

Yer Yakını Atmosfer Tabakasının Düşey Açı Ölçülerine Olan Etkisi Üzerine Bir Araştırma



Karadeniz Teknik Üniversitesi Yer Bilimleri Fakültesince
« Doktor » ünvanının verilmesi için kabul edilen tezdır.

Y. M O H.
Gürol BANGER

Tezin Dekanlığa verilmiş tarihi : 5. Temmuz. 1977
Sözlü sınav tarihi : 13. Aralık. 1977

Doktorayı Yöneten Öğretim Üyesi : Prof. Dr. Erdoğan ÖZBENLİ
Doktora Komisyonu Üyesi : Prof. Dr. Kemal ERKİN
Doktora Komisyonu Üyesi : Doç. Dr. Türkay TÜDEŞ

TEŞEKKÜR

Bu araştırma konusunu veren ve çalışma süresince değerli yardımlarını esirgemeyen sayın hocam Prof. Dr. Erdoğan ÖZBENLİ 'ye, fikirleri ile çalışmaya büyük katkıları olan sayın komisyon üyeleri Prof. Dr. Kemal ERKİN'e ve Doç.Dr. Türkey TÜDEŞ'e teşekkürlerimi sunmayı bir borç bilirim.

Sıcaklık ölçmelerinde kullanılan elektronik düzenin tasarlanması ve yapımında değerli yardımları olan Dr. Sevki HOŞAĞASI'na, gerekli bazı materyallerin yurt dışından temin edilmesinde fedakârlıktan kaçınmayan Dr. Hasan ÖZYURT'a, çeşitli deney ve ölçülerin yapılması için laboratuvar imkanlarını sağlayan Ass. Baki HAZER'e, ölçülerin bilgisayarda değerlendirilmesi sırasında büyük yardımlarını gördüğüm Dr. Polat SAKA, Dr. Halil KARADENİZ ve Dr. Erbil ÖZTEKİN'e sonsuz teşekkür ederim.

Çalışma süresince yardımlarını gördüğüm KTÜ Yer Bilimleri Fakültesi Jeodezi ve Fotogrametri Bölümündeki Öğretim Üye Yardımcısı arkadaşlarıma, laboratuvar ve idari görevlilere sonsuz teşekkür ederim.

İÇİNDEKİLER

ÖZET	1
SUMMARY	iv
0. GİRİŞ	1
1. ATMOSFERİK REFRAKSİYON İLE İLGİLİ TEMEL BİLGİLER	3
1.1 Işık yolu eğriliği	3
1.11 Işığın kırılması ve kırma indis	4
1.12 Atmosferin farklı kırma indisli tabakalarından geçen ışığın eğriliği	5
1.121 Eş kırma indisli yüzeylerin düzlem ve birbirlerine paralel olarak kabul edilmesi hali	6
1.122 Eş kırma indisli yüzeylerin aynı merkezli küre yüzeyleri olarak kabul edilmesi hali	7
1.2 Atmosfer kırma indisinin düşey değişimi	9
1.3 Meteorolojik refraksiyon katsayısı	12
2. ATMOSFERİN GENEL YAPISI VE ATMOSFERİK REFRAKSİYONA ETKİ EDEN ATMOSFERİK DEĞİŞKENLER	13
2.1 Atmosfer yoğunluğu	14
2.2 Atmosferde toplam basınç ve onun düşey değişimi	16
2.3 Buhar basıncı ve onun düşey değişimi	17
2.4 Atmosfer sıcaklığı ve onun düşey değişimi	20
2.41 Zaman ve yüksekliğin fonksiyonu olarak atmosfer sıcaklığının değişmesi	24
2.411 Bu konuda yapılan başlıca çalışmalardan bazıları	25
a- J.J.Levallois'in çalışması	25
b- K.Brocks'un çalışması	27
c- Diğer çalışmalar	28

3.	ATMOSFERİK REFRAKSİYON İLE İLGİLİ TEMEL ÇALIŞMALARLA ÖZLÜ BİR BAKIŞ	30
3.1	Biot-Bouguer teorisi	30
3.2	H.M.Dufour refraksiyon formülü	31
3.3	Fearnley-Brocks refraksiyon formülü	33
3.4	F.R.Helmert refraksiyon formülü	33
3.5	Jordan refraksiyon formülü	35
4.	UYGULAMADA KULLANILAN ATMOSFERİK REFRAKSİYON BAĞINTILARI	37
4.1	Atmosferik refraksiyonun düşey ve yatay açılara olan etkisi	39
4.2	Eş kırma indisli yüzeylerin eğiminin atmosferik refraksiyon bağıntılarında kullanılması	41
4.3	Atmosferik refraksiyon bağıntılarının ölçü yapılan sisteme dönüştürülmesi	48
4.4	Eş kırma indisli yüzeylerin eğim değerleri	49
4.5	Eş sıcaklıklı yüzeylerin en büyük eğim değerinin bulunması	52
5.	BÖLGESEL UYGULAMA	56
5.1	Uygulama bölgesi ve ölçü noktası	56
5.2	Ölçü ve alet	59
5.21	Açı ölçüsü	59
5.22	Sıcaklık düşey değişimi ve eş sıcaklıklı yüzeylerin eğimlerinin ölçülmesi	60
5.221	Atmosfer sıcaklığının ölçülmesi için geliştirilen elektronik devre	60
5.222	Termistörlerin kalibrasyonu	64
5.223	Elektronik devrenin uygulama noktasında kullanılışı	

5.23	Diğer meteorolojik değişkenlerin ölçülmesi	70
5.231	Basınç ölçüsü	70
5.232	Buhar basıncı ölçüsü	71
6.	ÖLÇÜLERİN DEĞERLENDİRİLMESİ	72
6.1	Açı ölçülerinin değerlendirilmesi	72
6.11	Düşey açılardaki günlük değişimler	72
6.12	Yatay açılardaki günlük değişimler	73
6.2	Sıcaklık düşey değişimi ölçülerinin değerlendirilmesi	75
6.3	Buhar basıncı ve buhar basıncı düşey değişimi ölçülerinin değerlendirilmesi	86
6.4	Toplam basınç düşey değişimi bağıntısının kullanılması	88
6.5	Eş sıcaklıklı yüzey eğimi ölçülerinin değerlendirilmesi	89
7.	GENEL DEĞERLENDİRME	93
7.1	k refraksiyon katsayısı ve k ile κ 'nın günlük değişimi	94
7.2	Yere yakın atmosfer tabakasının yapısı	111
7.3	Işık yolunun atmosferin çeşitli tabakalarında eğrilmesi	115
7.4	κ meteorolojik refraksiyon katsayısı ile k refraksiyon katsayısı arasındaki bağıntılar	119
7.5	Meteorolojik refraksiyon katsayısının uygulamada kullanılır şekle sokulması	125
8.	SONUÇ	129
	FAYDALANILAN KAYNAKLAR	131
	EK ŞEKİLLER	134
	ÖZGEÇMİŞİ	151

ÖZET

Atmosferi meydana getiren gazların ortaya çıkardığı atmosfer yoğunluğunun, toplam basınç, buhar basıncı ve sıcaklığa bağlı olduğu bilinmektedir. Yapılan araştırmalarla, atmosfer yoğunluğu ile atmosfer kırma indisi arasındaki ilişki çeşitli bağıntılarla ortaya konmuştur. Atmosfer yoğunluğunun zaman ve yer olarak farklılık göstermesi sonucu, atmosfer kırma indisi de onun farklılaşmasına uygun olarak değişmektedir.

Atmosfer yoğunluğunun yere yakın tabaka adı verilen atmosferin ilk tabakalarında daha büyük farklılaşmalar gösterdiği çeşitli araştırmalarla ortaya konmuştur. Bir hedef ışığı kullanarak yapılan jeodezik ölçülerden astronomik ölçüler dışında kalanlar bu özel atmosfer tabakasında yapılır.

Hedeyten, farklı kırma indisine sahip atmosfer tabakalarından geçerek ölçü aletine gelen ışık, kırılma kanunu gereği eğrilerek ölçü aletine varır. Bu eğrilme yüzünden ölçülmesi gereken değerden uzaklaşılır.

Jeodezide, ölçü inceliğinin artması ile atmosferik refraksiyon adı verilen bu etkinin, ölçülere getirilen bir düzeltme ile giderilmesi yolu seçilmiştir. Özellikle trigonometrik yükseklik tayini ölçülerinde bu amaçla getirilen düzeltmeler uygulamada yer almıştır.

Yere yakın atmosfer tabakalarında yoğunluğun büyük değişim göstermesi ve hedef ışığının genellikle yere yakın ölçü aletine bu farklılaşmalarını meydana geldiği tabakalardan geçerek gelmesi, hedef ışığının ölçü aleti noktasında izlediği yolun incelenmesi ihtiyacını ortaya çıkarmaktadır.

Bu çalışmada, ölçü aletinin yakınında ölçülen sıcaklık, basınç v.b. gibi meteorolojik ölçüler ile düşey açı ölçülerinin bu özel atmosfer tabakasından ne şekilde etkilendiği araştırılmıştır.

Mümkün olduğunca az kabuller yapılmış ve fizik ile meteoroloji biliminin verilerinden yararlanarak ışığın ve ölçü aleti yakını atmosfer tabakasının özellikleri ortaya konmuştur. Elde edilen bağıntılarda geçen değişkenler temel kaynaklara inilerek incelenmiş ve sonuçlar çalışma içinde verilmiştir.

Açı ölçülerine atmosferik refraksiyonun etkisi en genel şekli ile ele alınmış, inceleme sonucunda elde edilen bağıntılar, çalışma içinde gösterilmiştir. Bu bağıntılarda geçen sıcaklık düşey değişimini elde etmek amacı ile yerden çeşitli yüksekliklerde sıcaklıklar ölçülmüş ve değerlendirilmiştir. Bu değerlendirme sonucunda sıcaklık ile yükseklik arasında

$$T = T_0 \cdot H^B$$

gibi bir bağıntının olduğu sonucuna varılmıştır. Burada

T : H yüksekliğindeki sıcaklık ($^{\circ}\text{C}$),

H : Yerden olan yükseklik (cm),

T_0 , B : Katsayılarıdır.

Boylece sıcaklık düşey değişimi bu bağıntıdan

$$\frac{\partial T}{\partial H} = B \cdot T_0 \cdot H^{(B-1)}$$

şeklinde elde edilmiştir. Bu bağıntılarda geçen T_0 ve B katsayılarının uygulamalarda ne şekilde elde edilebilecekleri çalışma içinde gösterilmiştir.

Kesin ve ölçülen düşey açılar Jordan trigonometrik yükseklik ölçüsü bağıntısında değerlendirilmiştir. Bu bağıntıda geçen 'k' refraksiyon katsayısı ile meteorolojik değişkenlere bağlı olarak

bulunan 'k' meteorolojik refraksiyon katsayısı değerleri hesaplanmış ve birbirlerinden bağımsız olarak irdelenmiştir. Bunun sonucu olarak 'k' katsayısının sabit bir değer olmadığı ve 't' gece yarısından olan saat olmak üzere

$$k = A_0 + A_1 \cdot \sin t + A_2 \cdot \cos t + A_3 \cdot \sin 2t + A_4 \cdot \sin 2t$$

gibi genel bir fonksiyona uygun değişim gösterdiği bulunmuştur. 'k' katsayısının bu genel bağıntıya göre gündüz saatlerinde iki kere işaret değiştirdiği görülmüş, bunun sebepleri çalışma içinde açıklanmıştır. 'k' meteorolojik refraksiyon katsayısının da değişim karakterinin 'k' ile aynı olduğu bulunmuş, ancak iki katsayı arasında mutlak değerce farklılıklar görülmüştür.

İki katsayı değerlerinin en küçük kareler metodu ile dengelenmesi sonucunda aralarında

$$k = a + b \cdot K$$

gibi bir bağıntının varlığı çalışma içinde gösterilmiştir. Bu bağıntının uygulamada yer alabilmesi için elde edilecek 'k' değerinin bağlı olduğu bağıntı basite indirgenmiş ve yapılacak ölçüler ve bunların ölçme şekilleri üzerinde tekliflerde bulunulmuştur.

SUMMARY

It is well known that the atmospheric density depends on the total pressure, the water-vapour pressure and temperature. The relation between the atmospheric refractive index and the atmospheric density has been established by various equations. It should be noted that the atmospheric refractive index changes according to the variation of the atmospheric density which depends on the time and locations.

It has been established that the atmospheric density varies remarkably in the lower atmospheric layer. Almost all the geodesical measurements in which the target and the light rays used have been performed in the lower atmospheric layer.

Rays which pass through the target and atmospheric layers with different refractive index bend according to the Snell's law. Because of this bending, the quantities change appreciably. The effect of the atmospheric refraction to the quantities should be considered as corrections. Particularly, this kind of corrections have been performed in the trigonometric leveling.

The great variation of the atmospheric density in the lower layers and the passage of the target light rays through these layers necessitates the need of investigation of the path followed by light rays.

In this work, to what extent vertical angle measurements which are affected from temperature and pressure in the lower atmospheric layers have been investigated.

The properties of the atmospheric layers and light rays near the apparatus have been given by considering some physical and meteorological information. The relations which are obtained in view of the effect of the atmospheric refraction to the angle measurements have been shown in the text. In order to obtain the vertical temperature gradient, several temperatures which are measured at various heights have been used. Hence the following relation between temperature and height have been found:

$$T = T_0 \cdot H^B$$

where

T : Temperature at the height H ($^{\circ}$ C),

H : Height above the ground(cm),

T_0 , B : Coefficients.

Then for vertical temperature gradient:

$$\frac{\partial T}{\partial H} = B \cdot T_0 \cdot H^{(B-1)}$$

In this study,also shown is how to find the coefficients T_0 and B.

Absolute and measured vertical angles are evaluated according to Jordan's trigonometric leveling equation. The refraction coefficient 'k' in Jordan formula and meteorological refraction coefficient ' κ ' (local refraction coefficient) which depends on the meteorological variables have been calculated and discussed.

As a result 'k' is not constant but

$$k = A_0 + A_1 \cdot \sin t + A_2 \cdot \cos t + A_3 \cdot \sin 2t + A_4 \cdot \cos 2t$$

where, t is the time measured from midnight.According to this general relation 'k' changes sign twice during the day time and the

reason for this has been explained in the context. It has been found that 'κ' and 'k' change in the same manner but the differences arise in the absolute values of these coefficients.

The adjustment of these coefficients has been obtained using the least squares method:

$$k = a + b \cdot \kappa$$

'κ' is obtained from the simplified formula for the purpose of using this relation in practice. Some methods are offered in order to measure the quantities which define the coefficient 'κ'.

0. GİRİŞ

Bir hedef ışını yardımı ile yapılan jeodezik ölçülerden, astronomik ölçüler dışında kalanlar, genellikle, "yere yakın tabaka" adı verilen ve atmosfer için geçerli genel kuralların yanında kendine has özellikleri olan yere yakın atmosfer tabakasında yapılır.

Atmosferi meydana getiren gazların ortaya çıkardığı atmosfer yoğunluğu, toplam basınca, buhar basıncına ve sıcaklığa bağlıdır. Bu değerler zaman ve yer olarak değişeceklerinden, atmosfer yoğunluğu da bunlara bağlı olarak farklı değerlere sahip olacaktır. Yoğunlukla çok yakın bağıntılı olan atmosferin kırma indisi de onun değişmesi ile düşey ve yatay farklılaşma gösterir. Bu, farklı kırma indisine sahip atmosfer tabakalarından geçerek hedeften ölçü aletimize gelen ışığın yolunun, bir eğri teşkil etmesine yol açar. Hedef ile alet noktasını birleştiren doğru doğrultusunda yapılması gereken ölçü bu eğrilme sebebiyle ışık yolu eğrisine alet noktasında teğet olan doğru boyunca yapılır. Bu sebeple ölçülmesi gereken değerden uzaklaşılır.

Atmosfer yoğunluğunun, dolayısıyla kırma indisinin atmosferik değişkenlerle sıkı sıkıya ilişkili olduğu yapılan araştırmalarla ortaya konmuştur. Meteoroloji biliminden, atmosferik değişkenlerin, yer yakınında, daha üst tabakalara nazaran çok büyük değişim ve farklılaşmalar gösterdiklerini öğreniyoruz.

Hedeften gelen ışığın, belli yükseklikteki atmosfer taba-

kalarından geçerek genellikle yere çok yakın olan ölçü aleti noktasına gelmesi,diğer taraftan alet noktasındaki eğrilik değerine bağlı olarak ölçünün yapılması, onun ölçü aleti yakını atmosfer tabakasındaki yol alışının incelenmesi ihtiyacını ortaya çıkarmaktadır. Işığın atmosferde izlediği yolun tamamının incelenmesi, çeşitli şekillerde yapılabilen bu gibi ölçülerin (radyo-sonda balonları, helikopter v.b.) sıhhati sebebiyle atmosferik refraksiyon araştırması için yeterli güveni verememektedir. İncelenen kaynaklarda, ölçü aleti yakını atmosferik değişkenlerin jeodezik doğrultu ölçüleri ile aynı zaman aralığında ölçülmesi gibi yeterli bir araştırmaya rastlanmaması, ışık yolunun ölçü aleti noktası yakınındaki atmosfer tabakasının yapısından ne şekilde etkilendiğinin ve bu etkilenmenin jeodezik doğrultu ölçülerine getirdiği farklılaşmanın araştırılması ihtiyacını ortaya çıkarmaktadır.

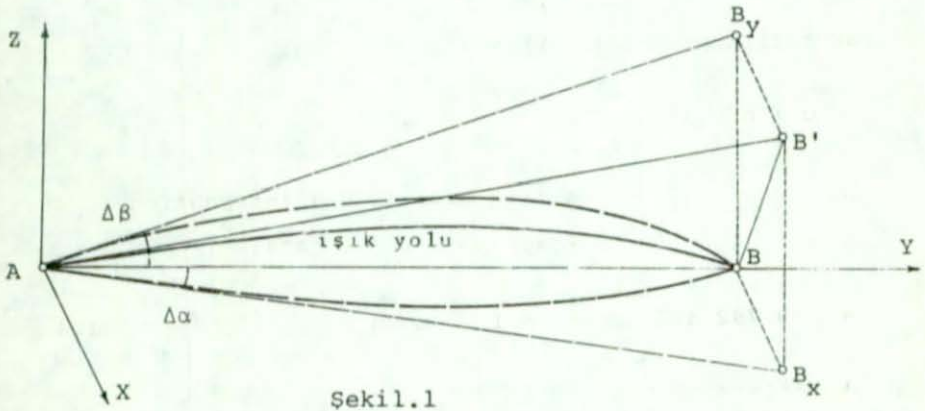
Bu çalışma ile bu ihtiyaca bir yönüylü cevap verilmesi amacı güdülmüştür.

1. ATMOSFERİK REFRAKSİYON İLE İLGİLİ TEMEL BİLGİLER

1.1 Işık yolu eğriliği

İlerideki konularda geniş olarak üzerinde durulacak olan atmosfer yoğunluğu, bağlı bulunduğu değişkenlere göre değişim gösterir.

Jeodezik ölçülerde hedeften alete gelen ışık, yoğunluğu farklı atmosfer tabakalarından geçerken belli kurallara bağlı olarak eğrilir. Bu eğrilme sebebiyle ölçüler, A alet noktası ile, B hedef noktasını birleştiren \overline{AB} kirişi doğrultusunda yapılması gerekirken, alet noktasında ışık yolu eğrisine teğet olan $\overline{AB'}$ doğrultusunda yapılır.



Bir uzay eğrisi olan ışık yolunun, XY düzlemi yatay olarak seçilen bir XYZ uzay koordinat sistemine göre XY ve XZ düzlemlerinde izdüşümleri olacaktır. İzdüşüm düzlemlerinde, giriş ve teğet izdüşümleri arasında meydana gelen $\Delta\beta$ ve $\Delta\alpha$ açı farklarına seçilen bu sisteme göre *düsey refraksiyon açısı* ve *yatay refraksiyon açısı* adı verilir (Şekil.1).

1.11 Işığın kırılması ve kırma indisi

Işık yolunun atmosferin farklı yoğunluklu tabakalarındaki eğriliğini incelemek için, ışık hızı ve bazı optik kurallar üzerinde kısaca durulacaktır.

Işık için faz hızı *) Maxwell kuralına göre

$$v = c / \sqrt{\mu \epsilon} \quad 1.1$$

ifadesi ile verilir ([1],s.37). Burada ;

v : Ortamdaki faz hızı,

c : Boşluktaki hız,

μ : Dielektrik katsayısı,

ϵ : Ortamın permeabilite katsayısıdır.

Ortam olarak atmosfer alındığında, μ ve ϵ katsayıları atmosferik değişkenlere bağlıdır. Boşluk için ise $\mu=0$ ve $\epsilon=0$ olur.

Ortamın, yoğunluğuna bağlı kırma indisi **) olan n ,

$$n = \sqrt{\mu \epsilon} \quad 1.2$$

olarak tariflenir ([1],s.37,[2],s.48). Buradan (1.1) bağıntısı

$$v = c / n \quad 1.3$$

şeklini alır. Boşluktaki ışık hızı IUGG (International Union for Geodesy and Geophysics) tarafından 1975 yılında

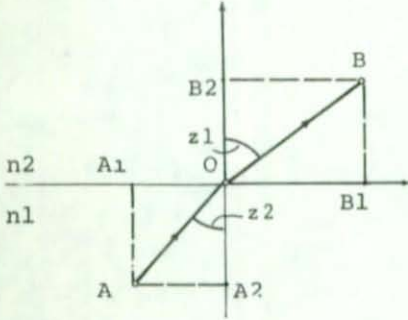
$$c = 299\,792\,450 \text{ m sn}^{-1} + 1.2 \text{ m sn}^{-1} \quad 1.4$$

olarak benimsenmiştir ([3],s.245).

*) Burada ışık, sinüs eğrisi gösteren tek bir dalga olarak düşünüldüğünden faz hızı kullanılmıştır.

***) Ayrı kavramlar olmaları sebebiyle bu çalışmada, ortam için kırma , bu ortamdan geçen ışık için kırılma deyimleri kullanılacaktır.

Fermat prensibi " Işığın yayıldığı bir ortamda , iki nokta arasında izlediği yol , mümkün bütün yollar arasındaki en kısa yoldur " şeklindedir ([1],s.36). Bu prensipten hareket ederek (1.3) bağıntısı ve şekil 1.2'den $A_1O + OB_1$ değerinin sabit olduğu dikkate alınarak Snell Kanunu olarak adlandırılan



Şekil 1.2

$$n_1 \cdot \sin z_1 = n_2 \cdot \sin z_2 \quad 1.5$$

veya genel olarak

$$n \cdot \sin z = \text{sabit} \quad 1.6$$

bağıntısı elde edilebilir ([1].s.37, [4],s.172).

Atmosferin kırma indisi ile onun kırma indisi arasında

$$n^2 - 1 = \rho \cdot \text{sabit}_N$$

Newton - Laplace

$$n - 1 = \rho \cdot \text{sabit}_G$$

Gladstone

$$(n^2 - 1) / (n^2 + 2) = \rho \cdot \text{sabit}_L$$

Lorenz-Lorentz

gibi bağıntılarla verilen fonksiyonel ilişki vardır ([8],s.4).

Burada, ρ = Atmosfer yoğunluğu , n = Ortamın kırma indisidir.

1.12 Atmosferin farklı kırma indisli tabakalarından geçen ışığın eğriliği

Atmosfer kırma indisinin, meteorolojik değişkenler ile çok yakın ilişkisi vardır. Aslında, bu değişkenlerin sabit değerleri genel şekliyle ayrı ayrı yüzey aileleri tariflerler. Bu özellikler, bizi ışık yolu eğriliğinin elde edilmesinde bazı kabulere götürmektedir.

1.121 Eş kırma indisli yüzeylerin düzlem ve birbirlerine paralel olarak kabul edilmesi hali

Önceki bölümde verilen

$$n \cdot \sin z = \text{sabit}$$

bağıntısından ds yoluna göre diferansiyel alınırsa

$$\frac{dn}{ds} \sin z + n \cdot \cos z \cdot \frac{dz}{ds} = 0 \quad 1.7$$

elde edilir. Düzlem eğrilik, diferansiyel anlamda, birim açıdaki değişimin birim uzunluğa oranı, yani

$$E_D = \frac{1}{R_D} = \frac{dz}{ds} \quad 1.8$$

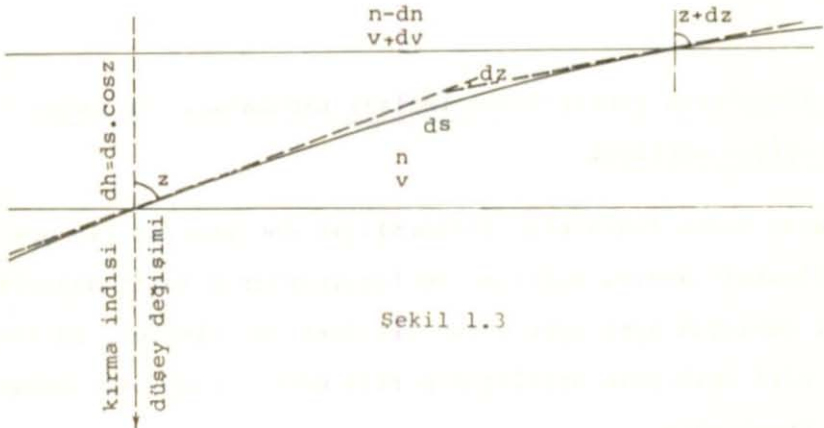
olduğundan, (1.7) eşitliğini (1.8) de kullanarak

$$E_D = \frac{dz}{ds} = - \frac{1}{n} \frac{dn}{ds} \tan z \quad 1.9$$

elde edilebilir. Şekil 1.3 ' den görüldüğü gibi

$$dh = ds \cdot \cos z$$

dir. Bu değer yerine konulması ile, ışık yolu eğriliği için



Şekil 1.3

$$E_D = \frac{1}{R_D} = - \frac{1}{n} \cdot \frac{dn}{dh} \cdot \sin z \quad 1.10$$

sonuç bağıntısı elde edilir ([5],s.23,[6],s.55,[7],s.298) .

1.122 Eş kırma indisli yüzeylerin aynı merkezli küre yüzeyleri olarak kabul edilmesi hali

Şekil 1.4' den (1.5) bağıntısına göre

$$(n-dn) \cdot \sin (z+dz) = n \cdot \sin \sigma = \text{sabit} \quad 1.11$$

yazılabilir. O noktası şekil 1.4'de gösterilen küre yüzeylerinin merkezidir. r ise O merkezinden A noktasına kadar olan yarıçaptır. AOB diferansiyel şeklini üçgen olarak düşünersek, buradan

$$(r + dr) \cdot \sin \sigma = r \cdot \sin z \quad 1.12$$

bulunabilir. Bu bağıntıdan $\sin \sigma$ değerini çekerek (1.11) bağıntısında yerine konulursa

$$(r + dr) \cdot (n - dn) \cdot \sin (z + dz) = r \cdot n \cdot \sin z \\ = \text{sabit} \quad 1.13$$

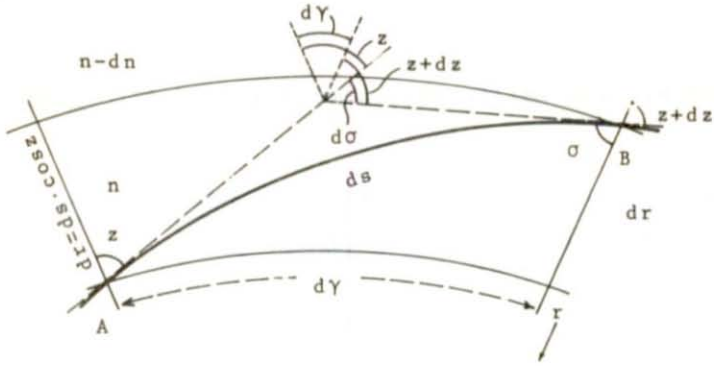
elde edilir. Şekil 1.4'den görüleceği gibi

$$d\sigma = dz + d\gamma \quad 1.14$$

dır. Eğrilik için (1.3) bağıntısındaki tarife uygun olarak ve (1.14) eşitliğinin ds yay elemanına göre diferansiyelinden

$$E_D = \frac{1}{R_D} = \frac{d\sigma}{ds} = \frac{dz}{ds} + \frac{d\gamma}{ds} \quad 1.15$$

elde edilir. AOB diferansiyel şeklinden, onun üçgen olarak



Şekil 1.4

düşünülmeleriyle

$$ds \cdot \sin z = (r + dr) \cdot \sin dY \quad 1.16$$

olarak yazılabilir. Buradan $\sin dY \approx dY$ ve $r + dr \approx r$ kabulleri ile

$$ds \cdot \sin z = r \cdot dY \quad 1.17$$

elde edilir. (1.13) bağıntısından ds yay elemanına göre diferansiyel alınması ile

$$\frac{dr}{ds} \cdot n \cdot \sin z + r \cdot \frac{dn}{ds} \cdot \sin z + r \cdot n \cdot \cos z \cdot \frac{dz}{ds} = 0 \quad 1.18$$

bağıntısına varılır. Son bağıntı

$$\frac{dz}{ds} = -\frac{1}{r} \cdot \tan z \cdot \frac{dr}{ds} - \frac{1}{n} \cdot \tan z \cdot \frac{dn}{ds} \quad 1.19$$

şeklinde düzenlenebilir. Şekil 1.4'den görüleceği gibi

$$dh = dr = ds \cdot \cos z \quad 1.20$$

olarak alınabilir. (1.17), (1.19) ve (1.20) eşitliklerinin

(1.15) bağıntısında yerlerine konması ile, ışık yolu eğriliği için

$$E_D = \frac{1}{R_D} = - \frac{1}{n} \cdot \frac{dn}{dh} \cdot \sin z \quad 1.21$$

bağıntısı elde edilir. Son bağıntı görüldüğü gibi (1.10) bağıntısı ile aynıdır ([7], s.300). İlerideki bölümlerde üzerinde durulacağı gibi aslında eş kırma indisli tabakaların

$$n = n (X, Y, H)$$

şeklinde genel yüzey aileleri olarak tarif edilmesi gerekir. Bu bölümde yatay değişimler ihmal edildiğinden $dn/dh = \partial n/\partial h$ olarak yazılabilir. Bundan sonraki işlemlerde son bağıntı

$$E_D = \frac{1}{R_D} = - \frac{1}{n} \cdot \frac{\partial n}{\partial h} \cdot \sin z$$

şeklinde kullanılacaktır.

1.2 Atmosfer kırma indisinin düşey değişimi

Ayrı dalga boyuna sahip ışıkların, kırılma indisleri de farklı değerdendirler. Kırılma indisi ile dalga boyu arasındaki uygun bağıntı H. BARRELL ve J.E. SEARS tarafından ortaya konmuştur [8] . Bu bağıntı IUGG 1963 Genel Toplantısında aşağıdaki şekilde verilmiştir ([9], s.318, [11], s.390).

$$(n_0 - 1) \cdot 10^6 = N_0 \cdot 10^6 = 207,604 + \frac{1.6288}{\lambda^2} + \frac{0.0136}{\lambda^4} \quad 1.22$$

Burada; n_0 , 0 °C de 760 mmHg basınçta ve 0,03 CO₂'e sahip kuru havadaki ışığın kırılma indisidir. λ ise mikron olarak

ışığının dalga boyudur.

Yukarıda söz edilen toplantıda verilen atmosfer kırma indisinin meteorolojik değişkenlere bağlı bağıntısı

$$n - 1 = \frac{n_0 - 1}{\alpha' \cdot T} \cdot \frac{P}{760} - \frac{0,55 \cdot e}{10^7 \cdot \alpha' \cdot T} \quad 1.23$$

şeklindedir. Burada;

P : mmHg olarak toplam basınç,

e : mmHg olarak buhar basıncı,

$\alpha' T = 1 + \alpha' t$: K^o olarak mutlak sıcaklık,

$\alpha' = 1/273,16$: Genleşme katsayısıdır.

(1.23) bağıntısı, P ve e için milibar birimi kullanılırsa

$$n - 1 = \frac{n_0 - 1}{\alpha' \cdot T} \cdot \frac{P}{1013,25} - \frac{0,42 \cdot e}{10^7 \cdot \alpha' \cdot T} \quad 1.24$$

şeklinde elde edilebilir.

İyi bir spektrum veren , beyaz ışığı en iyi tarifleyen ve dalga boyu 0,5896 mikron olan Na-D ışığının kırılma indisi

(1.22) bağıntısından

$$n_0 = 1,0002924$$

olarak bulunur. Bundan sonraki işlemlerde ışığın kırılma indisi için bu değer kullanılacaktır.

n_0 ve α bilinen değerleri (1.24) bağıntısında yerlerine kç-nursa

$$n - 1 = 7,885 \cdot 10^{-5} \cdot P/T - 1,1475 \cdot 10^{-5} \cdot e/T \quad 1.25$$

veya $a = 7,885 \cdot 10^{-5}$, $b = 1,1475 \cdot 10^{-5}$ gösterimleri ile

$$n - 1 = a \cdot P/T - b \cdot e/T \quad 1.26$$

bağıntısı elde edilir.

Işık yolu eğriliğinin düşey değişim değerini elde etmek için, son eşitlikten, atmosfer kırma indisi düşey değişimine ait bağıntının çıkarılması gerekir. Aslında, ışığın dalga boyu bağıntıya sokulduğundan, son duruma göre $n = F(P,e,T)$ şeklinde bir foksiyondur. Toplam basınç, buhar basıncı ve sıcaklık genel bir gösterimle $P = Q1(X,Y,Z)$, $e = Q2(X,Y,Z)$, $T = Q3(X,Y,Z)$ fonksiyonları ile tarif edilirse *),buradan

$$\frac{\partial n}{\partial H} = \frac{\partial n}{\partial P} \frac{\partial P}{\partial H} + \frac{\partial n}{\partial e} \frac{\partial e}{\partial H} + \frac{\partial n}{\partial T} \frac{\partial T}{\partial H} \quad 1.27$$

yazılabilir ([9],s.318,[10],s.175,[15],s.302). (1.26) eşitliğinden

$$\frac{\partial n}{\partial P} = \frac{a}{T} \quad , \quad \frac{\partial n}{\partial e} = -\frac{b}{T} \quad , \quad \frac{\partial n}{\partial T} = -\frac{1}{T^2} (a.P - b.e)$$

olarak elde edilebilir. Bu değerlerin (1.27) bağıntısında yerlerine konulması ile

$$\frac{\partial n}{\partial H} = \frac{1}{T} \left[a. \frac{\partial P}{\partial H} - b. \frac{\partial e}{\partial H} - \frac{1}{T} \frac{\partial T}{\partial H} (a.P - b.e) \right]$$

bulunur. a ve b değerlerinin yerlerine konması ile atmosfer kırma indisinin düşey değişiminin genel bağıntısı olan

$$\frac{\partial n}{\partial H} = \frac{7,335}{T \cdot 10^5} \left[\frac{\partial P}{\partial H} - 0,146 \frac{\partial e}{\partial H} - \frac{1}{T} \frac{\partial T}{\partial H} (P - 0,146.e) \right] \quad \bar{m}^{-1} \quad 1.28$$

sonuç bağıntısı elde edilir.

*) Bu kabulün üzerinde 2. bölümde durulacaktır.

1.3 Meteorolojik refraksiyon katsayısı

Uygulamada kullanılan refraksiyon katsayısı " k " , genellikle, yer eğrilik yarıçapının, ışık yolu eğrilik yarıçapına oranı olarak tariflenir. Yer eğrilik yarıçapı R₁ ve ışık yolu eğrilik yarıçapı R ile gösterilirse, refraksiyon katsayısı

$$k = R_1 / R \quad 1.29$$

olur. Bu değer, genellikle ortalama bir sayı olarak alınır. Işık yolu eğrilik değerinin içinde taşıdığı meteorolojik değişkenler ölçü yapılan zamana ve bölgeye ait olduklarından, bunları kullanarak bulunan katsayı, kabul edilen ortalama değerden farklı olacaktır. Bu şekilde zaman ve yerin verilerine göre tayin edilen yeni katsayı " meteorolojik refraksiyon katsayısı " olarak ifade edilsin. (1.28) eşitliği, ışık yolu eğriliğini veren (1.21) bağıntısında yerine konur ve elde edilen sonuç (1.29)'da kullanılırsa, meteorolojik refraksiyon katsayısı

$$k = -502,128 \cdot \frac{\sin z}{T} \left[\frac{\partial P}{\partial H} - 0,146 \frac{\partial e}{\partial H} - \frac{1}{T} \cdot \frac{\partial T}{\partial H} \cdot (P - 0,146 \cdot e) \right] \quad 1.30$$

şeklinde elde edilir. Son bağıntıda yer eğrilik yarıçapı R₁ = 6370 km olarak kullanılmıştır. Eğer ölçü bölgesindeki yer eğrilik yarıçapı R' biliniyorsa, bağıntıyı R'/6370 faktörü ile çarpmak gerekir.

2. ATMOSFERİN GENEL YAPISI VE ATMOSFERİK REFRAKSİYONA

ETKİ EDEN ATMOSFERİK DEĞİŞKENLER

Jeodezik ölçülerin yapıldığı ortam atmosferdir. Atmosferi meydana getiren hava adını verdiğimiz birleşik gaz topluluğu bilinen gaz kanunlarının yanında, kendine has hareket ve kanunlara bağlıdır.

Astronomik ölçüler dışındaki jeodezik ölçülerin yapıldığı bölge " *yere yakın tabaka* " adı verilen atmosferin çok özel bir tabakasıdır. Bu tabaka, atmosferin diğer tabakalarının gösterdiği özelliklerin yanında kendine has bazı kurallara bağlıdır.

Atmosfer kırma kırma indisinin düşey değişimi, (1.28) bağıntısından görüldüğü gibi, toplam basınç, buhar basıncı, sıcaklık ve bunların düşey değişimlerine bağlıdır. Bu değişkenlerden bazıları ölçülemediğinden, yerlerine ölçülebilen de

ğişkenlere bağlı yeni bağıntılar kullanılacaktır.

İdeal gaz karışımı olan kuru hava ile su buharından meydana gelen atmosferin yapısını ve değişkenlerini incelemeye öncelikle onun yoğunlu

GAZ	%olarak hacim	molekül ağırlığı
KURU HAVA	100,00	28,96
AZOT	78,09	28,02
OKSİJEN	20,95	32,00
ARGON	0,93	39,88
SU BUHARI	değişken	18,02
KARBONDİOKSİT	-2 0,03	44,00
NEON	10^{-2} .0,18	20,00
KRİPTON	10^{-2} .0,01	82,90
HELYUM	10^{-3} .0,03	4,00
OZON	değişken	48,00
KSENON	10^{-4} .0,08	130,20
HİDROJEN	10^{-3} .0,05	2,02

Tablo 2.1 ([13],s.81)

luğu ile başlayacağız (tablo.2.1,[13],s.81) .

2.1 Atmosfer yoğunluğu

Atmosferin yoğunluğu, atmosferik refraksiyonu ortaya çıkaran en büyük etkidir. Yoğunluğa ait bağıntıyı elde edebilmek için gerekli termodinamik bağıntılar üzerinde durulacaktır.

Belli bir hacmi kaplayan herhangi bir gaz için

$$P \cdot V = n \cdot R1 \cdot T \quad 2.1$$

olarak, ideal gaz karışımları için

$$P_i \cdot V = n_i \cdot R1 \cdot T \quad 2.2$$

veya

$$P' \cdot V = n' \cdot R1 \cdot T \quad 2.3$$

olarak verilir ([12],s.37). Burada;

P : Herhangi bir gazın basıncı,

V : Gazın hacmi,

P' = (P1+P2+... +Pi+...): Kısmi basınçların toplamı
: Toplam basınç,

Pi : Karışımdaki bir ideal gazın basıncı,

n = m / M = Gazın ağırlığı/Gazın molekül ağırlığı
: Molekül sayısı,

n' = (n1+n2+... +ni+...): Karışımdaki gazların molekül sayılarının toplamı,

ni = Karışımdaki bir ideal gazın molekül sayısı,

T : K⁰ olarak mutlak sıcaklık,

R1 : Gaz sabiti = 8,3144 . 10⁷ erg °K⁻¹ mol⁻¹,

dir. (2.2) ve (2.3) bağıntılarından

$$P_i = (n_i / n') \cdot P' \quad 2.4$$

olduğu görülür. Yoğunluğun, gazın ağırlığının hacmine oranı olduğu dikkate alınır, n=1 için (2.1)'den

$$P = (R / M) \cdot \rho \cdot T = R \cdot \rho \cdot T \quad 2.5$$

elde edilir. Burada;

ρ = Gazın yoğunluğu,

$R = R / M$: Gazın molekül ağırlığına göre değer kazanan gaz sabitidir. Bundan sonraki işlemlerde, kuru havanın molekül ağırlığı olan $M_{kh} = 28,96$ değeri ile elde edilebilen

$$R = R / M_{kh} = 2,071 \cdot 10^6 \text{ cm}^2 \text{ sn}^{-2} \text{ } ^\circ\text{K}^{-1}$$

değeri kullanılacaktır.

Nemli havada, kuru hava basıncı ve buhar basıncını bulmak için (2.5) bağıntısından, kuru hava için

$$(P - e) = (R / M_{kh}) \cdot \rho_{kh} \cdot T = R \cdot \rho_{kh} \cdot T \text{ gr cm}^{-1} \text{ sn}^{-2}$$

Su buharı için 2.6

$$e = (R / M_s) \cdot \rho_s \cdot T = (M_{kh} / M_s) \cdot R \cdot \rho_s \cdot T \quad 2.7$$
$$= 1.603 \cdot R \cdot \rho_s \cdot T \text{ gr cm}^{-1} \text{ sn}^{-2}$$

elde edilir ([15], s.2). Burada;

P = Toplam basınç,

e = Buhar basıncı (su buharı kısmi basıncı),

M_s = Suyun molekül ağırlığı (18.02),

ρ_{kh} = Kuru havanın yoğunluğu,

ρ_s = Su buharı yoğunluğudur.

Atmosfer esas karışımlarının değerleri, su buharı hariç hemen hemen sabittir. Böylece kullanma amacımız için karışımın yoğunluğu

$$\rho_k = \rho_{kh} + \rho_s \quad 2.8$$

olarak yazılabilir ([13], s.31). (2.6) ve (2.7) bağıntılarını yoğunluklara göre yazar ve bunlar (2.8) bağıntısında yerlerine konursa

$$\rho_k = (P - 0,378 \cdot e) / (R \cdot T) \quad 2.9$$

elde edilir. Yukarıdaki bağıntıda görüldüğü gibi $(1-0,378.e/T)$ çarpanı, buhar basıncının toplam basınca olan etkisidir. (2.9) bağıntısındaki R'nin sayı değerinin yerine konulması ile, basınç milibar ve sıcaklık K^0 olarak

$$\rho_k = 0,3483 \cdot 10^{-3} \cdot (P - 0,378 \cdot e) / T \quad \text{gr cm}^{-3} \quad 2.10$$

sonuç bağıntısı elde edilir ([15],s.3) .

2.2 Atmosferde toplam basınç ve onun düşey değişimi

Atmosfer fiziğinde, basıncın düşey değişimi

$$\partial P = - \rho_k \cdot g_\phi^H \cdot \partial H \quad 2.11$$

bağıntısı ile verilir ([13],s.68,[16],s.439) . Burada g_ϕ^H , bulunulan enlem ve yükseklikteki gravite değeridir. ρ_k yoğunluğu, bağlı olduğu bağıntıya göre değişim gösterdiğinden, basıncın belli bir yüksekliğe ait değerini bulmak için entegral almamız mümkün değildir. Ancak (2.11)'den diferansiyel anlamda değişim değerlerini elde edebiliriz. Bilindiği gibi, gravite enlem ve yüksekliğe göre değer kazanır. Fiziksel yeryüzeyindeki herhangi bir noktada bu değer $\phi = 45$ ve $H = 0$ için kabul edilen "normal gravite" ye göre yazılabilen

$$\begin{aligned} g_\phi^H &= \gamma_\phi^H = \gamma_{45}^0 (1 - \beta \cdot \cos 2 \phi) \cdot (1 - 2H/R) \quad 2.12 \\ &= \gamma_{45}^0 (1 - 0,002644 \cdot \cos 2 \phi) \cdot (1 - 31 \cdot 10^{-3} \cdot H_{(m)}) \end{aligned}$$

eşitliği ile bulunabilir ([16],s.84 , [32],s.494) . Burada, $\gamma_{45}^0 = 930,665 \text{ cm sn}^{-2}$ olarak verilir. Bu oran, karışımın yoğunluğu olarak elde ettiğimiz (2.10) bağıntısı ile (2.11)'de yeri-

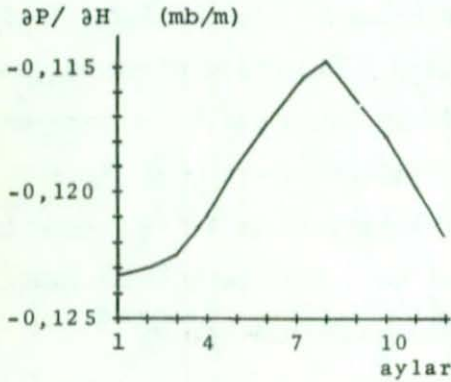
ne konursa

$$\partial P / \partial H = - 0,0342 (\gamma_{\phi}^H / \gamma_{45}^0) . (P-0,373e) / T \text{ mb } \bar{m}^{-1} \quad 2.13$$

sonuç bağıntısı elde edilir. Trabzon için $\phi = 41^{\circ}04'$ ve ölçü noktası yüksekliği için $H = 115 \text{ m}$ olarak kullanıldığında (2.1 (2.12) eşitliğinden 0,999 değeri elde edilir. Bu bakımdan (2.13) bağıntısında $\gamma_{\phi}^H / \gamma_{45}^0 = 1$ olarak kabul edilmesi mümkündür. Buna göre, ölçü noktamız için (2.13) bağıntısı

$$\partial P / \partial H = - 0,0342 (P - 0,378 e) / T \quad 2.14$$

olarak alınabilir. Son bağıntıda, içindeki değişkenlerin, Trabzon 1929-1965 yılları arasındaki aylık ortalamalarının, saat 14*) değerlerinin kullanılması ile, toplam basınç düşey değişiminin yıllık $-0,115 > \partial P / \partial H > -0,122$ değerleri arasında yer aldığı



Şekil 2.1

görülmür. Şekil 2.1'den görüldüğü gibi bu değer yıllık bir periyodik değişim göstermekle beraber farklılaşma çok küçüktür. Buna göre ölçü yapılan mevsime uyan bir ortalama değer kullanılabileceği söylenebilir.

2.14 bağıntısının uygulamada ne şekilde kullanıldığı üzerinde 6.4 bölümünde durulmuştur.

2.3 Buhar basıncı ve onun düşey değişimi

Buhar basıncı, hava içinde bulunan su buharının sahip oldu-

*Güneş yüksekliği mevsimler arasında farklılıklar gösterdiğinden yaklaşık max.güneş yükseklik saati olarak 14h değerleri kullanılmıştır.

bu kısmi basınca denir. " e " ile gösterilen buhar basıncı, toplam basınç değerini etkilediğinden üzerinde durulması gereken bir değişkendir. Havanın tamamen doymuş hale geçtikten

SICAKLIK C°	DOYMUŞ BUHAR BASINCI mb	
	Su üzerinde	
40	73.7	
38	66.2	
36	59.4	
34	53.2	
32	47.5	
30	42.43	
28	37.78	
26	33.65	
24	29.82	
22	26.40	
20	23.37	
18	20.61	
16	18.16	
14	15.98	
12	14.03	
10	12.28	
8	10.73	
6	9.35	
4	8.13	
2	7.05	
0	6.105	
	su üze.	buz üze.
0	6.105	6.105
- 2	5.27	5.17
- 4	4.54	4.37
- 6	3.90	3.69
- 8	3.34	3.10
-10	2.86	2.60

Tablo 2.2

ği sıcaklığa ait doymuş buhar basıncı,

P :Gerçek basınç,

t :Kuru termometrenin gösterdiği sıcaklık,

t':Islak termometrenin gösterdiği sıcaklık,

sonra sahip olduğu buhar basıncı " e_d "ile gösterilir ve "doymuş buhar basıncı" adı verilir. Doymuş buhar basıncı, sıcaklığa bağlı olarak TETENS , KEENAN-KEYES, GOFF-GRATCH denklemleri olarak adlandırılan çeşitli bağıntılar ile elde edilirler (Tablo 2.2) ([15],s.343, [17],s.350). Buhar basıncı, bir ıslak ve bir kuru termometreden meydana gelen ve " psikrometre " adı verilen aletlerle ölçülür. Ölçü değerlerine uyan çeşitli buhar basıncı bağıntıları mevcuttur ([16],s.70, [17],s.350,[18],s.1021) . Meteoroloji Genel Müdürlüğü tarafından buhar basıncını elde etmek için

$$e = e_{ds1} - P.A.(t-t') \quad 2.15$$

bağıntısı kullanılmaktadır. Burada;

e : Buhar basıncı,

e_{ds1} :Islak termometrenin gösterdiği

A : Rüzgar hızına ve ıslak termometrenin içinde bulunduğu ortama (su veya buz) göre değişen psikrometre katsayısıdır. Eğer aspiratörlü psikrometre kullanılıyor ise, termometrelerle temas eden rüzgar, sabit bir hıza sahip olduğundan bu durumda

RÜZGAR HIZI m/sn	0,0 - 0,5 az rüzgar	1,0 - 1,5 orta rüzgar	2,5-büyük şiddetli rüzgar
A (su içinde)	0,0012	0,0008	0,000656

Tablo 2.3

A = 0,000656 gibi sabit bir değer olacaktır (Tablo 2.3) ([18], s.227) .

Su buharının meydana gelişi, onun atmosferdeki miktarına , rüzgara, bölgenin topoğrafik yapısına bağlı oluşu ve çok kısa zamanda doymuş hale gelebilmesi sebebiyle yükseklikle ilgili değişimini veren bir bağıntıya varılamamaktadır. Buhar basıncı düşey değişimi bazı hallerde atmosferik refraksiyonu etkileyecek kadar önem kazanabilir ([27],s.21) . Buhar basıncının yükseklikle değişimi

R. SURING tarafından

$$e_{Ha} = e_{Ho} \cdot 10^{-\frac{Ha-Ho}{a}} \cdot \left[1 - \frac{Ha-Ho}{b} \right] ,$$

J. HANN tarafından

$$e_{Ha} = e_{Ho} \cdot 10^{-\frac{Ha-Ho}{6300}} ,$$

M. ROBITZSCH tarafından

$$\frac{de}{dH} = 19 \cdot \frac{e_{Ho}}{To} \cdot \frac{dT}{dH}$$

(e_{Ho} : H_o yüksekliğindeki buhar basıncı,

e_{Ha} : H_a yüksekliğindeki buhar basıncı,

T_o : H_o yüksekliğindeki sıcaklık ($^{\circ}K$),

dT/dH : Sıcaklık düşey değişimi,

$a = 6000$ m , $b = 20\ 000$ m)

olmak üzere, çeşitli deneysel bağıntılar verilmişse de ([18], s.199, [19], s.299) bunlar, çalışma bölgelerine bağlı olarak ve çeşitli kabullerle elde edildiklerinden, ölçü bölgesinin fiziksel yapı farklılığı sebebiyle, bölgeye ait gerçek atmosfer için doğru sonuç verecekleri şüphelidir. Eğer $e=F_1(T)$, $T=F_2(X,Y,H)$ olarak kabul edilirse

$$\frac{\partial e}{\partial H} = \frac{de}{dT} \cdot \frac{\partial T}{\partial H} \quad 2.19$$

yazılabilir. Böylece işlem de/dT ve $\partial T/\partial H$ değerlerinin elde edilmesine dönüşmektedir. Son bağıntı üzerinde , genel değerlendirme bölümünde durulacaktır.

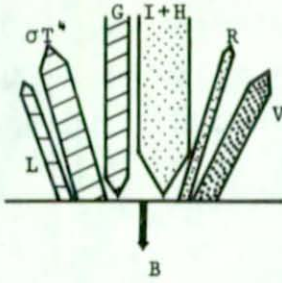
2.4 Atmosfer sıcaklığı ve onun düşey değişimi

Atmosfer sıcaklığını, en genel anlamı ile güneş radyasyonu ile sağlar. Güneşten gelen radyasyon, atmosferin üst tabakalarında, yansıma, yayılma ve emme sebebiyle bir miktar kayba uğrayarak yeryüzüne varır. Yeryüzü sıcaklığı, güneş yüksekliğinin bir fonksiyonu olarak şiddeti değişen güneş radyasyonu ile değişim gösterir. Yeryüzündeki radyasyon toplamı

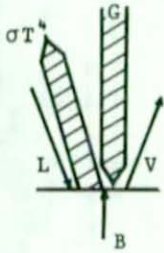
$$S = I + H + G - \sigma T^4 - R \quad \text{cal cm}^{-2} \text{ dak}^{-1} \quad 2.20$$

bağıntısı ile verilir ([20], s.13) . Burada ;

AZ GÜNÜ
2.00-13.00



AZ GECE Sİ
1.00-1.00



1 cal cm⁻² dak

I: Doğrudan güneş radyasyonu,

H: Gök radyasyonu,

I+H: Global radyasyon,

R: Yansımış global radyasyon,

G: Karşı radyasyon,

sigma T: Yer radyasyonu,

V: Buharlaşma etkisi,

B: Topraktan sıcaklık akımı

değerlerini gösterir. Şekil 2.2

([20], s.14) ölçekli olarak gün-

düz ve gece saatlerinde yeryü-

züne varan ve yeryüzünden çıkan

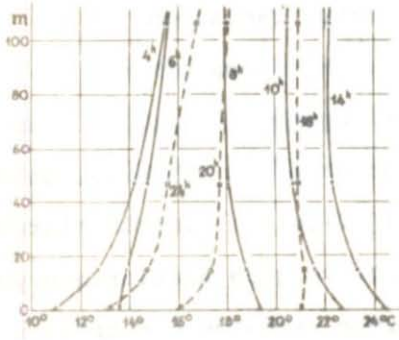
radyasyon değerlerini göstermek-

tedir. Görüldüğü gibi, çeşitli

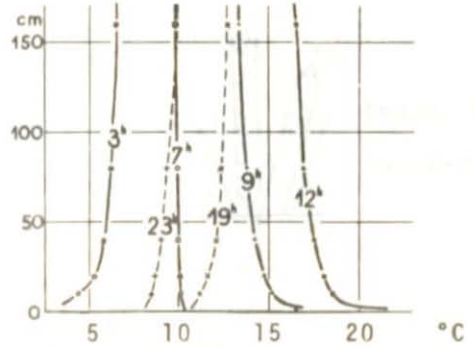
adlarla tariflenen radyasyon şe-

killeri, gündüz saatlerinde büyük ölçüde yeryüzüne varır. Toprak havaya göre daha büyük bir emme özelliğine sahip olduğundan, gündüz saatlerinde toprak havaya göre daha sıcak, gece ise daha soğuk olur. Enerji, topraktan yeryüzüne yakın tabakalara dağılır. Bu dağılımanın küçük bir kısmı doğrudan radyasyon ile olur. Asıl kısmı, topraktan üstteki hava kütlelerine doğru nakletme ile meydana gelmektedir. Buna göre, toprağa sınır olan hava kütleleri ile çeşitli yüksekliklerdeki hava kütleleri arasında sıcaklık farkı ortaya çıkar. Güneş doğmasından bir müddet sonra Şekil 2.2 deki şekilde radyasyon toplamı pozitif yönde değişmeye başlar. Gece saatlerinde, toprak ve sınır hava kütleleri soğumuştur. Sabah saatlerinde hava kütleleri, toprak sıcaklığının artmaya başlaması sebebiyle en alt tabakalardan itibaren nakletme (Konveksiyon) ile yukarıya doğru ısınmaya başlar. Böyle bir anda, sı-

nır tabakası sıcaklığı, bir üst tabakaninkinden daha fazladır. Bu farklılık toprağa sınır olan hava tabakalarında çok daha büyüktür. Yükseklik arttıkça azalmaya başlar (Şekil 2.3 , 2.4).



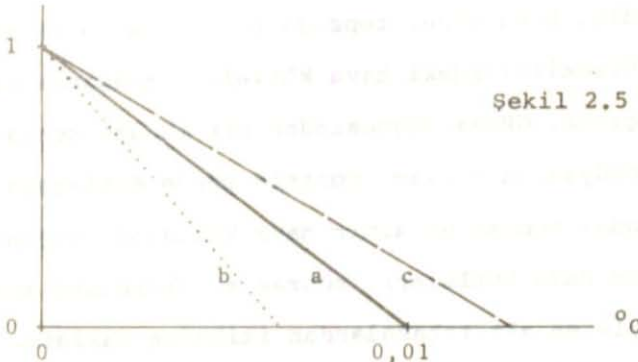
Şekil 2.3 ([20],s.77)



Şekil 2.4 ([20],s.85)

$\partial T/\partial H$ ile gösterilen sıcaklık düşey değişiminin negatif değeri, maksimum güneş yüksekliğine kadar artar ve mutlak değer bundan bir müddet sonra en büyük değerine kavuşur [labilite]. Bu durumda $\partial T/\partial H$, adyabatik değerinden $[-0,01 \text{ } ^\circ\text{C}/\text{m}]$ mutlak değerce daha büyük olur (Şekil 2.5). Bu noktadan itibaren pozitif rad-

Yükseklik [m]

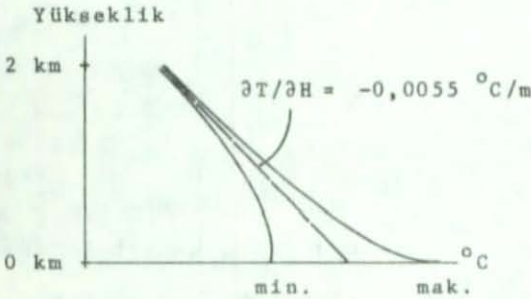


Şekil 2.5

- | | | |
|----|-----------------------------------|---------------------------------|
| a) | Adyabatik (sabit ısı) tabakalanma | $\partial T/\partial H = -0,01$ |
| b) | Stabil (kararlı) tabakalanma | $\partial T/\partial H > -0,01$ |
| c) | Labil (kararsız) tabakalanma | $\partial T/\partial H < -0,01$ |

Radyasyon toplamının azalması sebebiyle mutlak değer küçülmeye baş-
 layarak güneş batımından bir müddet önce sıfır olur. Bundan sonra
 büyük bir hızla en büyük pozitif değerine kavuşur. Şekil 2.2'den
 görüldüğü gibi artık ters bir radyasyon söz konusudur. Toprağın
 soğuması ancak üst hava tabakalarının henüz sıcaklığını koruması
 sebebiyle, gündüz saatlerinde gösterdiği yükseklikle azalma karak-
 terinin tersi bir görünüştedir (Şekil 2.3,2.4). Güneş doğuşundan
 bir müddet sonra radyasyon toplamının pozitif yönde artması sebe-
 biyle toprak ısınmaya başlar. Bu yüzden sınır tabakalarından iti-
 baren hava ısınarak $\partial T/\partial H$ yeniden negatif değer kazanmaya baş-
 lar. Bir gün boyunca $\partial T/\partial H$ 'nın değişimi genel olarak bu şekil-
 de devam eder ([15], s.190, [20], s.68). Ancak bu değişim atmosferik
 şartlarla ilişkili olduğundan, bazı durumlarda gece görülen *stabil*
 denge ' nin gündüz saatlerinde de devam ettiği gözlenebilir. Gerek

gündüz, gerekse gece sa-
 atlerindeki bu farklılaşma
 belli bir yüksekliğe ka-
 dar devam eder (Şekil 2.6).
 Bu yükseklikten sonra sı-
 caklık değişmesi lineer
 bir değere kavuşur. Bu de-
 ğer genellikle $-0,0045 \sim$
 $-0,0065$ $^{\circ}\text{C}/\text{m}$ arasındadır.



Şekil 2.6

([6], s.62, [21], s.248). Meteoroloji biliminde $\partial T/\partial H$ için çeşit-
 li atmosfer kabullerine göre değer verilir ve bu değerler çalış-
 malarda baz olarak alınırlar ([16], s.371). Değişim için

izotermal atmosferde $\partial T/\partial H = 0$

Homojen atmosferde $\partial T/\partial H = -g/R1 = - 0,0342$ $^{\circ}\text{C}/\text{m}$

Adyabatik atmosferde $\partial T/\partial H = -g/c_p = - 0,0093$ $^{\circ}\text{C}/\text{m}$

değerlerindedir. Burada; g = gravite değeri, $R1$ = gaz sabiti, c_p = ısınma
 ısısıdır.

2.41 Zaman ve yüksekliğin fonksiyonu olarak atmosfer sıcaklığının değişmesi

Atmosfer sıcaklığı, önceki bölümde açıklandığı şekilde günlük güneş hareketinin bir fonksiyonu olarak değişim gösterir. Radyasyon toplamının değişmesi sebebiyle ortaya çıkan bu durum da, değişim 24 saatlik periyotlar halindedir. Ayrıca, günlük periyodun yanında yıllık bir periyot daha mevcuttur ([20], s. 65). Atmosferik refraksiyon bağıntılarında en önemli yeri alan $\partial T/\partial t$ değerinin bu değişimi, atmosferik refraksiyon değerlerinde de günlük ve mevsimlik farklılaşmalar yaratacaktır.

Yeryüzüne sıcaklığın kaynağı olarak bakarsak, havanın sıcaklık iletim yeteneği sebebiyle, yerden itibaren komşu hava kütlelerine doğru bir sıcaklık akımı vardır. Bu sıcaklık iletimi zamanın fonksiyonu olarak

$$\frac{\partial T}{\partial t} = k_1 \left[\frac{\partial^2 T}{\partial X^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial Y^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial Z^2} \right] \quad 2.21$$

diferansiyel denklemi ile verilir. Burada; T:Sıcaklık;t:Zaman; k_1 :Havanın sıcaklık iletim sayısı;X,Y,Z:Havadaki bir noktanın koordinatlarıdır. Sıcaklık iletiminin yatay değerleri ihmal edilirse

$$\frac{\partial T}{\partial t} = k_1 \frac{\partial^2 T}{\partial Z^2} \quad 2.22$$

olur ([15], s.211, [21], s.247, [22], s.36). Havanın sıcaklık iletim sayısı

$$k_1 = \frac{\lambda}{\rho \cdot c} = \frac{A}{\rho} \quad 2.23$$

olarak tariflenir. Burada; λ : Havanın sıcaklık iletim katsayısı; ρ : Havanın yoğunluğu; c : Havanın ısınma ısısı; A : Değişim katsayısıdır.

2.411 Bu konuda yapılmış başlıca çalışmalardan bazıları

a - J.J. LEVALLOIS 'ın çalışması

Bu çalışmada sıcaklık, zaman ve yüksekliğin fonksiyonu olarak

$$T(H,t) = T_{ort} + (dT/dH)_{ort} \cdot (H-H_0) + e^{-K^2(H-H_0)} \cdot f[t - (H-H_0)/v] + \Phi[t]$$

2.24

şeklinde verilir ([21], s.245). Burada;

$T(H,t)$: H yüksekliğinde ve t zamanındaki sıcaklık,

T_{ort} : H_0 yüksekliğindeki günlük ortalama sıcaklık,

$(dT/dH)_{ort}$: Ortalama sıcaklık düşey değişimi,

$e^{-K^2(H-H_0)}$: H yüksekliğindeki genliğe eşdeğer H_0 yüksekliğindeki genliğin çarpanı,

$K^2 = (\pi/24k_1)^{1/2} = (n/2k_1)^{1/2}$ = Buharlaştırma katsayısı,

$n = 2\pi/24$: Saatin radyan olarak değeri,

$f[t]$: Sıcaklık salınımlarının periyotlarını temsil eden bir periyodik sıcaklık fonksiyonu,

$(H-H_0)/v$: Yükseklikle sıcaklık değişimi olayının hızı ile ilişkili üst tabakalardaki gecikmeyi gösterir,

$v = 2\pi/24K^2$: sıcaklık değişiminin hızı,

$\Phi[t]$: Güneş enerjisinin ilişkisine karşı gelen periyodik fonksiyondur. Periyodu 24 saattir. Genliği, yeryüzünün $\sim 1/3$ 'i oranındadır.

H yüksekliğindeki değişimin ekstremi, H_0 yüksekliğindeki ekstremden sonra meydana gelir. Bir gecikme söz konusudur. $\Phi[t]$, ge-

nellikle T ort ile açıklanır. Bağıntısı

$$\phi [t] = 1/3 [T(0,t) - T ort] \quad 2.25$$

olarak verilir ([6], s. 63, [21], s. 248). Tam bir sinüsoidal olmadan güneşin yükselmesi ile azalır ve batmadan hemen önce çoğalır. Ortalama genliği $1 \sim 2$ °C büyüklüğündedir. Buharlaştırma katsayısı

$$K^2 = 2,00 + a \cdot f[t] \quad 2.26$$

şeklinde, günlük bir değişime bağlı olarak verilir. Katsayı, $1,5 \sim 4,5$ arasında bir değerdedir. Büyük değerlere nemli geçen ay ve yıllarda varıldığı çeşitli sondajlarla bulunmuştur. (2.26) bağıntısında $a = 0,2$ olarak verilir ([21], s. 250, [22], s. 55, [23], s. 68).

Başlangıç yüksekliğindeki sıcaklık için $H=H_0$ kullanıldığında (2.24) bağıntısı

$$T(H_0,t) = T ort + f[t] + \phi[t] \quad 2.27$$

şeklini alır. Buradan

$$f[t] = T(H_0,t) - [T ort + \phi(t)]$$

bağıntısı elde edilebilir. (2.25) eşitliğinin yerine konulması ile

$$f[t] = 7/8 [T(H_0,t) - T ort] \quad 2.28$$

bulunur. Eğer $f[t]$ sifıra eşitse (2.24) bağıntısı

$$T(H,t) = T ort + (dT/dH) ort + \phi[t] \quad 2.29$$

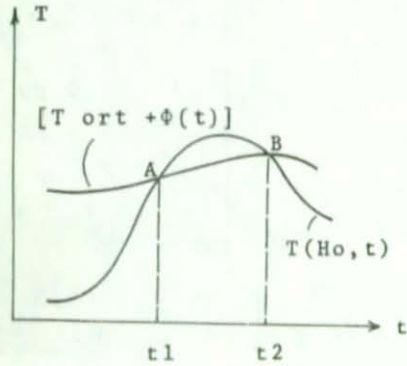
şeklini alır. Buradan, böyle bir anda sıcaklık dağılımının lineer olduğu ortaya çıkar. Bu işe

$$T(H_0, t) = T_{\text{ort}} + \phi[t]$$

2.30

demektir. Deneyler bu olayın sabah ve akşam saatlerinde olmak

üzere günde iki kere meydana geldiğini göstermektedir (şekil 2.7). Yükseklikle faz değişiminin hızı ortalama 0,30,5 km/saat olarak verilir ([21], s.248, [22], s. 54).



Şekil 2.7

Atmosferik refraksiyon bağıntılarında önemli yer kaplayan sıcaklık düşey değişimi için (2.24) bağıntısından yüksekliğe göre diferansiyel alınması ile

$$\frac{dT}{dH} = \left(\frac{dT}{dH}\right)_{\text{ort}} - e^{-K^2(H-H_0)} \left[K^2 f\left(\frac{t-(H-H_0)}{v}\right) \frac{1}{v} \cdot f'\left(\frac{t-(H-H_0)}{v}\right) \right]$$

2.31

elde edilir. Verilen eşitlikler, Avrupa orta kuşağına uyan değerler vermektedir. Ancak bu bağıntılar yer yakını hava tabakaları için geçerli değildir ([21], s.250).

b - K. BROCKS ' un çalışması

K.Brocks, çeşitli ülkelerde sıcaklık düşey değişimi fonksiyonunun araştırılması amacıyla yapılan ölçülerden bir genelleme yaparak, atmosferin ilk 300 metrelik tabakasına ait bağıntıların ortaya koymuştur ([24], s.8). K.Brocks, dT/dH ' nin bağıntısını

$$\log \frac{dT}{dH} = \log a + b \cdot \log H$$

2.32

olarak verir. Buradan

$$\frac{dT}{dH} = a \cdot H^b \quad 2.33$$

elde edilir. Bu bağıntı, mevsime ve saate uygun bir yükseklik kadar geçerlidir. (2.33) bağıntısından entegral alınması ile

$$T = T_0 + a \int_{H_0}^H H^b dH \quad 2.34$$

veya

$$T = T_0 + \frac{a}{1+b} (H^{1+b} - H_0^{1+b}) \quad 2.35$$

elde edilir. b , $-1,28 < b < -0,78$ arasında değer alır. Genellikle $b \approx -1$ olarak kabul edilir. Buna göre, entegral sonucu birinci yaklaşım olarak

$$T = T_0 + a \cdot \log \frac{H}{H_0} \quad 2.36$$

şeklini alır. K. Brocks tarafından çeşitli ay ve saatlere göre yüksekliğin fonksiyonu olarak dT/dH tabloları verilmektedir ([24], s.15).

c - Diğer çalışmalar

Sıcaklığın düşey değişiminin yükseklikle ilişkisi yapılan diğer bazı çalışmalarla

$$T = a + b \cdot \log (H + c) \quad \text{LALLEMAND}$$

$$T = a + b \cdot H^2 \quad \text{HUGERSHOFF}$$

$$T = a + b \cdot H + c \cdot H^2 \quad \text{KOHLMULLER}$$

eşitlikleri ile verilmiştir ([26],s.9). Bunların yanında en iyi yaklaşımlardan biri T.J. KUKKAMAKI tarafından

$$T = a + b \cdot H^c \quad 2.33$$

olarak verilmiştir ([26],s.10). Son bağıntıdan görüldüğü gibi a , b , c katsayılarının aldığı değerlere göre doğru, hiperbol ve paraboller tariflenir. Bu bağıntıdan yüksekliğe göre diferansiyel alınması ile elde edilebilen

$$\frac{dT}{dH} = b \cdot c \cdot H^{c-1} \quad 2.39$$

bağıntısında dT/dH değerinin bulunabilmesi için b ve c katsayılarının çeşitli yüksekliklerde ölçülen ve (2.33) bağıntısında değerlendirilen sıcaklıklarla bulunması gerekir ([26],s.13).

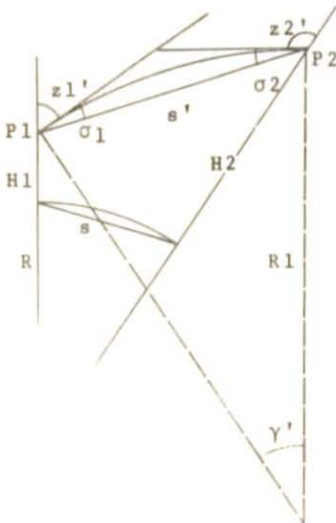
K. Brocks ve T.J. Kukkamaki bağıntıları uygulamada yer almışlar ve atmosferik refraksiyon araştırma ve ölçülerinde kullanılmışlardır. dT/dH değerinin elde edilmesi için yapılan ölçüler ve çıkartılan bağıntılar üzerinde bölüm 5 ve 6 ' da durulacaktır.

3. ATMOSFERİK REFRAKSİYON İLE İLGİLİ TEMEL ÇALIŞMALARLA ÖZLÜ BİR BAKIŞ

Jeodezide ölçü inceliğinin artması ile, atmosferik refraksiyonun ışık yoluna olan etkisinin, ölçü değerlerine bir düzeltme getirilerek giderilmesi gereği ortaya çıkmıştır. Özellikle kenar uzunlukları büyük nirengi şebekelerinde nokta yüksekliğinin tayini için trigonometrik yükseklik ölçüsünün kullanılmasında, ölçülen düşey açılara bir düzeltmenin getirilmesi işlemi uygulamada yer almıştır. Ancak yapılan araştırmalarla, yükseklik ölçüsü bağıntılarının matematik temelleri ve kabulleri yanında ışığın ve atmosferin fizik yapısının da önemli yer aldığı gerçeği anlaşılmıştır. Bu bölümde, atmosferik refraksiyon ile ilgili temel düşüncelere kısaca değinilecektir.

3.1 BIOT - BOUGUER teorisi ([22],s.18,[27],s.22)

Deniz yüzeyinden H1 yüksekliğindeki P1 noktası ile H2 yüksekliğindeki P2 noktası arasındaki gözlem sırasında meydana gelen



düşey refraksiyon açıları σ_1 ve σ_2 olarak düşünülmektedir. Işık yolunun R1 yarıçaplı bir daire yayı olarak kabul edilmesi ile Şekil 3.1 ' den

$$\gamma' = \sigma_1 + \sigma_2 \quad 3.1$$

yazılabilir. Buradan $\sigma_1 = \sigma_2 = \sigma$ olduğuna göre

$$\gamma' = S'/R1 = 2\sigma \quad 3.2$$

yazılabilir. Böylece refraksiyon açısı

$$\sigma = S' / 2Rl \quad 3.3$$

olur. $S = S' \cdot \sin Z1'$ kabulüne göre yatay uzunluğun işleme sokulması ile

$$\sigma = S / (2Rl \cdot \sin Z1') \quad 3.4$$

olarak elde edilir. P1 ve P2 noktalarındaki çekül doğrultularını birleştiren merkez açısı $\gamma = S / R$ dir. Buradan S çözülür ve (3.4) bağıntısında yerine konursa

$$\sigma = \frac{\gamma}{2} \cdot \frac{R}{Rl} \cdot \frac{1}{\sin Z1'}$$

bulunur. Son bağıntıdaki $R/Rl = k$ oranı " *refraksiyon katsayısı* " olarak tariflenir. $\sin Z1' \approx 1$ olarak kabul edilebilir. Böylece

$$\sigma = k \cdot \frac{\gamma}{2} \quad \text{veya} \quad k = \frac{2\sigma}{\gamma} \quad 3.5$$

elde edilir. Şekil 3.1'den

$$(Z1' + \sigma1) + (Z2' + \sigma2) - \gamma - \pi = 0 \quad 3.6$$

dır. Buradan $\sigma1 + \sigma2 = 2\sigma$ çözülür ve (3.5)'de yerine konursa

$$k = 1 - \frac{Z1' + Z2' - \pi}{\gamma} \quad 3.7$$

sonuç bağıntısı elde edilir.

3.2 H.M. DUFOUR refraksiyon formülü ([28],s.362)

H.M. Dufour'un düşüncesinde P1 ve P2 noktalarından geçen eğri ile giriş arasında meydana gelen $\sigma1$ ve $\sigma2$ açıları, eğri, belli

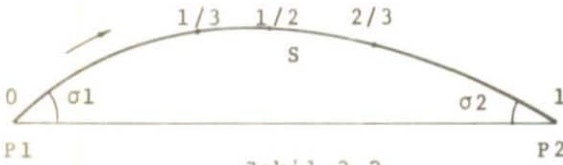
noktalardaki eğriliklere göre tariflenerek, bunun yardımı ile gösterilmektedir. Bu düşünceye göre refraksiyon açıları

$$\sigma_1 = 1/2 E_{1/2} \cdot S \left(+ 1/72 E_0'' \cdot S^3 \right) \quad 3.8$$

$$\sigma_2 = 1/2 E_{2/3} \cdot S \left(- 1/72 E_1'' \cdot S^3 \right) \quad 3.9$$

$$\sigma_1 + \sigma_2 = E_{1/2} \cdot S \quad 3.10$$

şeklinde verilmektedir (Şekil 3.2) . Burada; E , verilen noktadaki eğrilik, S ise eğri uzunluğudur. Bu düşünüşün refraksiyon açılarına uygulanışı daha kullanışlı olarak



Şekil 3.2

$$\sigma_1 = 1/6 \cdot S \cdot (E_0 + 2 E_{1/2}) \quad 3.11$$

$$\sigma_2 = 1/6 \cdot S \cdot (2 E_{1/2} + E_1) \quad 3.12$$

$$\sigma_1 - \sigma_2 = 1/6 \cdot S \cdot (E_0 - E_1) \quad 3.13$$

bağıntıları ile verilir. Buradan, k : Refraksiyon katsayısı, R : Yer eğrilik yarıçapı ve l/E : Işık yolu eğrilik yarıçapı olarak işleme sokulursa

$$\sigma_1 = 1/6 \cdot S/R \cdot (k_1 + 2 k_{1/2}) \quad 3.14$$

$$\sigma_2 = 1/6 \cdot S/R \cdot (2 k_{1/2} + k_2) \quad 3.15$$

$$\sigma_1 - \sigma_2 = 1/6 \cdot S/R \cdot (k_1 - k_2) \quad 3.16$$

olur. Açıların toplamları ise (3.6) bağıntısından

$$\sigma_1 + \sigma_2 = \gamma + Z1' + Z2'$$

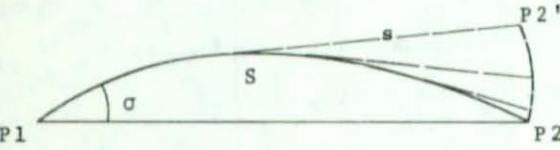
olarak bilinmektedir. Böylece refraksiyon açıları, iki noktadaki düşey açılar ve refraksiyon katsayılarına bağlı olarak bulunur.

3.3 FEARNLEY - BROCKS refraksiyon formülü ([29],s.8,[30],s.205)

Bu düşüncede, atmosferden geçen ışığın yolu parçalara bölünmektedir. Refraksiyon açısı

$$\sigma = \rho/S \int_0^S (S - s) 1/Rl . ds \quad 3.17$$

bağıntısı ile verilir. Burada; S: Eğri uzunluğu, s: Teğet uzunluğu, Rl: Işık yolu eğrilik yarıçapıdır (Şekil 3.3) . Atmosfer, tabaka-



Şekil 3.3

lı olarak düşünülerek, entegrasyon kısmî entegrasyon şeklinde yapılmaktadır. Brocks, buradan bir refraksiyon formülü geliştirmiştir. Buna göre, ışık yolu eşit uzunlukta " n "

sayıda parçalara ayrılmıştır. Buna göre sonuç

$$\sigma = \frac{S \cdot \rho}{2 n^2} [(2n - 2i + 1) \cdot (1/Rl)_i]_{i=1}^n \quad 3.13$$

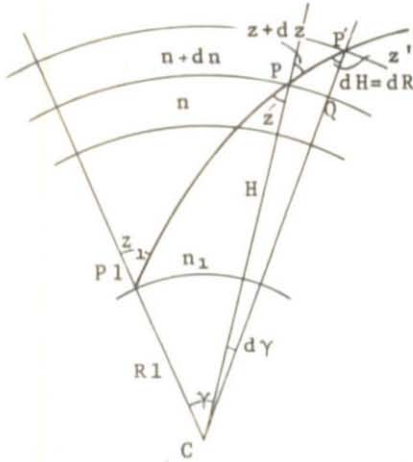
bağıntısı ile verilir. Burada;

n = Eşit uzunlukta doğru parçalarının sayısı,

i = Gözlem noktasından itibaren doğru parçalarının numarasıdır.

4 F.R. HELMERT refraksiyon formülü ([31],s.553)

Helmert, refraksiyon katsayısı ve ışık yolu eğriliği ile ilgili düşüncesini geliştirirken, öncelikle farklı kırma indisli atmosfer tabakalarından geçen ışık üzerinde durmuştur. Burada, eş kırma indisli tabakalar aynı merkezli küre yüzeyleri olarak ele



Şekil 3.4

alınmıştır. Şekil 3.4'de PP'Q diferansiyel anlamdaki üçgenden ışık yolu eğriliği

$$1/R1 = -1/n \cdot dn/dH \cdot \sin Z \quad 3.19$$

olarak elde edilir. Buradan , ARAGO'nun

$$n-1 = (n_0-1) \frac{P \cdot g \cdot T_0}{P_0 \cdot G \cdot T} \quad 3.20$$

şeklindeki kırma indisi

bağıntısından, kırma indisi elde edilmektedir. Burada;

n : Havanın kırma indisi,

n_0 : Normal şartlardaki ışık kırılma indisi = 1,000293

P : mmHg olarak gerçek basınç,

P_0 : mmHg olarak deniz yüzeyindeki basınç = 760 mmHg,

g : Gravite değeri,

G : 45° enlemdaki gravite değeri,

T : °K olarak sıcaklık,

T_0 : Mutlak donma noktası sıcaklığı = 273 °K

şeklindedir. Lokal refraksiyon katsayısı

$$\kappa = R_{\text{elipsoid}}/R_{\text{ışık}} = - R_e/n \cdot dn/dH \quad 3.21$$

olarak tariflenir. Bu bağıntıda, n ve dn/dH değerlerinin (3.20) eşitliğinden elde edilerek yerlerine konması ile

$$\kappa = 0,000293 \frac{P}{760} \frac{273}{T} \frac{g}{G} R_e \cdot F \quad 3.22$$

olarak sonuç bağıntısı verilir. Burada;

$$F = \frac{\tau}{T} + \frac{1 - (3e/3P)}{7993} \cdot \frac{273}{T} \cdot \frac{g}{G} ,$$

$$\frac{g}{G} = 1 - 0,00265 \cdot \cos 2\phi - 2H/\rho_e$$

dir. Gösterimler ise ;

e : mmHg olarak buhar basıncı,

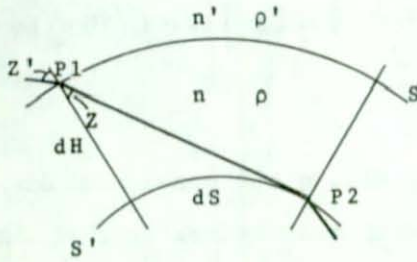
ϕ : Enlem,

H : Yükseklik,

τ : $^{\circ}\text{C}/\text{m}$ olarak sıcaklık düşey değişimidir.

3.5 JORDAN refraksiyon formülü ([32], s.410)

Jordan, meteorolojik değerleri işleme sokarak refraksiyon ile ilgili katsayıları geliştirmiştir. Şekil 3.5 'den Snell kanununa göre



Şekil 3.5

$$\sin Z' / \sin Z = n / n' \quad 3.23$$

dir. Havanın " n " kırma indisi ile " ρ " yoğunluğu arasındaki

$$n^2 - 1 = \rho \cdot \text{sabit} \quad 3.24$$

bağıntısından ilerleyerek

$$\rho' - \rho = d\rho$$

ve

$$\sin Z' - \sin Z = (Z' - Z) \cos Z = dZ \cdot \cos Z$$

kabulü ve yoğunluk değerlerinin MORIOTTE - GAY - LUSSAC bağıntılarından elde edilmesi ile

$$dz = -c_o \frac{P}{760} \cdot \frac{l}{T} \cdot \frac{d\rho}{\rho} \tan z \quad 3.25$$

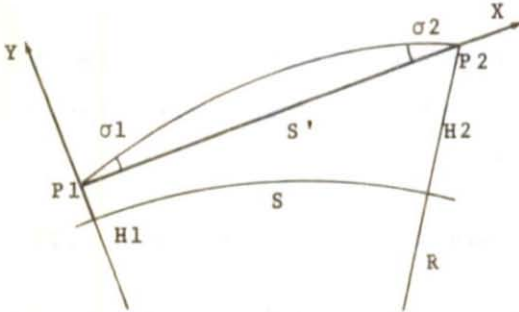
olarak elde edilir. Lokal refraksiyon katsayısının

$$\kappa = R \cdot d\rho / dS \quad 3.26$$

şeklinde tariflenmesi ve bilinen değerlerin yerine konulması ile

$$\kappa = 0,2325 \cdot \frac{P}{760} \cdot \frac{l}{T^2} (1 - 29,39 \tau) \quad 3.27$$

sonuç bağıntısı elde edilir. Burada;



Şekil 3.6

$$\tau = -dT/dH,$$

P : mmHg olarak basınç,

T : °K olarak mutlak sıcaklık

c_o : 0,00029269,

R : 6370 000 m dir.

Işık yolu eğrisinin denklemi

$$Y = aX + bX^2 + cX^3$$

şeklinde bir genel denklem o

arak alınması ile geliştirilen şerhütillardan, refraksiyon açıları

$$\sigma_1 = \kappa_1 \cdot S / 2R \quad , \quad \sigma_2 = \kappa_2 \cdot S / 2R$$

çılır. $\kappa = R/l$ olarak verilen lokal refraksiyon katsayısı ile refraksiyon katsayıları arasındaki bağıntılar

$$\kappa_1 = \frac{2 \kappa_1 + \kappa_2}{3} \quad , \quad \kappa_2 = \frac{\kappa_1 + 2 \kappa_2}{3}$$

olarak elde edilir.

4. UYGULAMADA KULLANILAN ATMOSFERİK REFRAKSİYON BAĞINTILARI

Bilindiği gibi, jeodezide açı ölçüleri aslında doğrultu ölçülerinden meydana gelir. Bu doğrultuları ise bir koordinat sisteminde tarif edebiliriz. Ancak ölçülerin yapıldığı koordinat sistemi ile hesaplamanın yapıldığı koordinat sistemi birbirinden farklı ise, bu iki sistemin değerlerine geçişte bir takım düzeltme bağıntılarının geliştirilmesi gerekir. Uygulamada kullanılan atmosferik refraksiyon bağıntılarının çıkarılışında

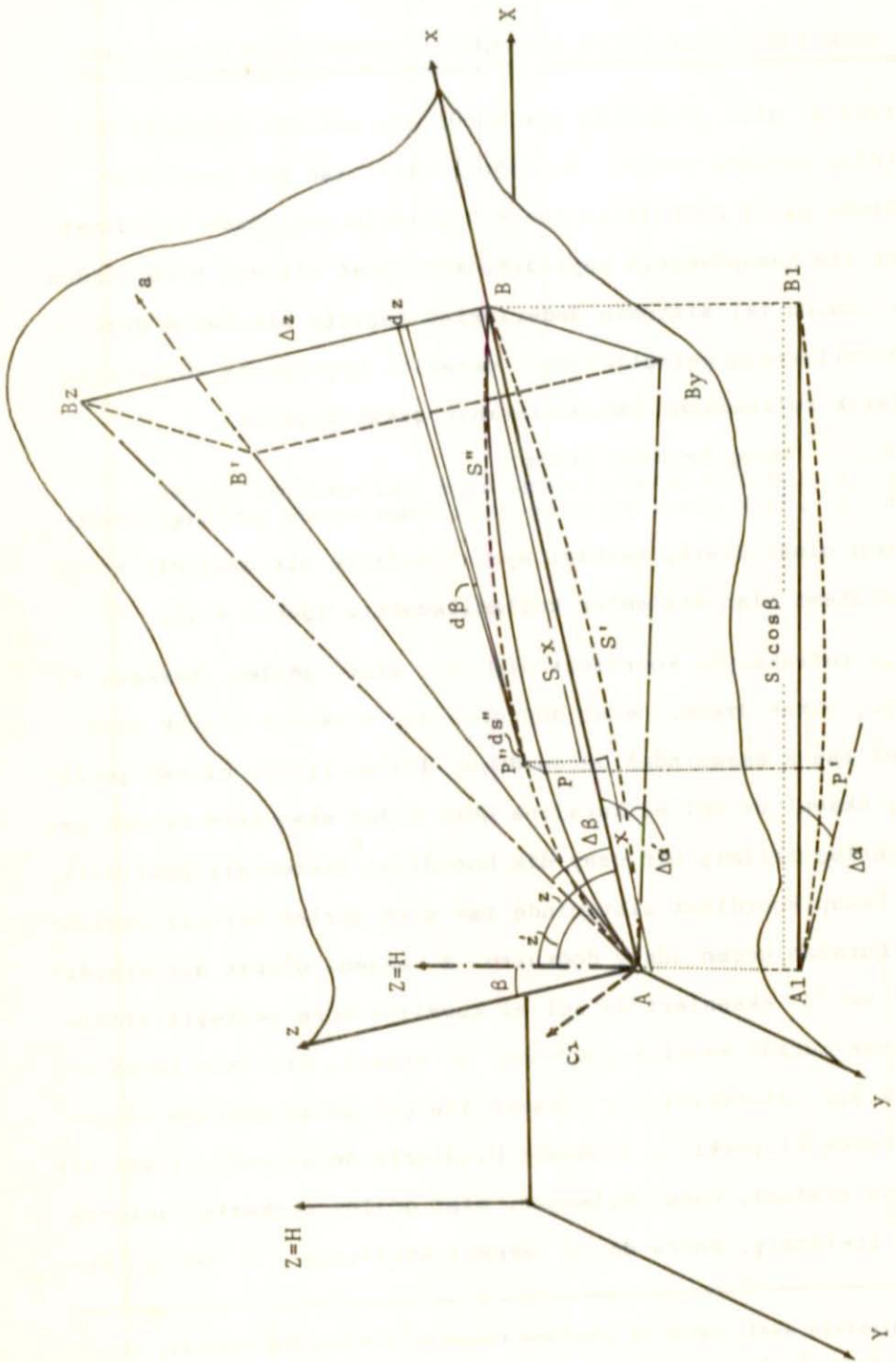
X, Y, Z ; Hesap koordinat sistemi,

x, y, z ; Atmosferik refraksiyonu içine alan koordinat sistemi,

a, b, c ; Işık yoluna teğet olan doğrultunun meydana getirdiği koordinat sistemi olmak üzere, herbiri ayrı özellikte bir uzay dik koordinat sistemi olan sistemler kullanılacaktır (Şekil 4.1).

x, y, z refraksiyon koordinat sistemi, alet gözlem merkezi *) başlangıç olmak üzere, hedef doğrultusunu x eksenini olarak alan, z eksenini ise x ekseninden geçen düşey düzlem içinde olacak şekilde ve y eksenini de sol el kuralına göre diğer eksenlere uyacak şekilde yerleştirilmiş bir uzay dik koordinat sistemidir (Şekil 4.1). X, Y, Z hesap koordinat sisteminde ise alet gözlem merkezi başlangıç ve buradan geçen düşey doğrultu Z eksenini olarak alınmış, diğer X ve Y eksenleri de sol el kuralına göre yerleştirilmiştir. Ancak burada sadelik yönünden Y eksenini, bir önce tarif edilen x, y, z sisteminin y eksenini ile çakışacak şekilde alınabilir. Demek oluyor ki, jeodezik ölçülerin değerlendirildiği dik koordinat sistemi, önce başlangıç alet gözlem merkezine gelecek şekilde ötelenmiş, sonra da Z eksenini etrafında Y ve y ek-

*) Ölçü aletinin asal, yatay ve yöneltme eksenlerinin kesişme noktası, alet gözlem merkezi olarak tarif edilmiştir.



Şekil 4.1

senleri çakışacak şekilde döndürülmüştür. a,b,c koordinat sisteminin özellikleri üzerinde ileride durulacaktır.

4.1 Atmosferik refraksiyonun düşey ve yatay açılara olan etkisi

A istasyon noktasından B hedefine gözlem yapıldığı düşünül-sün. Atmosferik refraksiyon sebebiyle A ve B noktalarını birleştiren ışık yolu doğru değil bir uzay eğrisidir. Tayin etmek istenilen düşey ve yatay refraksiyon açıları ise bu eğrinin A noktasındaki teğetin AB kirişi ile yaptığı açının A ve B noktalarından geçen düşey ve yatay düzlemler üzerindeki izdüşümleridir. x,y,z sisteminde bir uzay eğrisi olan S ışık yolu eğrisinin x,y düzlemindeki izdüşümü S' ve x,z düzlemindeki izdüşümü de S" olsun (Şekil 4.1) . Aynı şekilde A noktasındaki teğetin izdüşümleri de AB_y ve AB_z olacaktır. AB_z 'in x eksenini ile yaptığı Δβ açısı, xz düzleminin düşey düzlem olması dolayısıyla *düşey refraksiyon açısı* dır. Halbuki AB_y 'nin x eksenini ile yaptığı Δα' açısı ise x,y düzlemindeki yatay refraksiyon açısı olup, ancak bu açının yataya izdüşürülmesi ile Δα , *yatay refraksiyon açısı* elde edilecektir.

Işık yolu üzerinde alınan bir P noktası ds kadar yer değiştirdiğinde,bunun x,z düşey düzlemindeki P" izdüşümü de ds" kadar yer değiştirecek ve bu arada P" deki teğet de dβ kadar yön değiştirecektir. Buna göre S" düzlem eğrisinin eğriliği

$$E_D = d\beta/ds''$$

veya

$$d\beta = E_D \cdot ds''$$

olur. Şekil 4.1 'den görüleceği gibi

$$dz = (S - x) \cdot d\beta = (S - x) E_D \cdot ds'' \quad 4.2$$

dür. Bu ifadenin S'' boyunca A'dan B'ye kadar entegrali alınırsa

$$\Delta z = \int_A^B (S - x) \cdot E_D \cdot ds'' = \int_0^S (S - x) \cdot E_D \cdot dx \quad 4.3$$

elde edilir. (1.21) düşey eğrilik bağıntısının yerine konulması ile

$$\Delta z = - \int_0^S \frac{l}{n} \cdot \frac{\partial n}{\partial z} (S - x) \cdot \sin z' \cdot dx \quad 4.4$$

bulunur. Halbuki $\Delta\beta = \Delta z/S$ dir. Buna göre düşey refraksiyon açısı

$$\Delta\beta = - \frac{1}{S} \int_0^S \frac{l}{n} \cdot \frac{\partial n}{\partial z} (S - x) \cdot \sin z' \cdot dx \quad 4.5$$

olarak elde edilir.

Yatay refraksiyon açısının elde edilmesi için yukarıda x, z düzlemindeki S'' izdüşümü ile yapılan işlem x, y düzlemindeki S' izdüşümü ile yapılırsa

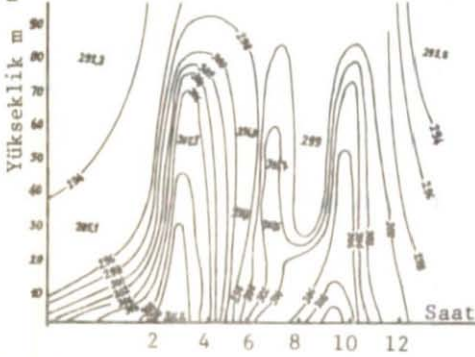
$$\Delta\alpha' = - \frac{1}{S} \int_0^S \frac{l}{n} \cdot \frac{\partial n}{\partial y} (S - x) \cdot \sin \alpha'' \cdot dx \quad *) \quad 4.6$$

bulunur. x, y düzleminin yatayla yaptığı β açısının dikkate alınması ile yatay refraksiyon açısı

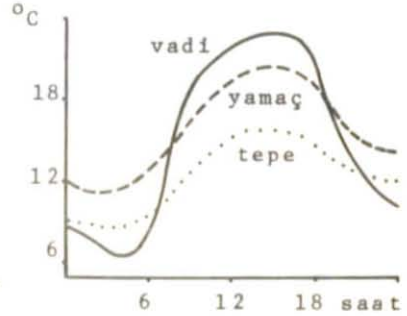
$$\Delta\alpha = - \frac{1}{S \cdot \cos\beta} \int_0^S \frac{l}{n} \cdot \frac{\partial n}{\partial y} (S - x) \cdot \sin \alpha'' \cdot dx \quad 4.7$$

*) Eşkıma indisli yüzey normalinin yatay düzlemdeki izdüşümü ile bakış doğrultusu arasındaki açı olan α'' yatay açısının başlangıcı olarak hangi doğrultunun alınması gerektiği üzerinde bölüm 4.2'de durulmuştur.

ler (Şekil 4.2,4.3,4.4) ([5],s.72,[37],s.234,[38],s.6,[39],s.178). Buna göre,ölçünün yapıldığı t_1 zamanında ölçü bölgesindeki eş kırma indisli yüzeylerin sıralanışının ikinci bir t_2 zamanında farklılaştığı söylenebilir.



Şekil 4.3 Atmosfer kırma indisinin genel olarak günlük değişimi ($N.10^6$)

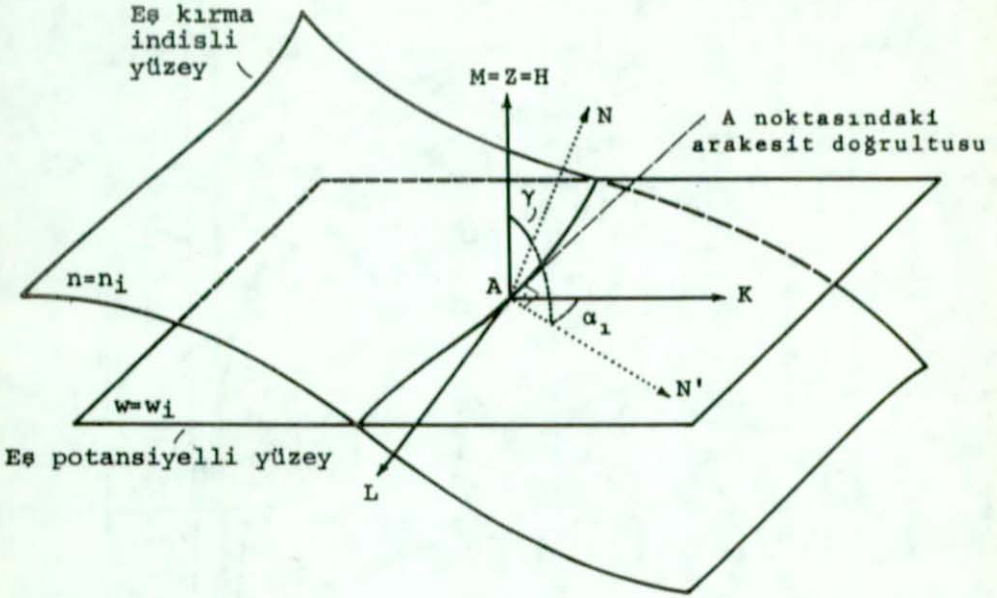


Şekil 4.4 Sıcaklığın farklı topografik yapılarındaki değişimi

Şekil 4.5'de gösterildiği gibi, ölçü aletinin gözlem merkezi A noktasıdır. Ölçü aletinin asal eksenini, A noktasından geçen gerçek gravite vektörü ile çakıştırır. Gözlem merkezindeki K,L,M koordinat sisteminde; M, - asal eksen doğrultusu, K eksenini yatayda herhangi bir başlangıç doğrultusudur. L eksenini ise bu sistemde sol el kuralına göre yerleştirilmiştir.

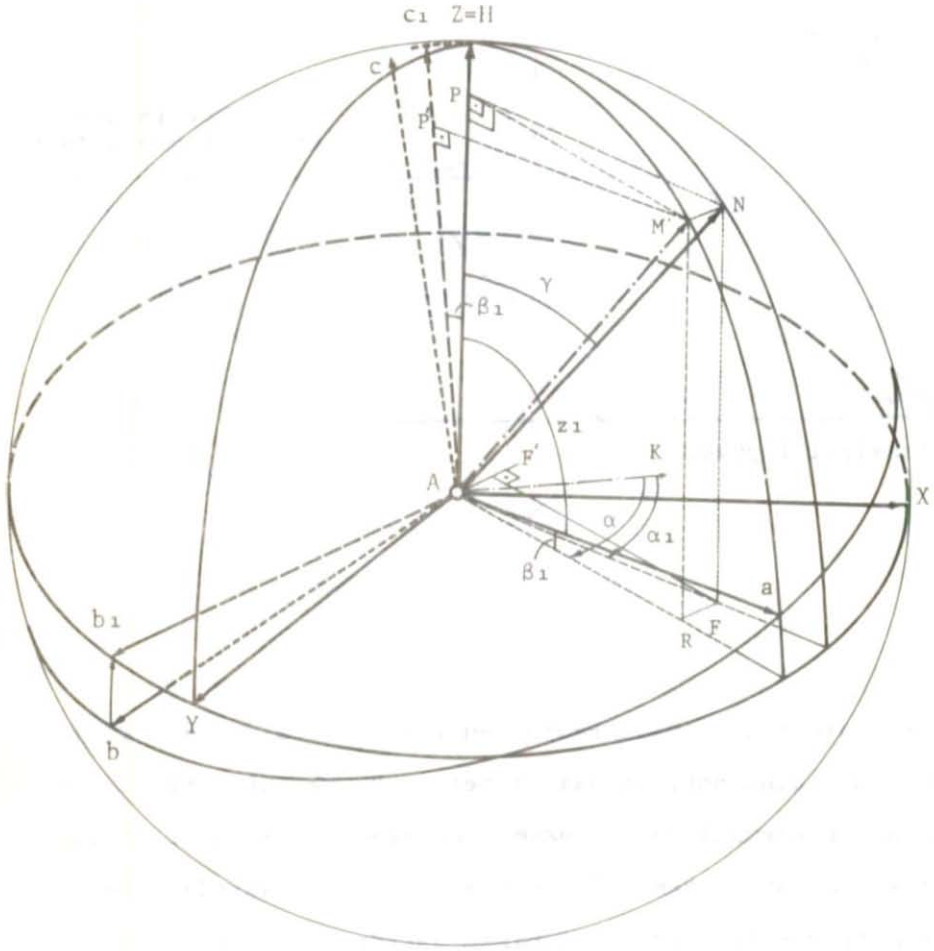
Ölçü anında A noktasını üzerinde bulunduran bir eş kırma indisli yüzey bulunmaktadır. Bu noktadan geçen $w = w_1$ eş potansiyelli yüzey ile bir $n = n_1$ eş kırma indisli yüzey bulunmaktadır. Bu yüzeyler özdeş değildirler ([5],s.72,[33],s.153,[40],s.43). Bu durumda, eş potansiyelli yüzey normali $M=Z=H$ ile eş kırma indisli yüzey normali N arasında genel olarak bir γ açısı bulunur. N' nin K,L yatay düzlemindeki izdüşümünün K başlangıcı ile yaptığı açı α_1 dir.

Etkinliği sebebiyle γ eğikliğinin bağıntılara sokulması gerekmektedir. γ eğikliğinin işlemlere sokulabilmesi için, başlangıcı A alet noktası olan bir a,b,c yardımcı uzay dik



Şekil 4.5

koordinat sistemi düşünülmemektedir. Bu sistemde a ekseni ışık yolu eğrisinin alet noktasındaki teğeti, b ekseni eğrinin aynı noktadaki binormali ve c ekseni de asal normaldir. a,b,c yardımcı koordinat sistemi ile x,y,z sistemi arasında diferansiyel geometriden bilinen teğet birim vektör,asal normal birim vektör ve binormal birim vektörün meydana getirdiği sisteme benzeterek bir dönüşümle hedef noktasının a,b,c sistemindeki koordinatları, ışık yolu eğrisinin eğriliği, burulması ve eğri uzunluğuna bağlı olarak bulunabilir ([40],s.44). Ancak bunlar, ışık yolu eğrisinin denklemi bilinmediğinden, kullanılacak olan düşünce şekline göre elde edilemeyen değerlerdir. Bu yüzden uygun bir çözüm bulmak amacı ile, a ekseninin durumu değiştirilmeksizin kendi etrafında döndürerek b ve c eksenlerinin konumu değiştirilmektedir. Bu dönme hareketi, b ekseni eş potansiyelli yüzeyin içindeki b₁ durumunu alacak şekilde yapılmıştır. Bu du-



Şekil 4.6 .

rumda c ekseninde , $Z=H$ ve a eksenlerinin meydana getirdiği düşey düzlemde c_1 şeklinde yeni bir konum kazanmıştır.

Şekil 4.6 ' dan görüldüğü gibi ;

z_1 : Eş potansiyelli yüzey normalinden a teğetine olan düşey açı,

α : a teğetinin yatay izdüşümü ile seçilen herhangi K başlangıcı arasındaki yatay açı,

α_1 : Eş kırma indisli yüzeyin normalinin X,Y yatay düzlemindeki izdüşümünün K başlangıcından olan yatay açısı,
 $\beta_1 = 100^\circ - \alpha_1$: a teğetinin X,Y yatay düzlemi ile yaptığı açı,

γ : Eş potansiyelli yüzey normali ile eş kırma indisli yüzey normali arasındaki açıdır.

$n = n_1$ eş kırma indisli yüzeyin normali üzerindeki \vec{N} vektörü boyunca alınan türevlerle, bu vektörün yatay ve düşey izdüşüm değerleri elde edilebilir. Bilindiği gibi

$$\vec{AN} = \frac{\partial n}{\partial N} \quad 4.8$$

şeklinde yazılabilir. Bundan yararlanarak

$$\vec{AP} = \frac{\partial n}{\partial H} = \frac{\partial n}{\partial N} \cdot \cos \gamma \quad 4.9$$

ve

$$\vec{AF} = \frac{\partial n}{\partial F} = \frac{\partial n}{\partial N} \cdot \sin \gamma = \frac{\partial n}{\partial H} \cdot \tan \gamma \quad 4.10$$

elde edilir. Aynı şekilde α ölçülen yatay açı olmak üzere Şekil 4.6 ' dan görüldüğü gibi

$$\vec{AP}' = \frac{\partial n}{\partial c_1} = \frac{\partial n}{\partial N} \cdot \cos \gamma \cdot \sin \alpha_1 - \frac{\partial n}{\partial N} \cdot \sin \gamma \cdot \cos \alpha_1 \cdot \cos(\alpha - \alpha_1) \quad 4.11$$

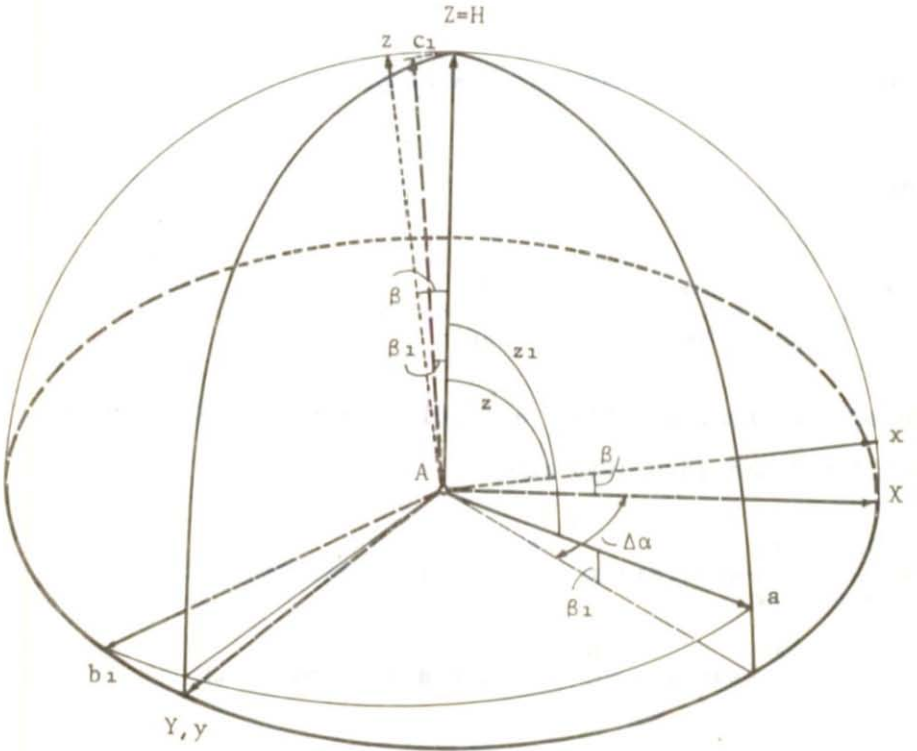
$$= \frac{\partial n}{\partial H} \cdot \sin \alpha_1 - \frac{\partial n}{\partial H} \cdot \tan \gamma \cdot \cos \alpha_1 \cdot \cos(\alpha - \alpha_1) \quad 4.12$$

ve

$$\vec{AF}' = \frac{\partial n}{\partial b_1} = \frac{\partial n}{\partial N} \cdot \sin \gamma \cdot \sin(\alpha - \alpha_1) \quad 4.13$$

$$= \frac{\partial n}{\partial H} \cdot \tan \gamma \cdot \sin(\alpha - \alpha_1) \quad 4.14$$

yazılabilir ([33], s.154). Ancak son eşitliklerin atmosferik ref-
raksiyon bağıntılarında kullanılabilmesi için, kullanılan $\partial n/\partial z$
ve $\partial n/\partial y$ değerleri ile $\partial n/\partial c_1$ ve $\partial n/\partial b_1$ arasındaki bağıntıların
elde edilmesi gerekir. Burada geliştirilen düşünce Şekil 4.1 'de
uygulanırsa a olarak gösterilen teğet doğrultusundaki değer AB'
dür. x eksenini üzerindeki AB kiriş boyu yaklaşık S eğri uzun-
luğu olarak alındığında, S kiriş boyu ile AB' teğet boyu arasın-
da bir bağıntı bulunabilirse de, küçük refraksiyon açılarının
kosinüslerinin girdiği bu bağıntıdan, yaklaşık kiriş boyu olarak
 $S \approx AB'$ alınabilir. (4.11) ve (4.12) bağıntıları teğetin meydana



Şekil 4.7

na getirdiği a, b_1, c_1 koordinat sistemi ile X, Y, Z koordinat
sistemi arasındaki bağıntılardır. İşlemlerde kullanılacak olan
bağıntılar ise x, y, z ile X, Y, Z sistemler arasındaki bağıntı-

ırlardır. Şekil 4.7 ' den görüleceği gibi Z=H ve z eksenle-
inin belirlediği doğrultular boyunca türev

$$\frac{\partial n}{\partial H} = \frac{\partial n}{\partial z} \cdot \cos \beta \quad 4.15$$

eklinde yazılabilir. a, b₁, c₁ sistemi ile X, Y, Z sistemi ara-
ında β₁ ve Δα dönüklüklerinin işleme sokulması ile a, b₁, c₁
le x, y, z sistemleri arasındaki bağıntıya geçilebilir. Ancak
u işlem sonucunda denklemi bilinmeyen ışık yolu eğrisinin, eğri
zunluğu, eğriliği ve burulması bağıntılara girer ki bunlar da
u düşünce sisteminde elde edilemeyen değerlerdir. Sonuç olarak
V. VAKOVLEV tarafından işlemleri etkilemeyen bir kabul olarak
ariflenen

$$\frac{\partial n}{\partial z} \approx \frac{\partial n}{\partial c_1} \quad , \quad \frac{\partial n}{\partial y} \approx \frac{\partial n}{\partial b_1} \quad 4.16$$

Kabulü yapılırsa ([33], s.154), buradan (4.12) ve (4.14) bağıntıları

$$\frac{\partial n}{\partial z} = \frac{\partial n}{\partial H} [\sin z_1 - \tan \gamma \cdot \cos z_1 \cdot \cos(\alpha - \alpha_1)] \quad 4.17$$

$$\frac{\partial n}{\partial y} = \frac{\partial n}{\partial H} \tan \gamma \cdot \sin(\alpha - \alpha_1) \quad 4.18$$

ekli alır.

Böylece, atmosferik refraksiyon değerlerinin elde edilmesi için
pılacak olan açı, sıcaklık düşey değişimi, basınç v.b. gibi ölçü-
r için seçilen ölçü ve hesaplama koordinat sistemine uyan bağıntı-
lara varılmıştır. Ayrıca, eş potansiyelli yüzey normali ile eş
rma indisli yüzey normali arasındaki Yaçısı da sonuç bağıntıla-
na girmiş durumdadır.

4.3 Atmosferik refraksiyon bağıntılarının ölçü yapılan sisteme dönüştürülmesi

Düşey ve yatay refraksiyon açıları (4.5) ve (4.7) bağıntıları na göre

$$\Delta\beta = - \frac{1}{S} \int_0^S \frac{1}{n} \cdot \frac{\partial n}{\partial z} (S - x) \cdot \sin z' \cdot dx$$

$$\Delta\alpha = - \frac{1}{S \cdot \cos\beta} \int_0^S \frac{1}{n} \cdot \frac{\partial n}{\partial y} (S - x) \cdot \sin\alpha' \cdot dx$$

şeklindedir. Bu bağıntılardaki $\partial n/\partial z$ ve $\partial n/\partial y$ kırma indisi değişimleri, kullanılan x, y, z sistemine ait değerlerdir. Yapılacak olan diğer ölçülerin de açı ölçüsünün yapıldığı sistem içinde alınması gerekir. Bu sisteme uyan değerler ise $\partial n/\partial H$ ve $\partial n/\partial Y$ değişimleridir. (1.23) eşitliği (4.17) ve (4.18) bağıntılarında yerlerine konursa, bunların yeni şekli

$$\frac{\partial n}{\partial z} = \frac{7,835}{T \cdot 10^5} \left[\frac{\partial P}{\partial H} - 0,146 \cdot \frac{\partial e}{\partial H} - \frac{1}{T} \cdot \frac{\partial T}{\partial H} \cdot (P - 0,146 \cdot e) \right] \cdot [\sin z_1 - \tan \gamma \cdot \cos z_1 \cdot \cos(\alpha - \alpha_1)] \quad 4.19$$

$$\frac{\partial n}{\partial y} = \frac{7,885}{T \cdot 10^5} \left[\frac{\partial P}{\partial H} - 0,146 \cdot \frac{\partial e}{\partial H} - \frac{1}{T} \cdot \frac{\partial T}{\partial H} \cdot (P - 0,146 \cdot e) \right] \cdot \tan \gamma \cdot \sin(\alpha - \alpha_1) \quad 4.20$$

olur. (4.20) bağıntısında atmosferik değişkenlerin yatay değişimlerinin kullanılması ile

$$\frac{\partial n}{\partial y} = \frac{7,885}{T \cdot 10^5} \left[\frac{\partial P}{\partial Y} - 0,146 \cdot \frac{\partial e}{\partial Y} - \frac{1}{T} \cdot \frac{\partial T}{\partial Y} \cdot (P - 0,146 \cdot e) \right]$$

elde edilir. (4.19), (4.20) ve (4.21) eşitliklerini (1.30), (4.5) ve (4.7) bağıntılarında yerlerine koyar, başlangıçtan bitiş noktasına kadar entegral alınırsa

$$\Delta \beta^{cc} = -25,09 \frac{S}{T} \left[\frac{\partial P}{\partial H} - 0,146 \frac{\partial e}{\partial H} - \frac{1}{T} \frac{\partial T}{\partial H} (P - 0,146e) \right] \cdot [\sin z' - \tan \gamma \cos z' \cos (\alpha - \alpha_1)] \cdot \sin z' \quad 4.22$$

$$\Delta \alpha^{cc} = -25,09 \frac{S}{T \cdot \sin z'} \left[\frac{\partial P}{\partial H} - 0,146 \frac{\partial e}{\partial H} - \frac{1}{T} \frac{\partial T}{\partial H} (P - 0,146e) \right] \cdot \tan \gamma \sin (\alpha - \alpha_1) \sin \alpha'' \quad 4.23$$

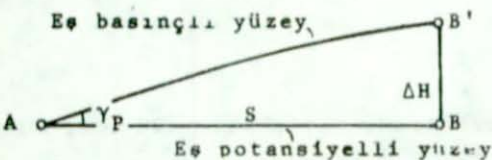
$$\Delta \alpha^{cc} = -25,09 \frac{S}{T \cdot \sin z'} \left[\frac{\partial P}{\partial Y} - 0,146 \frac{\partial e}{\partial Y} - \frac{1}{T} \frac{\partial T}{\partial Y} (P - 0,146e) \right] \cdot \sin \alpha'' \quad 4.24$$

$$\kappa = -502,123 \frac{\sin z'}{T} \left[\frac{\partial P}{\partial H} - 0,146 \frac{\partial e}{\partial H} - \frac{1}{T} \frac{\partial T}{\partial H} (P - 0,146e) \right] \cdot [\sin z' - \tan \gamma \cos z' \cos (\alpha - \alpha_1)] \quad 4.25$$

sonuç bağıntıları elde edilir.

4.4 Eş kırma indisli yüzeylerin eğim değerleri

Eş kırma indisli yüzeyleri meydana getiren atmosferik değişkenlerin en önemlilerinin (1.24) bağıntısından görüldüğü gibi sıcaklık ve toplam basınç olduğu söylenebilir. Gerçek atmosferde eş sıcaklıklı yüzeyler ile



Sekil 4.3

eş basınçlı yüzeyler özdeş değildir. Eş basınçlı yüzeylerin eş potansiyelli yüzeyden bir doğrultu boyunca olan eğim de-

geri

$$\tan \gamma_p = \frac{\Delta H}{S} = 2 \cdot \omega \cdot \sin \phi \cdot v_g \cdot \sin Q / g \quad 4.26$$

bağıntısı ile verilir (Şekil 4.8) ([16], s. 439, [18], s. 782). Burada:

ω : Dünya dönüşünün açısal hızı $= 7,29 \cdot 10^{-5} \text{ sn}^{-1}$

v_g : Geostrafik rüzgar hızı, m sn^{-1}

Q : Rüzgar yönü,

ϕ : Enlem,

g : Gravite değeridir.

Trabzon için $\phi = 44^{\circ}04'$ alınırsa (4.26) bağıntısı

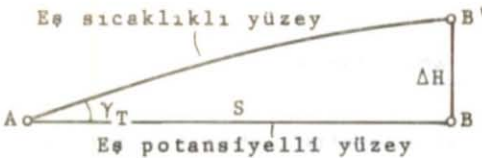
$$\tan \gamma_p = 1,05 \cdot v_g \cdot \sin Q \cdot 10^{-5} \quad 4.27$$

şekline girer. $v_g = 5 \text{ m sn}^{-1}$ ve $Q = 100^{\circ}$ için (4.27) bağıntısından

$$\gamma_p = 0^{\circ},003$$

olarak elde edilir.

Eş sıcaklıklı yüzeylerin eğimi, bölgenin topoğrafik yapısı ve bitki örtüsü farklılığı sebebiyle büyük farklılık gösterir. Yatay sıcaklık farklılığının meydana getirdiği eş sıcaklıklı yüzey eğiminin bir doğrultu boyunca değeri



Şekil 4.9

olarak yazılabilir ([39], s. 179).

$$\tan \gamma_T = \frac{\Delta H}{S} \quad 4.28$$

A ve B noktaları arasındaki basınç farkı

$$\partial p / \partial H = -0,0342 (P - 0,378 \cdot e) / T$$

şeklindeki (2.14) bağıntısına göre ifade edilebilir. Bu bağıntıdaki değişimleri lineer kabul ederek, buhar basıncı ihmal edilir-

se

$$\begin{aligned} \Delta P / \Delta H &= (P_B - P_A) / (H_B - H_A) \\ &= -0,0342 \cdot (P_A + P_B) / (2T_A) \end{aligned} \quad 4.29$$

elde edilir. Buradan

$$\Delta H = - \frac{2 \cdot T_A (P_B - P_A)}{0,0342 (P_B + P_A)} \quad 4.30$$

yazılabilir. Aynı hacımdaki hâl denklemini, noktalara göre

$$P_A (1 + \alpha T_B) = P_B (1 + \alpha T_A)$$

şeklindedir. Buradan

$$P_B - P_A = \alpha (P_A T_B - P_B T_A) = 1/273,16 \cdot (P_A T_B - P_B T_A)$$

elde edilir. Eğer noktalardaki basınçlar yerine ortalaması ile işleme girilirse

$$P_B - P_A = (T_B - T_A) \cdot (P_A + P_B) / (2 \cdot 273,16) \quad 4.31$$

elde edilir ([39], s.179). Son bağıntı, (4.30) eşitliğinde yerine konur ve sonuç (4.28) bağıntısında kullanılırsa; S, metre; T, °K olarak

$$\tan \gamma_T = 0,107 \cdot T_A \cdot (T_A - T_B) / S \quad 4.32$$

sonuç bağıntısı elde edilir. Son bağıntıda $T_A = 290$ °K ve $(T_A - T_B)/S = 0,01$ °K/m kullanılırsa $\gamma_T = 19^g$ değerinde bir eğim ortaya çıkmaktadır.

Sonuç olarak görülmektedir ki , eş basınçlı yüzeylerin eğimleri, eş sıcaklıklı yüzeylerin eğimleri yanında çok küçüktür. Yeryüzünde yapılan ölçülerde eş sıcaklıklı yüzey eğimleri çok daha büyük değerlere varabilmektedir. Bu yüzden yatay ve düşey

sıcaklık farklılaşmasına bağlı olan γ_T eğimi, işlemlerde eş kırıma indisli yüzeylerin eğimleri olarak kabul edilecektir.

4.5 Eş sıcaklıklı yüzeylerin en büyük eğim değerinin bulunması

(4.32) bağıntısı eş sıcaklıklı yüzey eğiminin herhangi bir doğrultudaki değerini verir. Atmosferik refraksiyon bağıntıları da kullanılacak olan bu eğimin en büyük değerinin bulunması gerekmektedir. Bu yüzden, öncelikle eş potansiyelli yüzey ile eş sıcaklıklı yüzey arakesitinin ölçü aleti noktasındaki arakesit doğrultusunun belirlenmesi gerekir (Şekil 4.5). Arakesit doğrultusunu belirleyebilmek amacıyla, alet noktası ve diğer iki noktada sıcaklık ölçerek bu üç noktadan geçen eş sıcaklıklı yüzey tarif edilecektir. Ancak işlemde, bu üç noktadan geçen eş sıcaklıklı yüzey bir düzlem olarak kabul edilecek ve seçilen noktalarda ölçülen sıcaklıklar bir düzlem olarak kabul edilen eş potansiyelli yüzey üzerinde değerlendirilecektir.

Sıcaklıklar, alet noktası değeri baz olarak alınarak daima diğer iki noktada düşünülmektedir. Buna göre alet noktasındaki sıcaklık ile yardımcı noktalardaki sıcaklıklar arasında üç değişim bağıntısı olabilir. Bunlar

$$T_A = T_1 \quad , \quad T_A > T_1 \quad , \quad T_A < T_1$$

ve

$$T_A = T_2 \quad , \quad T_A > T_2 \quad , \quad T_A < T_2$$

şeklindedir. Eğer

$$T_A = T_1 \quad \text{ve} \quad T_A = T_2$$

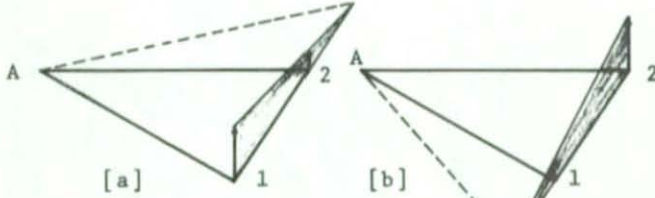
ise düzlemler çakışır ve herhangi bir eğim sözkonusu değildir.

ğer bütün şekillerde eğim mevcuttur. Eğer

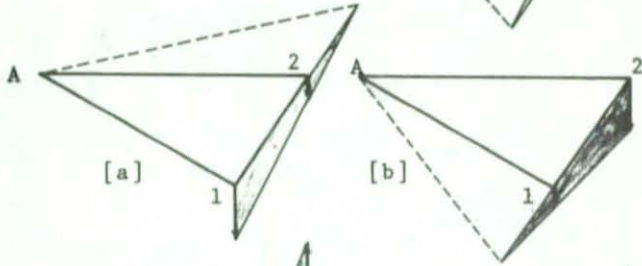
$$T_A < T_1 \quad \text{ve} \quad T_A < T_2$$

ise eş sıcaklıklı düzlem, yardımcı noktalarda eş potansiyelli

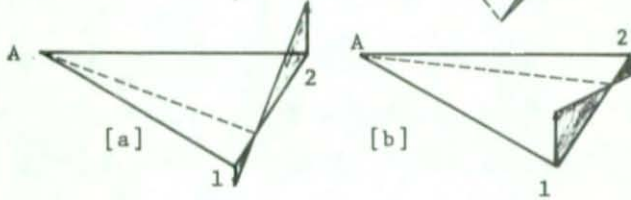
Şekil 4.9



Şekil 4.10



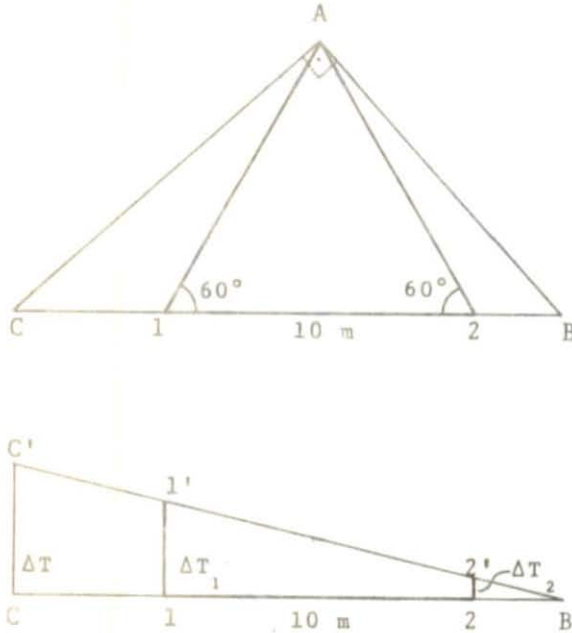
Şekil 4.11



düzlem üzerinde değer alır (Şekil 4.9 , a,b). $T_1 < T_2$ ise arakesit 1 nolu nokta, $T_1 > T_2$ ise arakesit 2 nolu nokta tarafında meydana gelir. Eğer, $T_A > T_1$ ve $T_A > T_2$ ise eş sıcaklıklı düzlem yardımcı noktalarda eş potansiyelli düzlemin altında değer alır (Şekil 4.10 , a , b). $T_1 < T_2$ ise arakesit 2 nolu nokta, $T_1 > T_2$ ise arakesit 1 nolu nokta tarafında meydana gelir. Eğer, sıcaklık değerleri

$$T_2 < T_A < T_1 \quad \text{veya} \quad T_2 > T_A > T_1$$

durumunda ise arakesitin ikinci noktası 1 ve 2 nolu noktalar arasında yer alır (Şekil 4.11 , a , b). Uygulamada kullanılacak



Şekil 4.12

edilen sonuçlar , aranan değerler olacaktır (Şekil 4.12).

ΔT_1 ve ΔT_2 sıcaklık farkları, bu noktadaki sıcaklıkların, A noktasındaki sıcaklık ile olan ilişkisinden ortaya çıkar. A noktasındaki sıcaklık baz olarak alınırsa, 1 ve 2 noktalarındaki sıcaklık değerleri genel olarak

$$T_1 = T_A + \Delta T_1$$

$$T_2 = T_A + \Delta T_2$$

veya

$$\Delta T_1 = T_1 - T_A$$

$$\Delta T_2 = T_2 - T_A$$

olarak yazılabilir. Burada ΔT_1 ve ΔT_2 çeşitli değer ve işaretlidir. Arakesit ile en büyük eğim doğrultusunun daima birbirine dik olması sebebiyle bu özelliğin bağıntılara sokulması gerekir.

bağıntıların elde edilebilmesi için sıcaklık ölçülen noktalar, kenarları 10 m olan bir eşkenar üçgen meydana getirecek şekilde seçilmiştir. Noktalarda ölçülen sıcaklık değerlerinin farklılıklarına göre arakesit ve en büyük eğim doğrultusu yer değiştirebilirler. Ancak sonuç bağıntılarından görüleceği gibi, bu değerlerin işaretleri ile birlikte işleme sokulurlarsa, elde

Şekil 4.12'den

$$\overline{2B} = 10 \cdot \frac{\Delta T_2}{\Delta T_1 - \Delta T_2} \quad 4.33$$

ve

$$\overline{AB}^2 = \overline{A2}^2 + \overline{2B}^2 + \overline{A2} \cdot \overline{2B} \quad 4.34$$

yazılabilir. Buradan

$$\overline{AB}^2 = 100 \cdot \left[1 - \frac{\Delta T_1 \cdot \Delta T_2}{(\Delta T_1 - \Delta T_2)^2} \right] \quad 4.35$$

elde edilir. B noktasında, C ve A doğrultuları arasındaki açı

$$\sin B = 10 \cdot \sin 60^\circ / \overline{AB} \quad 4.36$$

ve

$$\overline{AC} = \overline{AB} \cdot \tan B = 10 \cdot \sin 60^\circ / \cos B \quad 4.37$$

dir. Böylece

$$\Delta T^2 = \frac{(\Delta T_1 - \Delta T_2)^2 + \Delta T_1 \cdot \Delta T_2}{\cos^2 B} \quad 4.38$$

elde edilir. Böylece en büyük eğim değeri ve en büyük eğim doğrultusu (4.32), (4.36), (4.37) bağıntılarından uygun gösterimler ile

$$\tan \gamma_T = 0,107 \cdot T_A \cdot \Delta T / S \quad 4.39$$

$$\Delta T = \left[[(\Delta T_1 - \Delta T_2)^2 + \Delta T_1 \cdot \Delta T_2] / \cos^2 B \right]^{1/2} \quad 4.40$$

$$S = 10 \cdot \sin 60^\circ / \cos B \quad 4.41$$

şeklinde elde edilir. (4.39) bağıntısında geçen B açı değeri (4.36) bağıntısından, bu bağıntıda geçen \overline{AB} değeri ise (4.35) bağıntısından elde edilebilmektedir.

5. BÖLGESEL UYGULAMA

5.1 Uygulama bölgesi ve ölçü noktası

Uygulama, Trabzon'da Karadeniz Teknik Üniversitesi yakınında uygun görüş alanı olan bir tepede yapılmıştır. Nokta, yanıtıcı etkilerden kurtulmak amacı ile özellikle sun'i yapılardan uzak ve düzgün eğimli arazide seçilmiştir. Noktada, teodolitin her kurulumunda aynı noktaya merkezleştirilmesini sağlamak üzere 150x30x30 boyutunda beton pilye, teodolitin kendiliğinden merkezlenmesini sağlayan özel demir altlık ile birlikte inşa edilmiştir. Pilye, güneş radyasyonu ile ısınarak açı ve meteorolojik değişkenlerin ölçülerine yapacağı düşünülen yanıtıcı etkisini gidermek amacı ile beyaza boyanmıştır.

Uygulama bölgesi, nem oranı yılın her mevsiminde normalden fazla, günlük sıcaklık farklılaşması az olan ve deniz ikliminin hakim olduğu bir bölgedir. Ölçü bölgesinin sahip olduğu kararsız hava sebebiyle görüş uzaklığı belli bir değeri geçmemektedir. Bu yüzden önceden tespit edilen uzak hedef noktaları kullanılmamıştır. Kullanılan noktalar

PİLYE : P [9189,27 ; 4189,42] [H =118,388 m]

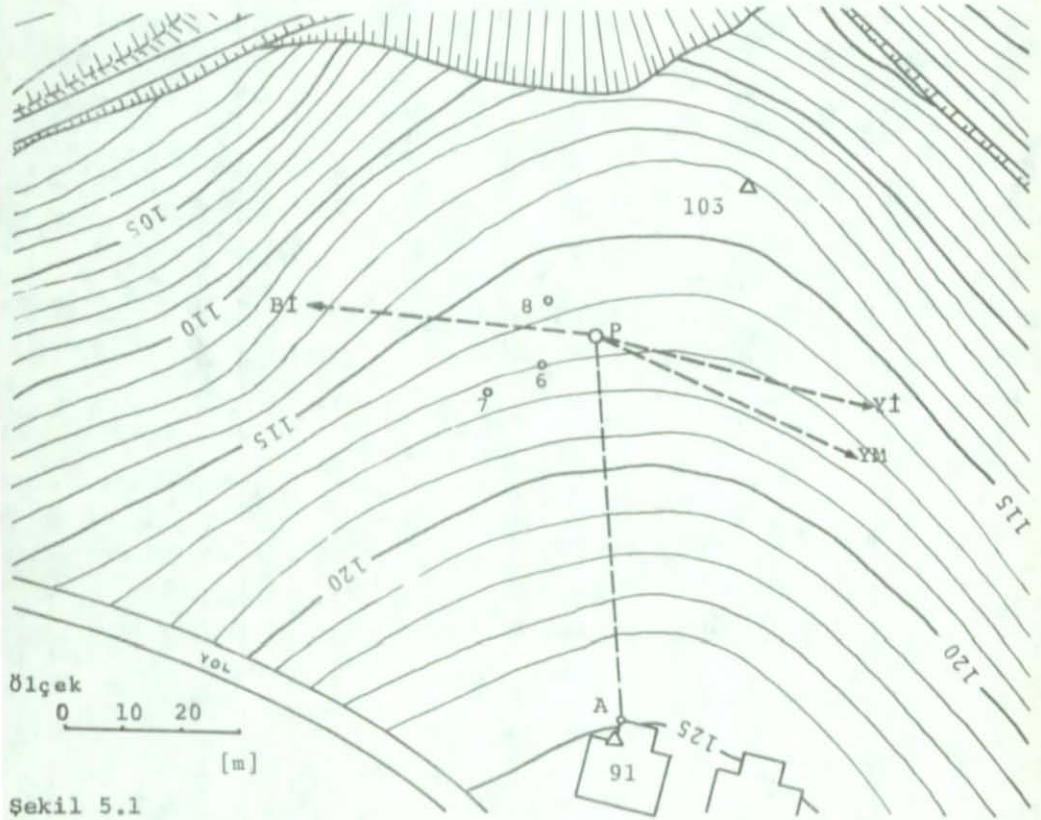
BOZTEPE İŞARET: Bİ[6231,62 ; 4487,27]

YOMRA İŞARET : Yİ[13804,86 ; 3014,50]

YOMRA MİNARE : YM[11583,75 ; 3129,91] [H =170,019 m]

değerlerine sahip, mümkün olduğunca ölçü bölgesinin farklı karte sahip noktalarında iyi görüş alan yerlerde seçilmiş, YM hariç diğerleri özel renklerle boyanmış balizlerdir (Şekil 5.1,5 Gözlem merkezi ile hedef noktası arasındaki kesin yükseklik fark geometrik nivelman ile $\Delta H = 51,613 \text{ m} \pm 0,008$ olarak bulunabilen

tek hedefimiz YM işaretidir *). Bu yükseklik farkından hesaplanan düşey açı ise $Z[YM]=98^{\circ}7579$ dır. Diğer hedefler için, ölçülen 610 düşey açının aritmetik ortalaması kesin değer olarak alınmıştır. Buna göre, bu hedefler için ölçülmesi gereken düşey açılar $Z[Bİ]=97^{\circ}5104$, $Z[Yİ]=100^{\circ}7250$ ve bunlara karşılık gelen yükseklik farkları ise $\Delta H[Bİ]=117,010$ m, $\Delta H[Yİ]=-52,462$ m olarak elde edil-



Sekil 5.1

mişlerdir. YM hedefi için ölçülen açılarının ortalaması $Z[YM]=98^{\circ}7576$ olarak bulunmuştur. Kesin değer ile ölçülerin ortalaması arasındaki farkın küçük olması, diğer hedefler için ortalama değerler ile işleme girilmesinin sakıncalı olmadığını göstermektedir.

*) Diğer noktalara ait yükseklikler, son safhada işaretler tahrip edildiği için nivelman yolu ile ölçülememiştir.

5.2 Ölçü ve alet

5.21 Açı Ölçüsü

Açı Ölçüsü, WILD T3 teodoliti ve onunun 30 büyütmeli oküler merceği ile yapılmıştır.

Atmosferik refraksiyon, günlük güneş hareketi ile çok yakın ilişkili olması sebebiyle, onunun araştırılması için yapılacak çeşitli ölçülerden meydana gelen bir ölçü takımının mümkün olan en kısa zamanda ve aynı anda yapılması gerekir. Bu düşünce, gerek yatay ve gerekse düşey açı ölçülerini içine alan ölçüler için de geçerlidir. Bu sebeple, yerden yüksekte keskin bir işaret olan A noktası başlangıç olmak üzere yatay açılar iki tam silsile olarak ölçülmüştür. Düşey açılar ise, yatay açı ölçüsü sırasında yapılan her tatbikte ölçülmüştür.

Yatay açıdaki ortalama hatalar,

$$v_i = d_i - [d] / S \text{ olmak üzere}$$

$$m = \frac{[v v]}{(n-1) \cdot (S-1)}$$

ve

$$M = \frac{m}{\sqrt{n}}$$

bağıntıları ile hesaplanmıştır ([41], s.2 58). Burada:

n : Yapılan silsile sayısı,

S : Bir silsiledeki doğrultu sayısı,

d_i : Silsileler ortalaması - Her silsilenin indirgenmiş ortalaması,

[d] : Bir silsileye ait d_i ' lerin toplamı,

m : Bir silsiledeki bir doğrultunun ortalama hatası,

M : Silsileler ortalamasındaki bir doğrultunun ortalama hatasıdır.

Silsileler ortalamasındaki bir istikamet in ortalama hatası bütün ölçü takımlarında $\pm 4^{CC}$ yi geçmemiştir. Düşey açılar WILD T3 teodolitinin özel düşey daire bölümlenmesi dikkate alınarak değerlendirilmiştir. Yukarıda konu edilen şekilde yapılan düşey açı ölçüleri sonucunda, her ölçü takımında iki düşey açı değeri elde edilmiştir. Değerlendirme, bu açılar in ortalaması ile yapılmıştır.

5.22 Sıcaklık düşey değişimi ve eş sıcaklıklı yüzeylerin eğimlerinin ölçülmesi

(4.22) ve (4.25) bağıntılarının diferansiyeli alınıp, değişkenler yerine bölüm 7.4 de verilen maksimum değerler konduğunda aşağıdaki bağıntılar elde edilir.

$$\begin{aligned} \partial(\Delta\beta) &= 1311,54\partial[\partial T/\partial H] + 57,83\partial[\partial e/\partial H] - 1,30\partial P + 0,81\partial T - 0,26\partial S & 5.1 \\ \partial\alpha &= 5,43\partial[\partial T/\partial H] + 0,24\partial[\partial e/\partial H] + 0,01\partial P + 0,04\partial T \end{aligned}$$

Buradan da görüleceği gibi atmosferik refraksiyon bağıntılarında başlıca etki sıcaklık düşey değişiminden meydana gelmektedir. İleride 7.4 bölümünde gösterileceği gibi diğer değişkenlerin pratik olarak etkisi sıfırdır. Bu yüzden sıcaklık düşey değişiminin mümkün olduğu kadar hassas ölçülmesi gerekmektedir. $\partial T/\partial H$ değerini elde etmek üzere çeşitli yüksekliklerde hava sıcaklığını ölçmek ve bu değerlerden sıcaklık ile yükseklik arasında bir bağıntının aranması yolu seçilmiştir.

5.221 Atmosfer sıcaklığının ölçülmesi için geliştirilen elektronik devre

Atmosferik refraksiyon bağıntılarında geçen ve sıcaklık değerlerine uyan bir şekilde uygulamada kullanılması düşünülen $\partial T/\partial H$, $\partial e/\partial H$ ve eş sıcaklıklı yüzey eğimi γ_T nin elde edilebilmesi için bilinen civalı termometrelerin kullanılması gerek hassasiyet

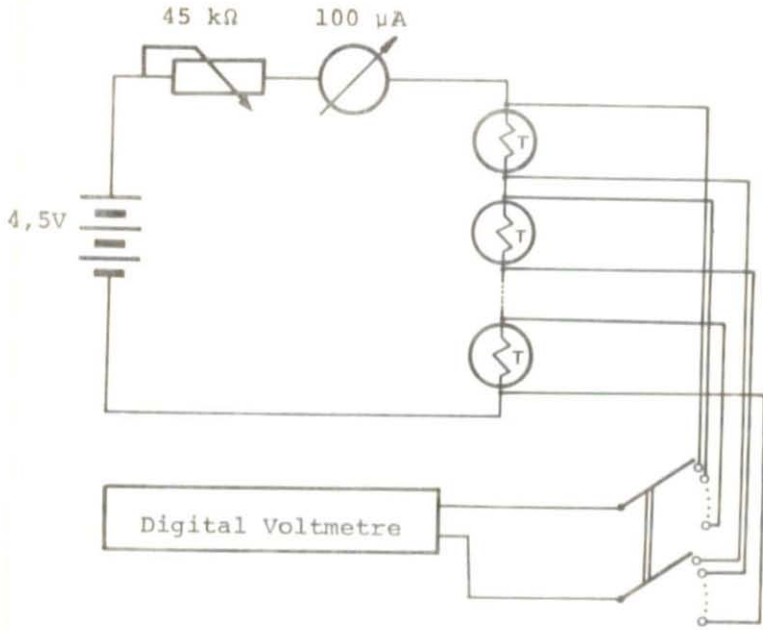
ve gerekse ölçünün aynı anda yapılması gereği açısından mümkün değildir.

Ölçülmesi gereken sıcaklıklar, geliştirilen bir elektronik devrede sıcaklık ile hassas olarak dirençleri değişen elemanlar olan *termistörler* (*negative temperature coefficient*) kullanılarak ölçülmüşlerdir.

Sıcaklıkların, bir elektronik devre ile ölçülmesinin en uygun olduğu düşüncesinden hareket edilerek, öncelikle devreye bir wheatstone köprüsünün sokulması ve sıcaklığa karşılık gelen direnç değerlerinin bunun yardımı ile okunması düşünülmüştür. Ancak bu köprü ile kurulan devrede, satın alınabilen köprülerde genellikle ölçme direncinden geçen akım $1 \sim 2$ mA olduğundan, bu akım termistörleri ısıtmakta ve dolayısıyla gösterdikleri direnç kendi iç sıcaklığını da taşıyan hatalı bir değer olmaktadır.

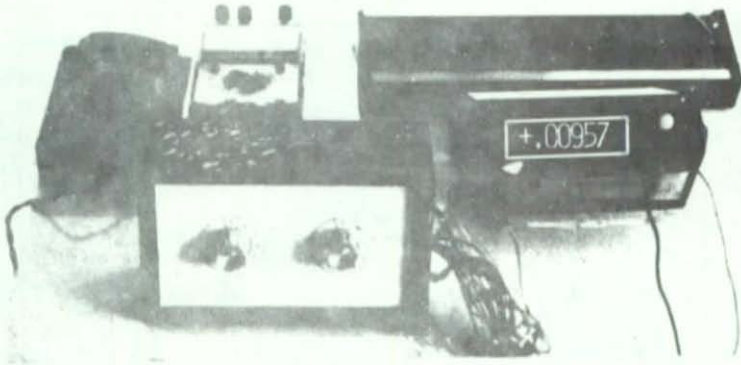
Elektronik devre arazide kullanılacağından, bağlantı kablolarından meydana gelebilecek gerilim düşmesinin önlenmesi gerekmektedir. Bunun en iyi çözümü ise özel bağlantı kablolarının seçilmesi ve devreden küçük bir akım geçirilmesidir. Bu sebepten devreden aşağıda anlatılacağı gibi $100 \mu A$ lik bir sabit akım geçirilmiştir. Bu akım değerinin seçilmesinin bir diğer sebebi ise kullanılan termistörlerin $25^\circ C$ deki dirençlerinin 100Ω olmasıdır.

Devrede, *Fenwal Electronic Ltd.* firmasının imali olan ve $25^\circ C$ deki dirençleri 100Ω olan UNI-CURVE UUD 21J1 isimli termistörler kullanılmıştır. Devre, $4,5$ V 'luk batarya ile beslenmiş devreye sokulan ve 45 k Ω 'a ayarlanan bir değişken direnç (*JAY-JAY LLOYD INSTRUMENTS LTD.* firması imali) ile devreden devamlı olarak $100 \mu A$ 'lik bir akımın geçmesi sağlanmıştır. Ayrıca devreden geçen akım bir ampermetre (*BBC-GOERZ* firmasının *UNIGOR A43*



Şekil 5.3

tipli ampermetresi) ile devamlı kontrol edilmiştir (Şekil 5.3). Devreye seri olarak bağlanan termistörlerde meydana gelen gerilim düşümü, uçlarına bağlanan bir voltmetre (FENLOW ELECTRONIC LTD. firmasının 701A tipli digital voltmetresi) ile mV cinsinden okunmuştur. Bu voltmetrede $\pm 5 \mu V$ incelikte okuma yapılabilmektedir. Ölçülerde kullanılan 10 adet termistörün direnç değerlerini mümkün olduğu kadar kısa zamanda okuyabilmek amacıyla 12 girişli ve tek çıkışlı iki anahtar kullanılmıştır. Termistörlerin + kutuplarından alınan uçlar bir anahtarın değişik girişlerine, - kutuplarından alınanlar diğer anahtarın değişik girişlerine bağlanmıştır. Anahtarların çıkış uçları ise digital voltmetrenin girişlerine bağlanmıştır. Böylece, her iki anahtar, kadranında bulunan termistör numarasına getirildiğinde o termistör değerinin digital voltmetrede okunması sağlanmıştır (Resim 5.1). Ohm kanunu ,



Resim 5.1

" Bir iletkenden geçen akımın şiddeti, iletkenin uçları arasındaki gerilim ile direncin bölümüne eşittir " şeklindedir. Buna göre, I : Amper, U : Volt ve R : Ohm olmak üzere

$$R = \frac{U}{I}$$

dır. Kullanılan devrede akım, yukarıda anlatıldığı şekilde 100µA olarak tutulmuş, gerilim ise voltmetreden mV olarak ölçülmüştür. Böylece, termistörün okunan gerilime uyan direnci ohm cinsinden

$$R = (U \cdot 10^{-3}) / (100 \cdot 10^{-6}) = U \cdot 10$$

olur. Voltmetreden mV olarak okunan gerilim son bağıntıya göre işleme sokulursa, o değere uyan direnç ohm cinsinden elde edilir.

Elektronik devrenin sıcaklık ölçülerine yapacağı hata için yapılan hesaplamadan, devrenin ortaya çıkardığı hatanın, termistör dirençlerinin sıcaklıkla olan genel bağıntısının verdiği ortalama hatanın çok altında kaldığı görülmüştür.

Yukarıda konu edilen termistörlerin $\pm 0,5$ °C incelikteki sıcaklığa karşı gelen direnç değerleri imalatçı firma tarafından verilmektedir ve bu değerler her termistör için aynıdır. Ancak hedef olarak $\pm 0,01$ °C incelikte sıcaklık ölçmek istendiğinden, bu tablolar isteği karşılamamaktadır. Bu tablonun hazırlanmasında kullanılan bağıntı

$$R_o(T_1) / R_o(T_2) = e^{\beta(1/T_1 - 1/T_2)} \quad 5.2$$

şeklinde dir. Burada; $R_o(T_1)$, T_1 (°K) sıcaklığındaki direnç; $R_o(T_2)$, T_2 (°K) sıcaklığındaki direnç, β ise termistörün yapılmasında kullanılan materyale ait katsayı, e ise tabii logaritma tabanıdır. Bu bağıntının kullanılabilmesi için $\pm 0,01$ °C incelikte sıcaklığı bilinen en az iki baz sıcaklığı gerekmektedir. Bu baz sıcaklıklarını elde etmek normal şartlar altında mümkün olmamıştır. Kimya biliminde, birbirleri arasında büyük sıcaklık farkları olan birkaç baz sıcaklık noktası verilebilmekte ise de bu noktalar kullanılarak elde edilecek fonksiyonun, termistörlerin kullanılacağı hava sıcaklığı sınırlarından ne şekilde geçeceği münakaşa edilebilir. İstenen incelikte dengeleyici fonksiyonu elde etmek için çeşitli sıcaklıklarda termistör dirençleri ölçülmüştür. Kalibre ölçüleri aşağıda anlatılan şekilde yapılmıştır.

Kalibre ölçüleri KTÜ Temel Bilimler Fakültesi Kimya Bölümü laboratuvarlarında sıcaklıkları $\pm 0,1$ °C incelikte kontrol edilebilecek termostat ile yapılmıştır. Dış ortamın, ölçü ortamına (arı su) olan etkisini minimuma indirebilmek amacıyla iç içe yerleştirilmiş iki özel beher kabı kullanılmıştır. Ayrıca kullanılan sıcaklığın

ölçü ortamının her tarafında aynı olmasını sağlamak üzere elektirikli karıştırıcı kullanılmıştır. İstenen mutlak sıcaklığı $\pm 0,01^{\circ}\text{C}$ incelikte veren bir termometre bulunamadığından ara sıcaklıklar iki adet "BECKMANN AYARLANABİLİR DİFERANSİYEL TERMOMETRE (BADT)" ile ölçülmüştür. Bu termometreler ile sıcaklık değişimleri, yaklaşık bir sıcaklığa ayarlandıktan sonra $\pm 0,002^{\circ}\text{C}$ incelikte okunabilmektedir. Ancak bu ölçü, ayarlanan ilk sıcaklıktan itibaren 5°C lik değişim içinde yapılabilmektedir.

Ölçüye, 0°C sıcaklığını veren buzlu suda, $\pm 0,1^{\circ}\text{C}$ incelikte okuma yapılabilen termometre ile kontrol edilerek ve 1.BADT 'in yaklaşık sabit kaldığı sıcaklıkta başlanmıştır. Bu sıcaklık, 0°C başlangıç değeri olarak alınmış ve bu noktada elektronik devre ile termistörlerin gösterdikleri direnç değerleri okunmuştur. Daha sonra ölçü ortamının sıcaklığı yaklaşık $1,5^{\circ}\text{C}$ artırılarak aynı direnç okumaları yapılmıştır. BADT skalası, ancak 5°C içindeki değişimleri gösterdiğinden, 1.BADT ile yapılan üç okumadan sonra 2.BADT, aynı ölçü ortamında, 1.BADT'in son gösterdiği değere ayarlanarak yukarıda anlatılan işlemler tekrarlanmıştır. 2.BADT'in skala sonuna yaklaşıldığında yeniden 1.BADT, benzer şekilde 2.BADT'in son değerine ayarlanmıştır. Bu şekildeki sıcaklık ve direnç okuma dizisi ile 0°C ile 30°C arasında her termistör için yaklaşık 23 ölçü çifti elde edilmiştir (Şekil 5.4).

Bu ölçü çiftlerinin verdiği değerleri dengeleyen fonksiyon aranmış, öncelikle 2. ve 3. dereceden polinom katsayıları, bu değerlerle en küçük kareler metodu ile (dirençlerin hatasız olduğu kabulü ile) dengelenmiştir ([44],s.292). Ancak bir ölçünün karesel ortalama hatasının

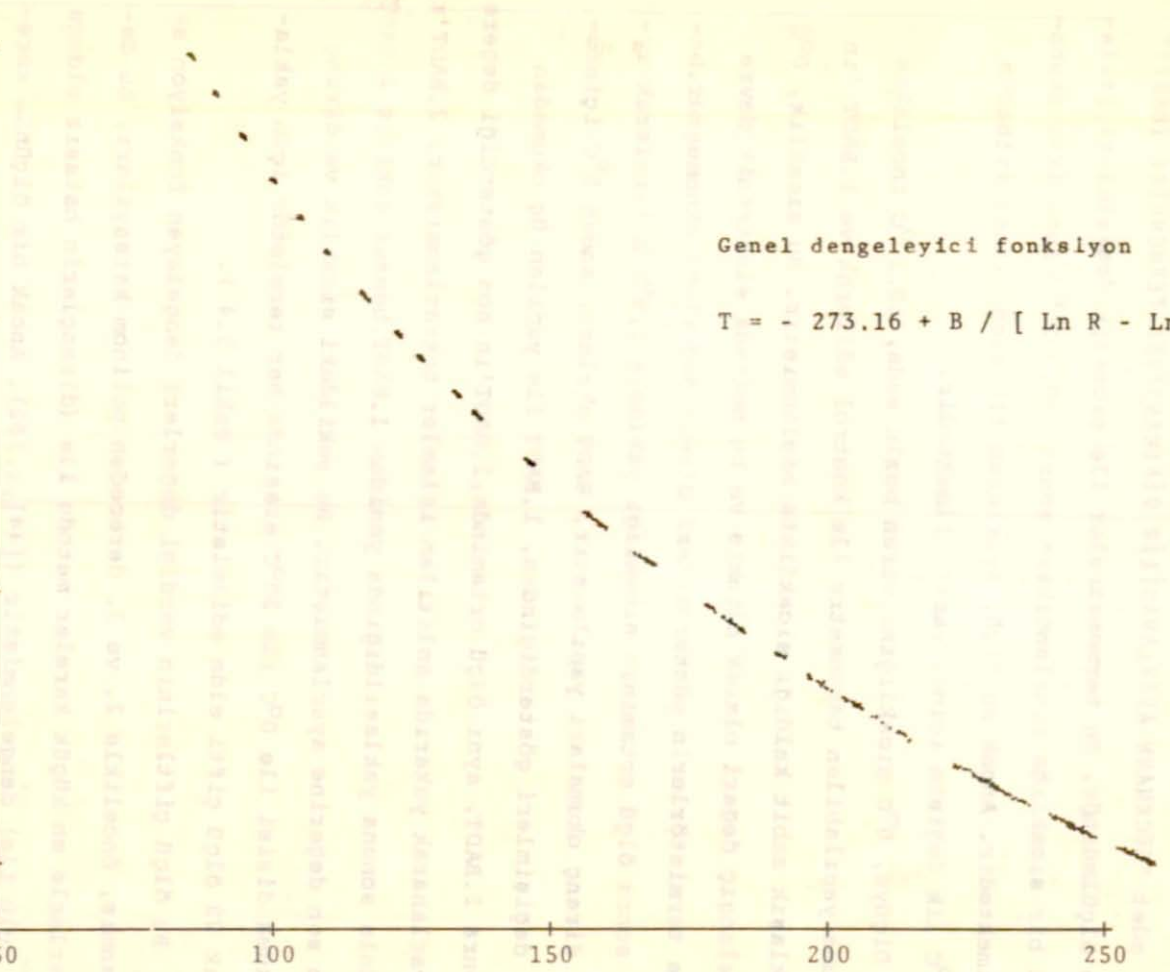
$$T_i + v_i = F (R_i)$$

ve

$$m^2 = [vv] / (n-u)$$

SICAKLIK
[C°]

50
100
150
200
250



Genel dengeleyici fonksiyon

$$T = - 273.16 + B / [\text{Ln } R - \text{Ln } A]$$

DİRENÇ [Ω]

bağıntılarından hemen bütün ölçülerde

2. derece polinom için $m \approx \pm 0,2 \text{ } ^\circ\text{C}$

3. derece polinom için $m \approx \pm 0,3 \text{ } ^\circ\text{C}$

değerini verdiği görülmüştür. Yukarıdaki bağıntılarda:

v_i : Bir ölçünün hatası,

n : Ölçü sayısı,

u : Bilinmeyen sayısıdır. Üstel fonksiyonlar ile yapılan dengelemeden ölçü çiftlerini en iyi dengeleyen fonksiyonun (5.1)

bağıntısına benzer

$$T = \frac{B}{\ln R - \ln A} - 273,16$$

5.3

şeklinde bir fonksiyon olduğu görülmüştür. Burada;

T : $^\circ\text{C}$ olarak sıcaklık,

R : Ω olarak termistörün gösterdiği direnç,

A, B : Her termistör için farklı katsayılarıdır.

Dengeleme sonucunda, bir ölçünün karesel ortalama hatası her termistör için $m = \pm 0,04 \text{ } ^\circ\text{C}$ değerini geçmemiştir (Tablo 5.1).

TERMİSTÖR NU	$\pm m \text{ } [^\circ\text{C}]$	$-\ln A$	B
1	0,028	5,4915	3018,2129
2	0,013	5,5477	3034,6099
3	0,029	5,6067	3051,4574
4	0,032	5,5294	3028,8812
5	0,029	5,5719	3042,4312
6	0,034	5,5582	3038,1058
7	0,032	5,6131	3053,3498
8	0,037	5,5109	3023,7204
9	0,036	5,6048	3051,1070
10	0,038	5,6645	3067,9888

Tablo 5.1 : Uygulamada kullanılan termistörlerin (5.3) bağıntısına göre hesaplanan ortalama hataları ve katsayıları.

5.223 Elektronik devrenin uygulama noktasında kullanılışı

Sıcaklığın ölçülmesinde kullanılan termistörler gerek güneşten ve gerekse yerden gelen radyasyondan etkilenmemesi için nikelajlı metallardan yapılan özel ince koruma plakaları arasına yerleştirilmişlerdir (Resim 5.2) ([42], s.38). Bu şekilde bir ko-

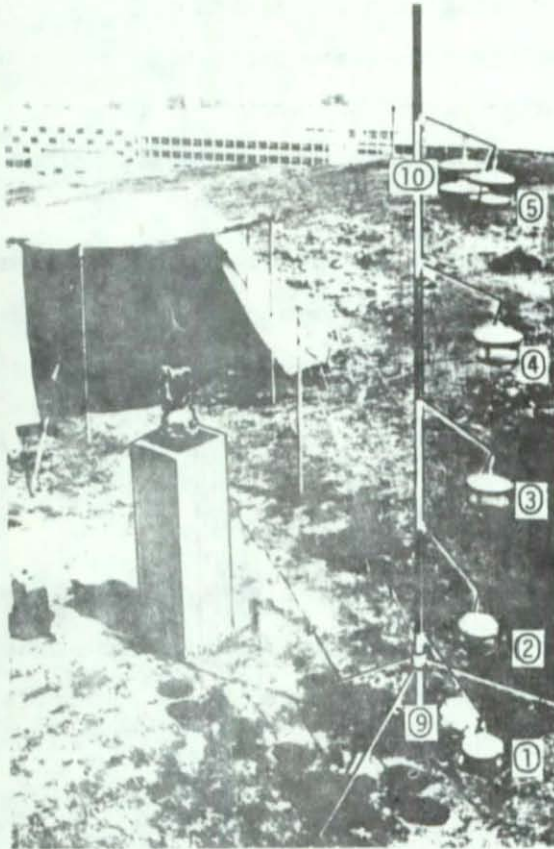


Resim 5.2

ruma yolu seçilmesinin iki sebebi vardır. Birincisi, termistörlerin daha büyük hava kütlesi ile temas etmesini sağlayan hava hareketini meydana getirmesi, ikinci olarak, dış koruyuculardan geçebilecek radyasyon etkisini ikinci

bir perde ile önlemek, hemde boşluktan sonra en iyi yalıtkan olarak bilinen hava ile üçüncü ve devamlı değişen bir tabakanın meydana gelmesini sağlamaktır. Termistörlere yakın sun'i elemanlar, radyasyondan ısınarak yapacağı yanaltıcı etkiden kurtulmak amacıyla beyaza boyanmışlardır.

Sıcaklığın düşey değişimini ölçebilmek için, yerden yükseklikleri 50,100,150,200,250 cm olmak üzere beş noktaya termistörle koruyucuları ile birlikte özel jalona yerleştirilmişlerdir. Buhar basıncı düşey değişimi için 50cm ve 250cm 'ye yerleştirilmiş olan termistörlerin yanına aynı radyasyon koruyucularına sahip ıslak termometre olarak kullanılmak üzere iki termistör yerleştirilmiştir (Resim 5.3). İmal edilen bu tip cihazlardan örneklenerek termistörlerin üzeri, su kabından bir fitil yardımı ile ald:



Resim 5.3

ğı su ile devamlı ıslak tutulan ince bir pamukla kaplanmıştır (Şekil 5.5) ([43], s.32). Böylece 50 cm ve 250 cm yükseklikte iki adet aspiratörsüz elektronik psikrometre ile buhar basıncı elde edilmiştir. Ölçülen sıcaklıklar (2.15) bağıntısı ile değerlendirilmiş, ölçü sırasında yapılan yaklaşık rüzgar kabulü ile bu hıza karşılık gelen A katsayısı Tablo 2.3'den alınmıştır.

Yatay sıcaklık değişimi ve eş sıcaklıklı yüzey eğimini ölçmek üzere üç

termistör kullanılmıştır. Şekil 5.1'de görülen 6,7,8 nolu noktalara P,6,8 noktaları 10m kenarlı eşkenar üçgen meydana getirecek

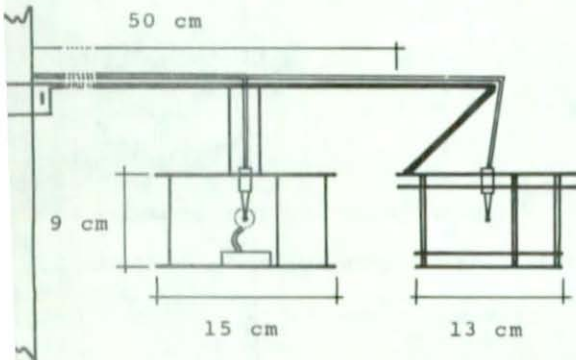
ve $\overline{68}$ kenarı $\overline{P6}$ doğrultusuna dik olacak şekilde

termistörler yerleştirilmiştir. Bu termistörler

P noktasına yerleştirilen termistörlerden 100cm deki

termistör ile aynı nivelman düzleminde olacak şekilde

yerleştirilmişlerdir.



Şekil 5.5

Buna göre

1,2,3,4,5 nolu termistörler sıcaklık düşey değişimi,

2,6,7 nolu termistörler sıcaklık yatay değişimi,

2,6,8 nolu termistörler eş sıcaklıklı yüzey eğimi,

1-9 ,5-10 nolu termistörler buhar basıncı düşey değişimi ölçüleri için kullanılmıştır.

Kullanılan bu on adet termistörün değerleri, iki silsilelik yatay açı ölçüsünün başlangıcında, ortasında ve sonunda olmak üzere üç defa ölçülmüştür. Bu üç ölçünün ortalaması, o ölçü takımının değerlendirilmesinde kullanılmıştır.

5.23 Diğer meteorolojik değişkenlerin ölçülmesi

Yukarıda anlatılan meteorolojik değerlerin dışında kalan basınç ve buhar basıncı her ölçü takımının başında ve sonunda olmak üzere aşağıda anlatıldığı şekilde ölçülmüş ve değerlendirmede bu iki değerlerin ortalaması kullanılmıştır.

5.231 Basınç Ölçüsü

Basınç okumaları ASKANIA MIKROBAROMETRE Gb5 (no:651131) aleti ile yapılmıştır. Basınç, torr cinsinden bu alete uyan

$$P = A + B + \Delta t + X$$

5.4

bağıntısı ile hesaplanmış, daha sonra değerler Mb birimine çevrilmiştir. Burada; P: Torr cinsinden gerçek basınç, A: I.skala değeri. B: (II.skala değeri + gösterge değeri).0,1127, Δt : Sıcaklık düzeltmesi, X: Barometre değişkenidir. X barometre değişkeni, çeşitli zamanlarda farklı değerlere sahip olmakta ancak aylık farklılaşma 0,5 torr değerini geçmemektedir. X değişkeni, Trabzon Meteoroloji Bölge Müdürlüğü'ndeki civalı barometre ile hergün aynı ortamda yapılan

okumalar ile bulunmuş ve bu değer, o gün yapılan ölçülere düzeltme olarak getirilmiştir.

5.232 Buhar basıncı ölçüsü

Aspiratörlü psikrometre (THIES firması imalatı) ile yapılan ıslak ve kuru termometre okumaları (2.15) bağıntısında kullanılarak buhar basıncı elde edilmiştir.

6. ÖLÇÜLERİN DEĞERLENDİRİLMESİ

Önceki bölümlerde çıkarılan atmosferik refraksiyon bağıntılarından, onun bağımlı olduğu değişkenlerin ışık yolu boyunca ölçülerek bir sonuç elde edilmesi gerekir. Açılar, ışık yoluna alet noktasında teğet olan doğrultuya göre ölçülürler. Düşey açıların günlük güneş yüksekliği ile sistematik bir değişim göstermesi, ışık yolunun alet noktasındaki eğriliğinin de değiştiğini ortaya çıkarır (Şekil Ek1-Ek32). Teorik atmosferik refraksiyon bağıntılarında bulunan meteorolojik değişkenlerin, yer yakınında büyük değişimler göstermesi, alet yakını atmosfer yapısının incelenmesi gereğini ortaya çıkarmaktadır.

Uygulama, 5.3.1976 - 5.9.1976 tarihleri arasında otuz gün süre ile sabah ve akşam saatleri arasında önceki bölümde anlatılan ölçü takımı şeklinde yapılmıştır. Ancak, uygulama bölgesinin kararsız havası sebebiyle, bu günlerin bazılarında ölçü geniş ölçüde aksamıştır. Bu yüzden ölçüleri eksik kalan günler değerlendirmeye sokulmamıştır.

6.1 Açı Ölçülerinin değerlendirilmesi

Düşey ve yatay açı ölçüleri söz konusu hedeflere 5. bölümde anlatılan şekilde yapılmıştır. Günlük açı ölçüleri Şekil Ek1-Ek32 'de gösterilmiştir.

6.11 Düşey açılardaki günlük değişimler

Her üç noktaya yapılan düşey açı okumalarında, günlük güneş hareketi ile sistematik değişimler görülmektedir. En büyük değişim en fazla uzunluğa sahip Yİ hedefine yapılan düşey açı ölçülerinin

le meydana gelmiştir.

Sabah saatlerinde belli bir değerden başlayan düşey açı. Öğle saatlerinde en büyük değerine kavuşmakta daha sonra yeniden sabahki değerine doğru azalmaya başlamaktadır. Günlük sistematik değişim, genellikle havanın açık olduğu günlerde daha fazla, kapalı olduğu günlerde daha az olmak üzere farklılık göstermektedir.

Genel değerlendirmede, bütün günlere ait ölçü değerleri ve her saate ait ortalama değerler kullanılmıştır (Şekil 6.1, Ekl-Ek32).

6.12 Yatay açılardaki günlük değişimler

A başlangıç noktasından her üç hedefe ölçülen bütün yatay açıların aritmetik ortalamasından elde edilen sonuçlar dikkate alı-

Hedefler	Bİ	Yİ	YM
Yatay açılar	110 ^g ,6780	320 ^g ,1117	330 ^g ,7627

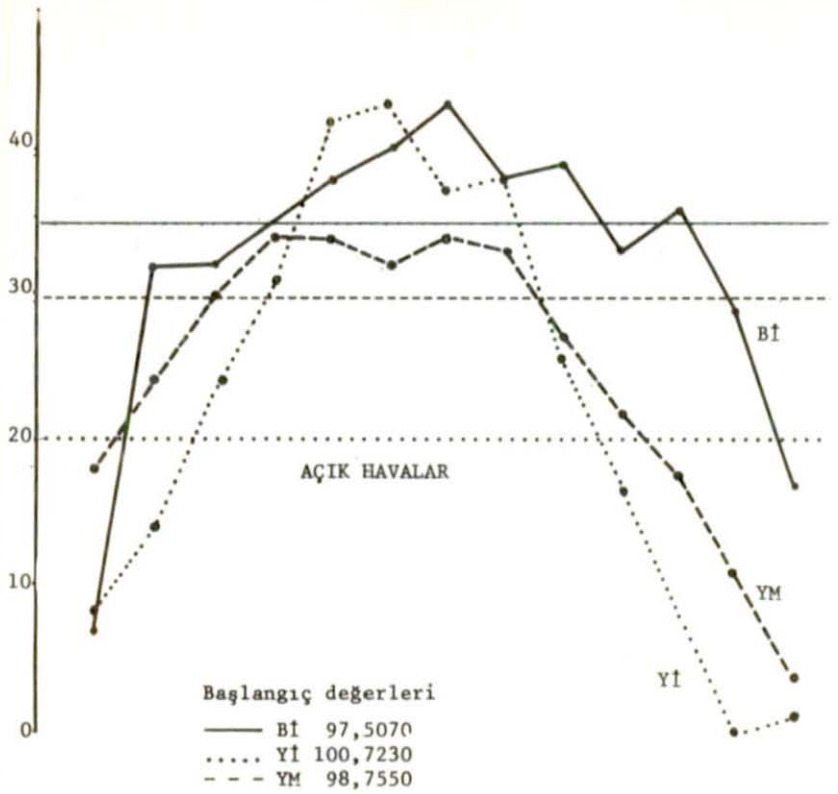
Tablo 6.1 Hedeflere ölçülen bütün yatay açıların ortalamaları

arak günlük ölçüler değerlendirilmiştir (Şekil 5.1, Ekl-Ek32) (Tablo 6.1)

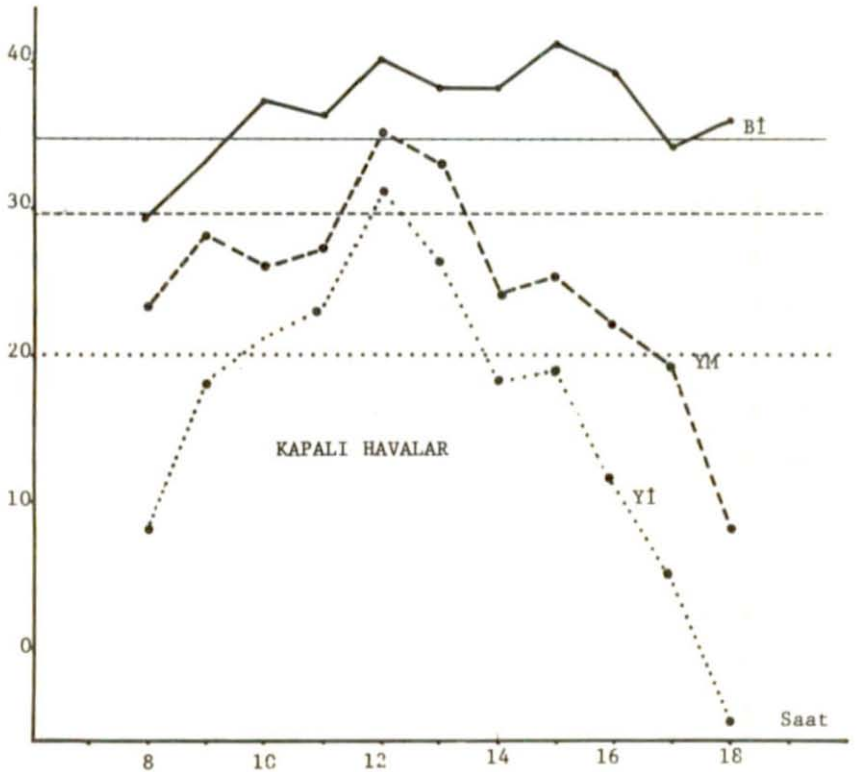
Ancak yatay açı değişimleri düşey açılarda görülen sistematikliği göstermemektedir. Şekil Ekl-Ek32 nin tetkikinden anlaşılacağı gibi bazı günlerde tespit edilebilen belli belirsiz sistematiklik de genel bir yoruma imkan vermemektedir. Bu da gösteriyor ki, atmosferik refraksiyonun yatay açıya etkisi, düşey açıya nazaran çok küçüktür ve açı ölçüsünün ortalama hatası mertebesinde kalmaktadır.

Genel değerlendirmede, bütün günlere ait ölçü değerleri ve her saate ait ortalama değerler kullanılmıştır.

DüŖey açđı
[cc]



DüŖey açđı
[cc]



Ŗekil 6.1 Havanın açık ve kapalı olduğu günlere ait ölçülerin her saate ait ortalamaları

6.2 Sıcaklık düşey değişimi ölçülerinin değerlendirilmesi

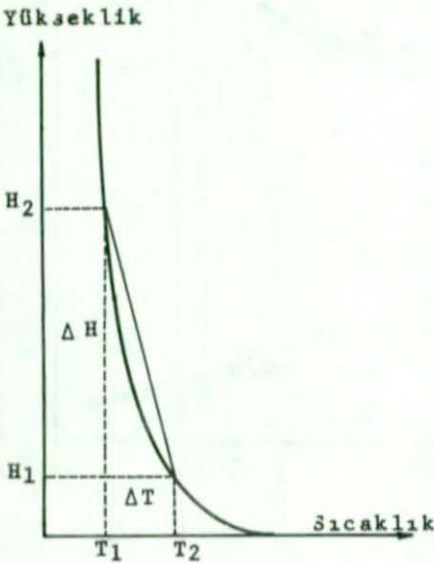
5.22 bölümünde açıklandığı gibi beş noktada ölçülen sıcaklıklar, günlük güneş yüksekliği ile sistematik bir değişim göstermektedir. Sabah saatlerinde belli bir değerden başlayan sıcaklık, öğle saatlerinde en büyük değerine kavuşmakta, daha sonra yeniden azalmaya başlayarak sabahki değerine uyan bir değere yaklaşmaktadır. Yükseklikler arasındaki sıcaklık farkı, sabah saatlerinde çok azdır. Daha sonraki saatlerde artan farklılık öğle saatlerinde en büyük değerine ulaşmaktadır. Daha sonra bu farklılık azalarak güneş batış saatinden bir müddet önce sıfır olmaktadır. Farklılık bu noktadan sonra işaret değiştirerek yeniden artmaktadır (Şekil Ek1-Ek32). Sıcaklık düşey değişimi ölçülerinde havanın açık olduğu günler ile kapalı olduğu günler arasında büyük farklılık görülmektedir.

Sıcaklık ile yükseklik arasında genel bir bağıntı elde edebilmek için, her saate ait değerlerin aritmetik ortalaması alınarak

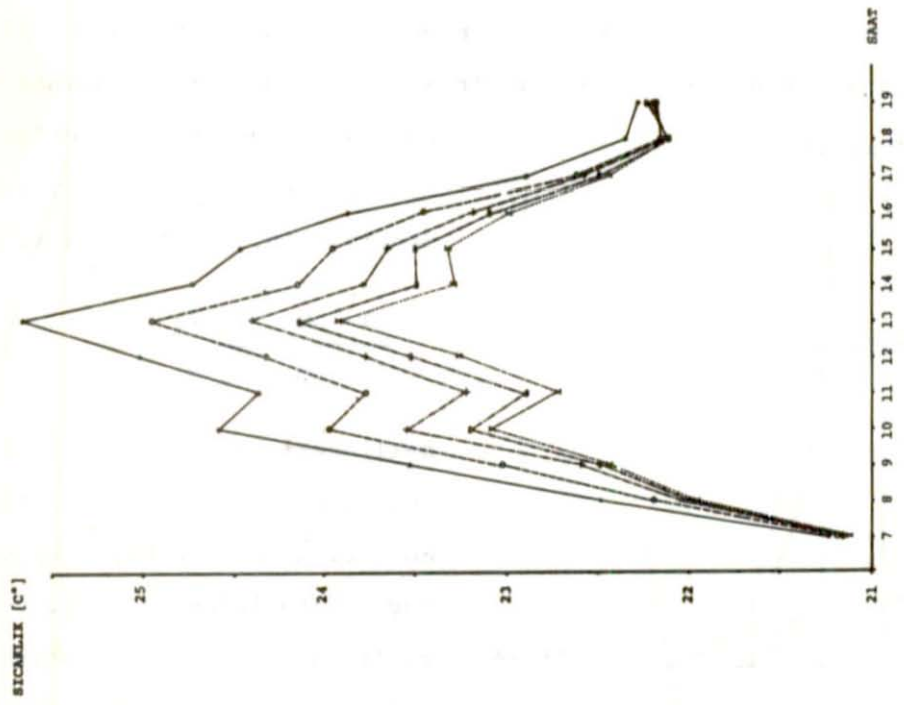
bulunan sonuçlar değerlendirilmiştir (Şekil 6.3, 6.4). $\partial T / \partial H$ değeri için, iki ölçü farkından

$$\frac{\partial T}{\partial H} = \frac{\Delta T}{\Delta H} = \frac{T_2 - T_1}{H_2 - H_1}$$

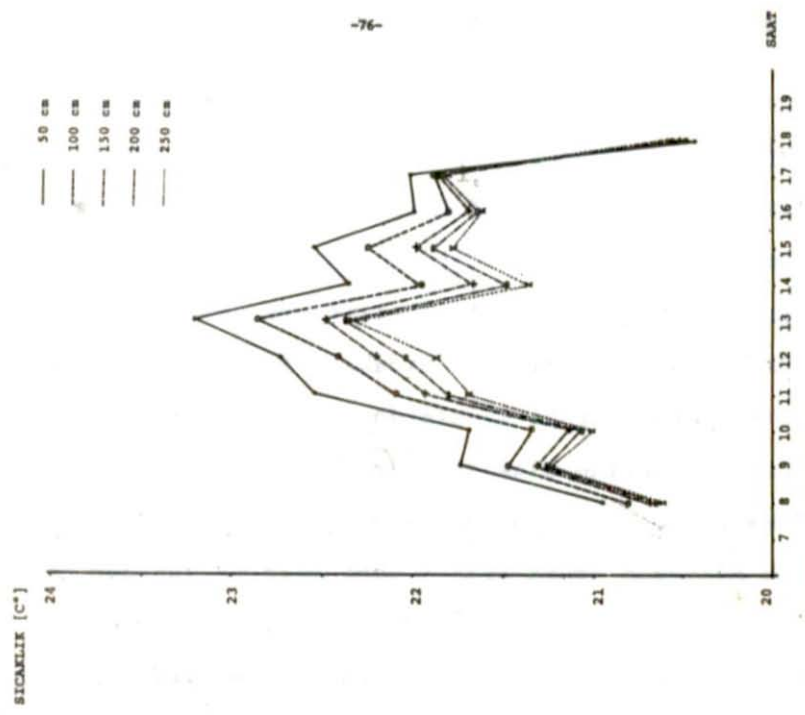
şeklindeki bir bağıntı ile işleme girilmesi, değişimin lineer olmaması sebebiyle uygun düşmemektedir (Şekil 6.2). Özellikle, ilerideki konularda anlatılacağı gibi, inceleme yük-



Şekil 6.2



Şekil 6.3 : Havanın sıcak olduğu günlerde ait ölçülerin her saate ait ortalamaları.



Şekil 6.4 : Havanın kapalı olduğu günlerde ait ölçülerin her saate ait ortalamaları.

sekliklerinde bu farklılık çok büyük değerlere varmaktadır. Bu yüzden $\partial T/\partial H$ 'ın, yükseklik ile sıcaklık arasında bulunacak bir fonksiyondan elde edilmesi gereği ortaya çıkmıştır.

Sıcaklığın yükseklikle değişiminin karakterine uyan fonksiyonlar ikinci dereceden bir polinom veya logaritmik bir bağıntıdır. Yükseklik ile sıcaklık değerlerinin meydana getirdiği ölçü çiftleri, yükseklikler hatasız kabul edilerek

$$T + v_T = F (H)$$

bağıntısına göre öncelikle değişim karakterine uyan ikinci dereceden polinoma göre en küçük kareler metoduna göre dengelenmiş, ancak bir ölçünün karesel ortalama hatası çoğu ölçülerde $\pm 0,1$ °C olarak elde edilmiştir ([44], s.292, [45], s.432). Sıcaklık düşey değişiminin karakteri, yerden belli bir yüksekliğe kadar büyük bir azalma göstermesi, daha sonra küçük bir eğime sahip bir asimtota kavuşması şeklindedir. Bu asimtotun değeri ise bölgenin ortalama $\partial T/\partial H$ 'sıdır ([6], s.62, [25], s.251). Bu asimtota, gün boyunca çeşitli yükseklikte ölçülen bütün sıcaklık ölçülerinin, belli bir yükseklikten sonra uyması beklenir (Bölüm 2.4). Ölçü değerlerinin değişimine uyan diğer fonksiyon ise logaritmik bir fonksiyondur. Ölçü çiftlerinin tabii logaritmalarının meydana getirdiği birinci ve ikinci dereceden polinomların

$$\ln T + v_T = A + B \cdot \ln H$$

ve

$$\ln T + v_T = A + B \cdot \ln H + C \cdot (\ln H)^2$$

şeklinde fonksiyon değişkenleri olarak alınmasıyla en küçük kareler metodu ile yapılan dengelemeden, sıcaklık ile yükseklik arasındaki fonksiyonu.

$$\ln T = \ln T_0 + B \cdot \ln H$$

$$T = \frac{\ln T_o}{e} \cdot \frac{B}{H} \quad 6.1$$

şeklinde üstel bir fonksiyon olduğu görülmüştür (Şekil 6.5-6.17). Bir yükseklikte ölçülen sıcaklık ile ölçüldüğü saati ölçü çifti alan ve fourier serisinin ilk dört terimine göre yapılan dengeleme sonucunda da aynı sonuç elde edilmiştir ([14], s.39). Bir ölçünün ortalama hatası $v_i = -\ln T_i + \ln T_o + B_i \cdot \ln H_i$ olmak üzere $m^2 = [vv] / (n-u)$ bağıntısından hesaplanmıştır. Burada; v_i , bir ölçünün hatası, n , ölçü sayısı, u ise bilinmeyen sayısıdır. Yukarıda verilen birinci ve ikinci dereceden logaritmik polinomlar arasında ortalama hata hesabı sonucunda uygulamayı etkilemeyecek kadar küçük farklar bulunduğundan, daha kullanışlı olan birinci dereceden logaritmik fonksiyon tercih edilmiştir.

6.1 bağıntısında

T = İstenen yükseklikteki sıcaklık (°C),

$A = \ln T_o$: Fonksiyon değerlerine uyan 1 cm 'deki sıcaklığın tabii logaritması,

B = Günlük sistematik değişim gösteren katsayı. Logaritmik lineer fonksiyonun eğimi,

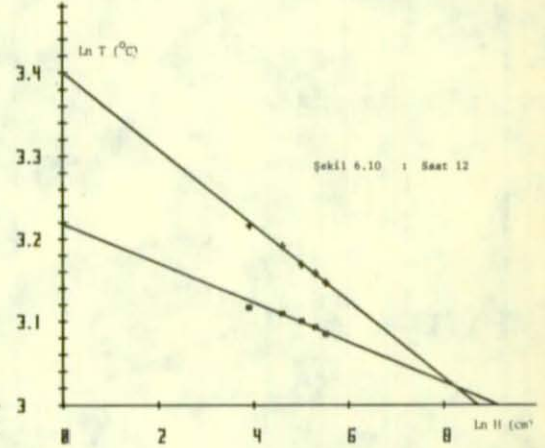
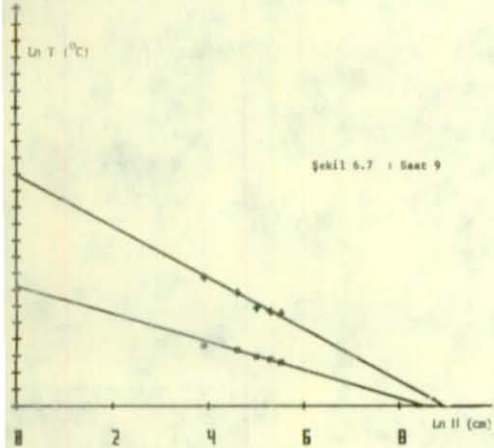
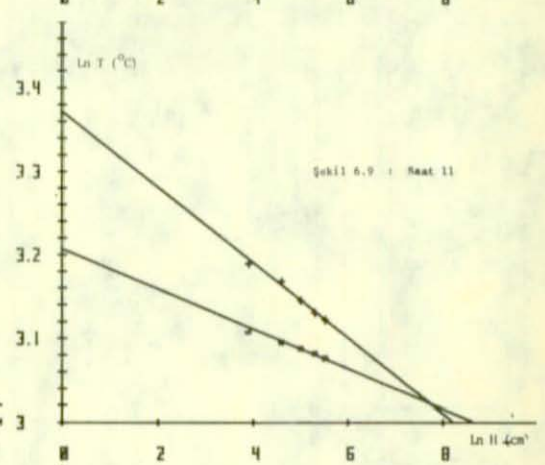
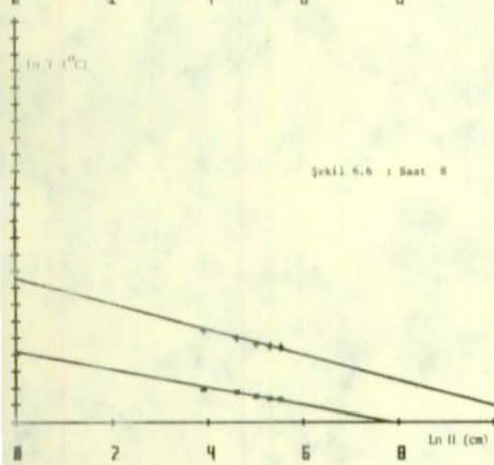
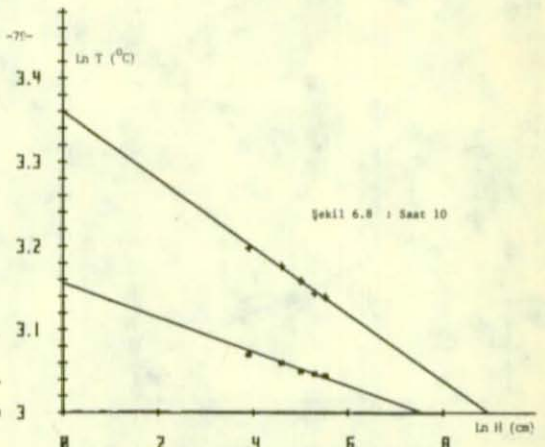
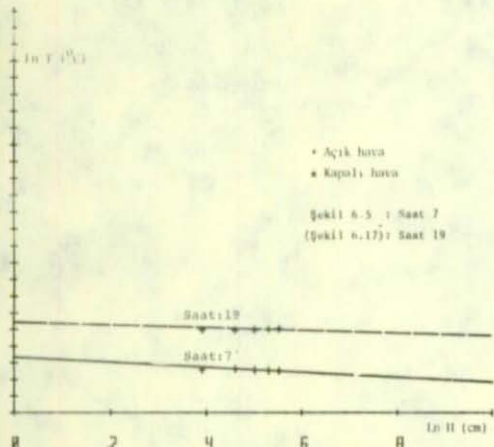
H = cm olarak yerden olan yüksekliktir

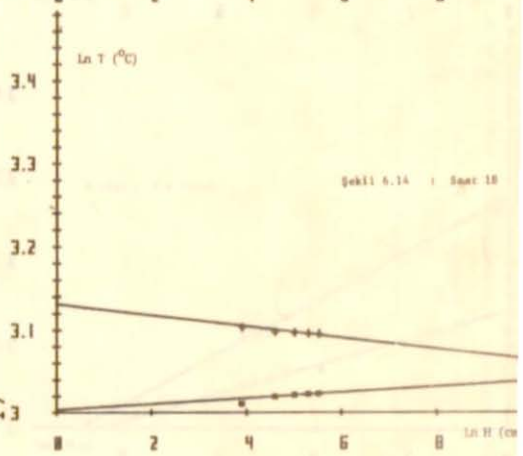
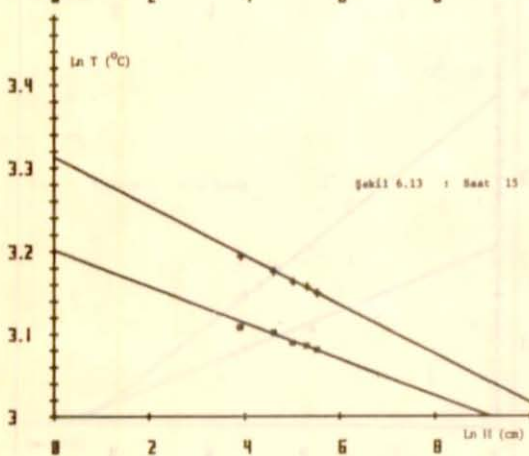
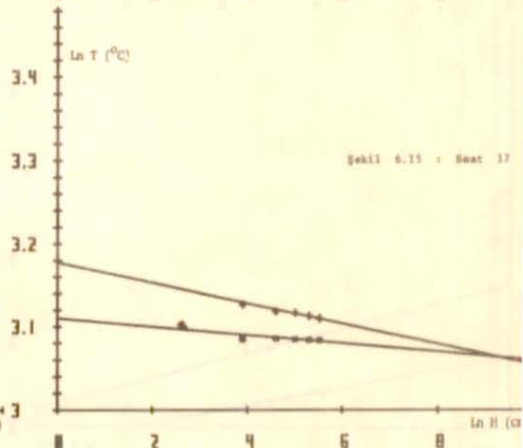
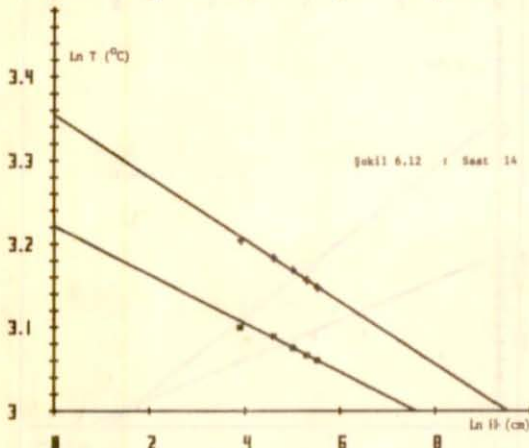
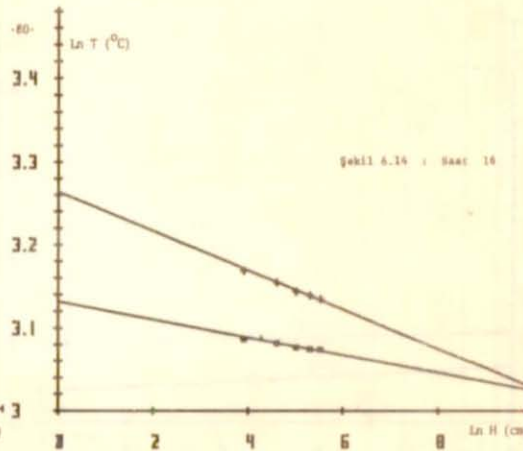
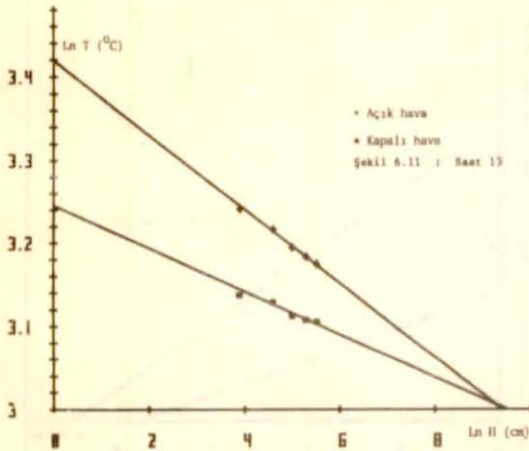
(6.1) bağıntısı

$$T = T_o \cdot H^B \quad 6.2$$

olarak daha kullanışlı bir şekilde yazılabilir. İşlemlerimizde bu son bağıntı kullanılacaktır.

Tablo 6.2 ' den görüldüğü gibi $A = \ln T_o$, dolayısıyla T_o ve B katsayıları günlük sistematik bir değişim göstermektedir. T_o sıcaklığı ve B katsayısının bu değişimleri, Fourier serisinin ilk dört terim alınarak en küçük kareler metodu ile T_o ve B hatalı kabul edilere





AÇIK HAVALAR

KAPALI HAVALAR

Katsayılar

Katsayılar

Saat	A-LnT ₀	B	±m(°C)	A-LnT ₀	B	±m(°C)
7	3,0669	-0,0030	0,01	-	-	-
8	3,1709	-0,0152	0,04	3,0835	-0,0106	0,01
9	3,2787	-0,0311	0,06	3,1444	-0,0169	0,01
10	3,3600	-0,0402	0,05	3,1560	-0,0206	0,04
11	3,3715	-0,0451	0,05	3,2066	-0,0237	0,03
12	3,4000	-0,0459	0,04	3,2179	-0,0238	0,02
13	3,4194	-0,0445	0,04	3,2455	-0,0258	0,05
14	3,3548	-0,0373	0,02	3,2214	-0,0291	0,02
15	3,3129	-0,0296	0,02	3,2016	-0,0220	0,03
16	3,2640	-0,0236	0,03	3,1317	-0,0107	0,02
17	3,1778	-0,0123	0,03	3,1101	-0,0050	0,02
18	3,1317	-0,0068	0,04	3,0038	+0,0035	0,00
19	3,1082	-0,0015	0,02	-	-	-

Tablo 6.2 : Şekil 6.4-6.16 da gösterilen fonksiyonların katsayıları ve ortalama hataları

$v_i = -T_{0i} + F_I(t_i)$ ve $m^2 = [vv]/(n-u)$ şeklindeki hata denklemleri ve karesel ortalama hata bağıntıları dikkate alınarak dengelenmiştir. Burada; n, ölçü sayısı, u, bilinmeyen sayısı, I=1,2 dir. Sonuçta 3. ve 4. terim katsayıları karakteri bozmayacak kadar küçük olduğundan kullanılmayarak

$$T_0 = F_1(t) = A_1 + A_2 \cdot \sin(t + \phi_1) + A_3 \cdot \sin(2t + \psi_1) \quad 6.3$$

$$B = F_2(t) = B_1 + B_2 \cdot \sin(t + \phi_2) + B_3 \cdot \sin(2t + \psi_2) \quad 6.4$$

şeklinde en iyi dengeleyen fonksiyonlar oldukları görülmüştür

(Tablo 6.2). Burada;

A_1, B_1 : Günlük salınım ortalaması,

A_2, A_3, B_2, B_3 : Günlük salınım genliği,

ϕ, ψ : Salınımların faz açısı,

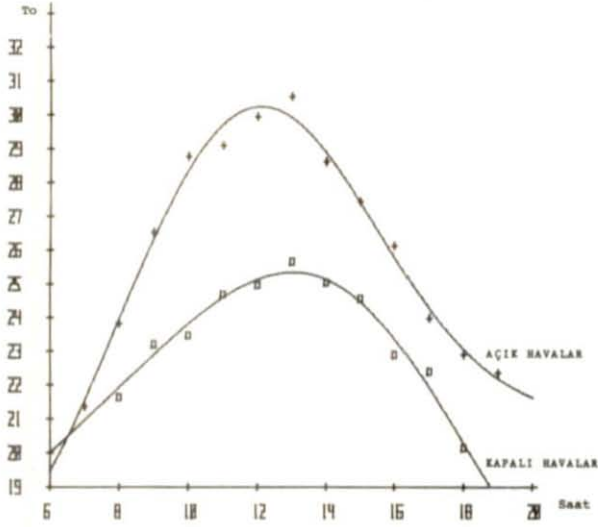
t : Gece yarısından itibaren derece cinsinden saattir.

(Şekil 6.18 , 6.19).

(6.3) ve (6.4) bağıntıları (6.2) eşitliğinde kullanılırsa, onun yeni şekli

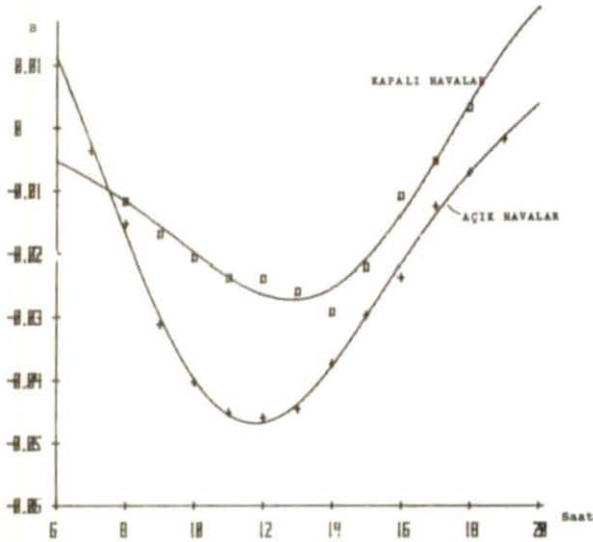
$$T = F_1(t) + H \cdot F_2(t) \quad 6.5$$

olur. Böylece, istenen saat ve yükseklikteki sıcaklığı veren bir



Sekil 6.10

Tablo 6.2'de katsayıları verilen (6.3) bağıntısı ve ortalama değerler.



Sekil 6.19

Tablo 6.2'de katsayıları verilen (6.4) bağıntısı ve ortalama değerler.

To		B	
Açık havalar	Kapalı havalar	Açık havalar	Kapalı havalar
A1 23,0498	20,1536	B1 -0,0039	-0,0019
A2 5,7169	5,0001	B2 0,0378	0,0235
Φ1 251,3748	268,1456	Φ2 76,0426	101,3257
A3 1,9186	0,6883	B3 0,0088	0,0061
Ψ1 112,0301	359,3102	Ψ2 316,2230	193,2055
±m [°C] 0,412	0,375	±m 0,0013	0,0025

Tablo 6.3

fonksiyona varılmıştır (Şekil 6.20,6.21).

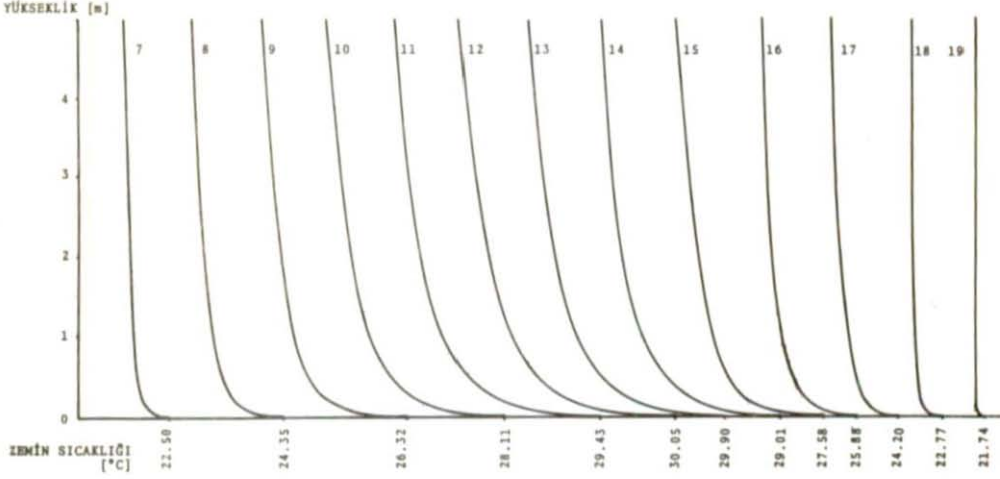
Atmosferik refraksiyon bağıntılarında geçen sıcaklık düşey de-
ğişimine ait fonksiyon (6.2) bağıntısından yüksekliğe göre diferan-
siyel alınarak

$$\frac{\partial T}{\partial H} = B \cdot T_0 \cdot H \quad [B-1] \quad 6.6$$

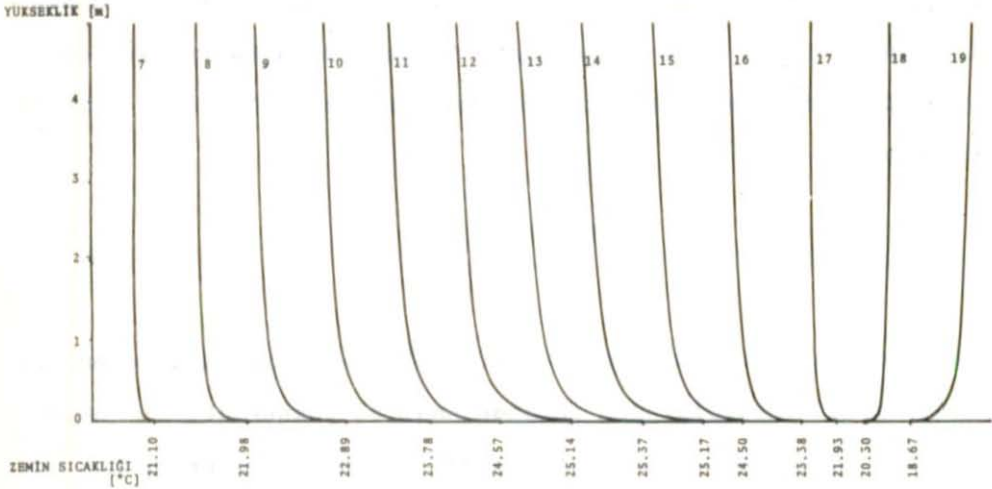
şeklinde elde edilir. (6.2) bağıntısındaki yükseklik cm birimden ol-
duğundan son bağıntının 100 ile çarpılması sonucunda °C/m biri-
mine sahip $\partial T/\partial H$ elde edilebilir. T_0 ve B değerlerine ait fonk-
siyonlar tariflenmiştir. Bunların kullanılması ile (6.6) eşitli-
ğinin yeni şekli

$$\frac{\partial T}{\partial H} = F_2(t) \cdot F_1(t) \cdot H \quad [F_2(t)-1] \quad 6.7$$

olur. Son bağıntı, katsayılarla ait fonksiyonların bilinmeyenleri
daha önceden verildiğinden istenen saat ve yükseklikteki $\partial T/\partial H$
değerini veren şekle girmiştir. Ancak burada hemen belirtmek ge-
rekirki, elde edilen son bağıntılar ölçü değerlerimize en iyi u-
yan fonksiyonlardır. Genel olarak ele alınırsa, gerek $F_1(t)$ ve



Şekil 6.20 Açık havaya sahip günlerde, çeşitli saatlerde sıcaklığın yükseklikle olan değişimi



Şekil 6.21 Kapalı havaya sahip günlerde, çeşitli saatlerde sıcaklığın yükseklikle olan değişimi

0 2 4 [°C]

gerekse $F_2(t)$, T_0 ve B katsayılarının değişim karakterini göstermektedirler. Fakat zeminin çimli, topraklı veya taşlık olması keza havanın açık veya kapalı olması sebebiyle katsayılar da bazı farklar ortaya çıkabilir. Bu farklılık mevsimlere göre de söz konusudur ([46], s.13). (6.3) bağıntısının karakteri, çeşitli ülkelerde yapılmış incelemelerin sonucuna benzerdir. Ancak yukarıda söz edilen sebeplere paralel olarak katsayılar da farklılık görülmektedir ([15], s.205, [20], s.83, [46], s.28). (6.2) ve (6.6) bağıntıları genelleştirildiğinde, her iki değişkendeki katsayılar için

$$A = \ln T_0$$

ve

$$B = \frac{\ln T_1 - \ln T_0}{\ln H_1}$$

bağıntıları yazılabilir. Burada;

T_0 : 1 cm'de ölçülen sıcaklık ($^{\circ}\text{C}$),

T_1 : H_1 yüksekliğinde ölçülen sıcaklık ($^{\circ}\text{C}$),

H_1 : cm olarak ikinci sıcaklığın (T_1 'in) ölçüldüğü yüksekliktir.

Ancak, (6.2) bağıntısı yerden 50 cm ve daha yükseklerde ölçülen sıcaklıklarla elde edilmiştir. Bu bağıntının gösterdiği katsayıları, değişik etkenler sebebiyle 1 cm'de ölçülen sıcaklık ile tariflemek münakaşa edilebilir. Bu yüzden daha iyi bir çözüm olarak, yerden en az 50 cm yükseklerde olmak şartıyla iki yükseklikte yapılacak sıcaklık ölçmelerine dayanılarak uygun çözüm bulunabilir. H_1 yüksekliğinde ölçülen sıcaklık T_1 , H_2 yüksekliğinde ölçülen sıcaklık T_2 ise (6.2) bağıntısına göre

$$T_1 = T_0 \cdot H_1^B$$

$$T_2 = T_0 \cdot H_2^B$$

yazılabilir. Buradan

$$B = \frac{\text{Ln} (T_1/T_2)}{\text{Ln} (H_1/H_2)} \quad 6.3$$

$$T_0 = \frac{T_1}{H_1^B} = \frac{T_2}{H_2^B} \quad 6.9$$

olur. $\text{Ln} (H_1/H_2)$ paydası sabit bir değerdir. Böylece B ve T_0 katsayıları elde edilerek, uygun yüksekliklerdeki sıcaklık ve sıcaklık düşey değişimi elde edilebilir.

(6.8) ve (6.9) bağıntıları, uygulama günlerine ait sıcaklık ölçülerinde denenmiş, en iyi sonucu, ara yüksekliklerin sıcaklıkları için, 50 cm ve 250 cm'de ölçülen sıcaklıklarla bulunan katsayıların verdiği görülmüştür.

6.3 Buhar basıncı ve buhar basıncı düşey değişimi ölçülerinin değerlendirilmesi

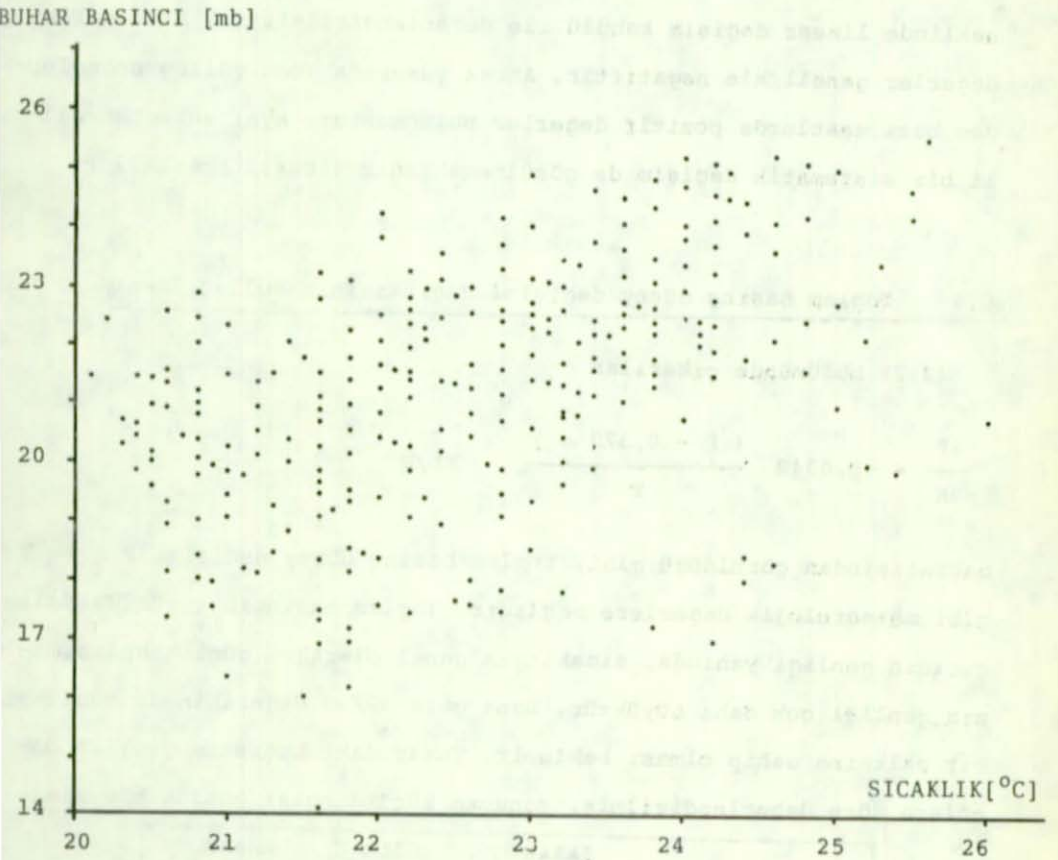
Buhar basıncı ve buhar basıncı düşey değişimi ölçüleri (5.232) ve (5.223) bölümlerinde açıklandığı şekilde ölçülmüşlerdir. Aspiratörlü psikrometrenin, her ölçü takımının başında ve sonunda kuru ve ıslak termometre değerleri kaydedilmiştir. Elektronik psikrometrenin ölçüleri ise, sıcaklık düşey değişimi ölçüleri ile birlikte yapılmıştır.

Atmosferik refraksiyon bağıntılarında geçen buhar basıncı düşey değişimi için (2.3) bölümünde sözü edilen

$$\frac{\partial e}{\partial H} = \frac{de}{dT} \cdot \frac{\partial T}{\partial H}$$

bağıntısından fonksiyonel bir ilişki çıkarılmaya çalışılmıştır. Ancak, ölçüler ile fonksiyonunu bulduğumuz $\partial T/\partial H$ 'nin dışında de/dT diferansiyeli için, aspiratörlü psikrometrede yapılan ku-

ru ve ıslak termometre okumalarından elde edilen 318 sıcaklık ve buhar basıncı ölçü çifti arasında bir fonksiyonel ilişki elde edilememiştir. Bu sonuç normal görülmüştür. Çünkü, buhar basıncı ölçü yapılan hava kütlelerinin doyma oranı ile bağıntılıdır. Gerçek atmosferde bu kütlelerin devamlı bir değişim göstermesi sebebiyle farklı doyma oranına sahip kütleler ölçü yaptığımız hava kütlelerini



Şekil 6.22

meydana getirmektedir. Bu sebeple aynı sıcaklık değerlerinde farklı buhar basıncı değerlerine rastlanabilmektedir (Şekil 6.22). Ölçü bölgesinin denize yakın olması yukarıda anlatılan durumun ortaya

çıkmasında rüzgar hızının yanında ikinci bir etkidir. Aslında literatürde de çok eski tarihli bir bağıntının dışında böyle bir bağıntı verilmemektedir ([32],s.490). (5.223) bölümünde anlatıldığı şekilde 50 cm ve 250 cm 'de elde edilen buhar basıncı değerleri

$$\frac{\partial e}{\partial H} = \frac{\Delta e}{\Delta H} = \frac{e(250) - e(50)}{200} = \frac{\Delta e}{2} \quad \text{mb/m}$$

şeklinde lineer değişim kabulü ile değerlendirilmiştir. Elde edilen değerler genellikle negatiftir. Ancak yukarıda konu edilen sebeplerden bazı saatlerde pozitif değerler bulunmuştur. Aynı sebepten belli bir sistematik değişim de görülmemektedir (Şekil Ekl-Ek32).

6.4 Toplam basınç düşey değişimi bağıntısının kullanılması

(2.2) bölümünde çıkarılan

$$\frac{\partial P}{\partial H} = -0,0342 \frac{(P - 0,373 e)}{T} \quad \text{mb/m}$$

bağıntısından görüldüğü gibi, toplam basınç düşey değişimi P,e ve T gibi meteorolojik değerlere bağlıdır. Toplam basıncın ¼ günlük salınımının genliği yanında, sıcaklığın genel olarak ¼ günlük salınımının genliği çok daha büyüktür. Buna göre $\partial P/\partial H$ değerinin de günlük bir salınıma sahip olması beklenir. Yukarıdaki bağıntı, yapılan ölçülere göre değerlendirilmiş, sonucun küçüktü de olsa günlük bir siste-

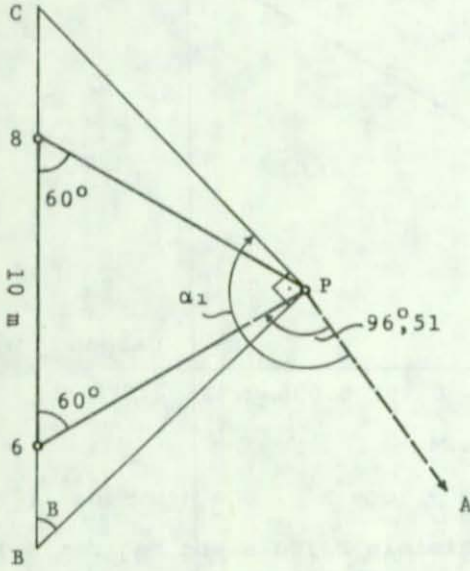
	SABAH	ÖĞLE	AKŞAM
Açık havalar	-0,1153	-0,1139	-0,1147
Kapalı havalar	-0,1157	-0,1151	-0,1156

Tablo 6.4 : $\partial P/\partial H$ değerinin günlük değişimi

matikliğe sahip olduğu görülmüştür (Tablo 6.4). Değerlendirmede yukarıdaki bağıntı genel fonksiyona dahil edildiğinden, sonuç ölçü takımının değerlerine uygun şekilde işleme çirmiştir.

6.5 Eş sıcaklıklı yüzey eğimi ölçülerinin değerlendirilmesi

Bölüm 4.5 'de elde edilen bağıntılar, 5.223 bölümünde anlatıldığı şekilde sadece Bİ hedefi için yapılan ölçülerde kullanılmıştır. Her hedef için bu işlemin yapılmaması, ölçünün güçlüğü, kullanılan ölçü şeklinin ve elde



Şekil 6.23

edilecek sonucun uygunluğunun bilinmemesidir (Şekil 5.1). Uygulama noktası çevresi belli bir eğime sahiptir. Bu eğim, Bİ, Yİ ve YM hedefleri için değişmektedir. Eş sıcaklıklı yüzeylerin yeryüzüne paralel oldukları bir an için kabul edilebilir. Bu kabule göre, ölçü noktasının 100m'lik civarında alınan yüksekliklerin (4.5) bölümündeki bağıntılara göre değerlendirilmesi sonucunda

Tablo 6.5'deki değerler bulunmuştur. Refraksiyon bağıntılarında,

	Bİ	Yİ	YM
γ	13 ^g 30	15 ^g 02	13 ^g 70
α_1	176 ^g 07	398 ^g 98	19 ^g 85

Tablo 6.5

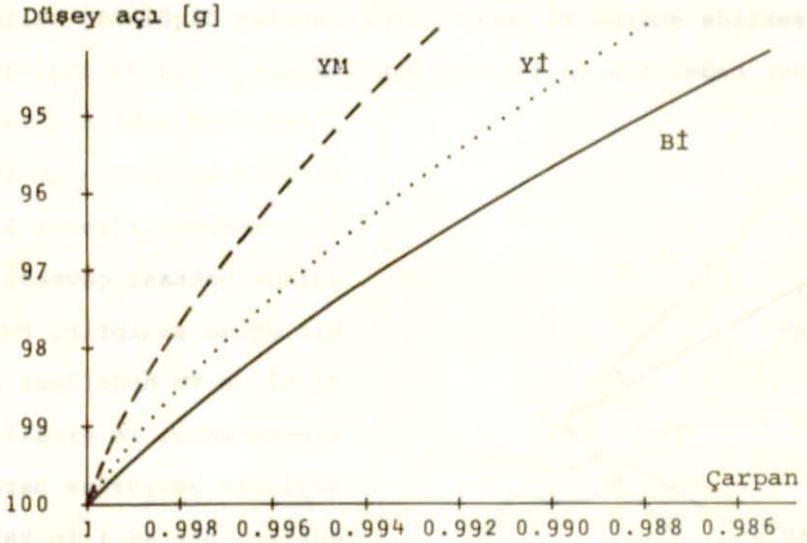
eş sıcaklıklı yüzey normalinin eş potansiyelli yüzey üzerindeki izdüşümünün, başlangıç olarak alınan noktadan olan α_1 yatay açısı geçmektedir (Şekil 6.23). İstenen açı

$$\alpha_1 = \widehat{AP6} + 60^\circ + \widehat{8PC}$$

bağıntısı ile bulunabilir. $\widehat{AP6}$ açısı sabittir. $\widehat{8PC}$ açısı da $\widehat{8PC}$ üçgeninin iç açıları toplamından elde edilir. Buna göre

$$\alpha_1 = B + 96,51$$

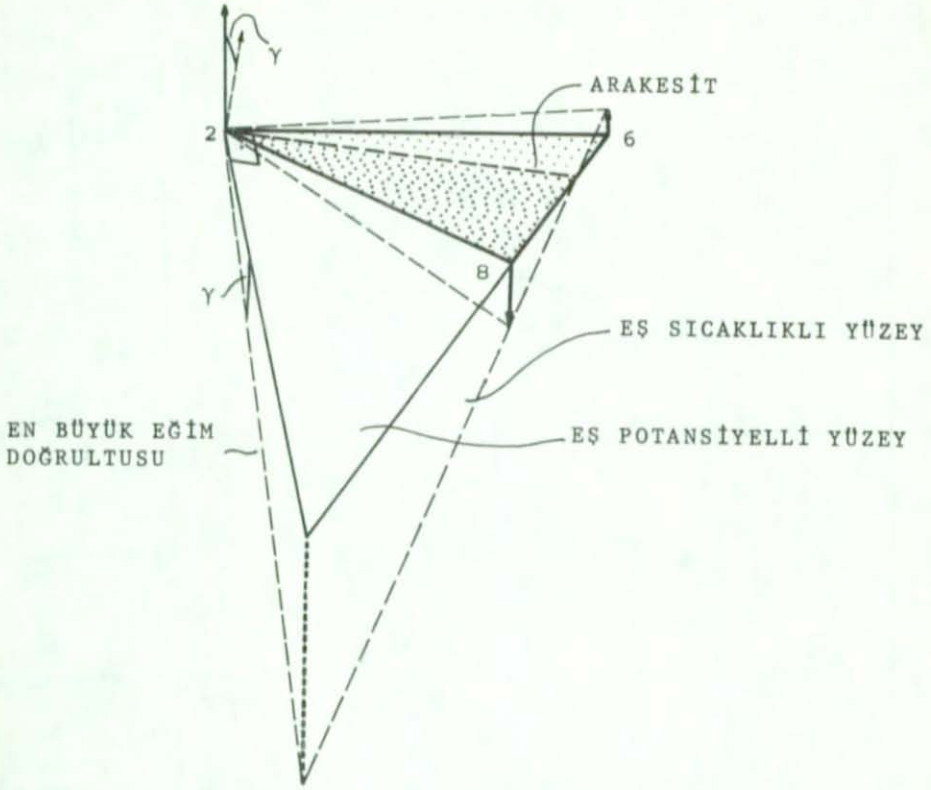
sonuç bağıntısı ile α_1 bulunabilmektedir. Teorik refraksiyon ba-



Şekil 6.24

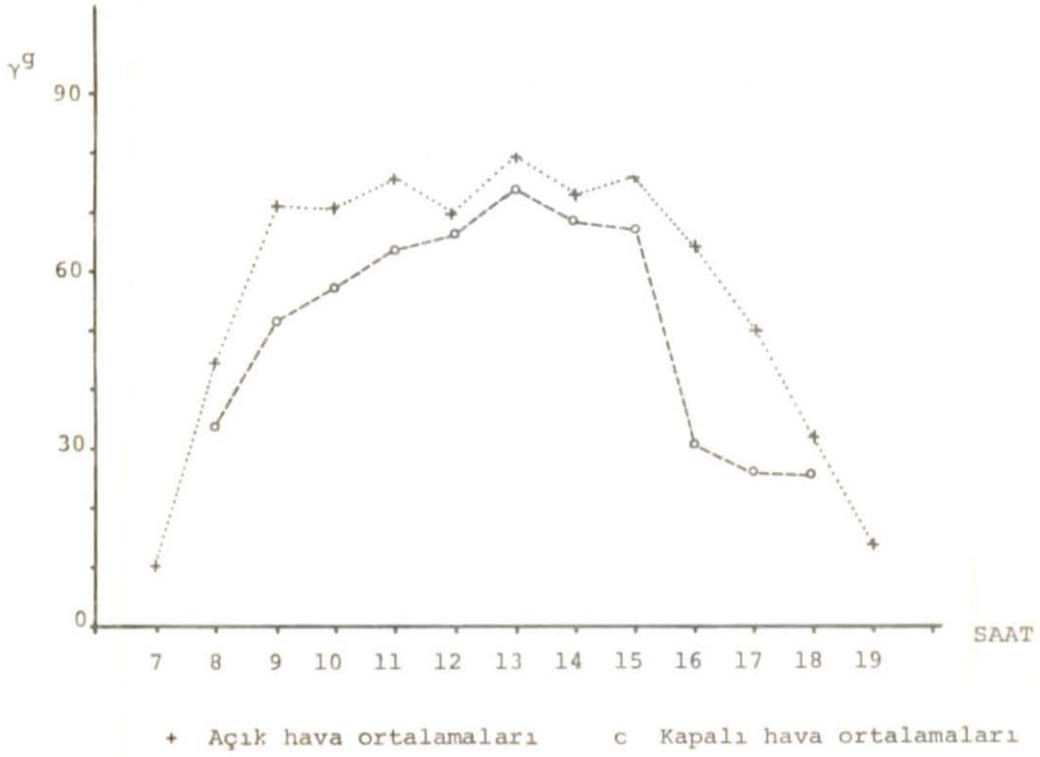
ğintılarında geçen $[\sin z' - \tan \gamma \cdot \cos z' \cdot \cos (\alpha - \alpha_1)]$ çarpan terimi eş sıcaklıklı yüzey eğiminin refraksiyon bağıntılarına olan etkisini göstermektedir. Tablo 6.5'deki değerler kullanılarak elde edilen çarpan değeri, özellikle düşey açının değişmesi ile önemli farklılaşmalar göstermektedir (Şekil 6.24). Çarpan terimi bu durumla, bir sabit sistematik hatayı ortadan kaldırmaktadır.

Uygulamada kullanılan 2,6 ve 8 nolu termistörlerin 2 nolu termistörden geçen nivelman düzlemine yerleştirildiklerinde yükseklikleri $H_6 < H_2 < H_8$ şeklinde idi (Şekil 6.25). Sabah saatlerinde küçük değere sahip $\partial T/\partial H$ sebebiyle yukarıda verilen sabit eğime yakın sonuçlar elde edilmiştir. Ancak güneş yüksekliğinin artması ile büyüyen $\partial T/\partial H$ sebebiyle, eğim değerlerinde de artma görülmektedir. En büyük güneş yüksekliğine kadar artan eğim daha sonra azalarak akşam saatlerinde, sabah saatlerindeki değerine yaklaş-



Şekil 6.25

maktadır (Şekil 6.26). Bu değişim, sıcaklık düşey değişimi ile ilişkilidir. Sıcaklık ölçü noktalarının farklı yükseklikte olmaları sebebiyle farklı saatlerde değişik sıcaklık değerleri elde edilmektedir. Ölçüler sonucunda çarpan değerinin, aslında günlük bir sistematiğe sahip olduğu bulunmuştur. Bu duruma göre çarpan değer, + işaretli refraksiyon değerlerini küçültmekte, - işaretli refraksiyon bağıntılarını büyütmektedir. Genel değerlendirmede B1 hedefi için sabit ve ölçü takımına ait eğim değeri, diğer hedefler için en azından bu sebeple ortaya çıkan sabit sistematik hatayı giderebilmek için Tablo 6.5 'de gösterilen sabit değerler kullanılmıştır.



Şekil 6.26

7. GENEL DEĞERLENDİRME

5. bölümde açıklandığı şekilde, yerden itibaren 50,100,150,200 ve 250 cm de havanın sıcaklığı keza alet yüksekliğinde P toplam basınç, e buhar basıncı ile birlikte üç doğrultunun yatay ve düşey açıları da ölçülmüştür. Bunun yanında, γ eş sıcaklıklı yüzey eğiminin ve α_1 en büyük eğim doğrultusunun bulunması amacıyla yardımcı ölçüler de yapılmıştır (Bölüm 5). 6. bölümde ise yapılan ölçülerden faydalanılarak $\partial T/\partial H$, $\partial P/\partial H$, $\partial e/\partial H$, γ , α_1 gibi (4.22), (4.23), (4.24) ve (4.25) bağıntılarında geçen değişkenlerin ne şekilde elde edildikleri gösterilmiştir. Bu bölümde ise, sözü edilen formüllerle düşey ve yatay refraksiyon açıları keza κ meteorolojik refraksiyon katsayısı hesaplanmıştır. Ayrıca, açı ölçülerinin sonucu olarak elde edilen düşey ve yatay refraksiyon açıları ve bunların sonucu olarak elde edilen k : Refraksiyon katsayıları da hesaplanmış ve teorik olarak hesaplanan değerlerle karşılaştırılmıştır.

Yukarıda açıklanan şekilde hesaplanan $\partial T/\partial H$, κ ve k değerleri Şekil 7.1 - 7.16 da gösterilmiştir. Bu şekillerden görüleceği gibi havanın açık olduğu günler ile kapalı olduğu günler arasında günlük değişimler büyük farklılıklar göstermektedir. Bu sebepten havanın açık olduğu günler ile kapalı olduğu günler ayrı olarak değerlendirilmiştir (Şekil 7.17 - 7.24)*).

*) Bu şekillerde, κ meteorolojik refraksiyon katsayısı değişik hedefler için mutlak değerce küçük farklılıklar gösterdiğinden sadece YM hedefine ait değerlerin gösterilmesiyle yetinilmiştir.

7.1 k refraksiyon katsayısı ve k ile κ 'nın günlük değişimi

JORDAN trigonometrik yükseklik formülü olan

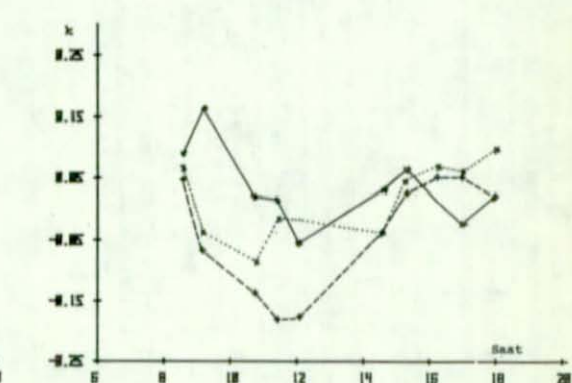
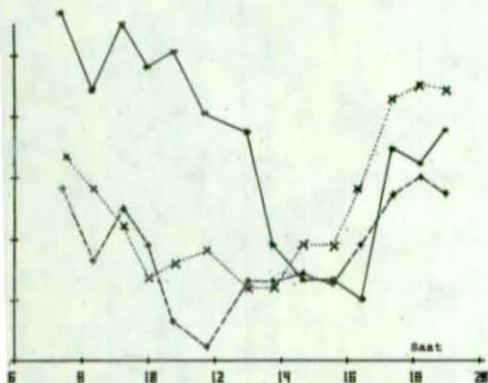
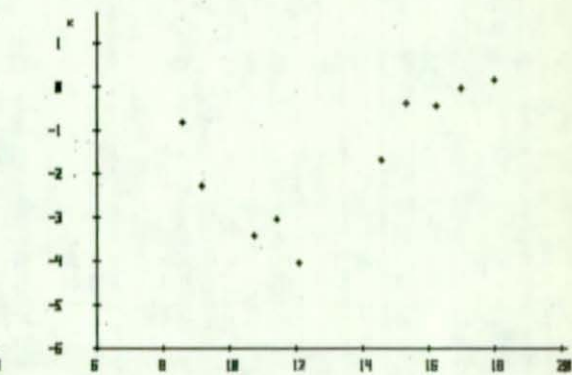
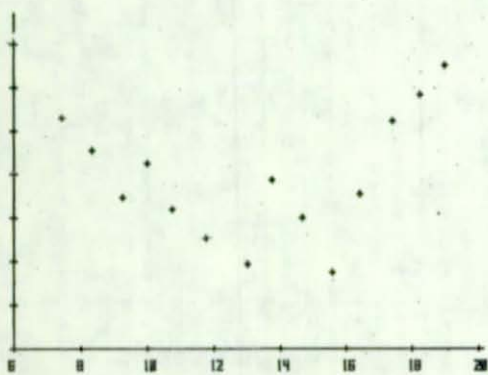
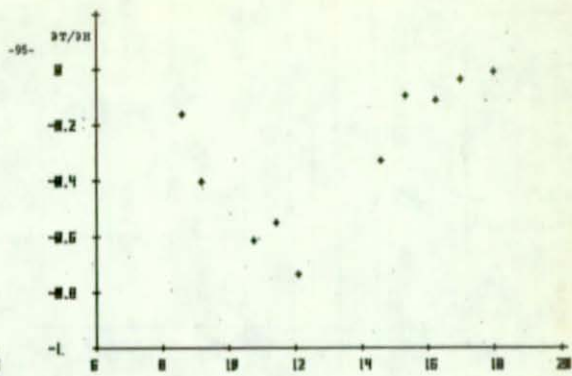
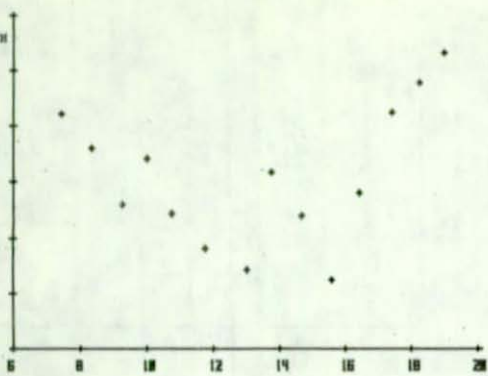
$$\Delta H = S \cdot \cot z' + \frac{(1-k) \cdot S^2}{2R \cdot \sin^2 z'} \quad 7.1$$

bağıntısında ([32], s. 350), k refraksiyon katsayısı, atmosferik refraksiyondan dolayı meydana gelen hatayı giderici bir bilinmeyen yendir. Işık yolu eğrisinin bir daire yayı olduğundan hareket edilerek yukarıdaki sonuç bağıntısına varılmıştır (bk. bölüm 3). Yukarıdaki bağıntıda z' açısı ve k refraksiyon katsayısı dışındaki kalan değerler bir hedef için sabit değerlerdir. Önceki bölümlerde anlatıldığı şekilde, açı ölçüsü, ışık yoluna alet noktasında teğet olan doğrultu boyunca yapılmaktadır. Düşey açının günlük bir sistematik değişim göstermesi alet noktasındaki ışık yolu parçasının eğriliğinin günlük bir sistematik değişim gösterdiğini ortaya çıkarmaktadır.

Şekil Ekl-Ek32 'den görüldüğü gibi düşey açılar, güneş yüksekliğine bağlı olarak değişim göstermektedir. Bu değişim genellikle sabah saatlerinde kesin değerden küçük olan bir değerden başlamakta, en büyük güneş yüksekliği saatinde kesin değerden büyük olan bir değere varmaktadır. Daha sonra sabahki değişime benzer olarak azalmaktadır. 7.1 bağıntısından $\sin^2 z' = 1$ kabulü ile elde edilebilen

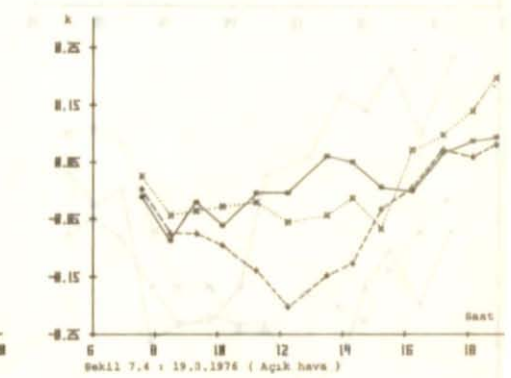
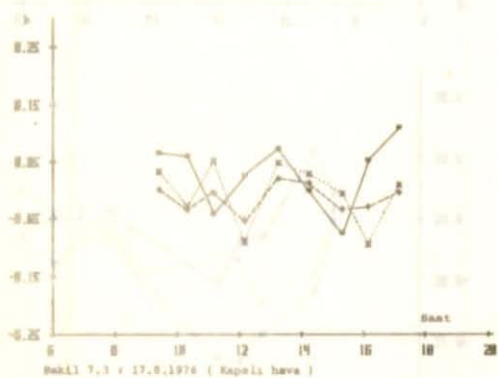
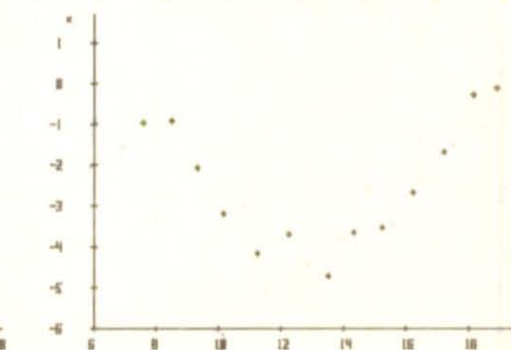
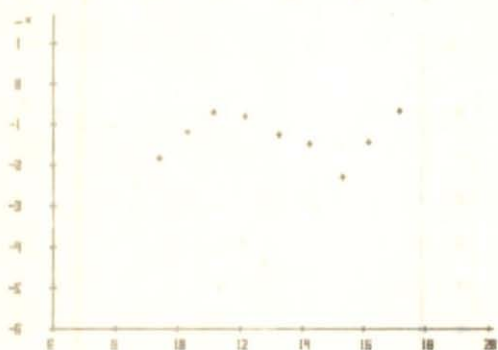
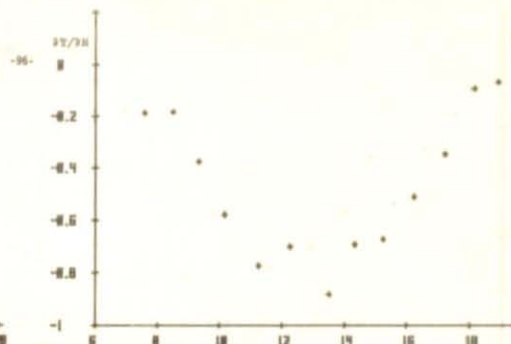
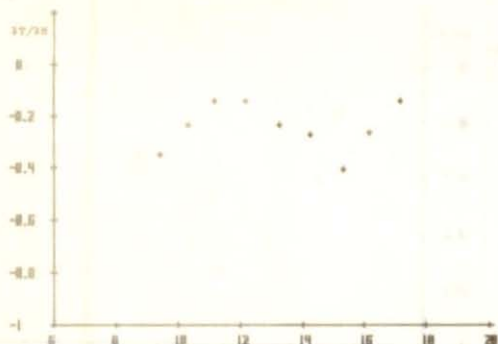
$$k = \frac{2R}{S} \cdot \cot z' - \Delta H \frac{2R}{S^2} + 1 \quad 7.2$$

eşitliğinden günlük düşey açılara göre bulunan k değeri de düşey açıya bağlı olarak değişim göstermektedir (Şekil 7.1-7.22



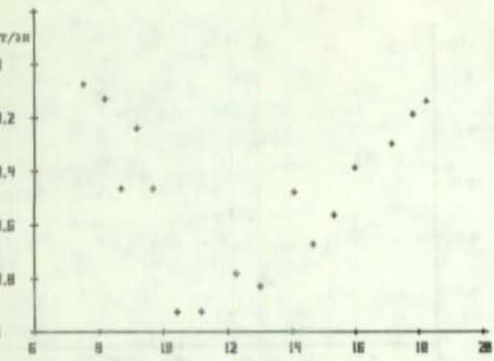
Şekil 7.1 : 13.8.1976 (Açık hava) *●I +YI xYH

Şekil 7.2 : 14.8.1976 (Kapalı hava)

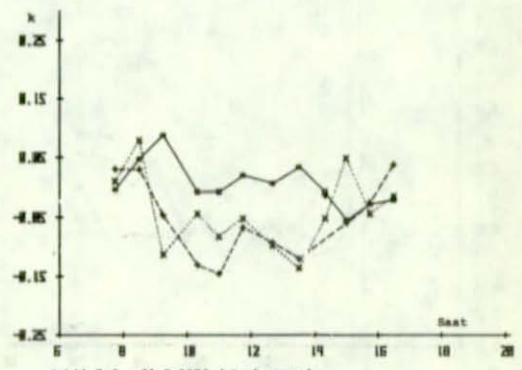
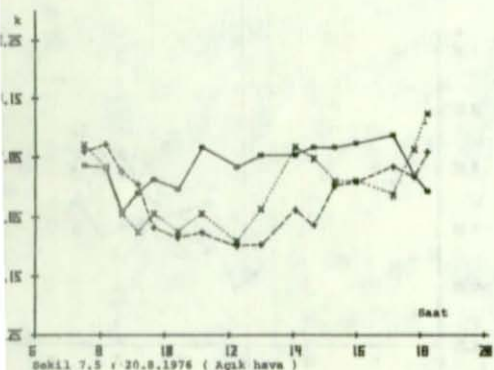
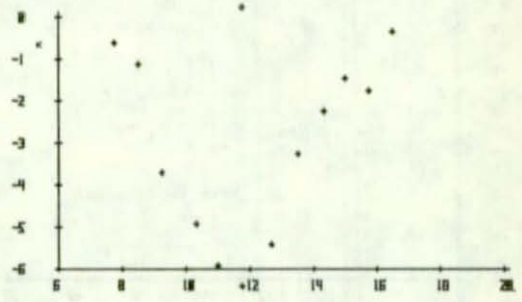
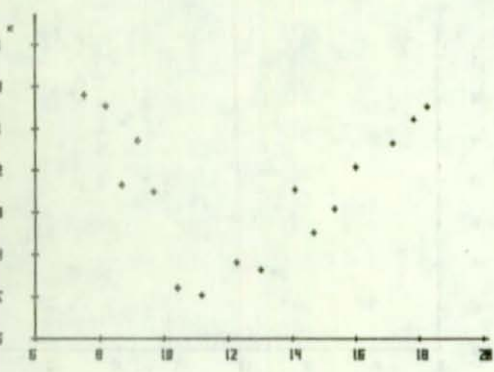
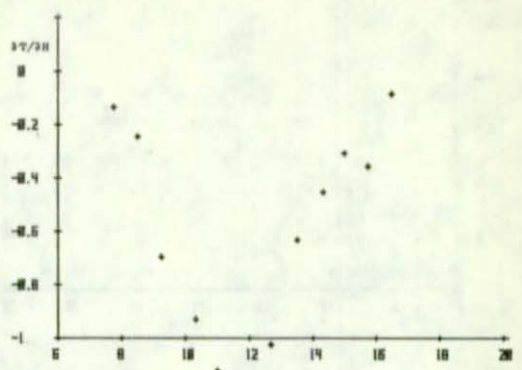


Bekil 7.3 - 17.8.1974 (Kapali hava)

Bekil 7.4 - 19.8.1974 (Aqak hava)

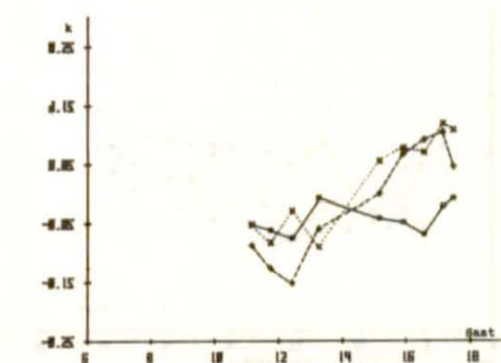
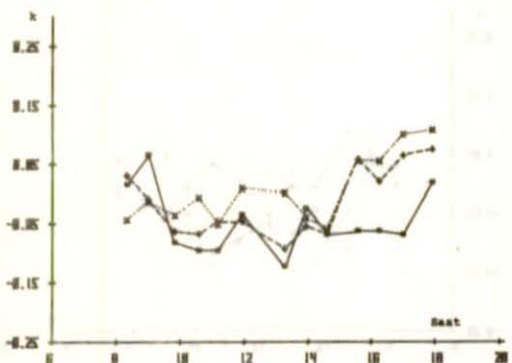
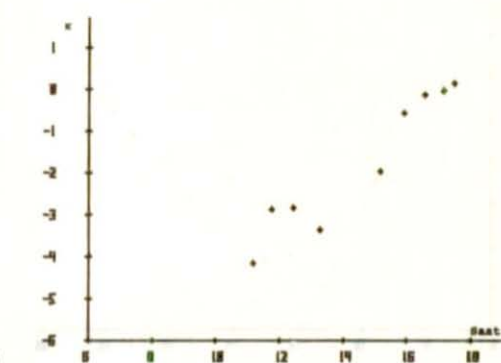
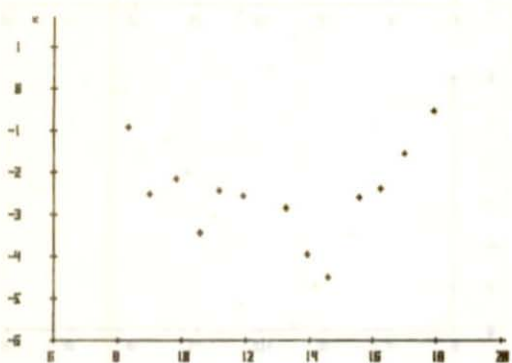
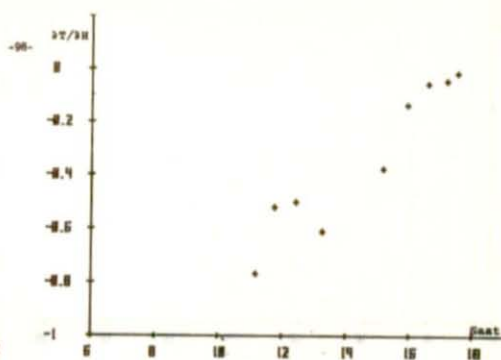
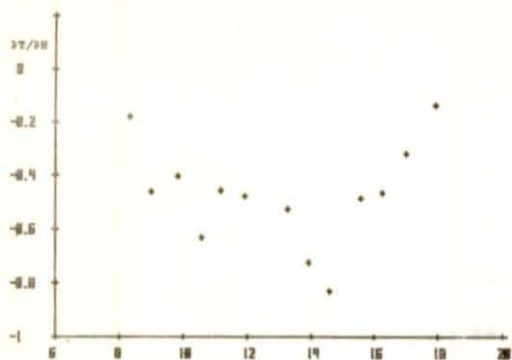


-97-



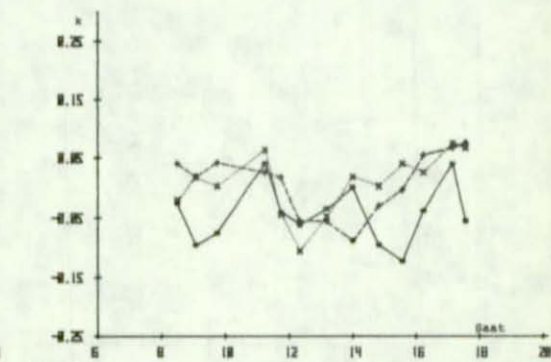
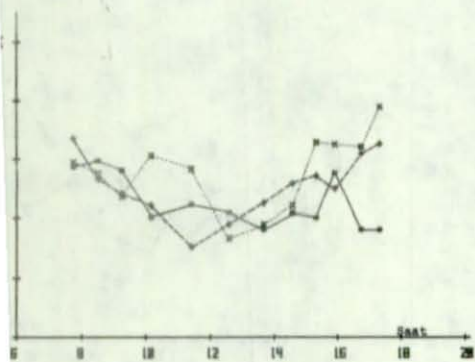
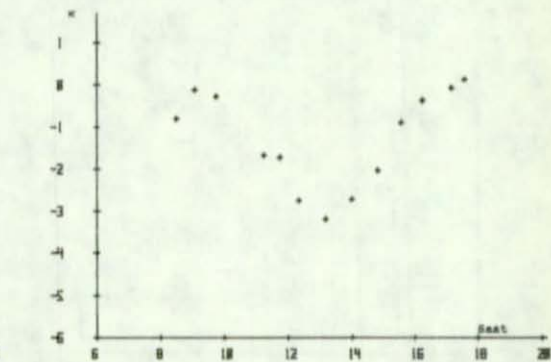
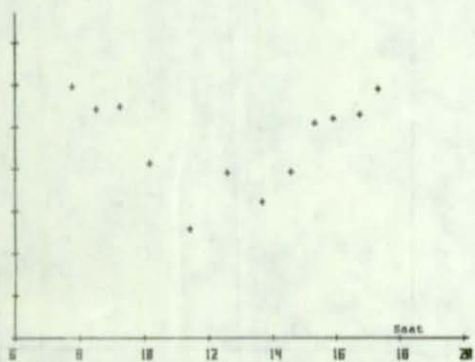
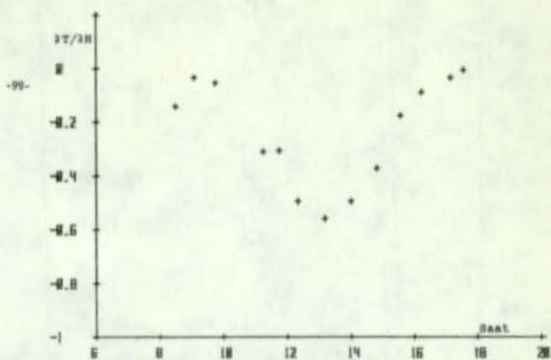
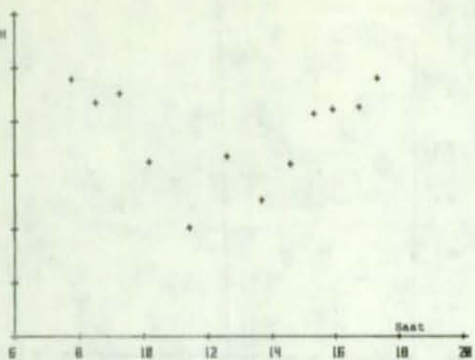
Şekil 7.5 : 20.8.1976 (Açık hava)

Şekil 7.6 : 21.8.1976 (Açık hava)



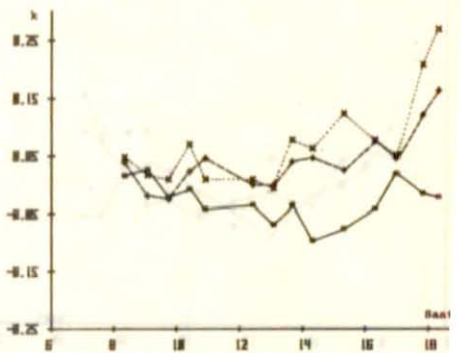
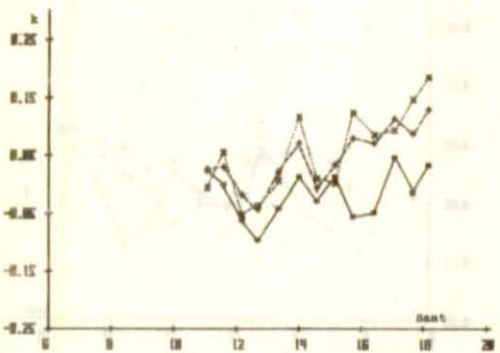
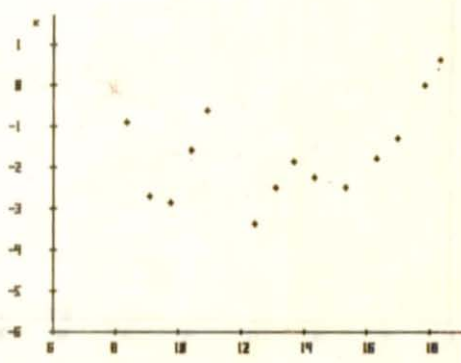
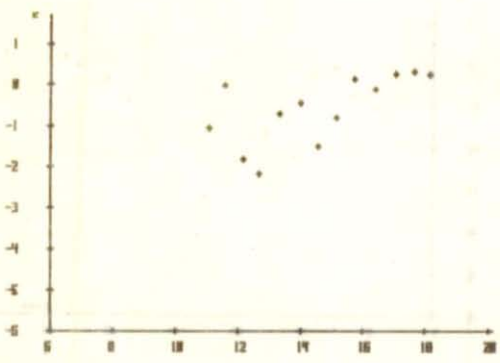
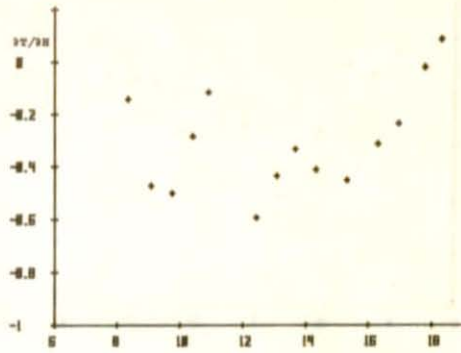
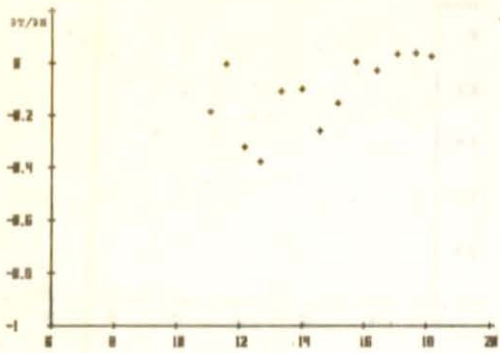
Şekil 7.7 : 23.8.1976 (Açık hava)

Şekil 7.8 : 24.8.1976 (Kapalı hava)



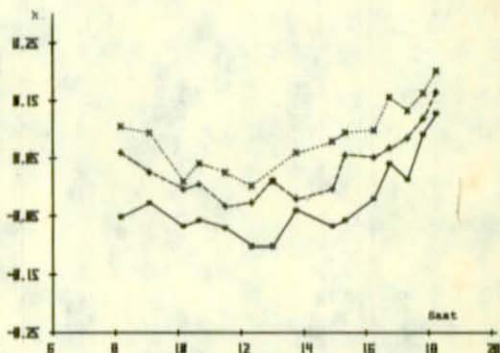
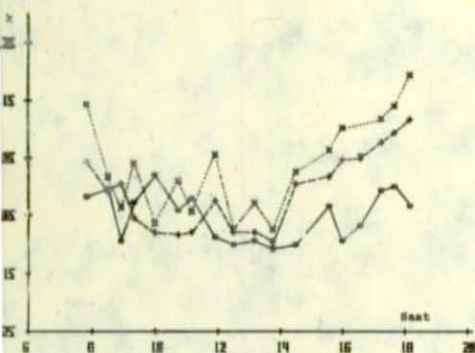
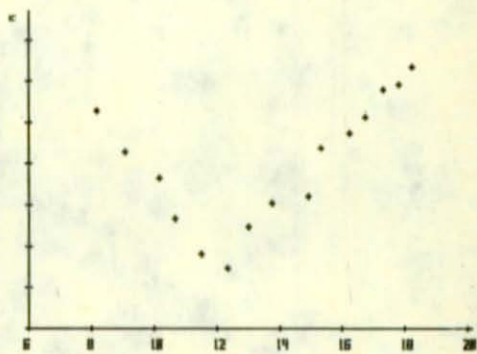
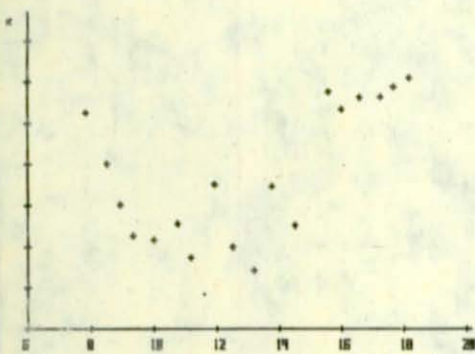
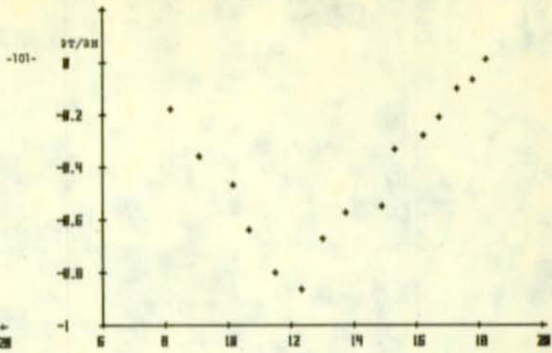
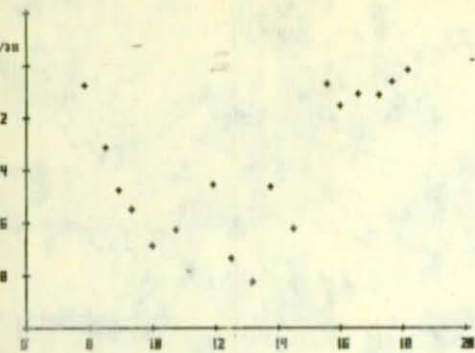
Gambar 7.9 : 25.9.1976 (Kapali hava)

Gambar 7.10 : 26.9.1976 (Kapali hava)



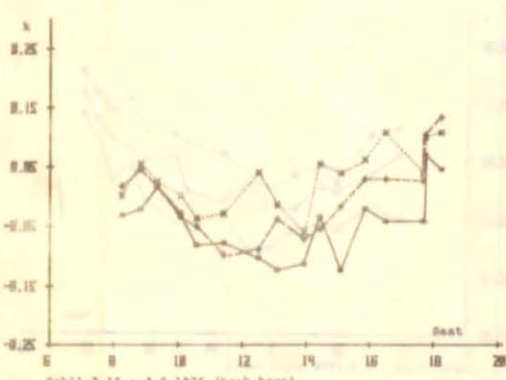
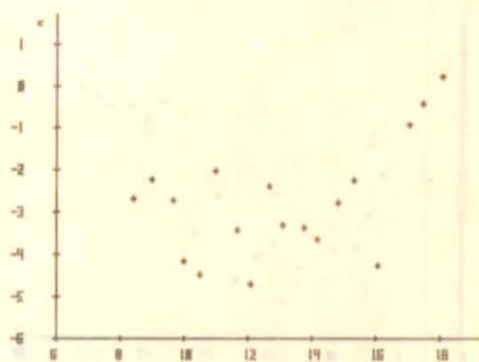
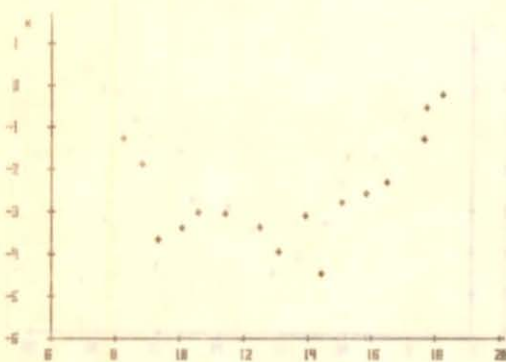
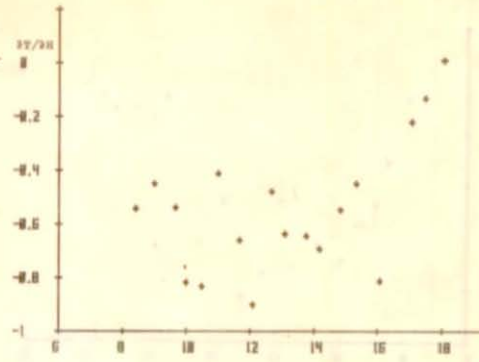
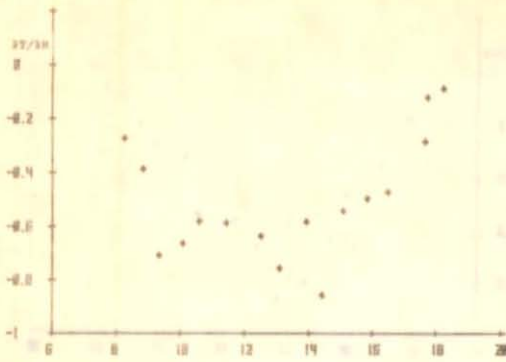
Gekil 7.11 : 28.8.1976 (Kapala hava)

Gekil 7.12 : 31.8.1976 (Kapala hava)

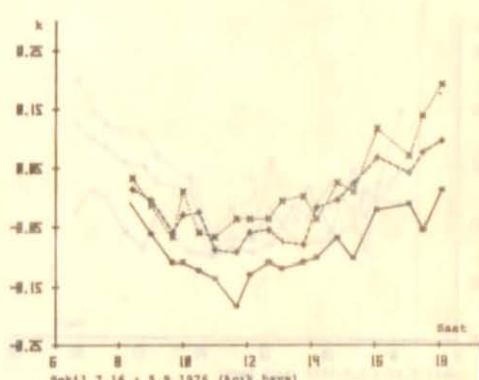


Şekil 7.13 : 1.9.1976 (Açık hava)

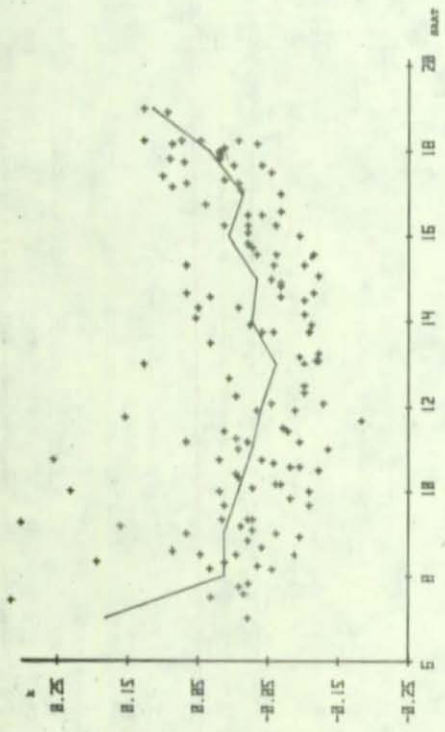
Şekil 7.14 : 2.9.1976 (Açık hava)



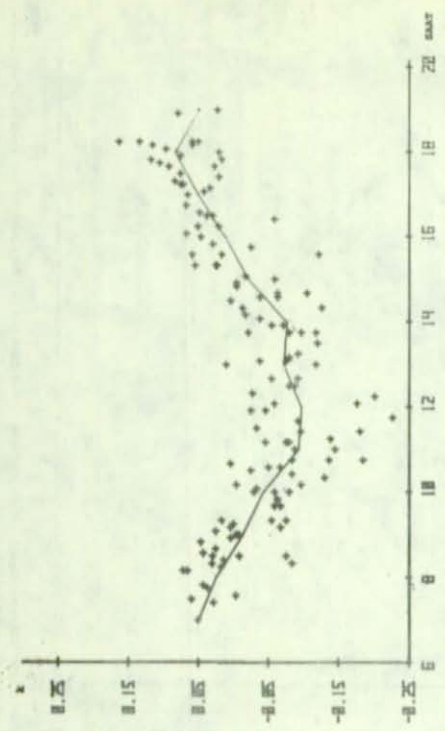
Şekil 7.15 : 4.9.1976 (Açık hava)



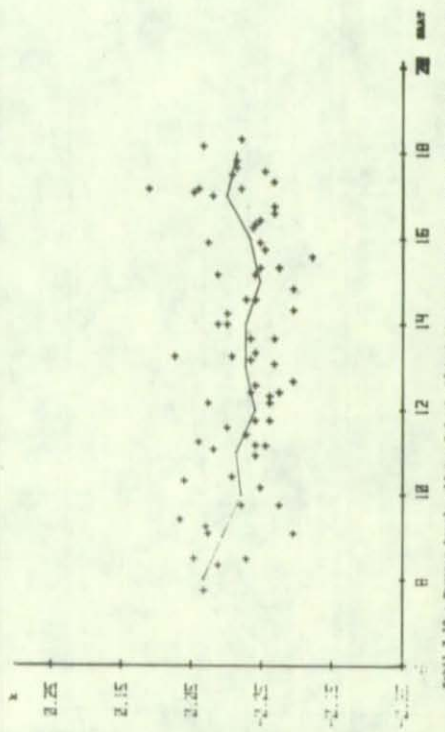
Şekil 7.16 : 5.9.1976 (Açık hava)



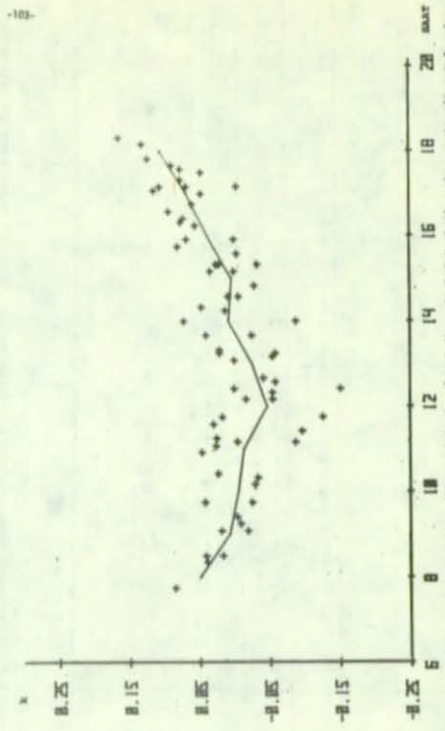
Şekil 7.17 : İrrenus eşik ölçüğü günlerinde 21 hedefinin alt k değeri ve her saatte ait ortalamalar.



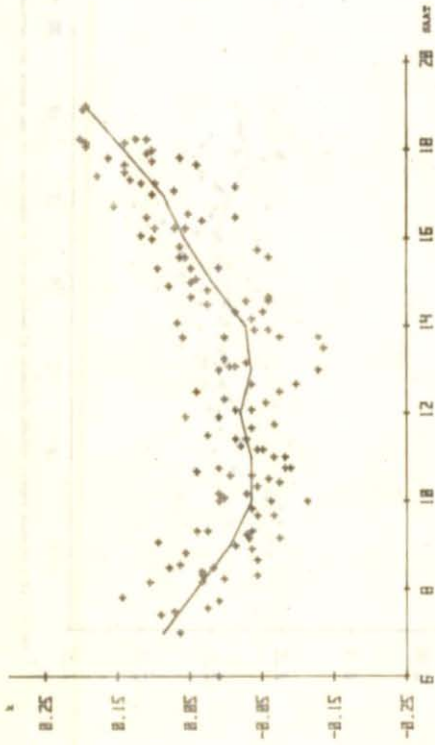
Şekil 7.18 : İrrenus eşik ölçüğü günlerinde 22 hedefinin alt k değeri ve her saatte ait ortalamalar.



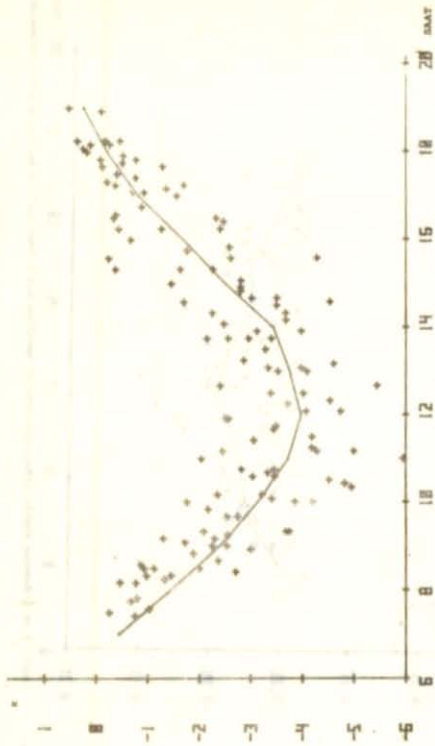
Şekil 7.19 : İrrenus kapalı ölçüğü günlerinde 23 hedefinin alt k değeri ve her saatte ait ortalamalar.



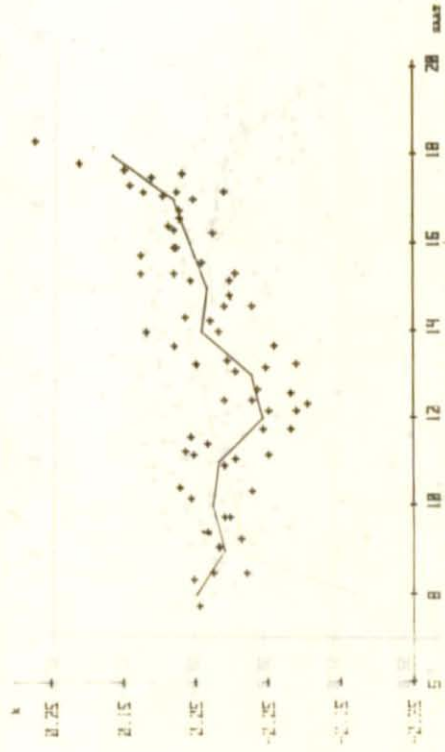
Şekil 7.20 : İrrenus kapalı ölçüğü günlerinde 24 hedefinin alt k değeri ve her saatte ait ortalamalar.



Şekil 7.21 : Havanın açık olduğu günlerde 70 hedeğine ait k değeri ve her saate ait ortalamlar.



Şekil 7.23 : Havanın açık olduğu günlerde 70 hedeğine ait x değeri ve her saate ait ortalamlar.



Şekil 7.22 : Havanın kapalı olduğu günlerde 70 hedeğine ait k değeri ve her saate ait ortalamlar.



Şekil 7.24 : Havanın kapalı olduğu günlerde 70 hedeğine ait x değeri ve her saate ait ortalamlar.

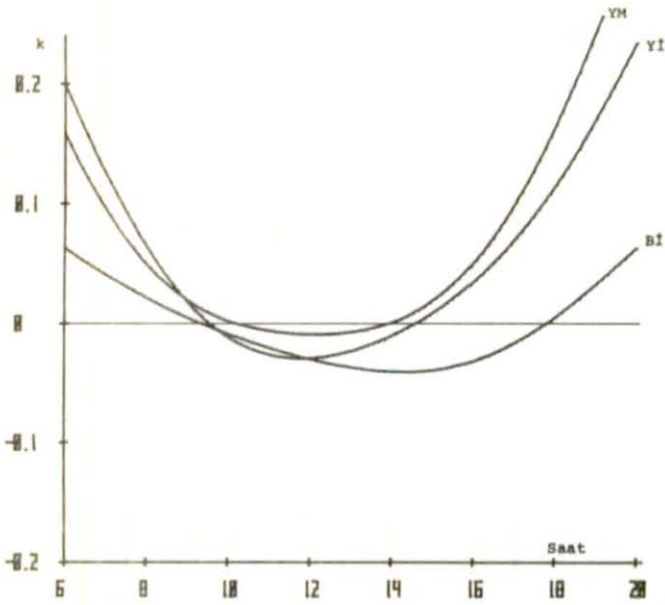
SAAT	Bİ		Yİ		YM	
	A.H.	K.H.	A.H.	K.H.	A.H.	K.H.
6	0,104	0,063	0,087	0,199	0,167	0,159
7	0,062	0,041	0,067	0,126	0,098	0,096
8	0,030	0,022	0,031	0,065	0,041	0,050
9	0,005	0,005	-0,013	0,019	-0,002	0,020
10	-0,012	-0,008	-0,056	-0,011	-0,029	0,003
11	-0,026	-0,020	-0,088	-0,026	-0,042	-0,006
12	-0,036	-0,030	-0,100	-0,029	-0,042	-0,009
13	-0,044	-0,037	-0,091	-0,023	-0,033	-0,007
14	-0,048	-0,040	-0,063	-0,010	-0,015	0,001
15	-0,044	-0,039	-0,022	0,008	0,011	0,018
16	-0,030	-0,031	0,020	0,034	0,045	0,043
17	-0,002	-0,008	0,055	0,069	0,088	0,098
18	0,040	0,005	0,075	0,114	0,140	0,163
19	0,093	0,032	0,076	0,170	0,199	0,242
20	0,154	0,063	0,060	0,234	0,260	0,329

Tablo 7.1 : Şekil 7.1-7.22'de gösterilen k refraksiyon katsayısı değerlerini dengeleyen ve katsayıları Tablo 7.2'de verilen fourier serilerinden hesaplanan saatlere göre k katsayısı değerleri.

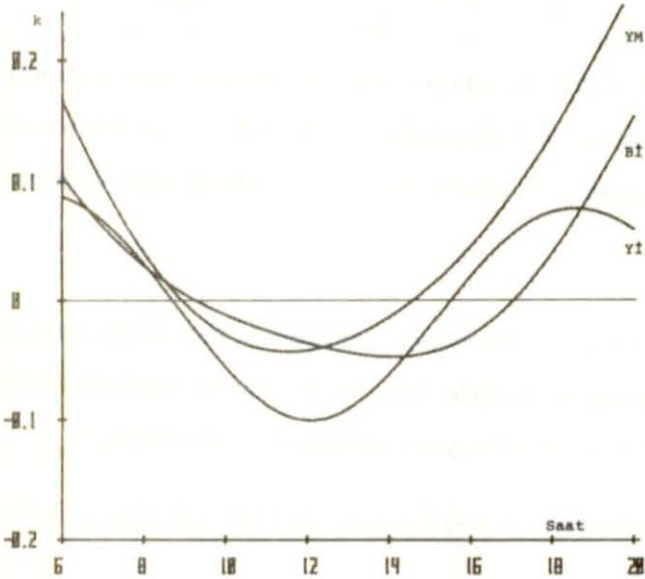
Tablo 7.1'de her saate ait değerleri verilen k refraksiyon katsayısı, yarım günlük periyot içinde iki kere işaret değiştirmektedir (Şekil 7.25-7.29). Refraksiyon katsayısı başlangıçta

$$k = \text{Yer eğrilik yarıçapı} / \text{Işık yolu eğrilik yarıçapı} \quad 7.3$$

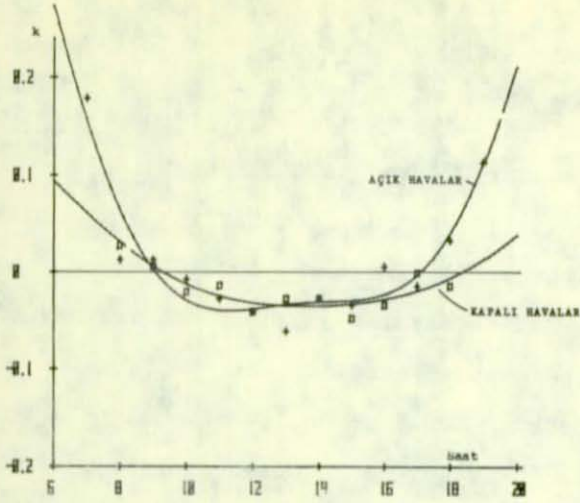
olarak tariflenmiştir. Bu eşitlikte yer eğrilik yarıçapı bir hedef için sabit olduğuna göre, katsayının mutlak değer ve işaret



Şekil 7.26
Kapalı havaya sahip bütün gün-
lere ait ölçüleri dengeleyen
fourier serisi.

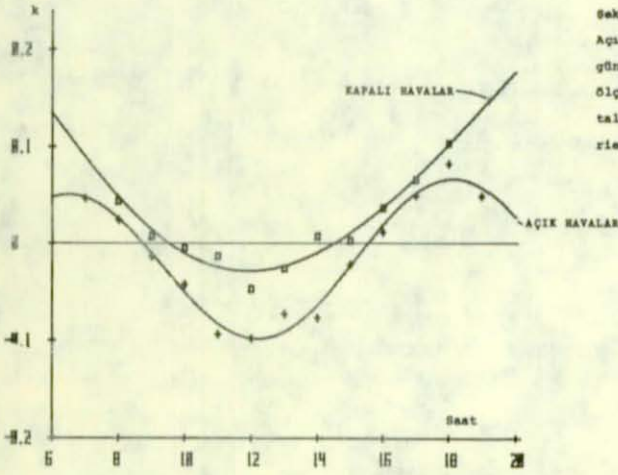


Şekil 7.25
Açık havaya sahip bütün gün-
lere ait ölçüleri dengeleyen
Fourier serisi.



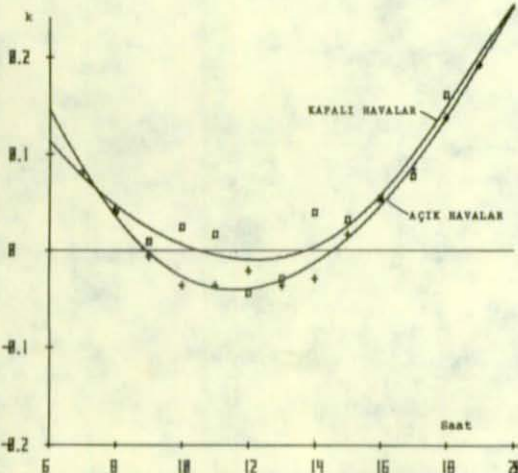
Şekil 7.27

Açık ve kapalı havaya sahip
günlere H_1 hedefine ait
ölçülerin her saate ait or-
talamalarını dengeleyen four-
rier serisi.



Şekil 7.28

Açık ve kapalı havaya sahip
günlere Y_1 hedefine ait
ölçülerin her saate ait or-
talamalarını dengeleyen four-
rier serisi.



Şekil 7.29

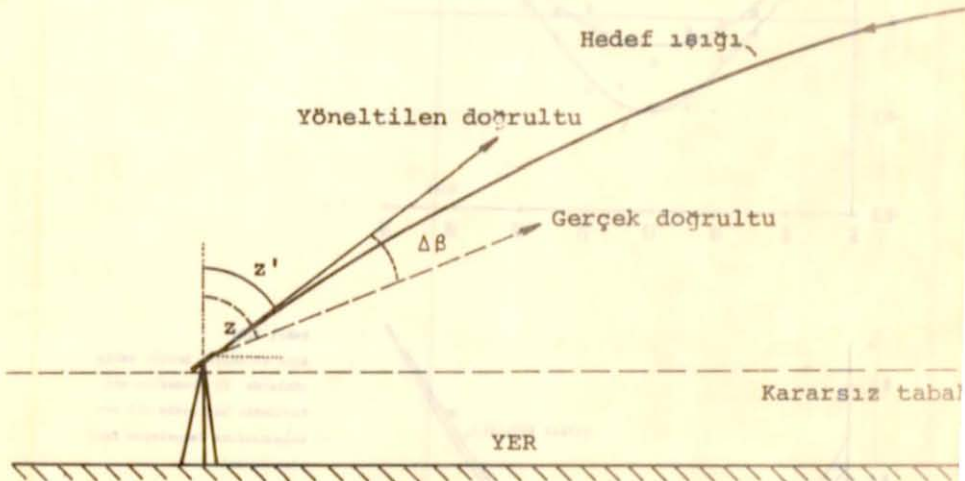
Açık ve kapalı havaya sahip
günlere Y_M hedefine ait
ölçülerin her saate ait or-
talamalarını dengeleyen four-
rier serisi.

değiştirmesi, ışık yolu eğrilik yarıçapının (veya eğriliğinin) değişmesine bağlı olmaktadır. k 'nın pozitif işaretli olması ışık yolu eğriliğinin yer eğriliği yönünde, negatif işaretli olması ışık yolu eğriliğinin yer eğriliğine ters yönde olduğunu gösterir. k 'nın günlük değerlerine bakılırsa, sabah saatlerinde alet yakınındaki ışık yolu parçasının eğriliği, yer eğriliği yönünde ve yer eğriliğinden küçüktür. Bu durumda $\Delta\beta$ refraksiyon açısı + işarete sahiptir. Kesin düşey açı, z' ölçülen düşey açı olmak üzere

$$z = z' + \Delta\beta$$

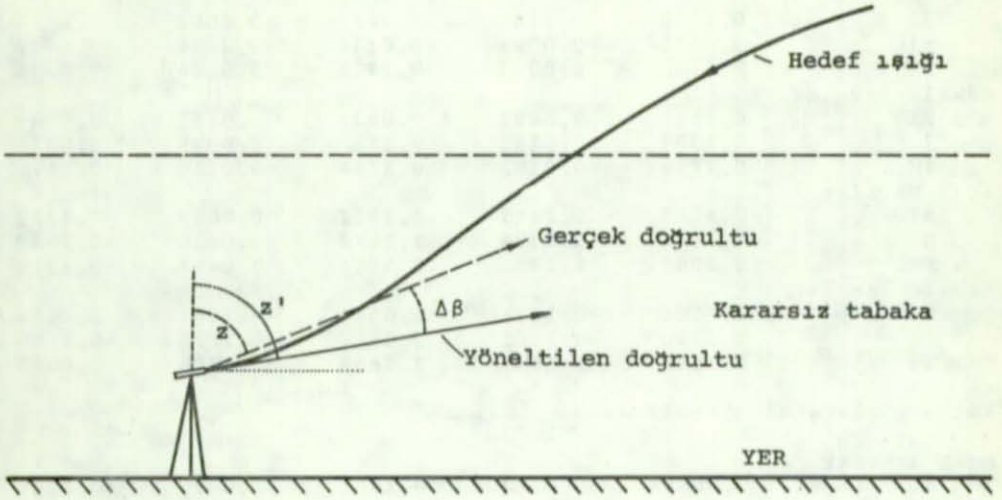
7.4

bağıntısı ile bulunabilir (Şekil 7.30). Işık yolu eğrilik yarıçapı güneş yükseklik açısı artarken sonsuza doğru büyümeye baş-



Şekil 7.30

lar. Belli bir saatte (7.3) bağıntısı yarıçapın sonsuz değerini alması sebebiyle sıfır olur. Bu anda ölçülen düşey açı kesin açıdır. Daha sonra ışık yolu eğriliği negatif değerler kazanmaya başlar. Bu durum en büyük güneş yüksekliğinden bir müddet sonraya



Şekil 7.31

dar devam eder. Böyle bir anda k , negatif, ölçülen düşey açı ise kesin açıdan daha büyüktür. $\Delta\beta$ refraksiyon açısının negatif işaretli olması sebebiyle kesin açı

$$z = z' - \Delta\beta$$

7.5

bağıntısı ile bulunabilir (Şekil 7.31). Daha sonra negatif refraksiyon katsayısı büyüyerek sıfır değerini alır. Bu durum ilk sıfır noktası ile en büyük negatif değeri kazandığı saate göre simetrik bir saatte meydana gelmektedir. Büyüme devam ederek, akşam saatlerinde, sabah saatlerindeki değerine yaklaşır. Bütün hedeflerin her ölçü takımına ait refraksiyon katsayıları ile bunların her saate ait aritmetik ortalamalarından bulunan ortalama değerleri, fourier serisinin ilk dört terimine göre en küçük kareler metodu ile dengelenmiş ve katsayılar Tablo 7.2'de verilmiştir (Şekil 7.25-7.29). Ancak Şekil 7.17-7.22'den görüldüğü gibi günlük ölçü değerleri ortalama değerlerden önemli ölçüde uzaklaşabilmektedir. Tablo 7.2'de verilen dengeleyici fonksiyondan 0,05 kadarlık sapma

Her saate ait ortalamalardan	A0	A1	A2	A3	A4
k					
Açık havalar					
Bİ	0,2342	0,1166	0,3497	0,0662	0,0774
Yİ	-0,0273	-0,0094	-0,0144	-0,0134	-0,0847
YM	0,1630	0,0038	0,2228	0,0104	0,0204
Kapalı havalar					
Bİ	0,0530	0,0499	0,0937	0,0157	0,0089
Yİ	0,1239	0,0163	0,1577	0,0099	0,0050
YM	0,1496	-0,0183	0,1764	-0,0118	0,0175
k					
Açık havalar					
Bİ	-0,8043	0,2445	2,2952	0,0665	-0,8272
Yİ	-0,8447	0,2398	2,2673	0,0610	-0,8668
YM	-0,8083	0,2457	2,3064	0,0668	-0,8313
Kapalı havalar					
Bİ	0,3566	-0,1634	2,5540	-0,3689	0,0044
Yİ	0,1390	-0,1505	2,1617	-0,2870	-0,1769
YM	0,3585	-0,1641	2,5669	-0,3706	0,0045
Bütün günlere ait ölçülerden					
k					
Açık havalar					
Bİ	0,1080	0,0322	0,1801	-0,0020	0,0359
Yİ	0,0104	0,0062	0,0399	-0,0000	-0,0707
YM	0,1790	0,0137	0,2466	0,0164	0,0253
Kapalı havalar					
Bİ	0,0478	0,0290	0,0912	-0,0016	0,0138
Yİ	0,1853	0,0426	0,2428	0,0248	0,0287
YM	0,2137	-0,0020	0,2752	-0,0022	0,0525
k					
Açık havalar					
Bİ	0,4994	1,0270	4,1357	0,5282	-0,2231
Yİ	0,3096	0,9851	3,8973	0,4839	-0,3710
YM	0,3086	0,9836	3,8895	0,4833	-0,3710
Kapalı havalar					
Bİ	-0,1224	-0,0655	1,6162	-0,3428	-0,3803
Yİ	-0,1271	-0,0675	1,6210	-0,3460	-0,3853
YM	-0,1269	-0,0674	1,6180	-0,3454	-0,3846

Tablo 7.2 : Fourier serisinin ilk dört terimine göre dengelenen ve k değerlerine ait katsayılar.

yükseklik değerinde

$$\partial[\Delta H] = \pm S^2/2R \cdot \partial k$$

bağıntısına uygun olarak $\partial[\Delta H]=\pm 0,03$ m'lik bir değişim ortaya çıkarmaktadır. Bu sebeple Tablo 7.2'de katsayıları verilen

$$k = A0 + A1 \sin t + A2 \cos t + A3 \sin 2t + A4 \cos 2t$$

genel bağıntısı , katsayısının genel günlük değişimini göstermekle beraber, ölçü sırasındaki meteorolojik değişkenlere sıkı sıkıya

bağlı olan katsayı için, her ölçü ortamında geçerli olduğu söylenemez. Ancak, yukarıdaki bağıntı k 'nın sadece değişim karakterini göstermek bakımından değer ifade etmektedir.

Meteorolojik refraksiyon katsayısının günlük değişimi, k refraksiyon katsayısının değişimine benzer olarak bulunmuştur (Şekil 7.1-7.16, 7.23, 7.24, Tablo 7.2). k değerleri de, havanın açık ve kapalı olduğu günlerde farklılık göstermektedir. Ancak mutlak değerler arasında büyük farklılık görülmektedir. Tablo 7.3 ve 7.4 de bütün ölçülerin her saate ait aritmetik ortalamalarından yararlanarak yapılan hesaplama sonuçları verilmiştir. Bir diğer fark k 'nın ve $\Delta\beta$ 'nin sadece sabah ve akşam saatlerinde sıfır değerinden geçmesindedir. Bunun sebebi olarak bağıntılarda, alet yüksekliğinde çok büyük olan $\partial T/\partial H$ [150 cm] değerinin kullanılmasıdır. Bu farklılık ilerideki bölümlerde yeniden ele alınacaktır.

7.2 Yere yakın atmosfer tabakasının yapısı

1. bölümde çıkarılan bağıntılardan görüldüğü gibi ışık yolunu etkileyen ve eğrilmesine sebep olan en önemli etken atmosfer yoğunluğunun yükseklikle değişim göstermesidir. 2.1 bölümünde elde edilen

$$\rho_k = 0,3483 \cdot 10^{-3} (P - 0,378.e) / T \quad \text{gr cm}^{-3}$$

bağıntısı ile belirlenen atmosferin yoğunluk değeri, eğer sabit bir noktada ölçü yapılıyorsa ve gerçek basıncın günlük salınımları ihmal edilirse, sıcaklık ile ters orantılı olarak değişmektedir. *yere yakın tabaka* olarak tariflenen atmosferin bu tabakasında yapılan ölçülerle, sıcaklık ile yükseklik arasında

SAYI	Meteo.			Etilim			Etilim			Meteo.			Etilim			Etilim		
	Δcc	ΔB	cc	cc	ΔB	cc	cc	ΔB	cc	Δcc	Δcc	Δcc	cc	Δcc	cc	cc	Δcc	cc
7	BI	-65,8	+27	-14	-0,4323	-0,4300	+0,182	8	BI	-109,5	+5	-20,5	1	-0,7412	-0,7374	+0,0333		
	YI	-105,0	+22	-11	-0,4326	-0,4329	+0,030	YI	-176,7	+12	-58,1	+3	-0,7418	-0,7424	+0,0495			
	YM	-56,5	+11	-13	-0,4338	-0,4321	+0,086	YM	-96,9	+2	-18,5	0	-0,7417	-0,7410	+0,0479			
8	BI	-212,9	+2	-7	-1,4412	-0,4317	+0,013	9	BI	-179,8	+1	-33,64	2	-1,2170	-1,2106	+0,0663		
	YI	-345,5	+6	-7	-1,4423	-0,4426	+0,026	YI	-290,1	+2	-62,6	-1	-1,2178	-1,2188	+0,0275			
	YM	-188,5	+5	-7	-1,4420	-0,4407	+0,040	YM	-159,2	-3	-30,4	-1	-1,2177	-1,2166	+0,0096			
9	BI	-352,5	+2	-2	-2,3855	-0,4310	+0,015	10	BI	-240,1	-1	-44,9	1	-1,6246	-1,6161	+0,0266		
	YI	-568,6	+3	-2	-2,3871	-0,4371	+0,014	YI	-407,2	-1	-83,6	1	-1,6257	-1,6251	+0,0231			
	YM	-311,9	-1	-5	-2,3846	-0,4006	-0,006	YM	-212,5	-1	-40,6	-2	-1,6255	-1,6240	+0,0219			
10	BI	-461,9	-1	0	-2,1258	-0,4095	-0,007	11	BI	-289,2	-2	-54,1	-2	-1,9271	-1,9459	-0,0129		
	YI	-745,0	-10	0	-2,1280	-0,4106	-0,045	YI	-466,5	-3	-100,7	-2	-1,9285	-1,9601	-0,0135			
	YM	-408,8	-5	3	-2,1276	-0,4247	-0,036	YM	-256,0	-2	-48,9	-1	-1,9282	-1,9505	+0,0173			
11	BI	-549,4	-4	0	-2,1276	-0,4247	-0,027	12	BI	-325,7	-6	-60,9	0	-2,2842	-2,1927	+0,0409		
	YI	-886,1	-22	-3	-2,2021	-0,4233	-0,093	YI	-525,4	-11	-113,4	+1	-2,2857	-2,2075	+0,0472			
	YM	-486,2	-5	-3	-2,1198	-0,4164	-0,036	YM	-288,5	-10	-53,1	-1	-2,2054	-2,2039	+0,0495			
12	BI	-572,2	-6	1	-2,0722	-0,4292	-0,041	13	BI	-339,6	-4	-61,5	+1	-2,2983	-2,1866	+0,0274		
	YI	-922,3	-23	1	-2,0725	-0,4292	-0,098	YI	-567,8	-6	-131,5	+1	-2,2980	-2,1890	+0,0271			
	YM	-507,4	-3	3	-2,0814	-0,4279	-0,021	YM	-300,6	-8	-57,4	+3	-2,2997	-2,2996	+0,0216			
13	BI	-555,1	-8	0	-2,2267	-0,4271	-0,061	14	BI	-301,0	-4	-56,1	+2	-2,0168	-2,0252	-0,0274		
	YI	-895,4	-17	0	-2,2281	-0,4285	-0,072	YI	-485,5	+2	-104,6	-2	-2,0182	-2,0390	+0,0075			
	YM	-493,3	-5	4	-2,2288	-0,4254	-0,036	YM	-266,4	+1	-50,9	+2	-2,0180	-2,0381	+0,0402			
14	BI	-508,4	-4	3	-1,6408	-0,4219	-0,027	15	BI	-261,9	-7	-49,0	-1	-1,7227	-1,7654	-0,0476		
	YI	-820,1	-18	-1	-1,6437	-0,4461	-0,077	YI	-422,5	+0	-91,2	0	-1,7259	-1,7759	+0,0033			
	YM	-450,0	-4	5	-1,6428	-0,4397	-0,029	YM	-231,8	+0	-44,3	0	-1,7272	-1,7271	+0,0136			
15	BI	-370,8	-5	3	-2,4960	-0,434	-0,034	16	BI	-159,9	-5	-29,9	+1	-1,0827	-1,0770	-0,0341		
	YI	-598,0	-18	-1	-2,5109	-0,4310	-0,022	YI	-248,1	+3	-57,7	+2	-1,0834	-1,0839	+0,0369			
	YM	-328,2	+2	3	-2,5106	-0,4303	+0,017	YM	-141,6	+9	-27,0	+2	-1,0833	-1,0823	+0,0555			
16	BI	-251,4	+1	6	-1,7012	-0,4323	+0,006	17	BI	-48,9	0	-9,1	+3	-0,3507	-0,3280	-0,0004		
	YI	-405,5	+3	3	-1,7024	-0,4306	+0,012	YI	-78,8	+6	-17,0	+2	-0,3310	-0,3683	+0,0083			
	YM	-222,5	+7	6	-1,7021	-0,4306	+0,055	YM	-43,3	+8	-8,3	+2	-0,3509	-0,3506	+0,0715			
17	BI	-122,9	-2	6	-0,8322	-0,4278	-0,014	18	BI	+75,8	-2	+18,2	+4	+0,5126	+0,5100	-0,0129		
	YI	-196,3	+12	-2	-0,8328	-0,4315	+0,050	YI	+122,2	+25	+28,4	+5	+0,5130	+0,5104	+0,0101			
	YM	-108,8	+11	3	-0,8327	-0,4319	+0,086	YM	+67,0	+27	+11,8	+3	+0,5129	+0,5125	+0,1626			
18	BI	-33,6	+5	0	-0,2274	-0,2282	+0,033	19	BI	-33,6	+5	-6,3	0	-0,2274	-0,2282	+0,033		
	YI	-54,2	+20	-1	-0,2275	-0,2277	+0,085	YI	-29,7	+18	-11,7	-1	-0,2275	-0,2277	+0,085			
	YM	-29,7	+8	-9	-0,2275	-0,2275	+0,140	YM	-29,7	+8	-11,7	-1	-0,2275	-0,2275	+0,140			
19	BI	+31,6	+17	3	+0,2140	+0,2142	+0,114	20	BI	+31,6	+17	+3,9	-3	+0,2140	+0,2142	+0,114		
	YI	+51,0	+2	4	+0,2141	+0,2141	+0,150	YI	+51,0	+2	+3,9	-3	+0,2141	+0,2141	+0,150			
	YM	+27,3	+25	4	+0,2141	+0,2139	+0,193	YM	+27,3	+25	+3,9	-3	+0,2141	+0,2139	+0,193			

Tablo 7.4

Tablo 7.3

$$T = T_0 \cdot H^B$$

gibi bir bağıntının varlığı daha önce gösterilmiştir. Burada, B üssü gündüz saatlerinde negatif işarete sahiptir (Bölüm 6.2). Bu, gündüz saatlerinde sıcaklığın yükseklikle azaldığını göstermektedir. Gündüz belli bir saatte, yer yakınındaki sıcaklık düşey değişimi ele alınıp, yoğunluk bağıntısında kullanıldığında, en alt tabakadaki yoğunluğun inceleme yüksekliği ile birlikte arttığı görülmektedir. Tablo 7.5'de havanın açık ve kapalı olduğu günlere ait sabah, öğle ve akşam saatlerindeki sıcaklık düşey değişimi, $P=1000 \text{ mb}$, $e=25 \text{ mb}$ ve $\partial P/\partial H=-0,115 \text{ mb/m}$ değerleri kul-

YERDEN OLAN YÜKSEKLİK m	$\rho_k = 10^{-8}$					
	AÇIK HAVALAR			KAPALI HAVALAR		
	7	12	18	7	12	17
0,01	116691	113785	116585	117246	115657	116914
1	116992	115975	116791	117372	116774	117136
2	117025	116261	116810	117379	116910	117145
3	117039	116418	116815	117377	116998	117150
4	117044	116525	116814	117372	117050	117150
5	117046	116603	116812	117365	117087	117144
100	115949	116464	115659	116157	116436	115992
125	115622	116202	115329	115823	116140	115662
150	115294	115924	114998	115487	115836	115330
175	114954	115636	114666	115151	115525	114997
200	114632	115341	114333	114814	115210	114663

Tablo 7.5

lanılarak bulunan sonuçları göstermektedir. Görüldüğü gibi yoğunluğun yükseklikle artması, ayrıca güneş yüksekliğine bağlı olarak da farklılaşmaktadır. Bu sonuç, atmosfer yoğunluğunun yükseklikle azalması genelleştirmesine uymamaktadır. Genel tabakalanmaya uyan bir kabul ile çıkarılantemel bağıntılar, bu özel atmosfer tabakasında değerlendirildiğinde ters işaretli olarak sonuç vermektedirler. Bu ters tabakalanma belli bir yüksekliğe kadar devam eder. Bu yükseklikten sonra, sıcaklık düşey değişiminin hemen hemen düşey doğrultuya yakın bir eğimle lineer bir değişime yaklaşması ve basıncın yükseklikle değişim değerinin etkili olmaya başlaması sebebiyle yoğunluk farklılaşması, genel tabakalanmaya (yani yükseklikle azalma göstermesi) uyan bir şekilde meydana gelir (Tablo 7.5).

Yukarıda konu edilen ters tabakalanmanın eriştiği yükseklik, genellikle güneş doğuşundan bir müddet sonra sıfırdan başlayarak artar. En büyük değerine, en büyük güneş yüksekliğinden bir müddet sonra varır. Daha sonra azalmaya başlayarak akşam saatlerinde, güneş batımından bir müddet önce sıfır değerini alır. Bu yükseklik değeri şüphesiz sıcaklık düşey değişim değerine bağlıdır. Bu sebeple havanın açık ve kapalı olduğu günlerde farklı olduğu gibi mevsimlik farklılaşma da gösterirler ([24], s.21). Kararsız tabaka olarak tarif edilecek olan bu tabakanın yüksekliği, ışık yolunun yer eğrilğine ters yönde eğrilmesine sebep olur. Yere yaklaştıkça yoğunluğun ters tabakalanma derecesi büyüdüğünden, negatif işarete sahip ışık yolu eğrilğininin mutlak değeri de yere yaklaştıkça büyür (Şekil 7.32 - 7.34).

7.3 Işık yolunun atmosferin çeşitli tabakalarında eğrilmesi

Bölüm 6.2'de açıklanan sıcaklık bağıntıları ve katsayıları, elde edilen dengeleyici fonksiyonlardan alınarak (4.22), (4.23) ve (4.25) bağıntılarında, buhar basıncı ve buhar basıncı düşey değişimi ihmal edilerek elde edilen yeni şekilleri, çeşitli yükseklikler için değerlendirilmiştir. Ancak burada, uygulama yükseklikleri kullanılarak bulunan $\partial T/\partial H$ bağıntısının, daha üst tabakalar için de geçerli ve toplam basıncın yükseklikle değişim değerinin yaklaşık - 0,115 mb/m olduğu kabulü yapılmıştır. Böylece bağıntılar, H metre olarak yerden olan yükseklik, T_0 ve B katsayılar olmak üzere yeni şekillerini almışlardır. Örnek olarak meteorolojik refraksiyon katsayısı

$$\kappa = \frac{502,128 (P - 0,115.H) \sin z'}{[273,16 + T_0 (100.H)^B]} \cdot [0,0342 + 100.B.T_0(100H)^{B-1}] \cdot [\sin z' - \tan \gamma \cdot \cos z' \cdot \cos(\alpha - \alpha_1)] \quad 7.3$$

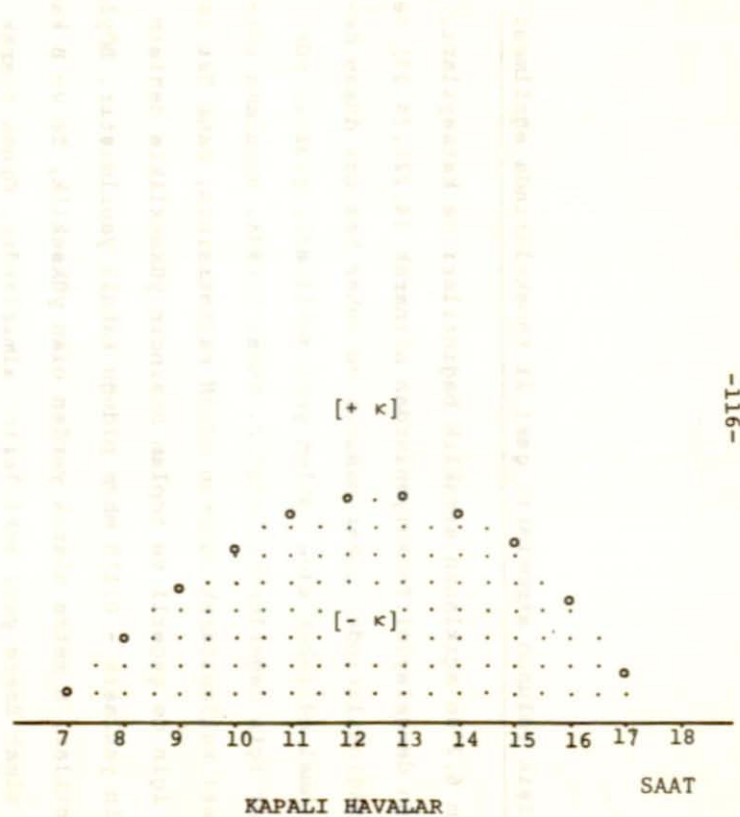
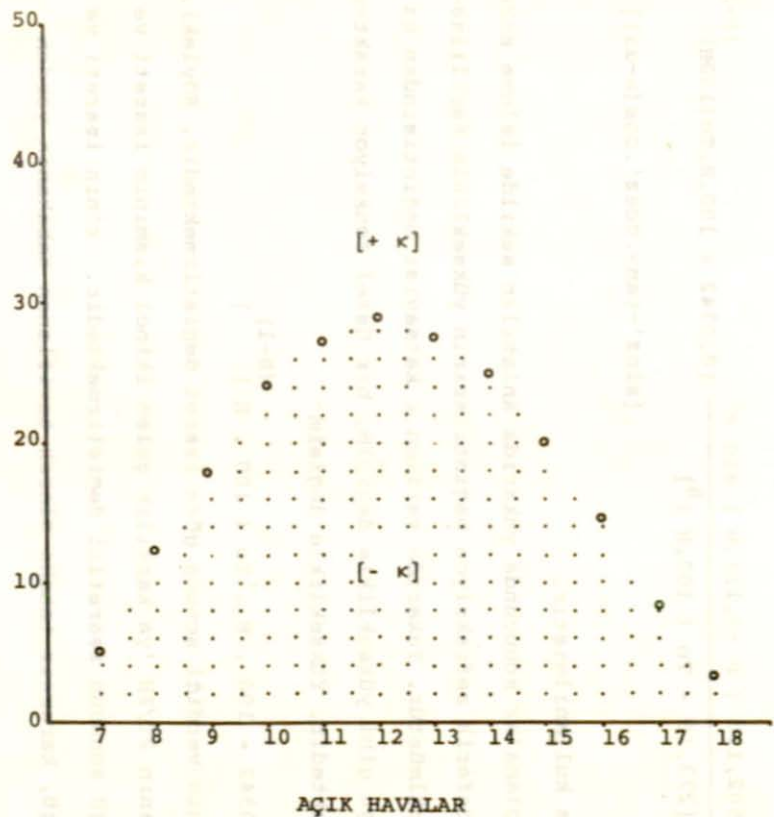
şeklinde kullanılmıştır.

Hesaplamalar sonucunda yukarıda anlatılan şekilde işleme sokulan atmosferik refraksiyon bağıntılarının yükseklikle farklılaştığı görülmüştür. Yukarıda verilen κ katsayısı bağıntısından da görüldüğü gibi yükseklikle değişim, bir üstel fonksiyon karakteri göstermektedir. Yükseklikle değişim

$$[0,0342 + 100 . B . T_0 (100 . H)^{B-1}]$$

çarpanının verdiği sonuca göre işaret değiştirmektedir. Şöyleki, bu çarpanın $\partial T/\partial H$ 'ya karşılık gelen ikinci kısmının işareti ve büyüklüğü sonucun işaretini değiştirmektedir. κ 'nın işareti ve büyüklüğü, kararsız tabaka olarak tariflenen tabakanın yerden

YÜKSEKLİK [m]

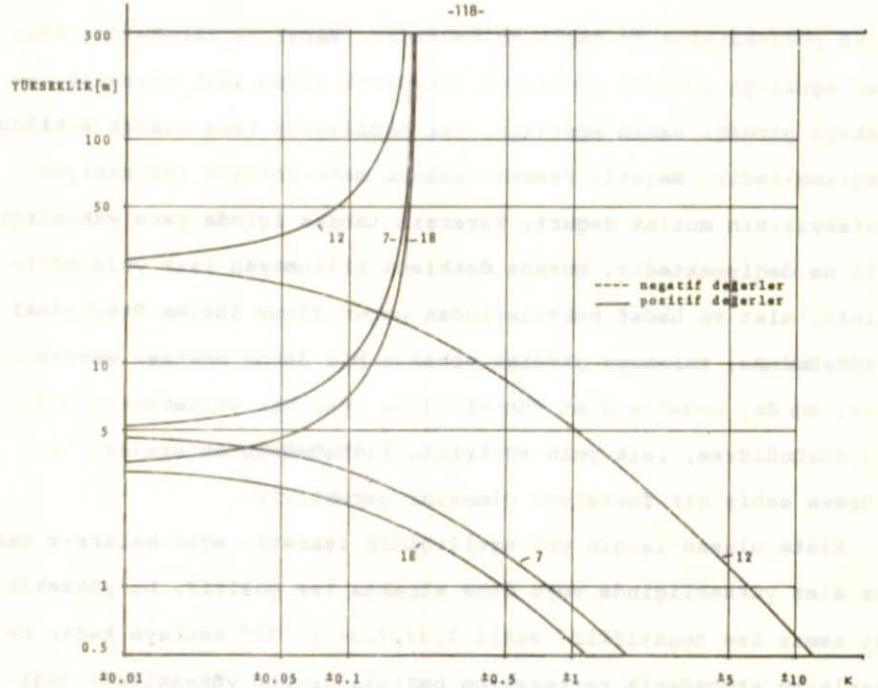


Şekil 7.32 : Kararsız tabakanın çeşitli gün ve saatlerdeki yükseklikleri.

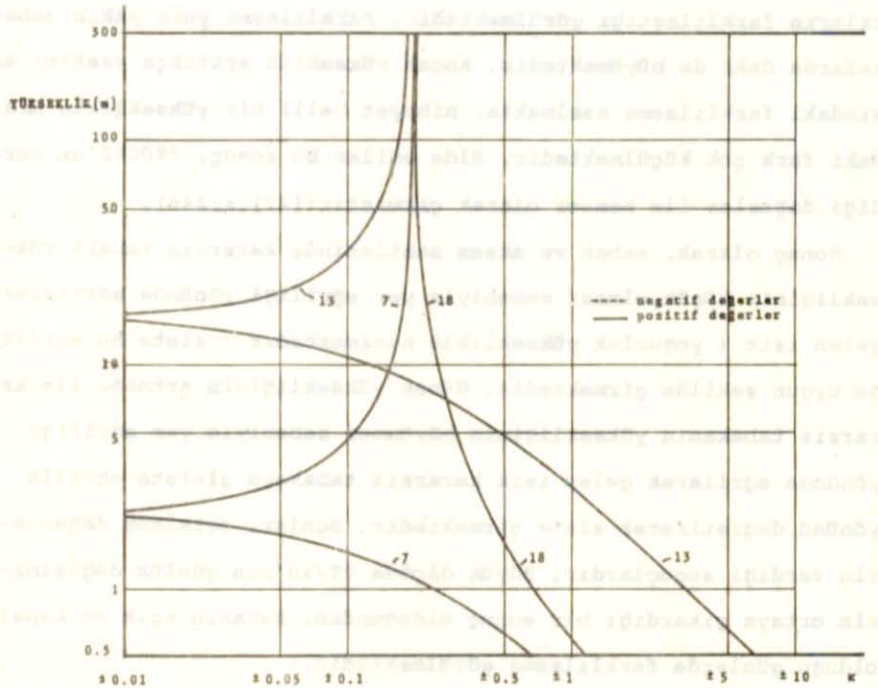
olan yüksekliğine de bağlı kalmaktadır. Kararsız tabaka dışından yer eğriliği yönünde eğrilmeye uğrayarak gelen ışık kararsız tabakaya girdiği zaman eğriliği, yer eğriliğine ters olacak şekilde değişmektedir. Negatif işaret kazanan meteorolojik refraksiyon katsayısının mutlak değeri, kararsız tabaka içinde yere yakınlığı ile de değişmektedir. Burada denklemi bilinmeyen ışık yolu eğrisinin, alet ve hedef noktalarından geçen düsey düzlem üzerindeki izdüşümünde, tabakaya girdiği noktada bir dönüm noktası vermektedir. Bu da, hedefin alet yüksekliğine uyan bir yükseklikte olduğu düşünülürse, ışık yolu eğrisinin izdüşümünün en azından 4. türeve sahip bir fonksiyon olmasını gerektirir.

Alete ulaşan ışığın yol eğriliğinin işareti, eğer kararsız tabaka alet yüksekliğinde veya daha alçakta ise pozitif, bu yüksekliği aşmış ise negatiftir (Şekil 7.33,7.34). 300 metreye kadar hesaplanan atmosferik refraksiyon bağıntılarının yükseklikle değişim değerleri incelendiğinde, günün çeşitli saatlerinde bu bağıntıların farklılaştığı görülmektedir. Farklılaşma yere yakın tabakalarda daha da büyümektedir. Ancak yükseklik arttıkça saatler arasındaki farklılaşma azalmakta, nihayet belli bir yükseklikte arasındaki fark çok küçülmektedir. Elde edilen bu sonuç, BRÖCKS'un verdiği değerler ile benzer olarak çıkmıştır ([47],s.246).

Sonuç olarak, sabah ve akşam saatlerinde kararsız tabaka yüksekliğinin küçük olması sebebiyle yer eğriliği yönünde eğrilerek gelen ışık (yoğunluk yükseklikle azalmaktadır) alete bu eğriliğe uygun şekilde girmektedir. Güneş yüksekliğinin artması ile kararsız tabakanın yüksekliğinin büyümesi sebebiyle, yer eğriliği yönünde eğrilerek gelen ışık kararsız tabakaya girişte eğrilik yönünü değiştirerek alete girmektedir. Bunlar, ortalama değerlerin verdiği sonuçlardır. Büyük ölçüde $\partial T/\partial H$ 'nin günlük değişiminin ortaya çıkardığı bir sonuç olduğundan, havanın açık ve kapalı olduğu günlerde farklılaşma görülmektedir.



Şekil 7.33 : Meteorolojik refraksiyon katsayısının, havanın açık olduğu günlerin çeşitli saatlerinde yükseklikle değişimi.



Şekil 7.34 : Meteorolojik refraksiyon katsayısının, havanın kapalı olduğu günlerin çeşitli saatlerinde yükseklikle değişimi.

7.4 κ meteorolojik refraksiyon katsayısı ile k refraksiyon katsayısı arasındaki bağıntılar

Gözlem noktasının yerden 150 cm yüksekte olduğu dikkate alınır-
sa, bu yükseklikte yapılan açı ve meteorolojik bilinmeyenlerin ölç-
çüleri kullanılarak elde edilen k ve κ katsayıları bağıntıla-
rının verdiği sonuçların benzer çıkması gerekir. Çünkü, her iki
katsayıda bazı kabuller dışında aynı temelden hareket edilerek el-
de edilmiştir.

Eğer, düşey açı değerlerinin günlük sistematik bir değişim gös-
termesine sebep olan etken sadece ışığın alete girişteki eğriliği
ise, alet noktasında ışığın eğrilmesine sebep olan değişkenlerle
bulunan κ ile ölçülen düşey açı ve yükseklik farkları kullanı-
larak bulunan k arasında en azından fonksiyonel bir bağıntı
gösterilebilmelidir. Aralarındaki fonksiyonel bağıntının göste-
rilmesini güçleştiren etken muhakkak ki her iki refraksiyon kat-
sayısı bağıntısında kullanılan değişkenlerin ölçme hassasiyetle-
ridir.

Meteorolojik refraksiyon bağıntılarının ortalama hataları (4.22)
ve (4.25) bağıntılarında hata yayılma kanununu uygulayarak ve
 $T=305^{\circ}\text{K}$, $P=1010$ mb, $e=25$ mb, $\partial T/\partial H=-1^{\circ}\text{C}/\text{m}$, $\partial e/\partial H=-0,5$ mb/m, $S=5000\text{m}$ ve
 $z=1009$ maksimum değerleri ile $m(T)=0,2^{\circ}\text{C}$, $m(P)=0,5$ mb, $m(e)=0,1$ mb,
 $m(\partial T/\partial H)=0,02^{\circ}\text{C}/\text{m}$, $m(\partial e/\partial H)=0,07$ mb/m, $m(S)=0,1$ m ve $m(z)=5^{\circ}\text{C}$ ortala-
ma hatalarının kullanılması sonucunda

$$m_{\kappa}^2 = [0,21 m(z)]^2 + [0,04 m(T)]^2 + [5,43 m(\partial T/\partial H)]^2 + [0,01 m(P)]^2 \\ + [0,24 m(\partial e/\partial H)]^2$$

hata bağıntısından

$$m_{\kappa} = \pm 0,11$$

$$m_{\Delta\beta}^2 = [-0,26 m(S)]^2 + [0,31 m(T)]^2 + [-993,10 m(z)]^2 + [-0,31 m(P)]^2 \\ + [1311,54 m(\partial T/\partial H)]^2 + [0,19 m(e)]^2 + [57,83 m(\partial e/\partial H)]^2$$

hata bağıntısından

$$m_{\Delta\beta}^2 = \pm 26^{cc}$$

olarak bulunur. Gözlemlendiği gibi karesel ortalama hatayı yaklaşık olarak tek başına $\partial T/\partial H$ ortaya çıkarmaktadır. k refraksiyon katsayısının ortalama hatası (7.2) bağıntısından $S=5000$ m, $\Delta H=200$ m ve $z=100^g$ maksimum değerleri ile $m(S)=\pm 0,02$ m, $m(z)=\pm 5^{cc}$ ve $m(\Delta H)=\pm 0,02$ m ortalama hatalarının kullanılması sonucu

$$m_k = \pm 0,005$$

olarak bulunmuştur. Her iki katsayının ortalama hataları farklıdır.

Her hedef ve hava şartı için ortalama değerlerden, her iki refraksiyon katsayısı arasında fonksiyonel bir bağıntı aranmıştır. A-ralarında Tablo 7.6 da katsayıları ve karesel ortalama hataları verilen

$$k = a + b \cdot \kappa \quad 7.9$$

şeklinde bir lineer bağıntı olduğu görülmüştür. Katsayıların bulunmasında, her iki ölçü hatalı kabul edilerek

$$k + v_k = a + \tan \phi \cdot (\kappa + v_\kappa)$$

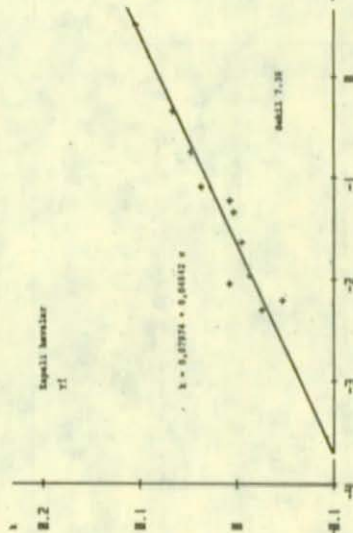
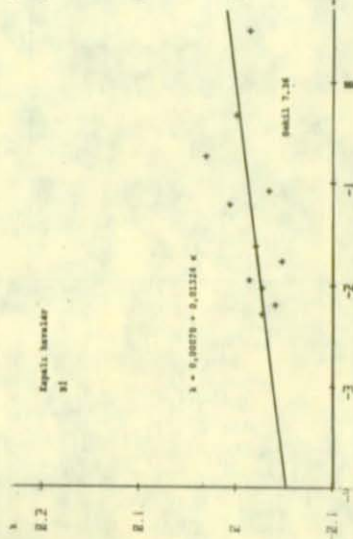
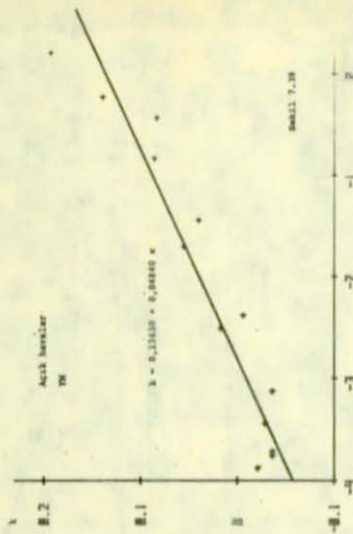
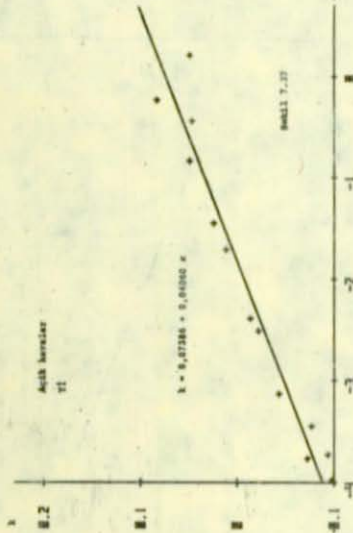
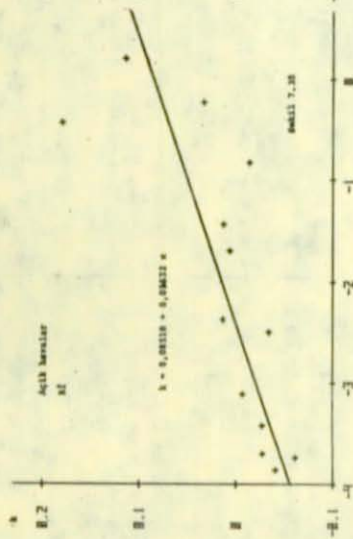
genel dengeleyici fonksiyonunda

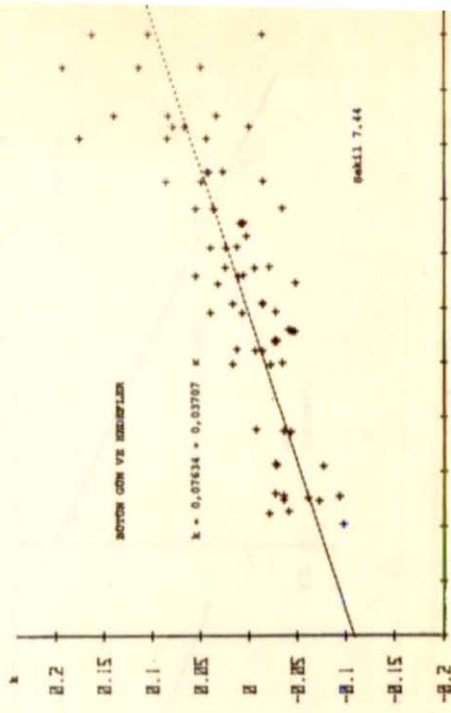
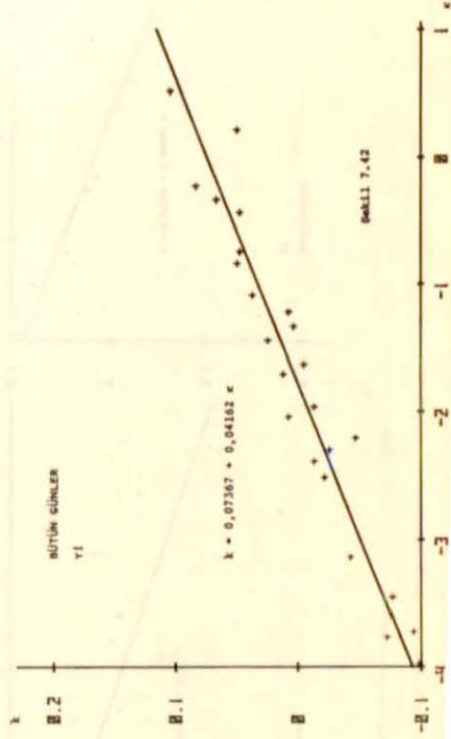
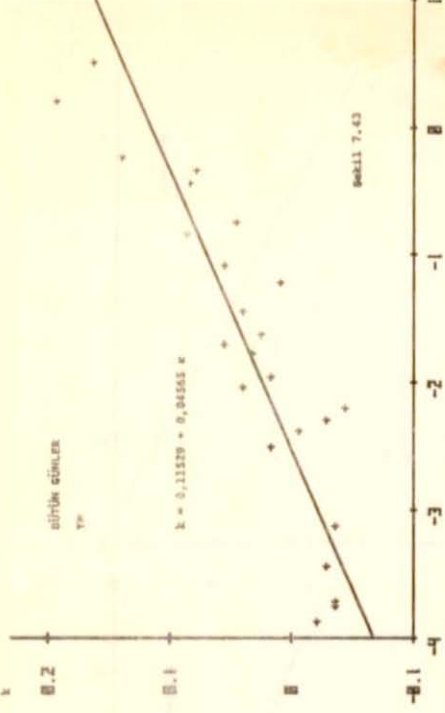
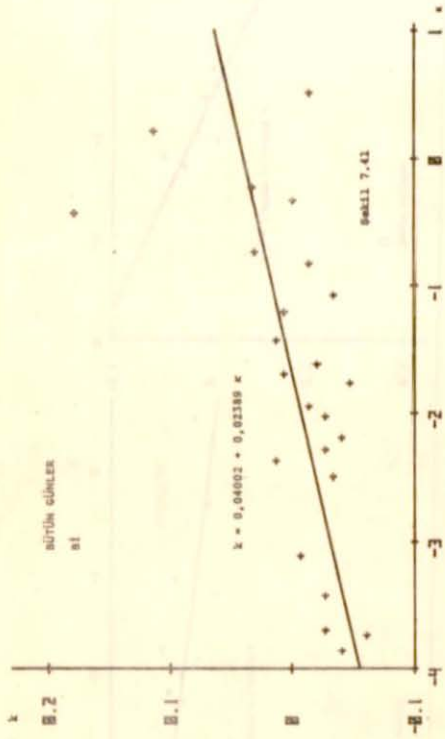
$$v_k = v \cdot \cos \phi, \quad v_\kappa = v \cdot \sin \phi$$

olarak kullanılması ile elde edilen

$$v = a \cdot \cos \phi + \kappa \cdot \sin \phi - k \cdot \cos \phi$$

hata denklemlerinden kurulan normal denklemlere göre a ve ϕ değerleri hesaplanmıştır (Şekil 7.35 - 7.44) ([44], s.289, [45], s.432).





Tablo 7.6 da a , $b = \tan\phi$ ve bir ölçünün karesel ortalama hatası ile bu hatanın $m_{\Delta H} = \pm S^2/2r \cdot m_k$ bağıntısına göre yükseklik farkında ortaya çıkardığı ortalama hata gösterilmiştir. Görüldüğü gibi her hedef için katsayılar farklı çıkmıştır. Bu katsayılar ve $m_k = \pm 0,11$ ortalama hatası dikkate alınarak yapılan hesaplamada k katsayısının ortalama hatası olarak

	A.H.	K.H.	Bütün günler
Bİ	$\pm 0,004$	$\pm 0,001$	$\pm 0,003$
Yİ	$\pm 0,004$	$\pm 0,005$	$\pm 0,005$
YM	$\pm 0,005$	$\pm 0,006$	$\pm 0,005$
Bütün gün ve hedefler			$\pm 0,004$

değerleri elde edilmiştir. Bu değerler, yukarıda 7.2 bağıntısından hesaplanan m_k değerine çok yakındır.

	AÇIK HAVALAR		$\pm m(k)$	KAPALI HAVALAR		$\pm m(k)$	BÜTÜN GÜNLER		$\pm m(k)$
	a	b	$\pm m(\Delta H)_m$	a	b	$\pm m(\Delta H)_m$	a	b	$\pm m(\Delta H)_m$
Bİ	0,0851	0,0353	0,043 0,030	0,0007	0,0132	0,020 0,010	0,0400	0,0239	0,044 0,020
Yİ	0,0739	0,0406	0,014 0,020	0,0797	0,0484	0,013 0,020	0,0737	0,0416	0,014 0,020
YM	0,1363	0,0484	0,024 0,010	0,1111	0,0560	0,024 0,010	0,1153	0,0457	0,029 0,020
BÜTÜN GÜN VE HEDEFLER							0,0763	0,0371	0,030 0,060

Tablo 7.6

Düsey açı ölçüsünün ortalama hatasını $m_z = \pm 5^{cc}$ olarak alırsak $S=5000$ m ve $z=100^g$ için, k 'nin ortalama hatası

$$m_k = \pm 2r/S \cdot 1/\sin^2 z \cdot m_z = \pm 0,02$$

olmaktadır. $m_z = \pm 10^{cc}$ olması hatayı $m_k = \pm 0,04$ olarak iki katına çı-

karmaktadır. Diğer taraftan açı ölçüsü ortalama hatası trigonometrik yükseklik ölçüsünde

$$m_{\Delta H} = \pm S / \sin^2 z \cdot m_z$$

bağıntısına göre

$$m_z = \pm 5^{CC} \quad \text{için} \quad m = \pm 0,04 \text{ m}$$

$$m_z = \pm 10^{CC} \quad \text{için} \quad m = \pm 0,08 \text{ m}$$

olan hataları ortaya çıkarmaktadır. Buradan, k refraksiyon katsayısı hassasiyetinin uzunluk ve yer eğrilik yarıçapı ortalama hataları işleme katılmadan trigonometrik yükseklik ölçüsü bağıntısında düşey açı ölçü hassasiyetine bağlı olduğu görülmektedir. (7.1) bağıntısının bütün değişkenlere göre ortalama hatası hesaplanırsa $m(S) = \pm 0,02 \text{ m}$, $m(z) = \pm 5^{CC}$, $m(k) = \pm 0,03$, $S = 5000 \text{ m}$, $z = 99^\circ$, $R = 6370 \text{ km}$ ve $k = 0,18$

olarak alınması ile

$$m_{\Delta H}^2 = [S/\rho \cdot m(z)]^2 + [S^2/2R \cdot m(k)]^2 + [(1-k) \cdot S/R \cdot m(S)]^2$$

bağıntısından

$$m_{\Delta H} = \pm 0,07 \text{ m}$$

olarak bulunmuştur. (7.1) bağıntısında k katsayısının bir sabit olarak düşünülmesi ile yüksekliğin ortalama hatası yukarıdaki değerler kullanılarak

$$m_{\Delta H} = \pm 0,04 \text{ m}$$

bulunur. Ancak önceki bölümlerde verildiği gibi k katsayısı günlük bir değişim göstermektedir. Havanın açık olduğu günlerde YM ve Yİ hedeflerine saat 7 ve 12 'de ölçülen

Saat : 7	$z(Yİ) = 100^\circ 7230$	$z(YM) = 98^\circ 7554$
Saat : 12	$z(Yİ) = 100^\circ 7273$	$z(YM) = 98^\circ 7584$

değerlerinin çeşitli sabit k değerlerinin kullanılması ile

k	Saat	$\Delta H(YI)$ m	Kesin değer-Hesap m	$\Delta H(YM)$ m	Kesin değer-Hesap m
0,13	7	-52,543	0,081	51,665	-0,034
	12	-52,865	0,403	51,542	0,089
0,08	7	-52,454	-0,008	51,692	-0,061
	12	-52,776	0,314	51,568	0,063
0,00	7	-52,312	-0,150	51,735	0,104
	12	-52,634	0,172	51,612	-0,019

sonuçları bulunmuştur. Görüldüğü gibi sabit bir k değerinin kullanılması sonucunda ortaya çıkan hata genel anlamda $m_{\Delta H} = \pm 0,04$ m nin çok üzerinde çıkmaktadır. Böylece, bir ölçünün karesel ortalama hatası olan bu değer bir anlam taşımadığı görülmektedir. Zira aynı katsayı ile aynı noktalar arasında yapılan sabah ve öğle ölçülerinin verdiği sonuçlar arasında bile 30 cm nin üzerinde farklar çıkmaktadır. Meteorolojik değişkenlerin ölçülmesi ile elde edilen k katsayısından $k = a + b \cdot k$ bağıntısı ile elde edilen k katsayısı muhakkak ki gerçeği herhangi bir şekilde yapılan kabullerle elde edilmiş sabit k katsayısından çok daha iyi ifade edecektir. (7.9) bağıntısından $m_k = \pm 0,11$ ortalama hatası ile $m_k = \pm 0,03$ değeri bulunmaktadır. Bu değer ile bulunan $m_{\Delta H} = \pm 0,07$ m değeri, her ne kadar $m_{\Delta H} = \pm 0,04$ m değerinden daha büyük görünüyorsa da, yukarıda açıklandığı gibi $\pm 0,04$ m değeri gerçek bir ortalama hatayı göstermemektedir.

7.5 Meteorolojik refraksiyon katsayısının uygulamada kullanılır şekle sokulması

Önceki bölümlerde verilen sonuçlara bağlı olarak, meteorolojik refraksiyon bağıntısı uygulamada kullanılır şekle sokulabilir. k katsayısı, etkilerinin küçük olması sebebiyle buhar basıncı ve onun düşey değişimi ihmal edilerek

$$k = 502,128 \cdot P \cdot \sin z' (0,0342 + \partial T/\partial H) / T^2$$

şeklinde kullanılabilir. Bu bağıntıda ölçülmesi gereken bilinmeyenler gerçek basınç, düşey açı, mutlak sıcaklık ve sıcaklık düşey değişimidir. Alet yakınındaki iki noktada ölçülen sıcaklıkların (6.8), (6.9), (6.2) ve (6.6) bağıntılarına göre B ve To hesaplanabilir. B ve To 'ın kullanılması ile alet yüksekliğindeki mutlak sıcaklık

$$T = To \cdot \frac{B}{H}$$

$$T_{mut.} = 273,16 + T$$

bağıntılarından bulunabilir. Aynı katsayılar kullanılarak

$$(B-1)$$

$$\partial T/\partial H = 100 \cdot B \cdot To \cdot H$$

bağıntısı ile sıcaklık düşey değişimi elde edilebilir. Burada H alet yüksekliği cm olarak alınmalıdır. Geriye basınç ve düşey açının ölçülmesi kalmaktadır. k ve k arasındaki genel bağıntıyı yukarıdaki eşitlikleri kullanarak yazarsak

$$k = a + \frac{502,128 \cdot b \cdot P \cdot \sin z' (0,0342 + 100 \cdot B \cdot To \cdot H^{(B-1)})}{(273,16 + To \cdot H^B)^2} \quad 7.10$$

şeklinde sonuç bağıntısı elde edilir. Bu bağıntıdaki

$$c = 502,128 \cdot b (0,0342 + 100 \cdot B \cdot To \cdot H^{(B-1)}) / (273,16 + To \cdot H^B)^2 \quad 7.11$$

kısmı, B, To ve sabitlerden meydana gelmektedir. B ve To ise iki noktada ölçülen sıcaklıklara bağlıdır. H1 ve H2 yüksekliklerinde ölçülen T1 ve T2 sıcaklıkları arasındaki fark, yükseklikler belli bir değerde tutulursa (H1:50 cm, H2:250cm gibi) genel olarak 3°C yi geçmez. Bu durum ve ölçme hassasiyeti dikkate a-

linarak (7.11) bağıntısı için T1 ve T2'nin değişik değerlerine göre tablolar hazırlanabilir. Bu tablolardan alınan c değeri

$$k = a + c \cdot P \cdot \sin z' \quad 7.12$$

bağıntısında kullanılması pratik bir çözüm olarak ortaya çıkar. Bu bağıntı JORDAN trigonometrik yükseklik ölçüsü formülünde kullanılırsa

$$\Delta H = [1 + (H_{P1} + H_{P2}) / 2R] S \cdot \cot z' + (1 - a + c \cdot P \cdot \sin z') \cdot S^2 / 2R \quad 7.13$$

olarak yeni şekli elde edilebilir. Tablo 7.7'de $C = c \cdot 10^4$ değeri ve $b = 0,0371$ olarak kullanılması ile, $0,2^\circ$ lik aralıklara göre hesaplanmıştır. Ölçülerle elde edilen dengeleyici fonksiyon değerlerine göre (7.12)'nin yeni şekli, C'nin tablo 7.7'den alınması ile

$$k = 0,0763 + C \cdot P \cdot \sin z' / 10^4$$

olur.

T [250]	T[50]	C	B	T [150]	To	$\partial T/\partial H$
20,00	20,00	0,07407	0,00000	20,00	20,00	0,00000
	20,20	-0,10499	-0,00618	20,06	20,69	-0,08269
	20,40	-0,28324	-0,01230	20,13	21,41	-0,16509
	20,60	-0,46070	-0,01837	20,19	22,13	-0,24719
	20,80	-0,63739	-0,02437	20,25	22,88	-0,32899
	21,00	-0,81329	-0,03032	20,31	23,64	-0,41051
	21,20	-0,98844	-0,03620	20,37	24,43	-0,49174
	21,40	-1,16282	-0,04204	20,43	25,23	-0,57268
	21,60	-1,33646	-0,04782	20,49	26,04	-0,65335
	21,80	-1,50937	-0,05355	20,55	26,88	-0,73373
	22,00	-1,68154	-0,05922	20,61	27,74	-0,81384
	20,20	20,20	0,07397	0,00000	20,20	20,20
20,40		-0,10485	-0,00612	20,26	20,89	-0,08270
20,60		-0,28287	-0,01218	20,33	21,61	-0,16509
20,80		-0,46011	-0,01819	20,39	22,33	-0,24720
21,00		-0,63657	-0,02413	20,45	23,08	-0,32902
21,20		-0,81226	-0,03002	20,51	23,84	-0,41054
21,40		-0,98720	-0,03586	20,57	24,62	-0,49179
21,60		-1,16139	-0,04164	20,63	25,42	-0,57275
21,80		-1,33484	-0,04736	20,69	26,24	-0,65344
22,00		-1,50756	-0,05304	20,75	27,07	-0,73385
22,20		-1,67955	-0,05866	20,81	27,93	-0,81398
25,00		25,00	0,07161	0,00000	25,00	25,00
	25,20	-0,10156	-0,00495	25,06	25,69	-0,08272
	25,40	-0,27407	-0,00986	25,13	26,40	-0,16521
	25,60	-0,44595	-0,01474	25,19	27,12	-0,24745
	25,80	-0,61719	-0,01957	25,25	27,85	-0,32946
	26,00	-0,78780	-0,02437	25,31	28,60	-0,41124
	26,20	-0,95778	-0,02913	25,37	29,36	-0,49279
	26,40	-1,12715	-0,03386	25,44	30,14	-0,57410
	26,60	-1,29591	-0,03854	25,50	30,93	-0,65519
	26,80	-1,46406	-0,04320	25,56	31,73	-0,73605
	27,00	-1,63160	-0,04782	25,62	32,55	-0,81668
	25,20	25,20	0,07151	0,00000	25,20	25,20
25,40		-0,10142	-0,00491	25,26	25,89	-0,08272
25,60		-0,27371	-0,00979	25,33	26,60	-0,16521
25,80		-0,44537	-0,01462	25,39	27,32	-0,24746
26,00		-0,61639	-0,01942	25,45	28,05	-0,32948
26,20		-0,78679	-0,02418	25,51	28,80	-0,41126
26,40		-0,95657	-0,02890	25,57	29,56	-0,49282
26,60		-1,12574	-0,03359	25,64	30,34	-0,57415
26,80		-1,29429	-0,03825	25,70	31,13	-0,65525
27,00		-1,46225	-0,04287	25,76	31,93	-0,73612
27,20		-1,62961	-0,04745	25,82	32,75	-0,81677

Tablo 7.7 : H1 = 50 cm, H2 = 250 cm alınarak, bu yüksekliklerde ölçülebilecek sıcaklıklara uyan tablo örneği. Bu tablonun hazırlanmasında alet yüksekliği 150 cm olarak alınmış ve buna karşı gelen $\partial T/\partial H$ değerleride tabloda gösterilmiştir.

8. SONUÇ

Çalışmada, atmosferik refraksiyonun düşey açı ölçülerine olan etkisi, ışığın ölçü aleti yakını atmosfer tabakalarında izlediği yol dikkate alınarak incelenmiştir.

Bu incelemede, bilinen *Jordan* trigonometrik yükseklik ölçüsü bağıntısındaki k refraksiyon katsayısı ile, tamamen ölçü aleti yakını atmosfer tabakasında ölçülen meteorolojik değişkenlere dayanılarak elde edilen κ meteorolojik refraksiyon katsayısı birbirlerinden bağımsız olarak değerlendirilmiştir.

Meteorolojik refraksiyon katsayısı bağıntısında geçen $\partial T / \partial H$ sıcaklık düşey değişimi değerini elde edebilmek amacıyla beş ayrı yükseklikte, geliştirilen bir elektronik termometre ile sıcaklıklar ölçülmüştür. Bu sıcaklıkların değerlendirilmesi sonucunda, sıcaklık ile yükseklik arasında

$$T = T_0 \cdot H^B$$

gibi bir fonksiyonel bir ilişkinin varlığı gösterilmiştir. Bu bağıntıdaki T_0 ve B katsayılarının günlük bir periyodik değişim gösteren değerler oldukları görülmüş, bunlara ait genel dengeleyici fonksiyonlar ve uygulamalarda ne şekilde elde edilebilecekleri çalışma içinde verilmiştir.

k refraksiyon katsayısının kesinlikle sabit bir değerden uzak ve genel olarak t , gece yarısından olan saat olmak üzere

$$k = a + b \cdot \sin (t + \phi) + c \cdot \sin (2t + \psi)$$

gibi bir fonksiyona uygun olarak günlük değişim gösterdiği ortaya konmuştur.

k refraksiyon katsayısının gündüz saatleri boyunca iki defa işaret değiştirdiği ve bunun sebepleri çalışma içinde açıklanmıştır. Buna göre, genel dengeleyici fonksiyon değerlerinden gündüz yapılacak olan düşey aı ölçülerinin, atmosferik refraksiyondan en az etkileneceği zaman olarak

Havanın açık olduğu günlerde 9 - 10 , 14 - 15

Havanın kapalı olduğu günlerde 10 - 11 , 13 - 14

saatleri olduğu görülmüştür.

Meteorolojik refraksiyon katsayısının, k refraksiyon katsayısına benzer günlük sistematik bir değişim gösterdiği bulunmuş, ancak iki katsayı arasında mutlak değerce farklılıklar olduğu görülmüştür.

Meteorolojik refraksiyon katsayısı, dolayısıyla ışık yolunun l aleti noktasındaki eğriliğinin, l aletinin yerden olan yüksekliğinin arttırılması ile logaritmik olarak azaldığı gösterilmiştir.

İki katsayı arasında bir ilişki aranmış, birbirinden bağımsız olarak yapılan ölçülerin değerlendirilmesi sonucunda aralarında

$$k = a + b \cdot k$$

gibi bir bağıntının olduğu sonucuna varılmıştır.

l değerlerimize uyan katsayılar kullanılarak trigonometrik yükseklik ölçüsünde atmosferik refraksiyonun etkisini gidermek amacı ile l aleti yakınında iki farklı yükseklikte yapılacak sıcaklık ölçüsü ile basınç lsne dayandırılan uygun bir çözüm teklif edilmiştir.

FAYDALANILAN KAYNAKLAR

- [1] BORN,M.,WOLF,E. Principles of Optics, 4.edition, Pergamon Press,1970
- [2] RINNER,K. Über die Reduction grosser elektronisch gemessener Entfernungen,ZfV, 1952/2
- [3] IUGG XVI General Assembly,Grenoble,1975, Comptes Rendus,IUGG Publications Office
- [4] ÖZEMRE,A.Y. Fizikte matematik temeller,İTÜ y.,1971
- [5] ÖZBENLİ,E. Jeodezi ölçmelerinde sistematik refraksiyon etkisi, Trabzon, 1967
- [6] BOMFORD,G. Geodesy,3.edition,1971
- [7] HOPCKE,W. On the curvature of electromagnetic waves and its effect on measurement of distance, Survey Review,no:141,1966
- [8] BARRELL,H.,SEARS,J.E. The refraction and dispersion of air for the visible spectrum, Phil.Trans. Roy.Soc.,A-238,1939
- [9] SAASTAMOINEN,J. On the path curvature of electromagnetic waves, Bulletin Géodesique,no:78, 1965
- [10] HESS,S.L. Introduction to theoretical meteorology, Henry Holt and Company,1959
- [11] IUGG,International Association of Geodesy, XII General Assembly, Berkeley , USA, Bulletin Géodesique, no:70, 1963
- [12] GLASSTONE,S. Thermodynamics for Chemists,12.edit.1963
- [13] HUMPREYS,W.J. Physics of the Air, Dover Publicati.1964
- [14] BANGER,G. Yer yakını atm. ta. atmosferik refraksiyon olarak jeodezik ölçüleri etkileyen sıcaklık,top.basınç ve bu.basıncı düşey değişimleri,KTÜ,Y.B.F.Trabzon,1977
- [15] SUTTON,O.G. Micrometeorology , 1953
- [16] BERRY,F.A.,BOLLAY,E.,BEERS,R.N. Handbook of meteorology,1945
- [17] SMITHSONIAN METEOROLOGICAL TABLES,6.revised edition, Smithsonian Institu., 1951
- [18] JORDAN/EGGERT/KNEISSL Handbuch der Vermessungskunde,band:VI,1966

- [19] MITTER, J. Über die Bestimmbarkeit des mittleren Dampfdruckes eines Mikrowellenstrahles aus Endpunkt messungen, AVN , no:7,1969
- [20] GEIGER, R. The climate near the ground, Harvard University Press, 4. edition, 1973
- [21] LEVALLOIS, J.J. Géodésie Générale, tome:1 , 1969
- [22] PAST, F. Kritischer Vergleich der Refraktions formeln für trigonometrische Höhenmessung und Versuch einer systematischen Ordnung DGK, C/75, München, 1965
- [23] ANGUS-LEPPAN, P.V. A study of refraction in the lower atmosphere, E. Survey Review, no:120-121-122, 1961
- [24] BROCKS, K. Über den taglichen und jährlichen Gang der Höhenabhängigkeit der Temperaturein den untern 300m der Atmosphäre und ihren Zusammenhang mit der Konvektion, Berichte des Deutschen Wetterdienstes in der U.S.-Zone , no:5 , 1948
- [25] HALTNER, G.J., MARTIN, F.L. Dynamical and Physical Meteorology 1957
- [26] KUKKAMAKI, T.J. Über die nivellistische refraction, Veröffentlichungen des Finnischen Geodätischen Institutes, Helsinki, no:25, 1938
- [27] TEGELER, W. Untersuchungen zur Genauigkeit der trigonometrischen Höhenmessung im Flachland und Mittelgebirge, Tech. Uni. Han., Han., 1971
- [28] DUFOUR, H.M. Etude générale de la correction angulaire finie (réduction à la corde) pour une courbe quelconque tracée sur le plan ou sur la sphère, Bulletin Géodésique, no:25 1952
- [29] BROCKS, K. Vertikaler Temperaturgradient und terrestrische Refraktion, insbesondere im Hochgebirge, Veröffentlichungen des Meteorologischen Instituts der Universität Berlin band:III, heft:4, Berlin, 1939
- [30] BROCKS, K. Die terrestrische Refraktion in polytropen Atmosphären, Deutsche Hydrographische Zeitschrift, band:II, heft:4, 1949
- [31] HELMERT, F.R. Die mathematischen und physikalischen Theorien der höheren Geodäsie, teil:2, Leipzig, 1962
- [32] JORDAN/EGGERT/KNEISSL Handbuch der Vermessungskunde, band:III 1956

- [33] YAKOVLEV, N.V. On the theory of refraction of light rays attendant to high precision geodetic measurements of different kinds, *Geodesy and Aerophotography*, no:3, 1969
- [34] MORITZ, H. Zur Reduktion elektronisch gemessener Strecken und beobachteter Winkelwegen Refraktion, *ZfV*, no:7, 1961
- [35] MORITZ, H. Zur Geometrie der Refraktion, *Öster. ZfV*, no:1, 1962
- [36] MORITZ, H. Application of the Conformal Theory of Refraction, *Proceedings of the International Symposium "Figure of the Earth and Refraction" Vienna, 1967*
- [37] MOUZZHUKHIN, O.A. A study of refractive index stratification in the surface boundary layer of the atmosphere, *Geodesy and Aerophotography*, no:4, 1965
- [38] KUKKAMAKI, T.J. Verbesserung der horizontalen Winkelmessungen wegen der Seitenrefraktion, *Veröffentlichungen des Finischen Geodatischen Institutes*, no:28, Helsinki, 1939
- [39] BREITERBAUER, K. Horizontale Temperaturgradienten als Ursache von vertikalen und lateralen Refraktionsanomalien, *Öster. ZfV*, no:6, 1970
- [40] GÜRKAN, O. Doğrultu ölçmelerinde atmosferik refraksiyonun geometrisi üzerine, *İTÜ Dergisi*, no:33/5, 1975
- [41] JORDAN/EGGERT/KNEISSL *Handbuch der Vermessungskunde*, band:IV, 1958
- [42] KUHNE, K., RAUHUT, J. Ein Interferometer für geodatische Basismessungen nach dem Vaisala-Prinzip, *Akademie der Wissenschaften der DDR, Zentralinstitut für Physik der Erde*, no:26, 1975
- [43] RICHARD, M.R. *The Caithness Base Investigation, IAG Electromagnetic Distance Measurement*, University of Toronto Press, 1967
- [44] GOTTHARDT, E. Dengelenmeye giriş, *Türkçeye çevrilmiş baskı, İTÜ yayınları*, 1974
- [45] ULSOY, E. Dengelenme hesabı, *IDMMA y.2. baskı*, 1974
- [46] JOHNSON, N.K. A study of the vertical Gradient of Temperature in the Atmosphere near the Ground, *Metorological Office Geophysical Memoirs*, no:46, 1926
- [47] BROCKS, K. Die Lichtstrahlkrümmung in Bädennahe, *Deutsche Hydrographische Zeitschrift*, band:III, heft:3/4 1950

EK ŞEKİLLER

Değerlendirilmeye sokulan her güne ait düşey ve yatay açı ölçüleri ile 50 , 100 , 150 , 200 ve 250 cm 'de ölçülen sıcaklıklar ek şekillerde gösterilmiştir.

Şekillerde ;

Açı ölçülerinde

Bİ hedefi _____

Yİ hedefi

YM hedefi - - - - -

çizgileri ve sıcaklık ölçüleri ise

50 cm ' de ölçülen _____

100 cm ' de ölçülen - - - - -

150 cm ' de ölçülen - - - - -

200 cm ' de ölçülen - - - - -

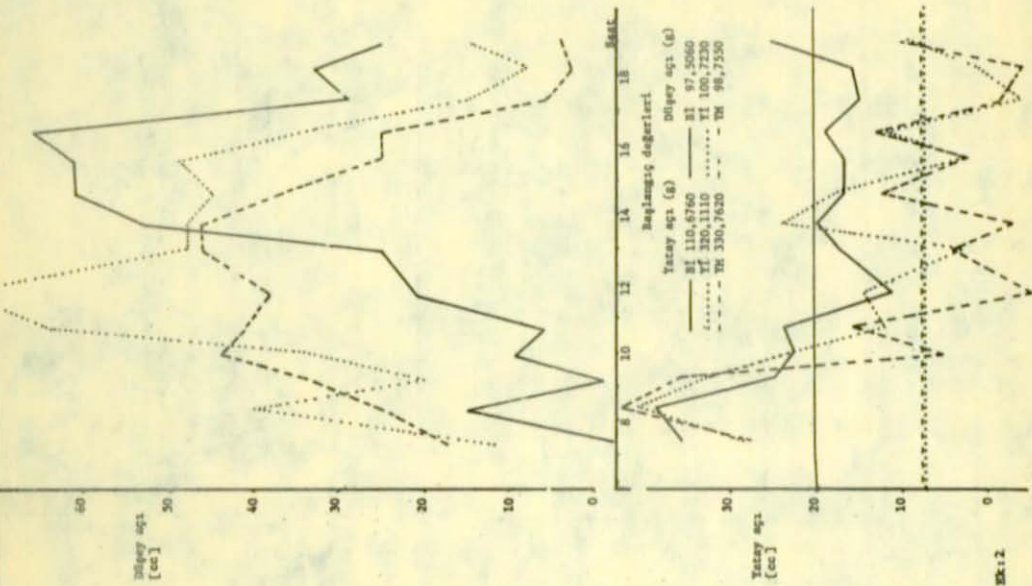
250 cm ' de ölçülen

çizgileri ile gösterilmiştir.

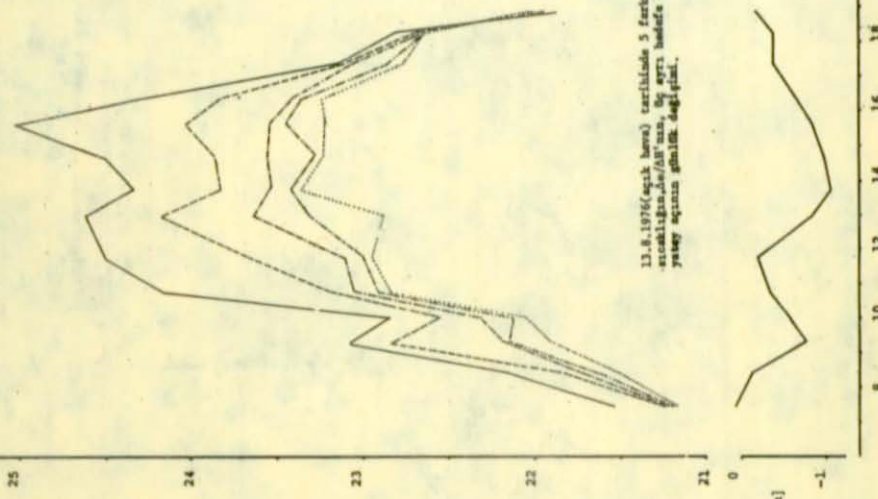
.
.
.
.
.

Yağmurlu saatler

.
.
.
.
.



SICAKLIK [C°]



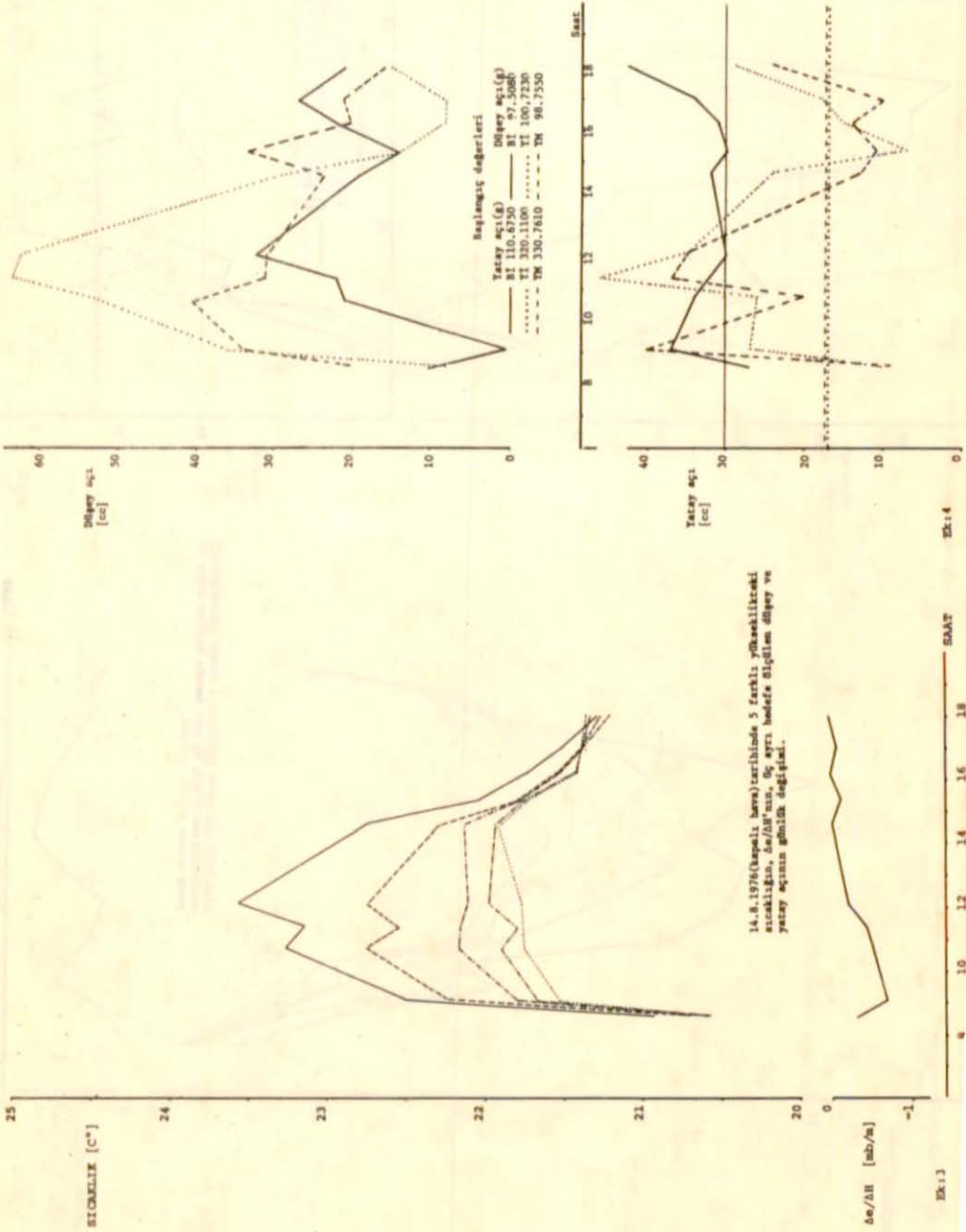
13.8.1976 (açık hava) şartlarında 5 farklı yökankilitrölü stankıgın, $\Delta s/\Delta h$ ucu, bu ağırlı hedeife ölçülmüş dıyay ve yıyay ağırlıgı gınıllık değıştımı.

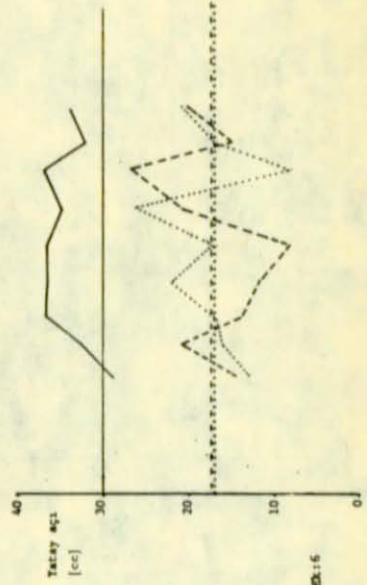
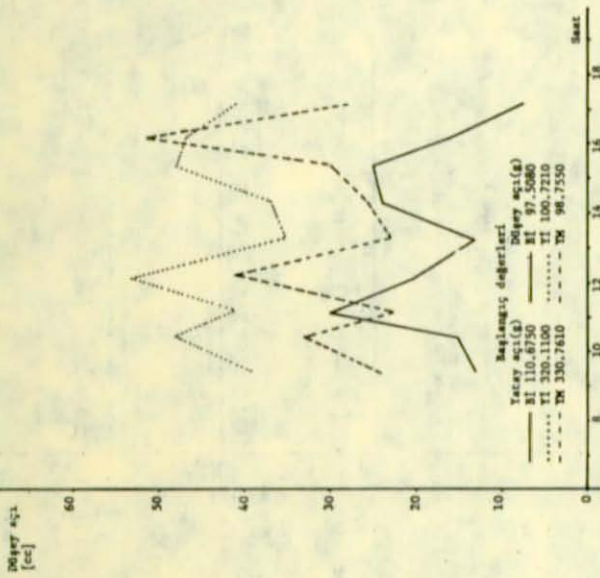
$\Delta s/\Delta h$ [mb/m]

EK:1

EK:2

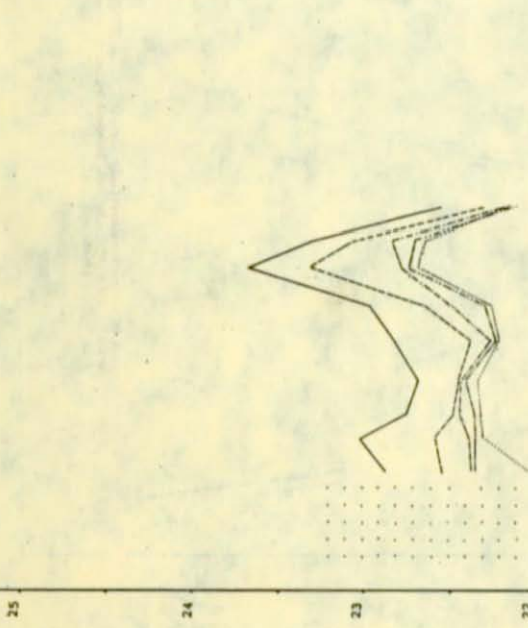
8000



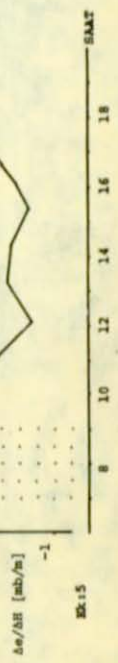


Ek:6

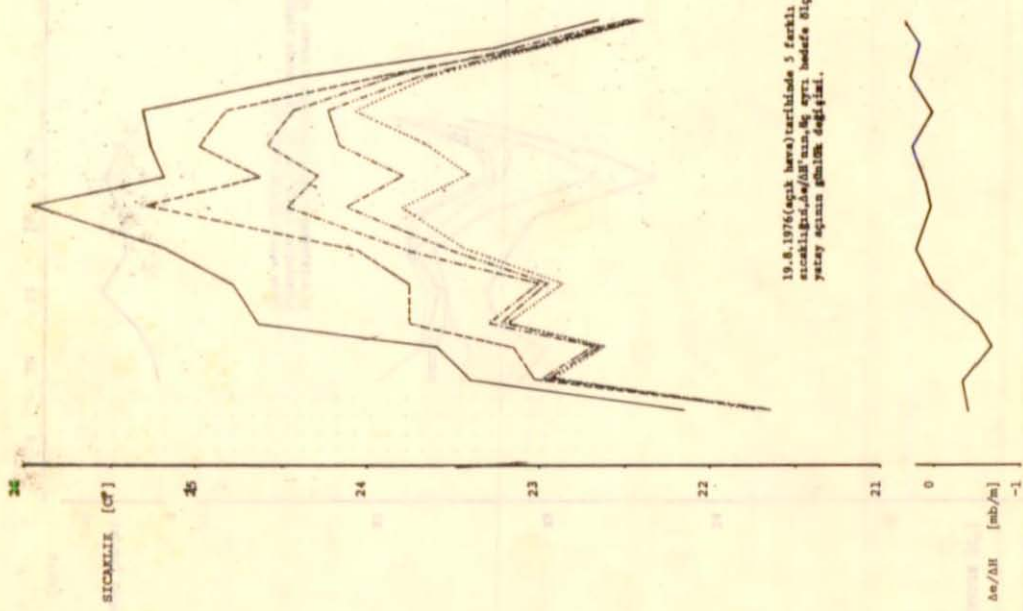
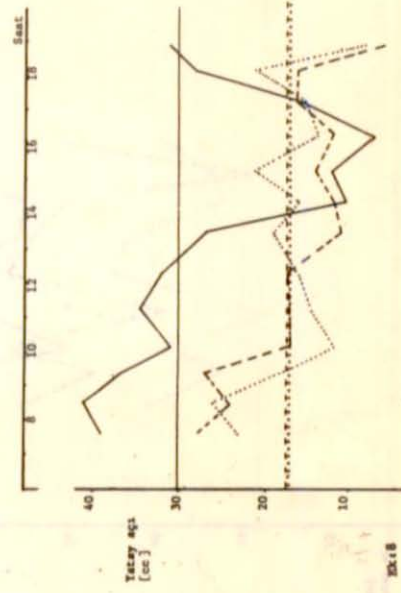
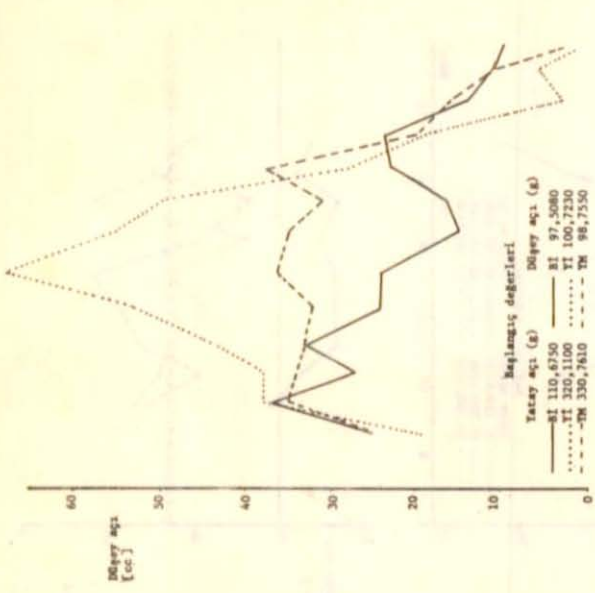
SICAKLIK [°C]



17.8.1976(Kapalı hava) tarihinde 3 farklı yükseklikteki sıcaklığın, Δe/ΔH'mın, Δç ayri bölgede ölçülen düğey ve yatay t₂'nin günlük değeri.



Ek:5

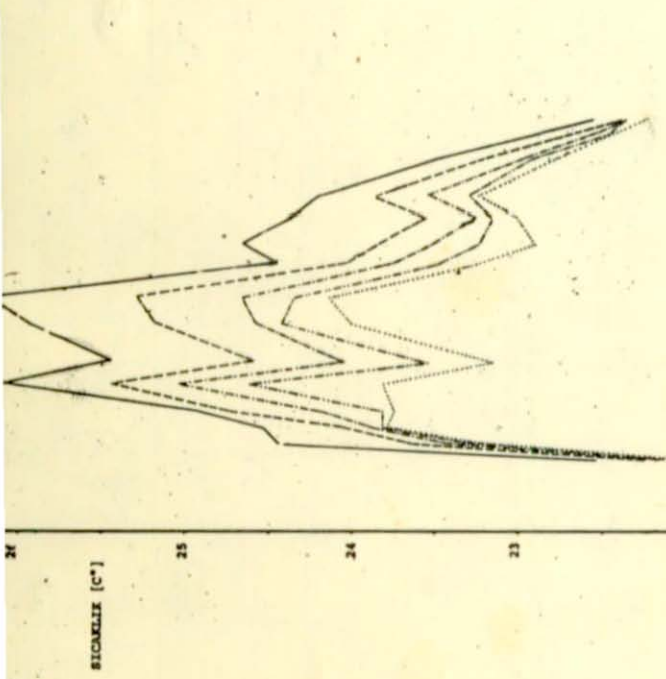
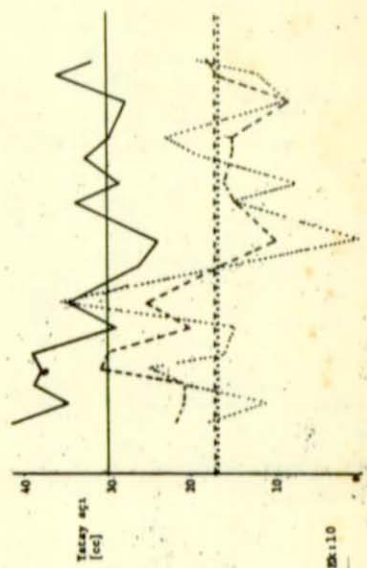
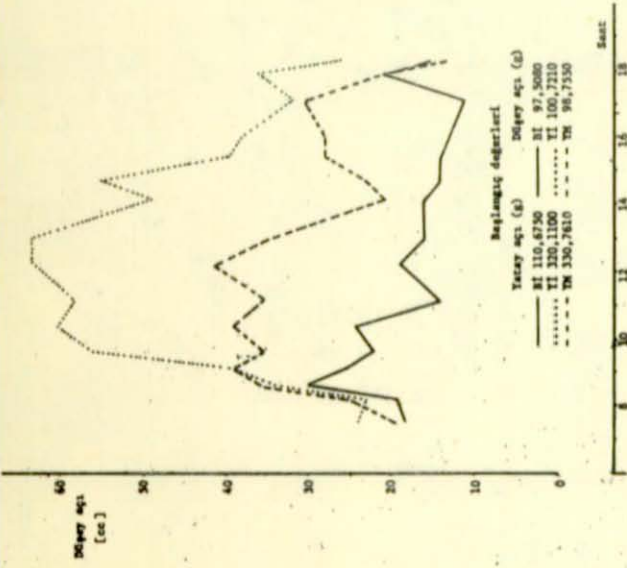


19.8.1976 (pazartesi) tarihinde 5 farklı yðazaklikteki sicimlikler, deðerleri, 4g ayri bendece sicimlik döğey ve yağış ölçümleri g¼n¼m¼ deðiřtirmiřtir.

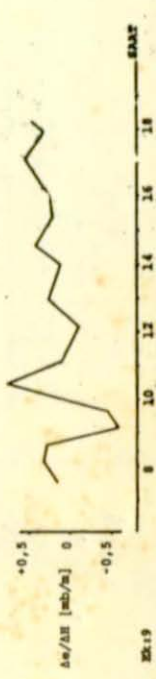
Sicimlik [m/s]

Yağış [mm]

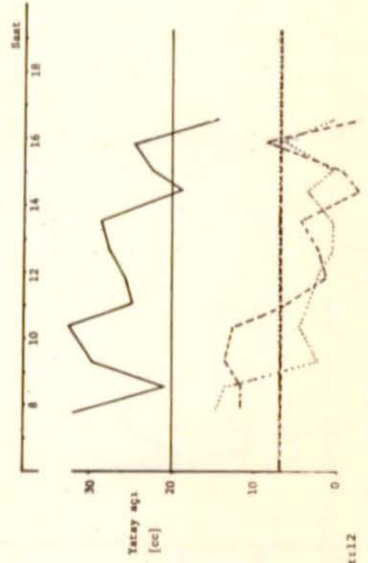
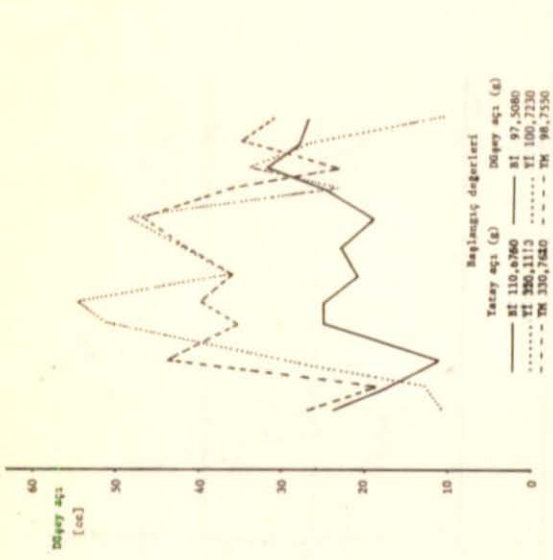
Saat



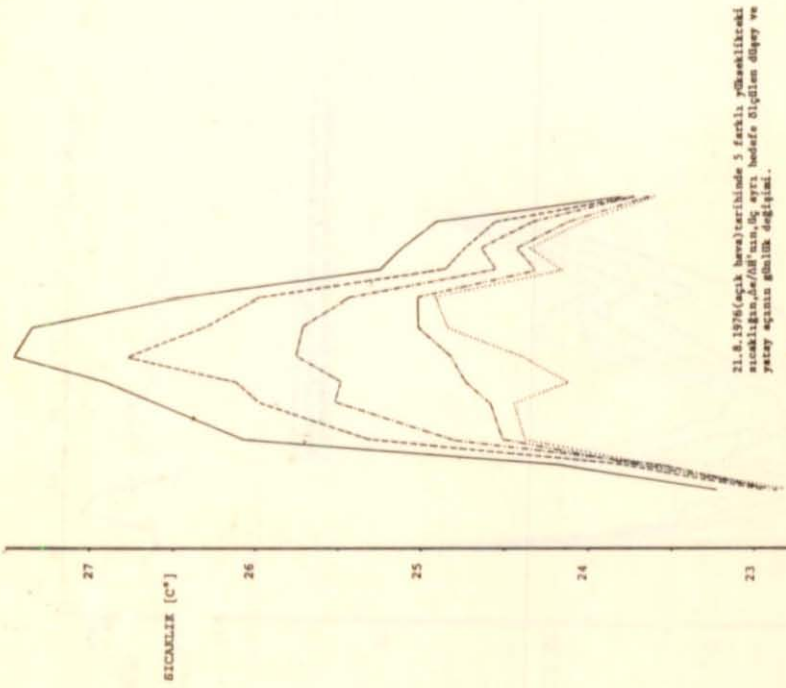
20.8.1976 (çuk. Mevs.) tarihinde 5 farklı yataklılıklıdeki sızaklıgıne,de/28' sun,de qırı, hedeife ölçülen döğey ve yazay wqına gınıllık değeri.



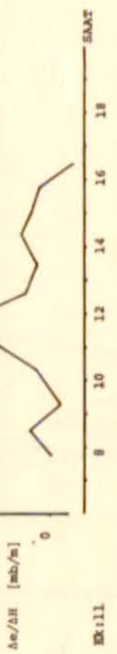
20:19



Ek:12

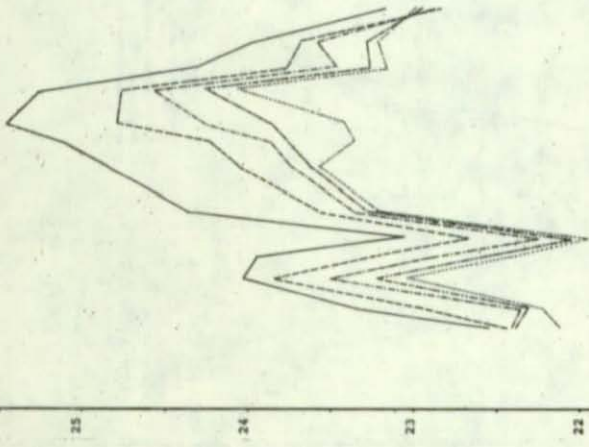


21.8.1976 (açık hava) tarihinde 5 farklı yavaşlıktaki rüzgârların, 100, 130, 180, 1100, 1360 g/sr hızları ile ölçülen sıcaklık ve yazy ağına ilişkin ölçümler.



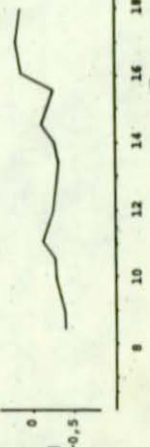
Ek:11

SICİMLİK (°C)



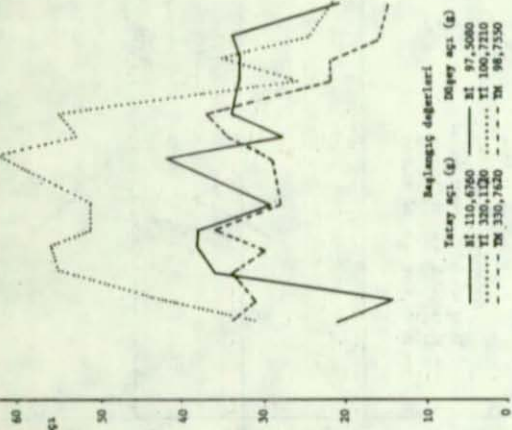
25.6.1976 (çay bezi) tarichinde 3 farkli yillashiktaki orashliklar/daqqanlar deqqanlarinde madda dikipim deqqer ve yotay aqazma gınlım deqqilim.

Δw/Δh [mb/m]



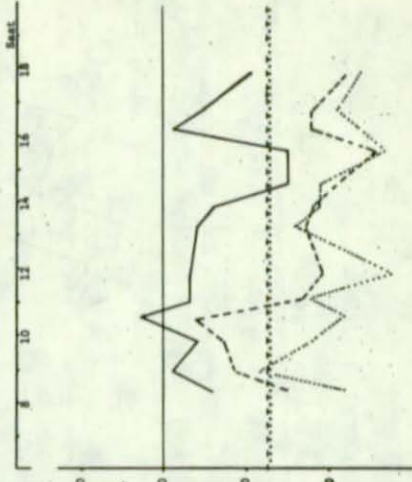
Mr.13

Deqqer aqı [cc]



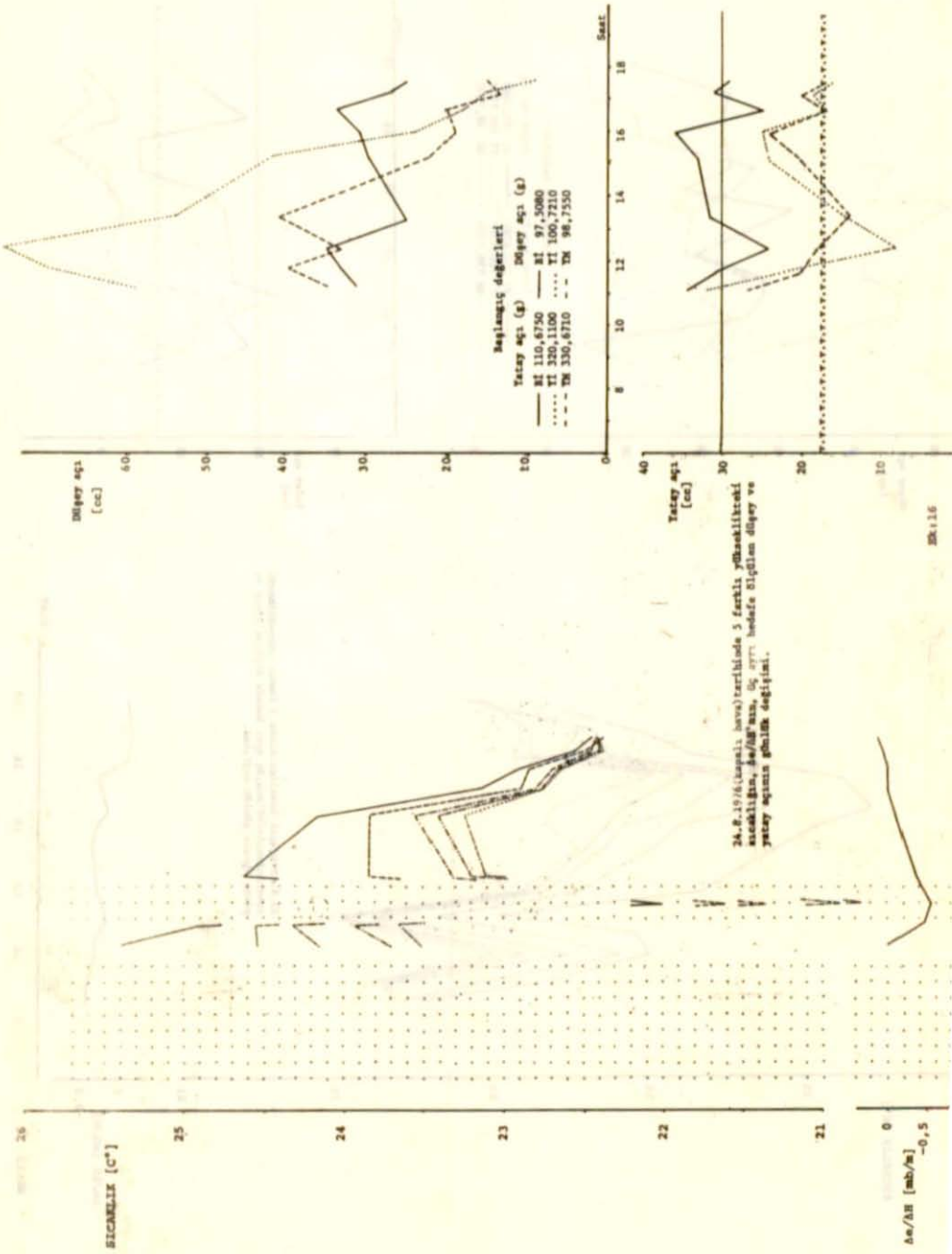
baqlangıç deqqerleri
 Tazay aqı (a) Deqqer aqı (a)
 — MI 110,6780 — MI 97,5080
 MI 200,1120 MI 100,7210
 - - - MI 330,7450 - - - MI 90,7350

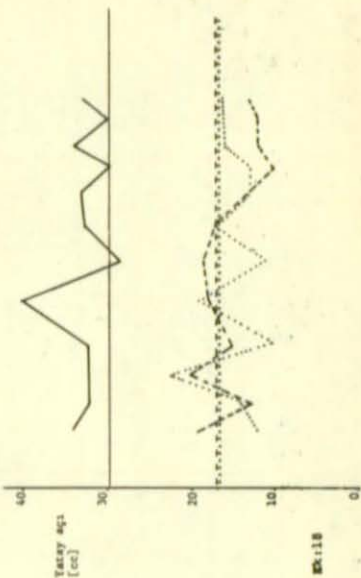
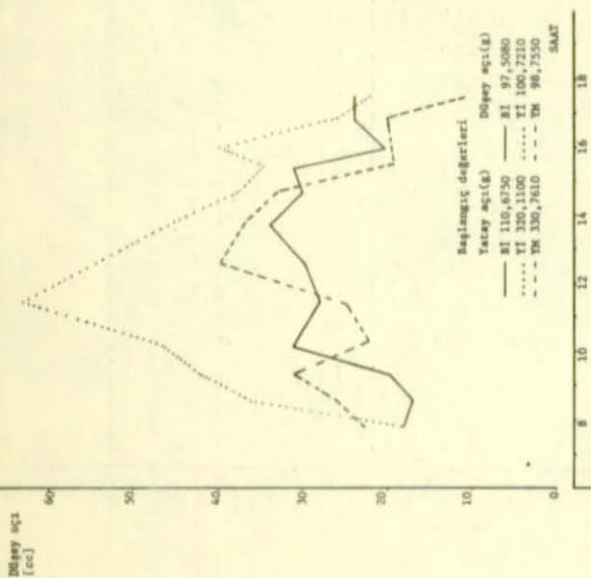
Tazay aqı [cc]



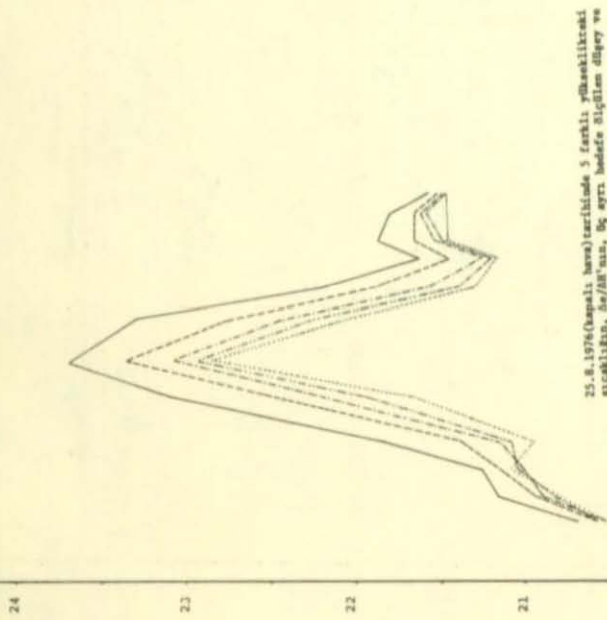
Mr.14

0000



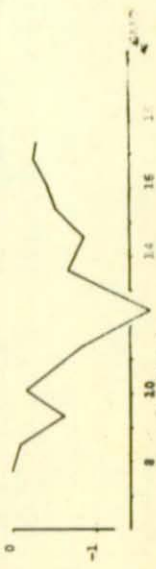


SICAKLIK [C°]



25.8.1976 (hazırlı hava) zarfında 5 farklı yükseklikteki sıcaklığın, 06/18'ün, üç ayrı bölgede ölçülen düsey ve yatay ağıncının günlük değişimi.

De/18 [mb/m]



Ek:17

SICIMLIK [C°]

25

24

23

22

21

20

Dünyey ağı [cc]

60

50

40

30

20

10

0

Bağımlığı değerleri

- Yasay ağı(g) Dünyey ağı(g)
- B1 110,6730 — B1 97,5080
- B2 20,1100 T1 100,7210
- - - - B3 330,7410 - - - - T2 98,7530

SAAT

18

16

14

12

10

8

Yasay ağı [cc]

40

30

20

10

0

EK:120

26.8.1976(Osmanlı bora)tarafında 5 farklı yökseklilikteki sesölçümüne, de/100m, 100m aralığında ölçülen sesölçümü ve yasay ağına gınlık değışiklik.

de/dh [db/m]

0

-1

SAAT

18

16

14

12

10

8

SICIMLIK [C°]

24

23

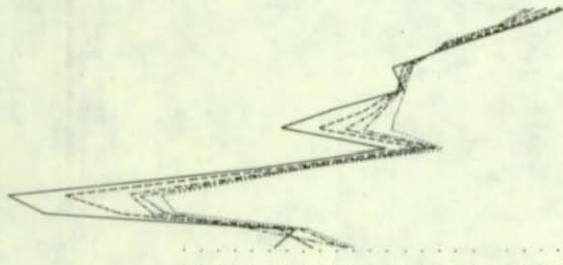
22

21

20

0

-1



28. 8. 1976 (kapalı hava) tarihinde 5 farklı yavaşlıkta: sıcaklığına, $\Delta e/\Delta h$ 'ine, üç ayrı haddede ölçülen yoğunluk ve yoğunluk artışının gününkî değişimi.

$\Delta e/\Delta h$ [mb/m]

İK:21

Yoğunluk [cc]

50

40

30

20

10

0

başlangıç değerleri

Yoğunluk (g) Yoğunluk (g)
 ———— İI 110.6750 ———— İI 97.5080
 İI 330.1100 İI 100.7210
 - - - - İI 330.7610 - - - - İI 98.7550

Saat

18

16

14

12

10

8

40

Yoğunluk [cc]

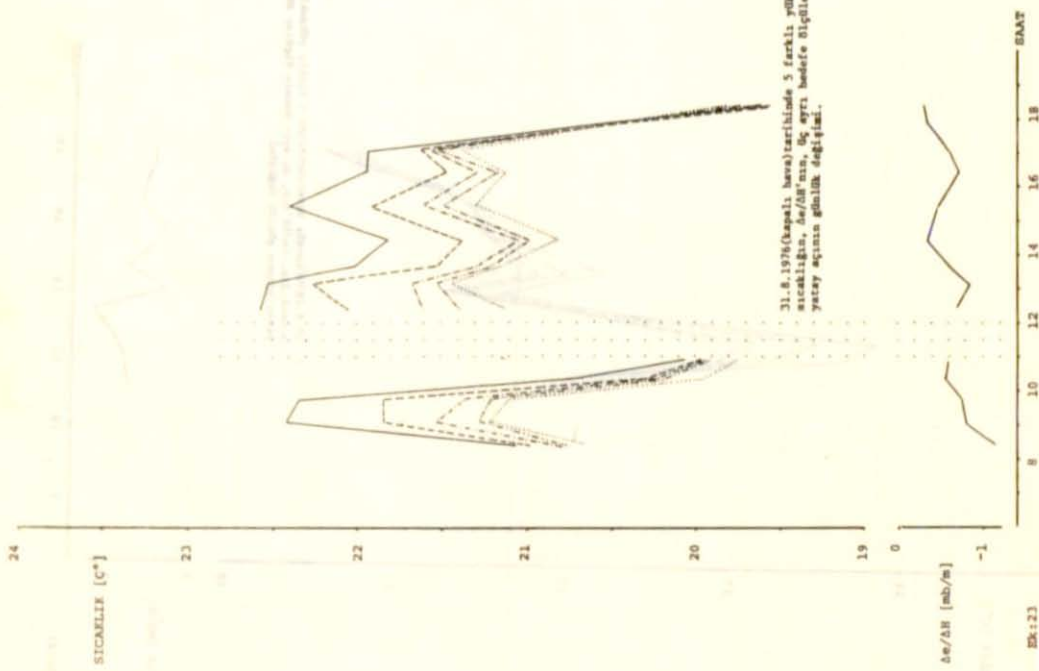
30

20

10

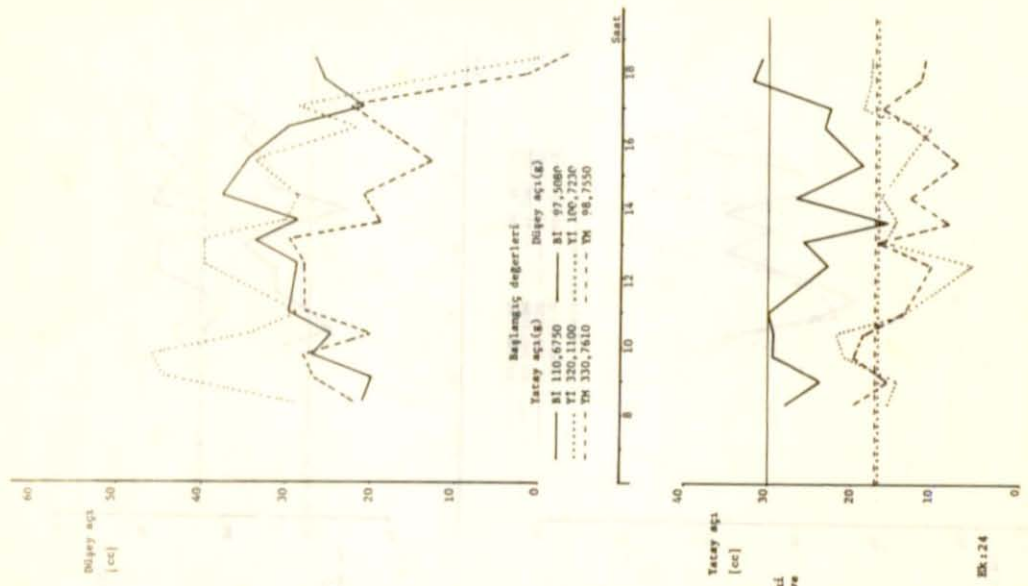
0

İK:22

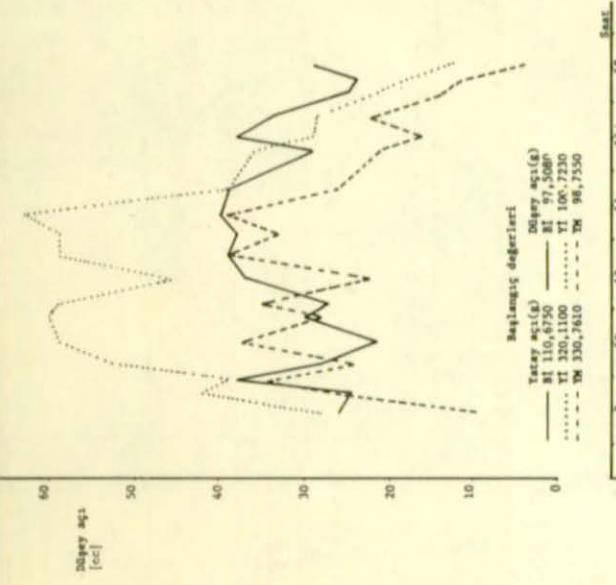


31.8.1974 (Pazartesi) hava şartlarında 5 farklı yataklıkta (kuvvetli, orta, zayıf, çok zayıf, çok zayıf) yağış, 04.00'den itibaren başlayan yağış, 08.00'de bitmiştir. Bu yağışla birlikte 04.00'de başlayan yağış, 08.00'de bitmiştir.

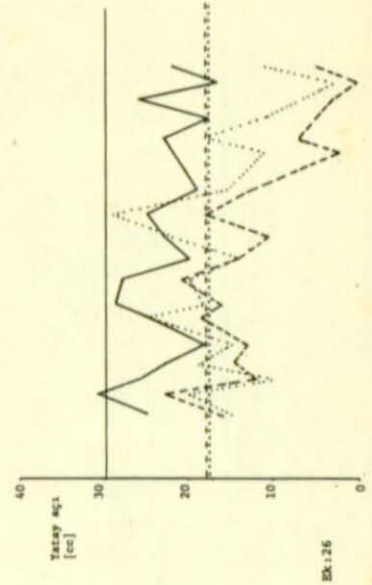
Ek:23



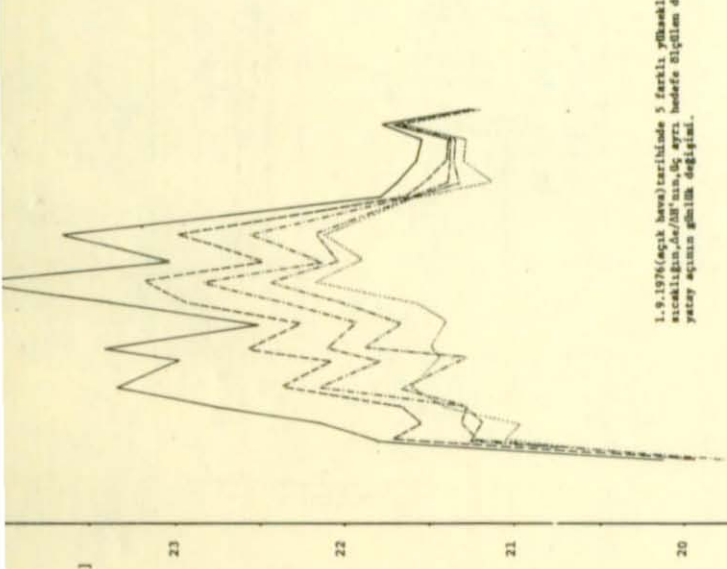
Ek:24



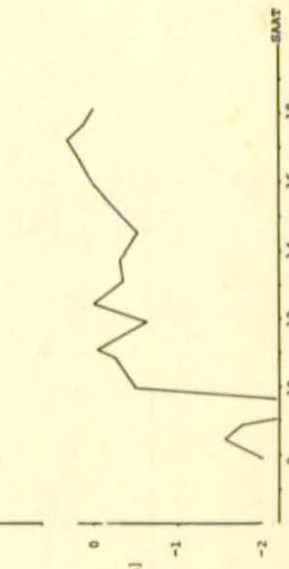
1.9.1976 (açık hava) tarihinde 5 farklı ylaşaklıktaki sıcaklığın $\Delta t / \Delta x$ mm, üç ayrı hudefe ölçülen düğey ve yataş ağına gümün değışim.



SICAKLIK [°C]

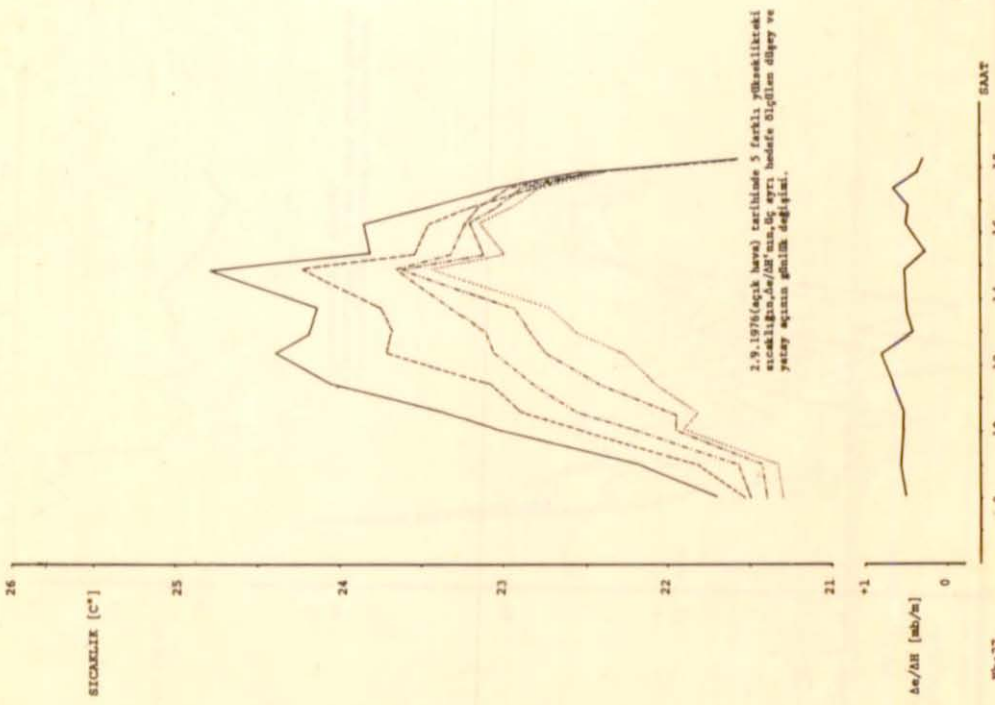
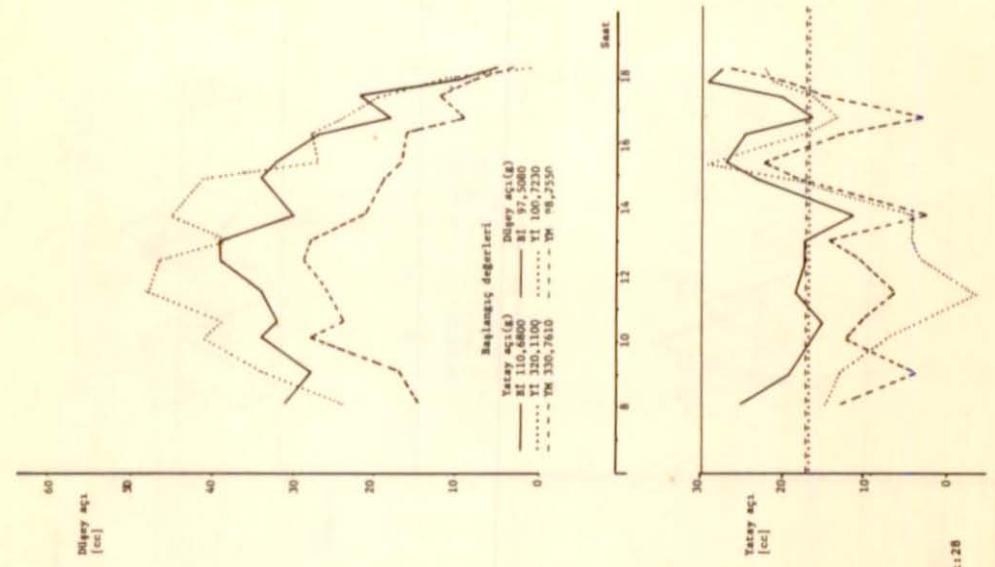


$\Delta t / \Delta x$ [mb/m]



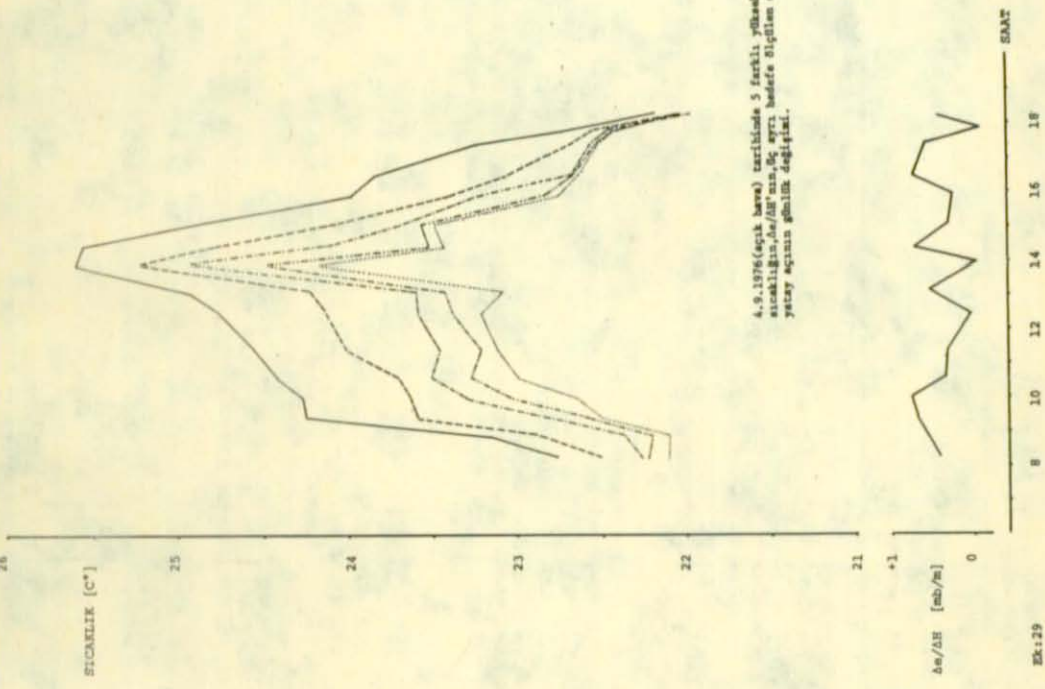
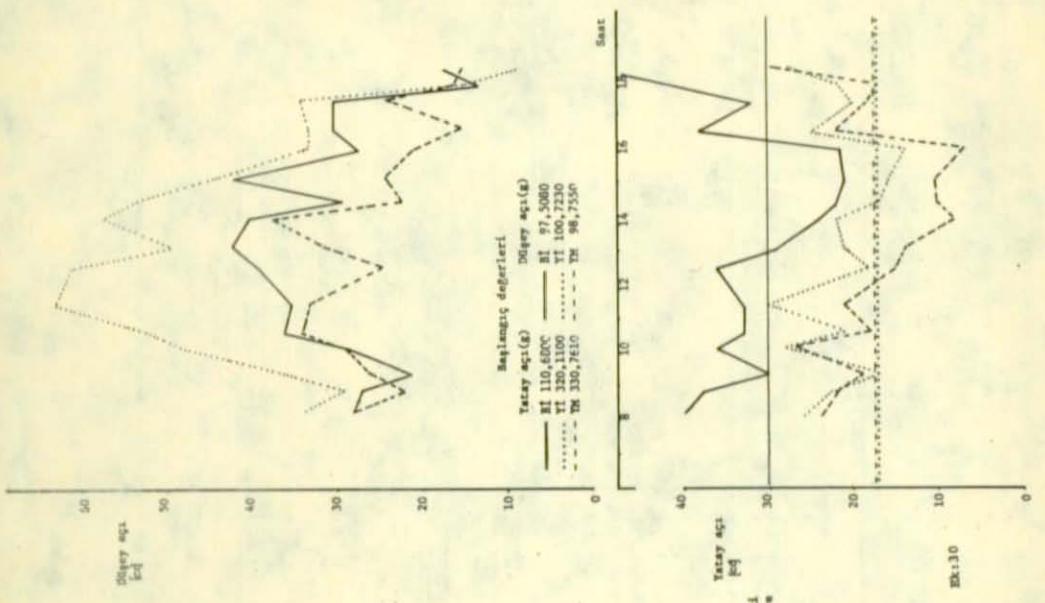
Ek:25

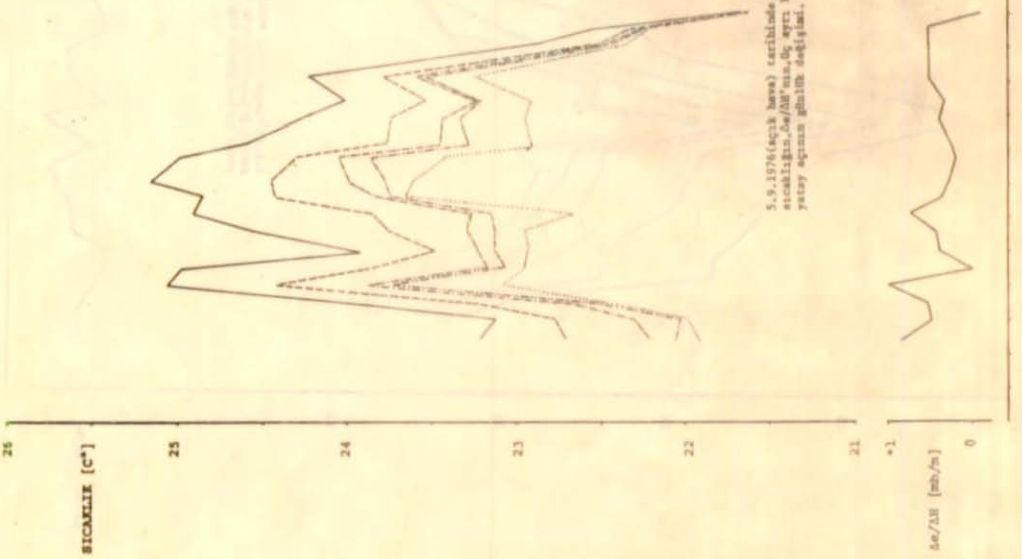
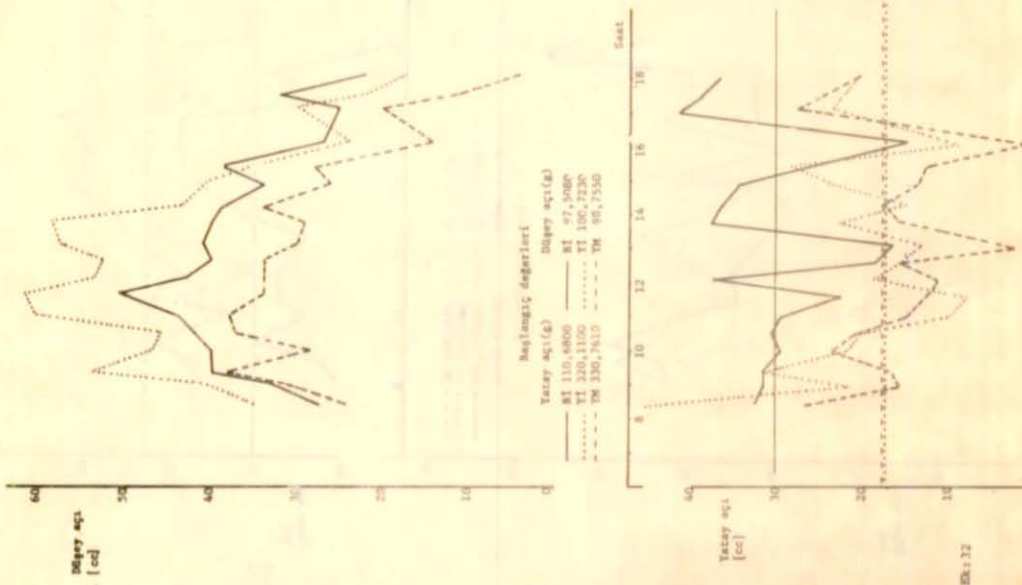
Ek:26



ES-128

ES-127





5. 9. 1976 (çarşamba) tarihinde 3 farklı yataşlıktaki sıcaklığın, $\Delta e/\Delta h$ 'nin, de ayrı haddelerle ölçülen müeyyeci ve yataş ağına ilişkin değişimleri.

Ek-22

SAAT

$\Delta e/\Delta h$ [mb/m]

ÖZGEÇMİŞİ

1947 yılında Bilecik'te doğdum. İlk tahsilimi Osmaneli (Bilecik) de, orta tahsilimi Eskişehir'de tamamladım. 1968 yılında İstanbul Devlet Mühendislik ve Mimarlık Akademisi'nin Harita ve Kadastro Bölümüne girdim. Bu bölümden 1971 yılında mezun oldum. Aynı yıl bu bölümün ihtisas sınıfına girdim. Bu sınıftan 1973 yılında Harita ve Kadastro Yüksek Mühendisi olarak mezun oldum. Kısa bir müddet İmar ve İskan Bakanlığı'nda çalıştıktan sonra aynı yıl Karadeniz Teknik Üniversitesi Yer Bilimleri Fakültesi Jeodezi ve Fotogrametri Bölümü'ne asistan olarak girdim. Halen aynı görevde çalışmaktayım. Evliyim.