

46117

İSTANBUL TEKNİK ÜNİVERSİTESİ * FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

DİREKT GÜNEŞ IŞINIMININ SPEKTRAL
DAĞILIMININ BELİRLENMESİ

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Müh. Bahar OĞUZHAN

Tezin Enstitüye Verildiği Tarih: 16 Ocak 1995

Tezin Savunulduğu Tarih : 2 Şubat 1995

Tez Danışmanı : Doç. Dr. Sema TOPÇU

Diğer Jüri Üyeleri : Prof. Dr. Süreyya ÖNEY

Doç. Dr. Gülçin KANDEMİR

ŞUBAT 1995

ÖNSÖZ

Bu tezde güncel bir konu olan, direkt güneş ışıının spektral dağılımı çeşitli atmosferik şartlar için belirlenmiştir. Bunun için atmosfer dışında alınmış ölçümleri esas alan ve bu değerlere atmosferin etkisini çeşitli üstel fonksiyonlarla temsil eden bir matematik modelden yararlanılmıştır.

Bu çalışmamda, değerli katkılarıyla bana yol gösteren yürütücü hocam Doç.Dr. Sema TOPÇU'ya teşekkürlerimi sunarım.

Bu çalışmayı gerçekleştirmem sırasında bana her türlü kolaylığı sağlayan B.Ü. Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü Müdürü Prof. Dr. A. Mete IŞIKARA'ya da teşekkürü borç bilirim.

Şubat, 1995

Bahar OĞUZHAN

İÇİNDEKİLER

ÖZET.....	V
SUMMARY.....	VI
BÖLÜM 1. GİRİŞ.....	1
1.1. Kaynak Araştırması.....	2
BÖLÜM 2. DİREKT GÜNEŞ IŞINIMI VE SPEKTRAL DAĞILIMI.....	5
2.1. Güneş Sabiti ve Güneş Işınımının Atmosfer Dışındaki Spektral Dağılımı.....	5
2.2. Güneş Işınımının Atmosferde Azalması.....	8
2.2.1. Güneş Işınımının Atmosferde Aldığı Yol.....	8
2.2.2. Güneş Işınımının Atmosferde Absorbsiyonu.....	10
2.2.2.1. Ozon Absorbsiyonu.....	10
2.2.2.2. Subuharı Tarafından Absorbsiyon.....	13
2.2.2.3. Diğer Gazlar Tarafından Absorbsiyon.....	14
2.2.3. Güneş Işınımının Atmosferde Saçılması.....	15
2.2.3.1. Rayleigh Saçılması.....	15
2.2.3.2. Mie Saçılması.....	16
BÖLÜM 3. AÇIK ATMOSFERDE DİREKT GÜNEŞ IŞINIMININ SPEKTRAL DAĞILIM MODELİ.....	18
3.1. Rayleigh Saçılması İle İlgili Geçirgenlik Fonksiyonu.....	20
3.2. Aerosoller Tarafından Azaltılma İle İlgili Spektral Geçirgenlik.....	20
3.2.1. Angstrom Türbidite Katsayısı.....	22
3.3. Subuharı Tarafından Azaltılma İle İlgili Spektral Geçirgenlik.....	23
3.4. Ozon Absorbsiyonu İle İlgili Geçirgenlik.....	24
3.5. Üniform Olarak Karışmış Diğer Gazların Azaltılması İle İlgili Geçirgenlik.....	26
3.6. Model Sonuçlarının Pirheliyometrik Ölçümlerle Karşılaştırılması.....	28
3.7. Yeryüzündeki Spektral Direkt Işıma Atmosferik Parametrelerin Etkisi.....	32

BÖLÜM 4. SONUÇLAR.....36

KAYNAKLAR..... 38

EKLER.....41

ÖZGEÇMİŞ.....54



ÖZET

Bu çalışmada, İstanbul (41.1°N ve 29.0 E°) için açık bir atmosferde yeryüzeyine ulaşan direkt ışıının spektral dağılımının belirlenmesi amacıyla, ölçüm çalışmaları ve model hesaplamaları birlikte yürütülmüştür. Bird ve Riordan (1986) tarafından ileri sürülen bu modelde, matematiksel ifadeler ile basınç, sıcaklık, bağıl nem, görüş uzaklığı gibi yer ölçümleri kullanılmaktadır. Görüş uzaklığına bağılı olarak, türbidite katsayısının bulunduğu bağıntılar çıkartılmış, bunların yerine doğrudan doğruya, pirheliyometrik ölçümlerle hesaplanan türbidite katsayıları giriş bilgisi olarak verilmiştir.

Atmosfer dışına gelen ışıınma çeşitli atmosfer bileşenlerinin, geçirgenlik fonksiyonlarının etkisi ilave edilmiştir. Rayleigh saçılması, subuharı ve ozon absorpsiyonu, aerosoller ve gazlar tarafından azaltılma ile ilgili geçirgenlik fonksiyonları gözönüne alınmıştır. Hesaplamalar saçılma ve absorpsiyon olaylarında önemli olan 0.3–4.0 μm arasındaki 122 dalgaboyunda yapılmıştır.

Modelin gerçekleşmesi amacıyla, tüm spektrum boyunca ve belirli spektral bantlardaki pirheliyometrik ölçümler ile modelden elde edilen değerlerin karşılaştırılması yoluna gidilmiştir. Ancak spektral bant değerlerinin bulunmasında, eşit olmayan bu dalgaboyu aralıkları interpolate edilerek, sayısal integrasyon yöntemiyle hesaplamalar yapılmıştır. Pirheliyometrik ölçümler sarı (OG1) ve kırmızı (RG2) filtreleriyle yapılmıştır. Bu filtrelerin ölçüm aralıkları sırasıyla 0.530–2.8 μm ve 0.630–2.8 μm dalgaboylarıdır. Modelden elde edilen değerlerle hesaplanan değerler arasındaki uyum araştırılmış ve ortalama bağıl hataların bu tür çalışmalar için kabul edilebilen sınırlar içerisinde olduğu bulunmuştur.

Ayrıca atmosferde değişken olan subuharı miktarı ve aerosollerin güneş ışıınının spektral dağılımı üzerindeki etkileri incelenmiştir. Ultraviyole, görünür ve infrared ışıının bölgeleri için bu etkiler ayrı ayrı hesaplanarak, absorpsiyon ve saçılma sonucunda spektral ışıınını azaltmaları da detaylı bir şekilde araştırılmıştır.

COMPUTING THE SPECTRAL DISTRIBUTION OF DIRECT SOLAR RADIATION

SUMMARY

In recent years, mainly due to its renewable and nonpollutant character, solar energy (utilization) has been a subject of utmost importance. The knowledge of the solar radiation on the earth's surface is essential to many solar conversion systems in terms of their design, size selection, performance efficiency; heating and cooling the buildings and other energy problems. In the past, researchers were being taught that, knowing the total radiation was enough to solve these problems. But in recent studies, the spectral distribution of solar radiation has been an important subject

For industrial, medical and biological applications, not only the total energy but also the spectral distribution of the sunlight is important. For instance, the selection of materials used in the buildings (the degradation of colours, paintings or sensitive materials as a function of their uses), the evaluation of electrical energy available from the use of solar cells, the study of growth and photosynthetic activity of plants in function of their spectral sensitivity and the evaluation of the UV radiation responsible for skin cancer. Because of having the large application fields, there is a general need for knowing the spectral distribution of radiation and to what extent changes in the meteorological factors effect this energy distribution in addition to the affect on the total energy received

With increasing importance of spectral irradiance, the study of the spectral climatological structure of a selected region has become useful in fields of meteorology, architecture, agriculture, hydrology and solar energy. The recent studies are related with the modelling and prediction of the direct spectral radiation at the earth. Different spectral models for the solar radiation have been presented by many researchers which are suitable for technical applications.

The spectral distribution of the direct solar radiation reaching the surface of the earth depends on a number of factors; water vapor, ozone, aerosol particle and uniformly mixed gases. The scattering and absorption of the solar radiation by these components produce a remarkable attenuation of the direct solar irradiance.

In this thesis, a spectral model which has been presented by Bird and Riordan, 1986, has been used in İstanbul (41.1° N ; 29.0°E). The spectral model for cloudless

days uses simple mathematical expressions and the measurements at the surface which is easily accessible to generate direct horizontal irradiance. The primary significance of this model is its simplicity, which allows its use on small computers. The spectrum produced by this model is limited to 0.3–4.0 μm wavelength. The model gives a description of the physical behavior of the atmosphere such as absorption and scattering with related data, as well as the climatological state of the atmosphere.

The first chapter of this study is devoted to a state of the art review of the related studies. In doing so, complementary to the models to estimate direct radiation special attention has been given to the studies on solar constants, absorption and scattering of solar radiation.

Direct solar radiation and spectral distribution of it have been given in the second chapter. Absorption of direct component of the spectral solar radiation by ozone, water vapor, uniformly mixed gases and scattering by aerosols have been extensively reviewed. Direct solar radiation has been varied considerably for any given region especially with local atmospheric conditions, time of the day, seasons of the year. The spectral distribution of direct solar radiation is altered as it passes through the atmosphere by absorption and scattering. The amount of the attenuated radiation depends on the path length of the solar rays through the atmosphere and the content of the water vapor, ozone, carbon dioxide and aerosol particles in the atmosphere.

In the third chapter, a spectral model for estimation direct radiation has been represented. In the model, air temperature (degrees Celsius), atmospheric pressure (hPa), percentual relative humidity, horizontal visibility (km) and ground albedo are given for the definition of the climatological state of the atmosphere. Horizontal visibility is used for computing of the Angstrom turbidity coefficient, β . But the relation between horizontal visibility and turbidity coefficient is valid in the limited range and the observations of the horizontal visibility has not enough sensitivity. So, in this study, turbidity coefficient is used directly instead of horizontal visibility. Pyrheliometric measurements and a computer programme are used for the determination of the turbidity coefficient.

In this model, water vapor, ozone, uniformly mixed gases and aerosols were assumed as reducing factors of irradiance. This led to the following expression in which the direct irradiance appears as multiplication of extraterrestrial irradiance and transmittance of atmospheric attenuation components

$$I_{\lambda} = I_{0\lambda} T_{r\lambda} T_{a\lambda} T_{o\lambda} T_{w\lambda} T_{u\lambda}$$

where, $I_{0\lambda}$ is extraterrestrial spectral irradiance. The spectral atmospheric transmittance functions are

$T_{r\lambda}$; after Rayleigh scattering

$T_{a\lambda}$; after the attenuation by aerosol

$T_{o\lambda}$; after the absorption by ozone layer

$T_{w\lambda}$; after the absorbtion by water vapor

$T_{u\lambda}$; after the absorbtion of the uniformly mixed gas (O_2 , CO_2 , CH_4 , v.b.).

The selected wavelengths were based on spectra measured at totally 122 wavelengths between (0.3–4.0 μm). The extraterrestrial irradiance spectrum in the above band, accounting for % 98 of solar constant (1339 of total 1367 W/m^2) is given according to Neckel and Labs (1981).

$T_{r\lambda}$; The spectral transmittance after Rayleigh scattering is computed by the function of the relative air mass, (M). The relative air mass (the ratio between the oblique optical path length to the vertical path in the zenith direction), a function of the sun zenith angle, is computed, as indicated by Kasten (1966). The pressure corrected relative air mass,

$$M' = M P / P_0$$

where P is the actual atmospheric pressure and P_0 is the standart atmospheric pressure.

$T_{a\lambda}$ is the spectral transmittance after the attenuation by aerosols. It is computed by the function as follows.

$$T_{a\lambda} = \exp (-M \beta \lambda^{-\alpha})$$

the exponent is the relative air mass times the Angstrom turbidity.

$T_{w\lambda}$ is the spectral transmittance after the absorbtion by the atmospheric water vapor is computed as a function of the relative water vapor mass, the precipitable water vapor height and the spectral water vapor coefficient which is given according to Neckel and Labs (1981). Here the relative water vapor is used instead of air mass, although the difference is very small. The relative water vapor mass is computed as a function of zenith angle. A small departure from relative air mass, increasing with zenith angle, is due to the fact that water vapor is mainly concentrated in the lower troposphere.

The spectral transmittances after absorbtion by ozone layer are defined as a function of ozone amount, the spectral ozone absorbtion coefficient and relative ozone mass (a_o), according to this equation,

$$T_o = \exp (- a_o O_3 M_o)$$

O_3 is the surface density of the volume of ozone contained in the vertical column, reduced at normal temperature and pressure, or the NTP ozone amount, computed for each day of the year, at the given site.

$T_{u\lambda}$ is the spectral transmittance after the absorbtion of the uniformly mixed gas also defined as a function of the spectral absorbtion coefficient for the uniformly mixed gas (unit: $1/ km$) and the pressure corrected relative air mass.

With a computer programme using these equations of transmittance, the spectral distributions for the 16 selected clear days which belongs the 1993 and 1994, are defined. The extraterrestrial and direct irradiance at the surface are presented both for the selected day (11 August 1994).

The temperature, atmospheric pressure, relative humidity, turbidity coefficients which define the climatological state of the atmosphere, are represented on the figures. The observed values using this study, are obtained at İstanbul Technical University, Maslak, Meteorological Observation Station.

Attenuation of direct solar radiation is maximum in visible region (0.38-0.78 μm). In this region the scattering is important. Water vapor and carbondioxide have absorbtion bands in the ultraviole and infrared region and they caused attenuation of the spectral solar radiation at the earth surface in these regions.

For defining the validation of the model a calculated and measured values have been compared in the certain spectral bands (red; 0.630-2.8 μm , yellow; 0.530-2.8 μm) and total spectrum. Using the spectral distributions of the selected clear days the direct solar irradiances reaching the earth have been calculated with the numerical integration. But for the equation of the wavelength steps interpolation has been made. These results are presented on the respective tables. There is a good agreement between the calculated and measured values.

The relative errors belongs to the selected clear days,

Red filter : 0.039
Yellow filter : 0.035
The total spectrum: 0.052

The atmospheric components produce a remarkable attenuation of the direct component of solar irradiance. In this study water vapor and aerosols have been considered as the most important components at the lower troposphere. Also the amount of the solar radiation reaching the earth depends on the path length. For determining the attenuation effects caused by these parameters have been calculated for a selected day at the mean earth-sun distance. Atmospheric temperature, relative humidity, atmospheric pressure and turbidity coefficient belonging to this day have been considered as the monthly average values. Effects of these parameters on the spectral distribution of direct radiation have been investigated as considered possible minimum and maximum values in the optical air mass, relative humidity and turbidity coefficient.

Direct radiation values have been effected the variations on the optical air mass especially between the (0.3-1.1 μm). Whenever the optical air mass increases, path length of the solar radiation also increases. Therefore, the scattering caused by ozone, aerosols and air molecule, increases.

The atmospheric relative vapor varies with time and location. According to the sample results, relative humidity effects the spectral distribution nearly in the infrared region.

In order to investigate the effects of atmospheric aerosols the variations in the Angstrom turbidity coefficient have been determined. Angstrom turbidity coefficient has been given as 0.40 for the polluted air. Here the spectral distributions have been calculated for the $\beta = 0.10, 0.20, 0.30$ and 0.40 .

Turbidity coefficient is directly proportional with the concentration of the aerosols in the atmosphere. Scattering is important especially in the UV and in the visible region. In the infrared region, absorption effects are more important than the scattering effects.

The difficult calculation of the spectral composition of clear sky direct radiation can be handled with fair accuracy within the framework of the model. This simple model for direct horizontal spectral irradiance for clear sky condition produce results that agree very well with measurement data. The model is simple enough that it should be suitable for anyone desiring spectral data, and it requires a very small computing capability.

BÖLÜM 1

GİRİŞ

Güneş enerjisi yeni ve yenilenebilir bir enerji kaynağı oluşu yanında, insanlık için önemli bir sorun olan çevreyi kirletici artıkların bulunmayışı, yerel olarak uygulanabilmesi ve karmaşık bir teknoloji gerektirmemesi gibi üstünlükleri sebebiyle son yıllarda üzerinde yoğun çalışmalar yapıldığı bir konu olmuştur. Binaların ısıtılması, soğutulması, endüstriyel bitkilerin kurutulması ve elektrik üretimi, güneş enerjisinin yaygın olarak kullanıldığı alanlardır. Başlangıçta, güneş enerjisinden yararlanılan sistemlerin kurulmasında, toplam güneş ışınımı bilgilerinin kullanılması yeterli olmuştur. Ancak güneş enerjisinden direkt olarak yararlanmaya yönelik son çalışmalarda, sistemde kullanılan malzemenin termal özelliklerinin, kazanılacak enerji miktarına etkisi önem kazanmıştır.

Güneş enerjisinden yararlanarak sıcak su üretiminde yaygın olarak kullanılan toplayıcılardan iyi bir verim alabilmek için toplayıcı yüzeyinin yansıtma oranının güneş ışınımının bütün dalga boyları için minimum olması gerekir. Binalarda enerji tasarrufu sağlayabilmek için kullanılan yüzey malzemelerinin absorpsiyon oranlarının, dalga boyu ile değişiminin, güneş enerjisinin spektrumuna uygun olacak biçimde belirlenmesi önemlidir (Duffie ve Beckman, 1974). Aynı şekilde güneş enerjisini elektrik enerjisine çeviren güneş pillerinin yarı iletken malzemelerinin seçiminde de verim artırıcı unsurlar gözönüne alınmalıdır. Bu sebeple yüzey üzerine gelen güneş ışınımının sadece potansiyelinin değil, çeşitli spektral bantlardaki değerlerinin de bilinmesi gerekmektedir.

Yeryüzeyine ulaşan güneş ışınımının özellikle ultraviyole ve görünür bölgesindeki kısmının canlılar üzerinde yararlı ve zararlı etkileri vardır. Bitkilerin

büyümesi ve fotosentez olayı görünür bölge içinde fotosentetik aktif radyasyon adı verilen bantdaki ışıının miktarına bağlıdır. Ultraviyole ışıının bölgesinde çeşitli dalgaboylarındaki ışıının ise canlılar üzerinde kanserojen etkileri olduğu saptanmıştır. Ayrıca atmosferde bulunan bazı kirleticiler, kısa dalgaboylu ışıının fotokimyasal etkisiyle daha zararlı kirleticiler haline dönüşerek insan sağlığı açısından tehlikeli olmaktadır (Lorente ve arkadaşları, 1994).

Güneş ışıınının yeryüzeyine ulaşan miktarı ile ilgili ölçümler, genellikle tüm spektrum boyunca yapılmaktadır. ışıının dalgaboyuna bağlı olarak veya çeşitli spektral aralıklarda gelen enerji değerinin ölçümleri özel aletlerle veya çeşitli filitrelerle yapılabilmektedir. Bu yöntem oldukça pahalı olduğundan, güneş ışıınının bileşenlerinin spektral dağılımları çeşitli araştırmacılar tarafından ileri sürülen modellerle hesaplanabilmektedir. Yeryüzeyine ulaşan güneş ışıınının spektral dağılımı, ışıının aldığı yolun yanısıra atmosfer bileşenlerinin miktarlarına, absorbsiyon ve saçılma oranlarına bağlıdır. Atmosferin kompozisyonu çeşitli etkilerle değiştiği zaman spektral dağılım da değişmektedir.

1.1 Kaynak Araştırması

İnsanoğlu ilkçağlardan beri güneş enerjisinden yararlanmasına rağmen, bilinçli ve bilimsel anlamda güneş enerjisinin ele alınması ve daha çok faydalanma olanaklarının araştırılması oldukça yenidir. Yeryüzüne gelen güneş ışıınının hesaplanması konusundaki ilk çalışmalar güneş ışıınının atmosfer dışındaki spektral dağılımı ve güneş sabitinin belirlenmesi konusunda olmuş ve 1880 yıllarında Langley tarafından başlatılmıştır (Coulson, 1975). Daha sonra Abbot ve arkadaşları Smithsonian Enstitüsündeki çalışmaları sonucu güneş sabitini 1322 W/m^2 , Johnson roket ölçümlerinden yararlanarak, bu değeri 1395 W/m^2 olarak belirlemişlerdir (Katsaros, 1984). 1950 yılında Johnson yüksek seviyelerde balonlarla, uçak ve uzay araçlarıyla yapılan ölçümlerden yararlanarak, güneş ışıınının spektral dağılımını elde etmiştir (Johnson, 1954). Güneş ışıınının atmosfer dışında spektral dağılımı ile ilgili en önemli çalışmaların Thekaekara tarafından yapıldığı söylenebilir. Thekaekara ve Drummond güneş sabiti için 1353 W/m^2 değerini ve güneş ışıınının atmosfer dışındaki spektral dağılımını belirlemişlerdir (Thekaekara, 1975). Bu değerler 1974'te

ASTM (American Society of Testing and Materials) ve 1976'da NASA (National Aeronautics and Space Administration) tarafından standart olarak kabul edilmiştir (Liou, 1980, Robinson, 1966).

Atmosfer dışındaki güneş ışıınımı, dünya atmosferini geçerek yere ulaşırken, hava molekülleri ve aerosoller tarafından saçılarak, çeşitli atmosferik bileşenler, özellikle de ozon, su buharı, oksijen ve karbondioksit tarafından absorblanarak zayıflar. Güneş ışıınının atmosferde dalgaboyuna bağlı olarak absorblanması ve saçılması konusunda literatürde çok sayıda çalışmaya rastlanmaktadır. Fowle, su buharının ışıını yutmasıyla ilgili ilk deneysel çalışmaları yapmıştır. Daha sonra yapılan çalışmalarda da, güneş ışıınının büyük bir kısmının absorblandığı dalgaboyu aralıklarının, Fowle'ın bulduklarına yakın olduğu belirlenmiştir (Kılıç, 1982). Atmosferdeki yağışa geçebilir su buharı miktarını, yer seviyesinde ölçülen su buharı kısmi basıncına bağlı olarak hesaplayan birtakım bağıntılar geliştirilerek su buharı absorbsiyonunun, sıcaklıkla ve kısmi buhar basıncıyla olan ilişkisi incelenmiş, sıcaklık arttıkça azaldığı ve kısmi buhar basıncının da karesiyle orantılı olarak değiştiği ileri sürülmüştür (Berger, 1988; Leckner, 1978).

UV ışıınının büyük bir kısmını absorblayan ozon konusunda oldukça fazla çalışma yapılmıştır. Hemen hemen ilk önemli çalışmalar Vigroux, Inn ve Tanaka tarafından yapılmış, Howard bu çalışmalara dayanarak ozon için spektral absorbsiyon katsayılarını belirlemiştir (Kondratyev, 1969; Robinson, 1966). Gotz, Van Heuklon (1979) ve Godson ozonun atmosferdeki değişimiyle mevsimsel ve enlemsel olarak gösterdiği farklılıklar konusunda araştırmalarda bulunmuşlardır (Leckner, 1978 ; Kılıç, 1982).

Atmosferdeki gazların sebep olduğu spektral absorbsiyon konusunda çeşitli araştırmacılar çalışmış, McClathey gazların geçirgenlik oranlarını hesaplayan bir bağıntı geliştirmiştir (Grenier ve arkadaşları, 1994). Aerosoller tarafından saçılma ile ilgili geçirgenlik oranlarını içeren bağıntılar ise Sasomori ve Hoyt tarafından ileri sürülmüştür (Hoyt, 1978).

Yeryüzüne ulaşan spektral güneş ışıınının bilinmesi pek çok uygulama alanı olan ve bu nedenle gün geçtikçe önemi artan bir konudur. Uygulama amacına bağlı olarak gerek tüm spektrum boyunca, gerek belirli dalgaboyu bantları için dağılımı

belirleyecek modeller geliştirilmiştir. Atmosferi çeşitli yatay tabakalara ayıran atmosferik gazların düşey dağılımlarının kullanıldığı bazı nümerik modeller (Lowtran-6) orta enlemler için ileri sürülmüştür (Guzzi ve arkadaşları, 1983; Berger, 1988). Ayrıca spektral ölçümlerden yararlanılarak, çeşitli atmosferik parametreler arasındaki ilişkinin araştırıldığı, yarı ampirik modeller de (Sedes-1) geliştirilmiştir (Stefan ve Riordan, 1991). Ancak hesaplama kolaylığı sağlayan ve kişisel bilgisayarlarda da kullanılabilen homojen tabakalı daha basit modeller, pek çok uygulamacı tarafından tercih edilmektedir (Bird ve Riordan, 1986).

Bu modellere dayalı çalışmalarla, güneş ışınlamına şehirsiz kirleticilerin etkileri araştırılmış, özellikle insan sağlığı açısından kanserojen etkilerin görüldüğü dalgalımlarındaki dağılımlar Barcelona, İspanya için belirlenmiştir (Lorente ve arkadaşları, 1994). Yine bitkilerin gelişiminde önemli rolü olan fotosentetik aktif radyasyonun kuzey ülkelerinde ve İspanya'da belirlenmesi için, spektral model çalışmaları yapılmıştır (Kvifte ve arkadaşları, 1983; Alados ve arkadaşları, 1994).

Bu tezde, endüstride, tıpta, tarımda ve meteorolojide uygulama alanları olan güneş enerjisinin, ülkemizde, çeşitli atmosferik şartlardaki spektral klimatolojisinin belirlenmesi için ölçüm ve model çalışmaları birlikte yürütülmüştür. Klimatolojik ve spektral ölçümler, İ.T.Ü., Maslak, Meteoroloji Gözlem Parkında yapılmıştır. Açık atmosfer şartlarında, sıcaklık, basınç, bağıl nem, optik kütle ve atmosferik türbiditeye bağılı olarak direk ışınlamın spektral dağılımları belirlenerek, atmosferik parametrelerin spektral dağılıma etkileri araştırılmıştır.

BÖLÜM 2

DİREKT GÜNEŞ IŞINIMI VE SPEKTRAL DAĞILIMI

Güneşin ışınlam enerjisi, yer ve atmosfer sistemindeki fiziksel oluşumları etkileyen başlıca enerji kaynağıdır. Dünyadan ortalama 1.496×10^8 km uzaklıkta, 1.392×10^8 km çapında ve 1.99×10^{30} kg kütleinde sıcak bir gaz küresi olan güneşin yüzey sıcaklığı yaklaşık 6000°K olup, iç bölgesindeki sıcaklığın 8×10^6 °K ile 40×10^6 °K arasında değiştiği tahmin edilmektedir.

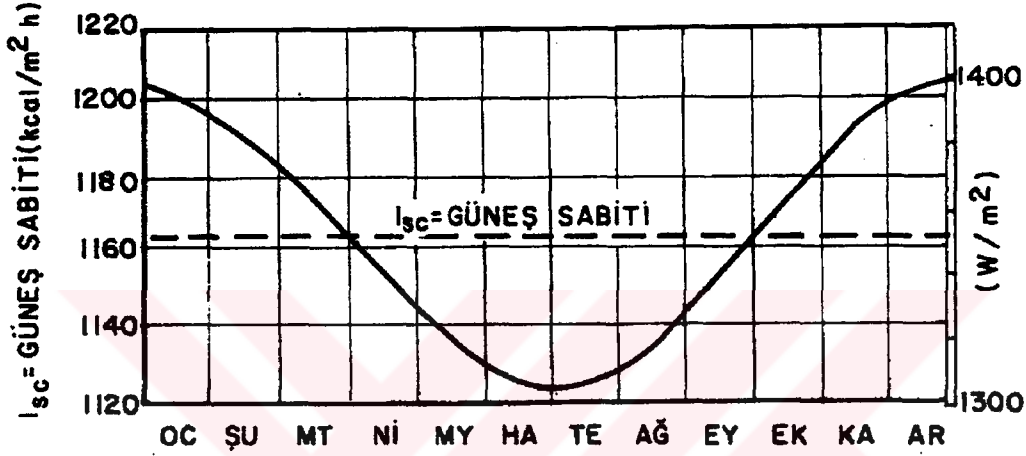
Sürekli bir füzyon reaktörü olan güneşin enerji kaynağı Hidrojenin, Helyuma dönüşmesi esnasında, saniyede yaklaşık 4 milyon ton kütle enerjiye dönüşerek, yaklaşık 3.5×10^{26} J değerindeki enerjinin ışınlam şeklinde uzaya yayılmasıdır. Bu enerjinin yaklaşık iki milyarda biri dünyaya isabet etmektedir (Duffie ve Beckman, 1974).

2.1. Güneş Sabiti ve Güneş Işınımının Atmosfer Dışındaki Spektral Dağılımı

Atmosfer dışına gelen güneş ışınlamı, dalga boyuna bağlı olduğu gibi, dünya güneş uzaklığına bağlı olarak da yıl boyunca değişir. Güneş ışınlamı incelemelerinde gözönüne alınan önemli parametrelerden biri olan "güneş sabiti" ortalama dünya güneş uzaklığında, atmosfer dışında güneş ışınlarına dik olan birim yüzeye birim zamanda gelen enerji olarak tanımlanır. Yörüngesel değişikliklerden dolayı güneş sabitinin aylara göre değişimi Şekil 2-1' de verilmektedir (Deriş, 1979).

İlk olarak 1880 yılında Langley tarafından başlatılan güneş sabiti ve atmosfer dışındaki spektral dağılımının belirlenmesi konusundaki çalışmalara daha sonra pek

çok araştırmacı tarafından devam edilmiştir (Coulson, 1975). Thekaekara ve Drummond yüksek seviyelerdeki uçak, balon ve uzay araçlarıyla yapılan ölçümlere dayanarak, güneş sabiti için 1353 W/m^2 değerini elde etmişlerdir (Liou, 1980; Robinson, 1966). Son yıllardaki araştırmalarda ise güneş sabiti 1367 W/m^2 olarak kabul edilmektedir (Bird ve Riordan, 1986).



Şekil 2-1. Güneş sabitinin aylara göre değişimi.

Atmosfer dışına gelen güneş ışınımının dalgaboyu yaklaşık $0.2 \mu\text{m}$ ile $3.2 \mu\text{m}$ arasında değişmektedir. Şekil 2-2' de Thekaekara tarafından verilen, ortalama dünya-güneş uzaklığında, güneş ışınımının atmosfer dışındaki spektral dağılımı görülmektedir (Thekaekara, 1975). Atmosfer dışındaki spektral dağılım yaklaşık $5900 \text{ }^\circ\text{K}$ sıcaklığındaki siyah cismin yayınladığı enerji dağılımına oldukça yakındır. Güneşten gelen enerjinin global olarak % 98 i $0.2 - 3.2 \mu\text{m}$ dalgaboyu aralığında olup, toplam enerjinin yaklaşık % 7 si ultraviyole ($\lambda < 0.38 \mu\text{m}$), % 47.3 ü görünür ($0.38 \mu\text{m} < \lambda < 0.74 \mu\text{m}$) ve % 45.7 si infrared ($\lambda > 0.78 \mu\text{m}$) ışınım bölgesinde yer alır.

Bilindiği gibi dünyanın güneş etrafındaki yörüngesi dairesel olmayıp, Kepler kanununa göre dünya, bir yıl boyunca merkezi güneş olan eliptik bir yörünge çizer.

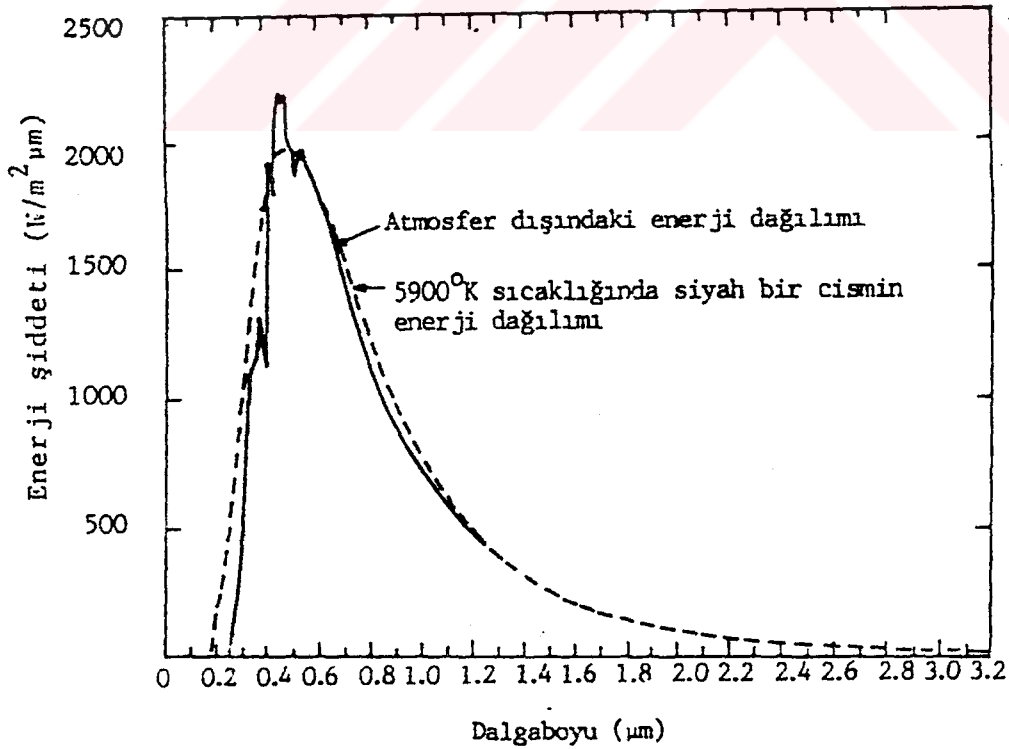
Dünya-güneş uzaklığı mevsimlere göre değişir, 3 Ocak'ta maksimum ve 4 Temmuz'da minimum olur. Atmosfer dışına gelen güneş ışınımı, dalga boyuna bağlı olduğu gibi, dünya-güneş uzaklığına bağlı olarak da yıl boyunca değişir.

Ortalama dünya-güneş uzaklığı, $\bar{D}$ ve aktüel dünya-güneş uzaklığı, D olmak üzere, dünya-güneş uzaklığı düzeltme faktörü $(\bar{D}/D)^2$ için Spencer (1971) tarafından ileri sürülen aşağıdaki eşitlik kullanılmaktadır:

$$\begin{aligned} (\bar{D}/D)^2 = & 1.00011 + 0.034221 \cos \theta_0 + 0.00128 \sin \theta_0 \\ & - 0.00719 \cos 2\theta_0 + 0.000077 \sin 2\theta_0 \end{aligned} \quad (2.1)$$

Söz konusu ifade gün sayısını açısal olarak veren θ_0 in bir fonksiyonu olarak tanımlanmıştır. θ_0 , aşağıdaki şekilde verilmektedir:

$$\theta_0 = 2\pi d_n / 365 \quad (2.2)$$



Şekil 2-2. Ortalama dünya-güneş uzaklığında, güneş ışınımının atmosfer dışındaki spektral dağılımı.

Burada d_n , gün sayısıdır ve 1 Ocak'ta sıfır değerinden başlayarak, 31 Aralık'ta 364 değerini almaktadır. Aktüel dünya-güneş uzaklığını elde etmek için kullanılan düzeltme faktörünün yıl boyunca değişimi grafik olarak Ek A.1' de sunulmuştur.

2.2 Güneş Işınımının Atmosferde Azalması

Atmosfere giren güneş ışınımı, atmosferin fiziksel özelliklerine ve ışınımın atmosferde aldığı yola bağlı olarak azalır. Atmosferde bulunan gazlar ve aerosoller ışınımın şiddetini azaltırlar ve bu nedenle yere ulaşan ışınım, direk güneş ışınımından oldukça küçüktür. Bu azaltma ise saçılma ve absorbsiyon ile gerçekleşir ki bunların her ikisi de atmosferin kompozisyonuna bağlıdır. Bundan dolayı, bu bölümde ışınımın katettiği yol ile birlikte, söz konusu azaltıcıların ışınım üzerindeki etkilerine değinilecektir.

2.2.1 Güneş Işınımının Atmosferde Aldığı Yol

Güneş ışınımının atmosferi geçerken aldığı yol ışının geliş doğrultusuna göre değişir. Bu sebeple absorbsiyon ve saçılma etkilerinin yanısıra ışının atmosferde aldığı yol bilinmelidir. Yatay olarak homojen bir atmosferde, güneş zenitte olmadığı zaman, yeryüzeyine ulaşan direkt ışınım (güneşten yönü değişmeden gelen ışınım) dalgaboyuna bağlı olarak,

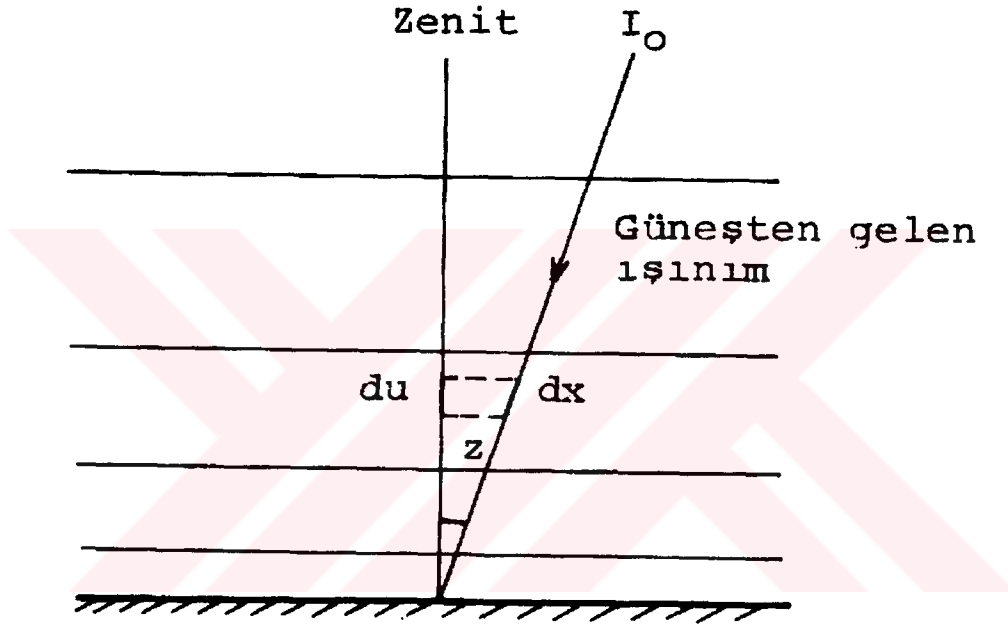
$$I_\lambda = I_{0\lambda} \exp \left(- \int_0^x a_\lambda dx \right) \quad (2.3)$$

şeklinde ifade edilen Beer Kanunu ile verilmektedir (Robinson, 1966). Burada $I_{0\lambda}$, atmosfer dışındaki spektral ışınım şiddeti; a_λ , atmosferin dalgaboyuna bağlı azaltma katsayısı; x , güneş ışınımının aldığı yoldur (Şekil 2-3).

Genel olarak standart basınçta güneş ışınımının atmosferde aldığı yolun (dx), ışınların zenit doğrultusunda aldığı yola (du) oranı, bağıl optik hava kütlesi olarak tanımlanmaktadır. Bağıl optik hava kütlesi ışının absorblandığı veya saçıldığı ortamın toplam kütlesiyle ilgili olup,

$$M_r = \int_h^\infty \rho \, dx / \int_h^\infty \rho \, du \quad (2.4)$$

şeklinde ifade edilir. Burada ρ , yoğunluk; dx geometrik yoldaki değişimdir. Bağintıda du , gözlem noktasındaki düşey değişimdir. Kırılmanın olmadığı homojen atmosferde,



Şekil 2-3. Düzlemsel olarak tabakalaşmış bir atmosferde zenit açısı ve optik hava kütlesi arasındaki ilişki.

$$dx = du \sec Z \quad (2.5)$$

olarak yazılabilir. $du=1$ varsayılarak bağıl optik hava kütlesi için,

$$M_r = \sec Z \quad (2.6)$$

ifadesi verilebilir (Paltridge and Platt, 1976). Burada Z , zenit açısıdır. (2.6) eşitliği düzlemsel olarak tabakalaşmış bir atmosfer için geçerlidir. Özellikle zenit açısının

büyük olduğu durumlarda Rogers kırılma etkilerini gözönüne almak için atmosferi küresel olarak tabakalaşmış varsayarak, bağıl optik hava kütlesini,

$$M_r = 35 / (1224 \cos^2 Z + 1)^{0.5} \quad (2.7)$$

şeklinde ifade etmiştir (Topçu, 1988). Ancak yukarıda da değinildiği gibi zenit açısının küçük olduğu durumlarda (2.6) eşitliği yeterlidir.

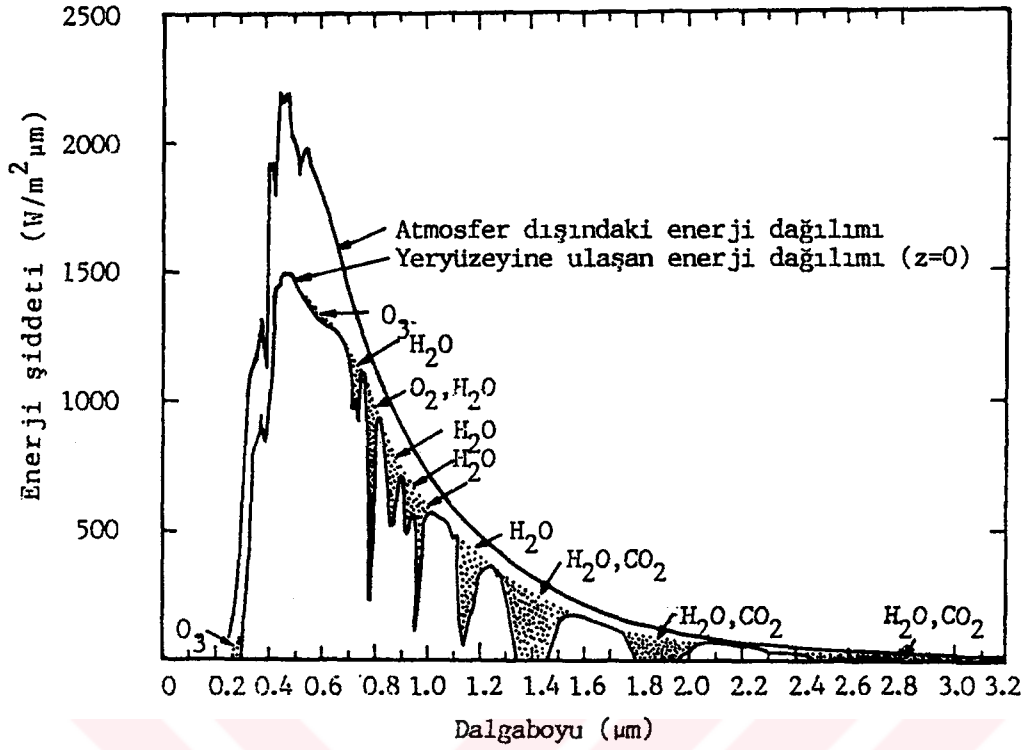
2.2.2 Güneş Işınımının Atmosferde Absorbsiyonu

Dünya atmosferini geçişi sırasında güneş ışınımı, çeşitli atmosferik bileşenler, özellikle ozon ve su buharı tarafından absorblanarak, hava molekülleri ve aerosoller tarafından da saçılarak önemli ölçüde azalır. Şekil 2-4' de atmosfer dışına ve yeryüzüne gelen 0.2-3.2 μm dalgaboyları arasındaki ışınımın spektral dağılımı görülmektedir (Coulson, 1975). Ultraviyole ışınım bandında ozon, görünür ışınım bandında ozon ve oksijen, infrared ışınım bandında ise su buharı ve karbondioksit tarafından olan absorbsiyon önemlidir.

2.2.2.1 Ozon Absorbsiyonu

Ozon, 0.18 -0.34 μm spektral bandındaki UV radyasyonun hemen hemen hepsini yutar (Hartley Bandı). Görünür bölgede de Chappius Bandı olarak bilinen daha zayıf bir ozon absorbsiyon bandı vardır.

Ozon atmosferde üniform olarak dağılmamıştır. Yeryüzünden yaklaşık 23-30 km yüksekte ve 10-15 km kalınlıktaki bölgede bulunmaktadır (Böer, 1977). Yere yakın seviyelerdeki ozon miktarı çok düşüktür. Belli bir yerin atmosferindeki ozon miktarı mevsimlere göre değişim gösterir. Sonbaharda minimum, ilkbaharda maksimum olur. Aynı zamanda enlemlere göre de değişmektedir, ekvatordan uzaklaştıkça artar ve kutuplarda en yüksek değerine ulaşır. Ozon miktarının enlemlere ve mevsimlere göre değişimi Şekil 2-5' de verilmiştir (Berger, 1988).



Şekil 2-4. Yeryüzüne ulaşan güneş ışınımının enerji dağılımı ve çeşitli absorpsiyon bantları.

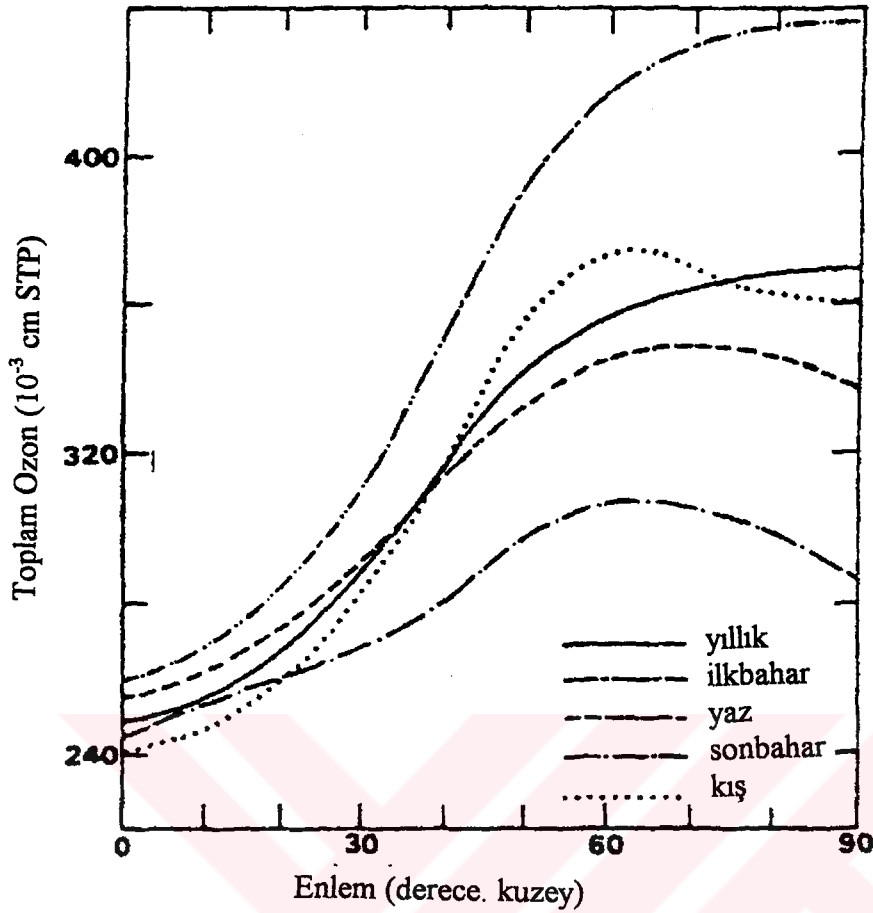
Ozonun spektral azaltma katsayısı ile ilgili olarak ilk Vigroux, Inn ve Tanaka tarafından çalışmalar yapılmış, Howard, bu çalışmalara dayanarak ozon için spektral yutma katsayılarını belirlemiştir (Kondratyev, 1969; Robinson, 1966). Daha sonra Lacis ve Hansen, Howard'ın verilerine dayanarak, iki spektral bölge için, ozonun absorblama oranlarını, ozon miktarına bağlı olarak aşağıdaki şekilde vermişlerdir. Ultraviyole ışınım bölgesi için ozonun absorblama oranını,

$$A_{oz}^u = \frac{1.082 X_{oz}}{(1+138.6 X_{oz})^{0.815}} + \frac{0.0658 X_{oz}}{1+(103.6 X_{oz})^3} \quad (2.8)$$

bağıntısı ile, görünür ışınım bölgesindeki Chappius bandı için absorpsiyon oranı ise ,

$$A_{oz}^c = \frac{0.02118 X_{oz}}{1+0.042 X_{oz} + 0.000323 X_{oz}^2} \quad (2.9)$$

şeklinde ifade etmişlerdir (Lacis ve Hansen, 1974); (Paltridge ve Platt, 1976).



Şekil. 2-5. Ozon miktarının enlemlere ve mevsimlere göre değişimi.

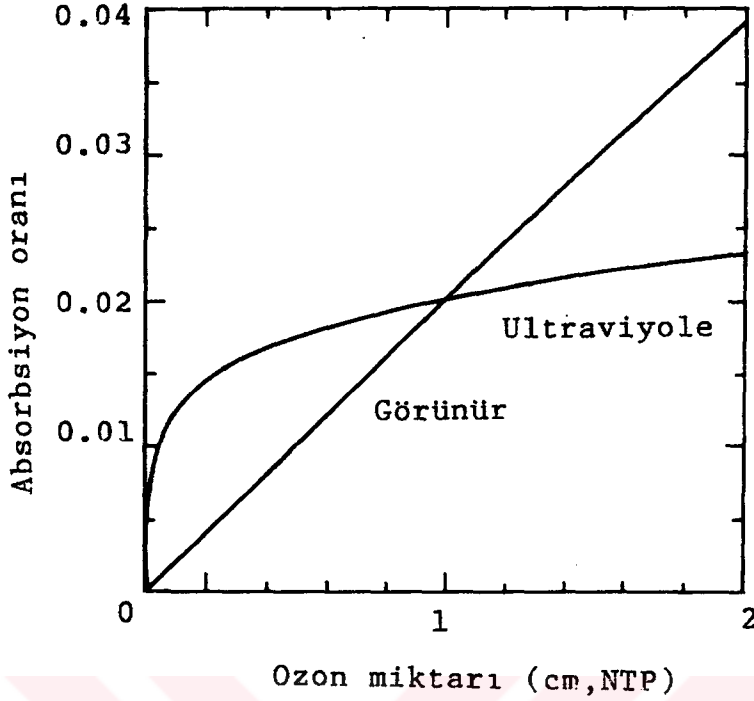
Her iki spektral bölgedeki toplam absorbsiyon oranı,

$$A_{oz} = A_{oz}^u + A_{oz}^c \quad (2.10)$$

olarak yazılabilir. (2.10) ve (2.11) eşitliklerindeki X_{oz} , ozonun optik yolu olup,

$$X_{oz} = u_{oz} \cdot M \quad (2.11)$$

şeklinde ifade edilir. Burada u_{oz} , birim kesitli atmosfer sütunundaki, normal sıcaklık ve basınçta ($T_o = 273 \text{ }^\circ\text{K}$, $P_o = 1013.25 \text{ hPa}$) ozon tabakası kalınlığı (cm), M ise optik hava kütesidir. Howard ve arkadaşları tarafından (2.10) ve (2.11) bağıntılarına göre elde edilen ultraviyole ve görünür bölgedeki absorblama oranları Şekil 2-6' da verilmiştir. Şekildeki oranlar stratosferik ozonun (-44°C) de ölçülen absorbsiyon katsayılarına ait dalgaboyları üzerinden integre edilerek belirlenmiştir.



Şekil. 2-6. Ozon miktarına bağlı olarak absorpsiyon oranı.

2.2.2.2 Subuharı Tarafından Absorpsiyon

Subuharının absorpsiyon spektrumu ozonunkinden çok daha karmaşıktır. Absorpsiyon oranları ışının dalgaboyu ile beraber ortamın basınç ve sıcaklığına bağlıdır. Atmosferde bulunan subuharı miktarı, dik bir birim atmosfer sütunu boyunca uniform olarak dağılmamıştır. Yer seviyesinde fazladır ve yükseklikle hızla azalır. Subuharının değişik dalgaboylarında çok sayıda absorpsiyon bandı mevcuttur.

Çeşitli dalgaboylarında, güneş ışınının subuharı tarafından yutulması konusundaki ilk ölçümleri Fowle yapmıştır. Kimball, bu ölçümleri, Smithsonian Meteoroloji Enstitüsü tarafından yayınlanan tablolarda verilen, toplam subuharı miktarına karşı gelen, toplam absorpsiyon oranlarını ifade etmek için kullanmıştır, Mc Donald, Müller ve Yamamoto aynı verileri kullanarak farklı eğriler elde etmişlerdir (Manabe ve Strickler, 1964; Lacis ve Hansen, 1974).

Daha sonra Howard modern laboratuvarlarda subuharının absorpsiyon katsayılarıyla ilgili ölçümler yapmıştır. Yamamoto bu ölçümlerden yararlanarak,

toplam absorpsiyon ve subuharı miktarı arasında ilişkiler bulmuştur (Yamamoto, 1962). Lacis ve Hansen ise bütün spektrum boyunca, toplam absorpsiyon oranını yağışa geçebilir subuharının fonksiyonu olarak,

$$A_w = \frac{2.9 X_w}{(1 + 141.5 X_w)^{0.635} + 5.925 X_w} \quad (2.12)$$

şeklinde ifade etmişlerdir (Lacis and Hansen, 1974). Burada A_w , normal sıcaklık ve basınçta, güneş ışınımının subuharı tarafından absorplanma oranı, X_w , subuharının optik yolu olup,

$$X_w = u_w . M \quad (2.13)$$

şeklinde yazılabilir. u_w (cm), standart şartlarda yağışa geçebilir subuharının yoğunlaşması ile meydana gelen sıvı suyun yüksekliğidir.

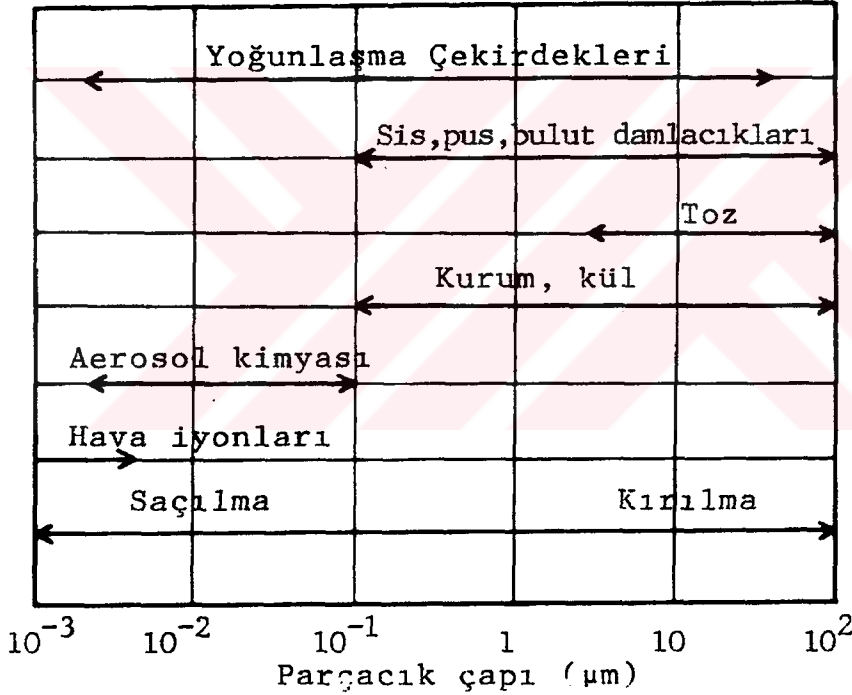
2.2.2.3 Diğer Gazlar Tarafından Absorpsiyon

Güneş ışınımı atmosferi geçişi sırasında atmosferde bulunan gazlar (karbondioksit, oksijen, metan v.b.) tarafından absorplanarak da azaltılır. Ancak bu gazların toplam absorpsiyonu küçük olduğundan daha az önemlidirler.

Karbondioksit tarafından absorplanan güneş ışınımı miktarı, güneş sabitinin %1'i civarındadır. Bu gaz atmosfer tabakasının alt kısımlarında bulunur ve yükseklikle aşağı yukarı sabittir (Kılıç, 1982). Karbondioksit tarafından ilk etkin absorpsiyon bandı 1.434 μm de olup, daha etkin olarak 1.54 μm dalgaboyunda gözlenmektedir. Oldukça kuvvetli fakat dar bir oksijen bandının 0.762 μm de ve diğer birkaç zayıf absorpsiyonun ise 0.34, 0.579, 0.629, 0.638, 0.688, 0.690, 0.771 ve 1.067 μm dalgaboylarında olduğu belirlenmiştir. CH_4 absorpsiyonu ise ilk olarak 1.67 μm de başlamaktadır (Böer, 1977).

2.2.3 Güneş Işınımının Atmosferde Saçılması

Güneş ışınımının atmosferde azalmasının bir nedeni de ortamda bulunan kuru hava, subuharı molekülleri ve aerosoller tarafından saçılmasıdır. Bu parçacıkların tipleri, büyük ölçüde kaynaklarına bağlıdır. Genel olarak bu kaynaklar, kıtalar, okyanuslar, çöller ve kentsel alanlar olarak sınıflandırılabilir. Atmosferdeki aerosoller doğrudan kaynaktan parçacık şeklinde yayılarak (rüzgar etkisi ile yayılan tozlar ve bacadan çıkan parçacıklar) veya gaz halindeki kimyasal tepkimelerden oluşabilirler. Atmosferik aerosollerin boyutları çok çeşitlidir ve bunlara ait boyut dağılımı Şekil 2-7' de gösterilmektedir (Topçu, 1988).



Şekil 2-7. Atmosferdeki çeşitli aerosoller ve boyutları.

2.2.3.1. Rayleigh Saçılması

Saçılma parçacıkların boyutuna ve ışının dalgaboyuna bağlıdır. Atmosferde, çapları gelen ışının dalgaboyundan daha küçük ($\lambda < 0.1 \mu\text{m}$) olan parçacıklar

tarafından ışınının saçılmasına Rayleigh Saçılması veya Molekölse Saçılma denir. Işınının atmosferde sözkonusu küçük parçacıklar tarafından azaltılmasıyla ilgili Rayleigh optik derinliği, bütün atmosfer şartları için ışınının dalgaboyuna bağlı olarak,

$$\tau_{r\lambda} = \int_0^{\infty} a_{r\lambda} dz \quad (2.14)$$

olarak ifade edilebilir. Burada $a_{r\lambda}$, Rayleigh saçılma katsayısı olup,

$$a_{r\lambda} = \frac{8\pi^3}{3} \frac{(n-1)^2}{N\rho} \frac{1}{\lambda^4} \quad (2.15)$$

olarak yazılabilir. Burada N, birim hacimdeki moleküllerin sayısal yoğunluğu; n, havanın kırılma indisidir. (2.15) bağıntısı normal şartlarda hava için,

$$\tau_{r\lambda} = 8.9 \times 10^{-3} \lambda^{-4} \quad (2.16)$$

şeklinde yazılabilir.

Rayleigh saçılması görünür ışınım bölgesinde daha etkilidir. Saçılma ışınının dalgaboyu büyüdükçe artar. Rayleigh saçılmasında maksimum saçılma, ileri ve geri yönlerde eşit şiddette, minimum saçılma ise, ışının gelme doğrultusuna dik yönde meydana gelir. Maksimum saçılma şiddeti minimum saçılma şiddetinin yaklaşık iki katı kadardır.

2.3.2. Mie Saçılması

Işınının saçılmasına neden olan parçacıkların yarıçapları, λ , üzerlerine gelen ışının dalgaboyu olmak üzere, $0.1 \lambda < r < 25 \lambda$ arasında ise Mie Saçılma Teorisi geçerlidir. Güneş ışınınının atmosferde Mie saçılması ile azalmasıyla ilgili optik derinlik,

$$\tau_{a\lambda} = \int_0^{\infty} \beta_{a\lambda} dz \quad (2.17)$$

şeklindeir. $\beta_{a\lambda}$, aerosol dalgaboyuna bağlı azaltma katsayısıdır. Mie teorisine göre

$$\beta_{0\lambda} = \int_0^{\infty} \pi r^2 Q_{a\lambda}(r) n(r) dr \quad (2.18)$$

ifadesiyle verilir. Burada, $Q_{a\lambda}(r)$, parçacığın boyutuna, kırılma indisine ve ışının dalga boyuna bağlı bir fonksiyon, $n(r)$, r yarıçaplı parçacıkların sayısıdır.

Saçılma şiddetinin açısal dağılımına bakıldığında ışının gelme yönüne dik doğrultuya göre simetrik değildir. Tanecik yarıçapı arttıkça ileriye doğru saçılma artmaktadır. Işının sözkonusu büyük parçacıklar tarafından saçılmasıyla ilgili aerosol optik derinliği, taneciklerin boyut dağılımlarına, yüzey yansıtma özelliklerine ve kırılma indislerine bağlı olarak hesaplanır. Ancak aerosollerin bu özelliklerinin ölçülmesi güç olduğundan, aerosol optik derinliği türbidite katsayılarına bağlı olarak Angström tarafından,

$$\tau_{a\lambda} = \beta \lambda^{-\alpha} \quad (2.19)$$

şeklinde ileri sürülmüştür. Burada β , türbidite faktörü; α , Angstrom katsayısıdır ve değeri 0.5-1.6 arasında değişir. Genel olarak gözönüne alınan ortalama değeri ise 1.3'dür.

Yapılan çalışmalarda, yeryüzüne gelen ışınım genel olarak, atmosferdeki bileşenlerin ayrı ayrı geçirgenlik oranlarının çarpımı şeklinde ifade edilmektedir. Geçirgenlik oranları ise herbir bileşenin optik derinliği ile optik kütlenin çarpımının üstel ifadesi şeklinde hesaplanmaktadır (Bird, 1984).

BÖLÜM 3

AÇIK ATMOSFERDE DİREKT GÜNEŞ IŞINIMININ SPEKTRAL DAĞILIM MODELİ

Yeryüzüne ulaşan güneş ışınımı atmosfer bileşenlerinin düşey dağılımına bağlı olup, özellikle atmosferik gazlar, subuharı ve aerosoller tarafından etkilenmektedir. Kuru atmosferdeki gazlar hemen hemen sabittir ancak aerosollerin ve özellikle subuharının dağılımı meteorolojik şartlara bağlıdır. Ayrıca günümüzde şehirleşmeden dolayı meydana gelen atmosfer kirliliği sonucunda da, özellikle aşağı atmosferin kimyasal yapısı değişmektedir. Söz konusu değişimler öncelikle spektral olmak üzere yeryüzüne gelen ışınımı etkilemektedir.

Güneş ışınımının, atmosferik parametrelere bağlı olarak spektral dağılımının belirlenmesi, son yıllarda önem kazanan bir konudur. Bu sebeple, ışınımın dalgaboyuna bağlı olarak ölçülebilmesi için hassas aletler geliştirilmiştir. Ancak ölçme aletlerinin üretimi pahalı olduğundan, yeryüzüne ulaşan spektral ışınımın modellenmesi ile ilgili detaylı çalışmalar yapılmıştır. Çok tabakalı modellerin yanı sıra, tek tabakalı homojen atmosfer modelleri de ileri sürülmüştür (Leckner, 1978). Ancak yere dayalı verilerle hesap yapabilen, bilgisayar kullanım zamanının çok kısa olduğu modeller yaygın olarak kullanılmaktadır (Bird ve Riordan, 1986); (Crommelynck ve Joukoff, 1990).

Bu çalışmada, direkt ışınım ile ilgili bazı spektral bantlarda yapılan ölçümlerle, Bird ve Riordan (1986) tarafından ileri sürülen spektral model birlikte değerlendirilmiştir. Direkt güneş ışınımının spektral ölçümleri, İ.T.Ü., Maslak, Meteoroloji Gözlem Parkındaki otomatik olarak güneşi izleyen bir ayak üzerine oturtulmuş bir pirheliyometreye takılı olan çeşitli filitrelerle yapılmıştır. Elle hareket

ettirilebilen diskteki sarı (OG1), kırmızı (RG2) ve koyu kırmızı (RG8) filitreler çevrilerek sırasıyla 0.525-2.8 μm , 0.630-2.8 μm ve 0.695-2.8 μm dalgaboyu aralıklarındaki spektral ışıınım değerleri ölçülmüştür. Ayrıca disk içinde bir aralık boş bırakılarak, tüm spektruma ait direkt ışıınım değerleri de belirlenmiştir. Söz konusu filitreler ve tüm spektrum için dört dakika arayla ardışık ölçümler yapılmıştır. Çıkışlar data-logger'a kaydedilmiş, ilk iki dakika uyum süresi olarak kabul edilerek, bu çalışmada son iki dakikalık değerler kullanılmıştır. Açık atmosferde, yeryüzüne ulaşan direkt ışıınımı, 0.3- 4.0 μm dalgaboyları arasında hesaplayan model, homojen bir atmosfer tabakası için ozon, subuharı, aerosoller ve üniform atmosferik gazların etkisini gözönüne almıştır. Güneş ışıınımını azaltan herbir bileşene ait geçirgenlik fonksiyonlarının çarpımları etki katsayısı olarak kullanılmaktadır. Bird ve Riordan (1986) tarafından ileri sürülen modelde, spektral dağılımın belirleneceği bölgedeki atmosferik durumu tanımlamak için yere ait sıcaklık, bağıl nem, basınç, görüş uzaklığı ve albedo gibi bilgiler verilmektedir. Görüş uzaklığından, aerosoller tarafından geçirgenlik oranlarının hesaplanmasında kullanılacak olan türbidite katsayısı elde edilmektedir. Görüş uzaklığı ile türbidite katsayısı arasındaki ilişki belirli sınırlar içinde geçerlidir ve görüş uzaklığı ölçümleri de yeterli hassaslıkta değildir (Iqbal, 1983). Bu sebeple çalışmada, görüş uzaklığı yerine doğrudan doğruya türbidite katsayısı değerleri kullanılmıştır. Hesaplamalar, absorbsiyon ve saçılma olaylarında önemli olan 122 dalgaboyu için yapılmıştır. Ortalama dünya-güneş uzaklığında, gözönüne alınan dalgaboylarında atmosfer dışına gelen ışıınım değerleri Tablo 3-1' de verilmektedir.

Yeryüzüne ulaşan spektral direkt ışıınım (I_λ), Beer Kanunu yaklaşımı ile,

$$I_\lambda = I_{0\lambda} T_{r\lambda} T_{a\lambda} T_{o\lambda} T_{w\lambda} T_{u\lambda} \quad (3.1)$$

şeklinde yazılmaktadır (Leckner, 1978). Burada $I_{0\lambda}$, atmosfer dışına gelen spektral direkt ışıınım, $T_{r\lambda}$, Rayleigh saçılması ile ilgili, $T_{a\lambda}$, aerosoller tarafından azaltılma ile ilgili, $T_{o\lambda}$, ozon absorbsiyonu ile ilgili, $T_{w\lambda}$, subuharı tarafından azaltılma ile ilgili ve $T_{u\lambda}$, üniform olarak karışmış gazların azaltılması ile ilgili geçirgenlik fonksiyonlarıdır.

Atmosfer dışına gelen güneş ışıını, ortalama dünya-güneş uzaklığında 1367 W/m² olarak gözönüne alınmaktadır (Bird ve Riordan, 1986). Çalışmada atmosfer dışına gelen aktüel değerleri hesaplamak için (2.1) eşitliğinde verilen Spencer (1971) tarafından ileri sürölmüş, uzaklık düzeltmesi uygulanmıştır.

3.1 Rayleigh Saçılması İle İlgili Geçirgenlik Fonksiyonu

Atmosferde sadece kuru hava molekülleri tarafından meydana gelen saçılma ile ilgili spektral geçirgenlik fonksiyonu optik hava kütesine bağılı olarak,

$$T_{ra} = \exp \{ - M' / \lambda^4 [115.6406 - 1.335 \lambda^{-2}] \} \quad (3.2)$$

ifadesiyle verilmektedir (Bird and Riordan, 1986). Burada λ , ışıının dalgaboyu, M' , basınç düzeltmesi yapılmış optik hava kütesidir. Kasten, optik hava kütesi için,

$$M = [\cos (Z) + 0.15 (93.885 - Z)^{-1.253}]^{-1} \quad (3.3)$$

ifadesini önermiştir (Kasten, 1966). Ancak bu bağıntı standart atmosferik basınç değerleri için geçerli olduğundan, basınç düzeltmesi yapılan optik kütle değeri,

$$M' = M (P / P_0) \quad (3.4)$$

şeklinde hesaplanır. Burada $P_0 = 1013.25$ hPa ve P , aktüel basınçtır.

3.2 Aerosoller Tarafından Azaltılma İle İlgili Spektral Geçirgenlik

Atmosferdeki aerosoller, güneş ışıınının saçılmasına ve absorpsiyonuna neden olurlar. Aerosollerin konsantrasyonlarının düşey değışimleri, kompozisyonları, şekil ve boyut dağılımları yeryüzüne ulaşan spektral güneş ışıını etkiler. Zamana ve yere göre çok büyük değışiklikler göstermelerinden dolayı, ortalama koşullar için bir model geliştirilmesi oldukça zordur.

Tablo 3-1. Seçilen 122 dalgaboyunda, ortalama dünya-güneş uzaklığında atmosfer dışına gelen spektral ışıınım ($I_{0\lambda}$).

Dalgaboyu μm	Spektral Işıınım W/m^2	Dalgaboyu μm	Spektral Işıınım W/m^2	Dalgaboyu μm	Spektral Işıınım W/m^2
0.3	535.9	0.74	1298	1.52	292.8
0.305	558.3	0.752	1269	1.539	275.5
0.31	622	0.757	1245	1.558	272.1
0.315	692.7	0.762	1223	1.578	259.3
0.32	715.1	0.767	1205	1.592	246.9
0.325	832.9	0.78	1183	1.61	244
0.33	961.9	0.8	1148	1.63	243.5
0.335	931.9	0.816	1091	1.646	234.8
0.34	900.6	0.824	1062	1.678	220.5
0.345	911.3	0.831	1038	1.74	190.8
0.35	975.5	0.84	1022	1.8	171.1
0.36	975.9	0.86	998.7	1.86	144.5
0.37	1119.9	0.88	947.2	1.92	135.7
0.38	1103.8	0.905	893.2	1.96	123
0.39	1033.8	0.915	868.2	1.985	123.8
0.40	1479.1	0.925	829.7	2.005	113
0.41	1701.3	0.93	830.3	2.035	108.5
0.42	1740.4	0.937	814	2.065	97.5
0.43	1587.2	0.948	786.9	2.1	92.4
0.44	1837	0.965	768.3	2.148	82.4
0.45	2005	0.98	767	2.198	74.6
0.46	2043	0.993	757.6	2.27	68.3
0.47	1987	1.04	688.1	2.36	63.8
0.48	2027	1.07	640.7	2.45	49.5
0.9	1896	1.1	606.2	2.5	48.5
0.50	1909	1.12	585.9	2.6	38.6
0.51	1927	1.13	570.2	2.7	36.6
0.52	1831	1.145	564.1	2.8	32
0.53	1891	1.161	544.2	2.9	28.1
0.54	1898	1.17	533.4	3	24.8
0.55	1892	1.2	501.6	3.1	22.1
0.57	1840	1.24	477.5	3.2	19.6
0.593	1768	1.27	442.7	3.3	17.5
0.61	1728	1.29	440	3.4	15.7
0.63	1658	1.32	416.8	3.5	14.1
0.656	1524	1.35	391.4	3.6	12.7
0.668	1531	1.395	358.9	3.7	11.5
0.69	1420	1.442	327.5	3.8	10.4
0.71	1399	1.462	317.5	9	9.5
0.718	1374	1.477	307.3	4	8.6
0.724	1373	1.497	300.4		

Çalışmada kullanılan bu modelde aerosoller tarafından, absorpsiyon ve saçılmayı içeren azaltılmadan sonraki spektral geçirgenlik için,

$$T_{a\lambda} = \exp [- \beta \lambda^{-\alpha} M] \quad (3.5)$$

ifadesi kullanılmıştır. Bağntıdaki β , Angström türbidite katsayısı; λ , dalgaboyu; α , aerosolün boyutu ile ilgili bir katsayı; M , optik hava kütlesidir. α katsayısı, 1.3 olarak gözönüne alınmıştır (Leckner, 1978). Türbidite katsayısı değerleri atmosferdeki aerosol miktarı ile ilgili olup, tamamen temiz bir atmosferde $\beta = 0$ dır. Bu çalışmada türbidite katsayıları (β), İ.T.Ü., Maslak Meteoroloji Gözlem Parkında yapılan ($\varphi = 41.1^\circ\text{N}$, $\lambda=29.0^\circ\text{E}$) spektral pirheliyometrik ölçümlerden yararlanılarak hesaplanmıştır.

3.2.1 Angström Türbidite Katsayısı, β

Türbidite katsayısı, direkt ışınımın 0 - 0.630 μm dalgaboyu arasındaki değerlerinden hesaplanmıştır. Bunun için de, sözkonusu dalgaboyu aralığındaki değeri belirlemek için, 0.630 - 2.8 μm arasında ölçüm yapabilen RG2 filtresi kullanılmıştır. Tüm spektrumdaki direkt ışınım değerinden filtre değeri çıkarılarak türbidite katsayısı,

$$I - I_k = \int_0^{0.630} I_{0\lambda} \exp [-M (a_{r\lambda} + \beta \lambda^{-1.3})] d\lambda \quad (3.6)$$

bağıntısıyla hesaplanabilmektedir (Robinson, 1966). Burada, I , tüm spektrum boyunca ölçülen direkt güneş ışınımı; $I_{k\lambda}$, 0.630 - 2.8 μm dalgaboyları arasında ölçülen direkt güneş ışınımı; $I_{0\lambda}$, Atmosfer dışına gelen spektral ışınımdır. $a_{r\lambda}$, ise Rayleigh saçılmasından meydana gelen, atmosferin azaltma katsayısı olup,

$$a_{r\lambda} = 0.000869 \lambda^{-4.09} \quad (3.7)$$

şeklinde ifade edilmiştir. Burada ele alınan 0 - 0.630 μm dalgaboyları arasındaki spektral bant, atmosferde aerosol ve kirletici tanecikler etkisiyle meydana gelen azalmanın etkili olduğu aralığa karşı gelir.

(3.6) eşitliğindeki β değerini bulmak için Ek B.2' de verilen bir bilgisayar programından yararlanılmıştır. İntegralin çözümü 35 dalgaboyu üzerinden yapılmıştır. Atmosferin tamamen açık olduğu günler için hesaplanan Angström türbidite katsayıları ve optik kütle değerleri Tablo 3-2' de verilmiştir.

3.3 Subuharı Tarafından Azaltılma İle İlgili Spektral Geçirgenlik

Güneş ışınımının atmosferik subuharı tarafından yutulmasıyla ilgili spektral geçirgenlik, 122 dalgaboyu için subuharı absorpsiyon katsayılarına bağlı olarak,

$$T_w = \exp \{ - 0.2385 a_w W M_w / [1 + 20.07 a_w W M_w] \}^{0.45} \quad (3.8)$$

şeklinde ileri sürülmüştür (Leckner, 1978). Burada a_w , subuharının spektral absorpsiyon katsayıları olup, dalgaboyu ile değişimleri Şekil 3-1' de verilmiştir. W , yağışa geçebilir subuharı yüksekliği, M_w , ise optik subuharı kütlesidir. Optik hava kütlesi ile optik subuharı kütlesi arasındaki fark çok küçük olduğu halde çalışmada,

$$M_w = [\cos Z + 0.0548 (92.650 - Z)^{-1.452}]^{-1} \quad (3.9)$$

bağıntısıyla hesaplanan optik subuharı kütlesi kullanılmıştır.

Eşitlik (3.8) deki yağışa geçebilir subuharı yüksekliği (W) ise, yerdeki hava sıcaklığının ve yüzde olarak bağıl nemin fonksiyonu olarak,

$$W = 0.00493 U e_s / T \quad (3.10)$$

ifadesine göre hesaplanmaktadır. Burada U , yüzde olarak bağıl nem e_s , doymuş buhar basıncı olup,

$$e_s = \exp (26.23 - 5416 / T) \quad (3.11)$$

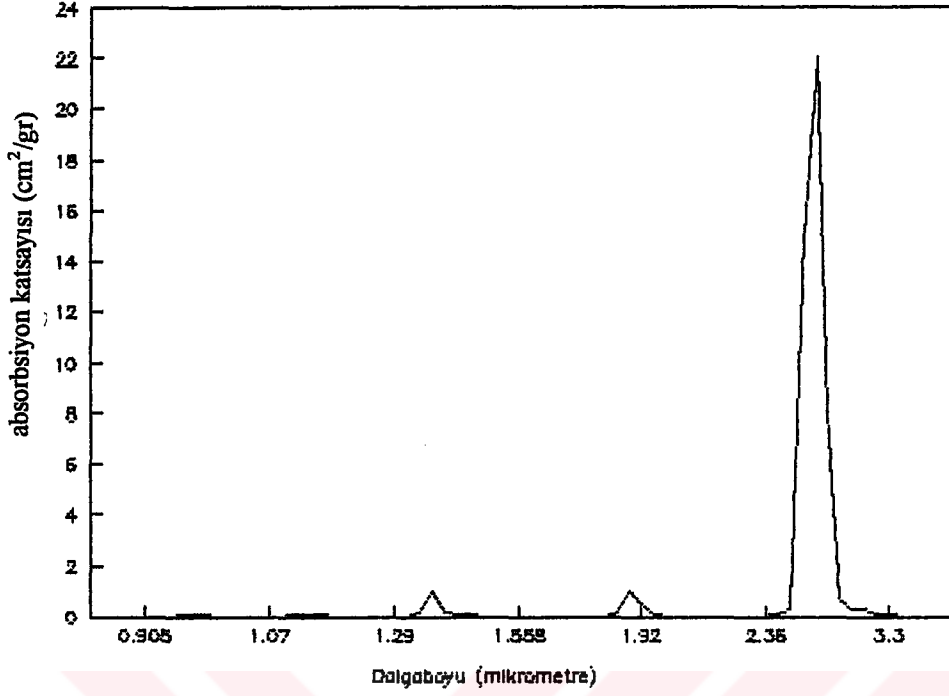
şeklinde, hava sıcaklığının fonksiyonu olarak hesaplanır.

Tablo 3-2. Seçilen günlere ait Angström türbidite katsayıları (Beta) ve optik kütle değerleri.

Tarih			Beta	Optik Kütle
24	Haziran	1993	0.18	1.20
07	Temmuz	1993	0.20	1.13
16	Temmuz	1993	0.10	1.23
14	Eylül	1993	0.05	1.53
23	Eylül	1993	0.07	1.36
07	Ekim	1993	0.17	1.46
12	Ekim	1993	0.19	1.57
14	Aralık	1993	0.24	1.99
01	Mart	1994	0.11	2.00
11	Nisan	1994	0.09	1.50
27	Nisan	1994	0.15	1.42
17	Mayıs	1994	0.17	1.08
08	Temmuz	1994	0.15	1.15
11	Ağustos	1994	0.11	1.18
08	Eylül	1994	0.11	1.45
03	Ekim	1994	0.11	2.13

3.4 Ozon Absorbsiyonu İle İlgili Geçirgenlik

Ozon geçirgenliği , optik ozon kütlesinin (M_o), ozon miktarının (O_3) ve 122 dalgaboyundaki spektral ozon absorpsiyon katsayılarının (a_o) fonksiyonu olarak,



Şekil 3-1. Subuharı absorbsiyon katsayılarının dalgaboyu ile değişimleri.

$$T_o = \exp (- a_o O_3 M_o) \quad (3.12)$$

şeklindeki ifade ile hesaplanmaktadır (Richard, 1984). Ozon absorbsiyon katsayılarının dalgaboyuyla değişimleri Şekil 3-2' de verilmiştir. Optik ozon kütlesi Iqbal (1983) tarafından verilen,

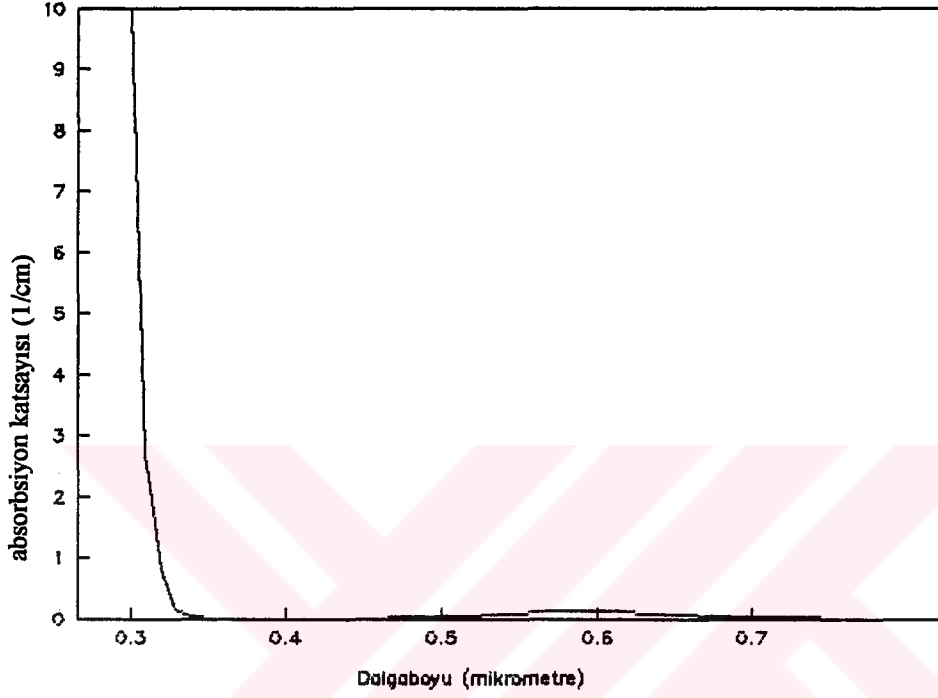
$$M_o = (1 + R) (\cos^2 Z + 2R)^{-1} \quad (3.13)$$

bağıntısı ile hesaplanmıştır. Burada Z, zenit açısı, R ise,

$$R = 22 / 6370 = 0.03454 \quad (3.14)$$

olarak verilen, maksimum ozon tabakası yüksekliği (22 km olarak kabul edilmektedir) ile dünyanın yarıçapı arasındaki orandır. O_3 , ozon miktarı da gün sayısına (d_n), enleme ve boylama bağlı olarak Van Heuklon (1979) tarafından verilen aşağıdaki (3.15) eşitliği ile hesaplanmaktadır.

$$O_3 = 0.235 + (0.150 + 0.040 \sin(2 (d_n - 30)\pi / 365.25) + 0.020 \sin(3 (\lambda + 20) \pi / 180) \sin^2 (1.28 \phi \pi / 180) \quad (3.15)$$



Şekil 3-2. ($0.3 < \lambda < 0.8 \mu\text{m}$) dalgaboyları arasında ozon spektrumu.

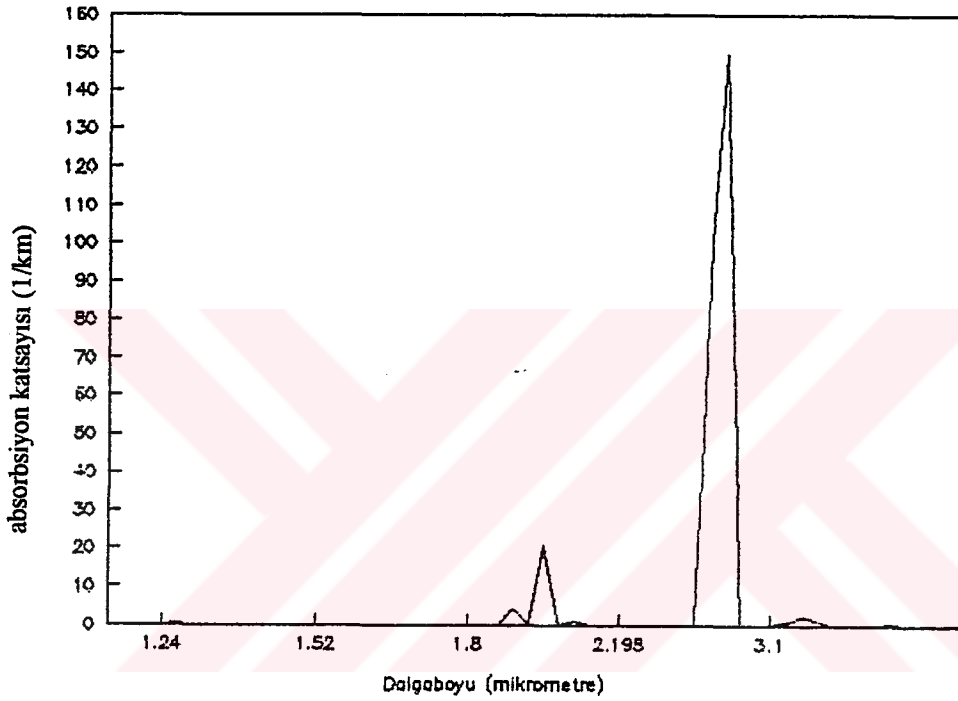
3.5 Üniorm Olarak Karışmış Diğer Gazların Azaltması İle İlgili Geçirgenlik Fonksiyonları

Güneş ışınımının, atmosferde bulunan üniorm olarak karışmış çeşitli gazlar (karbondioksit, oksijen, metan v.b.) tarafından azaltılmasıyla ilgili geçirgenliği hesaplamak için geliştirilen,

$$T_u = \exp (-1.41 a_u M' / (1 + 118.3 a_u M')^{0.45})$$

geçirgenlik fonksiyonu kullanılmaktadır (Grenier ve arkadaşları, 1994). Burada a_u gaz absorpsiyon katsayıları olup dalgaboyu ile dağılımları Şekil 3-3' de verilmiştir.

(3.1 - 3.5) deki eşitliklerin kullanıldığı, Ek-B.1’de verilen bir bilgisayar programı ile 1993 ve 1994 yıllarına ait seçilen 16 açık güne ait spektral dağılımlar hesaplanmıştır. Örnek olarak seçilen 11 Ağustos 1994 günü için, atmosfer dışına gelen ve yeryüzüne ulaşan direkt ışınımın spektral dağılımı Şekil 3-4’ de verilmiştir. Ölçüm yapılan günlerden her ay için bir günün spektral dağılımları ise Ek-(A.2-A.10)’ da sunulmaktadır.



Şekil 3-3. Üniorm olarak karışmış gazların absorbsiyon spektrumu.

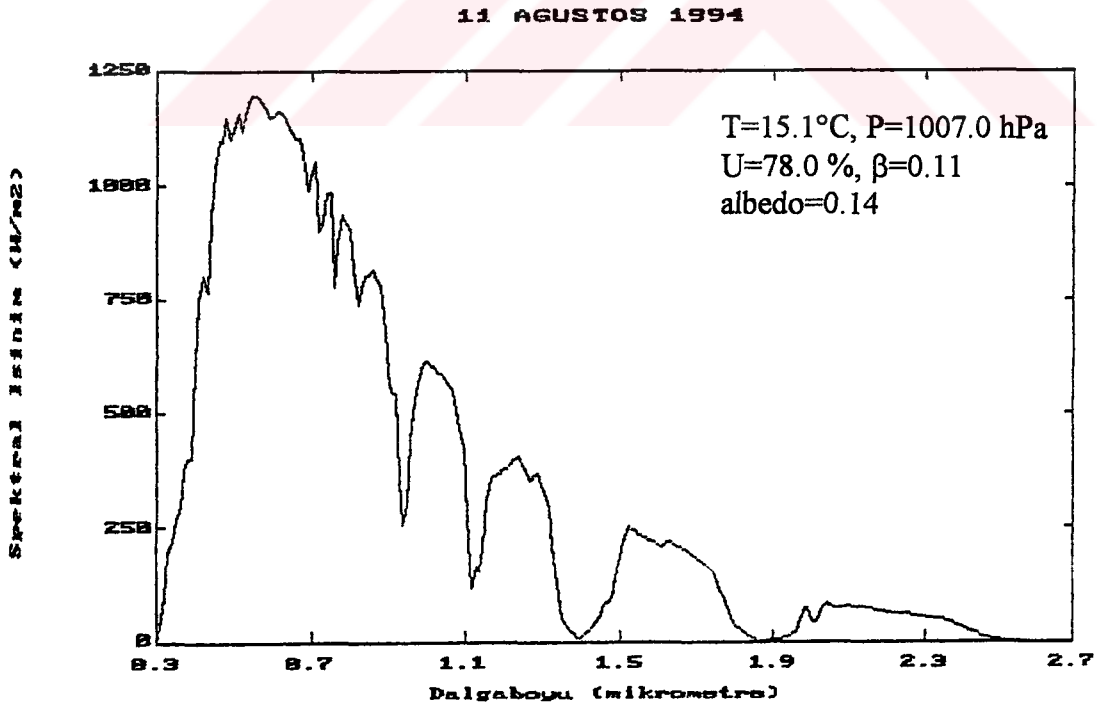
Atmosferi tanımlayan yer ölçümleri, sıcaklık ($^{\circ}\text{C}$), basınç (hPa), bağıl nem (%), albedo ve Angström türbidite katsayısı (β) şekil üzerinde yer almaktadır. Yeryüzüne ulaşan spektral direkt ışınımın aylara göre gösterdiği farklılıklar Ek (A.2-A10)’da görülmektedir.

Şekil 3-4’ den görüldüğü gibi atmosfer dışına gelen ışınımın maksimum olduğu dalga boyu, $0.47 \mu\text{m}$ civarındadır. Güneş ışınımı atmosferi geçerken en fazla görünür ışınım bölgesinde ($0.38- 0.78 \mu\text{m}$) azalmaktadır. Bu bölgedeki azalma ise atmosferdeki saçılmadan dolayıdır. İnfrared dalga boyu bandında da bazı

karbondioksitin absorpsiyon bantları bulunur. Örnek olarak verilen gün için, atmosfer dışına gelen ışınlam 1339 W/m^2 , yeryüzüne ulaşan direkt ışınlam 801 W/m^2 olup, atmosferin geçirgenlik oranı 0.60 dır.

3.6 Model Sonuçlarının Pirheliyometrik Ölçümlerle Karşılaştırılması

Direkt ışınlamın spektral dağılımı ile ilgili model sonuçlarının geçerliliğini belirlemek üzere, ölçüm yapılan günlerde bazı spektral bantlarda ve tüm spektrumda ölçülen ve modelden hesaplanan direkt ışınlam değerleri karşılaştırılmıştır. Spektral bant olarak kırmızı filtre (RG2) ile $0.630\text{-}2.8 \mu\text{m}$ arasında, sarı filtre (OG1) ile $0.525\text{-}2.8 \mu\text{m}$ dalgaboyları arasında ölçüm yapılmıştır. Ölçüm yapılan günler için modelden elde edilen spektral dağılımdan yararlanarak, belirlenen dalgaboyu aralıklarında yeryüzüne ulaşan spektral ışınlam değerleri sayısal integrasyonla hesaplanmıştır. Ancak spektral modelde belirlenen dalgaboyları eşit aralıklı olmadığı için interpolasyon yapılmış dolayısıyla integrasyon işlemi 371 dalgaboyu üzerinden hesaplanmıştır. Ölçüm yapılan günlere ait ölçülen, düzeltilen ve modelden hesaplanan



Şekil 3-4. 11 Ağustos 1994 gününe ait Atmosfer dışına gelen ve yeryüzüne ulaşan direkt ışınlamın spektral dağılımı.

direkt ışınlm ve bağıl hata değerleri sarı, kırmızı filtre ve tüm spektrum için sırasıyla Tablo 3.3, 3.4 ve 3.5' de gösterilmiştir.

Tablo 3-3. Sarı filtre için ölçülen, düzeltilen, modelden hesaplanan direkt ışınlm ve bağıl hata değerleri.

GÜNLER	Ölçülen	Düzeltilen	Hesaplanan	Bağıl Hata
24. 06. 1993	530.0	573.5	555.7	0.031
07. 07. 1993	523.5	566.4	571.9	0.010
16. 07. 1993	613.8	664.1	643.8	0.031
14. 09. 1993	642.4	695.1	674.5	0.030
23. 09. 1993	651.4	704.8	675.3	0.042
07. 10. 1993	526.7	569.9	547.2	0.040
12. 10. 1993	492.6	533.0	541.7	0.016
14. 12. 1993	462.8	500.7	430.4	0.140
01. 03. 1994	520.2	562.8	565.4	0.050
11. 04. 1994	579.4	626.9	641.3	0.023
27. 04. 1994	505.0	546.4	570.3	0.044
17. 05. 1994	562.5	608.6	605.4	0.005
08. 07. 1994	689.8	746.4	730.1	0.022
11. 08. 1994	630.4	682.1	637.9	0.065
08. 09. 1994	584.7	632.6	613.0	0.031
03. 10. 1994	478.3	517.5	529.5	0.023

Düzeltilmiş direkt ışınlm değerleri, filtre için verilen düzeltme katsayısı ile ölçülen değer çarpılarak elde edilmiştir. Düzeltme katsayıları sarı filtre için 1.082, kırmızı filtre için 1.068 dir. Sarı filtre için ortalama bağıl hata 0.0348, kırmızı filtre

için 0.039 ve tüm spektrum için ise 0.051 olarak elde edilmiştir. Bağlı hata değerleri kabul edilebilir sınırlar içindedir. Bu tür çalışmalarda anlık değerler için bağlı hata üst sınırı 0.12 olarak ileri sürülmektedir (Topçu, 1988).

Tablo 3-4. Kırmızı filtre için ölçülen, düzeltilen, modelden hesaplanan direkt ışınım ve bağlı hata değerleri.

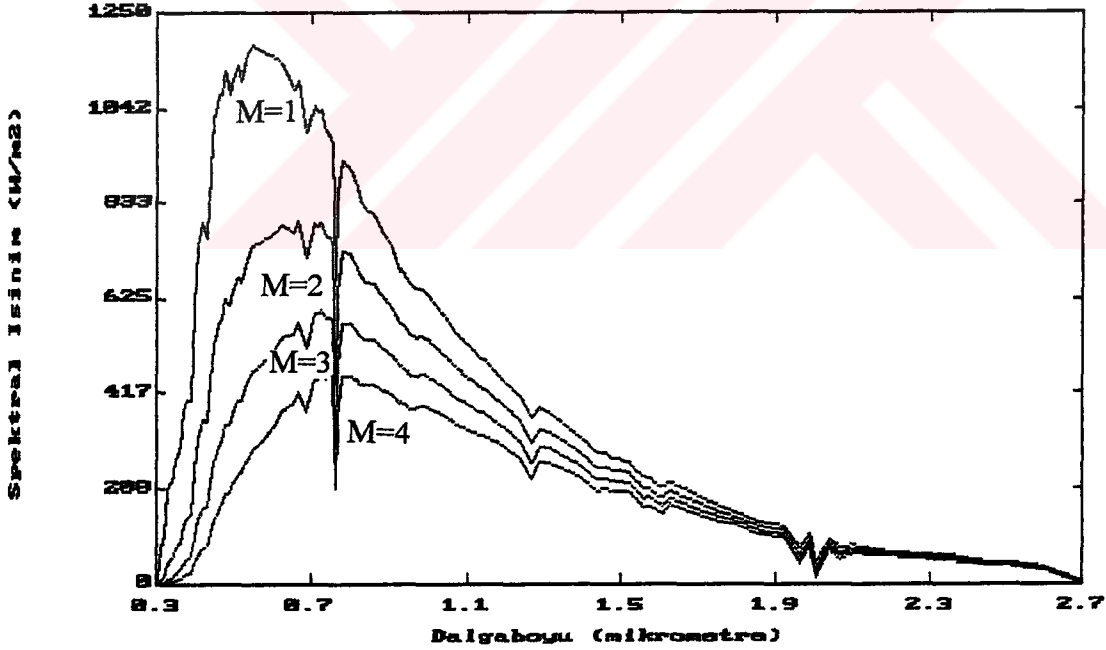
GÜNLER	Ölçülen	Düzeltilen	Hesaplanan	Bağlı Hata
24. 06. 1993	448.8	479.3	456.5	0.048
07. 07. 1993	439.7	469.6	473.6	0.013
16. 07. 1993	504.4	538.7	524.4	0.026
14. 09. 1993	513.9	548.7	545.0	0.007
23. 09. 1993	525.0	560.7	550.2	0.019
07. 10. 1993	428.3	457.4	456.6	0.002
12. 10. 1993	410.4	438.3	458.9	0.047
14. 12. 1993	424.7	453.6	374.7	0.174
01. 03. 1994	441.1	471.1	472.9	0.004
11. 04. 1994	460.9	492.2	527.6	0.072
27. 04. 1994	427.3	456.3	473.4	0.037
17. 05. 1994	470.4	502.4	498.3	0.008
08. 07. 1994	568.6	607.3	622.9	0.026
11. 08. 1994	483.6	516.5	520.9	0.008
08. 09. 1994	436.5	466.2	504.8	0.083
03. 10. 1994	392.3	419.0	442.4	0.056

Tablo 3-5. Tüm spektrum için ölçülen, modelden hesaplanan direkt ışıınım ve bağıl hatalar.

GÜNLER	Ölçülen	Hesaplanan	Bağıl Hata
24. 06. 1993	725.0	687.0	0.052
07. 07. 1993	677.8	702.4	0.036
16. 07. 1993	845.0	812.0	0.039
14. 09. 1993	884.0	854.0	0.034
23. 09. 1993	907.0	848.0	0.065
07. 10. 1993	706.0	658.0	0.068
12. 10. 1993	622.4	640.0	0.028
14. 12. 1993	568.9	489.0	0.140
01. 03. 1994	740.6	683.0	0.077
11. 04. 1994	815.2	793.0	0.027
27. 04. 1994	726.0	694.0	0.044
17. 05. 1994	789.0	750.0	0.049
08. 07. 1994	898.0	885.0	0.014
11. 08. 1994	835.2	801.0	0.041
08. 09. 1994	783.0	755.0	0.036
03. 10. 1994	678.9	629.0	0.073

3.7 Yeryüzeyindeki Spektral Direkt Işınlama Atmosferik Parametrelerin Etkisi

Yeryüzeyine ulaşan ışınlama atmosferdeki bileşenlerden etkilenmektedir. Bu çalışmada, aşağı atmosferde en önemli bileşenler olarak subuharı ve aerosoller gözönüne alınmıştır. Ancak direkt ışınlama atmosfer içinde aldığı yol da yere ulaşan ışınlama değerini etkilemektedir. Bu parametrelerin spektral dağılımda etkisini görebilmek amacıyla ortalama dünya-güneş uzaklığında bir gün için 5 Ekim 1993 değerlendirme yapılmıştır. Sıcaklık, basınç, bağıl nem için seçilen aya ait ortalama değerler, B.Ü. Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsündeki 1911-1994 yılları arasındaki ölçümlerden elde edilerek şekil üzerinde verilmiştir. Türbidite katsayısı için de yine aylık ortalama değer seçilmiştir. Optik hava kütleindeki, bağıl nemdeki ve türbidite katsayısındaki olası minimum ve maksimum değerler gözönüne alınarak, spektral dağılıma etkileri ayrı ayrı incelenmiştir.

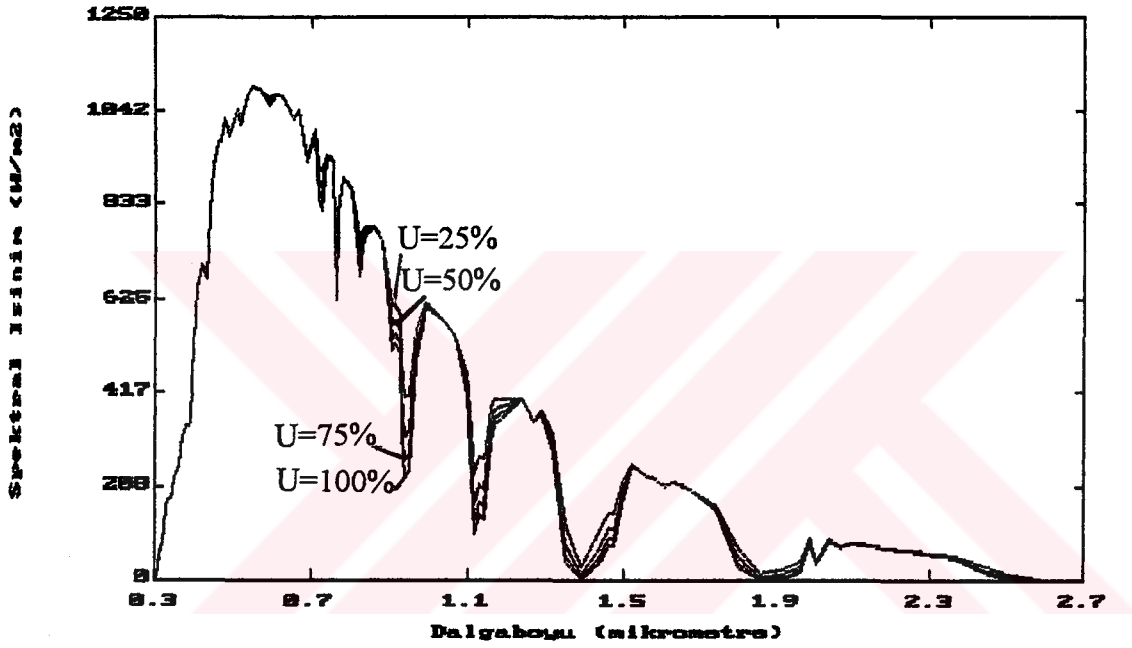


Şekil 3-5. Optik hava kütlelerinin 1, 2, 3 ve 4 değerleri için spektral dağılımdaki değişim.

Optik hava kütlelerinin 1 - 4 arasındaki değişiminin spektral dağılıma etkisi Şekil 3-5' de görülmektedir. Direkt ışınlama değerleri optik kütle değişiminden özellikle 0.4- 1.3 μm arasında etkilenmektedir. Optik kütle arttıkça, atmosferde ışınlama aldığı

yol artmakta, dolayısıyla ozon, subuharı ve hava molekülleri tarafından saçılma artmaktadır. Bu ise yeryüzüne gelen ışınım üzerinde azaltıcı bir etki yaratmaktadır.

Atmosferik subuharı yersel ve zamansal olarak çok değişken bir bileşendir. Kuru ve nemli atmosfer şartlarında bağıl nemdeki değişimin direkt ışınımın dalgaboyuna göre dağılımına olan etkisi Şekil 3-6' da verilmektedir. Şekilden görüldüğü gibi bağıl nem değişiminin etkisi yaklaşık infrared bölgede başlamaktadır.

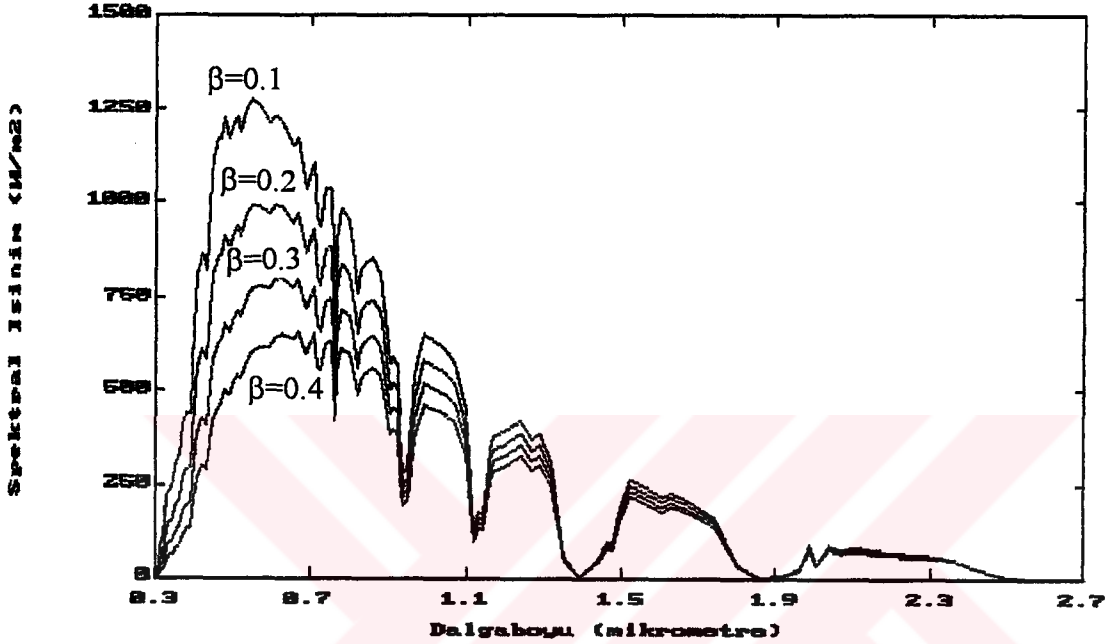


Şekil 3-6. Bağıl nemin %25, 50, 75 ve 100 değerleri için spektral dağılımdaki değişim.

Atmosferik aerosollerin yeryüzüne ulaşan direkt ışınımına etkisini belirlemek için, türbidite katsayılarının değişimi incelenmiştir. Kirli bir atmosferdeki türbidite katsayısı 0.40 olarak verilmektedir. Burada da β' nın 0.10, 0.20, 0.30 ve 0.40 değerleri için belirlenen spektral dağılım Şekil 3-7'de verilmiştir.

Türbidite katsayısı, atmosferdeki aerosollerin konsantrasyonu ile doğru orantılıdır. Özellikle büyük çaplı aerosoller atmosferde Mie saçılması meydana getirirler. Bu tür tanecikler hem saçılma hem de absorpsiyon etkisi ile ışınımı azaltırlar. Saçılma etkisi görünür ve ultraviyole bölgede görülmektedir. İnfrared

bölgede ise absorpsiyon etkisi önemli olmaktadır. Şekil 3-7'den görüldüğü gibi ışınımın dalgaboyu küçüldükçe saçılma etkisi önem kazanmaktadır.



Şekil 3-7. Angström türbidite katsayısının spektral dağılıma etkisi.

Sözkonusu parametrelerin değişimlerinin ultraviyole ışınım ($\lambda < 0.38 \mu\text{m}$), görünür ışınım ($0.38 < \lambda < 0.78 \mu\text{m}$) ve infrared ışınım ($\lambda > 0.78 \mu\text{m}$) bantlarındaki etkilerini daha belirgin bir şekilde görebilmek amacıyla, değiştirilen her bir parametre için, bu dalgaboyu aralıklarındaki ışınım miktarları, sayısal integrasyon yöntemiyle ayrı ayrı belirlenmiştir. Bu değerler Tablo 3-5' de verilmektedir.

Tablo 3-5'den görüldüğü gibi optik kütledeki değişim özellikle ultraviyole bölgede yeryüzüne gelen güneş ışınımının büyük ölçüde azalmasına neden olmaktadır. Bunun yanısıra görünür bölgede ve infrared bölgede de etki yaratmaktadır.

Angström türbidite katsayısı da ultraviyole bölgede yeryüzüne gelen direkt spektral güneş ışınımını azaltmaktadır. İkinci derecede görünür bölgede etkilemektedir.

Bağıl nem bu iki parametreden çok daha az bir azalmaya neden olmaktadır. Özellikle de ultraviyole bölgede güneş ışınımı bağıl nemdeki değişiklikten hiç etkilenmemektedir.

Tablo 3-5. Bağıl nem, optik kütle ve türbidite katsayısının ultraviyole, görünür ve infrared bölgelerdeki direkt güneş ışınımı üzerindeki etkileri.

	Optik	Kütle	Beta		Bağıl Nem	
	1	4	0.1	0.4	%25	%100
UV	13.54	0.306	14.431	3.654	10.964	10.964
VIS	395.671	106.549	436.329	207.273	366.395	364.298
IR	507.004	399.447	382.028	294.025	400.527	355.373

Tablo 3-5'deki sonuçları bir başka şekilde ifade edecek olursak, optik kütlenin 1' den 4' e artması yani güneşin aldığı yolun artması ile ultraviyole bölgedeki ışınım % 98, görünür bölgedeki ışınım % 74 ve infrared bölgedeki ışınım ise % 21 oranında azalmaktadır. Betanın 0.1 yerine 0.4 değerine çıkması yani aerosol miktarının artması sonucunda ultraviyolede % 61, görünür bölgede % 51 ve infrared bölgede de % 23 oranında bir azalma görülmektedir. Bağıl nemin % 25 ve % 100 değerleri arasında ise yeryüzüne ulaşan ışınım, ultraviyole bölgede hiçbir değişiklik görülmemekte görünürde % 1 ve infrared bölgede ise % 11 oranında azalmaktadır.

BÖLÜM 4

SONUÇLAR

Bu çalışmada, İstanbul ($\phi = 41.1^\circ \text{N}$, $\lambda = 29.0^\circ \text{E}$) için açık bir atmosferde yeryüzüne ulaşan direkt güneş ışıının dağılımı belirlenmiştir. Bird ve Riordan (1986) tarafından ileri sürülen spektral ışıınım modeli esas olarak alınmıştır. Modelde atmosfer dışına gelen ışıınıma, çeşitli atmosfer bileşenlerinin etkisi ilave edilmiştir. Rayleigh saçılması, subuharı ve ozon absorpsiyonu, aerosoller ve gazlar tarafından azaltılma ile ilgili geçirgenlik fonksiyonları gözönüne alınmıştır. Atmosferde bulunan aerosollerin miktarını belirleyen türbidite katsayısı, görüş uzaklığına bağlı olarak ampirik bir ifade ile hesaplanmaktadır. Bu çalışmada, görüş uzaklığı yerine türbidite katsayıları pirheliyometrik ölçümlerle aylık ortalama değerler olarak elde edilmiştir.

Basınç, sıcaklık, bağıl nem, türbidite katsayısı ve güneşin zenit açısı gibi bilgiler girdi verisi olarak bilgisayar programına girilerek, direkt ışıının $0.3\text{--}4.0\ \mu\text{m}$ arasındaki dağılımı elde edilmektedir. İstanbul için aylık ortalama iklimik veriler kullanılarak, her ay için direkt ışıının ortalama spektral dağılımları elde edilmiştir.

Model sonuçları, ölçüm yapılan tamamen açık saatlere ait tüm spektrum boyunca ve bazı belirli batlardaki pirheliyometrik ölçümlerle karşılaştırılarak aralarındaki uyum araştırılmıştır. Sarı ve kırmızı filtrele karşı gelen spektral bantlarda gelen toplam ışıınım sayısal integrasyonla hesaplanmıştır. Ortalama bağıl hatalar, sarı filtre için 0.348; kırmızı filtre için 0.0393 ve tüm spektrum için de 0.0516 olarak belirlenmiştir. Bu değerler ortalama bağıl hata sınırının 0.12 olarak alındığı benzer çalışmalar ile karşılaştırıldığında kabul edilebilir mertebededir.

Modelde yeryüzeyine ulaşan güneş ışıını azaltıcı faktörler olarak ozon, subuharı, aerosoller ve diğer gazlar kabul edilmektedir. Bu gaz bileşenlerin, spektral

dağılıma etkisini göstermek için rastlanabilecek olası minimum ve maksimum değerleri seçilerek spektral dağılıma olan etkileri incelenmiştir. Bağıl nemdeki değişiklik, direkt güneş ışınımının dalgaboyuna bağlı olarak azalmasında, diğer iki bileşene göre daha az etkili olmaktadır. Özellikle de ultraviyole bölgede hemen hemen hiçbir etkiye sahip değildir. Ultraviyole spektrum, en fazla optik kütledeki değişikliklere duyarlıdır, optik yol arttıkça saçılma etkileri artmaktadır. Türbidite katsayısındaki farklılıklar da ışınım üzerinde görünür bölgede ve özellikle ultraviyole bölgede üzerinde azaltıcı bir etki yaratmaktadır. Türbidite katsayısı atmosferdeki aerosollerin bir ölçüsüdür. Aerosoller tarafından saçılma absorpsiyondan daha etkili olmaktadır.

Sözkonusu parametrelerin değişimlerinin ultraviyole ışınım, görünür ışınım ve infrared ışınım bantlarındaki etkilerini daha iyi görebilmek amacıyla değiştirilen herbir parametre için, bu dalgaboylarındaki ışınım miktarları, sayısal integrasyon yöntemi ile ayrı ayrı belirlenmiştir.

Optik kütle değerinin 1'den 4'e artması yani güneşin aldığı yolun artması sonucu ultraviyole ışınım bölgesindeki ışınım % 98, görünür bölgede % 74 ve infrared bölgede ise % 21 oranında azalmaktadır. Beta Angström katsayısının 0.1' den 0.4'e değiştirilmesiyle yani aerosol miktarının artmasıyla, ışınımın azalma oranları, ultraviyolede % 61, görünür bölgede % 51 ve infrared bölgede ise % 23'tür. Bağıl nem % 25'ten %100'e değiştirildiğinde de ultraviyole ışınım bölgesinde herhangi bir değişiklik olmamış, görünür bölgede % 1 ve infrared bölgede ise % 11'lik bir değişim gözlenmiştir. Burada da görüldüğü gibi yere ulaşan direkt ışınımın spektral dağılımındaki değişim en fazla optik kütle ve türbidite katsayısının artımı ile meydana gelmektedir. Direkt ışınımın ultraviyole ve görünür ışınım bandında daha fazla azalması saçılma olayının daha etkin olduğunu göstermektedir.

Bu çalışmada kullanılan model, benzer atmosferik şartlara sahip bölgeler için de uygulanabilir. Ayrıca bu konuda daha çok sayıda ve dalgaboyuna bağlı fotometrik ölçümler yapılarak modelin hassasiyeti artırılabilir. Ancak yine de tarımda, inşaat mühendisliğinde, tıpta ve bunun gibi, yeryüzüne gelen direkt güneş radyasyonunun spektral dağılımının bilinmesi gereken her alanda başvurulacak bir çalışmadır.

KAYNAKLAR

ALADOS, I., FOYO-MORENO, I., and ALADOS-ARBOLEDAS, L., (1994), Empirical Modelling of Photosynthetic Active Radiation, Renewable Energy, Vol.5, Part III, pp.2398-2400.

BERGER, X., (1988), A Simple Model for Computing the Spectral Radiance of Clear Skies, Solar Energy, Vol. 40, No. 4. pp. 321-333.

BIRD, R.E. and Riordan, C., (1986), Simple Solar Spectral Model for Direct and Diffuse Irradiance on Horizontal and Tilted Planes at the Earth's Surface for Cloudless Atmospheres, J. Climate Appl. Meteor., 25, 87-97.

BÖER, K.W., (1977), The Solar Spectrum at Typical Clear Weather Days, Solar Energy, Vol.19, pp.525-538.

COULSON, K.C., (1975), Solar and Terrestrial Radiation, Academic Press.

CROMMELYNCK, D. and JOUKOFF, A., (1990), A Simple Algorithm For the Estimation of the Spectral Radiation Distribution on a Horizontal Surface, Based on Global Radiation Measurements, Solar Energy, Vol. 45, No. 3, pp. 131-137.

DERİŞ, N., (1979), Güneş Enerjisi, Sıcak Su ile Isıtma Tekniği, Sermet Matbaası.

DUFFIE, J.A., BECKMAN, W.A., (1974), Solar Energy Thermal Process, John Willey Sons.

GRENIER, J.C., CASINIERE, A. and CABOT, T., (1994), A Spectral Model of Linke's Turbidity Factor and Its Experimental Implications, Solar Energy, Vol.52, No.4, pp. 303-313.

GUZZI, R., VECCHIO, G., RIZZI, R. and SCALABRIN, G., (1983), Experimental Validation of a Spectral Solar Radiation Model, *SolarEnergy*, Vol.31, No.4, pp.359-363

HOYT, D.V., (1978), A Model for the Calculation of Solar Global Insolation, *Solar Energy*, 21, pp. 27-35.

IQBAL, M., (1983), *An Introduction to Solar Radiation*, Academic Press.

JOHNSON, F.S., (1954), The Solar Constant, *Journal of Meteorology*, 11, pp. 166-167.

KASTEN, F., (1966), A New Table and Approximate Formula for Relative Optical Air Mass, *Arch. Meteor. Geophys. Bioklim.*, B14, pp. 206-223.

KATSAROS, K.B. and LIND, R.J., (1984), Comparison of Parameterization of Radiative Fluxes at the Air-Sea Interface to Measurements, No. 462, University of Washington.

KONDRATYEV, K.Y., (1969), *Radiation in the Atmosphere*, Academic Press.

KILIÇ, A., (1982), Direkt Güneş Işınımı Tayini İçin Yeni Bir Metod, *İstanbul Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü*.

KVIFTE, G., HEGG, K. and HANSEN, V., (1983), Spectral Distribution of Solar Radiation in The Nordic Countries, *Journal of Climate and Applied Meteorology*, Vol.22, pp. 143-150.

LECKNER, B., (1978), The Spectral Distribution of Solar Radiation at The Earth's Surface-Elements of a Model, *Solar Energy*, Vol.20, pp.143-150.

LIU, K.N., (1980), *An Introduction to Atmospheric Radiation*, Academic Press.

LORENTE, J., REDANO, A. and CABO, X., (1994), Influence of Urban Aerosol on Spectral Solar Irradiance, *Journal of Applied Meteorology*, Vol.33, pp.407-415.

PALTRIDGE, G.W. and C.M.R. PLATT, (1976), *Radiative Processes in Meteorology and Climatology*, Elsevier Publishing Company.

RICHARD, E.B., (1984), A Simple Solar Spectral Model for Direct-Normal and Diffuse Horizontal Irradiance, *Solar Energy*, Vol.32, No.4, pp.461-471.

ROBINSON, N., (1966), *Solar Radiation*, Elsevier Publishing Company.

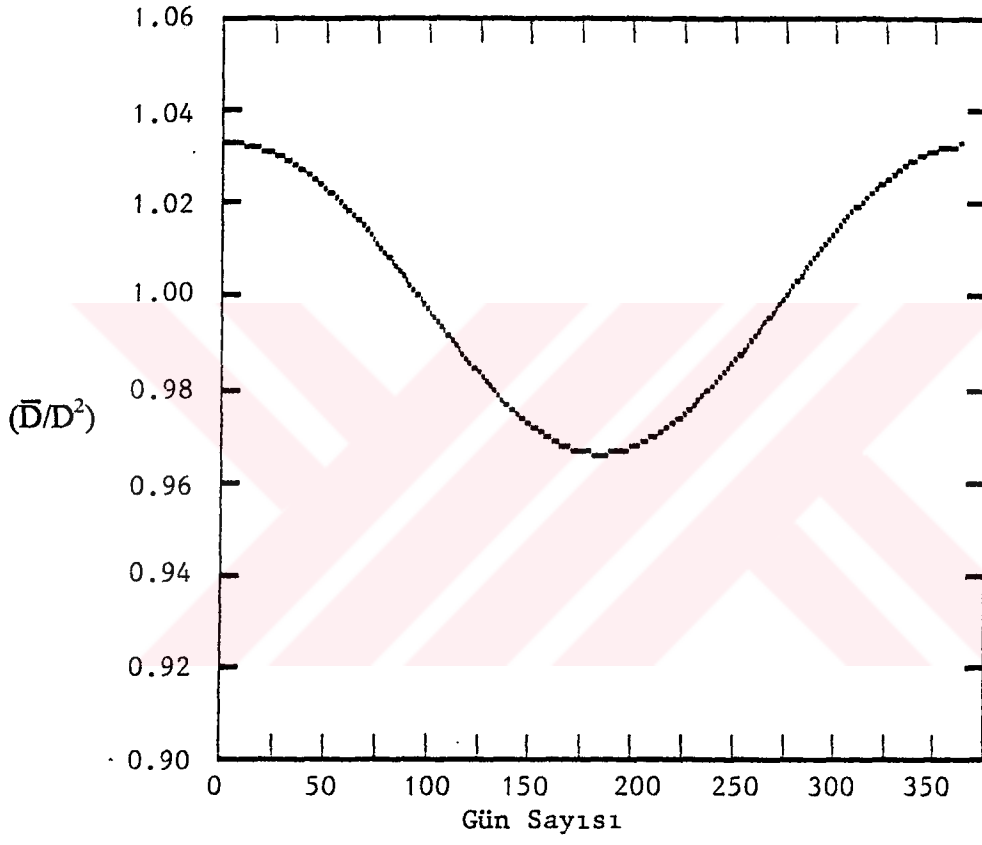
STEFAN, N. and RIORDAN, C., (1991), Solar Spectral Irradiance under Clear and Cloudy Skies: Measurements and a Semiempirical Model, *Journal of Applied Meteorology*, Vol.30, pp.447-462.

THEKAEKARA, M.P., (1975), Survey of Quantitative Data on the Solar Energy and Its Spectral Distribution, *Heliotechnique and Development*, NASA, 47-71.

TOPÇU, S., (1988), Açık ve Bulutlu Atmosfer Koşullarında Saatlik Toplam Işınım Öngörüsü İçin Bir Model, *İstanbul Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü*.

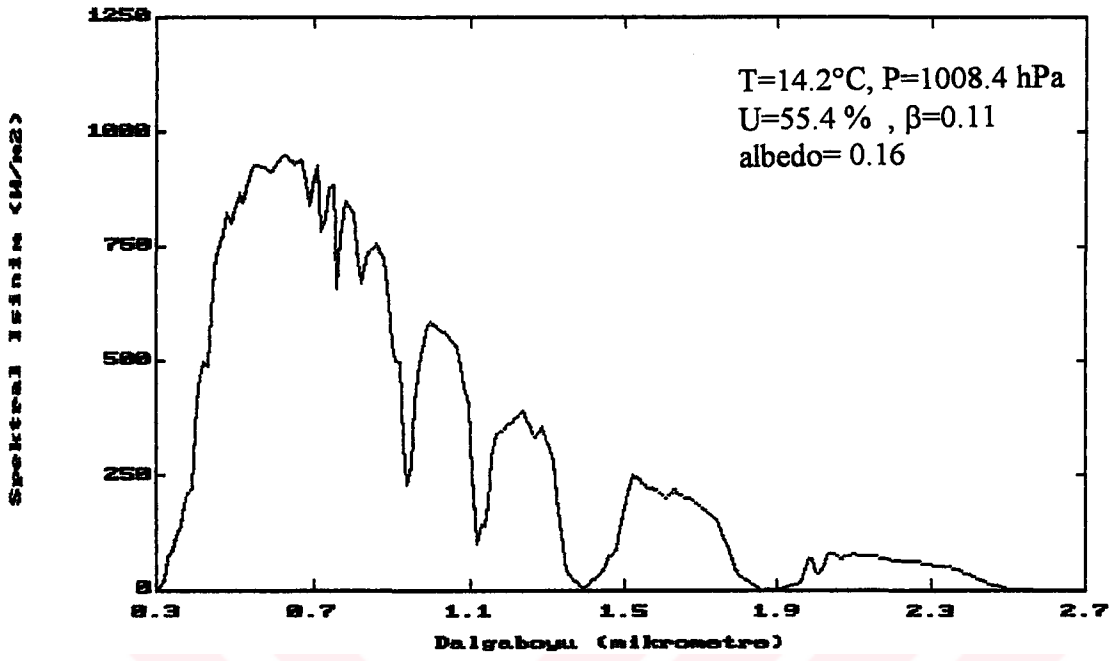
VAN HEUKLON, T.K., (1979), Estimating Atmospheric Ozone for Solar Radiation Models, *Solar Energy*, 22,

EK-A



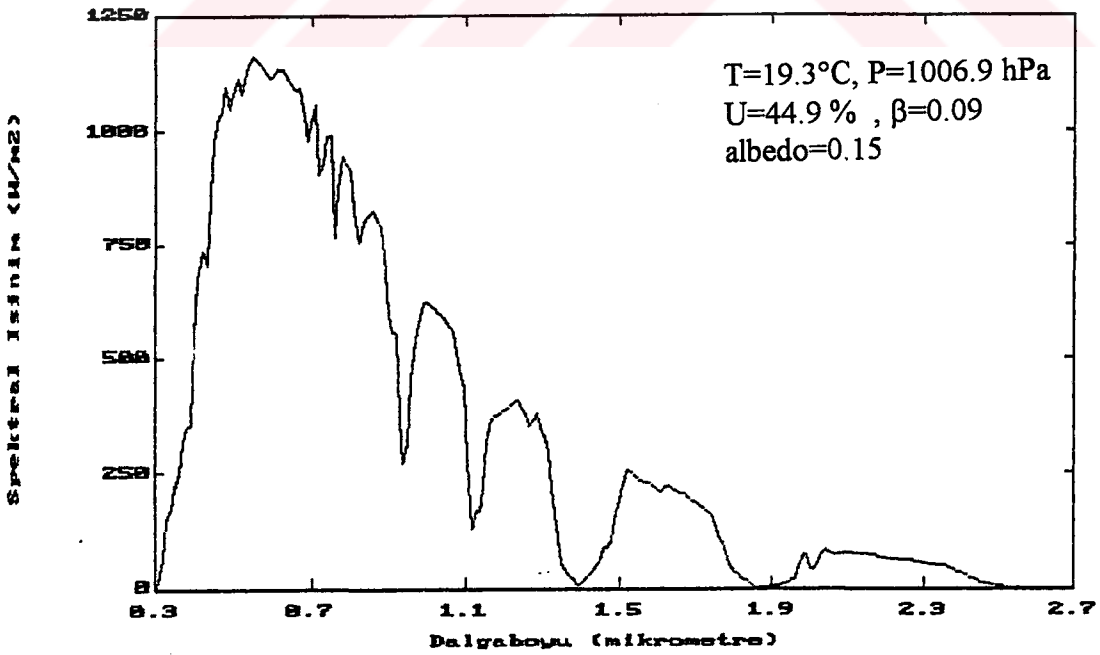
Şekil A.1. $(\bar{D} / D^2)$ değerlerinin yıl boyunca değişimi

1 MART 1994



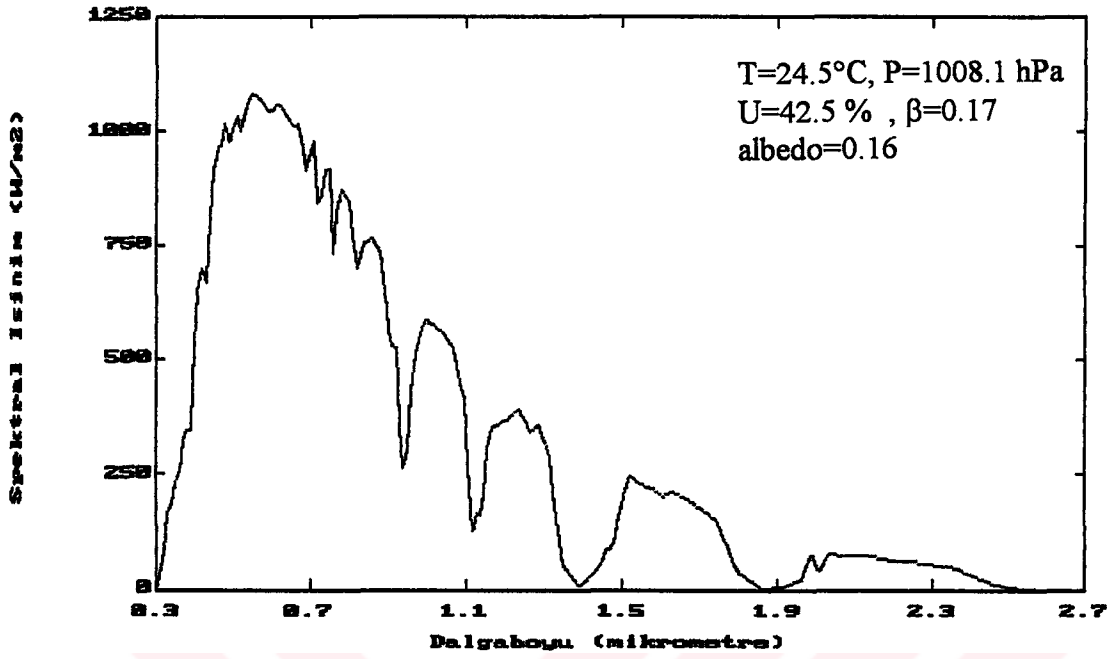
Şekil A.2. 1 Mart 1994 günü için yeryüzüne ulaşan direkt ışınımın dalgaboyuna göre değişimi.

11 NISAN 1994



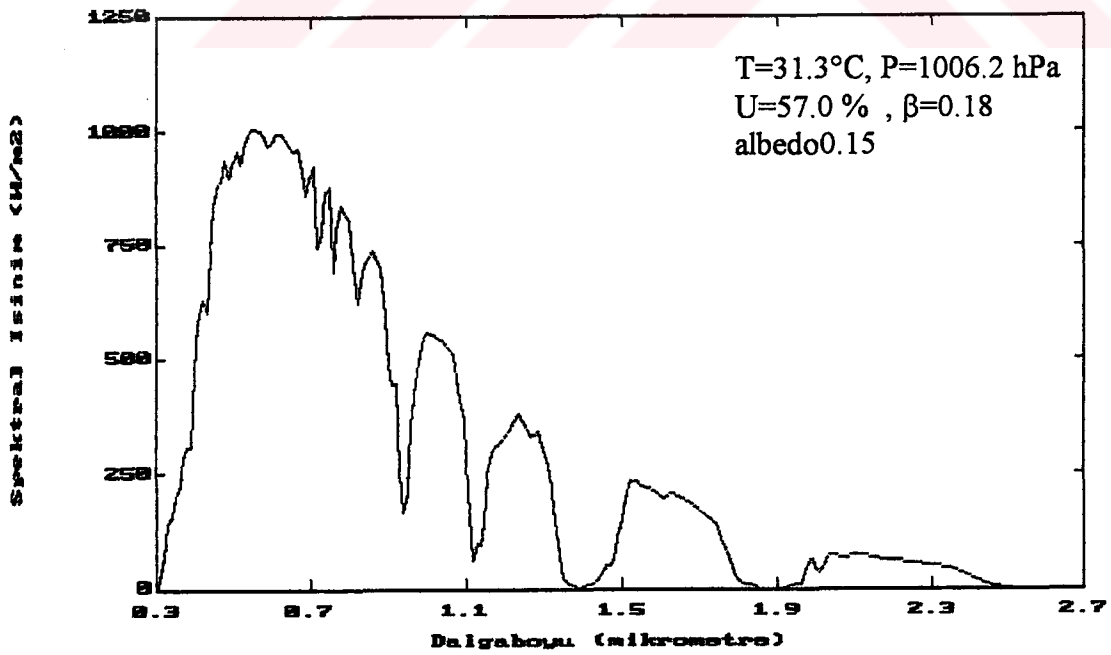
Şekil A.3. 11 Nisan 1994 günü için yeryüzüne ulaşan spektral direkt ışınımın dalgaboyuna göre değişimi.

17 MAYIS 1994



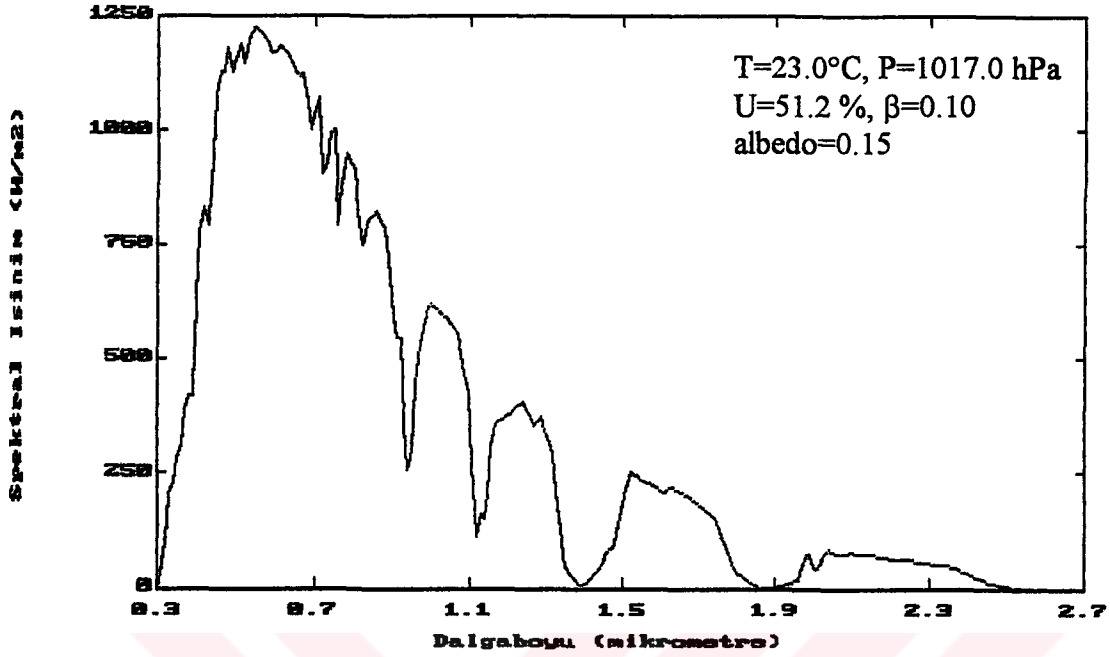
Şekil A.4. 17 Mayıs 1994 günü için yeryüzüne ulaşan spektral direkt ışınının dalgaboyuna göre değişimi.

24 HAZİRAN 1993



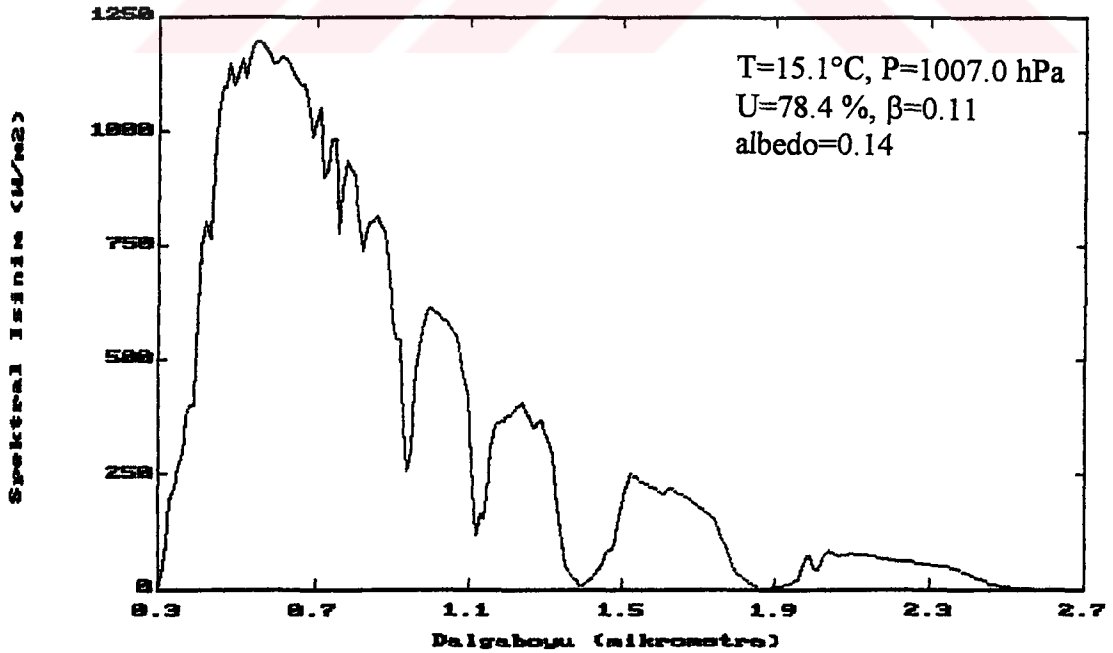
Şekil A.5. 24 Haziran 1993 günü için yeryüzüne ulaşan spektral direkt ışınının dalgaboyuna göre değişimi.

16 TEMMUZ 1993



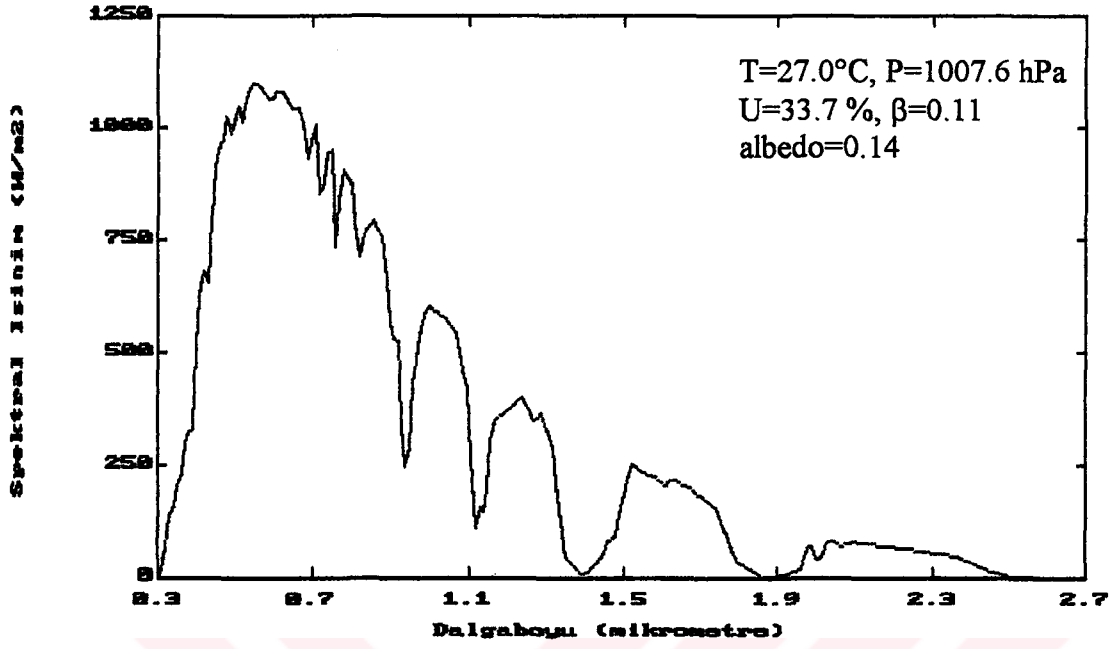
Şekil A.6. 16 Temmuz 1993 günü için yeryüzüne ulaşan spektral direkt ışınımın dalga boyuna göre değişimi.

11 AĞUSTOS 1994



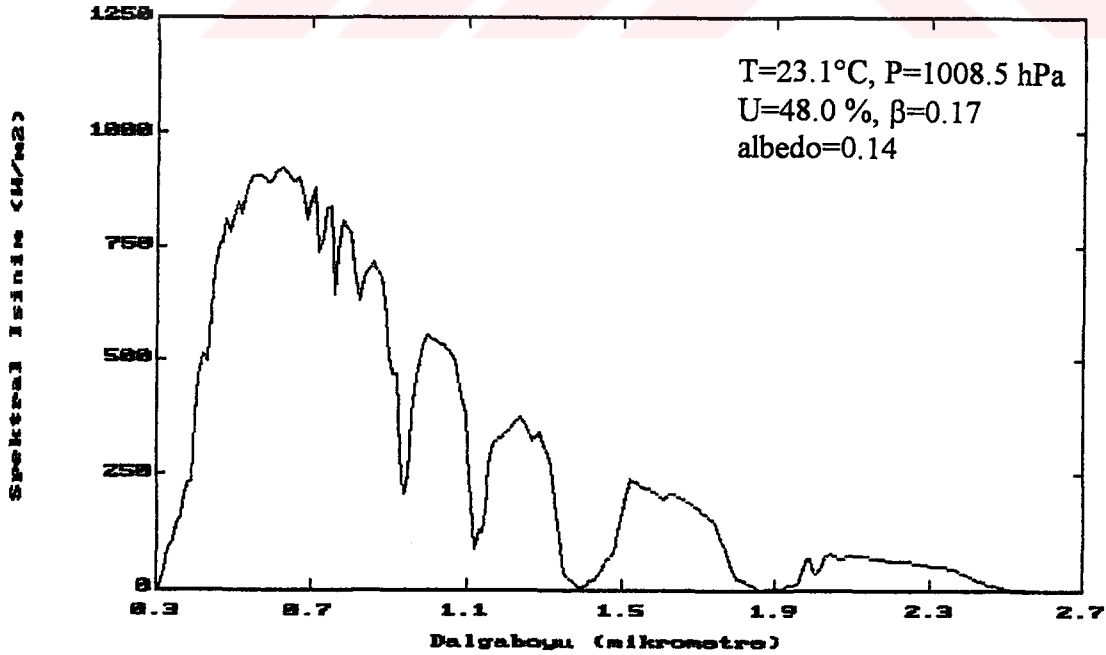
Şekil A.7. 11 Ağustos 1994 günü için yeryüzüne ulaşan spektral direkt ışınımın dalga boyuna göre değişimi.

8 EYLUL 1994

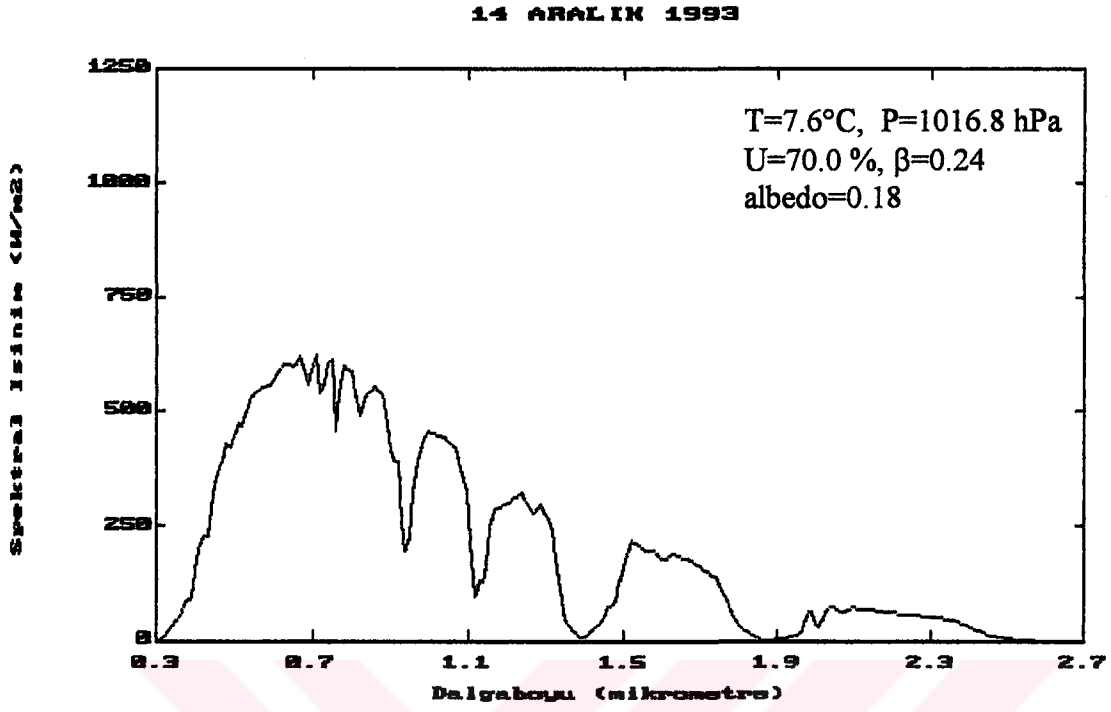


Şekil A.8. 8 Eylül 1994 günü için yeryüzüne ulaşan spektral direkt ışınımın dalgaboyuna göre değişimi.

7 EKİM 1993



Şekil A.9. 7 Ekim 1993 günü için yeryüzüne ulaşan spektral direkt ışınımın dalgaboyuna göre değişimi.



Şekil A.10. 14 Aralık 1993 günü için yeryüzüne ulaşan spektral direkt ışınımın dalgaboyuna göre değişimi.

Ek-B.1

```

C-----
C  YERYÜZEYİNE ULAŞAN DİREKT IŞINIMIN SPEKTRAL DAĞILIM PROGRAMI
C-----
C  GİRİŞ BİLGİLERİ : enlem(RLAT), boylam(RLONG), gün sayısı(NDAY),
C                    güneşin zenit açısı(Z),atmosferik basınç(P), sıcaklık(T),
C                    bağıl nem(UR),Angstrom türbidite katsayıları(BETA ve ALFA),
C                    albedo(RG).
C  ÇIKIŞ BİLGİLERİ :ozon miktarı(OZ), subuharı kütlesi(WM), optik hava
C                    kütlesi(OM),yağışa geçebilir subuharı miktarı(PW), dünya güneş
C                    uzaklığı düzeltme faktörü(D),atmosfer dışına gelen ışınımın(H0)
C                    ve yeryüzeyine gelen direkt ışınımın(DIR) (0.3-4.0  $\mu$ m) arasında
C                    122 dalgaboyundaki spektral dağılımı.
C-----

  DIMENSION DIR(123)
  DIMENSION WL(122),H0(122),AW(122),AO(122),AU(122)
  CHARACTER*30 ASCII
  CHARACTER*1 NORD,EST
  COMMON /SPECTA/WL,H0,AW,AO,AU
  COMMON /MASS/AM,WM,OM,OZ,PW
  COMMON /DISTA/D
  INT=1
  WRITE(*,1000)
1  WRITE(*,2)
2  FORMAT(' Enlem (derece, N pozitif) ? '\)
  READ(*,3,ERR=1) RLAT
3  FORMAT(F10.5)
4  WRITE(*,5)
5  FORMAT(' Boylam (derece, E pozitif) ? '\)
  READ(*,3,ERR=4) RLONG
6  WRITE(*,7)
7  FORMAT(' Gün sayısı (Tam sayı, 1 to 365) ? '\)
  READ(*,8,ERR=6) NDAY
8  FORMAT(I5)
9  WRITE(*,10)
10 FORMAT(' Zenit açısı (derece) ? '\)
  READ(*,3,ERR=9) Z
11 WRITE(*,12)
12 FORMAT(' Atmosferik basınç /hPa ? '\)
  READ(*,3,ERR=11) P
13 WRITE(*,14)
14 FORMAT(' Sıcaklık /°C ? '\)
  READ(*,3,ERR=13) T
15 WRITE(*,16)
16 FORMAT(' Bağıl nem /% ? '\)
  READ(*,3,ERR=15) UR

```

Ek-B.1 Devam

```

17 WRITE(*,18)
18 FORMAT(' Beta      ?  '\)
   READ(*,3,ERR=17) BETA
19 WRITE(*,20)
20 FORMAT(' Alfa      ?  '\)
   READ(*,3,ERR=19) ALFA
21 WRITE(*,22)
22 FORMAT(' Albedo (0.1 - 0.9)      ?  '\)
   READ(*,3,ERR=21) RG
23 WRITE(*,24)
24 FORMAT('/' Çıkış dosyasının adı  ?  '\)
   READ(*,25,ERR=23) ASCII
25 FORMAT(A30)
   CALL SPCTRL(RLAT,RLONG,NDAY,Z,P,T,UR,BETA,RG,ALFA,
               INT,DIR,)
   DO 80 I=1,122
80  F(I)=H0(I)
   CALL BROBAN(F,122)
   SC=F(123)
   OPEN(1,FILE=ASCII,STATUS='NEW')
   WRITE(1,50) RLAT,RLONG
50  FORMAT(2F10.3)
   WRITE(1,51) NDAY,D,Z
51  FORMAT(I10,2F10.3)
   WRITE(1,52) P,T,UR,BETA
52  FORMAT(4F10.3)
   WRITE(1,53) ALFA,BETA,RG
53  FORMAT(3F10.3)
   WRITE(1,54) AM,WM,OM,OZ,PW
54  FORMAT(5F10.3)
   DO 100 I=1,122
100 WRITE(1,55) I,WL(I),H0(I),DIR(I)
55  FORMAT(I5,5F10.3)
   I=123
   WRITE(1,56) I,SC,DIR(123)
56  FORMAT(I5,10X,4F10.3)
   CLOSE(1)
   NORD='N'
   EST='E'
   IF(RLAT.LT.0.) NORD='S'
   IF(RLAT.LT.0.) RLAT=-RLAT
   IF(RLONG.LT.0.) EST='W'
   IF(RLONG.LT.0.) RLONG=-RLONG
   WRITE(*,60) RLAT,NORD,RLONG,EST,NDAY
60  FORMAT(' LAT =',F6.2,' der ',A1,5X,' LONG =',F7.2,' der ',A1,
          ' DAY =',I4)
   WRITE(*,61) Z
61  FORMAT(' Zenit açısı =',F6.2)
   WRITE(*,62) P,T
62  FORMAT(' Basınç =',F7.1,' hPa',5X,' Sıcaklık =',F6.1,' der C')
   WRITE(*,63) UR
63  FORMAT(' Nem =',F6.1,' %')
   WRITE(*,64) ALFA,BETA,RG
64  FORMAT(' Alfa =',F6.2,3X,' Beta =',F6.2,' Albedo =',F6.2)
   WRITE(*,65) AM,OM,WM

```

Ek-B.1 Devam

```

65 FORMAT(' Optik hava kütlesi =',F7.3,5X,' Optik O3 kütlesi =',F7.3/
.      ' Op.Subuharı kütlesi =',F7.3)
WRITE(*,66) OZ,PW
66 FORMAT(' Ozon =',F6.3,' cm NTP'' Yağ.geç. subuharı =',F6.3,' cm')
STOP
END
SUBROUTINE SPCTRL(RLAT,RLONG,NDAY,Z,P,T,UR,BETA,RG,ALFA,
INT, DIR)

```

```

C-----
-
DIMENSION DIR(123)
DIMENSION TRAY(122),TAER(122),TWAV(122),TOZO(122),TGAS(122),
.      RS(122)
DIMENSION WL(122),HO(122),AW(122),AO(122),AU(122)
COMMON /TRANS/TRAY,TAER,TWAV,TOZO,TGAS
COMMON /RSOMC/RS,OME,CS
COMMON /MASS/AM,WM,OM,OZ,PW
COMMON /SPECTA/WL,HO,AW,AO,AU
COMMON /DISTA/D
DIR(123)=0.
DFG(123)=0.
CZ=cos(Z/57.29578)
PM=1.8
BE=BETA
AM=RAM(Z)
WM=RWVM(Z)
OM=ROM(Z)
OZ=O3(RLAT,RLONG,NDAY)
PW=WV(UR,T)
D=DISTES(NDAY)
DO 10 L=1,122
W=WL(L)
AWL=AW(L)
AOL=AO(L)
AUL=AU(L)
TRAY(L)=TR(W,AM,P)
TAER(L)=TA(W,AM,ALFA,BE)
TWAV(L)=TW(AWL,WM,PW)
TOZO(L)=TO(AOL,OM,OZ)
TGAS(L)=TU(AUL,AM,P)
TAP=TA(W,PM,ALFA,BE)
TRP=TR(W,PM,P)
HDT=HO(L)*D*TWAV(L)*TOZO(L)*TGAS(L)
DIR(L)=HDT*TRAY(L)*TAER(L)
RSG=RS(L)*RG
10 CONTINUE
DIR(123)=0.
IF(INT.EQ.0) RETURN
CALL BROBAN(DIR,122)
RETURN
END
SUBROUTINE BROBAN(F,N)

```

```

C-----
C      integral hesabı (1 to 122).
C-----

```

Ek-B.1 Devam

```

DIMENSION F(123),W(122),H0(122),AW(122),AO(122),AU(122)
COMMON /SPECTA/W,H0,AW,AO,AU
BB=0.
DO 1 I=2,N
  J=I-1
1 BB=BB+(W(I)-W(J))*(F(I)+F(J))*0.5
  F(123)=BB
  RETURN
END
FUNCTION DISTES(NDAY)

```

```

C-----
C Yer-günes uzaklığı düzeltme faktörü
C NDAY = 1 to 365
C-----

```

```

  X=6.2831853*FLOAT(NDAY-1)/365.
  X2=X*2.
  DISTES=1.00011+0.034221*COS(X) +0.00128 *SIN(X)
          +0.000719*COS(X2)+0.000077*SIN(X2)
  RETURN
END
FUNCTION O3(RLAT,RLONG,NDAY)

```

```

C-----
C Ozon miktarı,
C-----

```

```

  PI=3.1415927
  X=FLOAT(NDAY-30)
  O3=0.235+(0.150+0.040*SIN(X*2.*PI/365.25)
    +0.020*SIN((RLONG+20.)*3.*PI/180.))*SIN(1.28*RLAT*PI/180.))**2
  RETURN
END
FUNCTION RAM(Z)

```

```

C-----
C Optik hava kütlesi
C-----

```

```

  RD=57.2957795
  ZR=Z/RD
  X=COS(ZR)+0.15/(93.885-Z)**1.253
  RAM=1./X
  RETURN
END
FUNCTION RWVM(Z)

```

```

C-----
C Optik subuharı kütlesi
C-----

```

```

  RD=57.2957795
  ZR=Z/RD
  X=COS(ZR)+0.0548/(92.650-Z)**1.452
  RWVM=1./X
  RETURN
END
FUNCTION ROM(Z)

```

```

C-----
C Optik ozon kütlesi
C-----

```

Ek-B.1 Devam

```

RD=57.2957795
ZD=Z/RD
HO=22./6370.
ROM=(1.+HO)/SQRT(COS(ZD)**2+2.*HO)
RETURN
END
FUNCTION WV(UR,TA)

```

```

C-----
C Yağışa geçebilir subuharı (cm)
C-----

```

```

T=TA+273.15
ES=EXP(26.23-5416./T)
WV=0.00493*UR*ES/T
RETURN
END
FUNCTION TR(W,AM,P)

```

```

C-----
C Rayleigh saçılması
C-----

```

```

AC=AM*P/1013.25
W2=W*W
W4=W2*W2
TR=EXP(-AC/(W4*(115.6406-1.335/W2)))
RETURN
END
FUNCTION TA(W,AM,AL,BE)

```

```

C-----
C Aerosoller tarafından absorbsiyon ve saçılmadan dolayı atmosfer
C geçirgenliği
C-----

```

```

TAU=BE/W**AL
TA=EXP(-TAU*AM)
RETURN
END
FUNCTION TW(AW,WM,PW)

```

```

C-----
C Subuharı tarafından absorbsiyon ve saçılmadan dolayı atmosfer
C geçirgenliği
C-----

```

```

AWM=AW*PW*WM
C1=-0.2385
C2=20.07
TW=EXP(C1*AWM/(1+C2*AWM)**0.45)
RETURN
END
FUNCTION TO(AO,OM,OZ)

```

```

C-----
C Ozon absorbsiyonundan dolayı atmosfer geçirgenliği
C-----

```

```

TO=EXP(-AO*OZ*OM)
RETURN
END
FUNCTION TU(AU,AM,P)

```

```

C-----
C Uniform gazlar tarafından absorbsiyondan dolayı atmosfer geçirgenliği
C-----

```

Ek-B.1 Devam

A=AU*AM*P/1013.25

C1=-1.41

C2=118.3

TU=EXP(C1*A/(1.+C2*A)**0.45)

RETURN

END

BLOCK DATA HOA122

W dalgaboyu (mikrometre)

H0 atmosfer dışına gelen spektral ısıtım (W/m2 per micrometre)

AW subuharı absorbsiyon katsayısı (cm2/g)

AO ozon absorbsiyon katsayısı (1/cm)

AU uniform gazların absorbsiyon katsayısı (1/km)

-----FS1988

DIMENSION W(122),H0(122),AW(122),AO(122),AU(122)

COMMON /SPECTA/W,H0,AW,AO,AU

DATA W/0.3,0.305,0.310,0.315,0.320,0.325,0.330,0.335,0.340,0.345,
0.35,0.36,0.37,0.38,0.39,0.40,0.41,0.42,0.43,0.44,0.45,0.46,0.47,
0.48,0.49,0.50,0.51,0.52,0.53,0.54,0.55,0.57,0.593,0.610,0.630,
0.656,0.6676,0.690,0.710,0.718,0.7244,0.740,0.7525,0.7575,0.7625,
0.7675,0.780,0.800,0.816,0.8237,0.8315,0.840,0.860,0.880,0.905,
0.915,0.925,0.930,0.937,0.948,0.965,0.980,0.9935,1.04,1.07,1.10,
1.12,1.13,1.145,1.161,1.17,1.20,1.24,1.27,1.29,1.32,1.35,1.395,
1.4425,1.4625,1.477,1.497,1.520,1.539,1.558,1.578,1.592,1.610,
1.630,1.646,1.678,1.740,1.80,1.860,1.920,1.960,1.985,2.005,2.035,
2.065,2.10,2.148,2.198,2.270,2.360,2.450,2.5,2.6,2.7,2.8,2.9,3.0,
3.1,3.2,3.3,3.4,3.5,3.6,3.7,3.8,3.9,4.0/

DATA H0/535.9,558.3,622.0,692.7,715.1,832.9,961.9,931.9,900.6,
911.3,975.5,975.9,1119.9,1103.8,1033.8,1479.1,1701.3,1740.4,
1587.2,1837.0,2005.0,2043.0,1987.0,2027.0,1896.0,1909.0,1927.0,
1831.0,1891.0,1898.0,1892.0,1840.0,1768.0,1728.0,1658.0,1524.0,
1531.0,1420.0,1399.0,1374.0,1373.0,1298.0,1269.0,1245.0,1223.0,
1205.0,1183.0,1148.0,1091.0,1062.0,1038.0,1022.0,998.7,947.2,
893.2,868.2,829.7,830.3,814.0,786.9,768.3,767.0,757.6,688.1,
640.7,606.2,585.9,570.2,564.1,544.2,533.4,501.6,477.5,442.7,
440.0,416.8,391.4,358.9,327.5,317.5,307.3,300.4,292.8,275.5,
272.1,259.3,246.9,244.0,243.5,234.8,220.5,190.8,171.1,144.5,
135.7,123.0,123.8,113.0,108.5,97.5,92.4,82.4,74.6,68.3,63.8,
49.5,48.5,38.6,36.6,32.0,28.1,24.8,22.1,19.6,17.5,15.7,14.1,
12.7,11.5,10.4,9.5,8.6/

DATA AW/32*0.0,0.075,4*0.0,0.016,0.0125,1.80,2.5,0.061,0.0008,
0.0001,2*0.00001,0.0006,0.0360,1.60,2.5,0.500,0.155,0.00001,
0.0026,7.0,5.0,5.0,27.0,55.0,45.0,4.0,1.48,0.1,0.00001,0.001,
3.2,115.0,70.0,75.0,10.0,5.0,2.0,0.002,0.002,0.1,4.0,200.0,
1000.0,185.0,80.0,80.0,12.0,0.16,0.002,0.0005,0.0001,0.00001,
0.0001,0.001,0.01,0.036,1.1,130.0,1000.0,500.0,100.0,4.0,2.9,
1.0,0.4,0.22,0.25,0.33,0.50,4.0,80.0,310.0,15000.0,22000.0,
8000.0,650.0,240.0,230.0,100.0,120.0,19.5,3.6,3.1,2.5,1.4,
0.17,0.0045/

DATA AO/10.0,4.80,2.70,1.35,0.800,0.380,0.160,0.075,0.040,
0.019,0.007,9*0.0,0.003,0.006,0.009,0.014,0.021,0.030,0.040,
0.048,0.063,0.075,0.085,0.120,0.119,0.120,0.090,0.065,0.051,
0.028,0.018,0.015,0.012,0.010,0.008,0.007,0.006,0.005,76*0.0/

DATA AU/37*0.0,0.15,6*0.0,4.0,0.35,26*0.0,0.05,0.30,0.02,
0.0002,0.00011,0.00001,0.05,0.011,0.005,0.0006,0.0,0.005,0.13,

Ek-B.1 Devam

```
.0.04,0.06,0.13,0.001,0.0014,0.0001,0.00001,0.00001,0.0001,0.001,
.4.3,0.20,21.0,0.13,1.0,0.08,0.001,0.00038,0.001,0.0005,0.00015,
.0.00014,0.00066,100.0,150.0,0.13,0.0095,0.001,0.8,1.9,1.3,0.075,
.0.01,0.00195,0.004,0.29,0.025/
END
```

Ek-B.2

ATMOSFERİK TÜRBÜDİTE KATSAYILARININ HESABI

```
10 DIM LAMDA(1000), XLAMDA(1000)
20 INPUT "data sayisini giriniz" n=""; N
30 OPEN "i", #1, "spc.dat"
31 INPUT "filitre farkini giriniz"; FINTTOT
32 INPUT "optik kutleyi giriniz"; OH
40 FOR I = 1 TO N
50 INPUT #1, LAMDA(I), XLAMDA(I)
60 NEXT I
80 BETA = .25
90 FINT = 0!
100 FOR J = 1 TO N - 1
110 DLAMDA = LAMDA(J + 1) - LAMDA(J); PRINT DLAMDA
120 LAMDAH = (LAMDA(J + 1) + LAMDA(J)) / 2
130 FLJ1 = XLAMDA(J + 1) * EXP((-1 * OH) * ((8.69E-06 * (LAMDA(J + 1)) ^ (-
+ BETA * (LAMDA(J + 1)) ^ (-1.3))))); PRINT FLJ1
140 FLJ = XLAMDA(J) * EXP((-1 * OH) * ((8.69E-06 * (LAMDA(J)) ^ (-4.09) + B
(LAMDA(J)) ^ (-1.3))))); PRINT FLJ
150 FINT = FINT + (DLAMDA * .5 * (FLJ1 + FLJ))
160 PRINT J, FINT, FINTTOT
165 NEXT J
170 EPS = ABS(FINT - FINTTOT); PRINT "eps=", EPS
180 REPS = (EPS / FINTTOT) * 100; PRINT "reps=", REPS
190 IF REPS <= 5 THEN PRINT "BETA=", BETA: END
200 ELSE
210 BETA = BETA + .02; PRINT "arabeta=", BETA
220 GOTO 90
230 STOP
240 END
```

ÖZGEÇMİŞ

Bahar Oğuzhan, 1964 yılında Çanakkale’de doğdu. İlk ve orta öğrenimini Çanakkale’de tamamladı, 1981 yılında İ.T.Ü. Uçak ve Uzay Bilimleri Fakültesi, Meteoroloji Mühendisliği Bölümüne girerek 1985 yılında mezun oldu. Aynı yıl B.Ü. Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü, Meteoroloji Laboratuvarı’nda mühendis olarak çalışmaya başladı. Halen aynı kurumdaki görevini sürdüren Bahar Oğuzhan evli ve bir çocuk annesidir.

