

14022.

İSTANBUL TEKNİK ÜNİVERSİTESİ ★ FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

MINIMUM SICAKLIĞI TAHMİN İÇİN BİR YÖNTEM VE
ANTALYA'NIN MINIMUM SICAKLIKLARINA UYGULANMASI

T. C.
Yükseköğretim Kurulu
Dokümantasyon Merkezi

DOKTORA TEZİ

Y. Müh. Ahmet KILIÇ

Tezin Enstitüye Verildiği Tarih: 5 Kasım 1986

Tezin Savunulduğu Tarih : 21 Ekim 1987

Tez Danışmanı : Prof. Dr. Eren OMAV

Diğer Jüri Üyeleri : Doç. Dr. Derin ORHON
Doç. Dr. Ethem GÖNENÇ

KASIM 1986

ÖNSÖZ

Minimum hava sıcaklığı başta tarım sektörü olmak üzere, enerji ve ulaşım sektörleri ile daha pek çok faaliyet alanını ve bu arada insanın günlük yaşamını da çok yakından ilgilendiren ve etkileyen önemli bir meteorolojik parametredir. Minimum sıcaklığın belirli bir süre önceden tutarlı olarak tahmin edilmesi, turfanda sebzelerle düşük sıcaklığa dayanıksız meyvelerin korunmasına, gereksiz enerji tüketiminin önlenmesine, motorlu araçların donmamasına ve diğer alanlarda da tedbirli olunmasına yardımcı olarak ulusal ekonomiye önemli bir katkı sağlayacaktır.

Bu çalışma, her türlü hava tahmini yaparak kullanıcılara hizmet veren operasyonel meteorolojistlere güvenilir bir araç vermeyi amaçlamıştır.

Çalışmam süresince yakın alaka ve katkılarını esirgemeyen hocam sayın Prof.Dr. Eren OMAV'a, her türlü desteği sağlayan Devlet Meteoroloji İşleri Genel Müdürü sayın M. Cemil ÖZGÜL'e ve yardımlarından dolayı Nümerik Hava Tahmini Çalışma Grubu arkadaşlarıma teşekkürü bir borç bilirim.

İÇİNDEKİLER

	<u>Sayfa</u>
ÖZET	V
SUMMARY	VI
SEMBOLLER	XI
BÖLÜM 1. GİRİŞ	1
1.1. Fiziksel Anlamda Isı ve Sıcaklık	1
1.2. Meteorolojide Isı ve Sıcaklık	2
1.3. Meteorolojide sıcaklığın, özellikle minimum sıcaklığın tahmin edilmesinin önemi	3
1.4. Konuya ilişkin yapılan çalışmalar ve kritiği	5
1.5. Çalışmanın amacı	11
BÖLÜM 2. ANTALYA İLİNİN TARIM VE İKLİM ÖZELLİKLERİ	13
2.1. Antalya İlinin Tarım Özellikleri	13
2.2. Antalya İlinin İklim Özellikleri	16
2.2.1. Antalya'yı etkileyen hava kütleleri	16
2.2.2. Antalya ve çevresini etkileyen siklonlar	19
2.2.3. Antalya'da sıcaklığın değişimi	20
2.2.4. Nem ve yağış	22
2.2.5. Basınç ve rüzgar	24
2.2.6. Güneşlenme ve bulutluluk	25
BÖLÜM 3. SICAKLIK TAHMİNİ AÇISINDAN ATMOSFERDE SICAKLIĞIN DİĞER METEOROLOJİK PARAMETRELERE BAĞIMLILIĞININ İNCELENMESİ	27
3.1. Giriş	27
3.2. Sıcaklığın Radyasyonla Değişimi	28
3.3. Atmosferde sıcaklığın dikey değişimi	31
3.4. Troposferde sıcaklığın değişimi	32
3.4.1. Yeryüzeyinden troposfere ısı transferi .	32
3.4.2. Sıcaklığın neme bağlı olarak değişmesi .	37
3.4.3. Sıcaklığın karışma ile değişmesi	41
3.4.4. Sıcaklığın tabaka kalınlığına bağlı olarak değişmesi	42

3.4.5.	Sıcaklığın rüzgara bağlı olarak değişmesi	46
3.4.6.	Sıcaklığın basınca bağlı olarak değişmesi	47
3.5.	Minimum sıcaklığın değişmesi	48
3.5.1.	Minimum sıcaklığın değişmesinde önceki güne ait maksimum sıcaklığın etkisi	48
3.5.2.	Minimum sıcaklığın değişmesinde bulut örtüsünün etkisi	49
3.5.3.	Minimum sıcaklığın rüzgara bağlı olarak değişmesi	51
BÖLÜM 4.	MINİMUM HAVA SICAKLIĞINI TAHMİN İÇİN BİR YÖNTEM.	54
4.1.	Giriş	54
4.2.	S'nin Nemi Temsil Etmesi	54
4.3.	Yöntem	56
4.4.	Yöntemin Antalya'nın minimum sıcaklıkları-na uygulanması	57
4.5.	Yöntemin başarısı	78
BÖLÜM 5.	SONUÇLAR	81
KAYNAKLAR		83
ÖZGEÇMİŞ		87

ÖZET

Minimum hava sıcaklığı tahmini oldukça güç meteorolojik parametrelerden bir tanesidir. Bunun nedeni, minimum sıcaklığın bulutluluk ve rüzgar gibi ani değişimler gösteren parametrelere fazlaca bağımlı olmasıdır.

Bu çalışmada bulutluluk ve rüzgarın ayrıca tahmin edilmesini gerektirmeyen bir kısa vade minimum sıcaklık tahmin yöntemi geliştirilmiştir.

Çalışmada uygulama için Antalya'nın minimum sıcaklıklarının seçilmesinin nedeni, Antalya'nın turfanda sebzeçilikte Türkiye'de ilk sırayı alması ve bu sebeple minimum sıcaklıktaki değişimlerden en çok etkilenen il olmasıdır.

Çalışmanın birinci bölümünde meteorolojide sıcaklık kavramları açıklanmış ve minimum sıcaklığın tahmin edilmesinin önemi belirtilmiştir.

İkinci bölümde Antalya ilinin tarım ve iklim özellikleri verilmiştir.

Üçüncü bölümde, sıcaklık tahmini açısından, atmosferde sıcaklığın diğer meteorolojik parametrelere bağlı olarak değişmesi incelenmiş ve minimum sıcaklığın değişmesinde önceki güne ait maksimum sıcaklığın, bulut örtüsünün ve rüzgarın etkileri gösterilmiştir.

Çalışmanın dördüncü bölümünde, çevreden istasyona olan nem transferi esas alınarak, minimum sıcaklık tahmin yöntemi geliştirilmiştir. Yöntem Antalya'nın minimum sıcaklıklarını tahmin için uygulanmış ve başarılı sonuçlar alınmıştır.

Son bölümde ise elde edilen sonuçlar verilmiştir.

SUMMARY

A METHOD FOR PREDICTING MINIMUM TEMPERATURE AND ITS APPLICATION TO MINIMUM TEMPERATURES AT ANTALYA

Dynamic weather prediction models solve complex set of equations in order to forecast the circulation pattern days in advance. Some variables important for other usages, such as minimum and maximum temperature, precipitation type and amount are often not predicted directly or are predicted with insufficient accuracy by current dynamic weather prediction models.

Minimum temperature is such a parameter that it presents some difficulties to be estimated because of depending upon the conditions in the free atmosphere as well as at the earth's surface and varying rapidly when cloudiness and wind changed.

This thesis deals with a short range minimum temperature forecast based on humidity transfer.

The minimum temperatures at Antalya are selected for the application of this method due to the fact that the large amounts of early vegetables in Turkey are bred in Antalya and the minimum temperature has to be known in advance for protecting the crops. If this method can be used operationally, it will be possible to save more money.

In the first chapter, it is explained the reason for the prediction of the minimum temperature and general information is given about heat and temperatures in meteorology.

The kinetic theory of gasses states that the temperature observed in a gas depends on the rate at which the molecules are moving about and is, in fact, proportional to the mean kinetic energy of the moving molecules. If the pressure remains constant, the heating of the gas will be accompanied by an increased kinetic energy. On the other hand, if no heat is added but the gas is compressed, the kinetic energy will also be increased by the compression, and the temperature of the gas will rise. Since heat is a form of energy, it is measurable in terms of temperature by thermometers. A number of air temperatures are used in meteorology. The two most common ones are the minimum and maximum temperature. Maximum temperature usually occurs several hours after the time of the highest sun, and the minimum usually just before sunrise. Air temperature, wet-bulb temperature, dew-point temperature, virtual

temperature, potential temperature, wet-bulb potential temperature and equivalent-potential temperature are some of the temperatures used in meteorology.

The second chapter is concluded with the description of agricultural and climatological features of the province of Antalya.

An important amount of early vegetables, such as tomato, pepper, French bean, cucumber, marrow, aubergine and water melon are grown in Antalya. In 1980, 22 800 ton of the 30 000 ton bananas, 237 000 ton of the 679 000 ton oranges and 735 000 ton of the 8 880 000 ton water-melons, tomatos, cucumbers, marrows, aubergines, peppers and French beans grown in Turkey.

Antalya has the most of the greenhouses in Turkey. In the first half of 1985 Antalya has 29 560 dekar of the arable fields occupied by 30 500 greenhouses.

Antalya has a "Mediterranean Climate" that is, a climate the coldest month of which will average well above freezinig. The summers are hot and winters are mild. Cold winters are not the rule. The warmest month is July with mean monthly temperature of 27.4°C and the maxima of 44.7°C. The coolest month is January. January mean temperature is 9.5°C. The minima is -4.6°C measured on February 5, 1950.

The precipitation amounts in January, February, November and December are more than 100 kilograms per square meter and less than 10 kilograms per square meter.

The mean annual "mean sea level" pressuere at Antalya is 1013.0 hPa. The monthly means are above the annual mean in the cool half of the year and below the annual mean in the warm half of the year.

The mean annual wind speed is 3.1 meters per second. January and February more windy months.

The third chapter of the thesis presents the details of the temperature changes in the atmosphere.

The common air temperature measured in a shelter raised 1.5 m - 2.0 m above the ground varies with many factors. Among these, cloudiness and humidity of the air, nature of the earth's surface, the vertical lapse-rate of temperature, the surface pressure, and wind can be mentioned.

$$\Gamma_d = -\left(\frac{\partial T}{\partial z}\right)_d = \frac{g}{C_p}$$

and

$$\Gamma_s = -\left(\frac{\partial T}{\partial z}\right)_s = \frac{g/C_p}{1 + L/C_p \frac{dr_s(T)}{dT}}$$

gives an expression for the rate of change of temperature with height in a dry adiabatic and saturated adiabatic process respectively. The temperature change at the bottom of a layer may be expressed in a dry adiabatic process,

$$T_b = \frac{g}{2C_p} \left(1 + \frac{2C_p}{R \ln(P_b/P_u)}\right) (Z_u - Z_b)$$

and in a saturated adiabatic process,

$$T_b = \frac{g}{2C_p} \left\{ \frac{Z_u - Z_b}{1 + L/C_p \frac{dr_s(T)}{dT}} + \frac{2C_p(Z_u - Z_b)}{R \ln(P_b/P_u)} \right\}$$

The diurnal range is much influenced by cloud cover and wind speed. The clouds reduce the incoming radiation during the day and augment the downward radiation from the sky at night. Similarly, the mobility along the vertical of the air increases with the wind speed. On windy days, therefore, the heat exchange affects a deep layer of air, and the range of temperature at the surface is smaller than on calm days. The mobility does not only affect the exchange of heat but also the exchange of moisture.

The amount of water vapor in the air exerts a noticeable influence. As a result, other conditions being the same, the night minimum temperature will be lower where the air column contains little moisture.

Radiative transfer serves a mechanism for exchanging energy between the atmosphere and underlying surface and between different layers of the atmosphere, for that reason radiative transfer plays most important role in the temperature changes.

The temperature change due to radiative transfer is,

$$(\Delta T)_{\text{rad}} = \frac{r(q)}{P_1 - P_2} \Delta t \quad [(F_1^P - F_2^P) + (F_1^d - F_2^d) + (F_1^u - F_2^u)]$$

The minimum temperature in the second day depends upon the maximum temperature in the first, the cloud cover and wind in the second and the first day.

In the fourth chapter, the minimum temperature forecasting method is presented.

The method is based on humidity transfer and,

$$S = T - T_{wb}$$

was taken as a measure of humidity. The local change of S at a station,

$$\frac{\partial S}{\partial t} = -u \frac{\partial S}{\partial x} - v \frac{\partial S}{\partial y}$$

$\partial S / \partial t$ is the advective change due to the movement of air particles of different humidity. The humidities at Isparta, Konya, Muğla and Finike were used to express the humidity change at Antalya. After modifying the equation of humidity advection,

$$\begin{aligned} \hat{T}_{\min}^A = & a_0 + a_1 T^A + a_2 T_{wb}^A + a_3 T^K + a_4 T_{wb}^K + a_5 T^M \\ & + a_6 T_{wb}^M + a_7 T^I + a_8 T_{wb}^I + a_9 T^F + a_{10} T_{wb}^F \end{aligned}$$

is obtained.

1200 GMT observations on previous day available in 1983-1985 for above chosen stations were used to estimate "a" values using the linear regression technique.

The method gave a multiple correlation coefficient of 0.95 with minimum temperatures and the following equation.

$$\begin{aligned} \hat{T}_{\min}^A = & -4.25 + 0.27 T_{wb}^I + 0.25 T^A + 0.17 T_{wb}^A + 0.28 T_{wb}^K \\ & - 0.28 T^I + 0.17 T_{wb}^F + 0.15 T_{wb}^M + 0.14 T^F \end{aligned}$$

The standard error of estimate is 2.0.2°C.

Regression equations were developed for each month separately and a suitable regression equation was chosen according to the amount of variance explained and the predictability of the parameters.

The following equations were obtained for March using monthly, three-monthly and six-monthly data respectively.

$$\hat{T}_{\min}^A = 3.47 + 0.3T_{wb}^K + 0.53T_{wb}^I + 0.3T_{wb}^M - 0.34T^I$$

$$\begin{aligned}\hat{T}_{\min}^A &= 4.06 + 0.36T_{wb}^I - 0.14T^I + 0.18T_{wb}^K \\ &\quad + 0.45T_{wb}^M - 0.18T^M - 0.14T^A + 0.2T_{wb}^A\end{aligned}$$

$$\begin{aligned}\hat{T}_{\min}^A &= 0.59 + 0.57T_{wb}^I + 0.2T_{wb}^F - 0.27T^I \\ &\quad + 0.23T_{wb}^K + 0.14T_{wb}^M + 0.1T^F\end{aligned}$$

The fifth chapter presents the important conclusions of the study.

The more accurate results are obtained if the meteorological parameters used in minimum temperature forecasting at a given station were obtained from the surrounded stations.

The wet-bulb temperatures observed at 1200 GMT in the main station and in the surrounded stations are significant predictors to forecast the minimum temperature in the following day.

The maximum temperatures and the maximum wet-bulb temperatures observed in the first day at Isparta, Muğla, Konya, Finike and Antalya are considerable significant parameters for predicting the minimum temperature at Antalya in the second day.

The method provides satisfactory forecasts when the atmospheric conditions do not change very rapidly.

SEMBOLLER

C_p	: Havanın sabit basınçtaki spesifik ısısı	$(J^{oK^{-1}}kg^{-1})$
C_{pw}	: Su buharının sabit basınçtaki spesifik ısısı	$(J^{oK^{-1}}kg^{-1})$
Γ_d	: Kuru adyabatik lapse-rate	$(^{oK} m^{-1})$
Γ_a	: Aktüel lapse-rate	$(^{oK} m^{-1})$
e	: Su buharı kısmi basıncı	(Pa)
e_s	: Doymuş su buharı kısmi basıncı	(Pa)
f	: Coriolis parametresi	$(rad s^{-1})$
g	: Yer çekimi ivmesi	$(m s^{-2})$
λ	: Dalga boyu	(μm)
N	: Gözyüzünün bulutlarla kapalılık miktarı	
P	: Atmosferik basınç	(Pa)
P_s	: Atmosferik yüzey basıncı	(Pa)
ρ	: Havanın yoğunluğu	$(kg m^{-3})$
ρ_d	: Kuru havanın yoğunluğu	$(kg m^{-3})$

ρ_w	: Su buharı yoğunluğu	(kg m ⁻³)
ρ_{wa}	: Nemli havanın yoğunluğu	(kg m ⁻³)
r	: Nem karışma oranı	(kg kg ⁻¹)
r_s	: Doymuş nem karışma oranı	(kg kg ⁻¹)
R	: Yağış miktarı	(kg m ⁻² s ⁻¹)
R_d	: Kuru havanın gaz sabiti	(J°K ⁻¹ kg ⁻¹)
R_w	: Su buharının gaz sabiti	(J°K ⁻¹ kg ⁻¹)
q	: Spesifik nem	(kg kg ⁻¹)
q_s	: Doymuş spesifik nem	(kg kg ⁻¹)
S	: $T - T_{wb}$	
T	: Sıcaklık	(°K), (°C)
T_d	: Çiğ noktası sıcaklığı	(°K), (°C)
T_s	: Yüzey sıcaklığı	(°K), (°C)
T_v	: Virtüel sıcaklık	(°K)
T_{sw}	: Deniz yüzey sıcaklığı	(°K), (°C)
T_{wb}	: Islak hazne sıcaklığı	(°K), (°C)
$\hat{T}$	: Sıcaklık tahmin değeri	(°K), (°C)
t	: Zaman	(s)

u	: Rüzgarın Batı-Doğu doğrultusundaki bileşeninin hızı	($m s^{-1}$)
ϕ	: Enlem derecesi	
V	: Rüzgar hız değeri	($m s^{-1}$)
$\vec{V}$	: Yatay rüzgar vektörü	
v	: Rüzgarın Güney-Kuzey doğrultusundaki bileşeninin hızı	($m s^{-1}$)
Z	: Sabit basınç yüzeyi yükseklik değeri	(m)
ω	: dP/d_t , dikey hız	($Pa s^{-1}$)
Ω	: Dünyanın açısal hızı	($rad s^{-1}$)

BÖLÜM 1

GİRİŞ

1.1. Fiziksel Anlamda Isı ve Sıcaklık

Nesnelerin sıcak ya da soğuk olma özelliklerini belirten "sıcaklık", doğrudan doğruya doğadan edinilen bir yetinin ifadesidir. Derinin her tarafına yayılmış sinir sistemi ile derlenen sıcaklık uyarımları beyine iletilir ve orada sıcak, soğuk veya ılık gibi duyumların doğmasına sebep olur. Yetilerin sağladığı sıcaklık ve soğukluk duyumları tamamiyle öznel, yani kişiye ve kişinin içinde bulunduğu şartlara bağlıdır. Bu bakımdan sıcaklık duyumları güvenilir bir ölçü olamaz. Sübjektif sıcaklık duyumları ile şu nesne diğerinden daha sıcak veya soğuk denebilir. Çoğu kez bu bile yanıltıcı olmaktadır. Çünkü aynı oda sıcaklığında bulunan tahta bir eşya, demir bir eşya ile kıyaslandığında daha sıcak duyusunu vermektedir. O halde bir cismin sıcaklığını ölçmek ve bir sayı ile ifade edebilmek için sıcaklığın madde üzerinde ölçülebilen bir etkisinin bilinmesi gerekmektedir.

Isının kinetik teorisine göre, bir maddenin moleküllerinde toplanan mekanik enerji o maddenin sıcaklığının bir fonksiyonudur. Bir cisim ısıtılınca, moleküllerinin mekanik enerjisi sıcaklıkla orantılı olarak artmakta ve bu artan miktar o moleküllerin kabul edebileceği her mekanik enerji çeşidine eşit oranda dağılmaktadır. Bunun sonucunda da maddede bazı fiziksel değişmeler olmaktadır. Mesela cisimler genleşmekte, sabit hacimde bulunan bir gazın basıncı artmaktadır.

Isı, sıcaklık farkından dolayı meydana gelen enerji transferi olarak tanımlanabilir (1). İçinde bulunduğu ortam ile madde ve enerji alışverişi içinde olmayan, yani kapalı ve izole bir sistem belli bir süre sonunda termal dengeye kavuşur. Termal denge halinde bulunan bir sistemi tanımlayan birkaç fiziksel parametreden bir

tanesi de sıcaklıktır. Sıcaklık, birbirleri ile termal denge halinde bulunan farklı sistemlerde aynı olan tek termodinamik parametredir (2) .

1.2. Meteorolojide Isı ve Sıcaklık

Dünyamız ve atmosferin temel enerji kaynağı güneştir. Atmosfer ve dünya yüzeyine ulaşan güneş enerjisi önce iç enerjiye ve daha sonra da potansiyel enerji, gizli ısı ve kinetik enerjiye dönüşür. Atmosfer ve okyanus hareketlerinin enerjisi sürekli olarak güneş radyasyonundan alınmaktadır.

Yer yüzeyi ve atmosferin çeşitli tabakalarında gündüz ölçülen sıcaklık dünya-atmosfer sisteminin aldığı güneş enerjisinin, gece ölçülen sıcaklık da yine dünya-atmosfer sisteminin uzun dalga boylu radyasyonla kaybettiği enerjinin göstergesidir. Buradan hareketle meteorolojide sıcaklık, dünya-atmosfer sistemi için gerekli olan ısıнын transferinin bir ölçüsü olarak tanımlanabilir (3) .

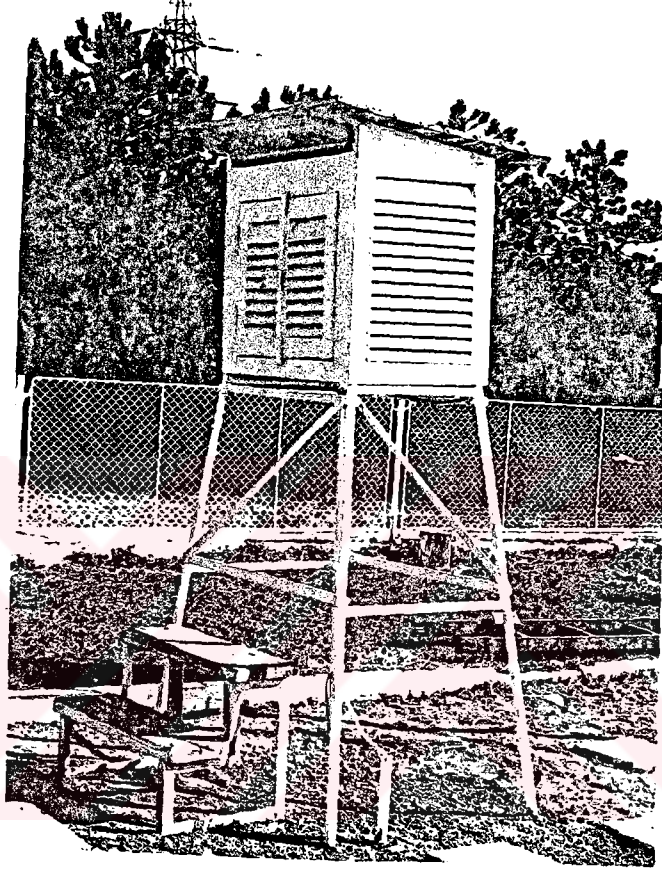
Meteorolojide sıcaklık, yer yüzeyinin 1 m derinliğinden başlayıp 500 km'ye kadar uzanan atmosfer tabakalarında ölçülmektedir. Herkesçe "hava sıcaklığı" olarak bilinen sıcaklık ise yeryüzeyinden 1.25 m ile 2.00 m yükseklikte, güneşlenmenin önlendiği ve tam bir havalandırmanın sağlandığı gözlem siperlerinde ölçülen sıcaklıktır. Sıcaklıkların ölçüldüğü bir gözlem siperi ŞEKİL 1-1'de gösterilmiştir.

Hava sıcaklığı ile birlikte meteorolojide ölçülen veya tanımlanan daha pek çok sıcaklık bulunmaktadır. Bunlardan en çok bilineni minimum ve maksimum sıcaklıktır.

Minimum sıcaklık, bir yerde güneşin doğmasından hemen önce kaydedilen sıcaklık olmakla birlikte, güneşin batışından doğuşuna kadar geçen sürede ölçülen en düşük hava sıcaklığıdır.

Maksimum sıcaklık ise, güneşin doğuşundan batışına kadar geçen sürede ölçülen en yüksek hava sıcaklığıdır.

Bu sıcaklıklarla birlikte meteorolojide kullanılan diğer sıcaklıklar arasında ıslak hazne sıcaklığı, çiğ noktası sıcaklığı, potansiyel sıcaklık, virtüel sıcaklık ve benzerleri sayılabilir.



ŞEKİL 1-1. Sıcaklıkların ölçüldüğü gözlem siperi.

1.3. Meteorolojide Sıcaklığın Özellikle Minimum Sıcaklığın Tahmin Edilmesinin Önemi

Atmosferin çeşitli katmanlarında ölçülen sıcaklıklar güneşten gelen ısı enerjisinin atmosferik tabakalar, farklı hava kütleleri ve yeryüzeyi ile ona yakın atmosferik tabakalar arasındaki transferinin bir ölçüsüdür. Atmosferde meydana gelen tüm meteorolojik olaylar bu enerji transferinin bir sonucudur. Bu nedenle meteorolojik olayların anlaşılabilmesi ve tahmin edilebilmesi için yeryüzeyi ve atmosferin çeşitli katmanlarına ait sıcaklıkların belli

periyodlarla sürekli olarak bilinmesi gerekmektedir.

Diğer taraftan belirli bir an ve yerdeki atmosferik durum olan "HAVA" ve ondaki değişimler içinde yaşadığı canlıları doğrudan etkiler (4) . Havanın temel elemanları olan güneşlenme, sıcaklık, basınç, rüzgar ve nem birbirlerine bağımlı olarak değişirler. Güneşlenmede meydana gelen bir değişim sıcaklığın, basıncın, rüzgarın ve nemin değişmesine neden olur. Bu değişimler tekrar güneşlenmenin değişmesine neden oldukları gibi, her bir elemanın da değişmesine yol açar.

Havanın temel elemanlarında meydana gelen değişimlerden sıcaklıkta olan canlı varlıklar üzerinde daha etkindir. Çünkü her canlının sıcaklık gereksinimi farklıdır. Bu nedenle sıcaklık değişimlerinden etkilenmeleri de yine farklı olacaktır. İnsanlar ve bir dereceye kadar da hayvanlar yaşadıkları çevrede meydana gelen ani ya da büyük orandaki sıcaklık değişimlerine dayanabilirler, bu değişimleri yaşadıkları ortamda önleyebilirler veya çevre değiştirerek bu değişimlerin zararlı etkilerinden kaçınabilirler. Bitkilerin ise ani ve büyük orandaki sıcaklık değişimlerine uyum gösterme mekanizmaları olmadığından, bu değişimlerden çeşitli oranda etkilenirler. Etkilenme, gelişmenin geçici duraklamasından ölüme kadar uzanmaktadır.

Yapılan tohum çimlendirme denemelerinde, hıyar tohumlarının 11°C'dan itibaren çimlenmeye başladığı, 18°C'da %68 oranında ve 25-30°C arasında da en yüksek oranda çimlenmenin meydana geldiği görülmüştür. Çevre sıcaklığının 11°C'ın altına düşmesi halinde bitkinin gelişmesi durmakta, hastalıklar oluşmakta ve sıcaklığın belli bir süre alt limitin altında kalması halinde ise bitki ölmektedir (5) . En çok tüketilen sebzelerden domates, patlıcan ve fasulye tohumlarının minimum çimlenme sıcaklığı 10°C, biber tohumlarının minimum çimlenme sıcaklığı ise 8°C'dır. Optimum sıcaklık istekleri domatesten 20-24°C, biberde 20-30°C, patlıcanda 25-30°C, hıyarda 16-24°C ve fasulyede 20-25°C'dır (6) .

Her bitkinin tohumlarının çimlenmesi, çiçek tomurcuklarının oluşması, polen tozlarının çimlenmesi ve meyvelerin gelişimi

sürecinde sıcaklığın belirli limitlerin altına düşmesi o bitkinin hastalanması, ürün vermemesi ya da ölmesine yol açacaktır. Sıcaklığın belirli limitlerin altına düşmesi tahmin edilen zamanlarda ve zararlı etkilerinin görüleceği alanlarda çeşitli yöntemlerle bu düşmenin önlenmesi ile zararın en aza indirilmesi ve önemli bir ekonomik kazanç elde edilmesi mümkün olacaktır.

Minimum hava sıcaklığının tahmin edilmesinin önemi yalnızca tarım sektöründe değil, enerji tüketiminde, motorlu araçların bakım ve korunmasında, karayollarındaki ulaşım emniyetinde, bozulabilir gıdaların nakliyesinde, balıkçılıkta ve günlük yaşamı ilgilendiren daha pek çok alanda da oldukça büyüktür.

1.4. Konuya İlişkin Yapılan Çalışmalar ve Kritiği

Objektif hava tahmini yöntemleri genel olarak iki bölümde toplanabilir. Bunlardan birincisi istatistiksel yöntemler diğeri ise dinamik yöntemlerdir. Dinamik yöntemler, atmosferin hidrodinamik hareket denklemlerini temel alan hava tahmin yöntemleridir. Bu yöntemlerle sıcaklık, sabit basınç yüzeylerinin yükseklikleri, rüzgar ve yüzey basıncı gibi bazı meteorolojik parametrelerin tahmininde önemli gelişmeler kaydedilmiştir. Meteorolojik parametrelerin küçük ölçekteki değişimlerinin tahmininde ise istatistiksel yöntemler daha başarılı olmuştur.

İstatistiksel teknikler en çok meteorolojide kullanılmış, bu nedenle de en önemli gelişmelerini bu alanda yapmıştır. Dinamik yöntemlerde istatistiksel yöntemlerle birlikte kullanıldığında daha iyi sonuçlar vermiştir (7) .

En çok kullanılan istatistiksel tekniklerden başta geleni basit lineer regresyondur. C.L. GODSKE (1962) Bergen'de (Norveç) saat 1400 lokaldeki sıcaklık değerlerini kullanarak Nisan ayı minimum sıcaklık tahmini için,

$$\hat{T}_{\min} = 0.555 T_{14} - 1.66 \quad (1.1)$$

bağıntısını elde etmiştir (8) .

BOYDEN (1937), benzer şekilde,

$$\hat{T}_{\min} = 0.5 (T_{\max} + T_d) - k \quad (1.2)$$

ifadesini bulmuştur (8) . Burada T_d maksimum sıcaklığın ölçüldüğü saatteki çiğ noktası sıcaklığı, k ise gece için tahmin edilen bulutluluk ve rüzgara bağlı bir parametredir.

BARTHAM (1964), Saunder süreksizlik sıcaklığından (T_r) hareket ederek,

$$\hat{T}_r = 0.5 (T_{\max} + T_d) - C \quad (1.3)$$

ifadesini elde etmekte, daha sonra süreksizlik sıcaklığı ile minimum sıcaklık arasındaki ilişkiyi belirleyerek minimum sıcaklığı elde etmektedir (9) . Bunun için Barthram çeşitli nomogramlar geliştirmiştir.

N. YACOVAR (1968), Winnipeg (Kanada) için minimum sıcaklığın ortalama minimum sıcaklıktan olan sapmasını,

$$\begin{aligned} \hat{T}_{\min}(a) = & 1.466 T_{85}(C) + 0.381 T_{\min}(XD) \\ & + 0.621 \rho_{85} - 3.036 \text{ SOG}(WG) \\ & + 0.229 T_{\min}(WG) - 0.193 T_{\min}(QR) \end{aligned} \quad (1.4)$$

şeklinde elde etmiştir (10) . Bu ifade de $T_{85}(C)$ C grid noktasındaki 850 hPa sıcaklık anomalisi, $T_{\min}(XD)$ bir önceki güne ait minimum sıcaklık değeri, ρ_{85} 850 hPa vortisiti değeri, SOG(WG) Winnipeg'deki kar kalınlığı (inch), $T_{\min}(QR)$ Regina'daki bir önceki güne ait minimum sıcaklık anomalisidir.

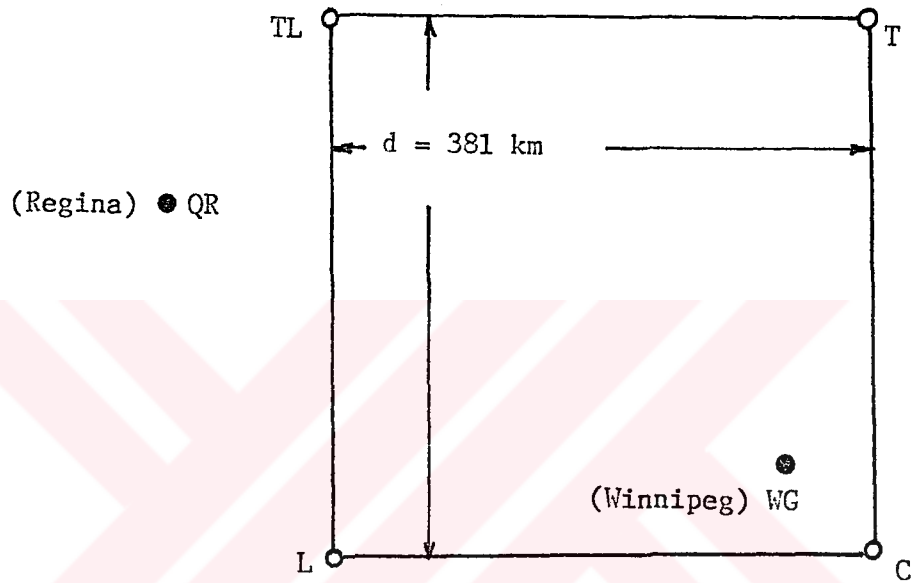
Yacovar bu tahminde çoklu korelasyon katsayısını $r=0.815$ olarak bulmuştur. Kullanılan grid şebekesi ŞEKİL 1-2'de gösterilmiştir.

Britanya Meteoroloji Teşkilatı, Ekim 1978'den Mart 1981'e kadar olan "10 Seviyeli Küresel Model" çıktılarını kullanarak minimum ve maksimum sıcaklıkların tahmini için çoklu lineer regresyon

denklemlerini geliştirmişlerdir (11) . Bunlara bir rnek Heathrow havaalanı için,

$$\begin{aligned} \hat{T}_{\min} = & 0.3 T_{12}(D + 0) + T_k(D + 18) + 0.1RH_{950}(D + 18) \\ & + 0.125 V_{1000}(D + 12) - 169 \end{aligned} \quad (1.5)$$

bağıntısı verilmiştir.



ŞEKİL 1-2. Winnipeg'de minimum sıcaklığın tahmininde kullanılan grid büyüklüğü.

(1.5) bağıntısında $T_{12}(D+0)$ tahmininin yapıldığı zamana ait sıcaklık gözlem değeri, $T_k(D+18)$ 18 saat sonrası için modelden elde edilen 1000-850 hPa kalınlık tahmin değeri, $RH_{950}(D+18)$ 18 saat sonrası için modelden elde edilen 950 hPa bağıl nem tahmin değeri ve $V_{1000}(D+12)$ 12 saat sonrası için modelden elde edilen 1000 hPa (ortalama 10 m yükseklikteki) rüzgar hızı tahmin değeridir.

Buradan elde edilen tahmin değerleri klasik yöntemle (Mc Kenzie ve diğerleri) ve sübjektif olarak yapılan tahminlerle (London Weather Centre ve Merkez Tahmin Bürosu) karşılaştırıldığında oldukça başarılı bulunmuştur.

Benzer bir çalışma Brownsville (Texas) için 1983-84 kışı için yapılmıştır. P. Kevin HLYWIAK ve J. Paul DALLAVELLE (1984), bu çalışmada minimum sıcaklığın tahmini için bağımsız değişken olarak 850 hPa sıcaklığı 30 saatlik tahmin değerini, yer rüzgarı v bileşeni gözlem değerini, 850 hPa rüzgarı v bileşeninin 36 saatlik tahminini, 1000 hPa çiğ noktası sıcaklığının 24 saatlik tahminini, 1000 hPa sıcaklığının 36 saatlik tahminini, 850 hPa higroskopik farkının ($T-T_d$) 24 saatlik tahminini, yüzey sıcaklığı gözlem değerini, 750 hPa dikey hızının 36 saatlik tahminini, yer rüzgar hızının gözlem değerini, yüzey çiğ noktası sıcaklığı gözlem değerini, 700-850 hPa kalınlığının 36 saatlik tahmin değerlerini kullanmışlardır. Aralık ayı için mutlak hata (MAE) 2°C ile 4.2°C arasında değişmektedir (12).

FRANCIS, DAY ve DAVIS (1982), Heathrow, Dyce, Exeter ve Waddington için yapmış oldukları minimum sıcaklık tahmin çalışmalarında prediktör olarak model çıktılarından, 1000 hPa rüzgar hızı, bu hızın u ve v bileşenleri, 950 hPa bağıl nem ve 1000-850 hPa kalınlık, gözlemlerden de sıcaklık, çiğ noktası sıcaklığı ve bulut kapalılık değerlerini kullanmışlardır (13). Değerlendirme sonuçları TABLO 1-1'de verilmiştir.

TABLO 1-1. Tahmin için "Ortalama Karekök Hata (RMSE)" değerleri ($^{\circ}\text{C}$), Ekim 1980 - Mart 1981.

ŞEHİR	TAHMİN SÜRESİ	
	24 Saat	48 Saat
Dyce	1.7	2.3
Exeter	1.9	2.5
Waddington	1.6	2.2
Heathrow	1.8	2.3

MILLER (1958), stepwise tekniğini meteorolojide ilk kez uygulamıştır (14). Böylece pek çok prediktör arasında en uygun olan optimum sayı elde edilmiştir.

WADSWORTH (1948), WHITE (1958) ve JORGENSEN (1959), meteorolojik parametrelerin tahmininde ortogonal Tschebyscheff fonksiyonlarını kullanmışlardır (15) (16) (17) .

MILLER (1962), nonlinear tabiatlarından dolayı lineer regresyon tekniklerinin iyi sonuç vermediği meteorolojik parametreler için diskriminant analizini uygulamıştır (18) .

ROODENBURG (1983), Rotterdam şehri minimum sıcaklığı tahminini iki aşamada gerçekleştirmiştir. Bulutsuz ve adveksiyonsuz bir gece için gündüz absorbe edilen ısıнын etkilerini ihmal ederek, minimum sıcaklığın gündüz oluşan maksimum sıcaklığa ve neme bağlı olduğunu göstermiştir (19) .

Önce, Zestienhoven havalimanı 1500 GMT'ye ait T ve T_d değerlerini kullanarak,

$$\hat{T}_{\min} = -0.23 + 0.439(T + T_d) \quad (1.6)$$

bağıntısını elde etmiştir. Bu bağıntı için korelasyon katsayısı r=0.947, RMSE=2.3°C bulunmuştur. Daha sonra bulut kapalılık miktarı N, rüzgar yönü Y ve mevsimsel etki S=sin (2 π(m-4.5)/12) 'yi yukarıdaki ifadeye katarak,

$$\hat{T}_{\min} = 0.62 + 0.36(T+T_d) + 1.73S + 0.17N + 1.06 Y \quad (1.7)$$

ilişkisini bulmuştur. Yukarıda S eşitliğindeki m, yılın ayını temsil etmektedir. Bu ilişki için r=0.964, RMSE=1.43°C'dır.

LEMCKE (1984), ve KRUIZINGA (1985), sayısal hava tahmin modellerinden elde edilen çıktılarla birlikte gözlem değerlerinin kullanılması ile daha iyi sonuçların alınabileceğini göstermişlerdir (20) (21) .

Fransa Meteoroloji Teşkilatı (1985), operasyonel olarak model çıktılarını kullanarak minimum sıcaklıkların tahminini yapmaktadır (22) . Prediktörler standart basınç seviyelerinin yükseklikleri ve sıcaklıklarıdır. Fransız model çıktıları kullanıldığında 24

saatlik tahmin için ortalama mutlak hata MAE = 1.5 - 2.0°C, 48 saatlik tahmin için MAE = 2.5°C'dır.

Belçika Meteoroloji Teşkilatı (1985), model çıktılarından prediktör olarak 1000 ve 850 hPa seviyelerinin yükseklik ve sıcaklıklarını, ayrıca bulutluluğu kullanmaktadır (22). 36 saatlik tahmin için MAE = 1.6°C, 48 saatlik tahmin için MAE = 1.7°C ve 72 saatlik tahmin için MAE = 2.0°C bulunmuştur.

MASANOBU (1983), 950 hPa sıcaklığı, 500 hPa yüksekliği, 800-600 hPa seviyeleri higroskopik fark lapse-rate'i, 950 hPa seviyesi rüzgar hızı ile hızın u ve v bileşenlerini, 500 hPa rüzgar hızı, 800-950 hPa sıcaklık lapse-rate'i, 600 ve 900 hPa dikey hızı ve yağış miktarını prediktör olarak seçmiştir. Bu prediktörler 6 seviyeli sınırlı saha modelinden elde edilmekte ve step-wise ile 5 tanesi alınmaktadır. 24 saatlik tahminde kış ayları için RMSE = 2.0°C'dır (23).

Konuya ilişkin yapılan çalışmalar genel olarak üç yöntem içinde toplanabilir. Bunlardan birincisi klasik yöntemdir. Bu yöntemi,

$$\hat{T}_{\min} = f_1(X_{t_0}) \quad (1.8)$$

şeklinde ifade etmek mümkündür. Burada X_{t_0} , minimum sıcaklığın tahmininin yapıldığı t_0 anına ve yere ait minimum sıcaklıkla ilişkili gözlem parametreleridir. Çok kısa vadeli (6 saate kadar) olan tahminlerde bu yöntem başarılı sonuçlar vermektedir.

İkinci yöntem, sayısal hava tahmin yöntemlerinin gelişmesi ile ortaya çıkan ve PPM (Perfect Prog Method) diye isimlendirilen tekniktir (24). Bu yöntemde minimum sıcaklık ile minimum sıcaklığın oluştuğu ana ait parametre gözlem değeri (X) arasındaki ilişki bulunmakta,

$$\hat{T}_{\min} = f_2(X) \quad (1.9)$$

ve daha sonra minimum sıcaklığın tahmini yapılacak t anına ait X

parametrelerinin $\hat{X}_t$ tahmin değerleri sayısal hava tahmin modelinden elde edilerek (1.9) ifadesi vasıtası ile,

$$\hat{T}_{\min}(t) = f_3(\hat{X}_t) \quad (1.10)$$

bağıntısından istenilen minimum sıcaklığın tahmini bulunmaktadır. Bu yöntem, minimum sıcaklığın tahmininde kullanılan meteorolojik parametrelerin sayısal hava tahmin yöntemleri ile başarılı bir şekilde tahminine bağlıdır.

Üçüncü yöntem ise, sayısal hava tahminlerinde başarılı sonuçların alınmaya başlaması ile gelişen MOS (Model Output Statistics) tekniğidir (25). Bu yöntemde, minimum sıcaklık ile minimum sıcaklığın oluştuğu ana ait sayısal hava tahmin modelinden elde edilen parametreler ($\hat{X}_t$) arasındaki ilişkiden yararlanılmaktadır.

$$\hat{T}_{\min}(t) = f_4(\hat{X}_t) \quad (1.11)$$

ifadesi ile $\hat{T}_{\min}$ bulunmaktadır. Bu yöntem ile minimum sıcaklığın 2-3 gün öncesinden tahmin edilmesinde oldukça başarıya ulaşılmasına rağmen, sayısal hava tahmin modelinde yapılan değişikliklerden sonra bu ilişkinin bozulması, yeniden regresyon denklemlerinin elde edilmesi için belli bir süreye ihtiyaç olması büyük zorluklar yaratmaktadır.

1.5. Çalışmanın Amacı

Hava sıcaklığı ve özellikle de minimum hava sıcaklığı tahmini oldukça güç meteorolojik parametrelerden bir tanesidir. Çünkü yerel şartlara da bağlı olarak, rüzgar ve bulutluluk gibi sürekli ve ani değişme gösteren parametreler, minimum sıcaklık üzerinde önemli rol oynarlar. Ülkemiz ve bazı ülkelerin hava tahmini yapılan merkezlerinde sübjektif olarak yapılan minimum sıcaklık tahminleri genel olarak bulutluluk ve rüzgara bağımlı olarak yapılmaktadır. Bu nedenle de sübjektif olarak yapılan minimum sıcaklık tahminleri fazla başarılı olamamakta ve bazen büyük oranda sapmalar görülmektedir.

Bu çalışmanın amacı, bulutluluk ve rüzgarı nem transferi içinde

göz önüne alarak bu parametrelerin tahminine bağımlı olmayan bir yöntem geliştirmektedir. Ayrıca, hemen hemen tüm istatistiksel tahmin yöntemlerinde uygulanan, aynı istasyona ait verilerden yararlanma yerine çevre istasyonların da verilerinden faydalanarak yöntemle dinamiksel bir yaklaşım getirilmesi amaçlanmıştır.

Yöntemin uygulanma alanı olarak Antalya ilinin seçilmesinin nedeni turfanda sebzeciliğin (tarla turfandacılığı ve seracılık) en çok bu ilde gelişmiş olmasındandır. Gerek turfanda ve gerekse normal mevsimi içinde Türkiye'de üretilen domates, patlıcan, dolmalık ve sivri biber, hıyar, taze fasulye ve sakız kabağın %25.75'i Akdeniz Bölgesinde, bu bölge içinde de %29.35'i Antalya'da üretilmektedir (26) .

Yöntem uygulanabilir bir araç haline getirildiğinde ürün kazancı ve enerji tasarrufu önemli bir ekonomik katkı olacaktır.

Çalışmada daha çok Mart ayı sıcaklıklarının araştırılması amaçlanmıştır. Çünkü, Mart ayı sıcaklıkları turfanda sebzecilik açısından çok kritik değerler alabilecek bir aralıkta, -1.6°C ile 27.7°C arasında değişmektedir(*). Bu ay içinde diğer meteorolojik parametrelerdeki değişim de geniş bir aralık içinde yer almaktadır.

(*) 1929-1985, 57 yıllık gözlem verilerine göre.

BÖLÜM 2
ANTALYA İLİNİN TARIM VE İKLİM ÖZELLİKLERİ

2.1. Antalya İlinin Tarım Özellikleri

Antalya ili ülkemizde en çok tüketilen sebzeler ile bazı meyvaların üretiminde başta gelen illerimizden birisidir. Sebzelerin daha çok turfanda olarak yetiştirildikleri göz önüne alınırsa, bu ilimizin ülke tarımındaki önemi daha iyi anlaşılacaktır.

1980 yılı verilerine göre, Türkiye'de yılda üretilen 30 000 ton muzun 22 800 tonu, 679 000 ton portakalın 237 973 tonu, 8 880 000 ton karpuz, domates, hıyar, taze fasulye, patlıcan, dolmalık ve sivri biber ile sakız kabağın da 735 160 tonu Antalya'da üretilmektedir (26). Ayrıntılı bilgi TABLO 2-1'de verilmiştir.

TABLO 2-1. Türkiye'de yetiştirilen bazı sebze ve meyvaların yıllık üretimi (bin ton) ile bu üretimde Akdeniz Bölgesi ve Antalya'nın % olarak payları.

	ÜRETİLEN SEBZE VE MEYVALAR									
	Domates	Hıyar	Taze Fasulye	Patlıcan	Dolmalık ve Sivri Biber	Sakız Kabak	Karpuz	Muz	Portakal	Limon
TÜRKİYE'DE YILLIK ÜRETİM	3550	500	300	650	580	300	3000	30	678	283
AKDENİZ BÖLGESİNİN TÜRKİYE'DEKİ PAYI (%)	25.3	24.9	21.9	32.5	20.2	29.7	26.5	100.0	94.2	98.9
ANTALYA İLİNİN TÜRKİYE'DEKİ PAYI (%)	7.4	8.0	9.5	4.8	3.8	11.4	9.0	78.0	35.0	7.6
ANTALYA İLİNİN AKDENİZ BÖLGESİNDEKİ PAYI (%)	29.4	32.2	43.9	14.7	18.0	38.3	39.7	78.0	37.2	7.8

1980'den 1985'e kadar, özellikle sebze üretiminde, önemli artışlar olmuştur. Bazı sebzelerin üretimi ile ilgili 1980 yılına ait DİE verileri ile sonraki dört yıla ait Antalya Proje ve İstatistik İl Müdürlüğü'nden elde edilen veriler TABLO 2-2'de gösterilmiştir.

TABLO 2-2. Antalya'da 1980-1984 yılları içindeki bazı sebzelerin üretimi (ton) ve 1984'de 1980 yılına göre üretim artışı (%).

SEBZE	Y I L					ÜRETİM ARTIŞI (%)
	1980	1981	1982	1983	1984	
Domates	264 171	263 215	278 685	278 671	296 940	12
Dolmalık ve Sivri Biber	20 991	20 241	26 358	35 721	45 295	116
Patlıcan	31 130	38 535	54 209	45 120	53 958	73
Sakız Kabağı	34 165	28 235	19 630	31 031	49 096	44
Taze Fasulye	28 647	20 917	28 824	33 369	38 221	33
Hıyar	40 156	48 405	46 936	50 915	88 740	121

Antalya'da 1940 yılında başlayan seracılık, plastiğin 1970 yıllarının başından itibaren örtü malzemesi olarak kullanılmaya başlamasından bu yana oldukça gelişme göstermiştir (27) . Bugün seracılığın gelişme hızı %15 gibi önemli bir orana yükselmiştir. Ser alanları ile ilgili resmi olmayan ve bir anket sonucu (1976) belirlenen Antalya ve bazı illerimize ait bilgiler TABLO 2-3'de verilmiştir (28) .

Antalya Proje ve İstatistik İl Müdürlüğü'nden elde edilen seralarla ilgili resmi istatistiklere göre, 1985 yılının ilk yarısının sonunda Antalya ilinde 9345 dekar alana sahip 15 248 cam örtülü sera, 20 215 dekar alana sahip 27 876 adet plastik örtülü sera olmak üzere toplam sera adedi 43 124'e çıkmıştır. Seraların gelişme

oranları TABLO 2-4'de verilmiştir.

TABLO 2-3. Bir anket sonucu (1976) belirlenen Antalya, İzmir, İçel ve Hatay illeri ile Türkiye'ye ait ser alanları.

İLLER	CAM SER		PLASTİK SER		TOPLAM SER	
	Adet	Alan (Dekar)	Adet	Alan (Dekar)	Adet	Alan (Dekar)
Antalya	15 191	7 595	15 309	7 654	30 500	15 249
İzmir	181	252	619	2 520	800	2 772
İçel	159	4 764	8 089	15 619	8 248	20 383
Hatay	102	51	280	760	382	811
Diğerleri	65	28	71	55	136	83
TOPLAM	15 698	12 690	24 368	26 608	40 066	39 298

TABLO 2-4. Antalya'da 1985 yılı ilk yazısı sonundaki mevcut ser alanları ve 1976 yılına göre gelişme (%).

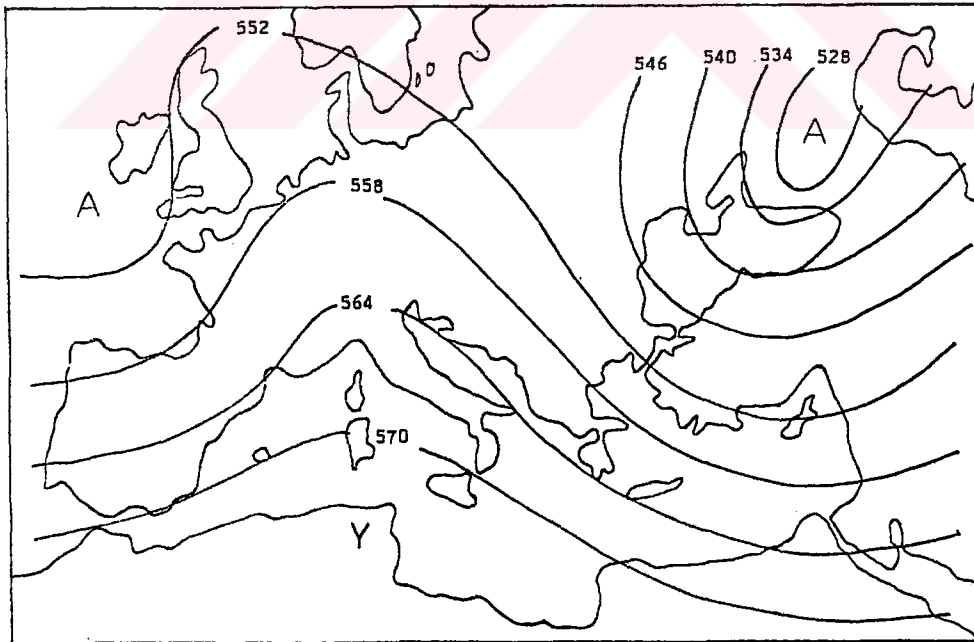
	CAM SER		PLASTİK SER		TOPLAM SER	
	Adet	Alan (Dekar)	Adet	Alan (Dekar)	Adet	Alan (Dekar)
1976	15 191	7 595	15 309	7 654	30 500	15 249
1985 (Temmuz)	15 248	9 345	27 876	20 215	43 124	29 560
Artış (%)	3.8	23.0	82.1	164.1	41.4	93.8

2.2. Antalya İlinin İklim Özellikleri

Antalya'nın iklim özelliklerinin belirlenmesinde daha çok 1979-1984 yıllarına ait 6 yıllık saatlik ölçüm ve gözlem değerleri kullanılmıştır (29). Ekstrem değerler ile bazı parametrelerin ortalama değerlerinde ise 1940-1985 yıllarına ait 46 yıllık gözlem verileri ayrıca göz önüne alınmıştır.

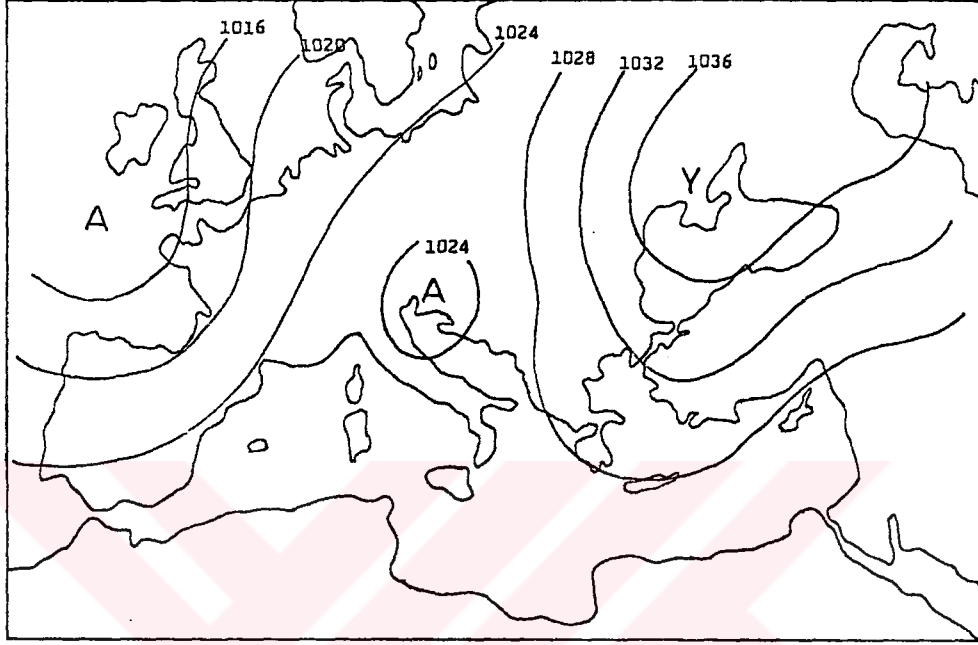
2.2.1. Antalya'yı Etkileyen Hava Kütleleri

Kontinental Arktik: Doğu Akdeniz'e kuzeyli akımlarla inen en soğuk hava kütesidir. Soğuk mevsimde ortalama 4 ya da 5 kez oluşur. Üst seviyelerde Avrupa üzerinde yüksek merkez veya sırt, Batı Rusya üzerinde de alçak merkez görülmektedir. Böyle bir hava kütesinin Antalya'yı etkilediği 1 Mart 1985 gününe ait 500 hPa kartı ŞEKİL 2-1'de görülmektedir.



ŞEKİL 2-1. 1 Mart 1985 gününe ait 0000 GMT 500 hPa sabit basınç kartı.

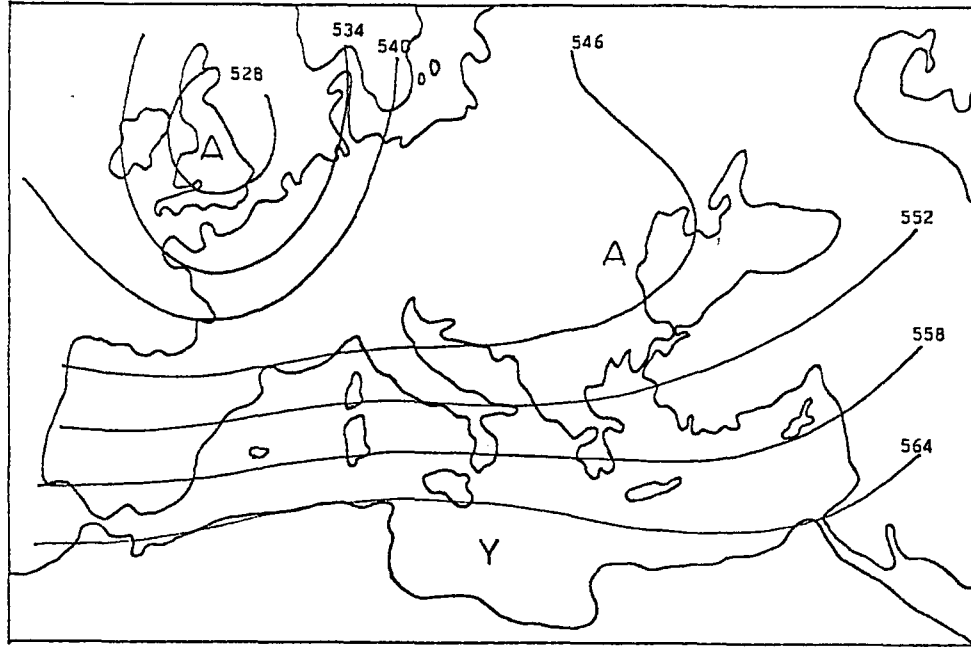
Yerde ise Batı Rusya üzerinde soğuk nüveli bir yüksek basınç merkezi dikkati çeker. Aynı güne ait yer kartı ŞEKİL 2-2'de görülmektedir. 1 Mart 1985 günü Antalya'da minimum sıcaklık -1.6°C ile 46 yılın Mart ayı en düşük sıcaklığı olmuştur.



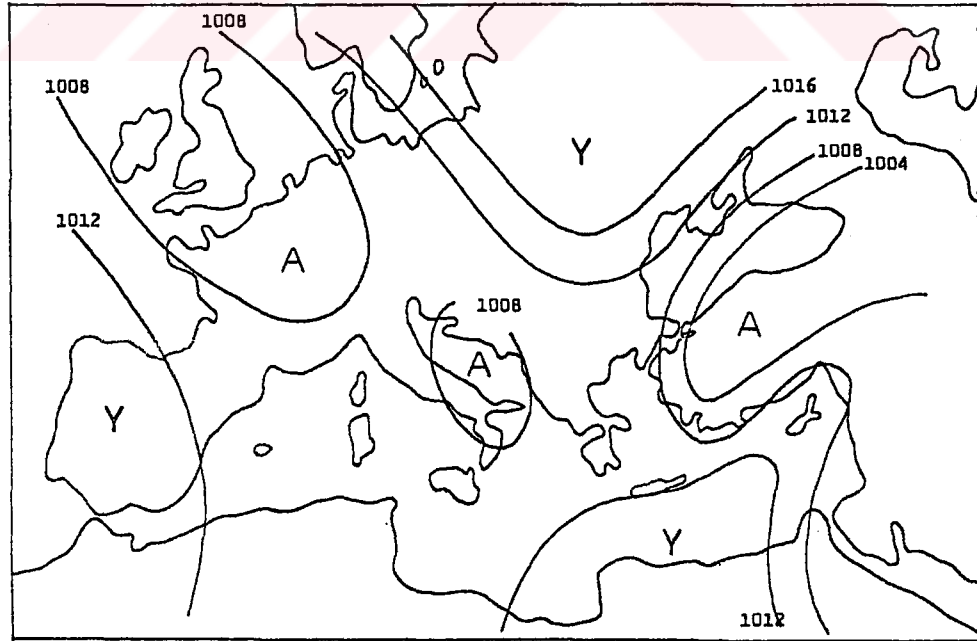
ŞEKİL 2-2. 1 Mart 1985 gününe ait 0000 GMT yer kartı.

Kontinental Polar: Doğulu ve kuzeydoğulu akımların hakim olduğu durumda görülür. Avrupa üzerinde oluşan ve Rusya'ya kadar uzanan yüksek basınç sistemi hakimdir. Kış periyodunda oldukça sık görülür. Bu hava kütesinin etkisi altında Antalya'nın minimum sıcaklığı 2°C ile 6°C arasında değişmektedir (1975-1985 yılları sinoptik durumlarına göre).

Maritim Polar: Soğuk periyod esnasında yılda 5-6 kez Akdeniz'e inen hava kütesidir. Doğu Akdeniz'e gelinceye kadar sıcaklığı artar. Üst seviyelerde batı ve kuzeybatılı akımlar hakimdir. Yerde Anadolu'nun kuzeyinde alçak bir merkez, Doğu Akdeniz ve Doğu Avrupa üzerinde de yüksek basınç merkezleri görülmektedir. Azor anti-siklonu zamanla Orta Akdeniz'e kadar uzanmaktadır. Maritim Polar hava kütesinin hakim olduğu 24 Mart 1985 gününe ait 500 hPa ve yer kartı ŞEKİL 2-3 ve ŞEKİL 2-4'de görülmektedir.

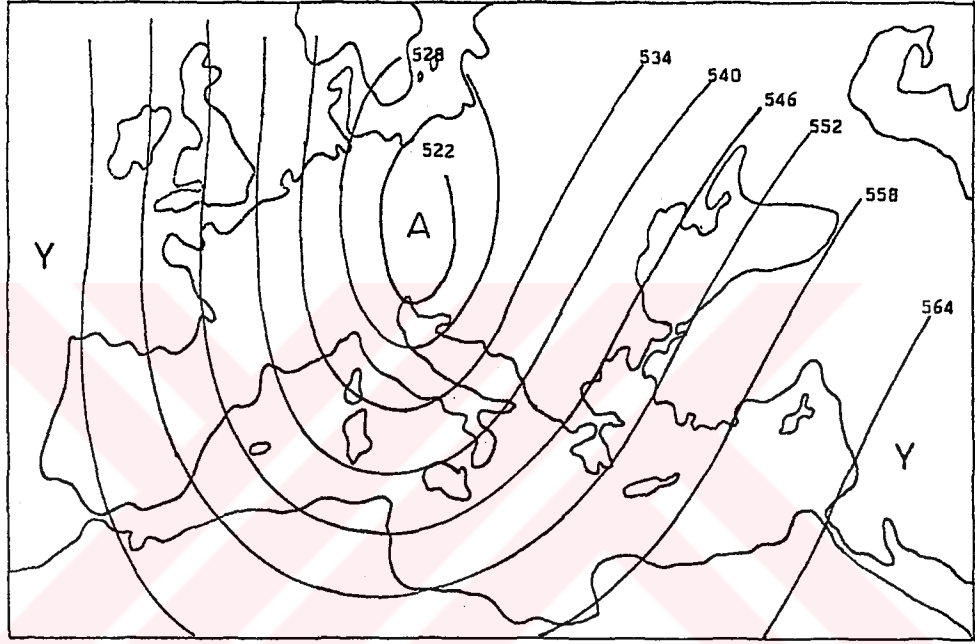


ŞEKİL 2-3. 24 Mart 1985 gününe ait 0000 GMT 500 hPa sabit basınç kartı.



ŞEKİL 2-4. 24 Mart 1985 gününe ait 0000 GMT yer kartı.

Kontinental Tropikal: Kuzey Afrika üzerinden gelen sıcak bir hava kütlesidir. Yerde ve yüksekte Doğu Avrupa üzerinde geniş bir sahayı kapsayan alçak merkezler görülmektedir. Kontinental Tropikal hava kütlesinin Antalya'yı etkisi altına aldığı 18 Mart 1985 gününe ait 500 hPa sabit basınç kartı ŞEKİL 2-5'de görülmektedir.

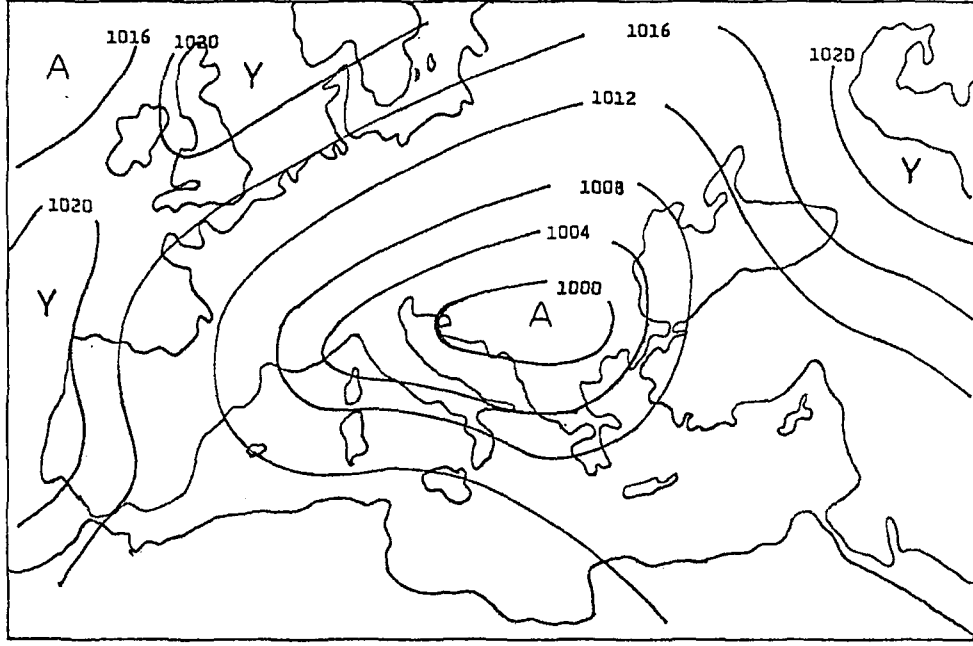


ŞEKİL 2-5. 18 Mart 1985 gününe ait 0000 GMT 500 hPa sabit basınç kartı.

Bu hava kütlesinin hakim olduğu durumlarda Antalya Mart ayı minimum sıcaklığı 9°C ile 12°C arasında değişmektedir. Aynı güne ait yer kartı ŞEKİL 2-6'da görülmektedir.

2.2.2. Antalya ve Çevresini Etkileyen Siklonlar

Antalya ve çevresini genelde Akdeniz'den gelen siklonlar etkilemektedir. Kuzey İtalya üzerinde oluşan siklonlar Yunanistan üzerinden Doğu Akdeniz'e inmektedirler (30) . Akdeniz'de oluşan siklonların ortalama yedi kadarı Mart-Mayıs ayları içinde Antalya ve

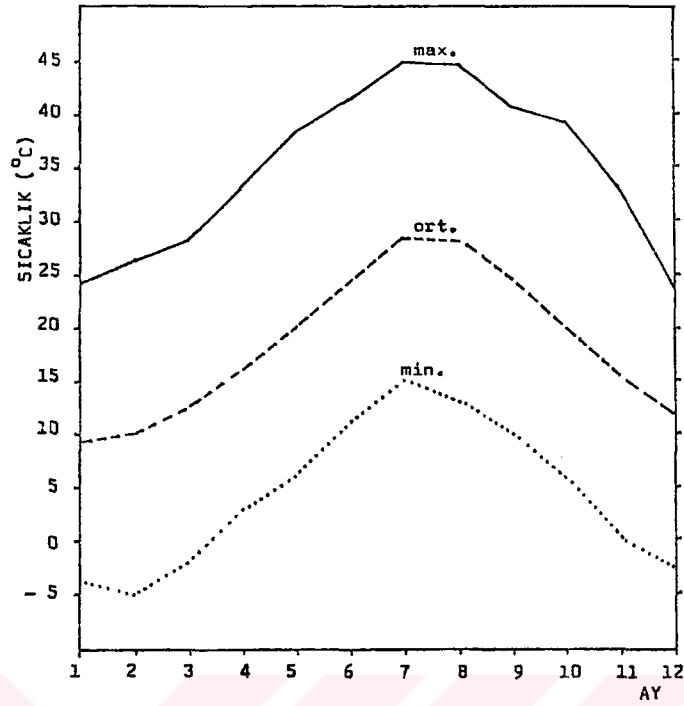


ŞEKİL 2-6. 18 Mart 1985 gününe ait 0000 GMT yer kartı.

çevresini etkilemektedir (31) . Mart ayı ortalaması dört civarında bulunmuştur (1975-1985 yılları arasında). V. Akyıldız 1980-1982 yılları kış dönemi için Antalya çevresini etkileyen toplam siklon sayısını 8 olarak elde etmiştir (32) .

2.2.3. Antalya'da Sıcaklığın Değişimi

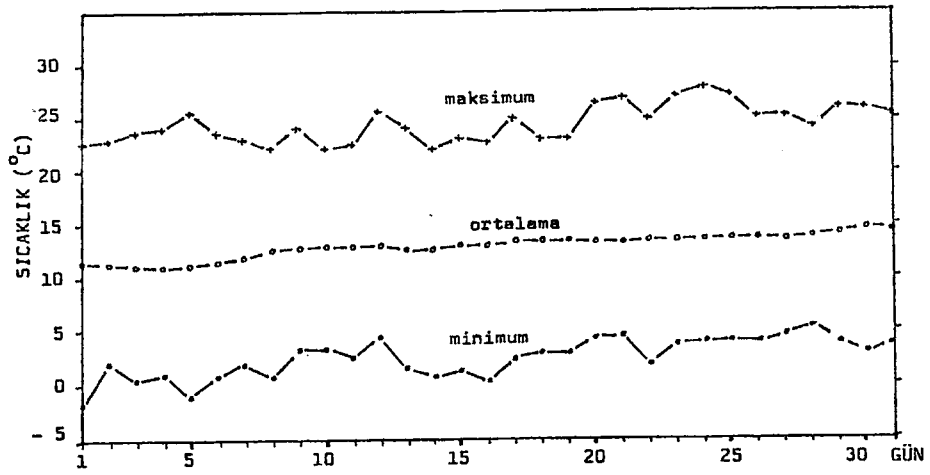
Antalya'nın yıllık ortalama sıcaklığı 18.2°C , soğuk aylar (Kasım, Aralık, Ocak, Şubat, Mart) ortalaması 11.4°C 'dir. En soğuk geçen ay ortalama 9.5°C ile Ocak, en sıcak geçen ay ise 27.4°C ile Temmuz ayıdır. Mart ayı ortalama sıcaklığı 12.3°C 'dir. 57 yıl içinde en düşük sıcaklık Şubat ayı içinde (5 Şubat 1950) -4.6°C , en yüksek sıcaklık Temmuz ayı içinde (16 Temmuz 1977) 44.7°C olarak ölçülmüştür. Aynı süre içinde Mart ayı minimum sıcaklığı -1.6°C (1985), maksimum sıcaklığı ise 27.7°C (1977) olmuştur. Antalya'nın aylık ortalama, minimum ve maksimum sıcaklıklarının yıllık değişimi ŞEKİL 2-7'de görülmektedir.



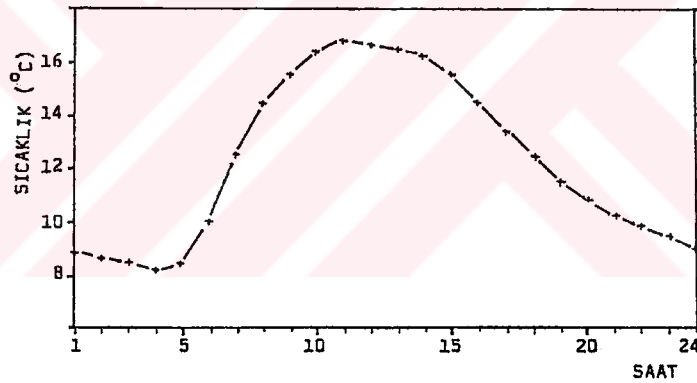
ŞEKİL 2-7. Antalya'nın aylık ortalama, minimum ve maksimum sıcaklıklarının yıl içindeki değişimi.

Mart ayı içinde ortalama sıcaklık ilk haftanın sonlarına doğru birkaç derece yükselmekte, bu yükseliş daha sonra yavaş bir tempo-
da devam etmektedir. Maksimum sıcaklık ilk üç hafta genel olarak 25°C'ın altında daha sonra da üzerinde bulunmaktadır. Minimum sıcaklık ayın ilk haftasında 0°C'ın altına düşebilmekte, ayın geri kalan günlerinde 0°C ile 5°C arasında seyretmektedir. Sıcaklıkların Mart ayı içindeki değişimi ŞEKİL 2-8'de görülmektedir.

Aynı ay içinde sıcaklık 0400 GMT civarında en düşük değere inmekte, 1100 GMT civarında da en yüksek değere ulaşmaktadır. Antalya'da Mart ayı sıcaklıklarının gün içindeki değişimi ŞEKİL 2-9'da gösterilmiştir.



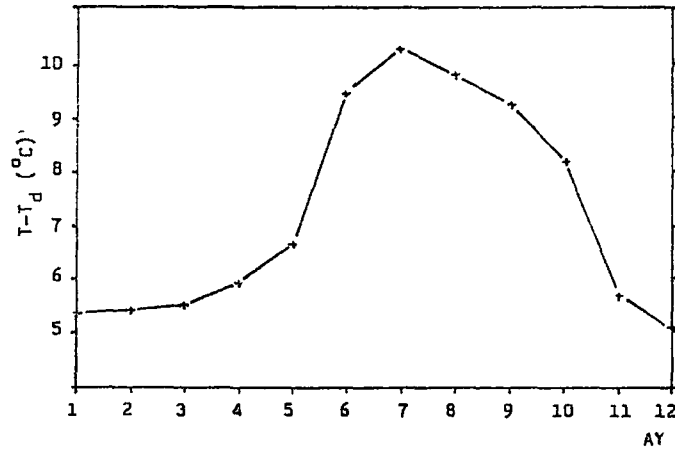
ŞEKİL 2-8. Mart ayı günlük ortalama sıcaklıkların ay içindeki değişimi (1929-1980, 51 yıllık).



ŞEKİL 2-9. Antalya'da Mart ayı saatlik ortalama sıcaklıkların günlük değişimi.

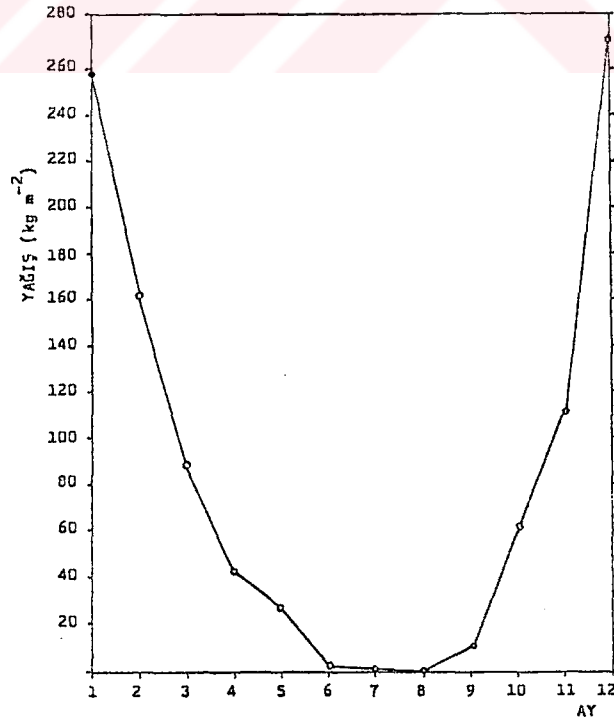
2.2.4. Nem ve Yağış

Nemin ölçüsü olarak sıcaklık ile çiğ noktası arasındaki higroskopik fark alınmıştır. Aylık ortalamalar incelendiğinde; Kasım, Aralık, Ocak, Şubat ve Mart aylarına ait higroskopik farkların en düşük olduğu ya da nemin en fazla bu aylarda bulunduğu tespit edilmiştir. Higroskopik farkların yıl içindeki değişimi ŞEKİL 2-10'da gösterilmiştir.



ŞEKİL 2-10. Antalya'da aylık $T-T_d$ ortalamalarının yıllık değişimi.

Aylık ortalama yağışlar göz önüne alındığında, bu aylarda Antalya iline düşen yağışlar yıllık ortalamanın üzerinde olmaktadır. En nemli ay 5.1°C 'lık higroskopik fark ve 265 kg/m^2 'lik yağışla Aralık ayıdır. Haziran, Temmuz, Ağustos ve Eylül ayları en kurak aylardır. Aylık ortalama yağışların yıllık değişimi ŞEKİL 2-11'de gösterilmiştir.

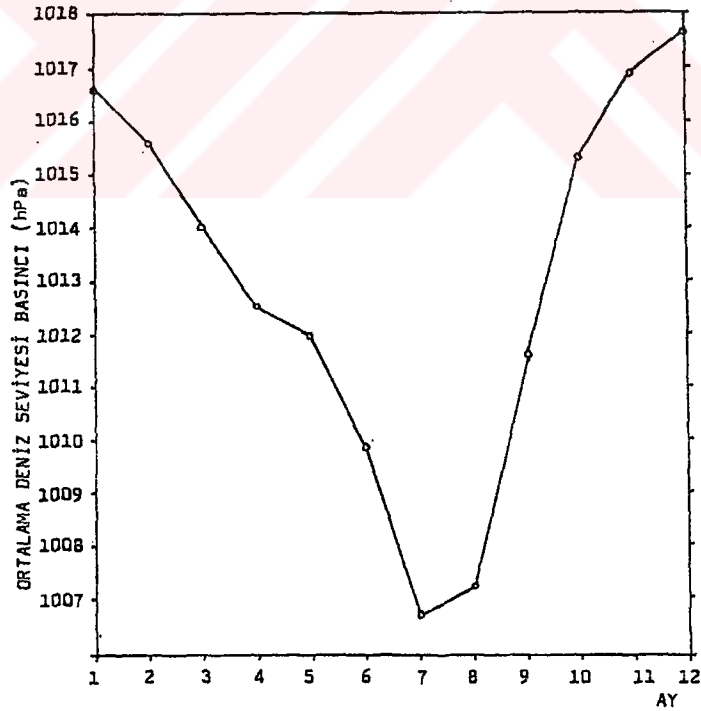


ŞEKİL 2-11. Antalya'da aylık ortalama yağışların yıl içindeki değişimi.

Mart ayı günlük ortalama yağış 2.9 kg/m² civarındadır. Ayın ilk yarısında yağışlar daha çok ortalamanın altında, ikinci yarısında ise üstünde olmaktadır. Aynı ay içinde nemlilik saat 1700 GMT ile 0600 GMT arasında günlük ortalamanın üzerinde olmaktadır.

2.2.5. Basınç ve Rüzgar

Antalya'nın yıllık ortalama "Ortalama Deniz Seviyesi (MSL)"ne indirilmiş basınç değeri 1013.0 hPa'dır. Yılın soğuk yarısında basınç değeri yıllık ortalamanın üzerinde, sıcak yarısında ise altında bulunmaktadır. Yaz aylarında Antalya Basra alçak basıncının etkisine görmektedir. Mart ayı ortalama MSL basınç değeri 1014.0 hPa olup günlük değişimi bu ortalamadan 1-2 hPa sapmaktadır. Antalya'da basıncın yıllık değişimi şEKİL 2-12'de gösterilmiştir.



şEKİL 2-12. Antalya'da aylık ortalama MSL basıncının yıllık değişimi.

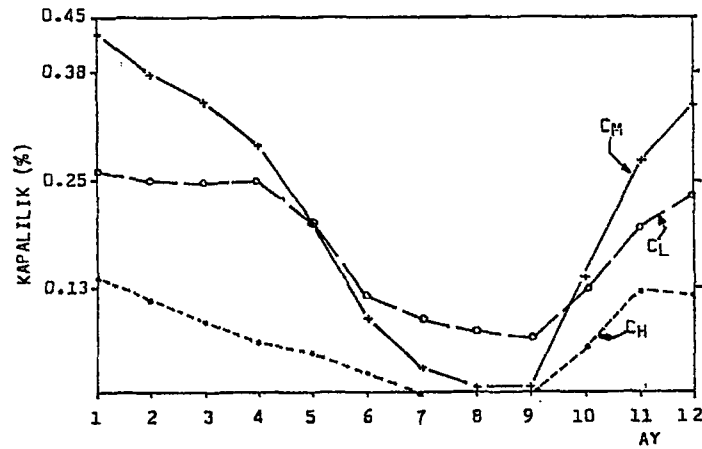
Antalya'nın yıllık ortalama rüzgar şiddeti 3.1 m/s'dir. Ortalama en kuvvetli rüzgar Ocak ve Şubat aylarında, en hafif rüzgar da Eylül ve Ekim aylarında görülmektedir. Deniz suyu sıcaklığı ile kara sıcaklığı arasındaki fark rüzgarın yön ve şiddetinde etkili olmaktadır.

Mart ayı ortalama rüzgar şiddeti 3.5 m/s'dir. Hakim yön kuzeyli, ikinci yön ise güneylidir. Rüzgar hızı günlük olarak sıcaklığa bağlı olarak değişmektedir. Sıcaklığın yükselmeye başladığı 0700 GMT'den itibaren hız artmaya başlamakta ve 1200 GMT civarında maksimuma ulaşmaktadır.

2.2.6. Güneşlenme ve Bulutluluk

Antalya güneş enerjisi bakımından önemli potansiyele sahip illerimizden birisidir. Güney ışınları şiddetinin yıllık ortalaması 292.9 W/m²'dir. Mart ayı ortalaması ise 286.6 W/m²'dir.

Yılın %38'i açık ve az bulutlu, %47'si parçalı bulutlu ve %15'i de çok bulutlu veya kapalı olarak geçmektedir. Aylık ortalama bulut kapalılık yüzdelerinin yıllık değişimi ŞEKİL 2-13'de gösterilmiştir.



ŞEKİL 2-13. Antalya'da aylık ortalama alçak (C_1), orta (C_M) ve yüksek (C_H) bulut kapalılıklarının yıl içindeki değişimi.

Mart ayının %20'si açık ve az bulutlu, %56'sı parçalı bulutlu ve %24'ü de çok bulutlu ve kapalı olarak geçmektedir. Bu ay içinde bulutluluk geceleri az, dikine faaliyetlerden dolayı da gündüzleri daha çok olmaktadır.

Yılın soğuk yarısında Antalya üzerinde daha çok orta bulutlar, sıcak yarısında ise alçak bulutlar oluşmaktadır. Yılın en az bulut örtüsü ile geçen ayı Eylül'dür. En çok bulutluluk ise Aralık, Ocak, Şubat ve Mart aylarında görülmektedir.



BÖLÜM 3

SICAKLIK TAHMİNİ AÇISINDAN ATMOSFERDE SICAKLIĞIN DİĞER METEOROLOJİK PARAMETRELERE BAĞIMLILIĞININ İNCELENMESİ

3.1. Giriş

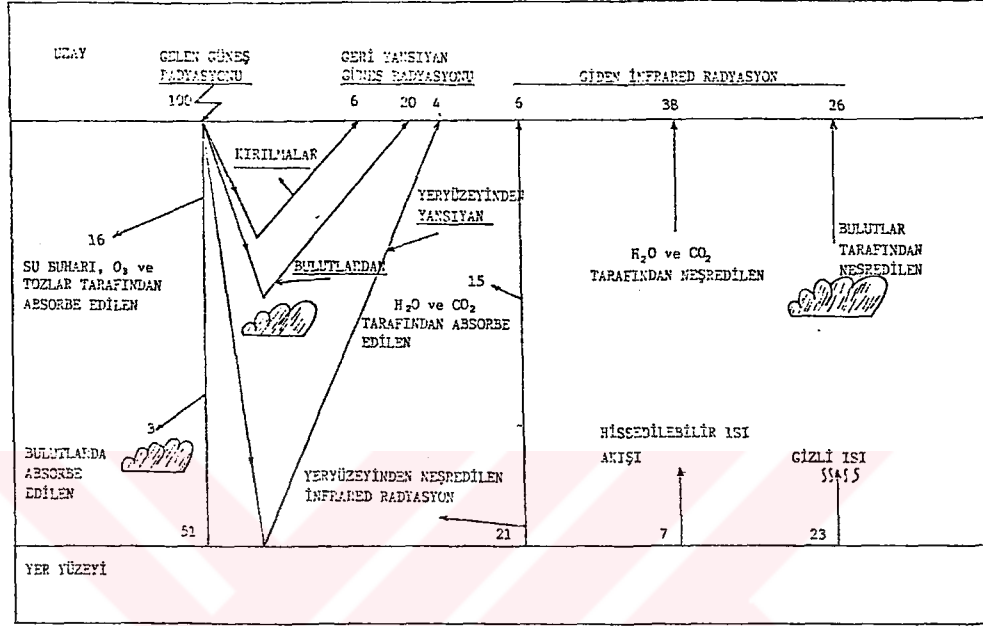
Herhangi bir yerde günün belli bir saatindeki sıcaklığı tahmin edebilmek için, sıcaklığın diğer meteorolojik parametrelere bağlı olarak nasıl değiştiğinin bilinmesi gerekmektedir.

Dünyanın enerji kaynağı güneştir. Dünya (yerküre ve atmosferi) ile dünyanın dışında kalan uzay arasındaki enerji transferi radyasyonla olmaktadır. Yerküre ve atmosferi, çok büyük çoğunluğu ile, güneşten elektromagnetik dalgalarla gelen enerjiyi absorbe etmekte ve uzaya radyasyonla enerji neşretmektedir. Uzun dönemde absorbe edilen ve neşredilen enerji hemen hemen denge halindedir.

ŞEKİL 3-1'de, aktüel gözlemlere dayanılarak elde edilen yerküre-atmosfer sisteminin tahmin edilen yıllık ortalama küresel enerji dengesi görülmektedir. Atmosferin üst yüzeyine gelen 100 birimlik güneş radyasyonu 345 W/m^2 'lık enerjiyi temsil etmektedir (33) .

Gelen 100 birimlik güneş enerjisinin 16'sı serbest atmosferdeki su buharı, toz parçacıkları ve ozon tarafından, 3'ü bulutlarda absorbe edilir. Toplam 30 birimden 6'sı serbest atmosferdeki kırılma ve yansımalarla, 20 birimi bulutlardan ve 4 birimi de yeryüzeyinden yansıyarak doğrudan uzaya geri döner. Artı kalan 51 birim enerji yeryüzeyi (karalar ve denizler) tarafından absorbe edilir. Yeryüzeyi tarafından absorbe edilen bu 51 birim enerjinin 21 birimi infrared radyasyonla, 7 birimi hissedilebilir ısı akışı ile ve geri kalan 23 birimi de gizli ısı şeklinde atmosfere döner. Infrared radyasyonla doğrudan yeryüzeyinden 6 birim, serbest atmosferdeki su buharı ve karbondioksitten 38 birim ve bulutlardan 26 birim olmak üzere toplam 70 birim uzaya dönerek dünya-atmosfer sisteminin ısı dengesi kurulmuş olur.

Isının radyasyonla transferi ile birlikte, hissedilebilir ve gizli ısının değişimi de atmosferdeki enerjinin dağılımında önemli rol oynar.



ŞEKİL 3-1. Yeryüzü-atmosfer sisteminin yıllık küresel enerji dengesi (Understanding Climatic Change, U.S. National Academy of Sciences, Washington, D.C., 1975, p.14).

3.2. Sıcaklığın Radyasyonla Değişimi

P kalınlığındaki bir atmosfer tabakasının sıcaklığının radyasyonla lokal olarak değişmesi, F tabakaya gelen net radyasyon miktarı olmak üzere,

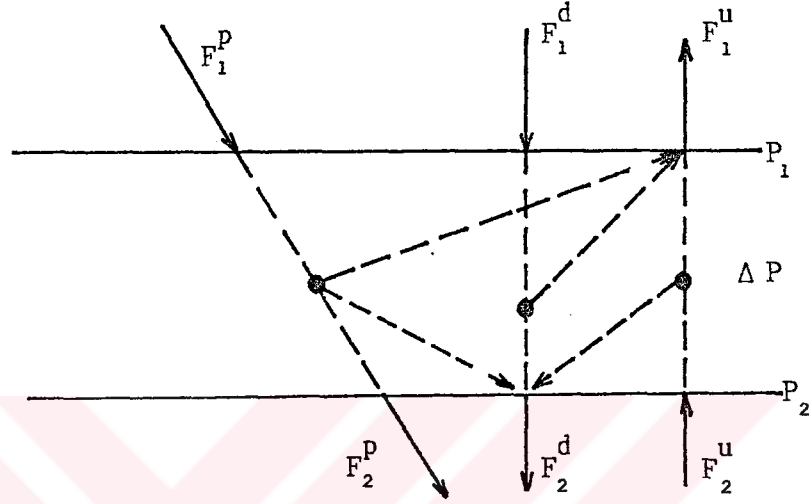
$$\left(\frac{\Delta T}{\Delta t}\right)_{\text{rad}} = -r(q) \frac{\Delta F}{\Delta p} \quad (3.1)$$

şeklinde ifade edilebilir. Burada $r(q)$ neme bağlı bir katsayıdır.

Eğer tabakaya güneşten gelen kısa dalga radyasyon miktarı F_s , yeryüzeyi ve atmosferin diğer tabakalarından gelen uzun dalga boylu radyasyon miktarı F_T ile gösterilirse,

$$F = F_S + F_T \quad (3.2)$$

olur. ŞEKİL 3-2'de bir tabakaya, radyasyonun üç şekilde gelebileceği gösterilmiştir.



ŞEKİL 3-2. Paralel ve difüzyona uğramış (yukarı ve aşağı) radyasyon akımları (ECMWF Research Manual 3, p. 2.2, 1985).

- a) Güneşten gelen ve difüzyona uğramamış paralel ışın demeti şeklinde (F^P),
- b) Difüzyona uğramış aşağı doğru (F^d),
- c) Difüzyona uğramış yukarı doğru (F^u) akım şeklindedir.

Bu akımlar tabaka içinde tekrar difüzyona uğrayarak ve yansıyarak tabakadan çıkarlar. Tabakaya giren ve tabakadan çıkan radyasyon miktarları arasındaki ilişki,

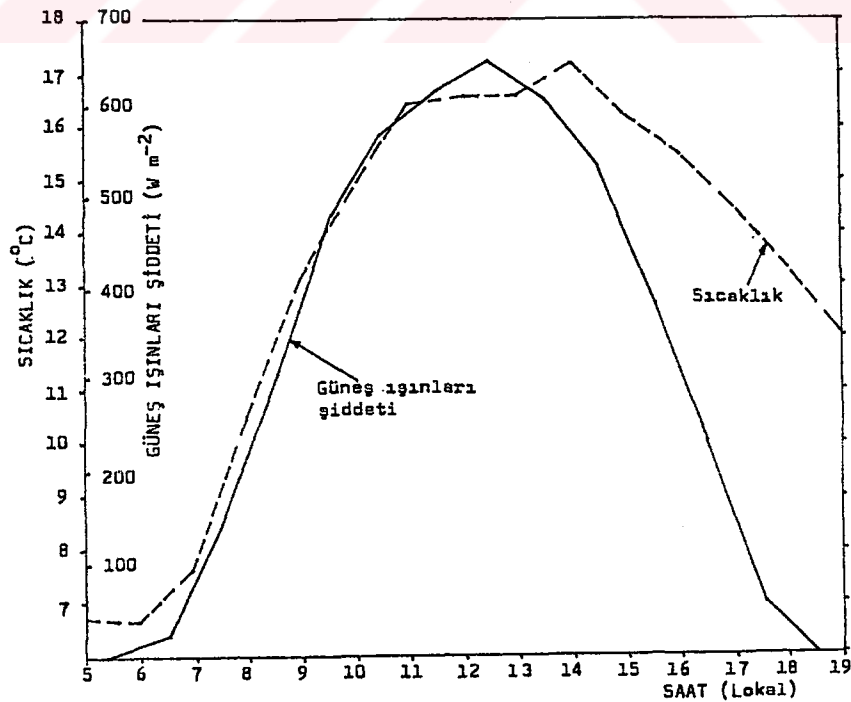
$$\begin{bmatrix} F_2^P \\ F_2^d \\ F_2^u \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} a_1 & 0 & 0 \\ a_2 & a_4 & a_5 \\ a_3 & a_5 & a_4 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} F_1^P \\ F_1^d \\ F_1^u \end{bmatrix} \quad (3.3)$$

şeklindedir (34) . Burada a_1 tabakanın paralel gelen radyasyonu geçirgenlik katsayısı, a_2 paralel akımın aşağı doğru difüzyon katsayısı, a_3 paralel akımın yukarı doğru olan difüzyon katsayısı, a_4 tabakanın aşağı veya yukarı doğru difüzyona uğramış akımları geçirgenlik katsayısı, a_5 'de tabakanın difüzyona uğramış radyasyonu yansıtma katsayısıdır.

Atmosferin alt ve üstündeki sınır şartları kullanılarak ve tabakanın özellikleri (bulutluluk, gazlar) göz önüne alınarak (3.3) denklemi çözülebilir. Bu durumda t zaman aralığında tabakanın sıcaklığındaki değişme,

$$(\Delta T)_{\text{rad}} = \frac{r(q)}{P_1 - P_2} \Delta t \left[(F_1^p - F_2^p) + (F_1^d - F_2^d) + (F_1^u - F_2^u) \right] \quad (3.4)$$

olacaktır. Yüzey sıcaklığının gelen güneş radyasyonuna bağlı olarak değişmesine bir örnek ŞEKİL 3-3'de görülmektedir. 1985 Mart ayına ait Antalya'da ölçülen gelen güneş ışınları şiddeti (W/m^2) ile sıcaklıkların saatlik ortalamaları karşılaştırıldığında, gelen radyasyon maksimuma (652 W/m^2) ulaşınca kadar sıcaklıktaki değişme radyasyondaki değişmeye paralel olmaktadır. Sıcaklıktaki azalma



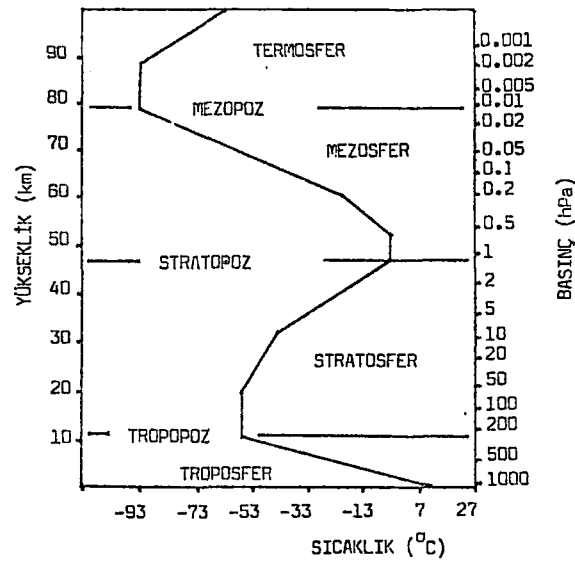
ŞEKİL 3-3. Antalya'da 1985 Mart ayında ölçülen saatlik ortalama güneş ışınları şiddeti ve sıcaklık değerleri.

ise aynı oranı takip etmemektedir. Uzun dalga boylu radyasyonlardan dolayı soğuma daha yavaş olmaktadır.

3.3. Atmosferde Sıcaklığın Dikey Değişimi

Sıcaklık, yer yüzeyinden itibaren yükseldikçe ilk 10 km'lik tabaka içinde genel olarak azalır. Lapse-rate olarak bilinen bu azalma oranı, $\Delta T / \Delta Z = 7^{\circ}\text{C}/\text{km}$ civarındadır. Bir yerden başka bir yere hayli değişiklik gösteren bu oran, yer yüzeyine çok yakın tabakaların dışında hiçbir zaman $10^{\circ}\text{C}/\text{km}$ 'yi aşamaz.

Sıcaklığın yükseklikle değişimine bir örnek ŞEKİL 3-4'de, orta enlemler için gözlemlerden yararlanılarak oluşturulan model atmosfer, "Amerikan Standart Atmosferi" alınmıştır. Sıcaklığın yükseklikle değişimine göre atmosfer dört tabakaya ayrılmıştır. Hava kütlelerinin %80'inden fazlasına ve atmosferdeki su buharının hemen hemen tamamına sahip olan ilk 10 km'lik "Troposfer" tabakasında sıcaklık yükseklikle azalır. Bu tabakanın üst sınırı olan "Tropopoz"da, ekvator ve kışın hüküm sürdüğü yarı kürenin kutbu üzerinde -70°C 'a kadar düşer. İkinci tabaka olan "Stratosfer" de sıcaklık yükseklikle artar ve tabakanın üst sınırı olan "Stratopoz" da, yazın hüküm sürdüğü yarı kürenin üzerinde ($\sim 50 \text{ km}$ 'de) 0°C 'a



ŞEKİL 3-4. Atmosferde sıcaklığın dikey değişimi.

ulaşır. Üçüncü tabaka olan "Mezosfer"de sıcaklık tekrar düşmeye başlar ve "Mezopoz"da yazın hüküm sürdüğü yarı kürenin üzerinde -100°C 'ın altına, diğer yarı küre üzerinde de -40°C 'a düşer. Dördüncü tabaka "Termosfer"de ise sıcaklık güneşin aktivitesine bağlı olarak 2000°C mertebelerine ulaşır.

3.4. Troposferde Sıcaklığın Değişimi

Troposferin birinci derecedeki enerji kaynağı yer yüzeyidir. Isı, yer yüzeyinden uzun dalga boylu radyasyonla, hissedilebilir ve gizli ısı olarak troposfere transfer edilir. Diğer taraftan güneşten gelen radyasyonun %2'den daha az kısmı, dalga boyu $\lambda \leq 0.31 \mu\text{m}$ olanlar, üst atmosfer tarafından absorbe edilir ve %98'den fazlası, $\lambda > 0.31 \mu\text{m}$ olanlar, troposfere ulaşır. Troposferdeki bulutluluğa bağlı olarak da bu gelen radyasyonun %1-2'den %50'nin üzerine kadar olan bölümü geri yansıtılır ve infrared bandında olan dalgaların ise ($\lambda \sim 0.7-4 \mu\text{m}$) hemen hemen tamamı troposferdeki su buharı tarafından absorbe edilir.

Yeryüzeyinin neşrettiği termal radyasyonun ($\lambda \sim 3-100 \mu\text{m}$) ise az bir kısmı, $\lambda = 10 \mu\text{m}$ civarındaki dar bir pencereden atmosferi geçer [33]. Diğer dalga boyundaki radyasyonlar troposferde absorbe edildikten sonra, troposferin üst ve orta kısımlarından uzaya neşredilir. Bu nedenle bu seviyelerdeki sıcaklık alt seviyelere göre oldukça düşüktür.

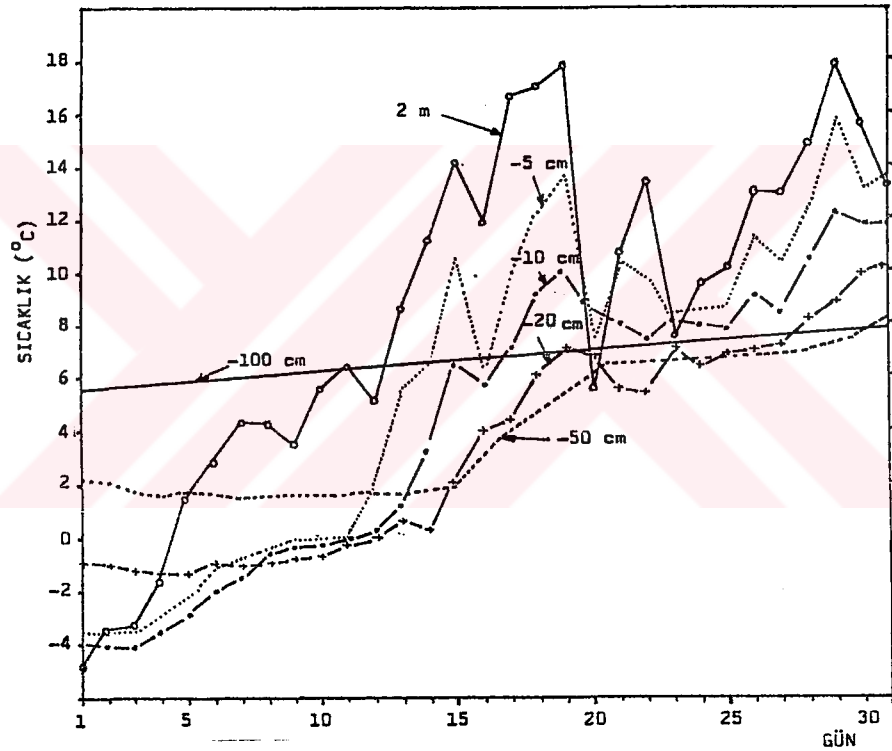
3.4.1. Yeryüzeyinden Troposfere Isı Transferi

Karaların (toprak, kaya, kum, vb.) ısı depolama kapasitesi suya nazaran daha azdır. Bu oran yaklaşık %25 civarındadır. Karalarda ısı transferi kondüksiyon ile olmakta, katı tabakanın ısı geçirgenliğinin oldukça düşük olmasından dolayı da günlük ısı transferi bir metre derinliğe ancak ulaşmaktadır. ŞEKİL 3-5'de, Ankara'da 1985 Mart ayına ait 1400 lokal saat sıcaklıklarının, yer yüzeyinden 2 m yükseklikte ve sırası ile 5 cm, 10 cm, 20 cm, 50 cm ve 1 m derinlikteki sıcaklıkların aylık değişimi görülmektedir.

Kış periyodunda, yer yüzeyinin kar ve buzla kaplı olduğu

durumlarda, yüksek derecedeki yansımalarından dolayı absorbe edilen güneş radyasyonu miktarı oldukça azalacaktır. Absorbe edilen enerjinin büyük çoğunluğu kar ve buzun erimesinde kullanılacağına, yüzey ısısı 0°C civarında kalacaktır. Bununla birlikte buz ve kar örtüsü yerin aşırı soğumasını önleyici önemli bir faktördür.

Karalar, düşük ısı kapasitelerinden dolayı daha çabuk ısınır ve soğurlar. Bu nedenle yüzey sıcaklığındaki günlük değişme oldukça fazladır. Güneşin batışından birkaç saat sonra yüzey sıcaklığı (toprağın hemen üstündeki sıcaklık) yüzeyin üzerindeki tabaka

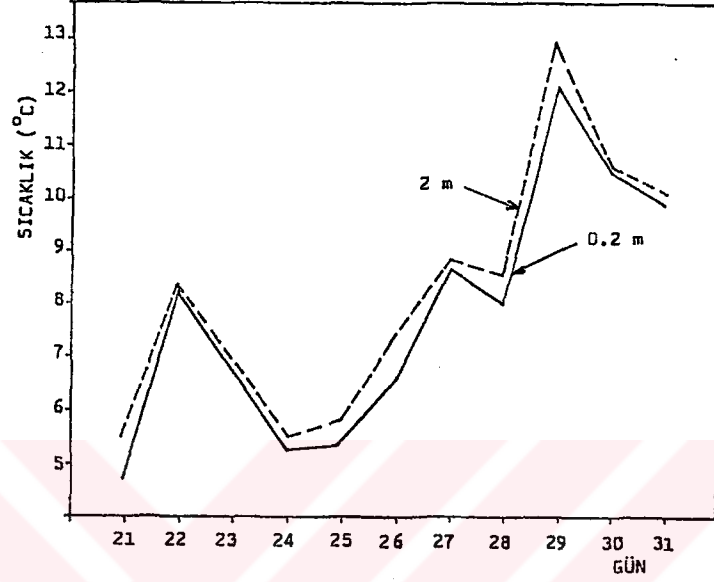


ŞEKİL 3-5. Ankara'da 1985 Mart ayında saat 1400 L'de yerden 2 m yükseklikte ve sırası ile 5, 10, 20, 50 ve 100 cm derinlikte ölçülen sıcaklıkların değişimi.

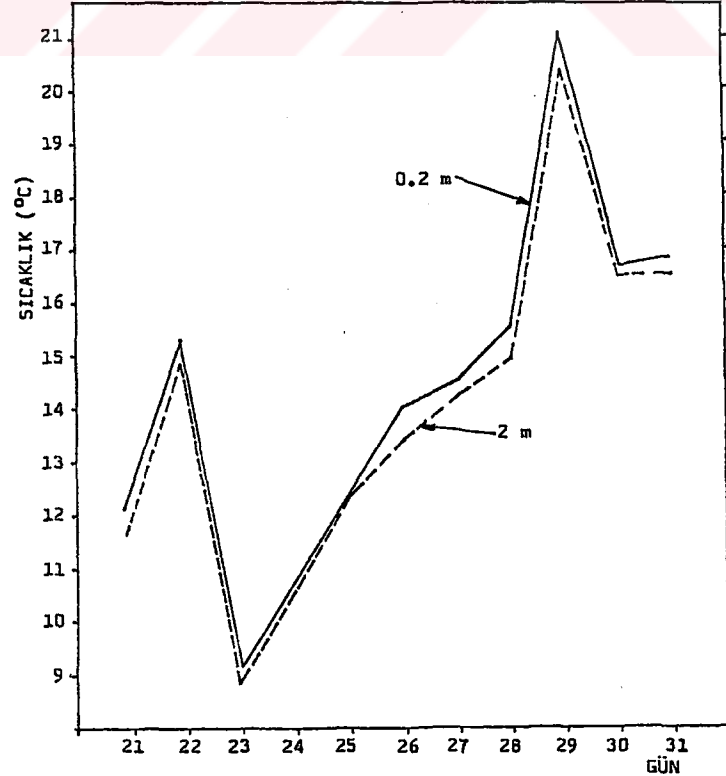
sıcaklığının (2 m'deki sıcaklık) altına düşer. ŞEKİL 3-6'da, Ankara'da Devlet Meteoroloji Genel Müdürlüğü bahçesinde 1985 Mart ayının son haftasında saat 2100 L'de 0.2 m'deki sıcaklığın 2 m'denkinden düşük kaldığı görülmektedir.

Güneşin doğuşundan hemen sonra toprak üstü sıcaklığı 2 m'deki

sıcaklığa ulaşır ve daha sonra bu sıcaklığı aşar. ŞEKİL 3-7'de aynı günlere ait 0.2 m ve 2 m'deki maksimum sıcaklıklar görülmektedir. Havanın bulutlu olmasına rağmen, yine de 0.2 m'de ölçülen maksimum sıcaklıklar genel olarak 2 m'dekinden daha yüksek bulunmuştur.



ŞEKİL 3-6. 2100 L'deki 0.2 m ve 2 m'deki sıcaklıkların değişimi (Mart 1985, Ankara).



ŞEKİL 3-7. 0.2 m ve 2 m'deki maksimum sıcaklıkların değişimi (Mart 1985, Ankara).

Karalarda gizli ısı bitki örtülü alanlardan, hissedilebilir ısı da bitki örtüsüz sahalardan ve yerleşim merkezlerinden yayılır. Yeryüzeyinin hemen üzerindeki moleküler tabakada ($\Delta Z < 1 \text{ mm}$), ısı transferi moleküler kondüksiyon ve karışma ile olur. Yüzey tabakada (moleküler tabakadan itibaren birkaç on metreye kadar) ısı transferi küçük ölçekli türbülanslarla olur. Karışım tabakasında ($\Delta Z \sim 1 \text{ km}$) konveksiyonla, üst tabakalarda da büyük ölçekli sirkülasyon ve derin konvektif faaliyetlerle olmaktadır.

Yeryüzeyindeki enerji dengesi,

$$F_S = F_L + H_S + H_L \quad (3.5)$$

şeklinde ifade edilebilir (35) . Burada F_S yeryüzeyine gelen net kısa dalga boylu radyasyon, F_L yüzeyin altına geçen ısı, H_S yukarı doğru transfer edilen hissedilebilir ısı, H_L 'de gizli ısıdır.

Hissedilebilir ve gizli ısının transferinde hesaplama açısından aşağıdaki eşitlikler kullanılmaktadır (36) .

$$\begin{aligned} H_S &= \rho k V_S C_p \Delta T \\ H_L &= \rho k V_S L \Delta r \end{aligned} \quad (3.6)$$

Yukarıdaki eşitliklerde ρ_s yüzey tabakasının yoğunluğu, V_S yüzeydeki rüzgar hızı, ΔT yüzey tabaka sıcaklığı ile tabaka üst sınırı sıcaklığı arasındaki fark, Δr yüzey tabaka nem karışma oranı ile tabaka üst sınırı nem karışma oranı arasındaki fark ve k değişim katsayısıdır.

Yeryüzeyine gelen net güneş radyasyonu, bulutsuz bir hava için,

$$(F_S)_a = 68.8 (2.727(3\sin \theta + \sin^2 \theta) - 1) \quad (3.7)$$

bulutlu bir hava için ise,

$$(F_S)_b = 68.8 (2.727(3\sin \theta + \sin^2 \theta) f_1(N) - f_2(N)) \quad (3.8)$$

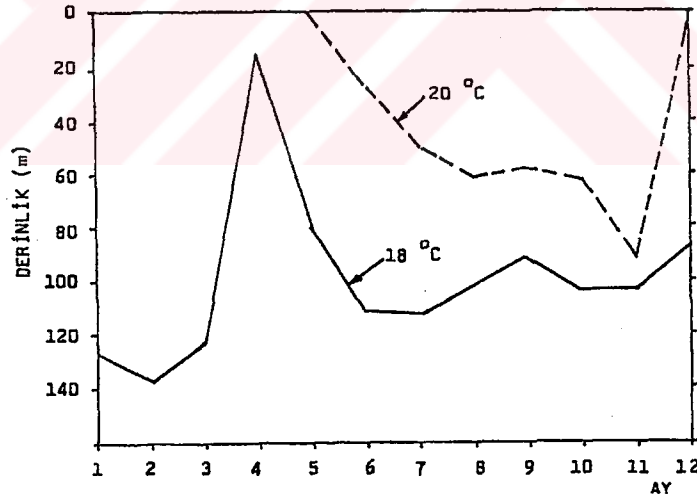
bağıntılarından hesaplanabilir (36) . $f_1(N)$ ve $f_2(N)$ bulut örtüsüne bağlı parametreler olup,

$$f_1(N) = (1 - 0.4N_H)(1 - 0.7N_M)(1 - 0.7N_L)$$

$$f_2(N) = 1 - 0.1N_H - 0.3N_M - 0.6N_L \quad (3.9)$$

olarak elde edilmiştir. N_H , N_M ve N_L sırası ile yüksek, orta ve alçak bulut kapalılık miktarlarıdır. θ güneş ışınlarının yüzeye yaptığı açıdır.

Isı transferi bakımından denizler karalardan oldukça farklıdır. Deniz yüzeyi tarafından absorbe edilen güneş enerjisi konveksiyonla ortalama 100 m derinliğe iletilir. ŞEKİL 3-8'de, 30°N ve 140°W noktasında ölçümler yapan bir hava gözlem gemisinden alınan verilere göre Mayıs ayı sonunda deniz yüzeyinde ölçülen 20°C'lık sıcaklık Ağustos'ta 60 m'de ve Kasım ayında 90 m'de görülmektedir (38) .



ŞEKİL 3-8. 20°C ve 18°C sıcaklık değerlerinin denizlerde görüldüğü derinliğin yıllık değişimi (38).

Bu nedenle denizler çok büyük miktardaki enerjiyi transfer ederler. Bu enerjinin transferi daha çok gizli ısı şeklinde olmaktadır.

Deniz yüzey sıcaklığı T_{sw} olmak üzere,

$$\Delta T = T_{sw} - T_s \quad (3.10)$$

ve nem karışma oranı da T_s ve P_s 'deki doymuş karışma oranı alınarak (3.9) eşitliğinden deniz üzerinden ısı ve nem transferi hesaplanabilir.

$$\begin{aligned} \Delta T > 0 \text{ için} \quad k &= (1.25 + 0.1 \Delta T) 10^{-3} \\ \Delta T < 0 \text{ için} \quad k &= 0.1(1.25 + 0.1 \Delta T) 10^{-3} \end{aligned} \quad (3.11)$$

alınmaktadır (39) .

3.4.2. Sıcaklığın Neme Bağlı Olarak Değişmesi

İlk olarak, basıncı P , sıcaklığı T ve yoğunluğu ρ_d olan kuru bir hava parseli $A_p^d(P, T, \rho_d)$ 'ye kısmi basıncı e , yoğunluğu ρ_w olan aynı sıcaklıktaki su buharı $W_p(e, T, \rho_w)$ ilave edilsin. P basıncının değişmemesi halinde nemli hava parseli $A_p^w(P, T, \rho_{wa})$ olacaktır. Bu durumda nemli hava içinde bulunan kuru hava, su buharı ve nemli hava için sırası ile hal denklemleri yazılırsa,

$$P - e = \rho_d R_d T \quad (3.12)$$

$$e = \rho_w R_w T \quad (3.13)$$

$$P = (\rho_d R_d + \rho_w R_w) T \quad (3.14)$$

elde edilir. $R_d/R_w = 0.622$, $\rho_d = \rho_{wa} - \rho_w$ ve $\rho_w/\rho_{wa} = q$ olduğu göz önüne alınırsa,

$$P = \rho_{wa} R_d T (1 + 0.6077 q) \quad (3.15)$$

bulunur. Burada,

$$T(1 + 0.6077 q) = T_v \quad (3.16)$$

virtüel sıcaklık olarak bilinmektedir (40) (41) (42) . Parsele su buharı ilave edilmeden önce ve sonra,

$$P = \rho_d R_d T \quad (3.17)$$

$$P = \rho_{wa} R_d T_v \quad (3.18)$$

olduğuna göre, eğer nemli hava basıncında bir değişiklik olmaksızın kuru hava ile aynı yoğunluğa eriştiğinde oluşacak sıcaklık kuru havanın sıcaklığından daha fazla olacaktır. Diğer taraftan nemli havanın yoğunluğu,

$$\rho_{wa} = \rho_d + \rho_w = (P - e)/R_d T + e/(R_w T) \quad (3.19)$$

olduğundan, ayrıca aynı P ve T değeri için kuru havanın yoğunluğu da ρ_d olarak gösterilirse,

$$\rho_{wa} = \rho_d - 0.388 e/(R_d T) \quad (3.20)$$

elde edilir. Bu duruma göre nemli havanın yoğunluğu aynı sıcaklık ve basınçtaki kuru havanın yoğunluğundan azdır. Böylece nemli hava çevresine nazaran daha hafif olacağından dikine hareketler başlayacak, buna bağlı olarak da yüzey tabaka sıcaklığı değişmeye başlayacaktır.

İkinci olarak, bir t anında $T < T_w$ olan A_p (P, ρ, T) ve $W_p(e, \rho_w, T_w)$ parsellerinin karışmaya başladığı göz önüne alınsın. Öyle ki, $T_w - T$ farkı ve W_p 'deki su buharı miktarı A_p 'yi doyurmaya yeterlidir. Bu durumda Δt süresi içinde Δr miktarındaki nem yoğunlaşacak ve bu yoğunlaşmadan dolayı T sıcaklığı ΔT miktarında artacaktır. Karışmanın başladığı t anında karışımın nemi $r(t)$, $t + \Delta t$ anında ise $r_s(t + \Delta t)$ olacağından Δt süresi içinde yoğunlaşan nem miktarı,

$$\Delta r = - r_s(t + \Delta t) - r(t) \quad (3.21)$$

olacaktır. $r_s(t + \Delta t)$ yaklaşıklıkla,

$$r_s(t + \Delta t) = r_s(t) + \frac{dr_s(t)}{dT} \Delta T \quad (3.22)$$

şeklinde yazılabilir. Sıcaklık farkı,

$$\Delta T = \Delta r \frac{L(T)}{C_p} \quad (3.24)$$

bağıntısından bulunabilir. Bir t anındaki P basıncında ve T sıcaklığındaki doymuş karışma oranı büyük bir yaklaşıklıkla,

$$r_s^t(T) \approx 0.622 \frac{e_s(T)}{P} \quad (3.25)$$

ifadesinden hesaplanabilir (33)(39) (40) . $L(T)$ değeri ABBOT ve TABONY (1985) tarafından,

$$L(T) = (2500.84 - 2.34(T - 273.15)) 10^3 \quad (3.26)$$

olarak elde edilmiştir (44) . Diğer taraftan $e_s(T)$ değeri de TABATA (1973) tarafından,

$$e_s(T) = \text{EXP}(19.163 - 4063.2/T - 184089/T^2) \quad (3.27)$$

şeklinde ifade edilmiştir (45) .

(3.21)'den (3.27)'ye kadar olan ifadeler birlikte göz önüne alındığında $B(T) = 4063.2/T^2 + 368178/T^3$ tanımlayarak sıcaklıktaki değişme,

$$\Delta T = \frac{r^t(T) - r_s^t(T)}{C_p/L(T) + B(T)r_s^t(T)} \quad (3.28)$$

bağıntısından hesaplanabilir.

Son olarak da ΔP kalınlığında ve doymamış hava parseli $A_p(P, \rho, T)$ göz önüne alınsın. Bu takabakaya T sıcaklığından daha soğuk su damlacıkları girdiğinde bir kısmı buharlaşacak ve tabakanın sıcaklığını da azaltacaktır.

KESSLER (1969) tarafından yapılan çalışmalar esas alınarak

ECMWF (European Centre for Medium Range Weather Forecasts) tarafından sayısal hava tahmin modelinde, standart atmosferin alt tabakası için buharlaşma miktarı,

$$\frac{d\sqrt{R}}{dP} = -4.802 P^{-2.038} (q_s - q) 10^6 \quad (3.29)$$

olarak alınmıştır (46) . Bu ifade fazla bir hata yapılmaksızın,

$$\frac{\Delta\sqrt{R}}{\Delta(1/P)} \approx 4.8 (q_s - q) 10^6 \quad (3.30)$$

şeklinde yazılabilir. Burada R ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$) tabakaya giren yağış miktarıdır. P basıncı P_a olarak alınmaktadır.

T_{wb} , tabakanın ölçülmüş ıslak hazne sıcaklığı olmak üzere, T sıcaklığındaki tabakanın spesifik nemi,

$$q(T) = q_s(T_{wb}) - \frac{C_p}{L(T_{wb})} (T - T_{wb}) \quad (3.31)$$

bağıntısından hesaplanabilir (40) . Yere yakın bir tabaka için (3.30) ifadesi,

$$\frac{\sqrt{R} - \sqrt{R_s}}{\frac{1}{P} - \frac{1}{P_s}} = 4.8 (q_s(T) - q_s(T_{wb}) + \frac{C_p}{L(T_{wb})} (T - T_{wb})) 10^6 \quad (3.32)$$

olarak yazılabileceğinden, R_s yerde ölçülen yağış miktarı ve P_s yüzey basıncı olmak üzere, tabakaya giren yağış R bu bağıntıdan hesaplanabilir.

$$R = \left(\sqrt{R_s} + \frac{4.8(P_s - P)10^6}{PP_s} (q_s(T) - q_s(T_{wb}) + \frac{C_p}{L(T_{wb})} (T - T_{wb})) \right)^2 \quad (3.33)$$

Daha sonra $\Delta R = R - R_s$ farkı bulunarak,

$$\Delta T = \frac{L(T)}{C_p} \Delta R \quad (3.34)$$

sıcaklık değişmesi elde edilmiş olur.

3.4.3. Sıcaklığın Karışma İle Değişmesi

$A_{p1}^d(P, m_{d1}, T_1)$, $A_{p2}^d(P, m_{d2}, T_2)$ ve $A_p^w(P, m_{wa}, T_{wa}, r)$ sırası ile aynı basınca sahip farklı ve kuru iki hava parseli ile nemli bir hava parseli olsun. n bir katsayı olmak üzere,

$$T_2 = T_{wa} = nT_1$$

$$m_{d1} = m_{d2} = m_{wa} \quad (3.35)$$

tanımlansın. İki kuru hava parseli A_{p1}^d ve A_{p2}^d karıştığında karışımın sıcaklığı,

$$T = (T_1 + T_2)/2 = (1 + n)T_1/2 \quad (3.36)$$

olur.

Kuru hava parseli A_{p1}^d ile nemli hava parseli A_p^w karıştığında karışımın sıcaklığı,

$$T' = \frac{C_p(T_1 + T_{wa}) + (C'_p - C_p)rT_{wa}}{2C_p + (C'_p - C_p)r} \quad (3.37)$$

olur. Burada C'_p karışımının özgül ısısı olup $C'_p = (1-r)C_p + rC_{pw}$ dir. C_{pw} , su buharının sabit basınçtaki özgül ısısıdır. Bu ifade (3.35) ve (3.36) bağıntıları göz önüne alınarak,

$$T' = \frac{2C_p T + r(C'_p - C_p)T_{wa}}{2C_p + r(C'_p - C_p)} \quad (3.38)$$

veya,

$$T = T + \frac{r(C'_p - C_p)}{2C_p + r(C'_p - C_p)} \frac{(n-1)}{n+1} T \quad (3.39)$$

şeklinde yazılabilir.

Eğer $n=1$ olursa, yani karışan eşit kütleyle sahip kuru ve nemli hava kütlelerinin sıcaklıkları da eşit olursa $T' = T$ olur. Bu durumda hava parsellerinin kuru veya nemli oluşu karışımın sıcaklığında etken olmamaktadır.

Eğer $n > 1$ olursa, yani nemli havanın sıcaklığı kuru havanın sıcaklığından daha büyükse $T' > T$ olur. Aynı sıcaklık ve kütleyle sahip iki hava parselinden nemli olan, aynı kütleyle sahip daha soğuk bir hava parseli ile karıştığında, karışımın sıcaklığı diğer kuru hava parseli ile karışımdan oluşacak sıcaklıktan daha fazla olacaktır.

$n < 1$ olduğunda ise $T' < T$ olur.

3.4.4. Sıcaklığın Tabaka Kalınlığına Bağlı Olarak Değişmesi

Atmosferin hareket denklemleri, Batı-Doğu, Güney-Kuzey yönündeki ve dikey hız bileşenleri sırası ile u , v ve w olmak üzere,

$$\frac{du}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + f_v - f'_w + F_x \quad (3.40)$$

$$\frac{dv}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} - f_u + F_y \quad (3.41)$$

$$\frac{dw}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} + f'_u - g + F_z \quad (3.42)$$

şeklinde ifade edilmektedir (47)(48). F_x , F_y , F_z sürtünme terimleri, $f' = 2\Omega \cos \phi$ 'dir.

Dikey hız bileşenindeki değişme ve sürtünme ihmal edilebilir küçüklükte ve $f'_u \ll g$ olduğundan, (3.42) denklemi,

$$\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} - g = 0 \quad (3.43)$$

olarak yazılabilir. Bu ifade "Hidrostatik Eşitlik" olarak bilinmektedir. Bu ifade ile P kalınlığındaki bir tabakanın ortalama yoğunluğu ve sıcaklığı T olmak üzere,

$$\bar{\rho} = \frac{\rho}{RT} \quad (3.44)$$

durum denklemi göz önüne alındığında,

$$\bar{T} = \frac{g \partial z}{R \partial \ln p} \quad (3.45)$$

elde edilir. Burada $\partial z \sim z_2 - z_1$, $\partial \ln p \sim \ln p_1 - \ln p_2$ alındığında, kuru bir hava için,

$$\bar{T} = 3.418 \times 10^{-2} \frac{z_2 - z_1}{\ln(p_1/p_2)} \quad (3.46)$$

yazılabilir. Dikey hızdaki değişimin ve sürtünmenin çok az olduğu tabakalar için bu bağıntı oldukça doğru sonuçlar vermektedir. ŞEKİL 3-9'da, Ankara'da 1985 Ekim ayı 0000 GMT gözlemlerine göre, 400 hPa sıcaklığının 300 hPa ile 500 hPa yükseklik farkına bağlı olarak değişimi görülmektedir. (3.46) bağıntısından hesaplanan 400 hPa sıcaklıkları ile gözlenen sıcaklık değerleri arasındaki ortalama mutlak hata 0.26°C bulunmuştur.

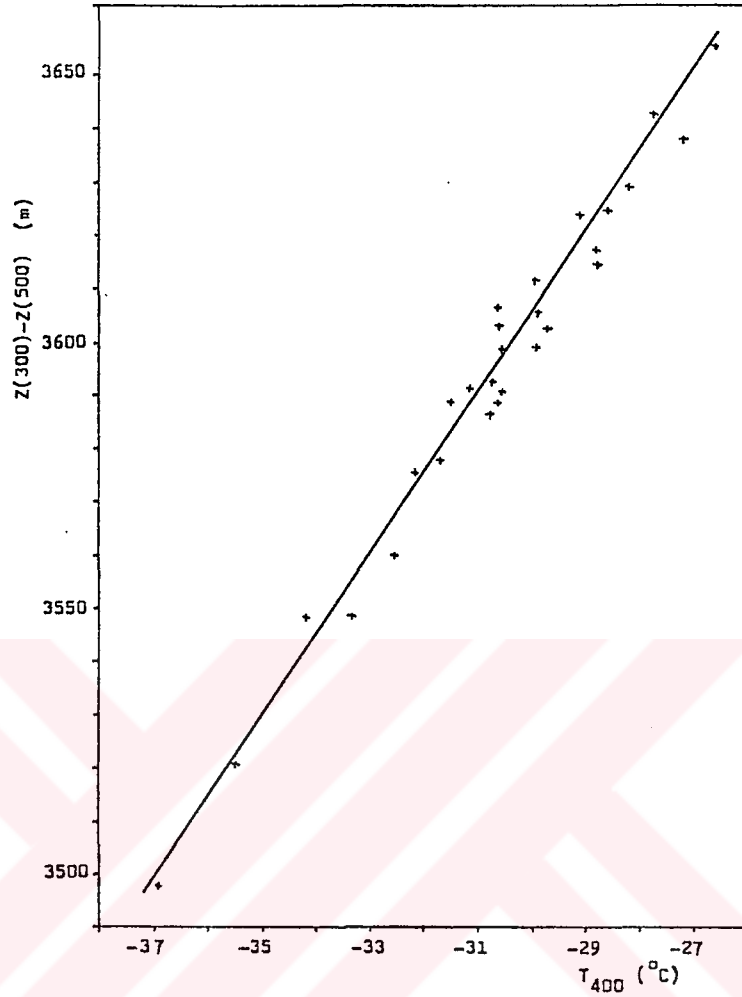
Troposferde bir tabakanın ortalama sıcaklığı tabaka kalınlığına bağlı olduğu kadar, tabakanın alt ve üst sınır sıcaklıklarına da bağlıdır.

Kuru adyabatik bir atmosfer için lapse-rate,

$$\Gamma_d = -\left(\frac{\partial T}{\partial z}\right)_d = \frac{g}{C_p} \quad (3.47)$$

ve doymuş adyabatik lapse-rate de,

$$\Gamma_s = -\left(\frac{\partial T}{\partial z}\right)_s = \frac{g/C_p}{1 + L/C_p \frac{dr_s(T)}{dT}} \quad (3.48)$$



ŞEKİL 3-9. 400 hPa sıcaklığının tabaka kalınlığına bağlı olarak değişmesi. (Ekim 1985, Ankara).

olarak ifade edilmektedir (38) . $\Delta z = z_2 - z_1$ kalınlığındaki bir tabakanın ortalama sıcaklığı yaklaşıklıkla,

$$T_z = \frac{1}{2} [T(z_2) + T(z_1)] \quad (3.49)$$

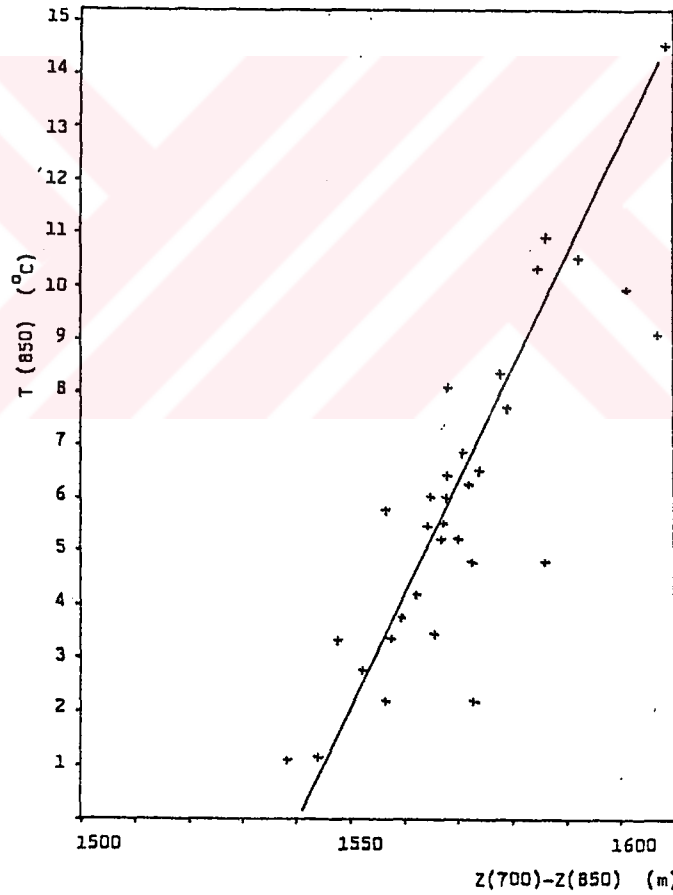
olarak alınabilir. Tabaka alt sıcaklığı T_b , üst sıcaklığı T_u , yükseklikler Z_b ve Z_u , basınçlar P_b ve P_u tanımlanır ve (3.45) eşitliği sonraki ifadeler ile birlikte göz önüne alındığında, kuru adyabatik atmosfer için,

$$T_b = \frac{g}{2C_p} \left(1 + \frac{2C_p}{R \ln (P_b / P_u)} \right) (Z_u - Z_b) \quad (3.50)$$

doymuş adyabatik atmosfer için ise,

$$T_b = \frac{g}{2C_p} \left(\frac{Z_u - Z_b}{\frac{dr_s(T)}{1+L/C_p} \frac{dT}{dT}} + \frac{2C_p(Z_u - Z_b)}{R \ln (P_b / P_u)} \right) \quad (3.51)$$

olur. 850 hPa sıcaklığının 700-850 hPa tabaka kalınlığına bağlı olarak değişmesine bir örnek ŞEKİL 3-10'da verilmiştir.



ŞEKİL 3-10. Ankara, 1985 Kasım 0000 GMT'ye ait 850 hPa sıcaklığının 700 hPa ile 850 hPa yükseklik farkına bağlı olarak değişmesi.

3.4.5. Sıcaklığın Rüzgara Bağlı Olarak Değişmesi

Sıcaklık, rüzgarın oluşumuna neden olduğu gibi, rüzgarda ısı transferi yoluyla bir yerdeki sıcaklığın değişmesine neden olur.

Yeryüzeyinin aldığı ısı enerjisi bölgeler göre önemli farklılıklar göstermektedir. Bütün yerküre göz önüne alındığında tropikler kutuplardan 2.5 kat daha fazla güneş enerjisi alır. Bu da sıcak bölgelerden soğuk bölgelere doğru enerji transferine neden olur. Bu transfer daha çok atmosferin ve okyanusların hareketi (rüzgar ve okyanus akıntıları) ile olur.

Gizli ısı transferi büyük çoğunluğu ile atmosferin ilk 2-3 km kalınlığındaki tabakası içinde olmaktadır. Gözlemlere dayalı olarak yapılan son çalışmalar bulutların akım paternleri ile doğrudan ilişkili olduğunu ortaya çıkarmıştır (49) .

Termodinamiğin birinci prensibi,

$$dq = C_p dT - \frac{1}{\rho} dP \quad (3.52)$$

şeklinde yazılabilir (33) . Burada dq diabatik ısıdır. Adyabatik bir atmosfer için bu ifade,

$$C_p dT - \frac{1}{\rho} dP = 0 \quad (3.53)$$

olur. Hidrostatik eşitlikten $dP = -g \rho dz$ olduğundan,

$$C_p dT + g dz = 0 \quad (3.54)$$

elde edilir. Zamana göre türev alınır,

$$C_p \frac{dT}{dt} + g \frac{dz}{dt} = 0 \quad (3.55)$$

bulunur. Bu ifade de $dz/dt = (\partial Z/\partial P)(dP/dt)$ olarak düşünülür ve hal denklemi göz önüne alınır,

$$C_p \frac{dT}{dt} - R \frac{T}{P} \frac{dP}{dt} = 0 \quad (3.56)$$

bulunur. (x, y, p, t) koordinat sisteminde $dP/dt = \omega$ ve $R/C_p = K$ alınır,sa,

$$\frac{\partial T}{\partial t} = - \tilde{v}_h \nabla T + \omega \left(\frac{KT}{P} - \frac{\partial T}{\partial P} \right) \quad (3.57)$$

elde edilir (50) . Bu ifadede dikey hız ihmal edilirse,

$$\frac{\partial T}{\partial t} = - u \frac{\partial T}{\partial x} - v \frac{\partial T}{\partial y} \quad (3.58)$$

denklemini bulunur. Buradan da adyabatik bir atmosferde sıcaklığın lokal olarak değişiminin rüzgara önemli ölçüde bağlı olduğu görülür.

3.4.6. Sıcaklığın Basınca Bağlı Olarak Değişmesi

P_b ve P_u basınç seviyeleri arasında kalan ΔZ kalınlığındaki tabakada gerçek sıcaklık lapse-rate'i,

$$\Gamma_a = - \left(\frac{\partial T}{\partial Z} \right)_a \quad (3.59)$$

olarak tanımlanır. Tabaka alt sıcaklığı T_b ise üst sıcaklığı,

$$T_u = T_b - \Gamma_a \Delta Z \quad (3.60)$$

olur. Tabaka ortalama sıcaklığı $\bar{T} = (T_u + T_b)/2$ alınır ve (3.45) eşitliğinde yerine konulursa,

$$T_b = \left(\frac{g}{R} \frac{1}{\ln (P_b/P_u)} + \frac{\Gamma_a}{2} \right) (Z_u - Z_b) \quad (3.61)$$

elde edilir.

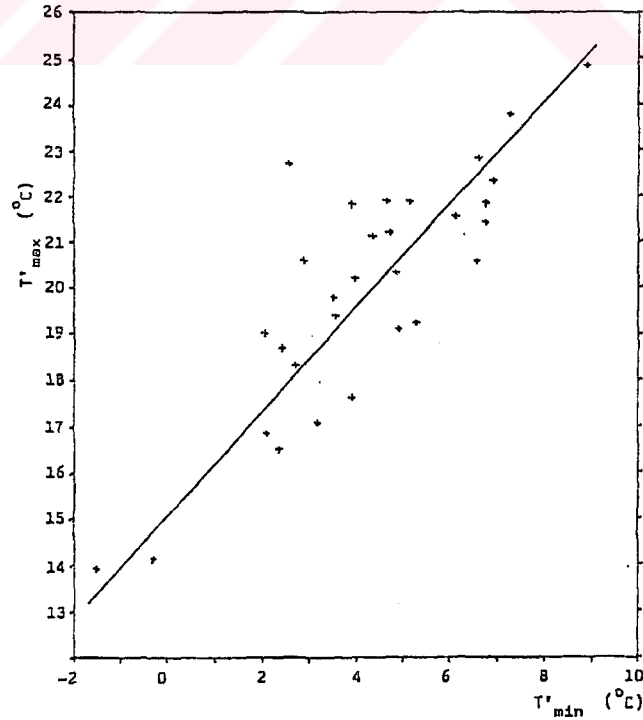
3.5. Minimum Sıcaklığın Değişimi

Minimum sıcaklık, yeryüzeyinden itibaren 2 m yükseklikte güneşin batışından doğuşuna kadar geçen sürede ölçülen en düşük sıcaklıktır. Genel olarak güneş doğmadan biraz önce gözlenir.

Minimum sıcaklığın lokal değişimi üç parametreye önemli ölçüde bağlıdır. Bu parametreler, mevcut hava kütlelerinin özelliğini oldukça iyi temsil eden önceki güne ait maksimum sıcaklık ile minimum sıcaklığın oluştuğu andaki bulutluluk ve rüzgardır.

3.5.1. Minimum Sıcaklığın Değişmesinde Önceki Güne Ait Maksimum Sıcaklığın Etkisi

Günün maksimum sıcaklığı, o gün yeryüzeyinin ve atmosferik alt sınır tabakanın absorbe ettiği güneş enerjisinin bir ölçüsüdür. Absorbe edilen enerji ne kadar çok olursa bu enerjinin kaybedilmesi de o denli uzun zaman alacak ve yere yakın sınır tabakanın soğuması da gecikecektir. ŞEKİL 3-11'de, Antalya'da 1985 Mart ayında



ŞEKİL 3-11. Minimum sıcaklığın bir önceki güne ait maksimum sıcaklığa bağlı olarak değişmesi (Mart 1985, Antalya).

ölçülen maksimum sıcaklıklar ile bir sonraki güne ait minimum sıcaklıklar arasındaki ilişki görülmektedir.

Maksimum ve minimum sıcaklıklarda, N ölçüm anındaki bulut kapallılığı olmak üzere, bulutluluğun etkisini azaltıcı,

$$T'_{\max} = T_{\max} + 0.625 N \quad (3.62)$$

$$T'_{\min} = T_{\min} - 0.625 N$$

şeklinde düzeltmeler yapılmıştır.

3.5.2. Minimum Sıcaklığın Değişmesinde Bulut Örtüsünün Etkisi

Gündüz bulutlar güneşten gelen radyasyonun az bir bölümünü absorbe eder veya geçirir. Önemli bir bölümünü ise geri yansıtır. Bu nedenle gökyüzünün bulutla kapallılık miktarına bağlı olarak, yüzey sıcaklığında önemli bir yükselme görülmez.

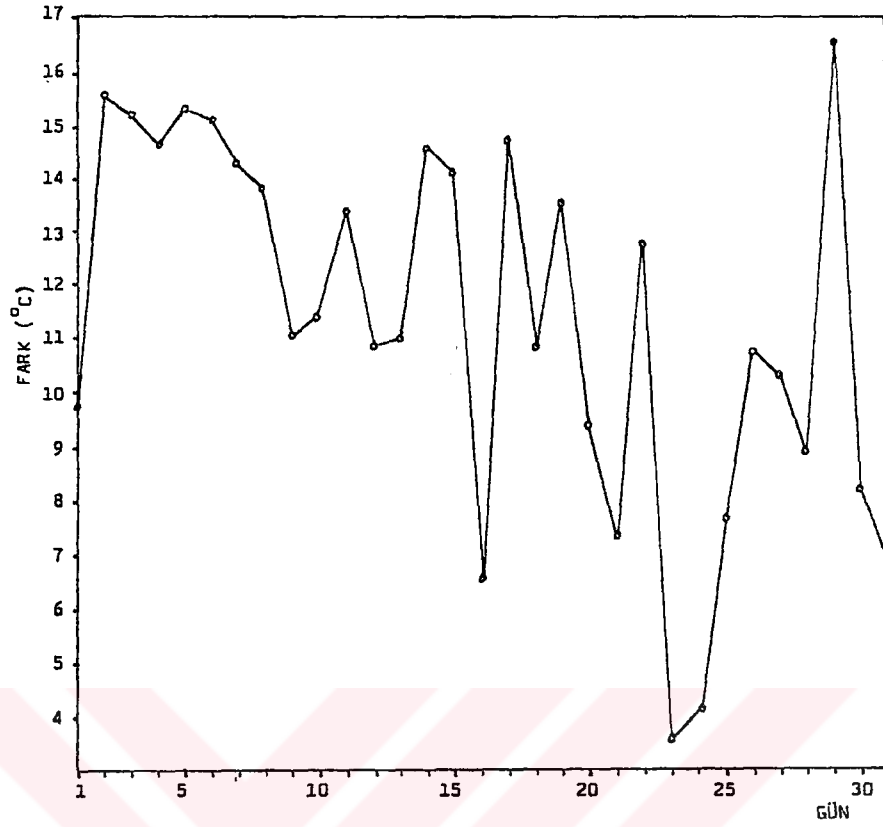
Yüzeyin aldığı güneş radyasyonu Q doğrudan ve q difüzyonla olmak üzere,

$$Q + q = (Q + q)_0 (b + (1 - b)(1 - N)) \quad (3.63)$$

bağıntısı ile ifade edilmektedir [51]. Bu ifade de $(Q + q)_0$ açık hava için alınan radyasyon, $b \approx 0.35$ ve N bulut kapallılık miktarıdır.

Gece ise, yeryüzeyinin yaydığı uzun dalga boylu radyasyon bulutlar tarafından absorbe edilir ve bu enerji tekrar yeryüzeyine geri neşredilir. Bulutlar bu şekilde yeryüzeyinin soğumasını önleyerek, sıcaklığın düşmesine engel olur.

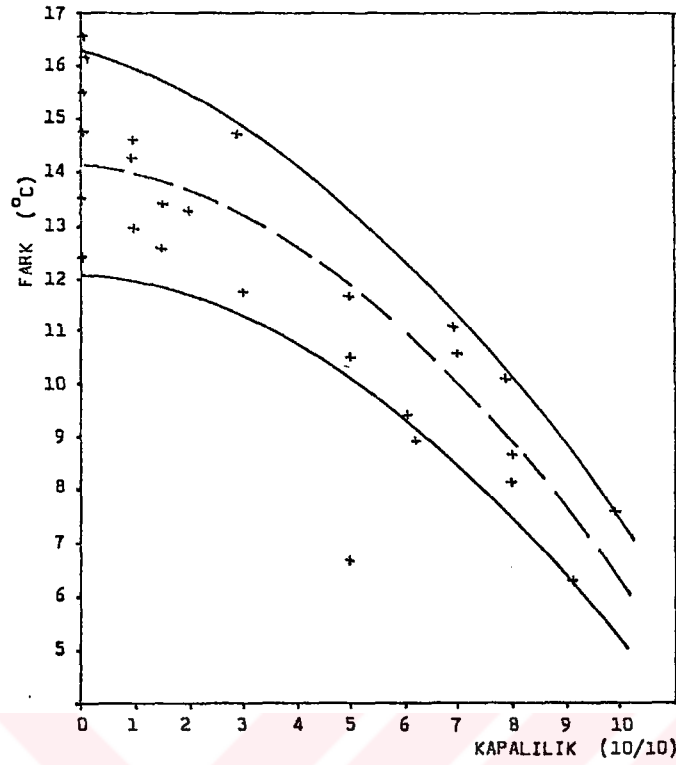
Günlük maksimum ve minimum sıcaklık farklarının aylık değişimine bir örnek ŞEKİL 3-12'de görülmektedir.



ŞEKİL 3-12. Ankara'da 1985 Mart ayı ekstrem sıcaklık farklarının değişimi.

Sıcaklık farklarının en küçük olduğu ayın 16, 23, 24 ve 31'inci günlerinde gökyüzü tamamen bulutlarla örtülüdür. Bu günlerde sıcaklık farkı 7°C 'in altındadır. Farkın $10-7^{\circ}\text{C}$ olduğu günlerde kapalılık $4/8 - 7/8$ arasında değişmektedir. Farkın 14°C 'in üzerinde olduğu günlerde ise kapalılık miktarı $2/8$ 'in altında bulunmaktadır.

Antalya'da 1985 Mart ayına ait maksimum ve minimum sıcaklık farklarının bulut kapalılık miktarına bağlı olarak değişimi ŞEKİL 3-13'de görülmektedir. $N \geq 7/8$ iken fark 8°C 'in altında, $3/8 \leq N < 7/8$ iken 12°C 'in altında ve $N < 3/8$ olduğunda 11°C 'in üzerinde bulunmaktadır.

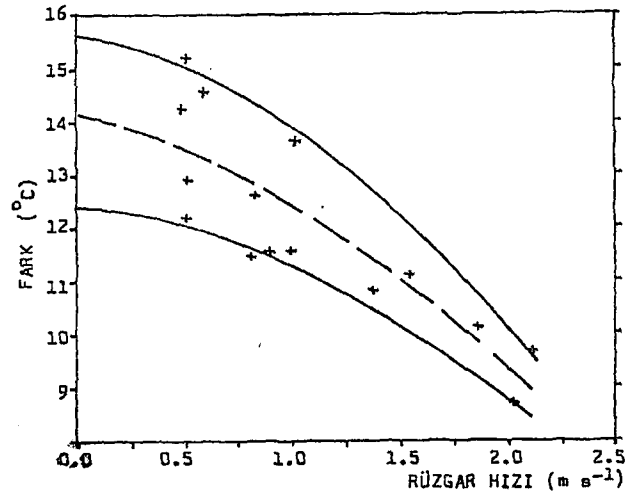


ŞEKİL 3-13. Antalya'da 1985 Mart ayı ekstrem sıcaklık farklarının bulut kapalılığına bağlı olarak değişimi.

3.5.3. Minimum Sıcaklığın Rüzgara Bağlı Olarak Değişmesi

Günün maksimum sıcaklığı ile minimum sıcaklığı arasındaki fark rüzgarlı durumlarda, sakin bir havadakinden daha az olmaktadır. Çünkü, rüzgar karışma ile ısıyı daha kalın bir tabakaya dağıtmaktadır. Böylece gündüz kazanılan ısı ile gece kaybedilen ısı çok daha fazla atmosferik gaz molekülleri tarafından paylaşılmaktadır (52) . Sonuçta gece kaybedilen ısı kazanılanın yanında çok daha az olmaktadır.

1985 Mart ayında Ankara Genel Müdürlük bahçesinde yapılan gözlem ve ölçümlere göre, açık ve az bulutlu günler için ($N \leq 2/8$) 10 m'deki rüzgar şiddetinin 0.5 m/s'ye eşit veya küçük olması halinde fark 12°C'ın üzerinde olmaktadır. $V \leq 1.5$ m/s iken fark 10°C'ın üzerinde, $V > 1.5$ m/s olduğunda ise fark 10°C'ın altında olmaktadır. ŞEKİL 3-14'de açık günler için ekstrem sıcaklık farklarının rüzgar hızına bağlı olarak değişimine bir örnek görülmektedir.



ŞEKİL 3-14. Ankara'da 1985 Mart ayı ekstrem sıcaklık farklarının 10 m'deki rüzgar hızına bağlı olarak değişimi (sema açık).

Antalya'da düşük hava sıcaklıklarının rüzgar hız ve yönü, alçak bulut kapalılığı ve yüzey basıncına bağlı olarak değişimi TABLO 3-1- TABLO 3-4'de verilmiştir.

TABLO 3-1. Antalya'da düşük sıcaklıkların rüzgar hızına bağlı olarak görülme olasılıkları (%).

SICAKLIK	RÜZGAR HIZI (m/s)							TOPLAM
	00-2.5	03-05	05.5-07.5	08-10	10.5-12.5	13-15	15	
<0	65	35	0	0	0	0	0	100
0 - 5	59	24	12	4	0	0	0	100
6 -10	70	19	8	2	0	0	0	100
11 -15	71	19	7	2	0	0	0	100

TABLO 3-2. Antalya'da düşük sıcaklıkların rüzgar yönüne bağlı olarak görülme olasılıkları (%).

SICAKLIK	RÜZGAR YÖNÜ						TOPLAM
	340-030	040-090	100-150	160-210	220-270	280-330	
< 0	38	0	0	2	2	58	100
0 - 5	20	0	0	0	0	78	100
6 -10	26	3	0	0	2	64	100
11 -15	24	10	8	10	4	44	100

TABLO 3-3. Antalya'da düşük sıcaklıkların bulut kapalılığına bağlı olarak görülme olasılıkları (%).

SICAKLIK	ALÇAK BULUT KAPALILIĞI					TOPLAM
	0-1/8	2/8-3/8	4/8-5/8	6/8-7/8	8/8	
< 0	84	13	3	0	0	100
0 - 5	77	18	4	0	0	100
6 -10	50	28	20	1	0	100
11 -15	45	32	20	2	0	100

TABLO 3-4. Antalya'da düşük sıcaklıkların yüzey basıncına bağlı olarak görülme olasılıkları (%).

SICAKLIK	BASINÇ (hPa)								TOPLAM
	991-995	996-1000	1001-1005	1006-1010	1011-1015	1016-1020	1021-1025	1025	
< 0	0	0	1	0	10	8	47	34	100
0 - 5	0	0	2	5	12	29	42	9	100
6 -10	0	0	3	12	24	34	23	3	100
11 -15	0	0	4	16	31	34	13	1	100

BÖLÜM 4

MİNİMUM HAVA SICAKLIĞINI TAHMİN İÇİN BİR YÖNTEM

4.1. Giriş

Bir yerdeki minimum hava sıcaklığı pek çok meteorolojik parametreye bağlı olarak değişmekle birlikte, bu değişme daha çok bir önceki güne ait maksimum sıcaklığa, bulutluluğa ya da bulutları oluşturacak nem miktarına, minimum sıcaklık tahmini yapılacak yere çevreden gelecek hava kütlelerine ve rüzgara bağlı olarak gerçekleşmektedir. Bir yerdeki minimum sıcaklığa etki eden bu faktörler, dikey hızın yatay hava hareketinin yanında ihmal edilebileceği atmosferik şartlarda ve mevcut hava kütlelerinin hareketi esnasında özelliklerini değiştirmedeği kabul edilerek, $T - T_{wb} = S$ için,

$$\frac{\partial S}{\partial t} = -u \frac{\partial S}{\partial x} - v \frac{\partial S}{\partial y} \quad (4.1)$$

yaklaşımı içinde ifade edilebilir. S , göz önüne alınan hava parselinin neminin bir ölçüsü olarak alınmıştır.

4.2. S 'nin Nemi Temsil Etmesi

Bir psikrometrenin ıslak termometresinin civa haznesi ince bir su zarfı ile örtülüdür. Hava ile temasta olan bu suyun bir kısmı buharlaşır ve ıslak termometrenin etrafındaki havayı doymuş hale getirir. Bu durumda ıslak termometrede ölçülen sıcaklık, buharlaşma ile ısıнын absorpsiyonundan dolayı, çevre sıcaklığından daha düşük olacaktır. Bu sıcaklığa "Islak Hazne Sıcaklığı" (T_{wb}) denir.

Buharlaşma ile absorbe edilen ısıнын değeri,

$$Q_1 = L(T_{wb}) (r_s(T_{wb}) - r(T)) \quad (4.2)$$

Burada $L(T_{wb})$, T_{wb} sıcaklığındaki buharlaşma gizli ısı, r_s aynı sıcaklıktaki doymuş nem karışma oranı ve $r(T)$ de T sıcaklığındaki aktüel nem karışma oranıdır.

Denge rejiminde Q_1 ısı değeri, nemli havanın soğuyarak sıcaklığının T 'den T_{wb} 'ye düşmesi esnasında kaybettiği,

$$Q_2 = (C_p + r(T) C_p') (T - T_{wb}) \quad (4.3)$$

ısı değerine eşittir (34) . Q_1 ve Q_2 eşitlenirse,

$$T_{wb} = T - \frac{L(T_{wb})}{C_p + r(T)C_p'} (r_s(T_{wb}) - r(T)) \quad (4.4)$$

bağıntısı bulunur. Pratikte T ve T_{wb} 'nin gözlemi yapıldığından, buradan hareketle $r(T)$ değeri bulunur. (3.25) ve (3.27) bağıntılarından,

$$r_s(T_{wb}) = \frac{0.622}{P_s} \text{EXP} \left(19.163 - \frac{4063.2}{T_{wb}} - \frac{184089}{T_{wb}^2} \right) \quad (4.5)$$

ve (3.26)'dan,

$$L(T_{wb}) = (2500.84 - 2.34(T_{wb} - 273.15)) 10^3 \quad (4.6)$$

elde edildikten sonra bu ifadeler (4.4) bağıntısında yerine konulursa, $S = T - T_{wb}$ için,

$$r(T) = \frac{L(T_{wb}) r_s(T_{wb}) - C_p S}{L(T_{wb}) + C_p' S} \quad (4.7)$$

hesaplanmış olur. Görüldüğü üzere, hava parselindeki nem parselin sıcaklık ve ıslak hazne sıcaklığına bağlıdır. S ne kadar küçük olursa, havadaki nem miktarı da o nisbette çok olacaktır. $S = 0$ olduğunda ise nem karışma oranı T sıcaklığındaki doymuş nem karışma oranına eşit olmaktadır. Yukarıdaki bağıntıdan S neme bağlı olarak

ifade edilmek istenirse,

$$S = \frac{L(T_{wb}) \{ r_s(T_{wb}) - r(T) \}}{C_p + C'_p r(T)} \quad (4.8)$$

elde edilir. Buradan da S'nin havadaki nem miktarını oldukça iyi temsil eden bir parametre olduğu görülmektedir.

4.3. Yöntem

(4.1) denklemi ŞEKİL 4-1'de görülen grid şebekesinde A noktası için sonlu farklarla yazılırsa,

$$\frac{S_A^t - S_A^{t_0}}{t - t_0} = -u_A^{t_0} \frac{S_{x_2}^{t_0} - S_{x_1}^{t_0}}{2d} - v_A^{t_0} \frac{S_{y_2}^{t_0} - S_{y_1}^{t_0}}{2d} \quad (4.9)$$

bulunur. t minimum sıcaklığın olduğu an, t₀ önceki güne ait 1200 GMT alınarak ve,

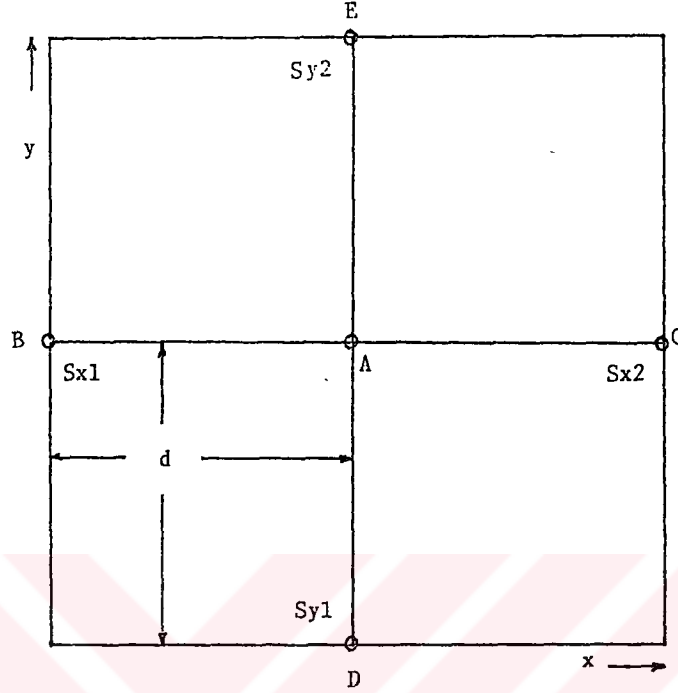
$$\begin{aligned} S_A^t &= T_{\min}^A - (T_{wb}^A)_{\min} \\ S_A^{t_0} &= T^A - T_{wb}^A \\ S_X^{t_0} &= T^X - T_{wb}^X \end{aligned} \quad (4.10)$$

tanımlayarak (4.9) ifadesinden,

$$\begin{aligned} T_{\min}^A &= (T_{wb}^A)_{\min} + T^A - T_{wb}^A \\ &\quad - (t - t_0)/2d \left[u^A (T^C - T_{wb}^C - T^B + T_{wb}^B) \right. \\ &\quad \left. + v^A (T^E - T_{wb}^E - T^D + T_{wb}^D) \right] \end{aligned} \quad (4.11)$$

minimum sıcaklığı tahmin denklemi elde edilmiş olur. Bu denklemde sıcaklık ve ıslak hazne sıcaklıklarının 1200 GMT gözlem değerleri kullanıldığında, yaklaşık 16 saat öncesinden A noktasındaki minimum

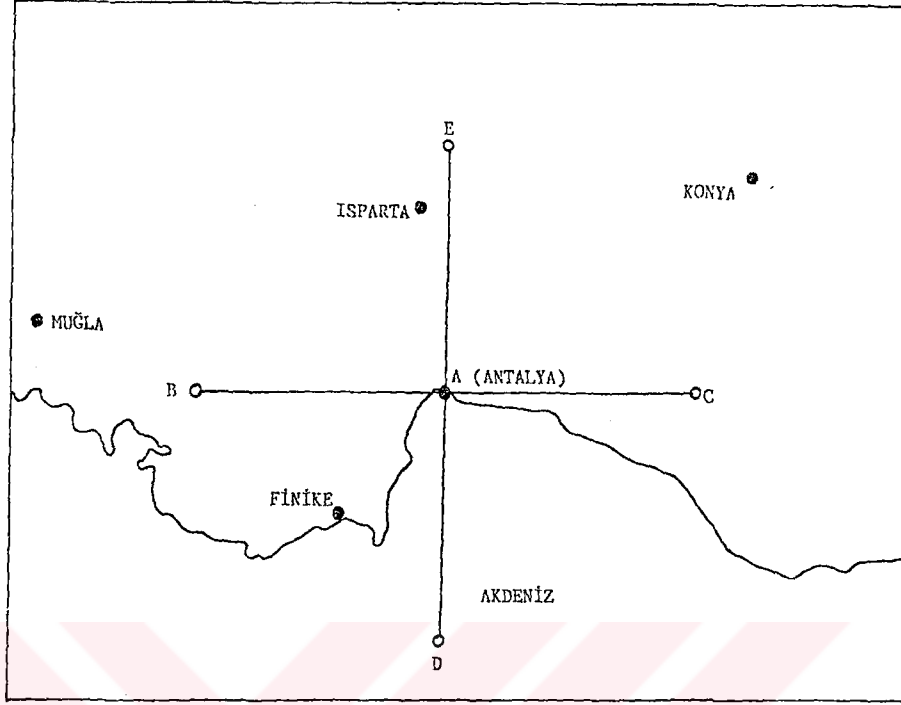
sıcaklık değeri tahmin edilmiş olur. Bu süre, günlük tahminlerde kullanılan en uygun maksimum zamandır.



ŞEKİL 4-1. Nem akveksiyonunun hesaplanmasında kullanılan grid şebekesi.

4.4. Yöntemin Antalya'nın Minimum Sıcaklıklarına Uygulanması

Antalya'nın ana yönler istikametinde yaklaşık 125 km uzaklıktaki B, C, D, E noktaları alınırsa, minimum sıcaklığı tahmin için (4.11) prognostik eşitliğinden yararlanılabilir. Ancak bu noktalarda gözlem istasyonu olmadığından, bu noktalardaki parametre değerlerini çevresindeki sinoptik istasyonlara ait gözlem değerlerinden interpolasyonla elde etmek mümkündür. Bu amaçla Muğla, Isparta, Konya ve Finike sinoptik istasyonları seçilmiştir. Bu istasyonların rasatları merkeze anında ulaştığından, yöntemin operasyonel olarak kullanılması mümkün olabilecektir. Seçilen grid şebekesi ŞEKİL 4-2'de görülmektedir.



ŞEKİL 4-2. Antalya'da nem transferinin hesaplanması için seçilen grid şebekesi.

Seçilen nokta (X) ile sinoptik istasyon (İ) arasındaki uzaklık (L) olmak üzere öyle $F(L)$ fonksiyonları bulunabilir ki,

$$T^X = F_1^X(L) T^i$$

$$T_{wb}^X = F_2^X(L) T_{wb}^i \quad (4.12)$$

bağıntıları elde edilebilir. Bu ifadeler göz önüne alınarak (4.11) bağıntısı Antalya için yazılırsa,

$$\begin{aligned} T_{min}^A &= (T_{wb}^A)_{min} + T^A - T_{wb}^A \\ &\quad - \frac{t - t_0}{2d} \left[u^A \{ F_1^C(L) T^K - F_2^C(L) T_{wb}^K \right. \\ &\quad \left. - F_1^B(L) T^M + F_2^B(L) T_{wb}^M \} + v^A \{ F_1^E(L) T^I - F_2^E(L) T_{wb}^I \right. \\ &\quad \left. - F_1^D(L) T^F + F_2^D(L) T_{wb}^F \} \right] \end{aligned} \quad (4.13)$$

prognostik eşitliğibulunur. Bu eşitlikte $(T_{wb}^A)_{min}$ değerinin tahmin edilmesi gerektiğinden, bunun tahmininde yapılacak hatanın minimum sıcaklık tahminini etkilememesi için sabit bir değer olarak alınabilir.

$T^A, T_{wb}^A, T^K, T_{wb}^K, T^M, T_{wb}^M, T^I, T_{wb}^I, T^F, T_{wb}^F$ sırası ile Antalya, Konya, Muğla, Isparta ve Finike'nin 1200 GMT sıcaklık ve ıslak hazne sıcaklıklarıdır. (4.13) eşitliğinin kullanımını basitleştirmek için,

$$\begin{aligned}
 a_3 &= -(t - t_0)u_{F_1}^{A,C}(L)/2d \\
 a_4 &= (t - t_0)u_{F_2}^{A,C}(L)/2d \\
 a_5 &= (t - t_0)u_{F_1}^{A,B}(L)/2d \\
 a_6 &= -(t - t_0)u_{F_2}^{A,B}(L)/2d \\
 a_7 &= -(t - t_0)v_{F_1}^{A,E}(L)/2d \\
 a_8 &= (t - t_0)v_{F_2}^{A,E}(L)/2d \\
 a_9 &= (t - t_0)v_{F_1}^{A,D}(L)/2d \\
 a_{10} &= -(t - t_0)v_{F_2}^{A,D}(L)/2d
 \end{aligned} \tag{4.14}$$

tanımlayarak,

$$\begin{aligned}
 T_{min}^A &= a_0 + a_1 T^A + a_2 T_{wb}^A + a_3 T^K + a_4 T_{wb}^K + a_5 T^M + a_6 T_{wb}^M \\
 &\quad + a_7 T^I + a_8 T_{wb}^I + a_9 T^F + a_{10} T_{wb}^F
 \end{aligned} \tag{4.15}$$

yazılabilir. Bu şekilde $u, v, (t-t_0)$ ve $F(L)$ 'in ayrı ayrı hesaplanması yerine (a) katsayılarının bulunması yeterli olacaktır. (a) katsayıları çoklu lineer regresyon tekniği kullanılarak tahmin edilmiştir [53][54][55]. Varyans için F, (a) katsayılarının tahmini için de t testi uygulanarak 0.05 anlam düzeyi seçilmiş ve bu

kritere uyanlar prognostik denklemlere dahil edilmiştir.

Parametrelerin tahmini için, seçilen istasyonların üç yıllık, 1983-1985 yıllarına ait (Kasım ve Aralık 1985 hariç) gözlem verileri kullanılmıştır. Her ay ayrı ayrı değerlendirildiği gibi üçer aylık, altışar aylık ve bir bütün olarak yıllık değerlendirmeler yapılmıştır. Elde edilen sonuçlar TABLO 4-1 - TABLO 4-19'da gösterilmiştir. Elde edilen regresyon denklemlerinden tahmin edilen 1985 yılına ait (Kasım, Aralık 1984) minimum sıcaklıkların, gözlenen minimum sıcaklıklarla karşılaştırılması ŞEKİL 4-3'den itibaren gösterilmiştir.

Mart ayı için regresyon denklemleri aylık değerlerden,

$$\hat{T}_{\min}^A = 3.47 + 0.3T_{wb}^K + 0.53T_{wb}^I + 0.3T_{wb}^M - 0.34T^I \quad (4.16)$$

üç aylık değerlerden,

$$\begin{aligned} \hat{T}_{\min}^A = & 4.06 + 0.36T_{wb}^I - 0.14T^I + 0.18T_{wb}^K \\ & + 0.45T_{wb}^M - 0.18T^M - 0.14T^A + 0.2T_{wb}^A \end{aligned} \quad (4.17)$$

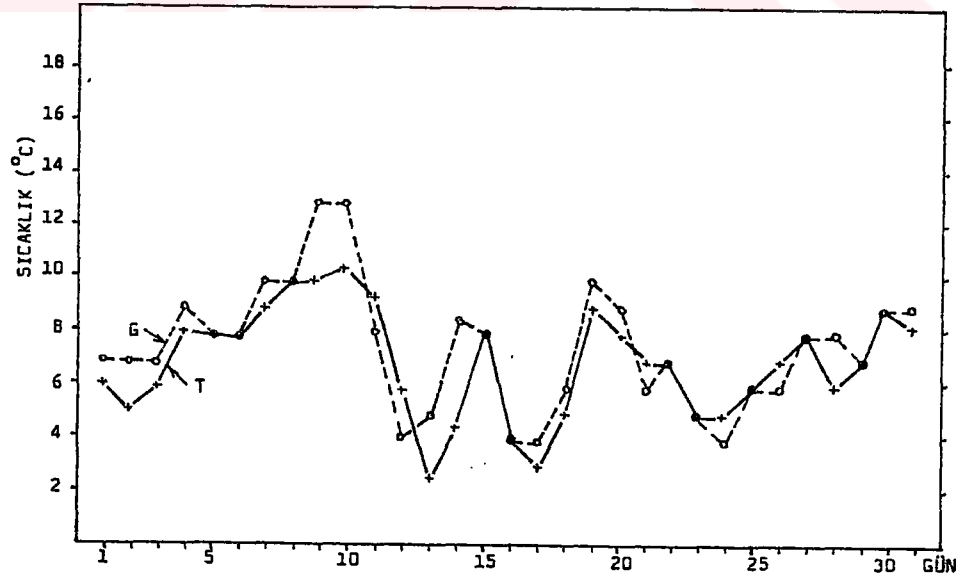
altı aylık değerlerden,

$$\begin{aligned} \hat{T}_{\min}^A = & 0.59 + 0.57T_{wb}^I + 0.2T_{wb}^F - 0.27T^I \\ & + 0.23T_{wb}^K + 0.14T_{wb}^M + 0.1T^F \end{aligned} \quad (4.18)$$

olarak elde edilmiştir.

TABLO 4-1. Minimum sıcaklık ile diğer meteorolojik değişkenler arasındaki ilişki (Ocak ayı).

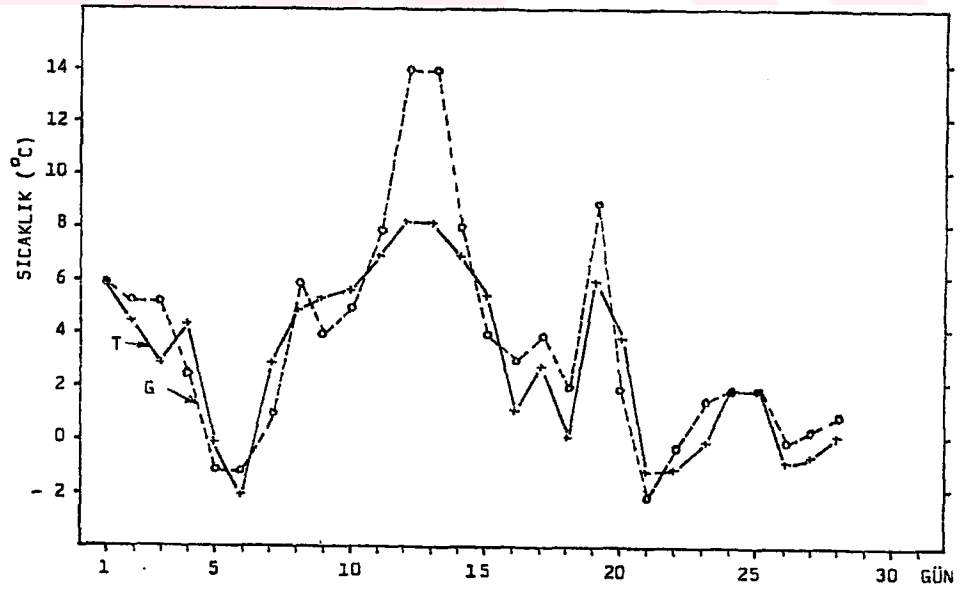
Çoklu Korelasyon Katsayısı : 0.87 Tahminin Standart Hatası : 1.69°C		Değişken	Değişken ile Minimum Sıcaklık Arasındaki Basit Korelasyon Katsayısı
		T^I	0.69
		T_{wb}^I	0.79
		T^K	0.73
		T_{wb}^K	0.76
		T^F	0.40
		T_{wb}^F	0.64
		T^M	0.45
		T_{wb}^M	0.70
		T^A	0.28
		T_{wb}^A	0.76
Regresyona Giren Değişken	Regresyon Katsayısı		
T_{wb}^I	: 0.01		
T^A	: -0.63		
T_{wb}^A	: 0.85		
T_{wb}^K	: 0.19		
T_{wb}^M	: 0.33		
T^F	: 0.28		
T_{wb}^F	: -0.30		
Regresyon Sabiti : 3.51			



ŞEKİL 4-3. Tahmin edilen ve gerçekleşen minimum sıcaklık değerleri (Ocak 1985) (T: Tahmin, G: Gerçekleşen)

TABLO 4-2. Minimum sıcaklık ile diğer meteorolojik değişkenler arasındaki ilişki (Şubat ayı).

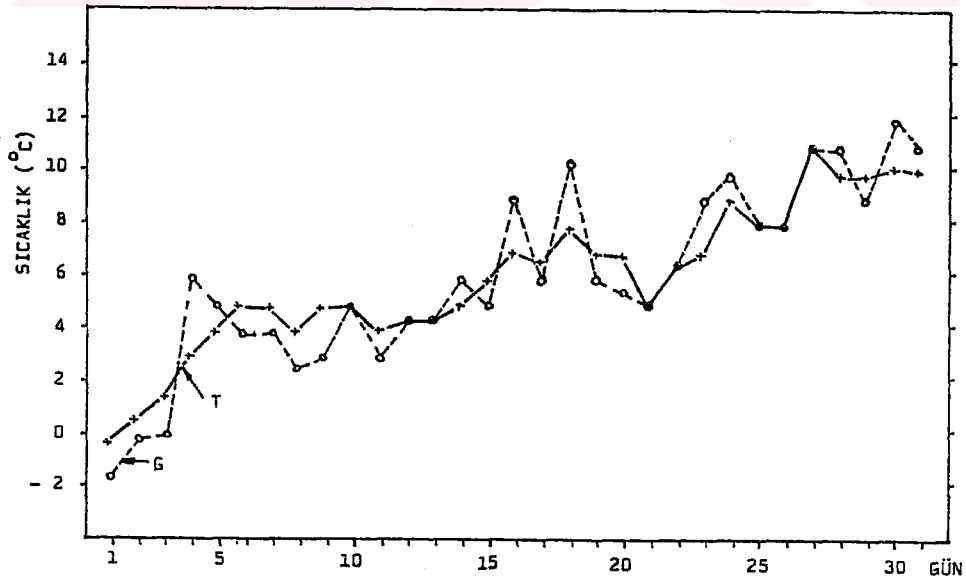
Çoklu Korelasyon Katsayısı : 0.83 Tahminin Standart Hatası : 1.98°C		Değişken	Değişken ile Minimum Sıcaklık Arasındaki Basit Korelasyon Katsayısı
Regresyona Giren Değişken T_{wb}^I : 0.46 T^M : -0.34 T_{wb}^M : 0.59 T^F : -0.12 Regresyon Sabiti : 5.25		T^I	0.71
		T_{wb}^I	0.79
		T^K	0.72
		T_{wb}^K	0.76
		T^F	0.53
		T_{wb}^F	0.70
		T^M	0.50
		T_{wb}^M	0.75
		T^A	0.55
		T_{wb}^A	0.75



ŞEKİL 4-4. Tahmin edilen ve gerçekleşen minimum sıcaklık değerleri (Şubat 1985).

TABLO 4-3. Minimum sıcaklık ile diğer meteorolojik değişkenler arasındaki ilişki (Mart ayı).

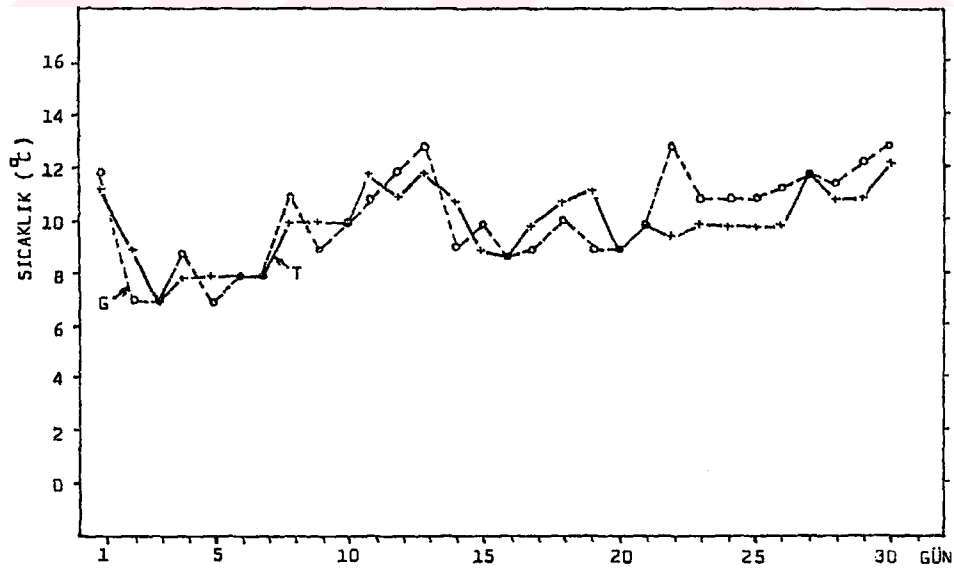
Çoklu Korelasyon Katsayısı : 0.92 Tahminin Standart Hatası : 1.74°C		Değişken	Değişken ile Minimum Sıcaklık Arasındaki Basit Korelasyon Katsayısı
Regresyona Giren Değişken		T^I	0.62
		T_{wb}^I	0.75
Regresyon Katsayısı		T^K	0.72
		T_{wb}^K	0.76
T_{wb}^K : 0.30 T_{wb}^I : 0.53 T^I : -0.34 T_{wb}^M : 0.30		T^F	0.55
		T_{wb}^F	0.70
Regresyon Sabiti : 3.47		T^M	0.46
		T_{wb}^M	0.67
		T^A	0.48
		T_{wb}^A	0.74



ŞEKİL 4-5. Tahmin edilen ve gerçekleşen minimum sıcaklık değerleri (Mart 1985).

TABLO 4-4. Minimum sıcaklık ile diğer meteorolojik değişkenler arasındaki ilişki (Nisan ayı).

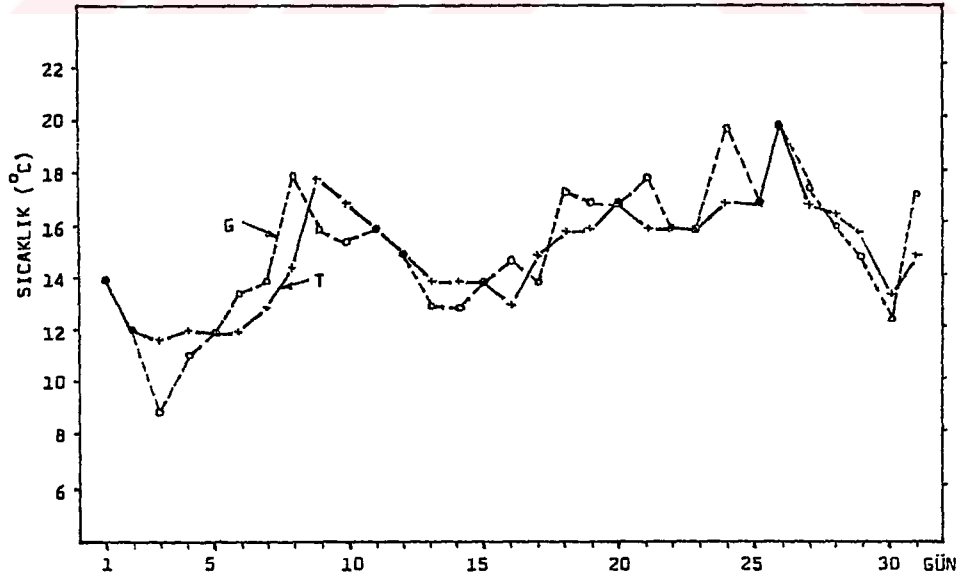
Çoklu Korelasyon Katsayısı : 0.66 Tahminin Standart Hatası : 1.52°C		Değişken	Değişken ile Minimum Sıcaklık Arasındaki Basit Korelasyon Katsayısı
		T^I	0.48
		T_{wb}^I	0.58
		T^K	0.56
		T_{wb}^K	0.62
		T^F	0.38
		T_{wb}^F	0.50
		T^M	0.36
		T_{wb}^M	0.48
		T^A	0.34
		T_{wb}^A	0.49
Regresyona Giren Değişken	Regresyon Katsayısı		
T_{wb}^K	: 0.31		
T_{wb}^F	: 0.23		
T_{wb}^I	: 0.17		
T_{wb}^A	: -0.13		
T^I	: -0.12		
T^A	: -0.11		
T^K	: 0.07		
Regresyon Sabiti : 2.50			



ŞEKİL 4-6. Tahmin edilen ve gerçekleşen minimum sıcaklık değerleri (Nisan 1985).

TABLO 4-5. Minimum sıcaklık ile diğer meteorolojik değişkenler arasındaki ilişki (Mayıs ayı).

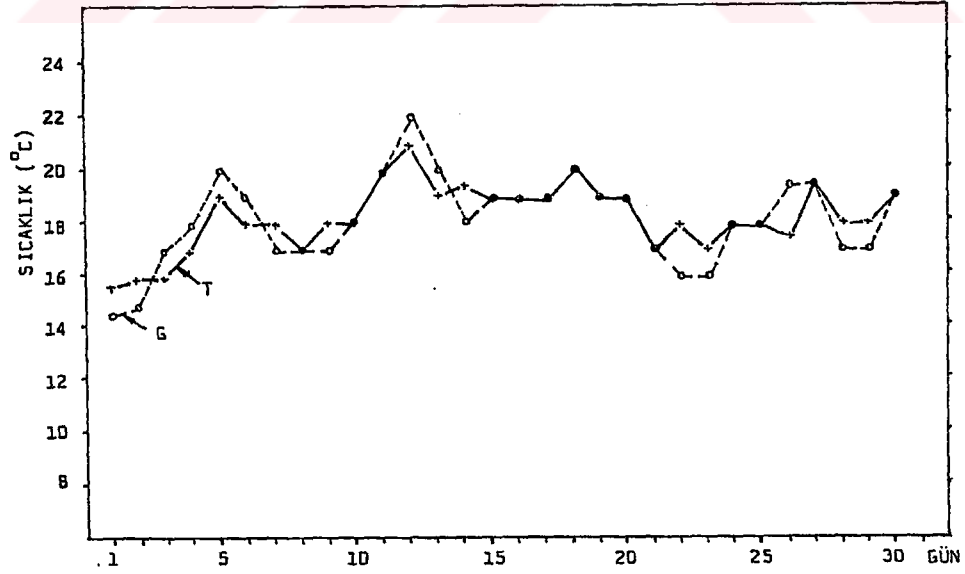
Çoklu Korelasyon Katsayısı : 0.80 Tahminin Standart Hatası : 1.49°C		Değişken	Değişken ile Minimum Sıcaklık Arasındaki Basit Korelasyon Katsayısı
Regresyona Giren Değişken		T^I	0.48
		T_{wb}^I	0.54
Regresyon Katsayısı		T^K	0.50
		T_{wb}^K	0.59
T^F : 0.11		T^F	0.61
		T_{wb}^F	0.54
T_{wb}^F : 0.37		T^M	0.48
		T_{wb}^M	0.57
T^A : 0.34		T^A	0.61
		T_{wb}^A	0.56
T_{wb}^A : 0.22			
T^I : -0.19			
T^K : 0.08			
Regresyon Sabiti : -4.52			



ŞEKİL 4-7. Tahmin edilen ve gerçekleşen minimum sıcaklık değerleri (Mayıs 1985).

TABLO 4-6. Minimum sıcaklık ile diğer meteorolojik değişkenler arasındaki ilişki (Haziran ayı).

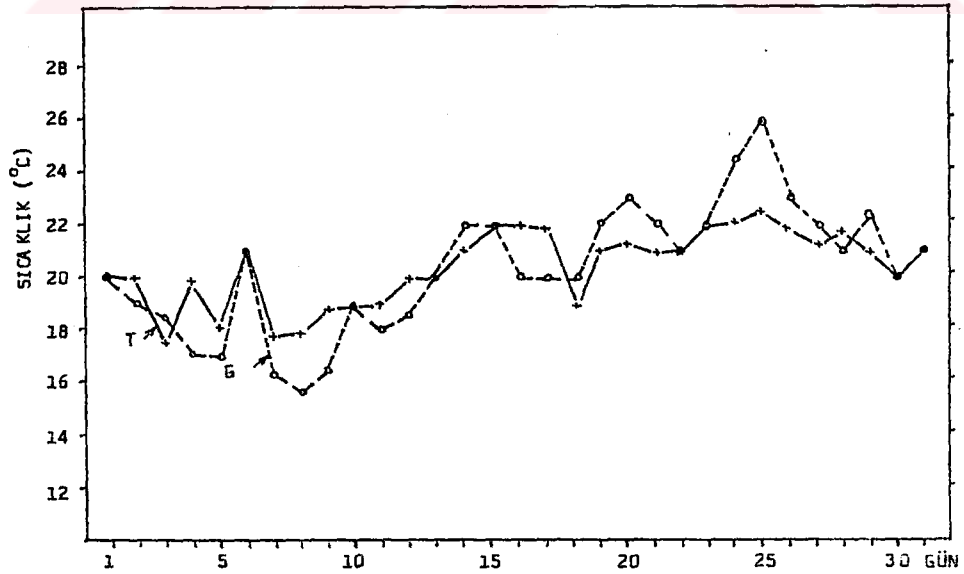
Çoklu Korelasyon Katsayısı : 0.72 Tahminin Standart Hatası : 1.25°C		Değişken	Değişken ile Minimum Sıcaklık Arasındaki Basit Korelasyon Katsayısı
Regresyona Giren Değişken		T^I	0.38
		T_{wb}^I	0.42
Regresyon Katsayısı		T^K	0.42
		T_{wb}^K	0.57
T_{wb}^K : 0.41		T^F	0.38
		T_{wb}^F	0.38
T^A : 0.34		T^M	0.43
		T_{wb}^M	0.33
T_{wb}^A : 0.39		T^A	0.39
		T_{wb}^A	0.44
T^I : -0.12			
T_{wb}^I : -0.15			
Regresyon Sabiti : -0.17			



ŞEKİL 4-8. Tahmin edilen ve gerçekleşen minimum sıcaklık değerleri (Haziran 1985).

TABLO 4-7. Minimum sıcaklık ile diğer meteorolojik değişkenler arasındaki ilişki (Temmuz ayı).

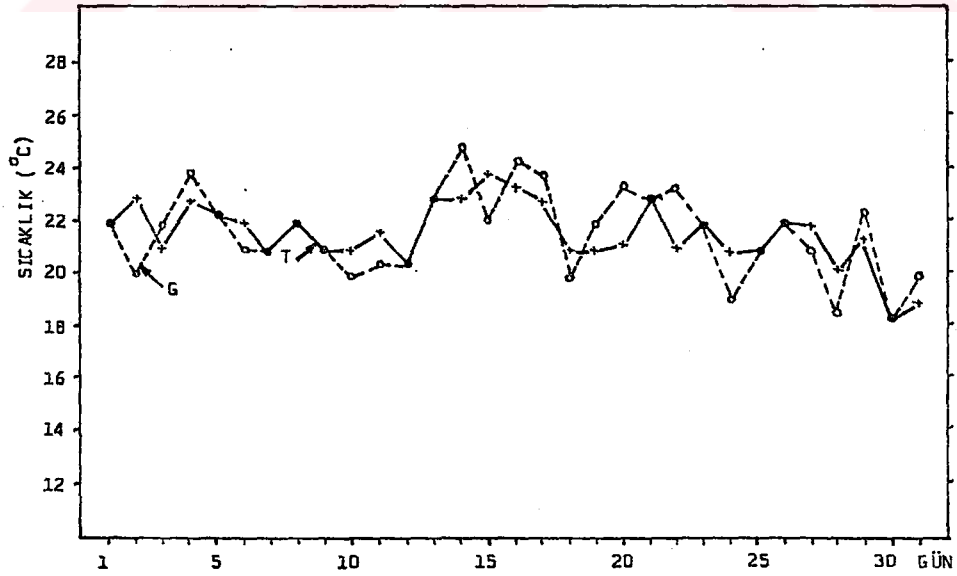
Çoklu Korelasyon Katsayısı : 0.72 Tahminin Standart Hatası : 1.68°C		Değişken	Değişken ile Minimum Sıcaklık Arasındaki Basit Korelasyon Katsayısı
Regresyona Giren Değişken T^A : 0.32 T_{wb}^K : 0.42 T^K : -0.32 T_{wb}^M : 0.34 T_{wb}^P : 0.25 T_{wb}^I : -0.16 Regresyon Sabiti : 3.03	Regresyon Katsayısı	T^I	0.11
		T_{wb}^I	0.13
		T^K	0.15
		T_{wb}^K	0.20
		T^F	0.42
		T_{wb}^F	0.05
		T^M	0.31
		T_{wb}^M	0.12
		T^A	0.54
		T_{wb}^A	0.09



ŞEKİL 4-9. Tahmin edilen ve gerçekleşen minimum sıcaklık değerleri (Temmuz 1985).

TABLO 4-8. Minimum sıcaklık ile diğer meteorolojik değişkenler arasındaki ilişki (Ağustos ayı)

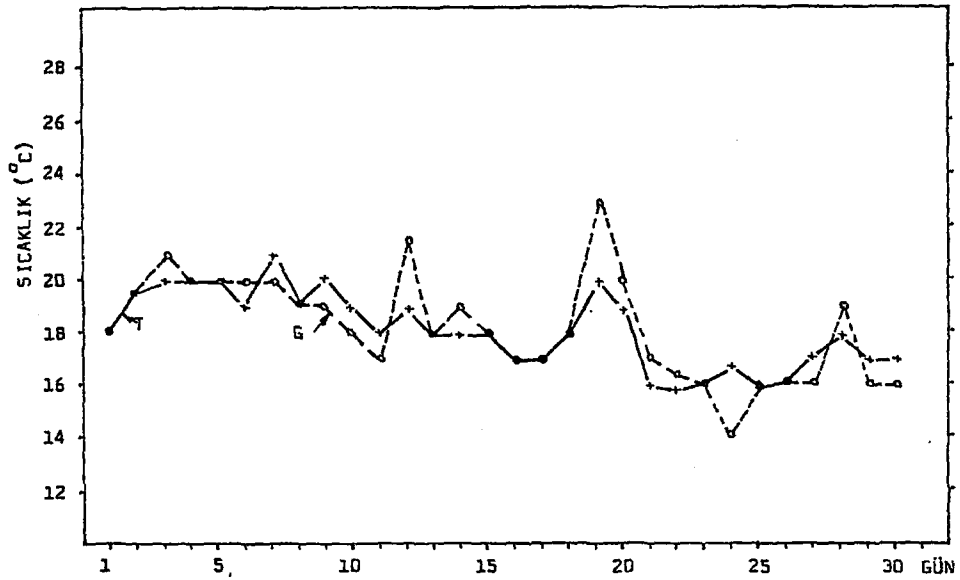
Çoklu Korelasyon Katsayısı : 0.68 Tahminin Standart Hatası : 1.33°C		Değişken	Değişken ile Minimum Sıcaklık Arasındaki Basit Korelasyon Katsayısı
		T^I	0.41
		T_{wb}^I	0.43
		T^K	0.26
		T_{wb}^K	0.38
		T^F	0.20
		T_{wb}^F	0.42
		T^M	0.48
		T_{wb}^M	0.36
		T^A	0.29
		T_{wb}^A	0.30
Regresyona Giren Değişken	Regresyon Katsayısı		
T^M	: 0.07		
T_{wb}^F	: 0.27		
T^A	: 0.27		
T_{wb}^A	: 0.28		
T^K	: -0.14		
T_{wb}^I	: 0.14		
Regresyon Sabiti : -1.26			



ŞEKİL 4-10. Tahmin edilen ve gerçekleşen minimum sıcaklık değerleri (Ağustos 1985).

TABLO 4-9. Minimum sıcaklık ile diğer meteorolojik değişkenler arasındaki ilişki (Eylül ayı).

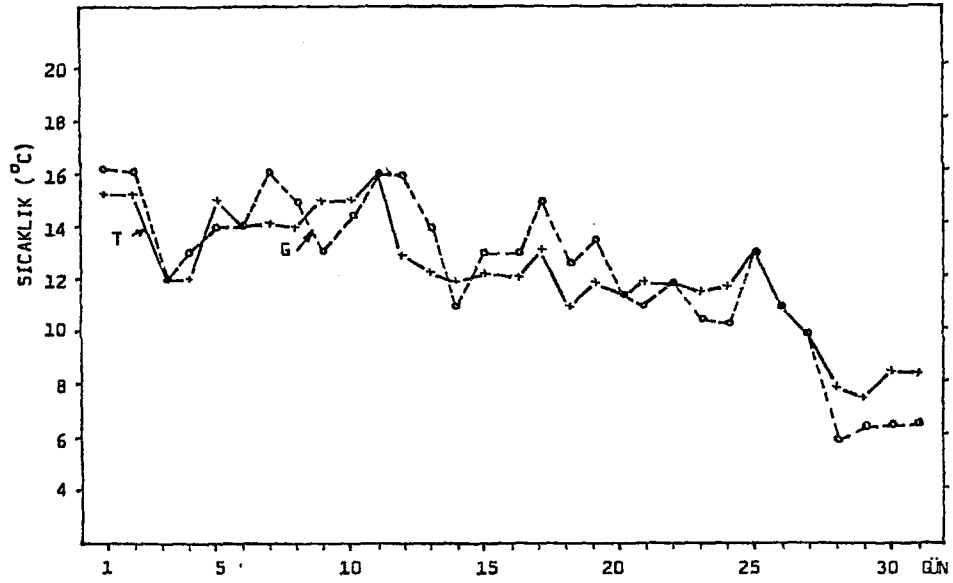
Çoklu Korelasyon Katsayısı : 0.71 Tahminin Standart Hatası : 1.37°C		Değişken	Değişken ile Minimum Sıcaklık Arasındaki Basit Korelasyon Katsayısı
		T^I	0.15
		T_{wb}^I	0.50
Regresyona Giren Değişken	Regresyon Katsayısı	T^K	0.16
		T_{wb}^K	0.39
T_{wb}^I : 0.35		T^F	0.30
T^A : 0.40		T_{wb}^F	0.29
T^I : -0.43		T^M	0.17
T_{wb}^A : 0.27		T_{wb}^M	0.28
T_{wb}^F : 0.22		T^A	0.29
T^F : 0.15		T_{wb}^A	0.37
Regresyon Sabiti : -3.41			



ŞEKİL 4-11. Tahmin edilen ve gerçekleşen minimum sıcaklık değerleri (Eylül 1985).

TABLO 4-10. Minimum sıcaklık ile diğer meteorolojik değişkenler arasındaki ilişki (Ekim ayı).

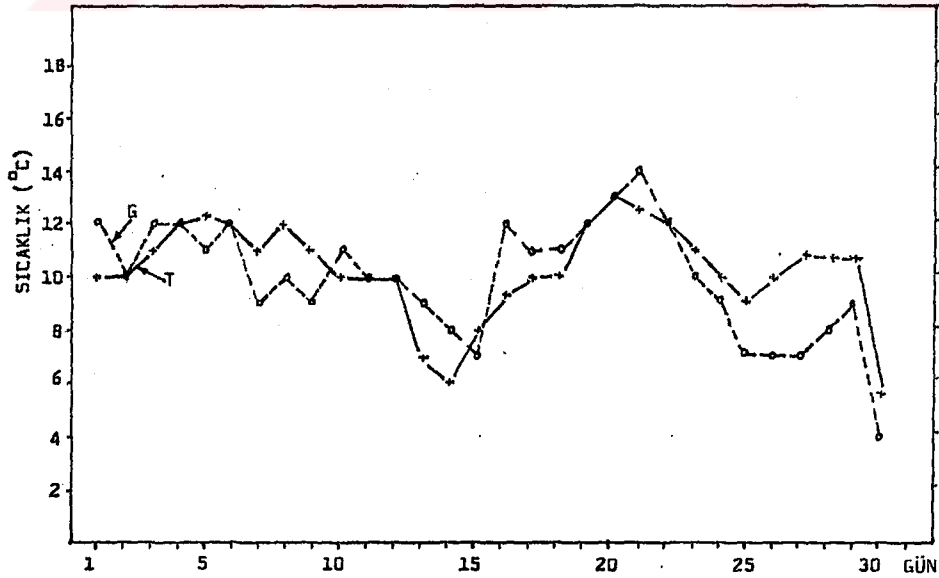
Çoklu Korelasyon Katsayısı : 0.82 Tahminin Standart Hatası : 1.60°C		Değişken	Değişken ile Minimum Sıcaklık Arasındaki Basit Korelasyon Katsayısı
Regresyona Giren Değişken Regresyon Katsayısı r_{wb}^K : 0.67 r^K : -0.15 r^F : 0.33 r^I : -0.40 r_{wb}^A : 0.36 r^A : 0.16 Regresyon Sabiti : -2.03		r^I	0.44
		r_{wb}^I	0.58
		r^K	0.50
		r_{wb}^K	0.65
		r^F	0.60
		r_{wb}^F	0.55
		r^M	0.45
		r_{wb}^M	0.54
		r^A	0.53
		r_{wb}^A	0.62



ŞEKİL 4-12. Tahmin edilen ve gerçekleşen minimum sıcaklık değerleri (Ekim 1985).

TABLO 4-11. Minimum sıcaklık ile diğer meteorolojik değişkenler arasındaki ilişki (Kasım ayı).

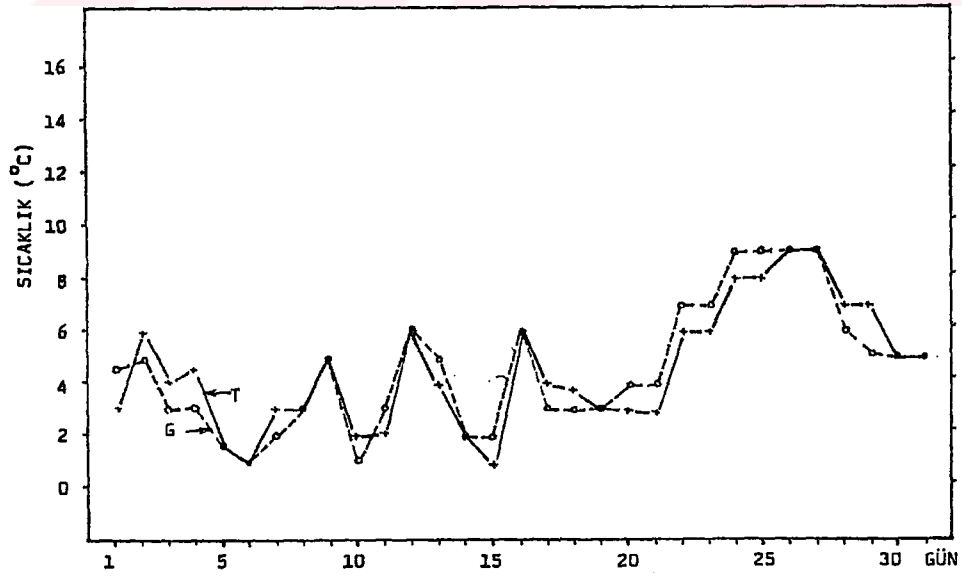
Çoklu Korelasyon Katsayısı : 0.75 Tahminin Standart Hatası : 1.64°C		Değişken	Değişken ile Minimum Sıcaklık Arasındaki Basit Korelasyon Katsayısı
Regresyona Giren Değişken		T^I	0.30
		T_{wb}^I	0.67
Regresyon Katsayısı		T^K	0.49
		T_{wb}^K	0.63
T_{wb}^I : 0.68		T^F	0.08
		T_{wb}^F	0.48
T^I : -0.42		T^M	0.12
		T_{wb}^M	0.50
T_{wb}^A : 0.31		T^A	0.06
		T_{wb}^A	0.63
T^K : 0.14			
Regresyon Sabiti : 4.18			



ŞEKİL 4-13. Tahmin edilen ve gerçekleşen minimum sıcaklık değerleri (Kasım 1984).

TABLO 4-12. Minimum sıcaklık ile diğer meteorolojik değişkenler arasındaki ilişki (Aralık ayı).

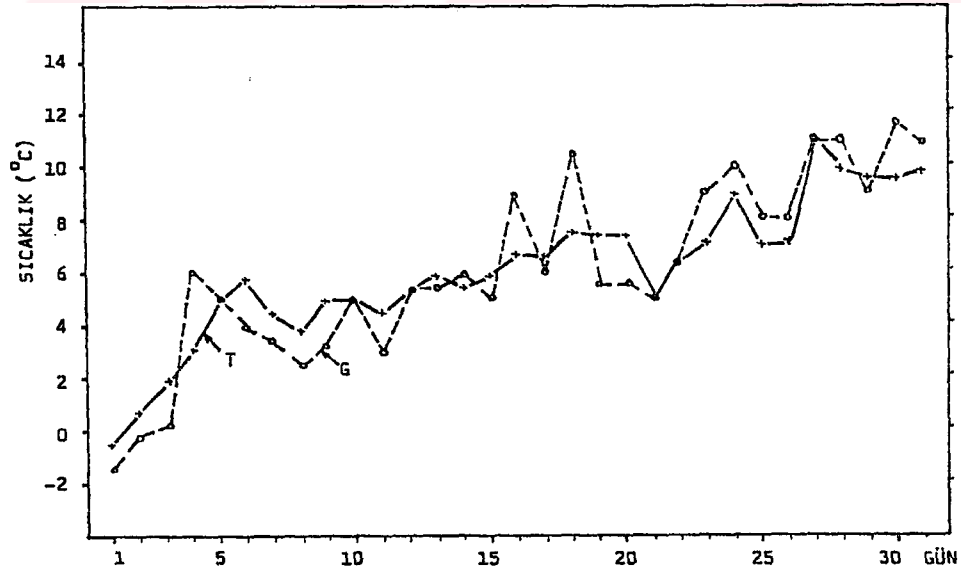
Çoklu Korelasyon Katsayısı : 0.89 Tahminin Standart Hatası : 1.25°C		Değişken	Değişken ile Minimum Sıcaklık Arasındaki Basit Korelasyon Katsayısı
Regresyona Giren Değişken		T^I	0.50
		T_{wb}^I	0.75
Regresyon Katsayısı		T^K	0.40
		T_{wb}^K	0.54
T_{wb}^I : 0.27 T^A : -0.49 T_{wb}^A : 0.86		T^F	0.03
		T_{wb}^F	0.43
Regresyon Sabiti : 3.56		T^M	0.00
		T_{wb}^M	0.41
		T^A	-0.07
		T_{wb}^A	0.72



ŞEKİL 4-14. Tahmin edilen ve gerçekleşen minimum sıcaklık değerleri (Aralık 1984).

TABLO 4-13. Minimum sıcaklık ile diğer meteorolojik değişkenler arasındaki ilişki (Ocak-Mart, 3 aylık).

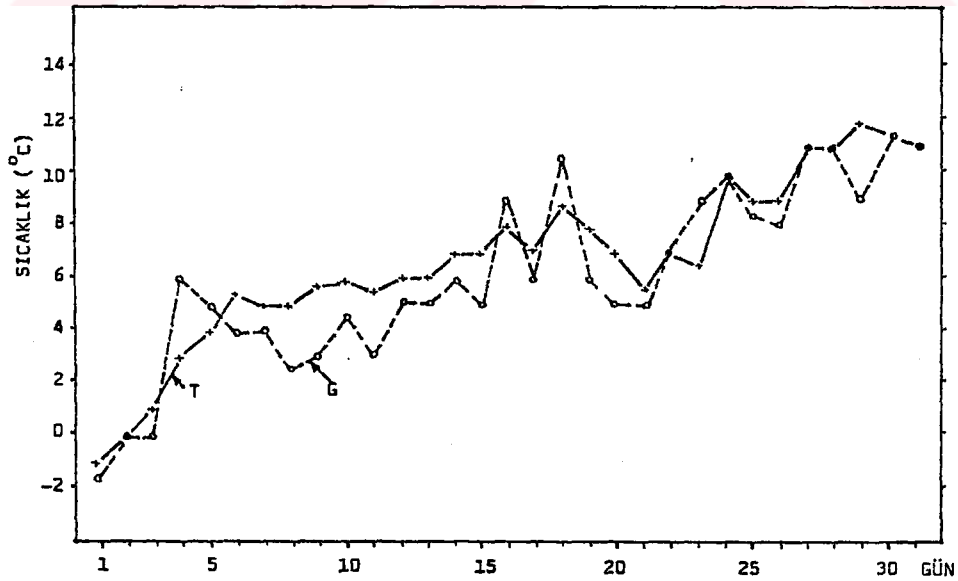
Çoklu Korelasyon Katsayısı : 0.84 Tahminin Standart Hatası : 1.85°C		Değişken	Değişken ile Minimum Sıcaklık Arasındaki Basit Korelasyon Katsayısı
Regresyona Giren Değişken Regresyon Katsayısı T_{wb}^I : 0.36 T^I : -0.14 T_{wb}^K : 0.18 T_{wb}^M : 0.45 T^M : -0.18 T^A : -0.14 T_{wb}^A : 0.20 Regresyon Sabiti : 4.06		T^I	0.67
		T_{wb}^I	0.79
		T^K	0.71
		T_{wb}^K	0.76
		T^F	0.53
		T_{wb}^F	0.70
		T^M	0.50
		T_{wb}^M	0.72
		T^A	0.49
		T_{wb}^A	0.70



ŞEKİL 4-15. Tahmin edilen ve gerçekleşen minimum sıcaklık değerleri (Mart 1985, 3 aylık tahminden).

TABLO 4-14. Minimum sıcaklık ile diğer meteorolojik değişkenler arasındaki ilişki (Ekim-Mart, 6 aylık).

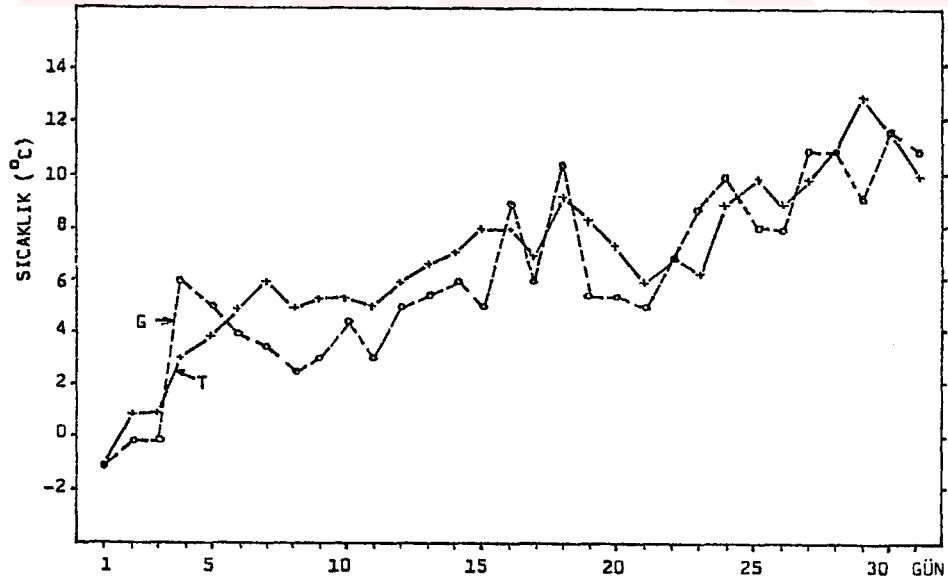
Çoklu Korelasyon Katsayısı : 0.88 Tahminin Standart Hatası : 2.04°C		Değişken	Değişken ile Minimum Sıcaklık Arasındaki Basit Korelasyon Katsayısı
Regresyona Giren Değişken		T^I	0.78
		T_{wb}^I	0.86
Regresyon Katsayısı		T^K	0.78
		T_{wb}^K	0.83
T_{wb}^I : 0.57		T^F	0.74
		T_{wb}^F	0.82
T_{wb}^F : 0.20		T^M	0.71
		T_{wb}^M	0.82
T^I : -0.27		T^A	0.71
		T_{wb}^A	0.85
T_{wb}^K : 0.23			
T_{wb}^M : 0.14			
T^F : 0.10			
Regresyon Sabiti : 0.59			



ŞEKİL 4-16. Tahmin edilen ve gerçekleşen minimum sıcaklık değerleri (Mart 1985, 6 aylık tahminden).

TABLO 4-15. Minimum sıcaklık ile diğer meteorolojik değişkenler arasındaki ilişki (bir yıllık).

Çoklu Korelasyon Katsayısı : 0.95 Tahminin Standart Hatası : 2.02°C		Değişken	Değişken ile Minimum Sıcaklık Arasındaki Basit Korelasyon Katsayısı
Regresyona Giren Değişken		Regresyon Katsayısı	
T_{wb}^I	: 0.27	T^I	0.90
T^A	: 0.25	T_{wb}^I	0.92
T_{wb}^A	: 0.17	T^K	0.89
T_{wb}^K	: 0.28	T_{wb}^K	0.91
T^I	: -0.28	T^F	0.90
T_{wb}^F	: 0.17	T_{wb}^F	0.90
T_{wb}^M	: 0.15	T^M	0.90
T^F	: 0.14	T_{wb}^M	0.91
Regresyon Sabiti : -4.25		T^A	0.89
		T_{wb}^A	0.91



ŞEKİL 4-17. Tahmin edilen ve gerçekleşen minimum sıcaklık değerleri (Mart 1985, yıllık tahminden).

TABLO 4-16. Minimum sıcaklık ile diğer meteorolojik değişkenler arasındaki ilişki (Temmuz-Eylül, 3 aylık).

Çoklu Korelasyon Katsayısı : 0.77 Tahminin Standart Hatası : 1.64°C		Değişken	Değişken ile Minimum Sıcaklık Arasındaki Basit Korelasyon Katsayısı
		T^I	0.28
		T_{wb}^I	0.44
		T^K	0.18
		T_{wb}^K	0.46
		T^F	0.46
		T_{wb}^F	0.25
		T^M	0.42
		T_{wb}^M	0.40
		T^A	0.54
		T_{wb}^A	0.26
Regresyona Giren Değişken	Regresyon Katsayısı		
T^A	: 0.43		
T_{wb}^K	: 0.29		
T_{wb}^F	: 0.21		
T^I	: -0.20		
T_{wb}^A	: 0.21		
T_{wb}^M	: 0.24		
T_{wb}^I	: 0.14		
T^K	: -0.10		
T^F	: 0.13		
T^M	: 0.11		
Regresyon Sabiti : -6.84			

TABLO 4-17. Minimum sıcaklık ile diğer meteorolojik değişkenler arasındaki ilişki (Nisan-Haziran, 3 aylık).

Çoklu Korelasyon Katsayısı : 0.92 Tahminin Standart Hatası : 1.53°C		Değişken	Değişken ile Minimum Sıcaklık Arasındaki Basit Korelasyon Katsayısı
		T^I	0.77
		T_{wb}^I	0.82
		T^K	0.76
		T_{wb}^K	0.84
		T^F	0.83
		T_{wb}^F	0.81
		T^M	0.76
		T_{wb}^M	0.81
		T^A	0.82
		T_{wb}^A	0.82
Regresyona Giren Değişken	Regresyon Katsayısı		
T_{wb}^K	: 0.36		
T^A	: 0.43		
T_{wb}^F	: 0.28		
T^I	: -0.23		
T_{wb}^A	: 0.20		
T^K	: 0.08		
Regresyon Sabiti : -6.88			

TABLO 4-18. Minimum sıcaklık ile diğer meteorolojik değişkenler arasındaki ilişki (Ekim-Aralık, 3 aylık).

Çoklu Korelasyon Katsayısı : 0.88 Tahminin Standart Hatası : 1.91°C		Değişken	Değişken ile Minimum Sıcaklık Arasındaki Basit Korelasyon Katsayısı
		T^I	0.73
		T_{wb}^I	0.84
		T^K	0.76
		T_{wb}^K	0.83
		T^F	0.68
		T_{wb}^F	0.77
		T^M	0.66
		T_{wb}^M	0.74
		T^A	0.64
		T_{wb}^A	0.81
Regresyona Giren Değişken	Regresyon Katsayısı		
T_{wb}^I	: 0.48		
T_{wb}^K	: 0.52		
T^K	: -0.21		
T_{wb}^A	: 0.19		
T_{wb}^F	: 0.16		
T^I	: -0.16		
T^A	: 0.10		
Regresyon Sabiti : 0.42			

TABLO 4-19. Minimum sıcaklık ile diğer meteorolojik değişkenler arasındaki ilişki (Nisan-Eylül, 6 aylık).

Çoklu Korelasyon Katsayısı : 0.93 Tahminin Standart Hatası : 1.59°C		Değişken	Değişken ile Minimum Sıcaklık Arasındaki Basit Korelasyon Katsayısı
		T^I	0.78
		T_{wb}^I	0.81
		T^K	0.74
		T_{wb}^K	0.81
		T^F	0.85
		T_{wb}^F	0.76
		T^M	0.81
		T_{wb}^M	0.82
		T^A	0.85
		T_{wb}^A	0.77
Regresyona Giren Değişken	Regresyon Katsayısı		
T^F	: 0.11		
T_{wb}^F	: 0.24		
T^A	: 0.42		
T_{wb}^K	: 0.29		
T^I	: -0.24		
T_{wb}^A	: 0.18		
T_{wb}^M	: 0.18		
T_{wb}^I	: 0.11		
T^M	: -0.07		
Regresyon Sabiti : -7.74			

4.5. Yöntemin Başarısı

Yöntemden elde edilen minimum sıcaklık tahminleri, Devlet Meteoroloji İşleri Genel Müdürlüğü Merkez Analiz Bürosu (MAB) tahminleri ile karşılaştırılmıştır. Karşılaştırma MAB'in tahmin sonuçlarının mevcut olduğu 1985 yılının ilk yarısı için yapılmıştır. Karşılaştırma kriterleri "Ortalama Karekök Hata (RMSE)", "Ortalama Hata (ME)", "Hatanın Standart Sapması (SD)" ve "Başarı Oranı (BO)"dır.

Başarı oranı, minimum sıcaklık tahmin sayısı N ve 2°C'dan daha büyük veya daha küçük hatalı tahmin sayısı K olmak üzere,

$$BO = (N-K)/N \quad (4.19)$$

olarak tanımlanmaktadır. Elde edilen sonuçlar TABLO 4-20'de görülmektedir.

TABLO 4-20. 1985 yılı ilk yarısı için yöntemden elde edilen minimum sıcaklık tahmin değerleri ile MAB tahmin değerlerinin karşılaştırılması.

		OCAK	ŞUBAT	MART	NİSAN	MAYIS	HAZİRAN	ORTALAMA
RMSE (°C)	YÖNTEM	1.56	1.99	1.47	1.33	1.68	1.04	1.51
	MAB	2.16	2.08	2.20	1.97	2.13	2.15	2.12
ME (°C)	YÖNTEM	0.58	0.75	0.00	0.10	0.29	-0.23	0.25
	MAB	-0.10	-0.68	0.71	0.57	0.61	-0.30	0.14
SD (°C)	YÖNTEM	1.45	1.84	1.47	1.32	1.65	1.02	1.46
	MAB	2.15	1.97	2.08	1.89	2.04	2.13	2.04
BO (%)	YÖNTEM	87	85	94	94	87	97	91
	MAB	77	75	77	77	81	76	77

Temmuz-Ekim 1985 ayları ile Kasım, Aralık 1984 aylarına ait altı aylık değerlendirme sonuçları da TABLO 4-21'de verilmiştir.

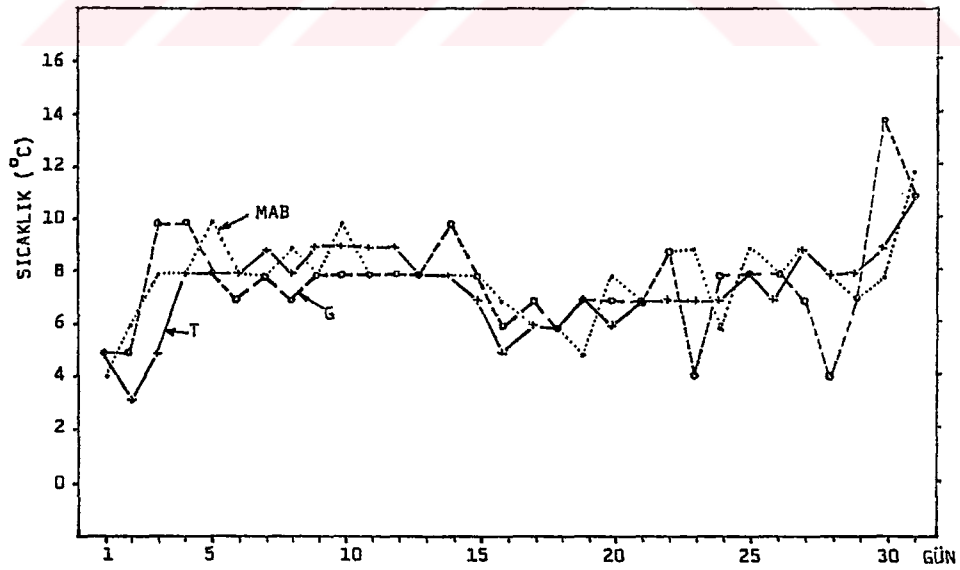
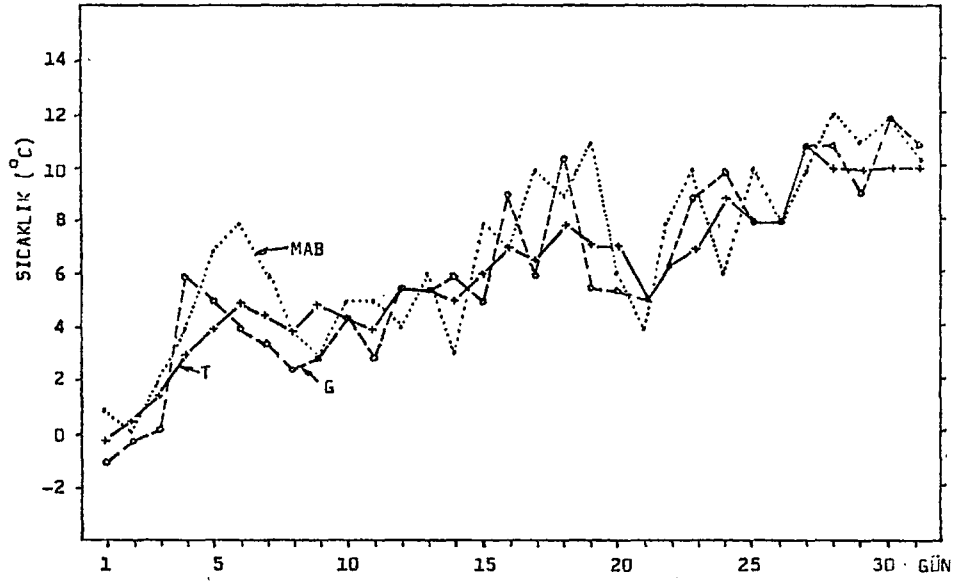
TABLO 4-21. Temmuz-Ekim 1985 ve Kasım, Aralık 1984 ayları yöntemden elde edilen tahmin sonuçlarının değerlendirilmesi.

	TEMMUZ	AĞUSTOS	EYLÜL	EKİM	KASIM	ARALIK
RMSE	1.74	1.34	1.32	1.40	1.73	1.12
ME	-0.19	0.06	0.13	0.03	-0.27	-0.03
SD	1.73	1.33	1.30	1.40	1.66	1.12
B.O. (%)	87	90	93	97	83	97

Yukarıdaki tabloların incelenmesinden de görüleceği üzere, yöntem oldukça başarılı sonuçlar vermektedir.

Mart ayı, ayrı olarak değerlendirilmiş ve 1983, 1984, 1985 ve 1986 yılları için başarı oranı sırası ile % olarak 87, 84, 94 ve 87 olarak bulunmuştur. MAB'in 1985 Mart ayı başarı oranı %77, 1986 Mart ayında ise %90'dır. 1985 ve 1986 Mart ayına ait tahmin edilen ve gerçekleşen minimum sıcaklık değerleri ŞEKİL 4-18 ve ŞEKİL 4-19'da gösterilmiştir. 1985 Mart ayında MAB'in 7 başarısız tahmini, yöntemin 2 başarısız tahmini ve 1986 Mart ayında MAB'in 3 başarısız tahmini, yöntemin ise 4 başarısız tahmini bulunmaktadır. 1986 Mart ayında MAB'in ve yöntemin 3 başarısız tahmini aynı günlere rastlamaktadır. Ayın 23'ünde MAB minimum sıcaklığı 5°C yöntem 3°C, 28'inde her ikisi de 4°C yüksek tahmin etmişlerdir. Ayın 30'unda ise MAB'in tahmini 6°C daha düşük yöntemin ise 5°C daha yüksektir.

Diğer aylarda da yöntem ve MAB'in hatalı tahminleri genel olarak aynı günlere rastlamaktadır. Yapılan araştırmalarda, hatalı tahmin günlerinde basınç sistemleri ya çok hızlı hareket etmekte, ya da Batı Anadolu üzerinde çok kuvvetli üst seviye rüzgarları bulunmaktadır.



BÖLÜM 5

SONUÇLAR

Bu çalışmada elde edilen sonuçlar aşağıda özetlenmiştir:

1. Minimum hava sıcaklığı atmosferin her seviyesindeki meteorolojik parametrelere bağlı olarak değişmekle birlikte, daha çok gündüz alınan güneş enerjisi miktarına, minimum sıcaklığın olduğu saatlerdeki bulutluluğa ve rüzgara bağlı olarak değişmektedir.

2. Minimum sıcaklık tahmini yapılacak yere çevreden olan nem transferi, gündüz alınan güneş enerjisi ile bulutluluk ve rüzgarı iyi bir şekilde temsil etmektedir.

3. Bir yerde belli bir anda ölçülen sıcaklık ile aynı ana ait ıslak hazne sıcaklık farkı, o yerin nemi için iyi bir ölçüdür.

4. Bir yerde gündüz ölçülen maksimum ıslak hazne sıcaklığı, burada ve yakın çevrede minimum sıcaklık tahmini için kullanılabilecek güvenilir bir parametre olmaktadır.

5. Bir istasyonda minimum sıcaklığı tahmin için sadece aynı istasyona ait meteorolojik parametrelerin kullanılması yerine, çevre istasyonlara ait parametrelerin de kullanılması daha iyi sonuçlar vermiştir.

6. Çok hızlı meteorolojik değişimlerin olmadığı atmosferik şartlarda, nem transferini esas alan minimum sıcaklık tahmin yöntemi başarılı olmaktadır.

7. Antalya'nın minimum sıcaklık tahmini için Muğla, Isparta, Konya ve Finike'nin 1200 GMT sıcaklık ve ıslak hazne sıcaklıklarının

güvenilir prediktörler olduğu tesbit edilmiştir.

8. Sayısal hava tahmin model çıktıılarını kullanmadan ve başka meteorolojik parametrelerin tahminine bağlı olmadan kısa süreli minimum sıcaklık tahmini başarıyla gerçekleştirilmiştir.



KAYNAKLAR

- (1) BERRY, F.A., BOLLAY, E., BEERS, N.R.; Handbook of Meteorology, McGraw-Hill Book Comp., New York, 1973.
- (2) QUINN, T.J.; Temperature, Academic Press Inc., London, 1983.
- (3) ÖZİŞİK, M. Necati; Basic Heat Transfer, McGraw-Hill Kogakusha Ltd., Tokyo, 1979.
- (4) DE LANG, C.G., KOEPPE, E.C.; Weather and Climate, McGraw-Hill Book Comp. Inc., New York, 1958.
- (5) ULUATA, A. Rıza; Seralarda Yüksek Sıcaklığın Önlenmesi, Dicle Üniversitesi Ziraat Fakültesi Dergisi, Cilt 1, Sayı 1, (Ayrı Baskı), 1982.
- (6) GÜNAY, Atilla; Serler, Cilt 2, Çağ Matbaası, Ankara, 1981.
- (7) GLAHN, R. Harry; Statistical Weather Forecasting, ECMWF Seminar/Workshop, Interpretation of Numerical Weather Prediction Products, Reading, 1982.
- (8) GODSKE, C.L.; Methods of Statistics and Some Applications to Climatology, WMO Tech. Note 71, p. 9-86, 1962.
- (9) Handbook of Weather Forecasting, U.K. Meteorological Office Reference Book, Chapter 17, 1984.
- (10) YACOWAR, N.; Objective Temperature Forecasting, Technical Memoranda, Dep. of Transport, Mete. Branch, Canada, 692, 1968.
- (11) FRANCIS, P.E.; Temperature Forecasting Using MOS, Unpublished Available Met O 2B, U.K., 1981.
- (12) HLYWIAK, P.K., DALLAVELLE, J.P.; Two Case Studies of MOS Temperature Forecast Inconsistencies at Brownsville, Texas, During the Winter 1983-1984, NOAA, TDL Office Note 84-14, 1984.
- (13) FRANCIS, P.E., DAY, A.P., DAVIS, G.P.; Automated Temperature Forecasting, An Application of MOS to the Met. Office Numerical Weather Prediction Model, The Meteorological Mag., Vol. III, 73-87, 1982.

- (14) MILLER, R.G.; The Screening Procedure, In Studies in Statistical Weather Prediction, Conn. Travellers Research Center, Inc. Contract No AF19(604)-1590, Final Report, 86-95, Hartford, 1958.
- (15) WADSWORTH, G.P.; Short Range and Extended Forecasting by Statistical Methods, U.S. Air Force Air Weather Service TR No 105-38, Washington D.C., 1948.
- (16) WHITE, R.M., COOLEY, D.S., DERBY, R.C., SEAVER, F.A.; Development of Efficient Linear Statistical Operators for the Prediction of Sea Level Pressure, Journal of Meteorology, 15, 426-434, 1958.
- (17) JORGENSEN, D.L.; Prediction of Hurricane Motion With Use of Orthogonal Polynomials, Journal of Meteorology, 16, 21-29, 1959.
- (18) MILLER, R.G.; Statistical Prediction by Discriminant Analysis, Meteorological Monographs 4, No 25, 1962.
- (19) ROODENBURG, J.; Forecasting Urban Minimum Temperatures From Rural Observations, The Meteorological Mag., No 1329, Vol. 112, 99-106, 1983.
- (20) LEMCKE, C.; 2. Extreme Windspeed Ijmuiden, TR-54, De Bilt, 1984.
- (21) KRUIZINGA, S.; Development of Guidance Forecast at KNMI, De Bilt, 1985.
- (22) Report on the Applications and Use of ECMWF Products in Member States, Including Verification Results, Reading, 1985.
- (23) MASANOBU, H.; Numerical-Statistical Forecasting in the Japan Meteorological Agency, Presented at the Asia and South-West Pasific Tech. Con. on Operational Weather Forecasting Including Interpretation of NWP, WMO, WWW Programme, Beijing, 1983.
- (24) KLEIN, W.H., LEWIS, B.M., ENGER, I.; Objective Prediction of Five-Day Mean Temperature During Winter, Journal of Meteorology, 16, (672-682), 1959.
- (25) GLAHN, H.R., LOWRY, D.A.; The Use of Model Output Statistics In Objective Weather Forecasting, Journal of App. Meteorology, 11, (1203-1211), 1972.
- (26) Tarımsal Yapı ve Üretim 1980, Başbakanlık DİE Yayın., No 985, 1982.
- (27) ULUATA, A. Rıza; Seraların Isıtma Gereksinimini Hesaplama Yöntemleri, Çukurova Üniversitesi Ziraat Fakültesi 1.

Kültürteknik Kongresi Tebliği, Adana, 1984.

- (28) GÜNEY, Atilla; Tanımı, İnşası ve Kliması İle Serler, Cilt 1, Çağ Matbaası, Ankara, 1980.
- (29) Devlet Meteoroloji İşleri Genel Müdürlüğü Arşivleri.
- (30) MARTINOV, M.; Synoptical and Statistical Processing of Historical Data for Mediterranean Depressions, Report of the Informal Consultation on Mediterranean Cyclones, Sofia, 28 Nov. - 1 Dec. 1983, WMO, PSMP Publication Series No 3, 1983.
- (31) Weather in the Mediterranean, Vol. 1 (Second Edition), Her Majesty's Stationery Office, London, 1962.
- (32) AKYILDIZ, V.; Systematic Errors in the Behaviour of Cyclones in the ECMWF Operational Models, Tellus, 37A, 297-308, 1985.
- (33) WALLACE, M.J., PETER, V.H.; Atmospheric Science, An Introductory Survey, Academic Press, New York, 1977.
- (34) Research Manual 3, ECMWF Forecast Model Physical Parameterisation, ECMWF Research Department, Edited by J.F. Louis, Chapter 2, Radiation, 1985.
- (35) KRISHNAMURTI, T.N.; Primitive Equation Models and Their Application to the Tropics, Lectures on Forecasting of Tropical Weather, WMO No 492, Geneva, 1977.
- (36) GADD, A.J., NEWSON, E.M.; Surface Processes and Small-Scale Convection in the 10 Level Model, Met. Research Committee P. 261, Bracknell, 1969.
- (37) SMAGORINSKY, J.; On Dynamical Prediction of Large-Scale Condensation by Numerical Methods, Geophysical Monographs No 5, American Geoph. Union, p. 71-78, 1960.
- (38) Journal of Physical Oceanography, 4, 465, 1975.
- (39) ROBINSON, G.D.; Some Current Projects for Global Meteorological Observation and Experiment, Quart. Jour. Royal Meteorological Society, 93, 1967.
- (40) ROULLEAU, J.R. Trochon; Genel Meteoroloji (Çev. Muzaffer Dalmaz), Arı Kitabevi Matbaası, İstanbul, 1970.
- (41) SAUCIER, J.W.; Principles of Meteorological Analysis, The University of Chicago Press, Chicago, 1955.
- (42) BYERS, R. Horace; General Meteorology, McGraw-Hill Book Comp., New York, 1944.

- (43) TIEDTKE, M.; The Parameterisation of Moist Processes, ECMWF Meteorological Training Course Lec. Note No 3.3, Reading, 1984.
- (44) ABBOTT, F.P., TABONY, R.C.; The Estimation of Humidity Parameters, The Meteorological Magazine, No 1351, Vol. 114, 1985.
- (45) TABATA, S.; A Simple But Accurate Formula for the Saturation Vapor Pressure Over Liquid Water, Journal of App. Meteorology, 12, 1410-1411, 1973.
- (46) Research Manual 3, ECMWF Forecast Model, Physical Parameterisation, Chapter 5, Stratiform Precipitation, Revision 1, ECMWF Meteorological Bulletin, 8/85, 1985.
- (47) GODSKE, C.L., BERGERON, T., BJERKNES, J.B., BUNDGAARD, R.C.; Dynamic Meteorology and Weather Forecasting, Carnegie Ins. of Washington, Washington D.C., 1957.
- (48) Dynamic Revision Notes, Extension Course in Meteorological College, Reading, 1984.
- (49) GILL, A.E.; Simulations of Directly-Forced Motions in the Tropics Using Simple Analytic Models, ECMWF Workshop on Convection in Large-Scale Numerical Models, Reading, 1983.
- (50) KNIGHTING, E.K.; Three - Dimensional Numerical Prediction, Lectures on NSRWP, Leningrad, 1969.
- (51) BARRY, R.G., CHANLY, R.S.; Atmosphere, Weather and Climate, Third Edition, Richard Clay Ltd., Bungay, Suffolk, 1976.
- (52) RETELLACK, B.J.; Compendium of Lecture Notes for Training Class IV Meteorological Personnel, Vol. II, WMO, No 226, Geneva, 1984.
- (53) ÖZTÜRK, Aydın; Uygulamalı İstatistik, E.Ü. Matbaası, İzmir, 1978.
- (54) MILLER, R.G.; Advanced Topics of Statistical Prediction in Meteorology, WMO Tech. Note No 71, p. 115-133, 1966.
- (55) IBM Statistical Package, STEPR, 5798-ARN, IBM Corp., 1972.

ÖZGEÇMİŞ

1942 yılında Edirne'de doğan Yük.Müh. Ahmet KILIÇ, orta öğrenimini burslu olarak Bursa Erkek Lisesi'nde tamamlamıştır. Öğrenimine bir süre ara verdikten sonra, İstanbul Teknik Üniversitesi Elektrik Fakültesi'ne girmiş, daha sonra aynı fakülteye bağlı Meteoroloji Mühendisliği Bölümü'nü tercih etmiştir. 1972 yılında İ.T.Ü. Temel Bilimler Fakültesi Meteoroloji Mühendisliği Bölümü'nden yüksek mühendis olarak mezun olmuştur.

Bir müddet Karayolları'nda çalıştıktan sonra 1975 yılında Devlet Meteoroloji İşleri Genel Müdürlüğü'ne girmiştir.

1984 yılında İngiltere Hükümeti'nin sağladığı bursla, 6 ay süreyle İngiltere'de Deniz Meteorolojisi konusundaki kursa katılmış ve nümerik tahmin yöntemleri konusunda çalışmalar yapmıştır.

Evli ve iki çocuğu olan Ahmet KILIÇ halen Devlet Meteoroloji İşleri Genel Müdürlüğü merkezinde Nümerik Hava Tahmini Çalışma Grubu Başkanı olarak görev yapmaktadır.

T. C.
Yükseköğretim Kurulu
Dokümantasyon Merkezi