R_{12}$ )

(b) Bir gözlenmiş smoothed  $10.7 \text{ cm}$  güneş akısı ( $F_{10.7}$ ) dir.

(ii) Fully Analytic Ionospheric Model (FAIM), hızlı bilgisayarlarla çalışan bir  $F$  bölgesi modelidir. Alçak ve orta enlemlerde kullanılabilir. FAIM modeli smoothed Zürih güneş lekesi sayısının bilinmesini gerektirir [22] .

(iii) İyonosferik İletim ve Elektron Yoğunluğu Modeli (Ionospheric Conductivity and Electron Density (ICED)) Model [23].  $f_oF2$  ve  $h_m F2$  parametrelerinin saptanmasında (URSI-88) katsayılarını kullanır. Kullanılma aralığı  $30^\circ S$  den  $80^\circ N$  ye kadar olan coğrafik enlemler arasındadır.

(iv) International Reference Ionosphere (IRI) Model pek çok araştırmacı tarafından geliştirilmiştir. IRI,  $f_oF2$  ve  $h_m F2$  parametrelerinin saptanmasında CCIR katsayılarını ve 12 ay üzerinden alınmış Zürih güneş lekesi ortalama sayısını kullanır. Modelin elektron yoğunluğu hesaplanmasında en iyi çalıştığı bölge olarak  $1000 \text{ km}$ 'nin altındaki yükseklikler önerilir.

(v) Di Giovanni - Radicella (DGR) [25] Modeli : Bu model, giriş parametreleri olarak iyonogramlardan veya teorik ya da ampirik modellerden elde edilen iyonosferik karakteristikleri kullanarak, analitik formülasyonla , elektron yoğunluk profillerini hesaplar.

IRI ve DGR modelleri sırasıyla bölüm 2.12.1 ve 2.12.2'de ayrıntılı olarak tartışılacaktır.

## **2.12. Bazı Modellerin Temel Tanımları**

### **2.12.1. International Reference Ionosphere (IRI)**

IRI, COSPAR (Comittee on Space Research) ve URSI (Union of Radio Science International) tarafından desteklenen uluslararası bir projedir. Bu organizasyonlar eldeki veri kaynaklarına dayanarak 1960'ların sonlarında iyonosferin ampirik bir standart modelini oluşturmak amacıyla bir çalışma gurubu kurmuşlardır. Bu model daha sonra geliştirilmiştir. IRI yaklaşık 50 km'den 2000 km'ye kadar olan yükseklik bölgesinde, elektron yoğunluğu, elektron sıcaklığı, iyon sıcaklığı ve iyon dağılımını belirler. Auroral olayının gözlenmediği , diğer bir deyişle magnetik alanın olmadığı durumda iyonosferdeki elektron yoğunluğunun aylık ortalamasını verir. IRI'da kullanılan ampirik modellerin ana veri kaynakları, dünya geneline yayılmış iyon sondaj ağı, güçlü incoherent - saçılma radarları (Jicamarca, Arecibo, Millstone Hill, Malvern, St. Santin), ISIS ve Alouette üst kısım sondajları ve çeşitli uydular ve roketlerdeki ortam ölçüm aygıtlarıdır. IRI modeli elektron yoğunluğu profilini hesaplamak için  $f_oF2$  kritik frekansın deneysel değerinin kullanılmasına olanak verir. IRI modeli her sene düzenlenen özel IRI Workshop'ları (yani COSPAR genel toplantıları sırasında) elde edilen sonuçlarla güncelleştirilir.

IRI'nın iyon sürüklenmesi modelleri, auroral ve kutupsal iyonosferin belirlenmesi ve magnetik rüzgar etkilerinin gözönüne alınmasını içeren, genişletilmiş şekilleri planlanmaktadır [24].



### 2.12.2. DGR Modeli

Bu model 1990 yılında Di Giovanni ve Radicella tarafından yapıldı [25] ve daha sonra Radicella ve Zhang [26] tarafından geliştirildi. Amacı elektron yoğunluk profilinin makul çerçevede aşağıdaki koşullar sağlanacak şekilde modellendirilmesidir.

- (i) İyonogramlardan inversiyon veya diğer yöntemler ile elde edilen profilin şekli, 1. ve 2. türevlerde süreksiz gradyentler olmadan yeniden türetilmeli,
- (ii) İstenen giriş verileri rutin iyonogram ölçeklendirme ile sınırlı olmalı,
- (iii) Matematik formülasyon gayet basit olmalı.

DGR modeli, karakteristik yüksekliklerde, yükseklik elektron yoğunluğunun ve elektron yoğunluğu gradyentinin ( $dN/dh$ ) ya bilineceği veya rutin olarak ölçeklendirilmiş verilerden hesaplanabileceği varsayımı üzerine kurulur. Rawer [27] tarafından tanıtılan Epstein tabakası üzerine kurulan bu model, sadece F2 tabakasının durumunda aşağıdaki analitik ifade ile verilir.

$$N(h) = \frac{4N_m F^2}{\left[1 + \exp\left(\frac{h - h_m F^2}{B_2}\right)\right]^2} \exp\left(\frac{h - h_m F^2}{B_2}\right) \quad (2.80)$$

Burada  $N(h)$ ,  $h$  yüksekliğindeki elektron yoğunluğu,  $N_m F^2$ , F bölgesindeki elektron yoğunluğunun maksimum değeri,  $h_m F^2$  maksimum elektron yoğunluğundaki yükseklik ve

$$B_2 = 0.385 N_m / (dN/dh)_m$$

dir.

$N_m F2, f_o F2$  'den çok iyi bilinen

$$N_m F2 [10^{11} m^{-3}] = 0.124 (f_o F2 [MHz])^2 \quad (2.81)$$

ifadesi ile hesaplanır.  $h_m F2$  ölçeklendirilmiş iyonosferik karakteristiklerden literatürde verilmiş basit bir model kullanılarak hesaplanabilir.  $B2, F2$  tabakasındaki yarı kalınlık parametresidir. Chapman dağılımındaki ölçek yüksekliği  $H$  ile karşılaştırılabilir. Gündüz,  $N(h)$  profilini belirleyen fonksiyon, her bir katman için  $N(h)$  profilini belirleyen, Epstein fonksiyonlarının birleştirilmesiyle oluşturulur.  $E, F1$  ve  $F2$  tabakalarının üçünün de bulunması durumunda,  $N(h)$  fonksiyonu aşağıdaki şekilde tanımlanır.[25]

$$\begin{aligned} N(h) = & \frac{4N_m^* F2}{\left(1 + \exp\left(\frac{h - h_m F2}{B_2}\right)\right)^2} \exp\left(\frac{h - h_m F2}{B_2}\right) \\ & + \frac{4N_m^* F1}{\left(1 + \exp\left(\frac{h - h_m F1}{B_1}\right)\right)^2} \exp\left(\frac{h - h_m F1}{B_1}\right) \\ & + \frac{4N_m^* E}{\left(1 + \exp\left(\frac{h - h_m E}{B_E}\right)\right)^2} \exp\left(\frac{h - h_m E}{B_E}\right) \end{aligned} \quad (2.82)$$

Burada,  $N_m^* F2 = N_m F2 - 0.1 N_m F1$ ,

$$N_m^* F1 = N_m F1 - N F2 (h_m F1)$$

ve

$$N_m^*E = N_mE - NF1 (h_mE = 120 \text{ km}) - NF2 (h_mE = 120 \text{ km})$$

dir. (2.82) de bulunan çeşitli parametreler aşağıdaki ifadelerle hesaplanır.

$$h_m F2 = \frac{1470 MF}{M + DM} - 176 \quad DM = \frac{0.253}{(f_o F2 / f_o E) - 1.215} - 0.012$$

$$MF = M \sqrt{\frac{0.0196 M^2 + 1}{1.2967 M^2 - 1}}, \quad M = M(3000) F2$$

$$h_m F1 = 108.8 + 0.14 N_m F1 [10^9 / m^3] + 0.7 |Dip| [ol]$$

$$B_2(h \nearrow h_m F2) = \frac{0.385 N_m F2}{(dN / dh)_{max}}$$

$$B_2(h > h_m F2) = k B_2(h \nearrow h_m F2).$$

Kuzey yarımkürede kullanılmak üzere geliştirilmiş DGR modelinde yer alan  $k$ , aşağıdaki bağıntılar yardımıyla tanımlanmıştır [25]:

$$(\text{Ekim - Mart}) \quad k = -7.77 + 0.097 (h_m F2 / B_2)^2 + 0.153 N_m F2$$

$$(\text{Nisan - Eylül}) \quad k = 6.705 - 0.014 R_{12} - 0.068 h_m F2$$

Burada,  $N_m F2$  ( $10^{11}$  elektron/ $m^3$ ) ve  $R_{12}$  aylık ortalama güneş lekesi sayısıdır.

$$B_{Itop} = \frac{h_m F_2 - h_m F_1}{I_{H1} \left( \frac{4(N_m F_1 - N F_2 (h_m F_1))}{0.1 N_m F_1} \right)} \quad (2.83)$$

$$(F1 \text{ varsa}) \quad B_{Ibot} = 0.7 B_{FIbot} \quad B_{Etop} = 0.5 B_{FItop}$$

$$(F1 \text{ yoksa}) \quad B_{Ebot} = 5 \text{ km} \quad B_{Etop} = 7 \text{ km}$$

dir. DGR modeli, TEİ değerlerinin aşağıdaki basit analitik ifade aracılığı ile hesaplanmasını mümkün kılar [25,26].

$$TEI_{DGR} = 2N_m F_2 B_2 (1+k) + 2N_m F_1 (B_{Itop} + B_{Ibot}) + 2N_m E (B_{Etop} + B_{Ebot}) \quad (2.84)$$

TEİ'nin DGR modeline göre elde edilen bu formülü bize iyonosferi bölgelere ayırarak hesap yapma ve her bir bölge için katsayıları ayrıca belirleme olanağı sağlar.

### III. BULGULAR

#### 3.1. İyonosond Verileri Kullanılarak Balkan Bölgesi Üzerinde TEİ'nin Modellendirilme Problemi

##### 3.1.1. Giriş

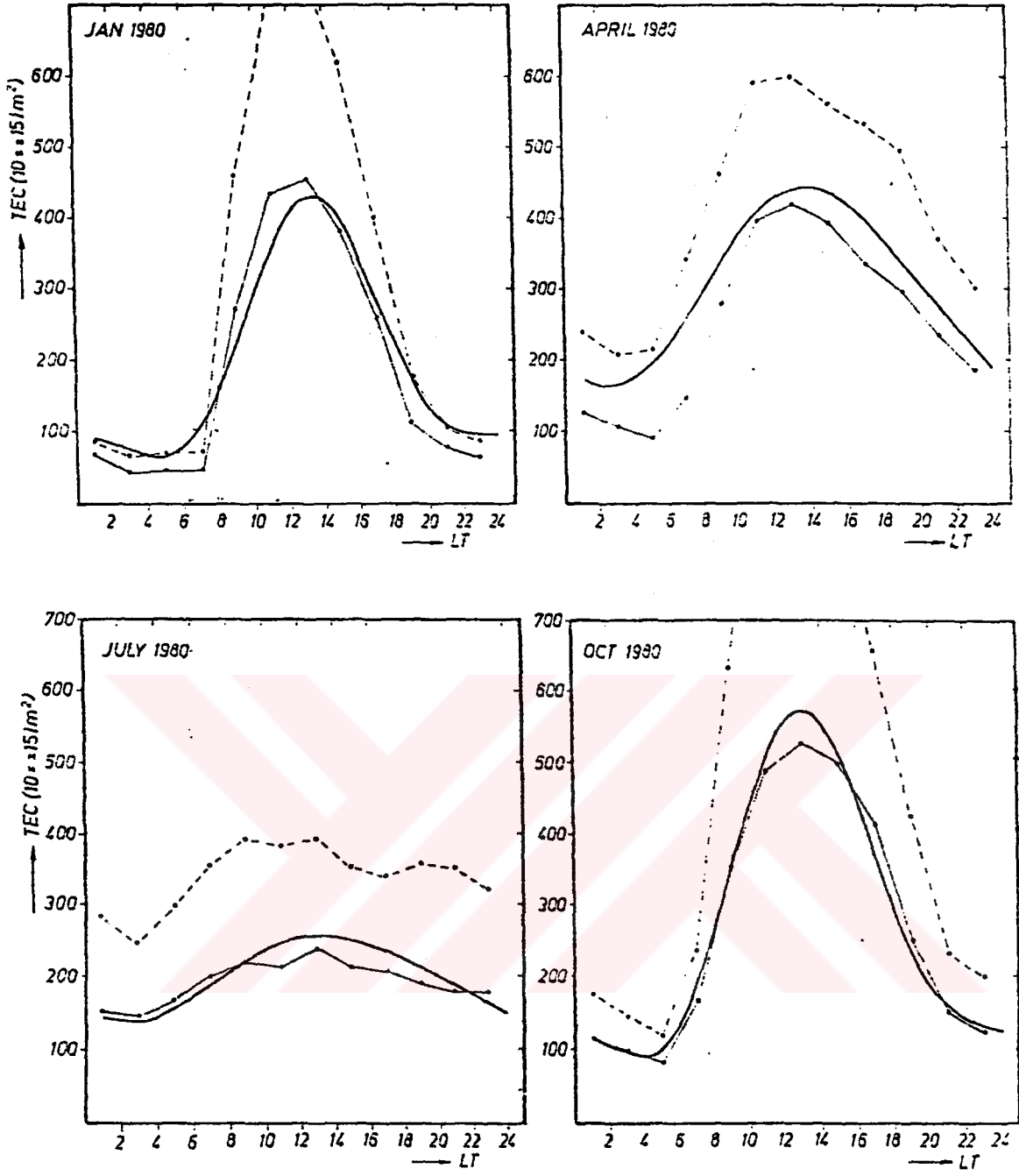
Balkan bölgesinde, deneysel olarak ölçülmüş Toplam Elektron İçeriği (TEİ) mevcut değildir. Ancak bu bölgede kısıtlı sayıda iyonosferik düşey sondaj verisi bulunmaktadır. Atina, Belgrad ve Sofya'da bulunan iyonosferik istasyonlar uzun zamandan beri çalışmaktadır. Avrupa Birliği'nin COST-238 projesi çerçevesinde, bir kaç ay için Yunanistan'ın kuzeyi ve İstanbul'a yakın bölgelerde de veri toplanmıştır. IRI90 modeli iyonosferik  $F_2$ ,  $F_1$  ve  $E$  tabakaları ve  $M(3000) F_2$  faktörü için pik elektron yoğunluklarının ampirik bir modellendirilmesini kullanıyor. TEİ, bu değer ile verilen herhangi bir yer veya birden fazla yer için uygun bilgisayar yöntemleri yardımıyla hesaplanabilir. Sözü edilen ampirik modellerin çok sayıda iyonosferik düşey sondaj verilerinden elde edildiğini belirtmeliyiz. Elektron yoğunluk profilinin hem IRI90 ve hem de DGR modellerinin giriş parametreleri olarak düşey sondaj verilerinin kullanılması durumunda iyi bir yaklaşıklıkla TEİ'nin deneysel değerlerini verdiği gösterilmiştir.

4-6 Mayıs 1992 de Roquetes (İspanya) 'de COST-238/URSI nin ortak olarak düzenlediği "Data Validation of Ionospheric Models and Maps (VIM)" çalışma grubu toplantısında, Singer ve grubu [28], Feichter ve Leitinger'in bölgesel ampirik TEİ modelini, Almanya'daki Juliusruh istasyonundan elde edilen düşey sondaj verilerini kullanarak, IRI90 ve DGR modellerinden hesaplanan TEİ değerleriyle karşılaştırmıştır. Elde ettikleri sonuçlar özellikle DGR modelinin verdiği TEİ değerlerinin ampirik model verileriyle uyum içinde olduğunu gösteriyor (Şekil 3.1) [28]. Aynı toplantıda Radicella ve arkadaşları [30] tarafından sunulan bir başka çalışmada da, DGR, IRI90 ve Bölgesel Feichter- Leitinger

modelleri kullanarak TEİ'nin deneysel sonuçları karşılaştırılmıştır. Bu modellerden, DGR modelinin deneysel verilere en yakın sonuçları verdiği gösterilmiştir.

Balkan bölgesinde TEİ'yi modellendirmek için 35°-45° Kuzey enlem ve 20°-30° Doğu boylam aralığı arasında kalan bölgeyi gözönüne aldık. Bölgedeki İyonosferik düşey sondaj istasyonlarının sınırlı sayıda olması dolayısıyla kullanılabilir veri kısıtlıdır. Bu nedenle bu istasyonlardan elde edilen deneysel verilerin IRI90 modelinin verdiği temel verilerle karşılaştırılmasının önemli olduğuna karar verdik. TEİ'nin hesaplanmasında baskın parametrenin  $f_oF2$  aracılığı ile ölçülen  $F2$  tabakasının maksimum elektron yoğunluğu olduğunu dikkate alarak  $f_oF2$  nin deneysel değerlerinin IRI90'da giriş olarak kullanılan ampirik modelin verdiği değerler ile karşılaştırdık. Şekil (3.2, 3.7) deki eğriler bu karşılaştırmanın bazı örnekleridir. Bu şekiller, Atina ve Belgrad civarı için deneysel ve IRI90 modeliyle hesaplanmış  $f_oF2$  nin verilen aylardaki saat başına orta değerlerini göstermektedir. Bütün durumlarda bu modelin deneysel verilerin iyi bir temsilcisi olduğunu söylemek mümkün olduğunu gördük.

Bu sonuçlar, dolayısıyla Balkan bölgesindeki TEİ'yi modellendirmek için,  $f_oF2$ 'nin değerlerinin ve gerekli diğer parametreleri, IRI90 modelinin paket programında yaptığımız uygun düzeltmeler yardımıyla elde edebileceğimiz açıktır. Deneysel TEİ değerlerinin yeniden üretilmesinde, IRI90 ve DGR modellerinin yeterliliği üstüne diğer araştırmacıların elde ettiği sonuçlardan ve yukarıda belirtilen karşılaştırmalardan da Balkan bölgesindeki TEİ'nin bir modelinin oluşturulmasında, DGR modelinin seçilmesinin daha uygun olduğunu gördük. Buradan Balkanlar için kullanılacak uygun modelin DGR olduğu sonucuna vardık. Bu kararı güçlendiren bir başka sebep de TEİ'nin hesaplanmasında kullanılan DGR modelinin daha basit bir yapıya sahip olmasıdır. TEİ'nin sadece basit bir analitik ifade olan (2.84) ile verildiği hatırlanmalıdır. Buna karşılık bugünkü hali ile IRI90 modeli bir



Şekil 3.1. Düşey Sounding verilerinin aylık orta değerlerinin kullanılmasıyla, IRI ve DGR modellerinden elde edilen TEİ'lerin günlük değişimlerinin, 54.6° Kuzey, 13.4° Doğu da yüksek güneş aktivitesi durumunda, Feichter - Leitinger (1991) tarafından elde edilen bölgesel TEİ modeli ile karşılaştırılması (—Bölgesel TEİ, —DGR, --- IRI) (W. Singer and et. al., 1992'e göre)

bilgisayar paket programı kullanılarak elde edilen elektron yoğunluk profiline yükseklik üzerinden integrasyonunu gerektirmektedir.

### 3.1.2. Kullanılan Veriler

DGR modeli giriş parametreleri olarak,  $f_oF2$ ,  $f_oF1$ ,  $f_oE$  ve  $M(3000)F2$  kritik frekans değerlerine gereksinim duymaktadır. Seçilen özel bir durum için IRI90 paket programı,  $f_oF2$ ,  $f_oF1$  ve  $f_oE$  yi hesapladık. Fakat, bu değerler için modelin kullandığı data bankası olarak adlandırılabilir bölümden, daha önce konulmuş olan, ampirik  $M(3000) F2$  değerlerinin seçilebilmesi için paket programını yeniden düzenlemek zorunda kaldık. İyonosferik açıdan boylam için alınmış olan  $10^\circ$ lik aralıklarda Balkan bölgesi için kayda değer bir değişim göremedik. Bundan dolayı verilen; boylamı  $20^\circ$ Doğu da sabit tutup enlemi;  $35^\circ$ ,  $37^\circ$ ,  $39^\circ$ ,  $41^\circ$  ve  $45^\circ$  Kuzey için değiştirerek IRI90 model programıyla oluşturduk. Farklı zaman değişimlerini içine alabilmek için yerel saat olarak 00:00'dan 23:00 a kadar saat başı veriyi, farklı mevsimleri temsilen de Ocak, Nisan, Temmuz ve Ekim aylarını, güneş aktivitesinin düşük , orta ve yüksek durumları için güneş lekesi sayısını ( $R_{12} = 10, 100$  ve  $150$ ) kullandık.

Bu veri gurubu ile Balkanlar üzerinde TEI'nin Enlemsel, Günboyu, Mevsimsel ve Güneş aktivitesine bağlılığını çıkardık.

### 3.2. Elde Edilen Sonuçlar

Bölüm (2.11.1 ve 2.11.2) de tanımlamış olduğumuz DGR ve IRI90 modelleri tarafından alınan veri gurubu ile Balkanlar için TEI'nin bir modelini elde ettik. Şekil (3.8 - 3.21) modelin verdiği enlemsel ve zamana bağlı değişimleri göstermektedir. Bu değişimler aşağıdaki gibidir.



### 3.2.1. Balkan Bölgesinde Günboyu Değişimler

Şekillerden, beklenildiği gibi, maksimum ve minimum günboyu değerler olarak tanımlanan mutlak günboyu değişiminin, hem mevsimlere ve hem de güneş aktivitesine kuvvetli bir şekilde bağlı olduğunu açıkça gördük. Bu değişim Ocak'da düşük güneş aktivitesi için gözönüne alınan enlemde bağımsız olarak  $10$  TEİ biriminin ( $10^{16}$  elektron  $m^2$ ) altındaki bir minimum değerine erişir. Yüksek değişime, Nisan'da, yüksek güneş aktivitesi ( $R_{12}=150$ ) ve düşük enlemde ( $35^\circ N$ ) ulaştık. Günboyu değişiminin maksimumu, kuvvetli bir şekilde mevsime bağlıdır. Fakat zayıf olarak da güneş aktivitesi ile kontrol edilmektedir. Ocakta günboyu maksimumun  $10:00$  LT(yerel saat) civarında ve Haziran'da  $20:00$  LT'da, güneş aktivitesinden bağımsız olarak, çıktığını belirtmeliyiz. Nisan ve Ekim'deki günboyu değişim maksimumu, güneş aktivitesinin yüksek değeri için gün ortasında çok iyi belli olmamakta, fakat bu değişimin etkisi öğleden sonra düşük güneş aktivitesi olduğunda ortaya çıkmaktadır.

### 3.2.2. Balkan Bölgesinde Mevsimsel Değişimler

TEİ'nin hesaplanmış değerlerinde gözlenen düşük güneş aktivitesine sahip gün ortası şartlarındaki mevsimsel değişimler Ekim'de belirgin bir maksimum ve Temmuz'da önemli bir minimum gösterirler. Ocak ve Nisan'da, Ekim'deki değerlerden daha düşük değerlere sahip benzer davranışlar ortaya çıkar. Bu, Şekil (3.20) den çok açık bir şekilde görülmektedir. Yüksek güneş aktivitesi boyunca çok iyi bildiğimiz dönencelerle ilişkili (equinoctial) maksimumu gün boyunca gözledik ve bu olayı Şekil (3.21) de açıkça inceledik. Aynı saatlerdeki Ekim ve Nisan verileri, Ocak ve Temmuz verilerinden daha büyüktür. Hatta yüksek güneş aktivitesinde Temmuz ayındaki değerler diğer aylardaki değerlerin yarısından küçüktür. Şekil (3.20) ve (3.21) den TEİ'nin özellikle günboyu

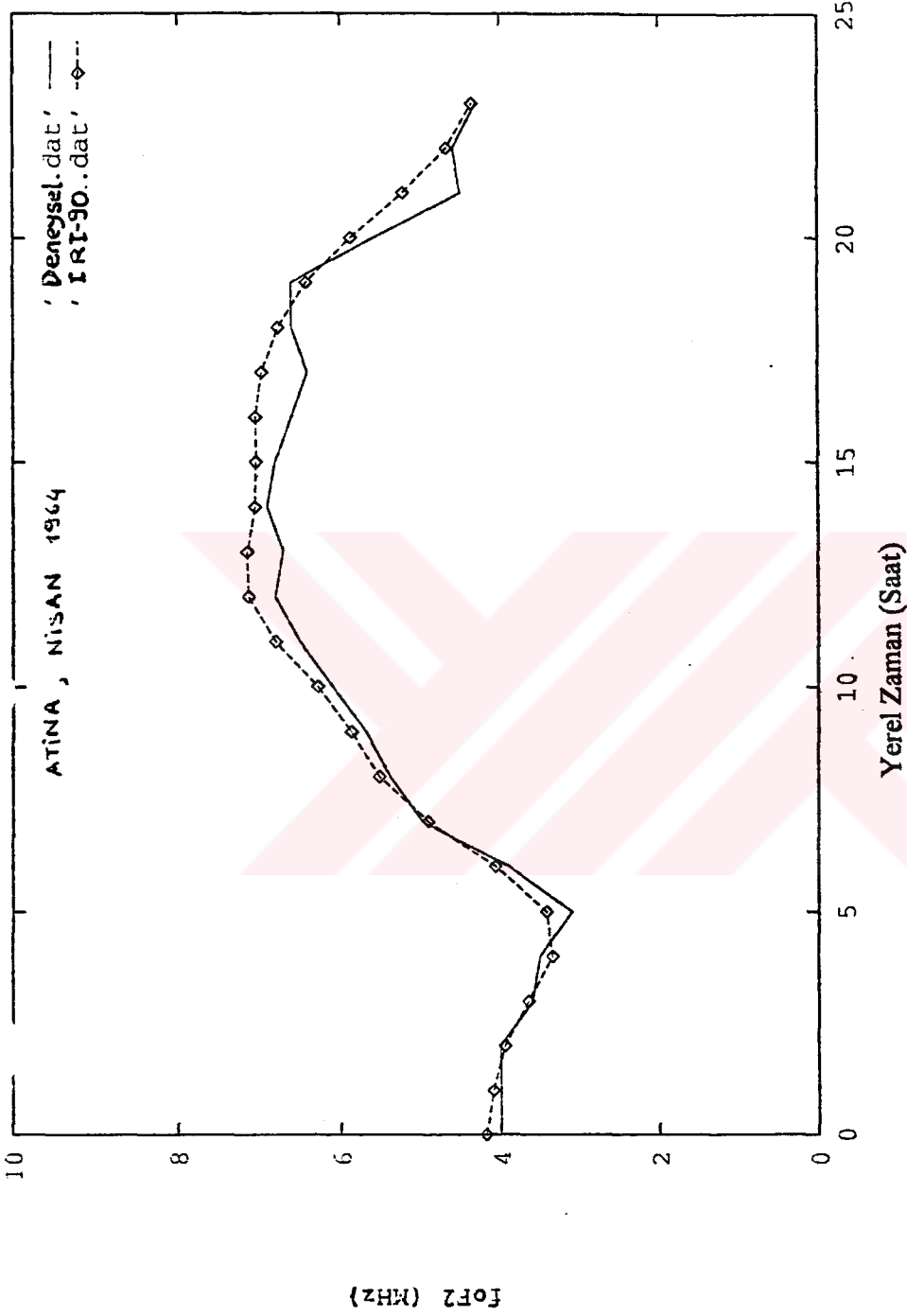
minimumunun civarında (05:00 LT gibi) gece boyu değerlerinin en düşük değerler olduğunu gördük.

### **3.2.3. Balkan Bölgesinde Güneş Aktivitesi ile Değişimler**

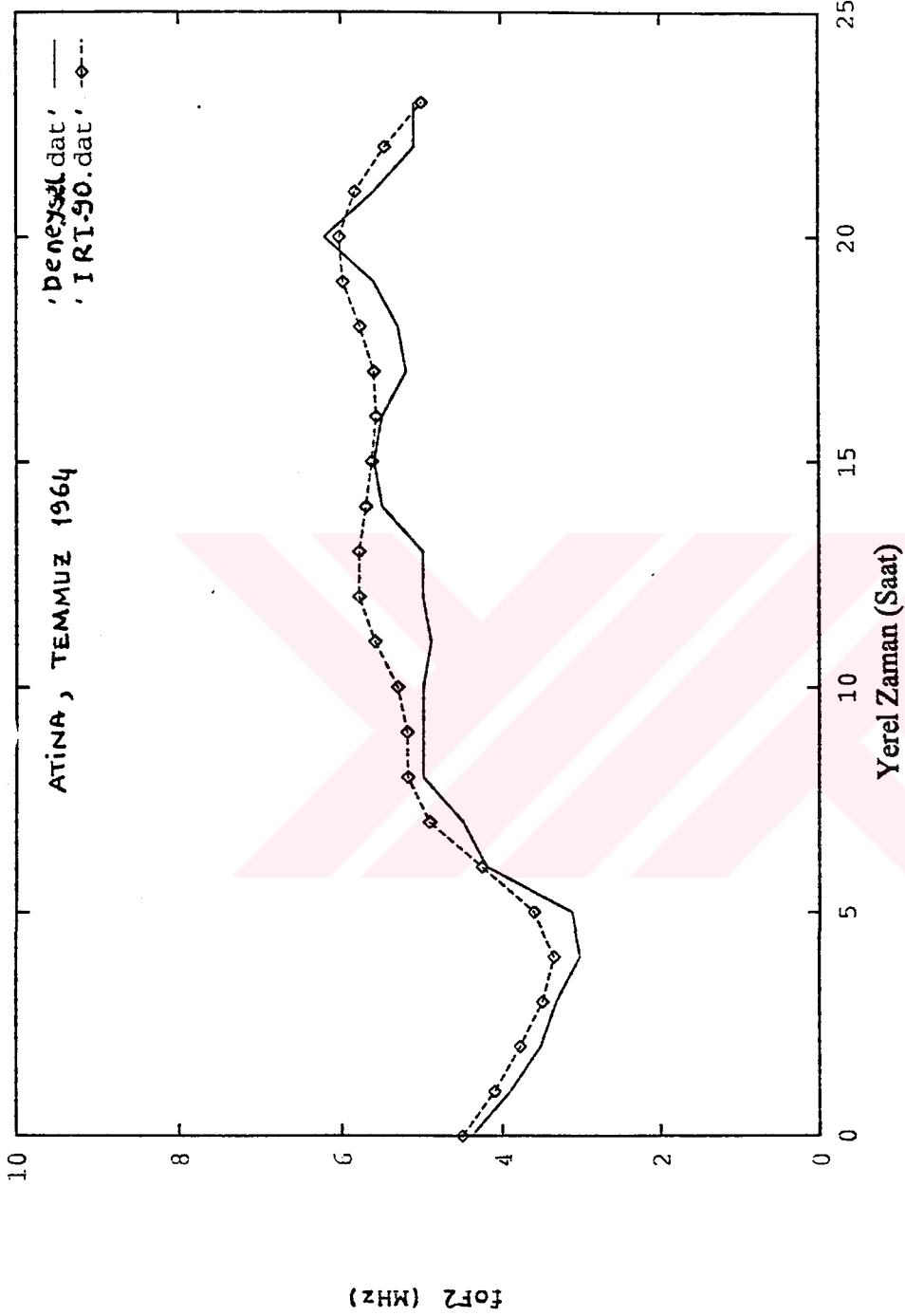
Beklendiğimiz gibi, güneş aktivitesinin artması TEİ'nde artmasını sağladı. Bu davranış özellikle dönenceler (Nisan ve Ekim) de düşük enlemlerde (35 °Kuzey) daha kuvvetlidir. Güneş aktivitesi etkisi tan öncesi günboyu minimum zamanında çok küçüktür. Nisan ve 12:00 LT daki güneş aktivitesinin ( $R_{12} = 10$  ve  $R_{12} = 100$  arasında) TEİ üzerindeki en büyük etkisi  $\approx 5$  faktörü kadar olduğunu bulduk. Bu etkinin Ocak'ta ve 05:00 LT'da sadece 20% kadar azaldığını gördük..

### **3.2.4. Balkan Bölgesinde Enlemsel Değişimler**

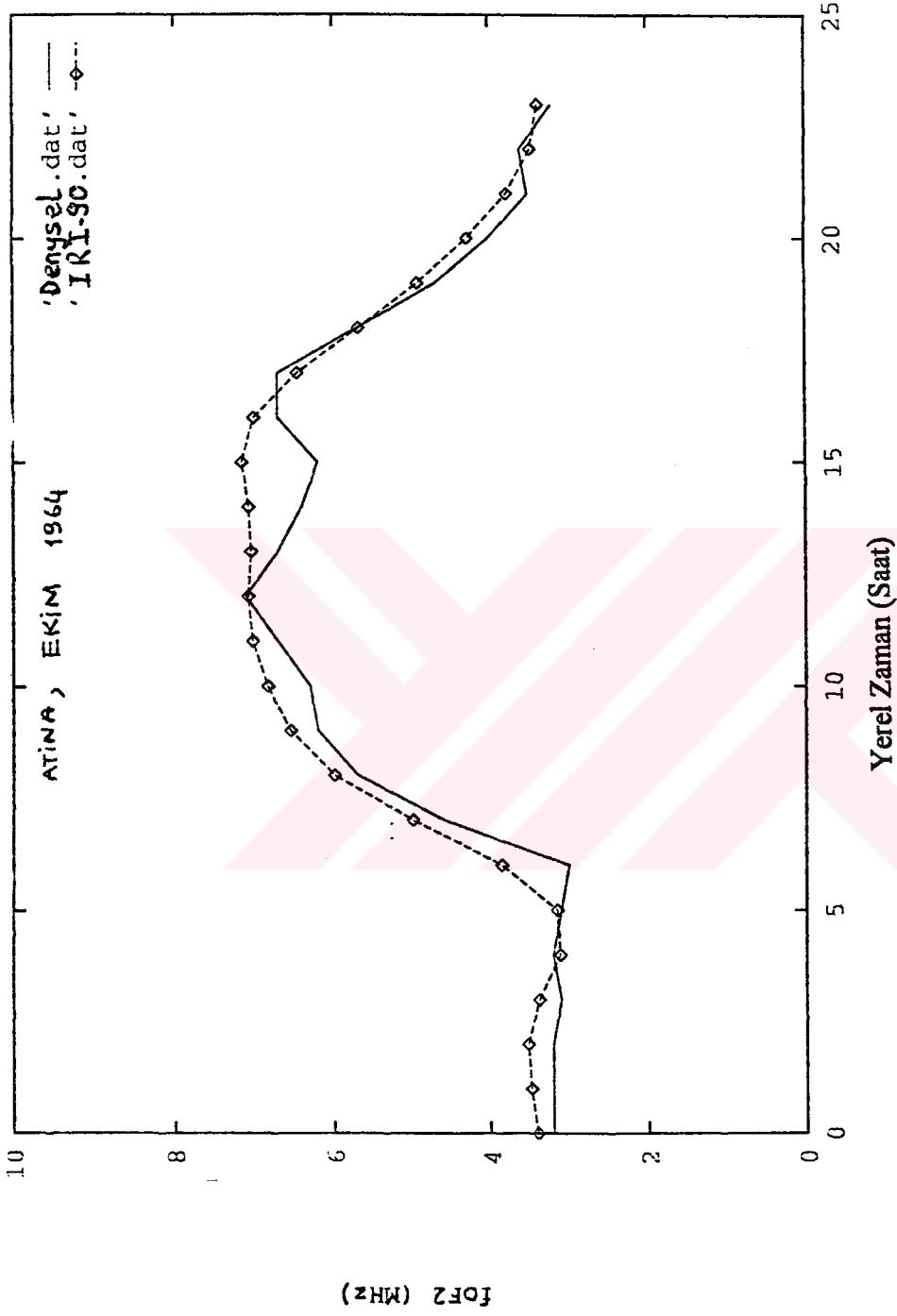
İncelenen enlem bölgesinde, TEİ üzerindeki en büyük enlemsel etkiyi, yüksek güneş aktivitesinde, Nisan ayı ve gündüz boyunca ; minimum etkiyi ise genelde günboyu değişim minimumunda (05:00 LT), güneş aktivitesinin düşük değeri ve Ocak ayında gözledik. Enlemsel değişiminin, enlemin oldukça düşük aralığı olan 10 ° deki analizi, Şekil (3.17)de verilen,  $R_{12} = 150$  ve Nisan ayı için 2 faktörü kadar olduğunu gördük. Sözü edilen mevsimsel ve güneş aktivitesi koşullarındaki bu değişim TEİ'nin geniş bir yatay gradyente sahip olduğunu gösterir. Gözlenebilecek bir başka boylamsal etki ise enlemin belirli mevsimsel ve güneş aktivitesi koşullarının sağlanması durumunda, günboyu maksimum zamanını enleme bağlı olarak yer değiştirmesinden elde edilebilir. Yine Nisan'da bu tipte büyük etki gözledik; fakat bu etkinin diğer aylarda da var olduğunun kanıtını gözlemek mümkündür. Bu davranışı açık olarak Şekil (3.10 ve 3.11) de gösterdik. Bu şekiller, günboyu maksimum gözlenmesi durumunda, daha düşük enlemlerde daha erken ortaya çıktığını göstermektedir.



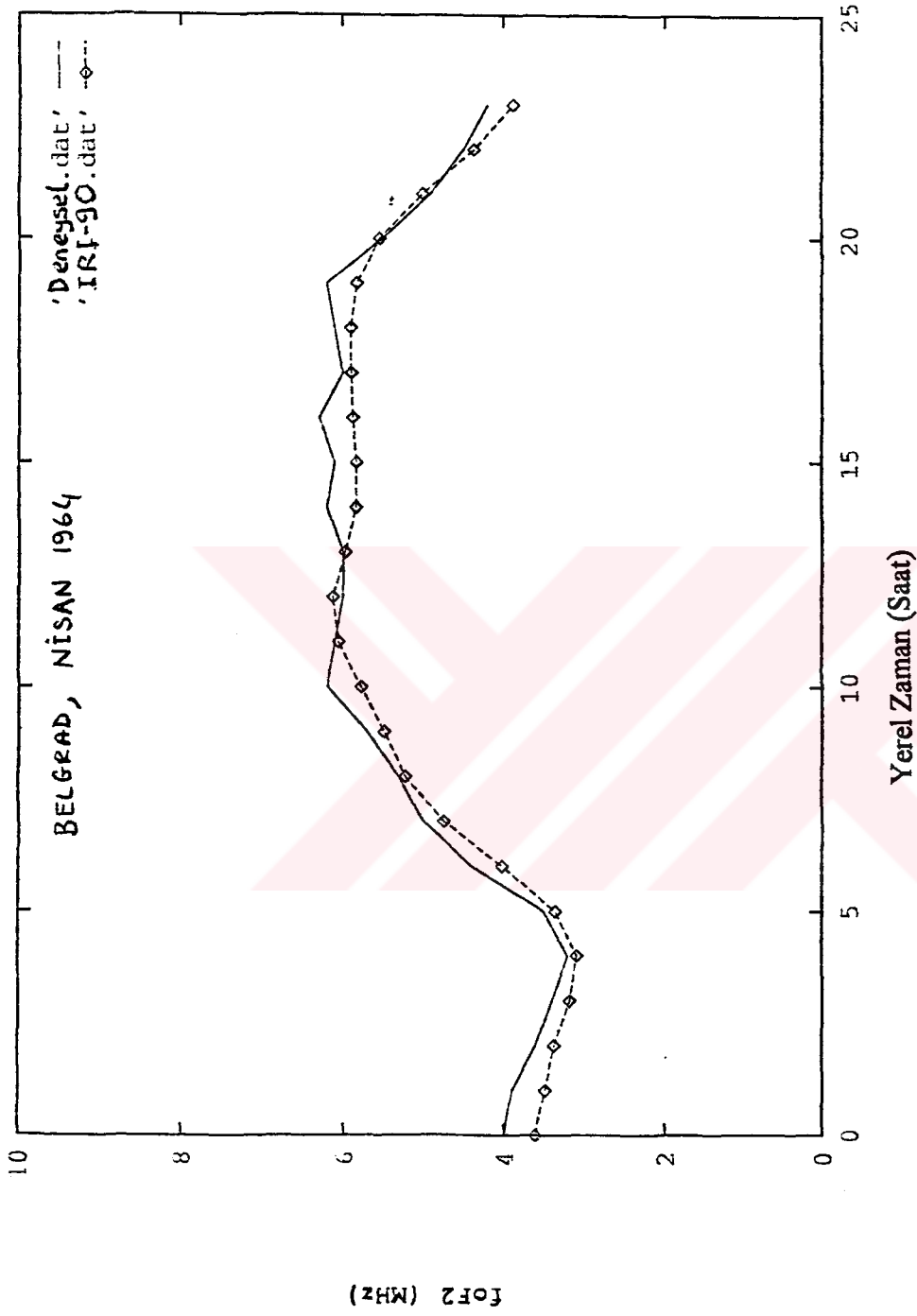
Şekil 3.2. Atina yer istasyonu :  $R_{12} = 12.7$ , Nisan ve Enlem :  $38^\circ$  Kuzey, Boylam :  $23.6^\circ$   
Doğu için  $f_oF_2$  kritik frekans değerlerinin, deneysel (—) ve IRI90 Modelinin  
(◇ .....◇) verileri ile karşılaştırılması.



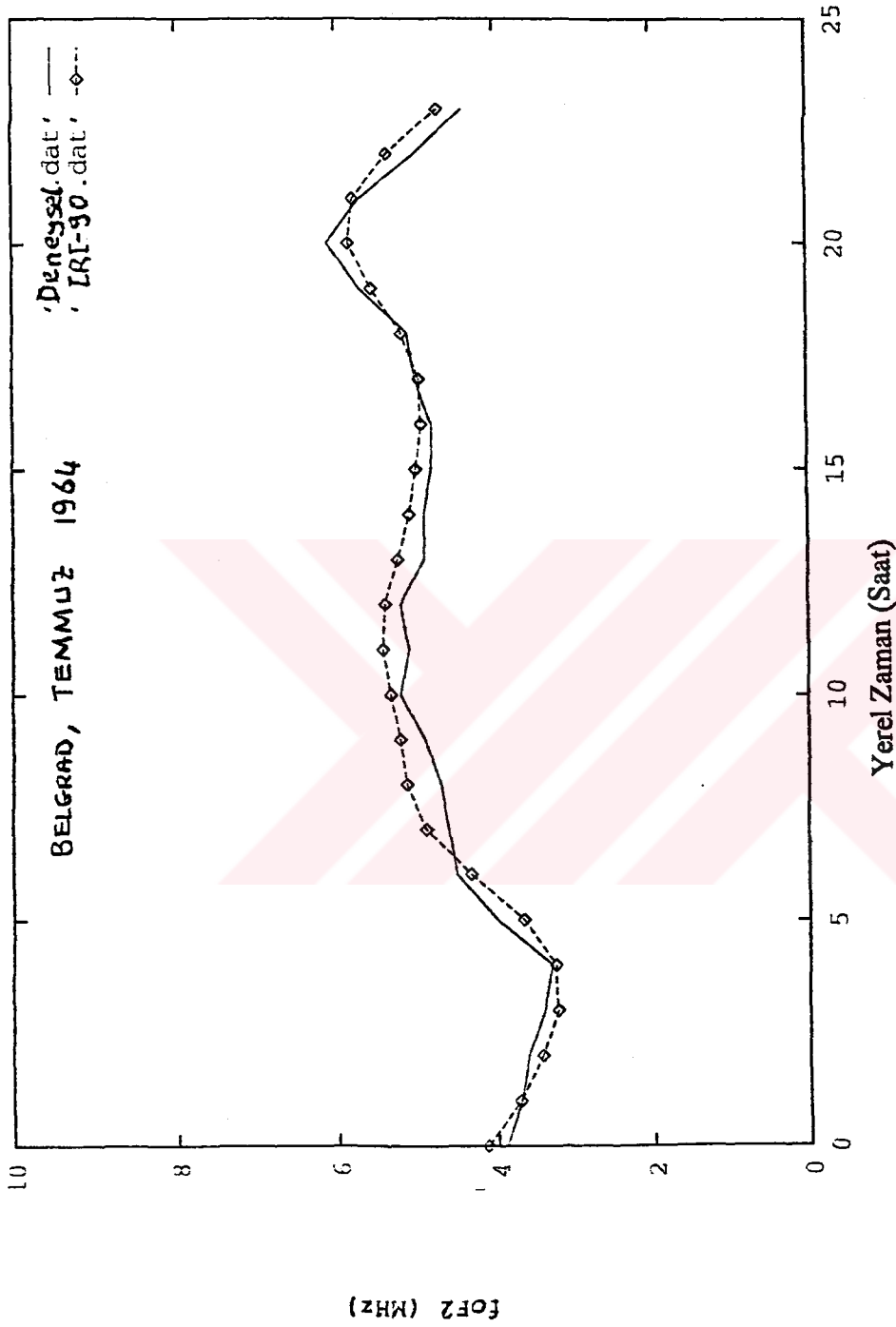
Şekil 3.3. Atina yer istasyonu :  $R_{12} = 10.3$ , Temmuz ve Enlem :  $38^\circ$  Kuzey, Boylam :  $23.6^\circ$  Doğu için  $f_oF_2$  kritik frekans değerlerinin, deneysel (—) ve IRI90 Modelinin (◇) verileri ile karşılaştırılması.



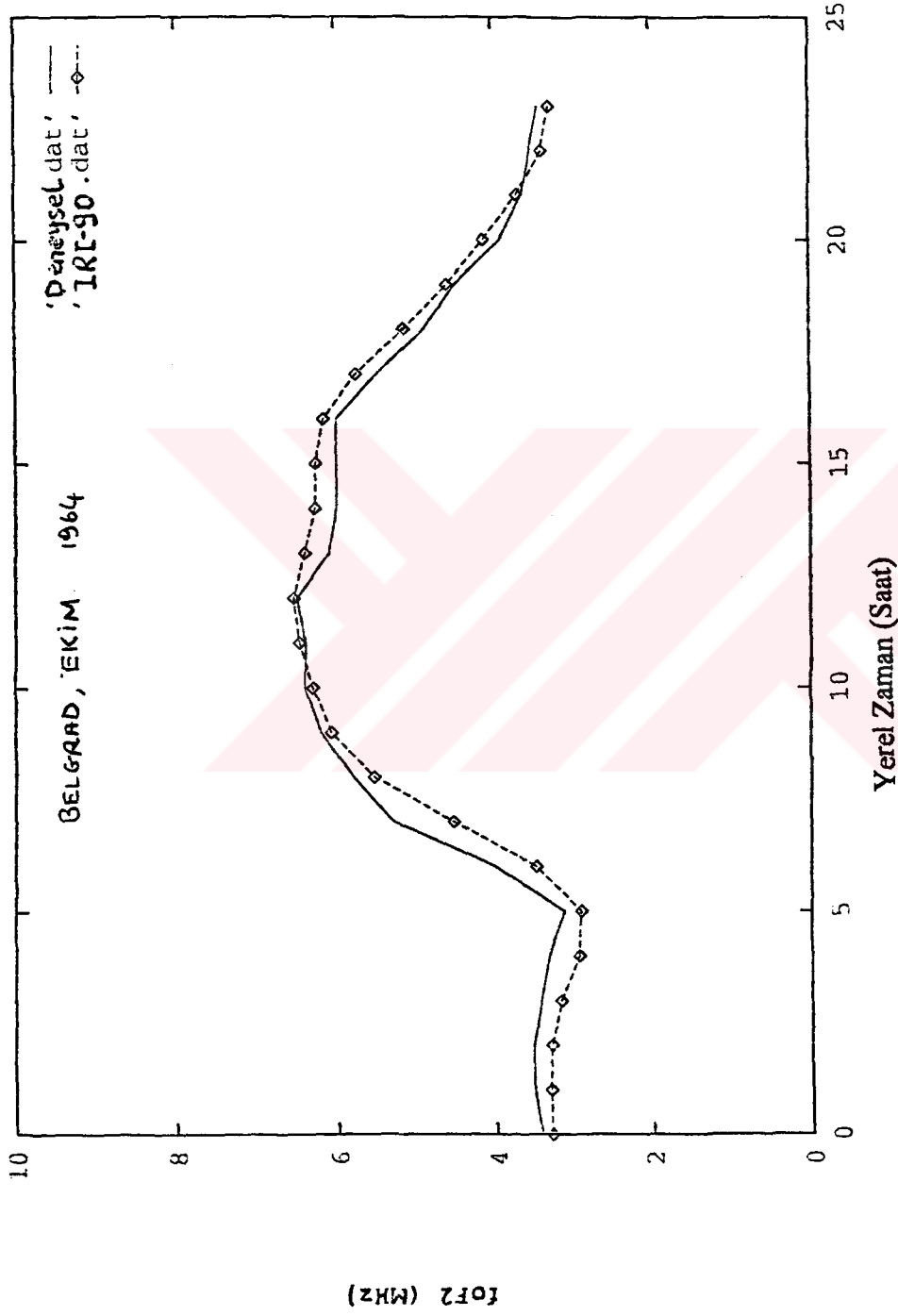
Şekil 3.4. Atina yer istasyonu :  $R_{12} = 9.6$ , Ekim ve Enlem :  $38^\circ$  Kuzey, Boylam :  $23.6^\circ$   
Doğu için  $f_oF_2$  kritik frekans değerlerinin, deneysel (—) ve IRI90 Modelinin  
(□ .....□ ) verileri ile karşılaştırılması.



Şekil 3.5. Belgrad yer istasyonu :  $R_{12} = 12.7$ , Nisan ve Enlem :  $44.8^\circ$  Kuzey, Boylam :  $20.5^\circ$  Doğu için  $f_0F_2$  kritik frekans değerlerinin, deneysel (—) ve IRI90 Modelinin (□ .....□) verileri ile karşılaştırılması.

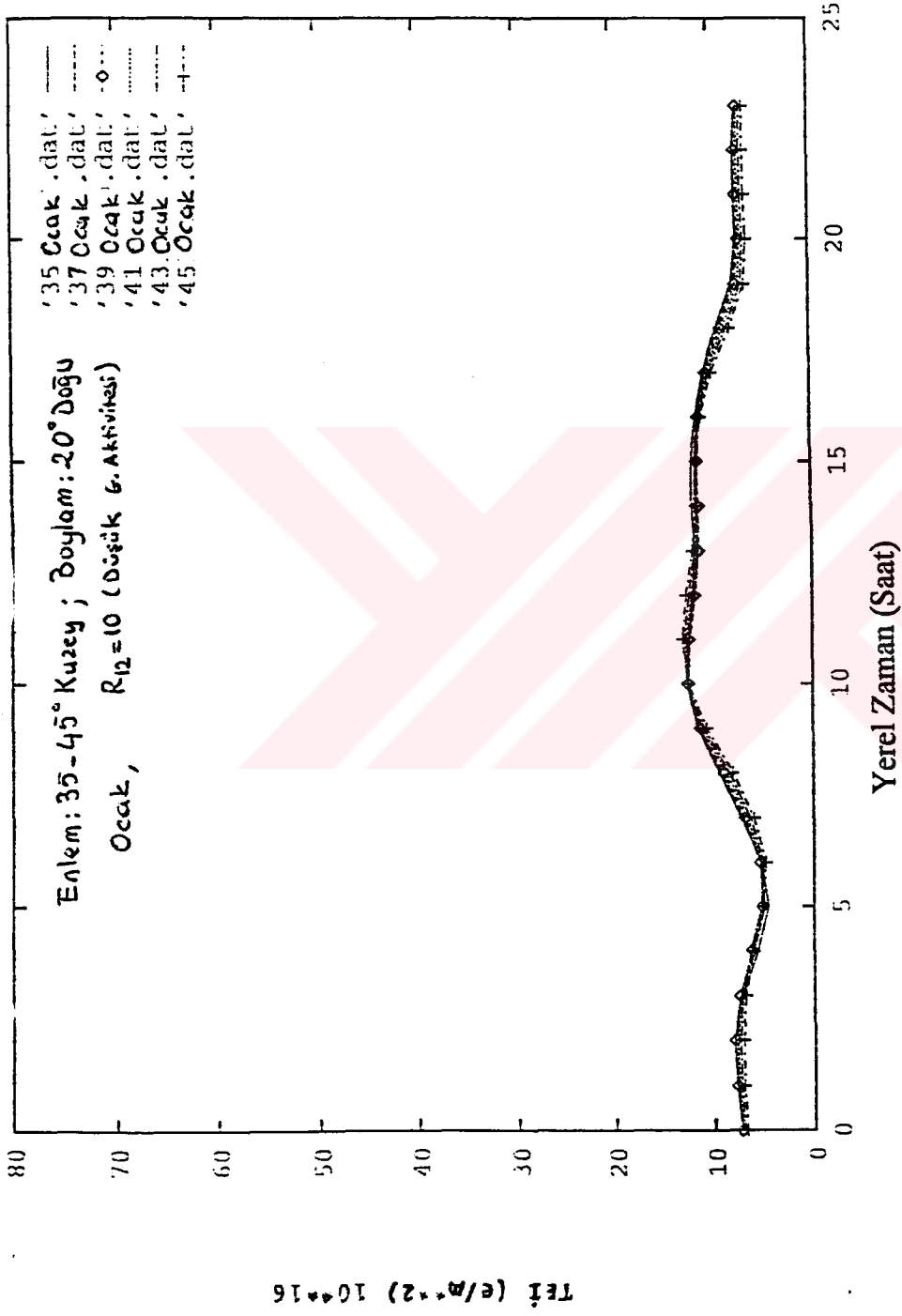


Şekil 3.6. Belgrad yer istasyonu :  $R_{12} = 10.3$ , Temmuz ve Enlem:  $44.8^\circ$  Kuzey, Boylam:  $20.5^\circ$  Doğu için  $f_oF2$  kritik frekans değerlerinin, deneysel (—) ve IRI90 Modelinin (□ .....□) verileri ile karşılaştırılması.

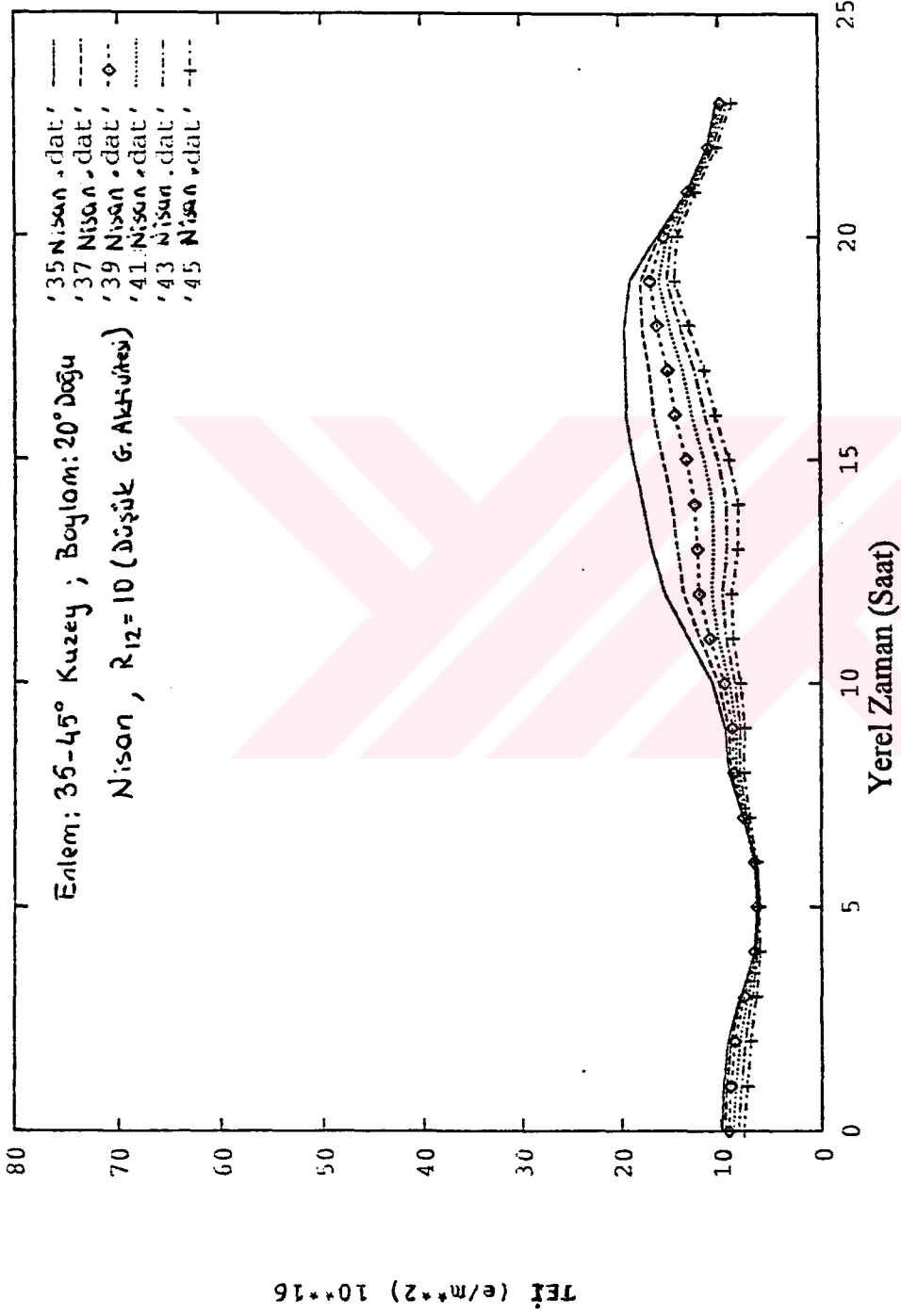


Şekil 3.7. Belgrad yer istasyonu :  $R_{12} = 9.6$ , Ekim ve Enlem :  $44.8^\circ$  Kuzey, Boylam :  $20.5^\circ$  Doğu için  $f_0F2$  kritik frekans değerlerinin, deneysel (—) ve IRI90 Modelinin (◇) verileri ile karşılaştırılması.

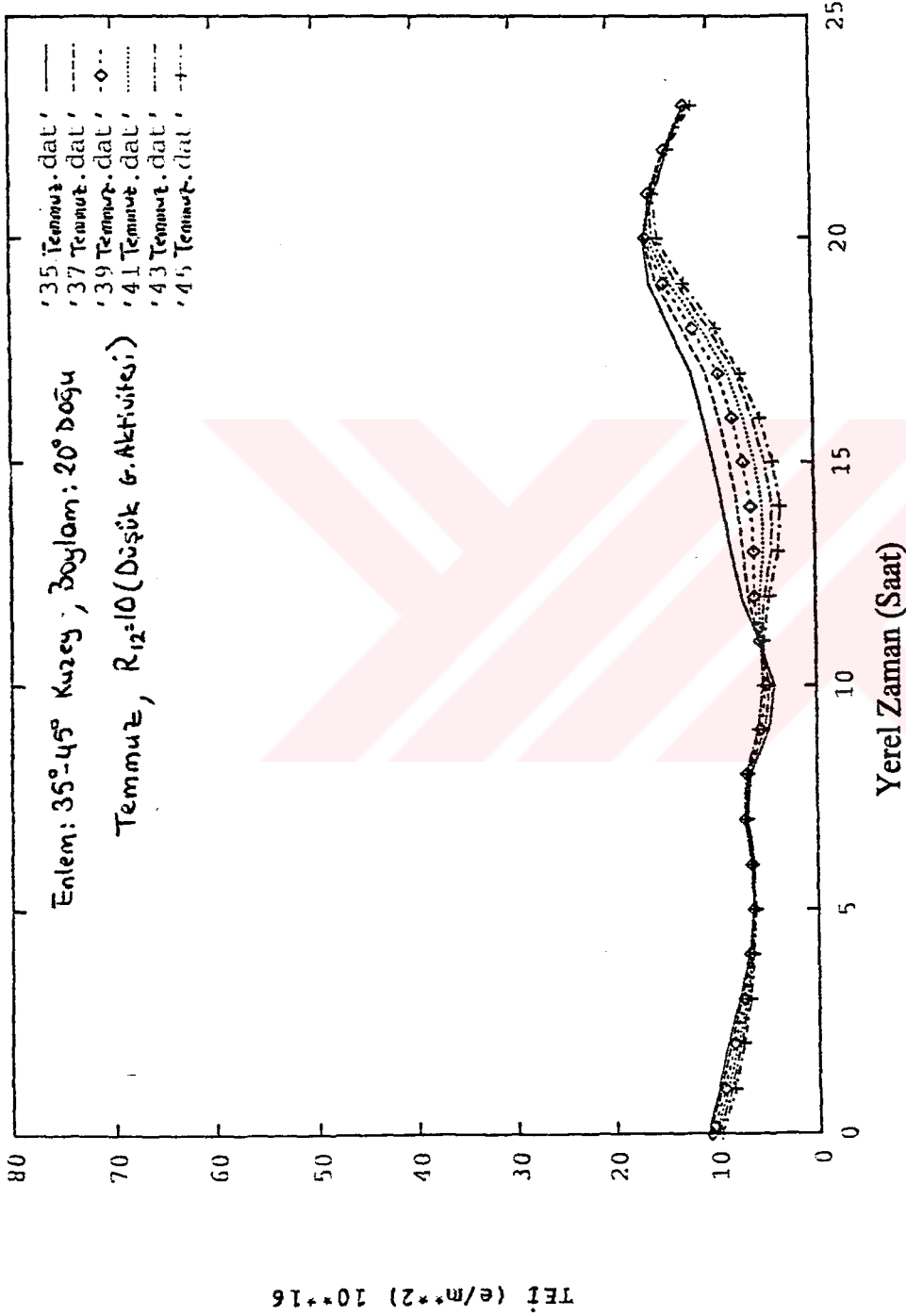




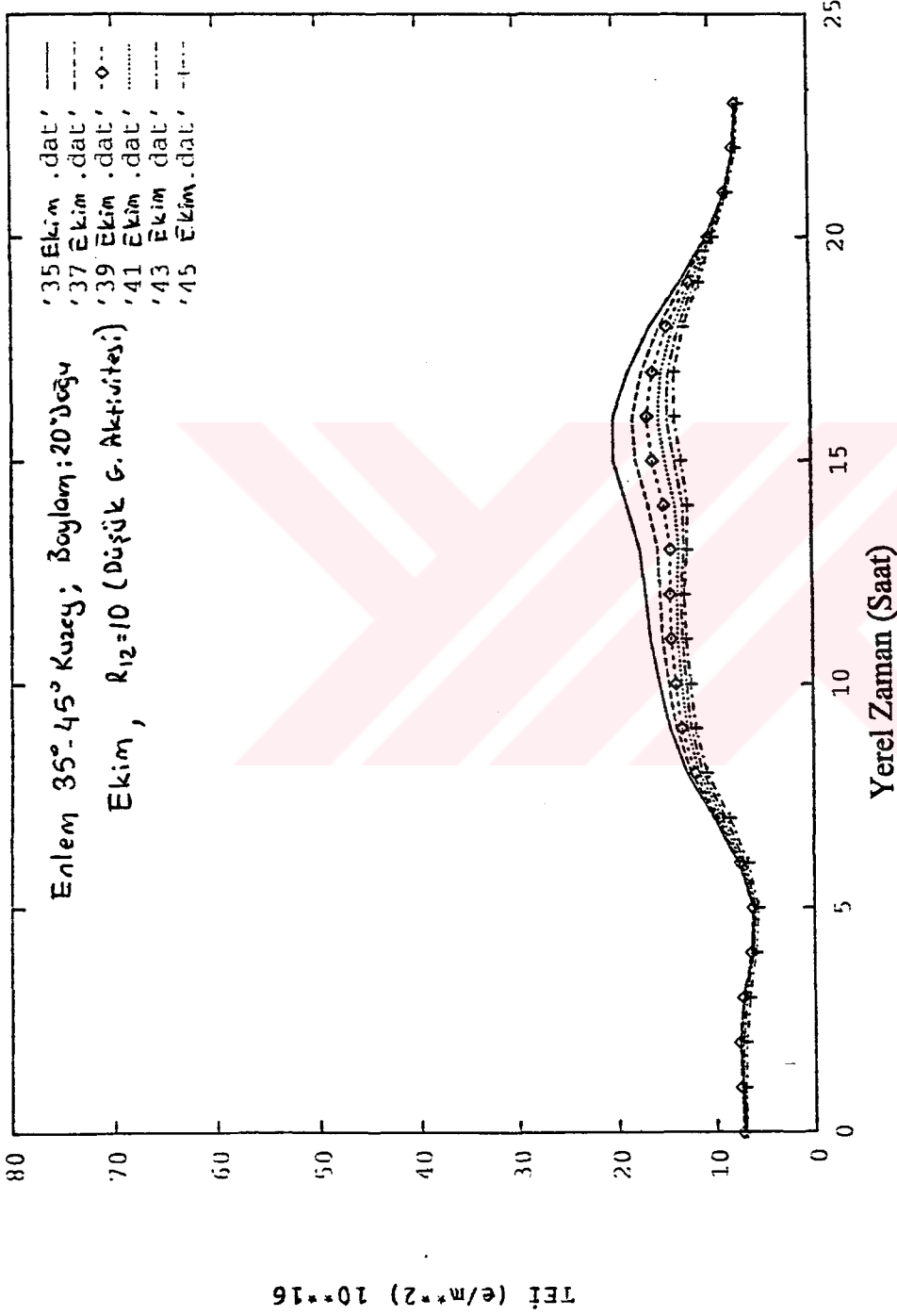
Şekil 3.8. Ocak, R<sub>12</sub> = 10 ve Enlem : 35-45° Kuzey, Boylam : 20° Doğu için IRI90 Modeli ile hesaplanmış TEİ değerleri.



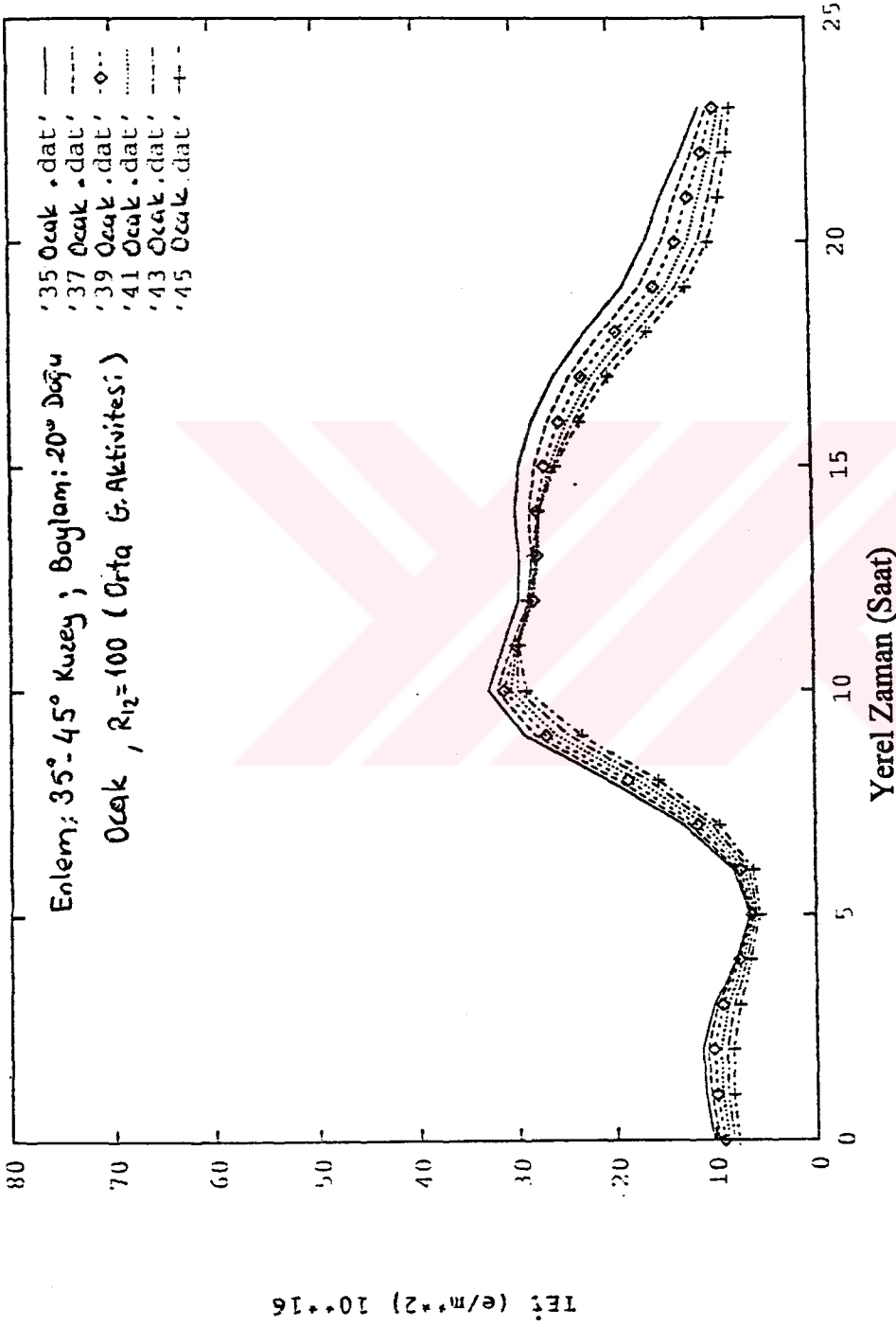
Şekil 3.9. Nisan,  $R_{12} = 10$  ve Enlem : 35-45° Kuzey; Boylam : 20° Doğu için IRI90 Modeli ile hesaplanmış TEI değerleri.



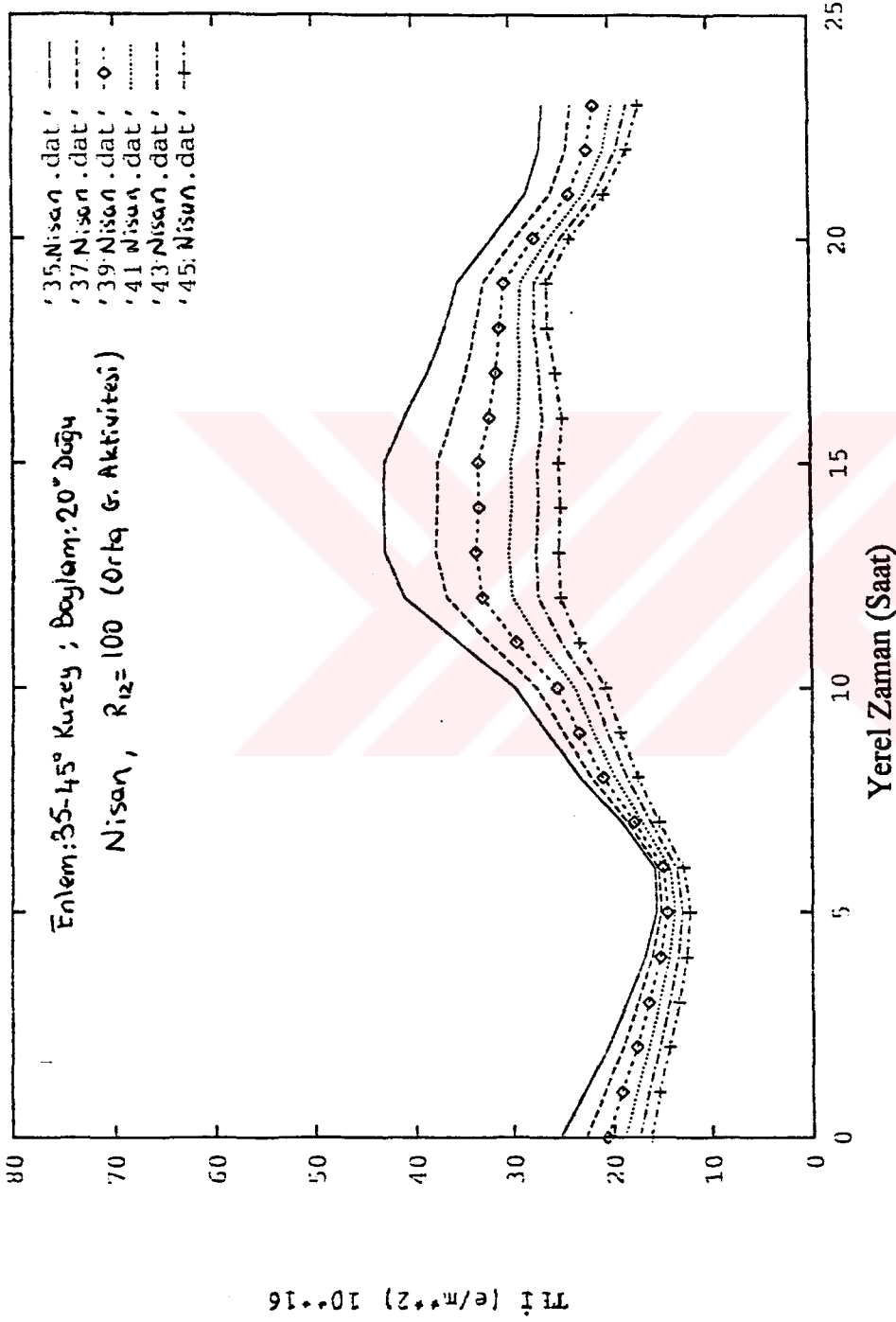
**Şekil 3.10.** Temmuz, R<sub>12</sub> = 10 ve Enlem : 35-45° Kuzey; Boylam : 20° Doğu için IRI90 Modeli ile hesaplanmış TEI değerleri.



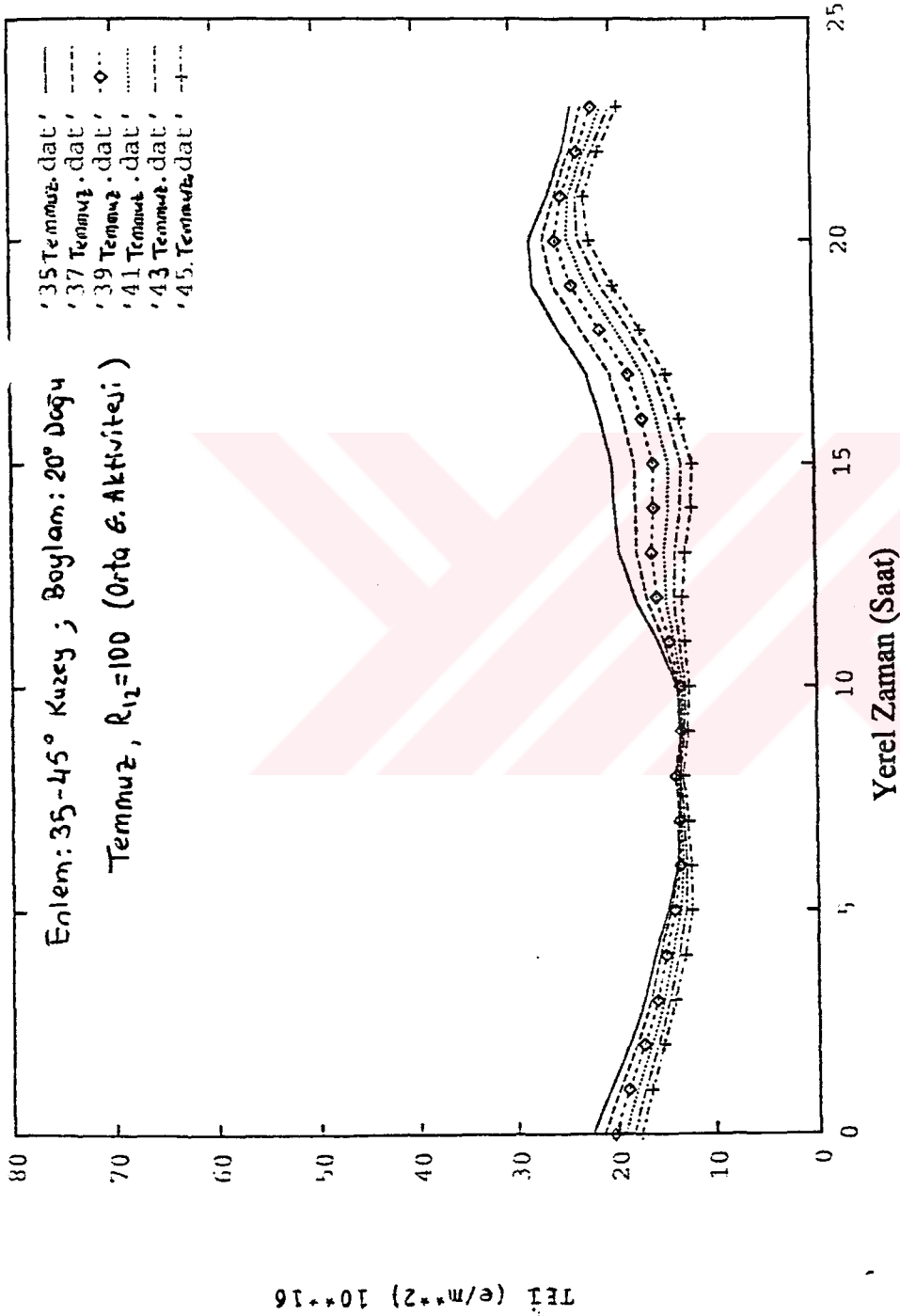
Şekil 3.11. Ekim,  $R_{12} = 10$  ve Enlem : 35-45° Kuzey; Boylam : 20° Doğu için IRI90 Modeli ile hesaplanmış TEİ değerleri.



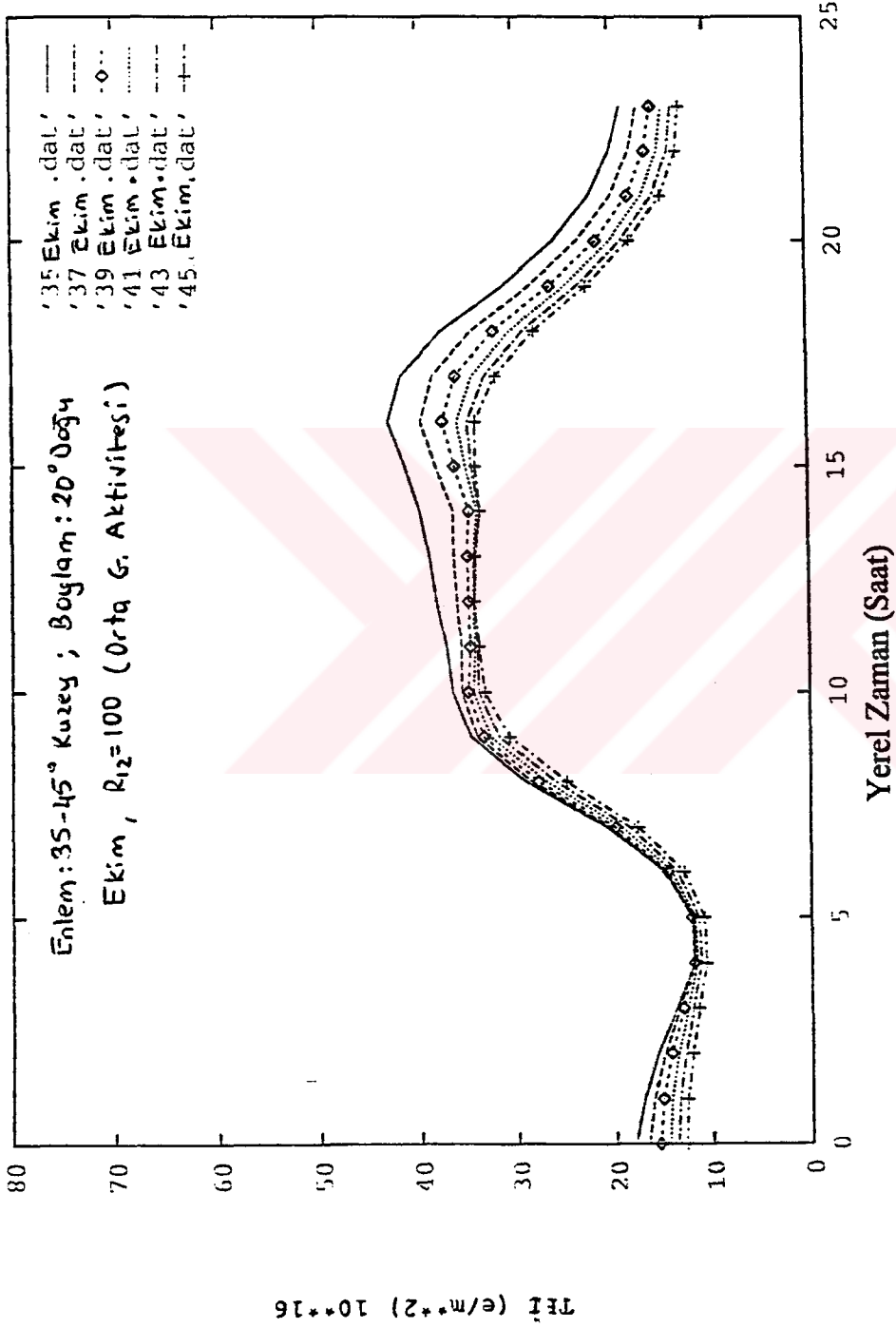
Şekil 3.12. Ocak,  $R_{12} = 100$  ve Enlem : 35-45° Kuzey; Boylam : 20° Doğu için IRI90 Modeli ile hesaplanmış TEI değerleri.



Şekil 3.13. Nisan,  $R_{12} = 100$  ve Enlem : 35-45° Kuzey; Boylam : 20° Doğu için IRI90 Modeli ile hesaplanmış TEI değerleri.



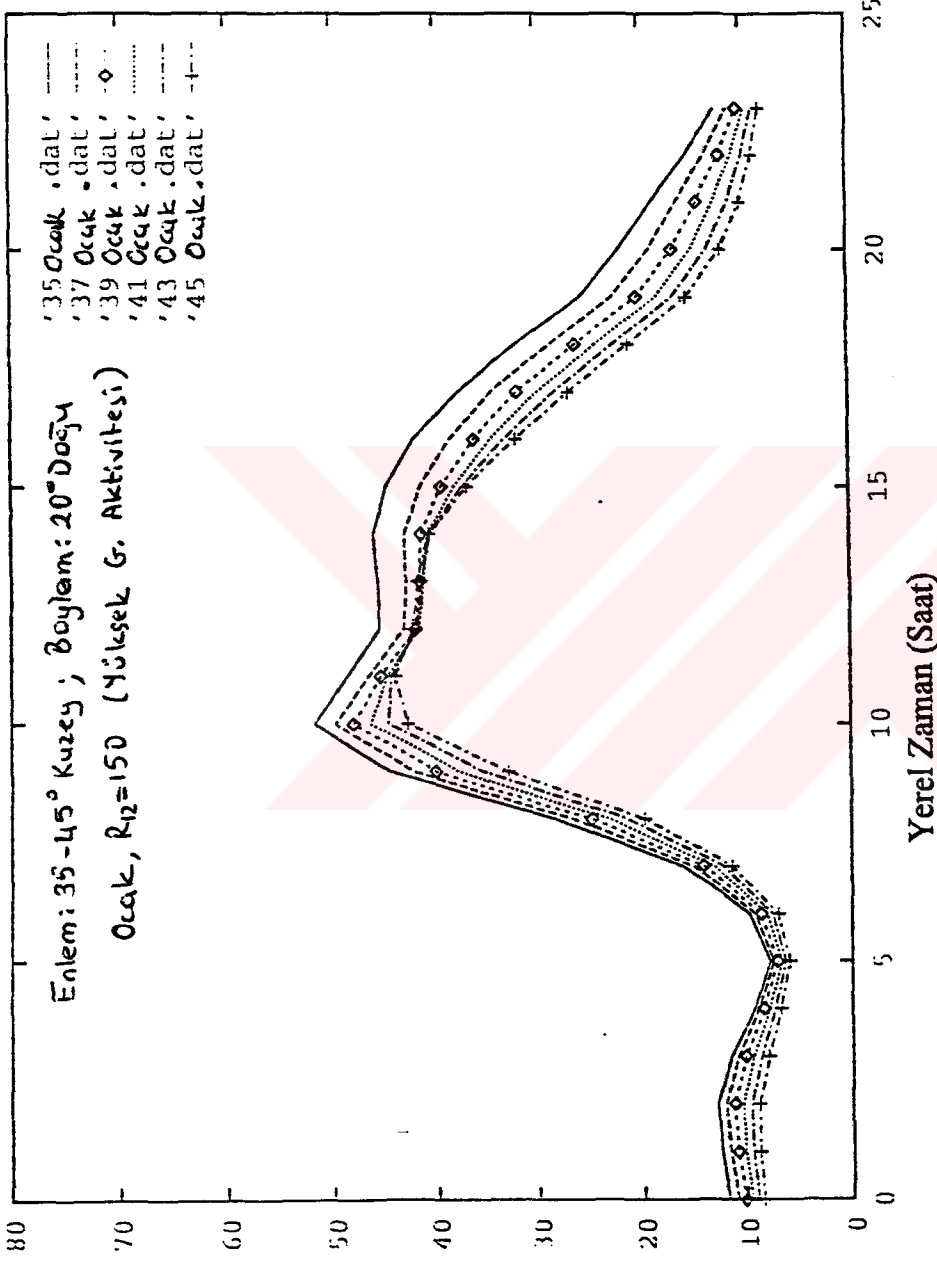
Şekil 3.14. Temmuz,  $R_{12} = 100$  ve Enlem : 35-45° Kuzey; Boylam : 20° Doğu için IRI90 Modeli ile hesaplanmış TEI değerleri.



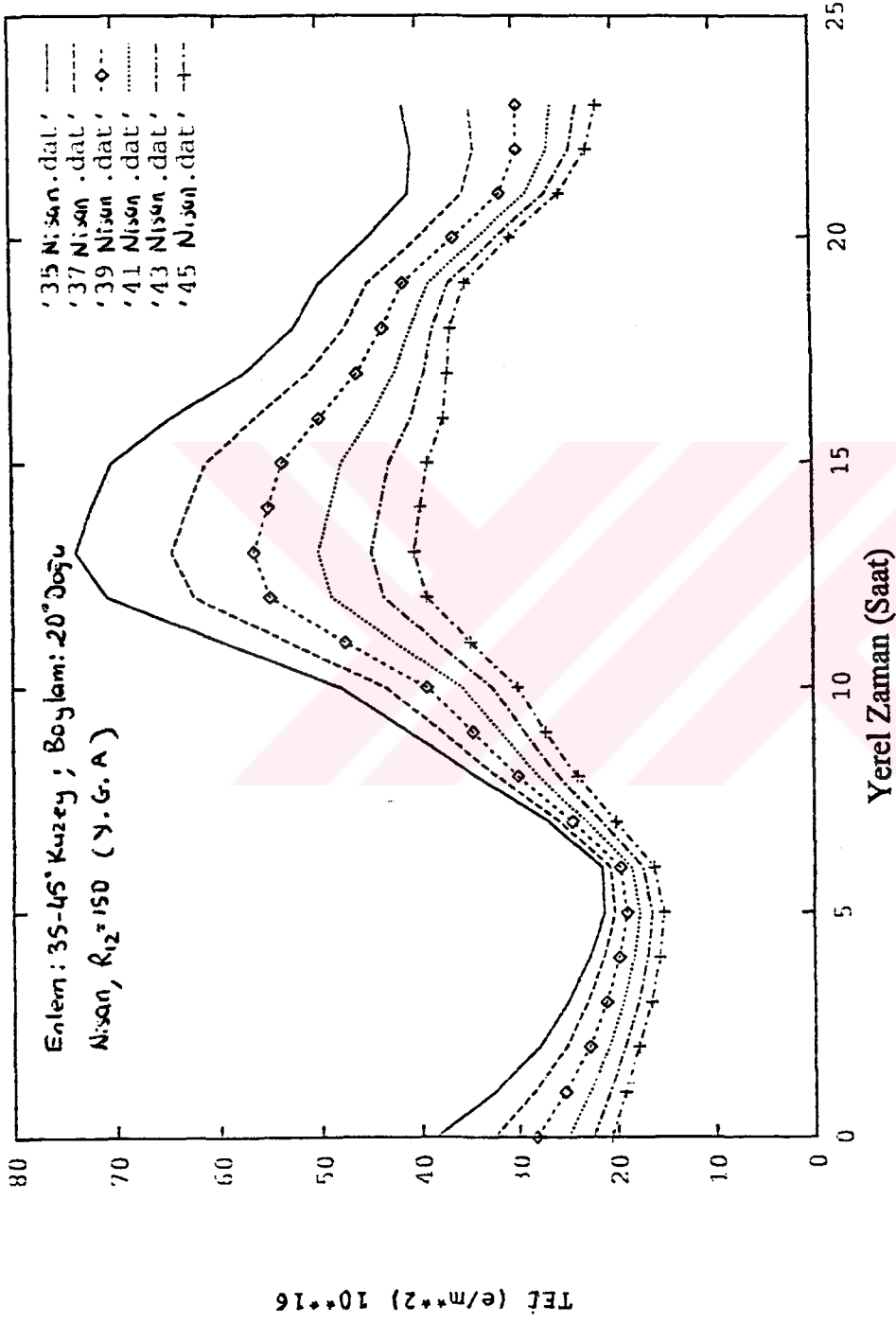
Şekil 3.15. Ekim,  $R_{12} = 100$  ve Enlem : 35-45° Kuzey; Boylam : 20° Doğu için IR190 Modeli ile hesaplanmış TEI değerleri.



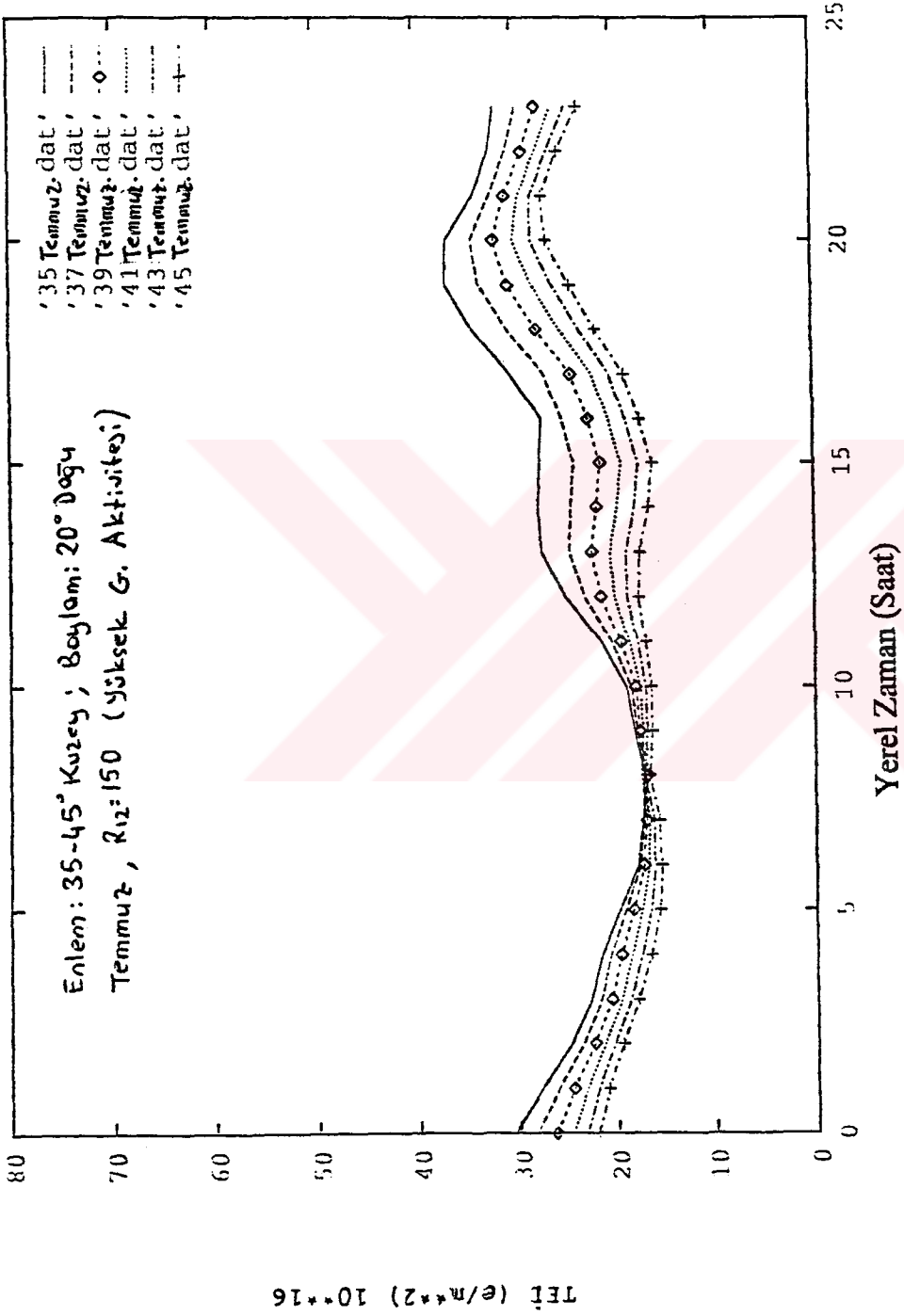
TEI (e/m\*\*2) 10\*\*16



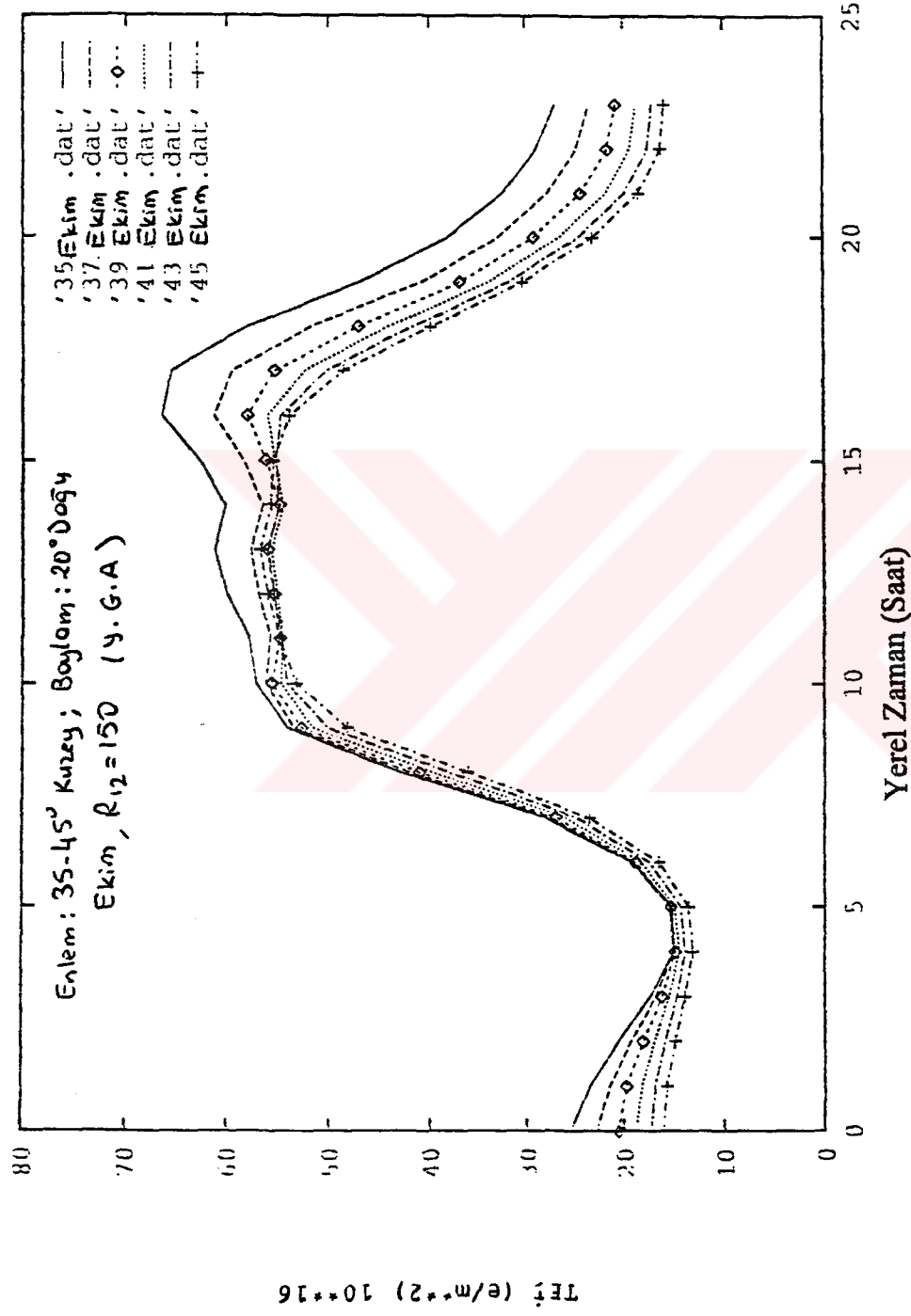
Şekil 3.16. Ocak,  $R_{12} = 150$  ve Enlem : 35-45° Kuzey; Boylam : 20° Doğu için IRI90 Modeli ile hesaplanmış TEI değerleri.



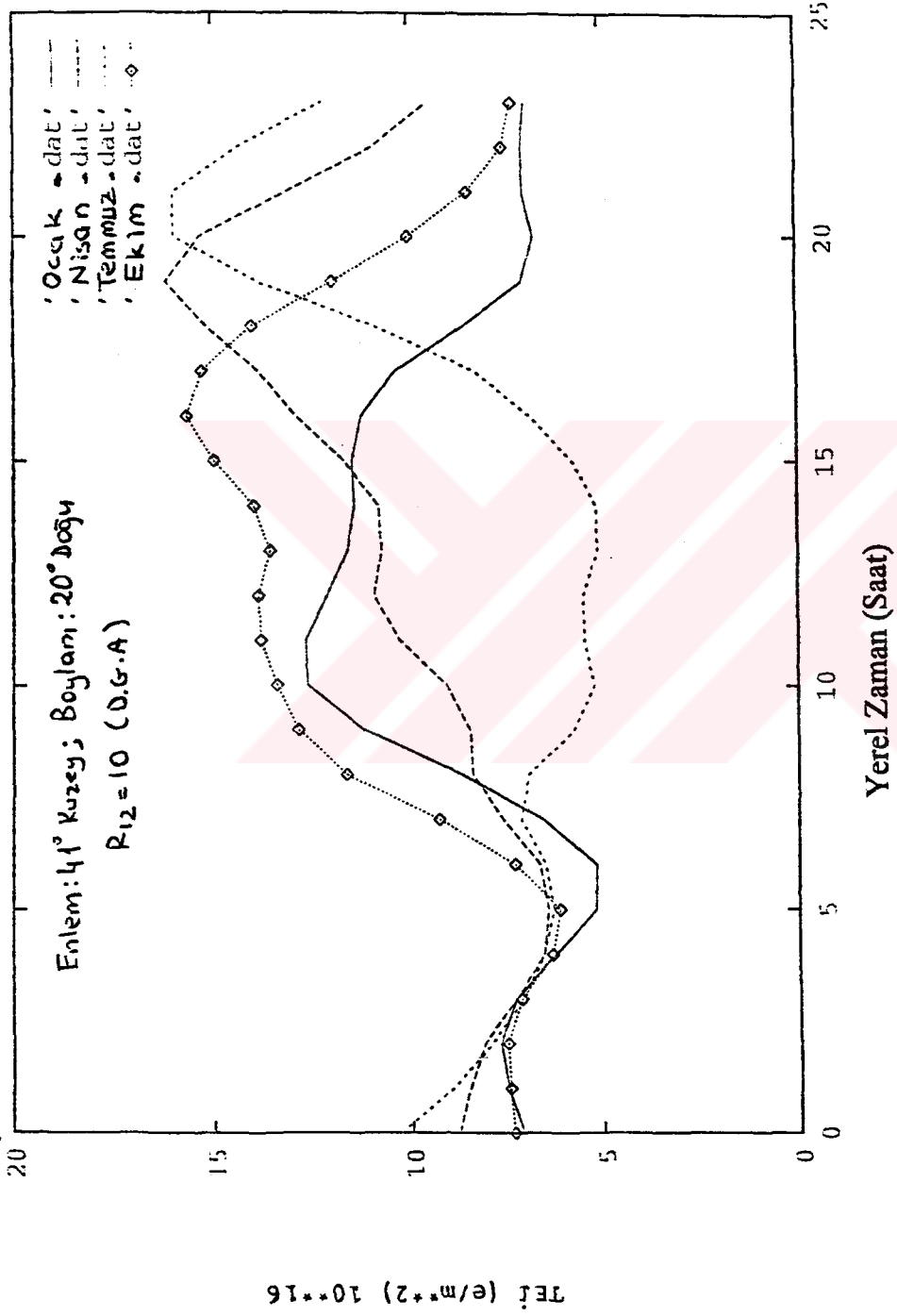
Şekil 3.17. Nisan,  $R_{12} = 150$  ve Enlem : 35-45° Kuzey; Boylam : 20° Doğu için IRI90 Modeli ile hesaplanmış TEI değerleri.



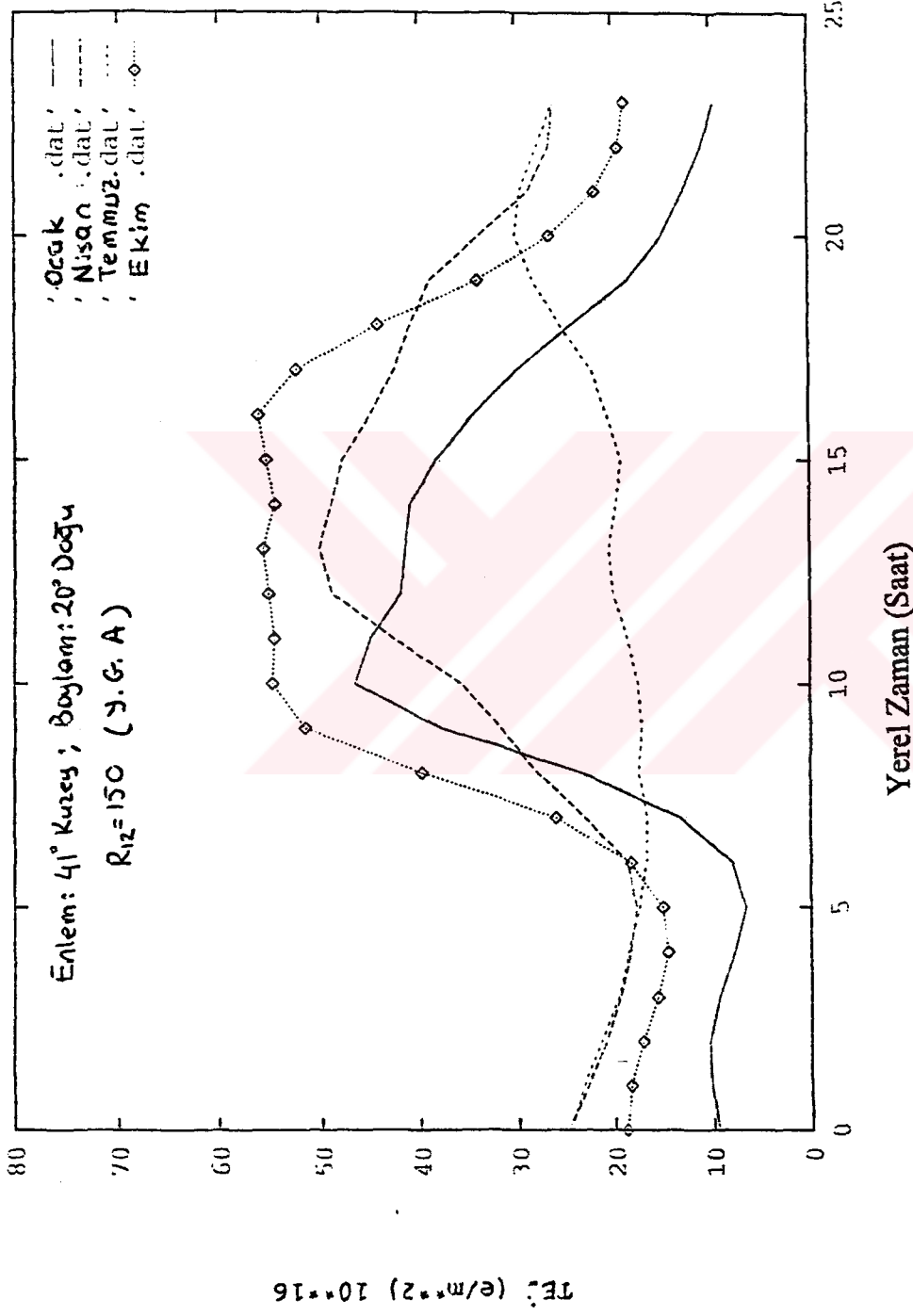
Şekil 3.18. Temmuz,  $R_{12} = 150$  ve Enlem : 35-45° Kuzey; Boylam : 20° Doğu için IRI90 Modeli ile hesaplanmış TEİ değerleri.



Şekil 3.19. Ekim,  $R_{12} = 150$  ve Enlem : 35-45° Kuzey; Boylam : 20° Doğu için IRI90 Modeli ile hesaplanmış TEI değerleri.



Şekil 3.20. Düşük güneş aktivitesi ( $R_{12} = 10$ ) de, Enlem :  $41^\circ$  Kuzey ; Boylam :  $20^\circ$  Doğu ve Ocak, Nisan, Temmuz, Ekim ayları için IRI90 Modeli ile hesaplanmış TEI değerleri.



**Şekil 3.21.** Yüksek güneş aktivitesi ( $R_{12} = 150$ ) de, Enlem :  $41^\circ$  Kuzey ; Boylam :  $20^\circ$  Doğu ve Ocak, Nisan, Temmuz, Ekim ayları için IRI90 Modeli ile hesaplanmış TEI değerleri.

#### IV. TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Bu tezde elde edilen Balkanlar üzerindeki TEİ modeli, aşağıdaki varsayımlara dayandırılmıştır:

(i) DGR modeli, yalnızca düşey iyonosferik sondaj verileri ile hesaplanan TEİ için iyi sonuçlar verir.

(ii) Balkan bölgesi için IRI90 modelinde kullanılan iyonosferik düşey sondaj orta verileri, bu bölgedeki ortalama iyonosferik koşulların iyi bir temsilcisi olarak alınabilir.

Bu varsayımlar altında yukarıda tanımlanan enlemsel ve zamansal değişimin bölge üzerindeki TEİ davranışının iyi bir göstergesi olduğuna ve bundan kabul edilebilir sonuçların çıkartılabileceğine karar verdik. Bu sonuçlar şunlardır ;

1) Düşük güneş aktivitesinde ( $R_{12} = 10$ ) ortalama TEİ nin gözönüne aldığımız bölgedeki enlemden bağımsız olarak daima 20 TEİ biriminden daha küçük kaldığını gördük.

2) Orta güneş aktivitesi ( $R_{12} = 100$ ) için gözönüne aldığımız coğrafik şartlardan TEİ'in en yüksek değerinin gün boyunca 45 TEİ biriminden daha küçük kaldığını gördük.

3) Yüksek güneş aktivitesinde ( $R_{12} = 150$ ) de, TEİ'nin günboyu maksimum değeri düşük enlem koşullarında 75 TEİ birimine ulaştığını bulduk.

4) Günboyu minimum zamanında (05:00 LT civarında) TEİ değerinin , mevsime, enleme ve güneş aktivitesine bağlı olmaksızın her zaman 25 TEİ biriminin altında kaldığını bulduk .

5) Gece yarısında ve gece saatlerinin pek çoğunda TEİ, mevsime ve güneş aktivitesine bağlı olmaksızın 40 TEİ biriminden küçük kaldığını bulduk.

6) İlkbahar dönencesi periyodu süresince (Nisan), TEİ nin, bütün güneş aktivitesi düzeylerinde, fakat özellikle yüksek güneş aktivitesinde ( $R_{12} = 150$ ), göze çarpıcı enlemsel değişmeye uğradığını gördük. Bu enlemsel değişim gündüz boyunca 45 TEİ birimine eşit olabildiği sonucuna vardık.

#### 4.1. Sonuçların Uygulanması

Bu tezin sonuçlarının bir uygulaması olarak konumsal amaçlar için iyonosfer üzerinde tek frekanslı transiyonosferik uydu sinyali tipi kullanıldı. Birinci dereceden uzunluk cinsinden iyonosferik hata miktarı büyük bir yaklaşıklıkla,

$$\Delta S_{dat}^i = \frac{1}{\cos \chi_s} \frac{A}{2} \frac{1}{f^2} TEI \quad (4.1)$$

den hesaplayabiliriz. Burada  $\chi_s$  uydu zenith açısı,  $f$  sinyal frekansı,  $A$  sabit ve  $A = 81.37 \text{ m}^{-3}$  olmak üzere biz tipik frekans olarak  $f = 150 \text{ MHz}$  ve  $\chi_s = 54.6^\circ$  varsaydık.

Balkan bölgesinde uydu sinyali ile konumu belirlemeyi etkileyecek mümkün hatalar bu ifadeden çıkartılabilir. Bu şekilde bir iyonosferik hata miktarının hesaplanması için TEİ nin bulgular kısmındaki değerlerini kullandık. Elde ettiğimiz sonuçlar Balkan bölgesinde verilen frekans ve uydu zenith açısı için aşağıdaki şekildedir :

a) Düşük güneş aktivitesi süresince maksimum ortalama hata  $0.6 \text{ km}$  dir.



- b) Orta güneş aktivitesinin aynı koşullar için maksimum ortalama hata miktarı *1.4 km* dir.
- c) Yüksek güneş aktivitesi için maksimum ortalama hata miktarı *2.3 km* dir.
- d) Günboyu minimum zamanında beklenen hata daima *0.8 km* den büyüktür.
- e) Gece boyunca maksimum ortalama hata miktarı *1.2 km* den büyüktür.
- f) Yüksek güneş aktivitesi ve ilkbahar dönencesi zamanında, bölgedeki *10* °lik enlem aralığının ucunda konum belirlenmesinde ortaya çıkan iyonosferik hata *1.4 km* dir.



## ÖZET

### *“Balkanlar Üzerindeki İyonosferde Toplam Elektron Yoğunluğu Modeli”*

Elektromanyetik Dalganın yolu boyunca toplam elektron içeriğinin (Birim kesitli sütun içindeki elektron sayısı) bilinmesi radyo dalgalarının Dünya-Uzay arası bölgede yayılması sırasındaki kesin (tam) zaman gecikmesi etkilerinin belirlenmesi bakımından temel rol oynamaktadır. Yeryüzündeki farklı bölgeler arasındaki uzunlukların ölçülmesi (Özellikle Deniz haberleşme uydusu için) ve kesin zaman gecikmesi ile kontrol edilir. Balkan bölgesinde (20-30 ° doğu boylamları; 35-45 ° kuzey enlemleri) zaman belirlenmesi, Toplam Elektron İçeriği (TEİ) için düzenli olarak ölçülmüş veriler bulunmamaktadır. Fakat bu bölgede bu amaçla kullanılacak yeteri kadar İyonosferik sondaj veri istasyonları bulunmaktadır. İstasyonlardan alınan veriler kullanılarak TEİ hesaplanabilir.

Bu tezin amacı İyonosond verilerine dayanarak Balkan bölgesi için TEİ' yi enlemin bir fonksiyonu olarak modellendirmeye çalışmaktır.

## **SUMMARY**

### **“The Model of Total Electron Content Over The Balkan Region”**

In order to determine the exact time delay effects on earthspace propagation of radio waves it is essential to know the Total Electron Content (TEC) along the ray path. Measurements such as distance between locations on the earth surface (essential for navigational purposes) and accurate time determination are controlled by time delay. In the Balkan region ( $20-30^{\circ} E$ ,  $35-45^{\circ} N$ ) no systematic measurement of TEC exists, but, a sufficient number of Ionospheric vertical sounding stations exist. Their data can be utilized in order to estimate TEC. The purpose of the Thesis is to study the possibility of modeling TEC as a function Latitude in the Balkan Region on the basis of existing Ionospheric vertical sounding (Ionosonde) data.

## KAYNAKLAR

- [1] K. Davies (1990) : Ionospheric Radio, Peter Peregrinus Ltd.
- [2] H.Rishbeth, O.G. Garriot, (1969) : Introduction to Ionospheric Physics, Academic Press.
- [3] <http://www-sci.lib.uci.edu/~martindale/Grad.html> , “ Ionospheric Physics ”.
- [4] S.Chapman. (1931a): The Absorption and Dissociative or Ionizing Effect of Monochromatic Radiation in an Atmosphere on a Rotating Earth, Proc. Phys. Soc. **43**, 483 - 501 London.
- [5] S.Chapman, (1931b) : The Absorption and Dissociative or Ionizing Effect of Monochromatic Radiation in an Atmosphere on a Rotating Earth, II. Grazing Incidence, Proc. Phys. Soc. **43**, 483-501 London.
- [6] S.Chapman, (1931c): Some Phenomena of the Upper Atmosphere, Proc. Roy. Soc. **A132**, 353 - 374 London.
- [7] E.O. Hulburt, (1928) : Ionization in the upper Atmosphere of the earth, Phys. Rev. **31**, 1018-1037.
- [8] M.V Wilkes, (1954) : A Table of Chapman’s Grazing Incidence Integral  $Ch(x, \chi)$ , Proc. Phys. Soc. **B76**, 304-308.
- [9] S.Chapman (1939) : The Atmospheric Height Distribution of Band - Absorbed Solar Radiation, Proc. Phys. Soc. **51**, 93-109.

- [10] C.W.Allen, (1965) : The Interpretation of the XUV Solar Spectrum, Space Sci. Rev. 4, 91-122.
- [11] K.G. Budden, F.R.S., (1985) : The Propagation of Radio Waves, Cambridge University Press, Cambridge.
- [12] K. Rawer, and K. Suchy, (1976) : Remarks Concerning the Dispersion Equation of Electomagnetic waves in Magnetized Cold Plasma, J.Atmos. Terr. Phys., 38, p. 395.
- [13] J.A. Ratcliffe, (1959): The Magneto - Ionic Theory, Cambridge University, Cambridge.
- [14] J.M.Kelso, (1964): Radio Ray Propagation in the Ionosphere, Mc Graw-Hill, New York.
- [15] A.S.Jursa (1985) : Handbook of Geophysics and Space Environment, Air Force Geophysics Laboratory Air Force Systems Command United State Air Force.
- [16] K.Davies, (1980) Recent Progress in Satellite Radio Beacon Studies with Particular Emphasis on the ATS-6 Radio Becon Experiment, Space Sci. Rev. 25, 357.
- [17] J.E. Titheridge, (1972): Determination of Ionospheric Electron Content from the Faraday Rotation of Geostationary Satellite Signals, Planetary Space Sci. 20, 353.
- [18] K.Davies, R.B. Fritz and T.B. Gray, (1976): Measurements of the Coulmnr Electron Contents of the Ionosphere and Plasmasphere, J.Geophys. Res. Vol.81 No:16.
- [19] Y.N.Huang (1978): Solar Cycle Variation in the Total Electron Content at Sagamore Hill, J.Atmos. Terr. Phys., 40, p.733.

- [20] J.V. Evans, (1977): Staellite Beacon Contributions to Studies of the Structure of the Ionosphere, *Rev. Geophys Space. Phys.*, **15**, p. 325.
- [21] S.K. Llewellyn, and R.Bent (1973): Documentation and Description of Bent Ionospheric Model, Rep. AFCRLTR-0657, AD772733, Geophys. Lab., Hanscom Air Force Base, Mass.
- [22] D.N Anderson, J.M. Forbes and M. Cordescu, (1989): A Fully Analytic, low and middle latitude Ionospheric Model, *J. Geophys. Res.*, **94**, 1520-1524.
- [23] T.F. Tascone, H.W. Kroehl, R.Creiger, J.W. Freeman, Jr. R.A. Wolf, R.W. Sipro, R.V. Hilmer, J.W. Shade, and B.A Hausman, (1980): New Ionospheric and Magnetospheric Specifaction Models, *Radio Sci.*, **23**, 211-222.
- [24] D.Bilitza (1990) : International Reference Ionosphere 1990, NSSDC/WDC-A-R & S 90-22, NASA, Greenbelt, Ma.
- [25] G.Di. Giovanni and S.M. Radicella (1990) : An Analytical Model of the Electron Density Profile in the Ionosphere, *Adv. Space Res.* **10**, 27.
- [26] S.M. Radicella nad M-L Zhang (1995): The Improved DGR Analytical Model of Electron Density Height Profile and Total Electron Content in the Ionosphere, *Annali di Geofisica*, Vol. XXXVIII, No.1 March.
- [27] K.Rawer, (1983): Replacement of the present sub - peak Plasma Density Profile by Unique expression, *Adv. Space. Res.*, **2**, 183.
- [28] W. Singer, J.Weiss and J. Bremer, (1992): Comparison of the improved DGR model with the IRI model, With Electron Density Profiles from VS data nad TEC data in

- Europe, COST 238 (PRIME)/URSI Joint Workshop on 'Data Validation of Ionospheric Models and Maps (VIM), Roquetes, Spain, 4-6 May.
- [29] E. Feichter, R. Leitinger, (1991): A Regional Model for Ionospheric Electron Density Content, Working Book, PRIME Meeting, Roma, Italy.
- [30] S.M. Radicella, R. Leitinger, M-L. Zhang and P. Spalla, (1992) : Preliminary Validation tests of TEC models. COST 238 (PRIME)/URSI Joint Workshop on Data Validation of Ionospheric Models and Maps (VIM) Roquetes, Spain 4-6 May.
- [31] B.W. Reinsch, (1992): Ionospheric Measuring Techniques, School on Physical Methods for the Study of Upper and Lower Atmosphere System, H4.SMR/645-2ICTP, Trieste-Italy.
- [32] L.F. McNamara (1991): The Ionosphere Communications Surveillance, and Direction Finding. Krieger Publishing Company, Malabar Florida.
- [33] S. Chapman, and R.S. Lindzen, (1970): Atmospheric Tids, Gordon and Breach, New York.
- [34] L. Ya., Al'Pert (1983): The Near and Interplanetary Plasma. Vols. I and II, Cambridge University, Cambridge.
- [35] K.B. Serafimov and S. Kartal, (1993): On the Semiempirical Modeling of TEC in Ionosphere, Compt. Rend. Acad. Bulg. Sci., 46, No:3
- [36] S. Kartal, S.M. Radicella, and P. Spalla (1994): The Use of Empirical Models to Investigate GPS derived Total Electron Content, Preprint, ICTP, IC/94/180.

- [37] S.Kartal, S.M. Radicella, (1994): Comparison of Ionospheric Data from Soviet and Chinese Stations with the IRI-86 and FAIM Models, *Adv. Space Res.* **14**, 95-97.
- [38] S.Kartal, K.Serafimov, (1993): Asymmetry in Shape F-Region and Ionospheric Modeling, Contributed paper in 24<sup>th</sup> General Assembly of International Union of Radio Science, URSI Kyoto - Japan.
- [39] S.Kartal and K.Serafimov (1993) : Characteristic of Asymmetrical Distribution of Electron Concentration in the Topside and Bottomside Blakan Ionosphere, *Balkan Phy. Lett.*, **1**, 46-51.
- [40] S.Kartal, (1993): Comparison of IRI-86 and DG-R Models with the Data from Mid-Latitudes Stations, Contributed paper, VII. International Conference for Physics Students (ICPS'93), Bodrum-Turkey.
- [41] K.Serafimov, S.Kartal and M.Serafimova, (1993): Theoretical Basis of Asymmetry in Topside and Bottomside F-Region, *Bulg. Geoph.J.*, **V18**, No:1
- [42] E.Feichter and R.Leitinger (1993): Longterm Studies of Ionospheric Electron Content, *Wissenschaftlicher Bericht No:1/1193*.
- [43] L.D. Brown et. all (1992): Evaluation of Six Ionospheric Models an Predictors of Total Electron Content, *Radio Sci.* **26**, 1007 - 1015.
- [44] K.B. Serafimov, (1986): 50 Years of Progress in Studies of Bottomside and Topside F-Region, *Indian J. Radio & Space Physics* Vo. **15**, October - December 1986, 264-294.



## ÖZGEÇMİŞ

05-12/1964 yılında Malatya'da doğdum. İlk, orta ve lise eğitimimi İstanbul'da tamamladım. 1982 yılında kaydolduğum İ.Ü. Fen Fakültesi Fizik Bölümünden 1987 yılında mezun oldum. İ.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsünde 1987 yılında başladığım Yüksek Lisansı 1990 yılı Ocak ayında tamamladım. Daha sonra kısa dönem askerliğimi yaptım. 1991 yılında İ.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsünde Doktora çalışmasına başladım ve tez konumla ilgili olarak çalışmalarda bulunmak üzere İtalya'nın Trieste kentinde bulunan Uluslararası Teorik Fizik Merkezinde (ICTP) 1 Ocak 1991'den 15 Mart 1992'ye kadar Atmosfer Fiziğinde Teorik İyonosfer Modelleri ve Uygulamaları konusunda, Atmosfer Fiziği Bölümü başkanı Prof. Dr. Sandro Radicella'nın yanında tez çalışmalarında ve araştırmalarda bulundum. Türkiye'ye dönerek İstanbul Üniversitesi Fen Fakültesi Fizik Bölümü Yüksek Enerji ve Plazma Fiziği Anabilim Dalında Araştırma Görevlisi olarak atandım. Halen adı geçen Araştırma Merkezi ile bağlantılı olarak çalışmalarımı sürdürmekteyim.

## **YAYIN LİSTESİ**

### **TEZLER**

Yüksek Lisans : “Ergimiş sıvı metallerin fiziksel özellikleri”, İ.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, 1990.

Tez Danışmanı : Doç. Dr. Turgay ARMAĞAN

### **BURLAR VE ÖDÜLLER**

- 1) ICTP - ITPABS Bursu, Trieste-İtalya (1991-1992)
- 2) Uluslararası Radyo Bilimi Birliği (URSI) Genç Bilim Adamı Ödülü  
Kyoto-Japonya (1993)
- 3) İstanbul Üniversitesi Araştırma Fonu Ödülü, İstanbul (1995)

### **MAKALELER:**

- 1) S.Kartal, K. Serafimov “Characteristic of Asymmetrical Distribution of Electron Concentration in Topside and Bottomside Balkan İonosphere” Balkan Physics Letters **1**, 46-51 (1993).
- 2) K.Serafimov, S. Kartal “On the “On the Semiempirical Modeling of TEC in İonosphere” Compt. Rend. Acad. Bulg. Sci. **46**, No3, 1993.
- 3) K. Serafimov, S. Kartal, M. Serafimova “Theoretical Basis of Asymmetry in Topside and Bottomside F- Region” Bulgarian Geoph. J., **18**, No.1, 1993.
- 4) S.Kartal, S.M. Radicella “Comparison of Ionospheric Data From Soviet and Chinese Stations With The IRI-86 and FAIM models” Adv. Space Res. **14**, No12, 95-97, 1994.

- 5) S. Kartal, S. M. Radicella and P. Spalla "The Use of Empirical Models to investigate GPS Derived Total Electron Content" Preprint IC/94/180 in ICTP and *to be published in Radio science* (1995)
- 6) S.Kartal, L.N. Tsintsadze and V.I. Berezhiani "Localized Structures of Elektromagnetic Waves in Hot Electron - Positron Plasma" To be published as *a Brief Report in the Physical Review E*.

## **BİLDİRİLER**

- 1) S. Kartal "Pseudoclassical Approximation of the Electron - Ion Plazma" Contributed paper in 12 th National Physics Conference (1990) İzmir-TURKEY
- 2) S.Kartal, K. Serafimov "Asymmetry in shape F-Region and Ionospheric Modelling" Contributed Paper (and young scientist award scheme) in XXIV'th General Assembly of International Union of Radio Science, URSI, 25 August - 2 September 1993 Kyoto - JAPAN
- 3) S. Kartal "Comparison of IRI - 86 and DGR models with the data from Mid - latitudes Stations" Contributed Paper in International Conference of Physics students ICPS'93 3-8 September, 1993 Bodrum - TURKEY
- 4) S.Kartal, V.I. Berezhiani, "Localized Structures of Elektromagnetic Waves in Het Elektron - Positron plasma", Türk Fizik Derneği 15. Fizik kongresi, 26-29 Eylül. Kaş - TÜRKİYE.

## **BİLİMSEL ETKİNLİKLER**

- 1) Bir çok defa Türkiye'de düzenlenmiş olan Ulusal, Uluslararası Konferans ve yaz okulları (1986-90)
- 2) Second College on Theoretical and Experimental Radiopropagation Physics. ICTP, Trieste - ITALY (7 January - 1 Feb. 1991).
- 3) Ist General Conference of Balkan Physical Union. Thessaloniki - GREECE (25-28 September 1991)
- 4) 1991 Workshop of IRI. Athens - GREECE (1 - 4 October 1991)
- 5) Conference of Major Scientific Problems of the Atmospheric System on Developing Countries. ICTP, Trieste - ITALY (11 - 15 November 1991)
- 6) School on Physical Methods for the Study of the Upper and Lower Atmosphere System ICTP, Trieste - ITALY (26 October - 6 November 1992)
- 7) XXIV'th General Assembly of International Union of Radio Science, Kyoto - JAPAN (25 August - 2 September 1993)
- 8) International Conference of Physics Students ICPS'93 Bodrum - Turkiye (3-8 September 1993)
- 9) COST 23 (PRIME) Manegement Commite Meeting (Assistant to Local Organizer) ICTP, Trieste - ITALY (15-18 October 1993)

- 10) Workshop on off - Median Phenomena and The International Reference Ionosphere, IRI. ICTP, Trieste - ITALY (19-22 October 1993).
- 11) 2 nd General Conference of the Balkan Physical Union. İzmir -TÜRKİYE (12-14 September 1994)
- 12) 10 th International Bodrum School of Physics “Radiopropagation Physics and Applications” “As a School Coordinator” Bodrum - TÜRKİYE (19-28 September 1994).
- 13) Türk Fizik Derneği 15. Fizik Kongresi, 26-29 Eylül 1995, Kaş-TÜRKİYE.

