

152143

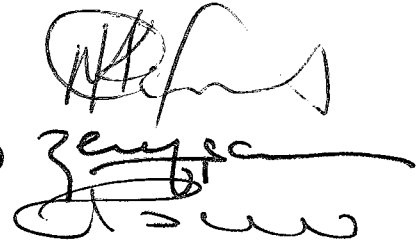
İSTANBUL TEKNİK ÜNİVERSİTESİ ★ FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

**AKDENİZ VE AVRUPA’NIN TERMODİNAMİK
KLİMATOLOJİSİ**

YÜKSEK LİSANS TEZİ
Müh. Sedef ÇAKIR
511021030

Tezin Enstitüye Verildiği Tarih : 6 AĞUSTOS 2004
Tezin Savunulduğu Tarih : 4 AĞUSTOS 2004

Tez Danışmanı : Prof.Dr. Mikdat KADIOĞLU
Diğer Jüri Üyeleri Prof.Dr. Zerefşan Kaymaz(İ.T.Ü.)
Prof.Dr. Zafer ASLAN (B.Ü.)



AĞUSTOS 2004

ÖNSÖZ

Bu çalışmada tüm katkılarından dolayı danışmanım Prof. Dr. Mikdat Kadioğlu'na, desteklerini hiçbir zaman esirgemeyen aileme ve arkadaşlarım Özgür Taşdizen, Goncagül Özbalıkcı, Coşkun Çakmak ve Gamze Bakkalcı, Savaş Cilve, Mediha Orun ve Emre Yukarıoğlu'na en içten teşekkürlerimi sunarım.

Ayrıca Araş. Gör. Hasan Tatlı'ya yardımlarından dolayı teşekkürü bir borç bilirim.

Ferhunde Birkan Kız Yurdu 3. kat arkadaşlarıma çalışmalarım sırasında bana verdikleri motivasyon ve destek için ve;

Bir yıl boyunca öğle aralarında bir arada olmaya çalıştığımız ve beni eğlendirip, güldüren Özer Yayınları çalışanlarına (Volkan, Uğur, Sedat, Mesut) ve Yüksek Mühendis arkadaşım Özcan Özay'a,

Ayrıca Amerika'dan bana veri göndererek yardımcı olmaya çalışan Nihat Çubukçu'ya çok teşekkür ederim.

Ağustos, 2004

Sedef Çakır

İÇİNDEKİLER

	<u>Sayfa No</u>
KISALTMALAR	v
TABLO LİSTESİ	vi
ŞEKİL LİSTESİ	vii
SEMBOL LİSTESİ	ix
ÖZET	x
SUMMARY	xi
1.GİRİŞ	1
2.ÇALIŞMA ALANI VE KULLANILAN VERİ	8
2.1 Kullanılan Radyosonde Verileri	8
2.2 Çalışma Alanının Topografik Özellikleri	10
2.3 Çalışma Alanının İklimsel Özellikleri	12
2.4 Veri Kalite Kontrolü	20
3. TERMODİNAMİK DEĞİŞKENLER	22
3.1 Bağıl Nem	22
3.2 Karışma Oranı	23
3.3 Çiy Noktası Sıcaklığı	24
3.4 Potansiyel Sıcaklık	25
3.5 Eşdeğer Potansiyel Sıcaklık	26
3.6 Islak Hazne Sıcaklığı	28
3.7 Islak Hazne Potansiyel Sıcaklığı	29
3.8 Yükselmeye Yoğuşma Seviyesi	29
3.9 Sıcaklık Lapse Rate	30
3.10 Bulut Taban Yüksekliği	32
4. ATMOSFERİK KARARSIZLIK	33
4.1 Hidrostatik (Termal) Kararsızlık	34
4.2 Statik Kararsızlık	35
4.2.1 Mutlak Kararsızlık	36
4.2.2 Potansiyel Kararsızlık	37
4.2.3 Şartlı Kararsızlık	37
4.2.4 Gizli Kararsızlık	38
4.3 Kararsızlık İndeksleri	38

5. ANALİZ VE TARTIŞMALAR	51
5.1 Temel Termodinamik Değişkenler	51
5.2 Karışma Oranı ve Potansiyel Sıcaklık	56
5.3 Eşdeğer Potansiyel Sıcaklık ve Bağıl Nem	61
5.4 Kararsızlık İndeksleri	66
5.4.1 K ve Düzeltilmiş K-İndeksi	70
5.4.2 Jefferson İndeksi	72
5.4.3 Showalter ve Düzeltilmiş Showalter 3 İndeksi	72
5.4.4 Toplam-Toplamlar ve Düzeltilmiş Toplam-Toplamlar İndeksi	73
5.5 Mutlak Kararsızlık	74
5.6 Potansiyel Kararsızlık	76
5.7 Şarh Kararsızlık	76
5.8 Bulut Taban Yüksekliği / LCL	77
6. SONUÇ VE ÖNERİLER	79
KAYNAKLAR	82
EKLER	87
ÖZGEÇMİŞ	167

KISALTMALAR

NWS	: National Weather Service
MKK	: Mezo Ölçekli Konvektif Kompleksler
MKS	: Mezo Ölçekli Konvektif Sistemler
CAPE	: Convective Available Potential Energy
BRN	: Bulk Richardson Number
UTC	: Universal Time
NIMH	: Bulgaria National Institute of Meteorology and Hydrology
SWEAT	: Severe Weather Indeks
CHQC	: Complex Hydrostatic Quality Control
LCL	: Lifted Convective Level
LFC	: Lifted Free Convection
ABD	: Amerika Birleşik Devletleri
DALR	: Doymuş Adyabatik Lapse Rate
WMO	: World Meteorological Organization

TABLO LİSTESİ

Sayfa No

Tablo 2.1.	: Verileri kullanılan radyosonde istasyonları.....	8
Tablo 3.1.	: Kararsızlık için lapse rate kritik değerleri.....	31
Tablo 4.1.	: Showalter İndeksi kritik değerleri.....	39
Tablo 4.2.	: Düzeltilmiş Showalter İndeksi 1 kritik değerleri.....	40
Tablo 4.3.	: Düzeltilmiş Showalter İndeksi 2 kritik değerleri.....	40
Tablo 4.4.	: Düzeltilmiş Showalter İndeksi 3 kritik değerleri.....	41
Tablo 4.5.	: K-İndeksi kritik değerleri.....	42
Tablo 4.6.	: K-İndeksi kritik değerleri.....	42
Tablo 4.7.	: Kaldırma İndeksi kritik değerleri.....	44
Tablo 4.8.	: Düşey Topamlar İndeksi kritik değerleri.....	45
Tablo 4.9.	: Çapraz Topamlar İndeksi kritik değerleri.....	45
Tablo 4.10.	: Toplam-Topamlar İndeksi kritik değerleri.....	46
Tablo 4.11.	: Rackliff İndeksi kritik değerleri.....	47
Tablo 4.12.	: Jefferson İndeksi kritik değerleri.....	47
Tablo 4.13.	: Adedokun İndeksi kritik değerleri.....	48
Tablo 4.14.	: Nem İndeksi kritik değerleri.	49
Tablo 4.15.	: Sweat İndeksi kritik değerleri.....	50
Tablo 4.16.	: KO İndeksi kritik değerleri.....	50

ŞEKİL LİSTESİ

Sayfa No

Şekil 2.1	: Çalışmada kullanılan istasyonların konumları.....	88
Şekil 4.1	: Kuru hava için kararlılık kriterleri.....	34
Şekil 5.1.a,b	: 850 mb jeopotansiyel yükseklikleri.....	89
Şekil 5.1.c,d	: 850 mb jeopotansiyel yükseklikleri.....	90
Şekil 5.2.a,b	: 700 mb jeopotansiyel yükseklikleri.....	91
Şekil 5.2.c,d	: 700 mb jeopotansiyel yükseklikleri.....	92
Şekil 5.3.a,b	: 500 mb jeopotansiyel yükseklikleri.....	93
Şekil 5.3.c,d	: 500 mb jeopotansiyel yükseklikleri.....	94
Şekil 5.4.a,b	: Yer seviyesi kuru hazne sıcaklıkları.....	95
Şekil 5.4.c,d	: Yer seviyesi kuru hazne sıcaklıkları.....	96
Şekil 5.5. a,b	: Yer seviyesi çiy noktası sıcaklıkları.....	97
Şekil 5.5. a,b	: Yer seviyesi çiy noktası sıcaklıkları.....	98
Şekil 5.6.a,b	: 700 mb çiy noktası sıcaklıkları.....	99
Şekil 5.6.c,d	: 700 mb çiy noktası sıcaklıkları.....	100
Şekil 5.7.a,b	: 500 mb çiy noktası sıcaklıkları.....	101
Şekil 5.7.c,d	: 500 mb çiy noktası sıcaklıkları.....	102
Şekil 5.8.a,b	: Yer seviyesi T-Td değerleri.....	103
Şekil 5.8.c,d	: Yer seviyesi T-Td değerleri.....	104
Şekil 5.9.a,b	: 700 mb T-Td değerleri.....	105
Şekil 5.9.c,d	: 700 mb T-Td değerleri.....	106
Şekil 5.10.a,b	: 500 mb T-Td değerleri.....	107
Şekil 5.10.c,d	: 500 mb T-Td değerleri.....	108
Şekil 5.11.a,b	: Yer seviyesi potansiyel sıcaklık ve karışma oranı.....	109
Şekil 5.11.c,d	: Yer seviyesi potansiyel sıcaklık ve karışma oranı.....	110
Şekil 5.11.e,f	: Yer seviyesi potansiyel sıcaklık ve karışma oranı.....	111
Şekil 5.11.g,h	: Yer seviyesi potansiyel sıcaklık ve karışma oranı.....	112
Şekil 5.11.i,j	: Yer seviyesi potansiyel sıcaklık ve karışma oranı.....	113
Şekil 5.11.k,l	: Yer seviyesi potansiyel sıcaklık ve karışma oranı.....	114
Şekil 5.12.a,b	: 850 mb potansiyel sıcaklık ve karışma oranı.....	115
Şekil 5.12.c,d	: 850 mb potansiyel sıcaklık ve karışma oranı.....	116
Şekil 5.12.e,f	: 850 mb potansiyel sıcaklık ve karışma oranı.....	117
Şekil 5.12.g,h	: 850 mb potansiyel sıcaklık ve karışma oranı.....	118
Şekil 5.12.i,j	: 850 mb potansiyel sıcaklık ve karışma oranı.....	119
Şekil 5.12.k,l	: 850 mb potansiyel sıcaklık ve karışma oranı.....	120
Şekil 5.13.a,b	: 700 mb potansiyel sıcaklık ve karışma oranı.....	121
Şekil 5.13.c,d	: 700 mb potansiyel sıcaklık ve karışma oranı.....	122

Şekil 5.13.e,f	: 700 mb potansiyel sıcaklık ve karışma oranı.....	123
Şekil 5.13.g,h	: 700 mb potansiyel sıcaklık ve karışma oranı.....	124
Şekil 5.13.i,j	: 700 mb potansiyel sıcaklık ve karışma oranı.....	125
Şekil 5.13.k,l	: 700 mb potansiyel sıcaklık ve karışma oranı.....	126
Şekil 5.14.a,b	: Yer seviyesi eşdeğer potansiyel sıcaklık ve bağıl nem değerleri.....	127
Şekil 5.14.c,d	: Yer seviyesi eşdeğer potansiyel sıcaklık ve bağıl nem değerleri.....	128
Şekil 5.15.a,b	: 850 mb eşdeğer potansiyel sıcaklık ve bağıl nem değerleri.....	129
Şekil 5.15.c,d	: 850 mb eşdeğer potansiyel sıcaklık ve bağıl nem değerleri.....	130
Şekil 5.16.a,b	: 700 mb eşdeğer potansiyel sıcaklık ve bağıl nem değerleri.....	131
Şekil 5.16.c,d	: 700 mb eşdeğer potansiyel sıcaklık ve bağıl nem değerleri.....	132
Şekil 5.17.a,b	: 500 mb eşdeğer potansiyel sıcaklık ve bağıl nem değerleri.....	133
Şekil 5.17.c,d	: 500 mb eşdeğer potansiyel sıcaklık ve bağıl nem değerleri.....	134
Şekil 5.18.a	: Kararsızlık indekslerinin temsili istasyonlar için aylık ortalamaları..	135
Şekil 5.18.b	: Kararsızlık indekslerinin temsili istasyonlar için aylık ortalamaları..	136
Şekil 5.18.c	: Kararsızlık indekslerinin temsili istasyonlar için aylık ortalamaları..	137
Şekil 5.18.d	: Kararsızlık indekslerinin temsili istasyonlar için aylık ortalamaları..	138
Şekil 5.18.e	: Kararsızlık indekslerinin temsili istasyonlar için aylık ortalamaları..	139
Şekil 5.18.f	: Kararsızlık indekslerinin temsili istasyonlar için aylık ortalamaları..	140
Şekil 5.18.g	: Kararsızlık indekslerinin temsili istasyonlar için aylık ortalamaları..	141
Şekil 5.19	: K-İndeksi aylık ortalama dağılımı.....	142
Şekil 5.20	: Düzeltilmiş K-İndeksi aylık ortalama dağılımı.....	143
Şekil 5.21	: Jefferson İndeksi aylık ortalama dağılımı.....	144
Şekil 5.22	: Showalter İndeksi aylık ortalama dağılımı.....	145
Şekil 5.23	: Showalter-3 İndeksi aylık ortalama dağılımı.....	146
Şekil 5.24	: Çapraz Toplamlar İndeksi aylık ortalama dağılımı.....	147
Şekil 5.25	: Düşey Toplamlar İndeksi aylık ortalama dağılımı.....	148
Şekil 5.26	: Toplam-Toplamlar İndeksi aylık ortalama dağılımı.....	149
Şekil 5.27	: Düzeltilmiş Toplam-Toplamlar İndeksi aylık ortalama dağılımı.....	150
Şekil 5.28.a	: İstasyonlara ait aylık ortalama lapse rate değerleri.....	151
Şekil 5.28.b	: İstasyonlara ait aylık ortalama lapse rate değerleri.....	152
Şekil 5.28.c	: İstasyonlara ait aylık ortalama lapse rate değerleri.....	153
Şekil 5.28.d	: İstasyonlara ait aylık ortalama lapse rate değerleri.....	154
Şekil 5.28.e	: İstasyonlara ait aylık ortalama lapse rate değerleri.....	155
Şekil 5.29.a,b	: 500-850 mb Lapse rate değerleri.....	156
Şekil 5.30.a,b	: 500-700 mb Lapse rate değerleri.....	157
Şekil 5.31	: Düşey Potansiyel Sıcaklık profilleri.....	158
Şekil 5.32	: Düşey Eşdeğer Potansiyel Sıcaklık profilleri.....	159
Şekil 5.33	: Düşey T-T _d profilleri.....	160
Şekil 5.34.a	: LCL seviyesi yükseklik, basınç ve sıcaklık profili.....	161
Şekil 5.34.b	: LCL seviyesi yükseklik, basınç ve sıcaklık profili.....	162
Şekil 5.35.a,b	: LCL seviyesi değerleri.....	163
Şekil 5.35.c	: LCL seviyesi değerleri	164
Şekil 5.36.a,b	: LCL basınç değerleri.....	165
Şekil 5.37.a,b	: LCL sıcaklık değerleri.....	166

SEMBOL LİSTESİ

r	: Bağıl nem (%)
e	: Aktüel buhar basıncı (mb)
e_s	: Doymuş buhar basıncı (mb)
t, T	: Sıcaklık ($^{\circ}\text{C}$, K)
w	: Karışma oranı (gr/kg)
w_s	: Doymuş karışma oranı (gr/kg)
ρ_w	: Subuharı yoğunluğu (kg/m^3)
ρ_d	: Kuru hava yoğunluğu (kg/m^3)
R	: Kuru hava için gaz sabiti (J/kg K)
R_v	: Subuharı için gaz sabiti (J/kg K)
q	: Özgül nem (gr/kg)
q_s	: Doymuş özgül nem (gr/kg)
p	: Basınç (mb)
t_d	: Çiy noktası sıcaklığı ($^{\circ}\text{C}$)
θ	: Potansiyele sıcaklık ($^{\circ}\text{C}$)
θ_e	: Eşdeğer potansiyel sıcaklık ($^{\circ}\text{C}$)
c_p	: Sabit basınçtaki özgül ısı (J/kg K)
T_e	: K cinsinden eşdeğer sıcaklık (K)
P_0	: 1000 mb standart basınç seviyesidir
L	: Buharlaşma gizli ısı (J/kg)
T_w	: Islak hazne sıcaklığı ($^{\circ}\text{C}$)
θ_w	: Islak hazne potansiyel sıcaklığı ($^{\circ}\text{C}$)
z_{LCL}	: LCL seviyesinin yüksekliği (m)
T_{LCL}	: LCL seviyesindeki sıcaklık ($^{\circ}\text{C}$)
P_{LCL}	: LCL seviyesindeki basınç (mb)
γ	: Çevresel lapse rate ($^{\circ}\text{C}/\text{km}$)
Γ_d	: Kuru adyabatik lapse rate ($^{\circ}\text{C}/\text{km}$)
Γ_s	: Doymuş adyabatik lapse rate ($^{\circ}\text{C}/\text{km}$)
g	: Yerçekimi kuvveti (m/s^2)

AKDENİZ VE AVRUPA’NIN TERMODİNAMİK KLİMATOLOJİSİ

ÖZET

Bu tez çalışmasında, birçok can ve mal kaybına neden olan orajlar, hortumlar, dolu fırtınaları, şimşekler ve de sellere neden olan şiddetli sağanaklar gibi bir çok konvektif hava olayının Akdeniz ve Avrupa üzerindeki gelişimlerine uygun olan bölgelerin ve dönemlerin tespit edilebilmesi amaçlanmıştır. Bu nedenle şiddetli hava olaylarının gelişiminde önemli olan çeşitli termodinamik değişkenlerin aşağı ve orta troposferdeki dağılımları incelenerek bölgenin termodinamik klimatolojisi belirlenmeye çalışılmıştır.

Çalışmada kullanılan veriler, çoğunluğu Avrupa genelinde olmak üzere Akdeniz, Türkiye, Rusya ve bir kaç Kuzey Afrika ile Yakın Doğu ülkelerinde bulunan 69 yukarı seviye gözlem istasyonuna aittir. 1996-2002 (Nisan) dönemlerini kapsayan 12 UTC verileri kullanılarak jeopotansiyel yükseklik, potansiyel sıcaklık, karışma oranı, bağıl nem, eşdeğer potansiyel sıcaklık, sıcaklık-çiy noktası sıcaklığı farkı (spread), sıcaklık lapse rate’i, yükselmeyle yoğunlaşma seviyesi/bulut taban yüksekliği (sıcaklığı ve basıncı) gibi birçok termodinamik değişken hesaplanmış ve aşağı ve orta troposfer için (yer seviyesi, 850, 700, 500 mb) analizleri gerçekleştirilmiştir. Ayrıca çeşitli kararsızlık indeksi, oraj, hortum, sağanak yağışlar gibi şiddetli hava olaylarının bölge üzerindeki oluşum potansiyelini tespit etmek amacıyla aylık ortalama değerleri elde edilmiş, yersel ve zamansal analizler yapılmıştır. Çalışmada kullanılan, literatürde yer almış indekslerden bazıları Showalter İndeksi ve diğer düzeltilmiş şekilleri, K-İndeksi, Toplam-Toplamlar İndeksi, Düşey Toplamlar ve Çapraz Toplamlar, Rackliff İndeksi, Jefferson İndeksi ve Adedokun İndeksi’dir. Atmosferin kararlılık durumunu belirlemek amacıyla mutlak, potansiyel ve şartlı kararsızlık gibi kararsızlık çeşitleri ilgili parametreleri ile birlikte incelenmiştir. Tüm bu analizler sonucunda, Avrupa ve Akdeniz’in mezo-ölçekli termodinamik klimatolojisi belirlenmeye çalışılmıştır. Akdeniz; Avrupa ve Türkiye için önemli bir aşağı seviye nem kaynağı olmaktadır. Nemli hava Nisan ayından itibaren Doğu Akdeniz’den Türkiye’ye girmeye başlamış ve Ağustos ayında Avrupa’nın büyük bir kısmına yayılmıştır. Kararsızlık indeksleri analizleri sonucu Türkiye, Avrupa’nın güney ve orta kısımları ile Yakın Doğu bölgeleri özellikle yaz aylarında konvektif hava olaylarına müsait alanlar olarak belirlenmiştir.

A THERMODYNAMIC CLIMATOLOGY OF THE MEDITERRANEAN AND EUROPA

SUMMARY

The aim of this study is determining the favorable regions and periods for the development of severe convective weather such as thunderstorms, tornadoes, hail storms, heavy rains which can cause an important damage in the Mediterranean and Europa. For this purpose, different thermodynamic parameters which are important for the development of severe weather conditions were examined with their specific distribution in the lower and middle troposphere and, thermodynamic climatology of this region was constructed.

Mean monthly 12:00 UTC values of geopotential height, potential temperature, mixing ratio, relative humidity, equivalent potential temperature, temperature lapse rate, spread, lifting condensation level/cloud base height (temperature, pressure) and other thermodynamic parameters were computed for 69 upper stations over the Europa, Mediterranean, North Africa, Russia, Turkey and Near East. These parameters were analyzed for the lower and middle troposphere (surface, 850 mb, 700 mb and 500 mb). Also some of the static stability indices such as Showalter, Total Totals, Cross Totals, Vertical Totals, Jefferson, Adedokun, Rackliff, K-Index were used to determine possibility of the severe weather such as thunderstorm/tornado or heavy rain occurrence in this region. All of the analyses were used to construct the meso-scale thermodynamic climatology of the Europa and Mediterranean. Analyses indicated that source region of the low level moisture for Europa and Turkey is the Mediterranean. In April, entering the humid air through Turkey from the eastern Mediterranean and during the summer, significant mean horizontal advection of warm, moist air into the continental Europa and western Russia was noted. Analysis of the stability indices showed that the Turkey, continental and southern part of the Europa and Near East countries are the favorable areas for the convective weather development in summer.

1. GİRİŞ

Doğal afetler, gerek insanlar gerekse diğer canlılar ve çevre için kayıplara neden olan ve toplumun sosyo-ekonomik yapısını olumsuz yönde etkileyen doğa olaylarıdır. Afetlere neden olan meteorolojik olaylardan bazıları; şiddetli rüzgarlar, yıldırım, dolu fırtınaları, gök gürültülü fırtınalar (oraj), yağmur sağanakları, donan yağmurlar ve kar sağanaklarıdır. Ayrıca sel ve kuraklık da tümüyle hidro-meteorolojik süreçler nedeniyle ortaya çıkar. Yüksek sıcaklık ve düşük nem sonucu meydana gelen orman yangınlarını da meteorolojik olaylardan kaynaklanan doğal afetler arasında saymak mümkündür.

Bunlar ile birlikte, atmosferin termodinamik özelliklerinin bilinmesi, afete neden olabilecek dolu fırtınaları (Lopez ve diğ., 2001), şiddetli rüzgarlar (Siemonov ve Georgiev, 2003), ani seller (Bechtold ve Bazile, 2001), süper hücreler (Costa ve diğ., 2001) gibi birçok meteorolojik olayın önceden tahmini için oldukça önemlidir.

Orajlar (gök gürültülü fırtınalar), şiddetli rüzgarlar, dolu, hortumlar ve aşırı yağışlar meydana getirebilir (Hagemeyer, 1991). Dünyanın herhangi bir yerinde herhangi bir anda yaklaşık olarak 2000 tane oraj meydana gelmekte ve bu orajlar büyük can ve mal kayıplarına neden olmaktadır. Neden olduğu tüm bu meteorolojik olaylar ve bunlara bağlı afetler göz önüne alınırsa orajların önceden tahmini büyük bir önem taşımaktadır. Çoğunlukla ilkbahar ve yaz aylarında oluşan orajlar, öğleden sonra yani günün en sıcak saatlerinde, yüzeydeki havanın en kararsız olduğu saatlerde gelişir. Havanın kararsız olabilmesi için en yaygın olan mekanizma yukarı yönlü hareket olarak kabul edilir (Beebe ve Bates, 1955). Eşit olmayan yüzey ısınması sonucu veya cephe zonu boyunca sıcak havanın yükselmesi veya yukarı seviye rüzgarlarının diverjansı sonucu, havanın yukarıya doğru hareketi başlar.

Amerikan Ulusal Hava Servisi (NWS), orajların rüzgar hızı 26 m/sn'ye ulaştığı zaman ve/veya 1,9 cm çapında veya daha büyük dolu meydana getirdiği zaman ve/veya hortumlara sebep olduğu zaman 'şiddetli' olarak tanımlamaktadır. Oluşan bu büyük dolu

taneleri tarım ürünlerine verdiği zararlar yanında insanlar için de tehlikelidir. Ortaya çıkan seller de yine can ve mal kayıplarına neden olmaktadır. Orajlar nedeniyle milyonlarca dolar hasar meydana gelmektedir. Orajlar sırasında oluşan yıldırım çarpmaları da özellikle açık havada bulunan birçok kişinin ölümü veya sakatlanmasıyla sonuçlanmaktadır.

Örneğin, 1916-1990 yılları arasında Amerika'da hortumlar nedeniyle 11,900 ölüm kaydedilmiştir. Bu da yılda ortalama 159 ölüm demektir. 2000 yılında orajlara bağlı şiddetli yağışlar sonucu meydana gelen sel nedeniyle 11 ev hasar görürken, 25-30 kişi evlerinden olmuş, 12000 kişi de elektriksiz kalmıştır. Orajların hayatı olumsuz yönde etkilemesi ve sebep olduğu can ve mal kayıpları, orajların önceden tahmini ve halkın uyarılması için önemli bir nedendir. Avrupa'da sık sık hortumlar oluşmasına rağmen, sayıları bu konuda daha detaylı çalışmalar ve tahminler yapılması için gerekli ilgiyi çekecek kadar yeterli değildir (Simeonov ve Georgiev, 2003).

Bu nedenlerden dolayı, hava koşullarının önceden tahmininde meteorolojik parametrelerin doğru ölçülmesi, çok iyi analiz edilmesi ve elde edilen verilerin çok iyi yorumlanması gerekmektedir. Halkın ve yetkililerin orajlar ve bunlara bağlı diğer tüm meteorolojik olaylar hakkında doğru bilgilendirilmesi ve zamanında uyarılması için orajların oluşum mekanizması çok iyi incelenmelidir. Orajlar, kararsız bir ortamda sıcak ve nemli havanın yükselmesi sonucu meydana gelen yerel fırtınalardır. Karmaşık yapıları ve dağ ile deniz meltemleri gibi mezo ölçekteki olayların etkisiyle tahminleri zordur (Kahya, 2000). Orajların tahmininde temel şey, termodinamik çevrenin büyük ölçekli analizidir. Orajları güçlendiren aşağı seviye neminin yoğunluğu ve büyüklüğü, ve hava akımının termodinamik karakterleri, potansiyel tetikleme mekanizmasında yer alır ve çevresel dinamikler, herhangi bir oraj tahmininde göz önüne alınması gereken önemli faktörlerdir (Hagemeyer, 1991).

Showalter ve Fulks (1943), Fawbush ve diğ. (1951) ve Beebe (1955, 1958) yukarı hava sondajlarını daha önceki koşullar ve bunlara yakın koşullar olarak ikiye ayırarak, hortum oluşturan sinoptik ve mezo ölçekli şartların karakterlerini sınıflandıran birçok çalışma yaptılar. Bu çalışmaların önemi, havanın statik kararlılığından faydalanan sinoptik koşulların termodinamik karakterlerini ortaya çıkaran ilk çalışmalardan olmalarıydı.

Williams (1953) ve Tepper (1954) çalışmalarında fırtına oluşumlarıyla kararsızlık hattı arasında güçlü bir ilişki olduğunu öne sürdüler.

Oraj potansiyelini tespit etmek için yukarı seviye sondaj verilerinin analizinde kararsızlık indekslerinin hesaplanmasının önemi büyüktür. Orajların tahmini için ilk kararsızlık indeksi Showalter (1953) tarafından ortaya kondu. Showalter indeksi, 850 mb (1500 m) seviyesinden 500 mb. (6000 m) seviyesine yükseltilen bir hava parselinin sıcaklığı ile 500 mb'daki çevre sıcaklığı arasındaki farka dayanır (Stackpole, 1967). Kararsızlık veya fırtınanın gelişmesi için güçlü potansiyel, aşağı seviyelerdeki ılık ve nemli havanın orta seviyelerdeki oldukça soğuk havayla örtülmesi sonucunda artırılır. İlerleyen yıllarda çoğu Showalter indeksine bağlı olan diğer indeksler geliştirildi, örneğin Kaldırma İndeksi (Galway, 1956), Boyden İndeksi (1963) ve Miller'in (1972) Düşey ve Çapraz Toplamlar indeksleri.

Şiddetli orajları ve hortumları tahmin etme yöntemlerindeki gelişmeler, kararsızlık eğilimlerini kontrol eden atmosferik süreçlerin çözülmesi üzerine merkezlendi. Sonuç olarak tahminde yararlanılan prosedür temelde iki basamaklı bir süreçtir. İlk adım kararlılık eğilimini belirlemek, ikinci adım lokal olarak kararsızlığı ortaya çıkaran mekanizmaları bulmak veya tahmin etmektir (House, 1963).

Bonner (1966), oraj ve şiddetli yağmur fırtınalarının mezo ve mikro ölçekli olaylar olduğunu ve standart analiz metotlarıyla tam olarak tanımlanamayacaklarını öne sürmüştü ve orajların önceden tahmini için yine de yukarı atmosfer verilerinin (nem, kararsızlık, rüzgar) sinoptik ölçekte analiz edilmesinin önemli olduğunu belirtmiştir. Bonner (1966), Güney Amerika üzerindeki orajların aşağı-seviye jetleri ile olan ilişkisini araştırmıştır. Pitchford ve London (1962) da istatistiksel bir araştırma yaparak gece oluşan orajların aşağı-seviye jetleriyle aynı bölgelerde ve aynı zamanlarda oluştuklarını ortaya koydu. Bonner (1966), orta batı üzerinde gece süresince oluşan orajların oluşumunda aşağı seviye jetlerinin çok önemli bir rol üstlendiği ve oluşumun düşey hız alanlarıyla ilişkili olduğu konusunda Bleeker ve Andre (1951), Blackadar (1959) ve Sangster (1958) hemfikirlerdi. Fakat bu alanların, geceleyin konveksiyonun başlamasında değil de sağanak hatlarının ömrünü uzatmakta önemli olduğunu ortaya koydu.

Yukarı/aşağı yönlü hareketlerin sayılarına göre orajlar: Basit, çoklu ve süper hücreler olarak sınıflandırılır. Bir 'hücre', bir tane yukarı/aşağı yönlü hareket çiftini ifade eder. Tetikleme mekanizmalarına göre ise hava kütlesi orajları, cephesel orajlar ve mezo-ölçekli konvektif kompleksler (MKK) diye sınıflandırılırlar. MKK'lar binlerce kilometre karelik alanda birçok orajın etkileşimi sonucu oluşan hemen hemen dairesel orajlar kümesidir. Cephe ile ilişkileri yoktur ve genellikle zayıf, sinoptik ölçek akımları ile gelişirler. MKK'ların genel karakteristikleri ilk olarak Maddox (1980) tarafından ortaya konmuştur.

Doswell (1982) ve Miller (1975) kullanıma hazır hava verilerinin analizi için ayrıntılı metodlar sundu. Charba (1979) Körfez Sahilindeki şiddetli-hava ortamına karşı Amerika'nın merkez düzlüklerindeki şiddetli hava ortamı arasında temel bir fark olduğuna ve karasızlık indeksi istatistiklerinin farklı süreçleri anlamamızı güçlendirmede ne kadar yeterli olduklarına dikkati çekti. Stone (1985) Doğu Amerika'da karasızlık indekslerinin performanslarını ve çeşitli şiddetlerdeki orajlarla nasıl ilişkilendirileceklerini tartışmıştır. Schultz (1989) da yaptığı çalışmada Rocky Dağları'nın doğusundaki düzlüklerdeki çeşitli konvektif olaylarda ve şiddetli hava olayların tahmininde (büyük dolu, hortum, şiddetli rüzgar) sondaj verilerinden hesaplanmış yedi indeksin performanslarını değerlendirmeye çalıştı.

Fritsch ve diğerleri (1986) ve McAnelly ve Cotton (1989) Amerika'daki orta düzlüklerde çoğu yaz yağışlarına MKK'ların neden olduğunu göstermişlerdir. Ayrıca tropiklerdeki yağış rejimlerinde MKK'lar önemli bir rol oynar. Afrika üzerindeki MKK'larla ilgili Laing ve Fritsch (1993) ve Rowell ve Millford (1993) arasında yapılan ilk klimatolojik çalışma daha sonraları yayınlandı (Laurent ve diğ., 1998). Sanchez ve diğerleri (2003) Kuzeydoğu İspanya'daki Ebro vadisi civarında yaz ayları boyunca etkisini sürdüren şiddetli orajlar ve dolu yağışlarının ölçeğinden yola çıkarak bu bölgede uzun ömürlü MKK'ların meydana geldiğini öne sürdüler. Çalışmalarında farklı yukarı seviye değişkenleri yardımıyla bu konvektif hareketlerin öncesindeki koşulları karakterize etmeye çalıştılar.

Hagemeyer (1991), Amerika üzerindeki konvektif kararsızlık ve orajların oluşumunda etkili olan aşağı seviye nemli hava kütleleri ile aşağı orta-troposferik kuru hava

k t lelerinin kaynak bölgelerini atmosferin termodinamik özelliklerini kullanarak belirledi.  alışmasında, Mart-Eylül boyunca Amerika ve Meksika'daki 69 karasal radyosonde istasyonunun 1966-1980 yılları arasındaki yer ve 750 mb verilerini kullandı. Ele alınan dönemin uzunluğu, bu çalışmayı daha önceki çalışmalardan ayırmaktadır. Yapılan hesaplamalar sonucunda 12 UTC aylık ortalama potansiyel sıcaklık, karışma oranı ve jeopotansiyel yükseklik değerleri elde edilerek gerekli grafikler üzerinde yorumlandı. Çalışma sonucunda Hagemeyer (1991) 750 mb'daki kuru hava k t lelerinin kaynak bölgeleri ve aşağı seviyelerdeki nemin kaynak bölgelerini tespit etti.

Costa ve diğerleri (2001), İtalya  zerindeki şiddetli hava olayları ile ilgili bir çalışma gerçekleştirdiler.  alışmalarında atmosferik kararsızlık indeksleri kullanılarak hortum, dolu fırtınası ve şiddetli yağmur olaylarının birbirinden nasıl ayırt edilebileceğini göstermeye çalıştılar. Showalter, SWEAT indeksleriyle, CAPE ve BRN (Bulk Richardson Number) gibi termodinamik değişkenler kullandılar.

Dolu tahminini geliştirmek ve dolu oluşması veya oluşmamasını ve dolu büyüklüklerinin yukarı seviye termodinamik sondajları ile ilişkilendirmeye çalışan birçok çalışma vardır. Örneğin, Lopez ve diğerleri (2001), Kuzeybatı İspanya'daki dolu fırtınalarının fiziksel parametrelerinin CAPE değerleriyle olan ilişkisini ve CAPE değerlerinin ıslak hazne sıcaklığı ile olan ilişkilerini incelediler.

Simeonov ve Georgiev (2003), ilk kez Bulgaristan Ulusal Meteoroloji ve Hidroloji Enstitüsü (NIMH) tarafından analiz edilen 15 Mayıs 1999 hortumunu incelediler ve şiddetli fırtınaların oluşum mekanizmaları hakkında hava tahmincilerini bilgilendirmeyi amaçladılar.  alışmalarında, yukarı seviye rasatlarını kullanarak hortumun oluştuğu saatlerde ve yerde atmosferin kuvvetli kararsızlığını göstermişlerdir. Ayrıca hortumun oluştuğu bölgede konvektif harekete sebep olan temel faktörlerle ilgili sinoptik çalışma gerçekleştirdiler.  alışmalarında birçok termodinamik değişken ile birlikte Toplam-Toplamlar İndeksi ile K-İndeksi kullanılmıştır.

Brooks ve diğ. (2003) ise Amerika ve Avrupa  zerindeki orajlar ve hortumların oluşumu için uygun şartların yersel dağılımlarını belirlemeye çalıştılar. Orajların oluşumu için uygun şartları; 500-700 mb lapse rate değerlerinin 7 K/km'den büyük ve karışma oranı değerinin ise 10 gr/kg'dan büyük olduğu günlerin sayısına bağlı olarak belirleyip, bu

şartları sağlayan gün sayılarına göre yersel dağılımı oluşturdular. Ayrıca CAPE değerlerine göre de iki bölge üzerindeki orajlı gün sayılarının dağılımını analiz ettiler. Sonuçta, Avrupa üzerindeki oraj için uygun koşulların en sık olduğu bölge İspanya Platosu ve Adriatik Denizi'nin doğu kısmı, hortum için ise Fransa ve Adriatik Denizi'nin doğusu olarak belirlendi.

Şiddetli fırtınaların ve bunlara bağlı olarak gelişen birçok şiddetli hava olayının önceden tahmin edilmesi ve gerekli yerlerin erken uyarılması için atmosferin termodinamik özelliklerinin ortaya konması gerektiği açıktır. Bu çalışmada, Akdeniz ve Türkiye dahil birçok Avrupa ülkesi üzerindeki atmosferin termodinamik değişkenleri incelenerek, yersel ve zamansal analizleri yapılmıştır.

Orağların oluşabilmesi için gereken koşullar; aşağı seviyelerde ılık ve nemli hava, yukarı seviyelerde soğuk ve kuru hava, herhangi bir yükseltme mekanizması, 500 mb'ın üzerinde yukarı seviye diverjansı ve kararsız bir atmosfer bulunmasıdır. Bu nedenle, Avrupa ve Akdeniz bölgesi üzerinde gelişen orağların ve şiddetli hava olaylarının oluşumunu takip edebilmek için bu bölgelerdeki aşağı troposferin nemli ve orta troposferin kuru bölgelerinin tespitine çalışılmıştır.

Tezin II. bölümünde çalışmada kullanılan veriler ve verilerin ait olduğu istasyonların yer aldığı oldukça geniş alanın topografik ve iklimsel özelliklerine değinilmiştir. Ayrıca kullanılmadan önce veriler üzerinde yapılan kalite kontrol yöntemleri de bu bölümde kısaca yer almaktadır. Bölüm III'de ise birçok termodinamik değişkenin, günlük radyosonde kayıtları kullanılarak aylık ortalamalarını hesaplamak için gerekli bilgiler ve formüllere yer verilmiştir. Bu değişkenler arasında bağıl nem, karışma oranı, eşdeğer potansiyel sıcaklık, çiy noktası sıcaklığı, lapse rate, yükselmeye yoğunlaşma seviyesi yer almaktadır. Atmosferik kararsızlık ve kararsızlık indeksleri hakkında temel bilgiler IV. Bölümde yer almaktadır. Analizleri yapılacak olan kararsızlık çeşitleri ve literatürde yer alan Showalter İndeksi, K İndeksi, Jefferson İndeksi, Toplam-toplamlar gibi birçok kararsızlık indeksi hakkında bilgi verilmiştir. Bölüm V'de ise aşağı troposferin termodinamik özelliklerinin yersel ve zamansal değişimlerini ortaya koyabilmek için gerekli olan temel termodinamik değişkenler ve karışma oranı ile potansiyel sıcaklık, eşdeğer potansiyel sıcaklık ile bağıl nem birleşik haritaları, bunlara ilaveten kararsızlık

indekslerinin aylık ortalama değerleri ve yersel dağılımları oluşturularak analiz ve yorumları yapılmıştır. Ayrıca kararsızlık tiplerinin analizinde gerekli olan dūřey potansiyel sıcaklık, eşdeğer potansiyel sıcaklık, LCL seviyesi yūkseklēęi, sıcaklığı ve basıncının aylık değişimleri grafikler aracılığıyla yorumlanmıştır. Bōlūm VI'da, yapılan çalışma sonucu elde edilen bulgular ve konuyla ilgili ileride yapılacak çalışmalara yōnelik tavsiyeler yer almaktadır.



2. ÇALIŞMA ALANI VE KULLANILAN VERİ

Bu bölümde, öncelikle çalışmada kullanılan verilerle ilgili bilgi kısaca verilecektir. Atmosferik parametrelerin termodinamik klimatolojisi belirlenecek olan ve buna bağlı olarak oraj gelişiminin yersel ve zamansal analizleri yapılacak olan bölgenin, topografik ve iklimsel özelliklerine kısaca değinilecektir. Son olarak da kullanılan verilere uygulanan kalite kontrol yöntemi üzerinde kısaca durulacaktır. Bölgenin iklimsel özelliklerine değinilirken yağış, karasızlık, fırtına, rüzgarlar ve basınç paternlerine yer verilecektir.

2.1 Çalışmada Kullanılan Veri

Çalışmada kullanılan ve birçok atmosferik termodinamik parametrenin hesaplanmasını sağlayan yukarı seviye gözlem verileri, özellikle Avrupa genelinde olmak üzere, Akdeniz ve Akdeniz'i çevreleyen Batı ve Güneybatı Asya ile Kuzey Afrika ülkelerinin yukarı seviye gözlem istasyonlarına aittir. 69 gözlem istasyonuna ait olan veri, 1996-2002 yıllarını kapsamakta ve 12 UTC'de yapılan rasatları içermektedir. Sondajlarda, birçok seviye için sırasıyla atmosfer basıncı, jeopotansiyel yükseklik, sıcaklık, çiy noktası sıcaklığı, rüzgar yön ve hızları yer almaktadır. Çalışmamızda yer seviyesi, 850, 700 ve 500 mb ana seviyelerindeki veriler seçilerek kullanılmış ve gerekli termodinamik parametreler hesaplanmıştır.

British Atmospheric Data Center'dan temin edilen verilerin ait oldukları 69 radyosonde istasyonunun enlem, boylam, rakım ve istasyon numarası bilgileri, istasyonlara verilen sıra numaraları ile birlikte Tablo 2.1'de verilmiştir. Ayrıca Şekil 2.1'de, istasyonların sıra numaraları ile temsil edildiği ve çalışma alanı üzerindeki dağılımlarını gösteren harita yer almaktadır. Şekil 2.1'deki içi dolu kareler, termodinamik parametrelerin düşey analizlerinde kullanılmak üzere yersel dağılıma göre seçmeye çalıştığımız 10 temsili istasyonu göstermektedir.

Tablo 2.1 Verileri Kullanılan Radyosonde İstasyonları.

Sıra No	İst. No	Boy. (°)	Enl. (°)	Rakım (m)	İstasyon
1	60390	03.25	36.72	30	Dar_El_Beida, Cezayir
2	06447	04.35	50.80	100	Uccle, Belçika
3	14240	16.03	45.82	123	Zagreb_Maksimir, Hırvatistan
4	11520	14.45	50.02	304	Praha_Libus, Çek Cumhuriyeti
5	06181	12.53	55.77	40	Koebenhavn_Jaegersborg, Danimarka
6	02963	23.50	60.82	104	Jokionien, Finlandiya
7	02836	26.65	67.37	179	Sodankyla, Finlandiya
8	07761	08.80	41.95	6	Ajaccio, Fransa
9	07510	-00.70	44.83	47	Bordeaux_Merignac, Fransa
10	07110	-04.42	48.45	99	Brest, Fransa
11	07481	05.03	45.73	248	Lyon_Satolas, Fransa
12	07180	06.22	48.68	225	Nancy_Essey, Fransa
13	07645	04.40	43.87	60	Nimes_Courbessac, Fransa
14	07145	02.02	48.77	168	Trappes, Fransa
15	10739	09.20	48.83	314	Stuttgart_Schnarrenberg, Almanya
16	04018	-22.60	63.97	52	Kefalvikurflugvollur, İzlanda Adası
17	16716	23.73	35.33	28	Athens-Hellinikon, Yunanistan
18	16622	22.97	40.52	8	Thessaloniki-Mikra, Yunanistan
19	12843	19.18	47.43	138	Budapest-Lorinc, Macaristan
20	40875	56.37	27.22	10	Bandarabbass, İran
21	40754	51.35	35.68	1204	Tehran_Mehrabad, İran
22	03953	-10.25	51.93	9	Valentia_Observatory, İrlanda
23	40179	34.82	32.00	30	Bet_Dagan, İsrail
24	16320	17.95	40.65	15	Brindisi, İtalya
25	16560	09.07	39.25	4	Cagliari_Elmas, İtalya
26	16245	12.43	41.65	6	Pratica_Di_Mare, İtalya
27	16429	12.50	37.92	7	Tarapani_Birgi, İtalya
28	16044	13.18	46.03	93	Udine-Campoformido, İtalya
29	62010	13.15	32.67	80	Tripoli_International-Airport, Libya
30	17607	33.40	35.15	162	Athalassa, Akdeniz Adaları
31	06260	05.18	52.10	2	De_Bilt, Hollanda
32	01152	14.40	67.25	20	Bodo_vi, Norveç
33	01400	03.22	56.53	46	Ekofisk, Norveç
34	01001	-08.67	70.93	9	Jan_Mayen, Norveç
35	01241	09.60	63.70	7	Orland_iii, Norveç
36	01415	05.67	58.87	9	Stavanger_Sola, Norveç
37	08508	-27.07	38.73	112	Lajes_Santa_Rita_Acores, Portekiz
38	40394	41.68	27.43	1015	Hail, Suudi Arabistan
39	40375	36.60	28.37	778	Tabuk, Suudi Arabistan
40	06610	06.95	46.82	490	Payerne, İsviçre
41	08801	-08.42	43.37	58	La_Coruna, İspanya
42	08221	-03.58	40.50	631	Madrid_Barajas, İspanya
43	08430	-01.17	38.00	61	Murcia, İspanya
44	08301	02.62	39.55	3	Palma_de_Mallorca, İspanya
45	08023	-03.82	43.47	64	Santander, İspanya
46	08160	-01.02	41.67	263	Zaragoza_Aeropuerto, İspanya
47	02527	12.30	57.67	155	Goteborg-Landvetter, İsveç

Tablo 2.1 (devam)

48	02185	22.13	65.55	17	Lulea_Kallax, İsveç
49	02365	17.45	62.53	6	Sundvall-Harnlsand_Flyplats, İsveç
50	17130	32.88	39.95	891	Ankara, Türkiye
51	17280	40.18	37.88	687	Diyarbakır, Türkiye
52	17240	30.55	37.75	997	Isparta, Türkiye
53	17062	29.08	40.97	33	İstanbul_Göztepe, Türkiye
54	17220	27.17	38.43	25	İzmir, Türkiye
55	17030	36.33	41.28	4	Samsun, Türkiye
56	03240	-01.60	55.42	23	Boulmer, UK
57	03808	-05.32	50.22	87	Camborne, UK
58	03920	-06.10	54.48	37	Hillsborough_Met.office, UK
59	03005	-01.18	60.13	132	Lerwick-S.screen, UK
60	33345	30.57	50.40	166	Kyiv, Ukrayna
61	22550	40.30	64.37	4	Arhangel_Sk, Rusya
62	34247	41.03	50.25	92	Kalac, Rusya
63	22217	32.21	67.09	25	Kandalaksa, Rusya
64	27612	37.57	55.45	200	Moskva-Dolgoprudnyj, Rusya
65	22113	33.07	68.59	121	Murmansk, Rusya
66	22271	44.08	67.53	8	Sojna, Rusya
67	26063	30.42	59.57	78	St.Peterburg_Voejkovo, Rusya
68	23804	50.51	61.40	120	Syktyvkar, Rusya
69	12374	20.97	52.40	94	Legionowo, Polonya

2.2 Çalışma Alanının Topografik Özellikleri

Çalışmada verileri kullanılan gözlem istasyonlarının büyük bir kısmı Avrupa genelinde bulunmakla birlikte, Türkiye'yi çevreleyen Güneybatı Asya ülkeleri ile Afrika'nın kuzey sınırında birkaç ülke ve Akdeniz adalarından bazıları da çalışmada verisi kullanılan ülkeler arasındadır. Şekil 2.1'den de görüldüğü gibi çalışma alanı 25°N-72°N enlemleri ile 30°W-60°E boylamları arasındadır.

Bu bölgede önemli bir yer tutan Avrupa'da deniz etkisi, etrafındaki derin körfezler nedeniyle kuvvetlenir. Rusya'nın batısında Avrupa'nın herhangi bir noktası denizden 600 km uzaktadır (Lydolph, 1985). Kuzeyde, Atlantik'in etkisi Kuzey Denizi, Baltık ve uzantısı olan Bothnia ve Finlandiya Körfezi tarafından doğu yönünde karanın içlerine doğru taşınır. Güneyde, Akdeniz ve buna bağlı çeşitli denizler Cebelitarık Boğazından doğuya doğru Karadeniz ve Hazar Denizleri boyunca devam eder.

Avrupa'nın tümü Asya'nın batısına bitişiktir. Denizler, bu yarımadaı alt yarımadalara ve adalara ayırır: Kuzeyde, İskandinavya, Danimarka Yarımadası ve İngiliz Adaları,

güneyde, İberya (İspanya ve Portekiz), İtalya ve Balkanlar. Denizlerin ılımanlığı ve birçok yerde mevcut olması, Avrupa'nın ılık kışları, sıcak yazları, enlemler arası küçük sıcaklık farkları ve genellikle yeterli ve dağınık yağışları ile önemli derecede ılımlı iklime sahip olmasını sağlar. Avrupa, diğer karalara göre toplam alanının daha büyük bir kısmında insanların yerleşimi için uygun iklime sahiptir. Avrupa'nın yukarı enlemlerinde diğer yerlere göre daha fazla ürün yetişir. Bu özellikler, Avrupa'nın en yarımadasal kısımları için geçerlidir.

Doğuya doğru düzlük genişler ve iklim daha karasal olur. Bu nedenle Avrupa yarımadası, soğuk aylardaki sıcaklıkları genellikle donmanın üzerinde olan ve kışın kar örtüsü olmayan kara parçalarının deniz-kontrollü batı kısımlarıyla sınırlanır. Bu kısım, Arktik Halkası'ndan, güneye doğru Norveç'in batı sınırı boyunca ve doğuya doğru İsveç'in batı sahili boyunca, Batı Baltığa doğru uzanan bir hattın güney batı topraklarını içerir. Daha sonra, Orta Almanya ve Doğu Fransa boyunca güneybatıya doğru kıvrılır ve iç kısımlarda Alpler'in 'soğuk adasını' korur. Sonra Kuzey İtalya boyunca doğuya ve güneydoğu yönünde Balkan Yarımadasının içlerine kıvrılır (Lydolph, 1985).

Orta Avrupa'da topografya çeşitli olduğu için tanımlaması zordur ve enlem yüksek olmasına rağmen, alan anormal bir şekilde bulunduğu enleme göre sıcaktır. Bu nedenle kışlar oldukça serttir. Kuzey Avrupa'daki Almanya ve Polonya düzlüğünde batının denizsel iklimi büyük bir bölge üzerinde aşamalı olarak doğunun karasal iklimine dönüşür çünkü herhangi bir topografik engel yoktur (Lydolph, 1985).

Çalışma alanının az da olsa bir kısmını oluşturan diğer bir bölge Güneybatı Asya'dır. Bu bölge, Orta ve Yakın Doğu ile batıda bunlara bitişik, Türk boğazlarından ve Doğu Akdeniz'den doğuya doğru yayılan yüksek dağların güney bölgelerini içerir. Tüm Arap Yarımadası'nı içerir (Lydolph, 1985). Sekiz tane geniş deniz yüzeyi ile çevrelenir: Ege, Akdeniz, Karadeniz, Kızıl, Arap ve Hazar Denizleri ve Aden Körfezi ile Arap Körfezi (Taha ve diğ., 1981).

Yakın ve Orta Doğu'nun çoğu, plato ve havzaların arasına girmiş dağlık bölgelerdir. Bu nedenle genel kuraklığa rağmen, yüksek dağlar dışında önemli iklim farklılıkları vardır. Topografya bakımından Güneybatı Asya'da 3 ana plato vardır (Taha ve diğ., 1981).

1. Kuzeyden Elbruz Dağları ile sınırlanan İran Platosu,

2. Güneyden Toros ve kuzeyden Septus ve Pentus Dağları ile sınırlanan Anadolu,
3. Maksimum yüksekliği güneybatı sınırında olan Arap Yarımadası Platosu.

En yüksek dağlar Güneybatı Asya'nın kuzey kenarında uzanır ve güneydeki alanı, kuzeydeki karasal Avrasya'nın soğuk kışlarından korur. Batıda Kafkaslar, Karadeniz'le Hazar Denizi arasındadır ve maksimum yüksekliği 5633 metreye ulaşan sıra dağlardır. Hazar Denizi, güneyde yüksekliği 5604 m olan İran'ın kuzeyindeki Elbruz Dağları ile sınırlanır. Birçok küçük dağ sırası, çeşitli yönlerde Türkiye, Kuzey Irak ve İran boyunca uzanır. Bunlardan en yükseği 5156 m ile Ararat Dağı'dır (Lydolph, 1985).

2.3 Çalışma Alanının İklimsel Özellikleri

Akdeniz havzası, subtropikal ve orta-enlem bölgeleri arasında bir geçiş alanıdır ve bu durum iklimik koşullarda kuvvetli bir gradyana sebep olur. Akdeniz iklimi kış süresince, fırtınalar en güneydeki pozisyonunu alırsa Kuzey Atlantik sinoptik karışıklıklardan etkilenir. Sonuç olarak Kuzey Atlantik Salınımının pozitif evrelerinde yüksek yüzey basınçları Batı Avrupa'ya kadar anormal kuruluğa sebep olur (Chaboureaud ve Claud, 2003).

Afrika, herhangi bir denizsel tropikal havanın Avrupa'nın büyük bir kısmına ve Batı Asya'ya girmesini engeller. Avrupa'ya, kış süresince kuzeybatıdan değil de doğudan soğuk hava gelir ve Avrupa'nın batı yarısı, oldukça soğuk, karasal polar havanın girişinden korunur. Kış boyunca Batı Avrupa'ya ulaşan karasal hava, Asya Yüksekliğinin güney tarafından dolanan bir yörüngeye sahip olduğu için oldukça değişmiştir. Deniz havası, Avrupa'nın iç kısımlarına Kuzey Amerika'ya oranla daha fazla girer. Çünkü Amerika farklı yönlerde yüksek arazilere sahipken Avrupa'da doğuya doğru akan Atlantik havasını engelleyecek kuzey-güney doğrultusunda uzanan devamlı bir dağ bariyeri yoktur.

Avrupa, yağış rejimlerine göre üç temel yağış bölgesine ayrılabilir. Norveç'ten kuzey İspanya'ya kadar Kuzeybatı Avrupa'nın sahillerinin çoğu, sonbaharda maksimum, ilkbaharda minimum olmak üzere yıl boyunca yeterli miktarda yağış alır. Buna, içlerdeki Londra Düzluğu hariç Büyük Britanya'nın çoğu ve en uç kuzeybatı ve güneybatı sahil alanları dahildir. Büyük Britanya'da yağışlar yazın maksimum olma eğilimindeyken

diğer alanlar ise Batı İrlanda'da olduğu gibi kışın maksimum olma eğilimindedir. Bu yağış rejimi, öncelikle deniz-yüzeyi sıcaklığı ile ilişkilidir. Deniz yüzeyi sıcaklığı ilkbaharda daha soğuk, sonbaharda daha sıcaktır. Buna rağmen, bu bölgede siklonik fırtınalar en sık sonbaharda görülür. Siklonik fırtınaların geçişiyle ilişkili olan önemli miktarda yağış, kümülüs bulutlarından olan yağışlı hava şeklinde görülür. Kümülüs bulutları, sıcak denizler üzerinden güneydoğuya doğru hızla ilerlerken, soğuk cephelerin gerisindeki soğuk hava kütlelerindeki konveksiyon nedeniyle meydana gelir. Hatta bazı bölgelerde bu çeşit yağış, sıcak cephelerin ve oklüzyon cephelerin önündeki yaygın stratiform bulutları nedeniyle oluşan yağışlardan fazla olabilir (Lydolph, 1985).

İngiliz adalarının çoğu ve Avrupa'nın sahil bölgelerinde, troposferin aşağı kısımlarında sıcaklık lapse rate'inin çok büyük olduğu dikkat çekmiştir. Bu durum, deniz havası Kuzey Atlantik'in sıcak suları üzerinden Avrupa'ya yaklaştığı zaman ortaya çıkan yüzey ısınmasına bağlı olabilir. Konveksiyonun soğuk cepheleri takip eden soğuk, yeni deniz havasında çok aktif olduğunu doğrulayan örnekler vardır. İngiltere'nin çoğunda, yağışların hemen hemen yarısı sıcak cepheler ve siklonik fırtınaların sıcak sektörleriyle ilişkilidir. Geri kalan %50'nin 25'i soğuk cephelerin gerisindeki soğuk hava içerisindeki kararsızlıkla ve %3 de orajlarla ilişkilidir (Lydolph, 1985).

Avrupa'nın batı kıyılarından içlerine doğru yağış genellikle yıl boyunca elverişlidir fakat bu yağış rejimi Doğu Fransa, Almanya ve İskandinavya'da, yazın bir maksimuma kışın da minimuma dönüşür. Böyle bir yağış rejimi, yazın konvektif aktivitelerin büyük miktarda yağışlar, ardından kışın siklonik fırtınalar meydana getirdiği kıtasal iç kesimlerde yaygındır. Buna rağmen, en sık yağışlar genellikle kışın gözlenir. Kuzey İspanya, Güney Fransa, Kuzey İtalya, Kuzey Yugoslavya ve Güney Bulgaristan boyunca uzanan hattın güneyi, yıl boyunca yetersiz yağışlarla birlikte belirgin bir şekilde kurudur. Bu, Azor Yükselişinin kuzeye doğru genişlemesinin bir sonucudur. Kış süresince Azor Yükselişi Sahra üzerinden güneye uzanır. Akdeniz'in tüm sınır toprakları, kuzeyde Avrupa'yı, güneyde Afrika kıyısı ve doğuda Yakın Doğu'yu da içermek üzere kış boyunca yazdakinden daha fazla yağış alır. Burada yağış rejimi daha karışıktır. Sadece Afrika ve Yakın Doğu kıyı bölgeleri, kış mevsimi süresince daha çok yağış alan karalara sahiptir. Güney Avrupa'nın büyük bir kısmı çeşitli ve karışık yağış rejimlerine sahiptir. Bazıları sonbahar-kış, bazıları ilkbahar-yaz maksimumuna sahiptir. Kuzey-orta

İspanya'dan Kuzey İtalya boyunca Kuzey Yugoslavya içlerine ve kuzeye doğru uzanan zon ilkbahar ve sonbaharda yağış maksimumuna sahiptir. Bu zon, yazın Akdeniz'deki Azor Yüksekliği ile kışın Avrupa dağlarının kuzeyindeki Asya Yüksekliği arasında bir geçiş bölgesinde bulunuyormuş gibi görünür. Bu iki yüksek basınç sistemi kendi mevsimleri süresince çok iyi geliştiklerinden bu periyotlar geçiş bölgesinde en kuru dönemlerdir (Lydolph, 1985).

Akdeniz'in hemen hemen her yerinde yazın kuru dönemi ve sonbahar sonlarından ilkbahar başlarına kadar olan yağışlı dönemler farkedilebilir özelliklerdir. Yaz orajları önemli miktarda yağış bırakan Kuzey İtalya en belli başlı istisnadır. Kuzey Akdeniz'in her yerinde yaz yağışları ihmal edilemez, yıllık yağışın yaklaşık %10-15'i kadardır. Fakat yaklaşık 40°N enleminin güneyinde yaz yağışları yıllık yağışların %5'i kadar veya daha azdır ve güneydoğu ve güney-orta Akdeniz'de %1'den azdır. Bu bölgeler, çoğu sene 3 ile 5 ve hatta 6 ay süren mutlak kuraklıklarla karşılaşır (MOAM, 1962).

Kuzeyden güneye ilerledikçe, normal yağışların en fazla olduğu ay değişir. Güneydeki en yağışlı ay, kuzeydeki bölgenin en yağışlı ayı hangisiyse ondan bir sonraki aydır. Bu durum, Akdeniz üzerinde güneye doğru polar hava kütlelerinin nüfuz edişini gösterir. Bu nedenle, kuzeydoğu İspanya'dan batı düzlüklerinin ortasına, İtalya'nın merkezi, Yunanistan'ın ve Ege'nin kuzeyine kadar olan hattın kuzeyinde en fazla yağışlı ay Ekimdir. Bu hatla, Cebelitarık Boğazından, Sardinya, İtalya'nın güneyi ve Orta Ege'ye kadar olan hat arasında en yağışlı ay ise Kasım'dır. Bu hattın güneyinde Aralık ve Ocak ayları en yağışlı aydır fakat Ekim'le Ocak arasında çok fark yoktur. Tabi ki bu genel paternin dışında kalan bölgesel istisnalar vardır ve bir yıl içerisinde çeşitlilikler oluşabilir. Malta'da Ekim'den Mart'a kadar her ay bir yıldan öteki yıla en yağışlı ay olmuştur; Ekim, Kasım ve Ocak gerçekte Aralık ayı kadar yağışlıdır. Benzer değişimler Akdeniz'in diğer kısımlarında da meydana gelir (MOAM, 1962).

Akdeniz'de şiddetli yağmurların çoğu, depresyonların soğuk cephelerinde veya soğuk hava kütlelerindeki kararsızlık sağanaklarında oluşan sağanak tipindedir. Havanın ilerlediği yöndeki kısmı, özellikle sıcak ve nemli olduğu zaman şiddetli yağmurlar soğuk cephelerde oluşma eğilimindeyken, kararsızlık sağanakları ve orajlar özellikle sonbaharda, deniz hala çok sıcakken aktiftir (MOAM, 1962).

Sıcak cephelerde sık sık şiddetli yağmurlar ve bazen de gök gürültüsü vardır. Akdeniz’de eski polar hava konvektif olarak kararsızdır ve cephelerdeki konverjans nedeniyle veya orografik olarak yükseltildiği zaman çok büyük bulutlar ve yağmur oluşabilir. Kuzey Akdeniz’deki şiddetli yağmurların çoğu, özellikle orografik yağış bu sebebe bağlıdır. Orta bulutlarda gelişen gök gürültülü yağmur, Akdeniz’in kuzey kısımlarına ulaştığı ve orografik veya konvektif olarak yükseltildiği zaman, Scirocco hava akımlarında oluşur. Sıcak mevsimlerde özellikle Po Vadisi, Kuzey İtalya ve Balkanlar’da yağmur, çoğunlukla soğuk cephelerle gök gürültülü yağmur meydana getiren tropikal kaynaklı ve kutupsal kaynaklı hava kütlelerine bağlıdır. Ayrıca karasıl kaynaklı ılıman hava da Balkanlar’da gök gürültülü yağmurlara sebep olur (MOAM, 1962).

Yazın, kuru dönemleri ve oldukça az yağışlı ilkbahar mevsimi, yüzey havasının Kuzey Afrika’ya doğru deniz üzerinde sübsidansla sabit akışıyla ve çevresindeki oldukça kararlı lapse rate oluşturan karalara göre daha düşük sıcaklığa sahip olan deniz yüzeyleri ile ilişkilidir. Bu koşulların bulunmaması durumunda, örneğin istisna olarak soğuk hava, Avrupa’da beklenmedik soğumaya sebep olduktan sonra kuzey çeyrekte gelirse veya oldukça sıcak hava Afrika’dan gelirse ve cephesel süreçlerde yer alırsa, kuru dönemde bir değişiklik gerçekleşebilir. (MOAM, 1962)

Çoğu şiddetli fırtına Nisan ayında oluşmasına rağmen, ilkbahar ve yazın Doğu Akdeniz genellikle kurudur. Bu şiddetli fırtınalar, çoğunlukla, denize doğru hareket eden (Barry ve Chorley, 1998; Trigo ve diğ., 2002) ve Orta Doğu (ve ayrıca Kıbrıs) üzerinde tespit edilen siklonlardan daha seyrek ortaya çıkan Sahara siklonları ile ilişkilidir (Trigo ve diğ., 2002).

Rusya’nın Transkafkas Dağları, alçak bölgeleri, platoları ve Türkiye’nin doğusu ve İran’ın kuzeybatısı kompleks bir yağış rejimine sahiptir ve tüm alan en büyük miktarda yağış alır. En kuvvetli yağmur Karadeniz’in doğu ucu boyunca Gürcistan’a yağar (2504 mm). Yağışlar yıl boyunca homojen dağılmıştır. Yağışlar, sonbahar ve kışın siklonik fırtınalardan yazın ise orajlardan kaynaklanır. Yağış miktarı, Karadeniz’in sıcaklığı ile ilişkiliymiş gibi görünmektedir. Deniz sıcaklığının en yüksek olduğu, en nemli ayda (Eylül), deniz sıcaklığının en düşük olduğu, en kuru aydakine (Mayıs) nazaran dört katı

fazla yağış alır. Yine de bölge yıl boyunca nemlidir. Doğu Karadeniz batı yönünde Türkiye'ye doğru nemliliğini korur fakat yağış miktarı 2500 mm'lerden 700 mm civarlarına düşer (Lydolph, 1985).

Ermenistan ve Türkiye platolarının iç kısımlarında, bu yağış rejimi hızla tersine döner ve Mayıs genelde en nemli aydır. Yıllık yağış toplamaları fark edilir miktarda azalır. Türkiye'nin batı-orta kısmındaki Ankara, Mayıs maksimumu 50 mm olmak üzere yılda 359 mm yağış alır. Sadece 8 mm yağışla Ağustos en kuru aydır. Bu Kafkas-Anadolu bölgesinde, maksimum yağışlar kış-ilkbahar siklonik mevsimlerinin bir kombinasyonu olarak ortaya çıkar ve Azor Yüksekliğinin yukarı-seviye doğu ucunun oluşumundan önce hızla ilkbahar sonu orajlarını meydana getirir (Lydolph, 1985).

Ortalama Kuzey Atlantik basınç paterninin temel özellikleri İzlanda Alçağı ve Azor yükseğidir. Bulundukları yer ve nispi şiddetleri çok fazla değişmesine rağmen tüm mevsimlerde bulunurlar. Bu sektörde yukarı seviye akımları, patern içerisinde küçük mevsimsel değişimlere uğrar fakat batıdan doğuya doğru olan akımların şiddeti kıştan yaza yarıdan fazla azalır (Barry ve Chorley, 1998). İzlanda Alçak Basınç Merkezi, kış süresince Kuzey Atlantik üzerinde gelişir ve doğuya doğru İskandinavya'nın Arktik sahili boyunca ve Rusya'ya kadar genişler. Bu bölgede siklonlar gelişir, sonra doğuya ve güneydoğuya doğru iki ana hatta hareket ederler. Biri, Arktik'in sınırları boyunca direk olarak doğuya gider, diğeri ise güneye gider Akdeniz ve Orta Doğu'dan geçer. Orta Avrupa kış süresince genellikle siklonlar tarafından daha az etkilenir. Buna rağmen cepheler ve ikincil dalgalar kış boyunca Avrupa üzerinde yaygındır (Lydolph, 1985).

Avrupa iklimini etkileyen diğer bir basınç sistemi Sibiry kış antisiklonudur. Bu sistemin oluşumu, yaygın kış kar örtüsü ve Asya'nın karasallığı ile kuvvetlenir. Atlantik depresyonlar (alçaklar, siklonlar), kışın sık sık Norveç veya Akdeniz'e doğru hareket eder fakat eğer doğuya doğru giderlerse oklide olurlar ve Sibiry içlerine nüfuz etmeden önce etkilerini yitirirler. Bu nedenle Sibiry yüksek basıncı bu mevsimde yarı-daimidir ve batıya doğru yayıldığında şiddetli koşullar Avrupa'nın çoğunu etkiler. Yazın, tüm Asya üzerinde basınç alçaktır ve Atlantik'den olan depresyonlar daha zonal bir yol izleme eğilimindedir. Bu depresyon Avrupa üzerinden geçse bile yazın kutuplara doğru yön değiştirmez. Bu, Atlantik Arktik Cephesinin güneye doğru bölgesel yer

değiştirmesinin bir sonucudur. Yazın bu depresyonlar daha az şiddetlidir ve azalmış olan hava kütlesi farklılıkları zayıf cepheler meydana getirir (Lydolph, 1985).

Akdeniz Bölgesi, bir basınç oluşunda veya iki yüksek arasında yer alır. Bu oluşun varlığı topografik olarak açıklanabilir çünkü bir oluk iki sırtın arasındadır. Akdeniz, çevresindeki karalardan sıcak olduğu zaman bu oluk sadece dinamik bir alçak değil ayrıca termal bir alçaktır. Bu alçak, Sahara Çölünden gelen sıcak ve genellikle kuru hava kütleleri ile Avrupa ve Atlantik Okyanusu'ndan gelen bir soğuk hava kütlesi arasındaki cephesel bölge veya konverjans zonudur. Bu sıcak su ve alçak-basınç koşulları ekstrapotik siklonları ve frontojenez durumlarını destekler. Ayrıca yaz süresince tek bir merkeze sahip olan yukarı seviye jet akımları iki kola ayrılır; güney kolu Akdeniz Bölgesi'ne doğru uzanır (Goldreich, 2003).

Goldreich'e göre (2003) teoride, kışın ve geçiş mevsimlerinde Akdeniz Havzasında herhangi bir yerde depresyonlar gelişebilir fakat alçakların oluşturulduğu veya derinleştiği üç temel bölge vardır:

1. Cenova Limanı'nın güneyinde, Tyrrhenian Denizinde, (Cenova Alçağı)
2. Kuzey Afrika, Atlas Dağlarının rüzgar altı (güney) tarafında (Sahara Alçağı veya Atlas rüzgar altı depresyonu)
3. Kıbrıs yakınında (Kıbrıs Alçağı).

Yazın Basra Körfezi'nden Irak boyunca Kuzeydoğu Akdeniz'e kadar ulaşan Basra Oluğu mevcuttur. Aşağı seviyelerde oluşan bu oluk üç ay sürer. Akdeniz üzerinde de bulunan bu oluk çevresindeki karalardan oldukça soğuktur. Anadolu Platolarından Akdeniz'e doğru esen yaz rüzgar akışları adyabatik olarak ısıtılır ve bir dağ rüzgar altı depresyonuna neden olur. Sıcak (termal) alçağın üzerinde bir antisiklon ortaya çıkar.

Basra oluşu, ortalama durumlarda Türkiye'nin batısına ulaşır ve 1500 m'de (850 mb) bu oluk hala fark edilebilir, fakat şekli belirsizdir. Bu tabakada sıcak hava bulunur. Bu tabakanın üzerinde sübsidansa ve tabakanın ısınmasına neden olan Azor antisiklonunun bir kolu bulunur (Goldreich, 2003).

Cenova ve Adriatik fırtınaları genellikle güneydoğuya doğru ayrı ayrı sahil çizgisi boyunca hareket ederler ve sonra Yakın ve Orta Doğu'ya doğru, doğuya veya

kuzeydoğuya doğru Karadeniz ve Kafkas Bölgelerine dönerler. Güney Atlas fırtınaları genellikle Akdeniz'in doğu yarısına girer ve doğuya doğru sıcak suyu takip ederek Orta Doğu'ya devam ederler (Lydolph, 1985).

Cenova Körfezi'nde siklonların çoğu Güney Fransa'da Rhone ve Carcassonne geçitleri boyunca ortaya çıkar. Ve soğuk havanın daha sıcak deniz üzerinde güneye doğru devam etmesi, soğuk cephenin arkasındaki soğuk havada büyük miktarda konvektif sağanaklara sebep olur. Birçok meteorolog, soğuk hava içerisindeki bu tip sağanak aktivitesinin sıcak cephede oluşacak sağanaklara göre Akdeniz Bölgesi'nde daha çok miktarda yağış bırakacağını iddia etmektedir. Aynı etki, soğuk havanın Karadeniz ve Ege Denizi arasından, Marmara Boğazından geçmesiyle Doğu Akdeniz üzerinde hissedilir (Lydolph, 1985).

Kış süresince, bölgesel yüksek basınç hücreleri daha soğuk olan İberya, İtalya ve Balkan yarımadaları üzerinde oluşma eğilimindeyken, aradaki ılık denizler alçak basınç merkezleri oluşturma eğilimindedir (Lydolph, 1985).

Yazın, İzlanda Alçağı çok zayıflamıştır ve siklonik aktivite genelde daha zayıftır. Siklonların çoğu İskandinavya ve Rusya'nın kuzey kısmından geçen kuzeyli bir rota izler. Asya Yüksekliği uzun süre bulunmaz ve cephelerle ikincil dalgalar Avrupa'ya kolaylıkla girebilir. İlave konvektif aktivitelerle birlikte, iç kısımlarda bir yağış maksimumuna neden olurlar (Lydolph, 1985).

Batı Avrupa üzerindeki rüzgar hızları, depresyonların oluşumu ve hareketi ile ilişkilidir. En güçlü rüzgarlar, cephesel sistemleri takip eden kuzey-batı hava akımına maruz kalmış sahillerde veya depresyonların ve hava akımlarının kanalize olduğu topografik bölgelerde oluşur (Barry ve Chorley, 1998).

Özellikle Güney Avrupa'da, karışık topografya ve kara ile su etkileşimi nedeniyle birçoğu ünlü olan lokal rüzgar sistemleri vardır. Bu bölgede fön rüzgarları, esasında kuzey İtalya boyunca doğuya doğru hareket eden siklonik fırtınaların öndeki sınırlarıyla ilişkili olan güneyli rüzgarlarla oluşur. Bu saatler süresince alp yüzeyinde, yukarıdan alçalan hava ile aşağıdaki soğuk, nemli, bulut-ve-sis ile örtülü buzlu vadiler arasında güçlü sıcaklık enversiyonu meydana gelir. Alpler'in kuzey yamacı boyunca fön

rüzgarları özellikle sonbahar ve ilkbaharda yaygındır ve ilkbaharda karları hızla erittiği için tehlikeli çığlara neden olur (Lydolph, 1985).

Fön rüzgarları, Alplerin güney yamaçlarında da, güneyli siklonik fırtınaların arkasında oluşur fakat Kuzey İtalya'nın Po Düzlüğünde kış süresince alçalan sıcak hava genellikle soğuk, nemli havanın üzerinde kalır. Kış süresince Po Vadisi'nde bulunan soğuk yüzey havası üzerine sık sık batıdan doğuya geçen siklonik sistemler biner. Bu üstteki sistemlerden olan yağış sık sık altındaki havayı doyurur ve kış süresince ayda 10-20 gün süren sislere neden olur (Lydolph, 1985).

Fön, Güneydoğu Avrupa'nın birçok dağlık kısımlarında oluşur fakat Kuzey Alpler'dekinden daha az etkilidirler. Ayrıca, güçlü yüzey enversiyonu olan İskandinavya dağlarının batı yamacında da yaygındırlar. Bazen bu bölgede alçalan hava başlangıçta çok soğuktur ve deniz seviyesine ulaştığında Norveç kıyıları boyunca deniz yüzeyi sıcaklığından daha soğuktur. Ve bora rüzgarı olarak bilinir. Bu koşullar altında buhar sisi oluşur (Lydolph, 1985).

Kış boyunca soğuk hava sık sık, Alpler'in kuzeyinde İsviçre platosu üzerinde bölgenmiş bir yüksek basınç hücresinde gelişir ve soğuk bir bora rüzgarı olarak inmek üzere Alpler'in doğu veya batı ucu etrafında alçalır. Alçalan hava adyabatik olarak ısınmasına rağmen başlangıçta, deniz seviyesine ulaştığında hala Akdeniz sahillerine göre daha soğuktur. Alplerin batı ucunda, Jura Alpleri ve Fransa'nın Merkez Yüksek Arazileri arasındaki dar, Rhone Nehri vadisini zorla geçer. Riviera'ya 20-30 m/sn hızla ulaşır ve bu bölgede Mistral olarak bilinir. Benzer bir oluşum Adriatik Denizi'nde de görülür.

'Bora' kelimesinin ortaya çıkarıldığı Trieste Körfezi'nde, 35 m/sn'den daha hızlı olan ve bora rüzgarlarıyla birlikte sık görülen bir oluşum vardır. Rüzgarın ani hızı 60 m/sn'yi geçer, Adriatik'deki dalgalar 2,5 m'ye kadar çıkar.

Akdeniz'de, bir rüzgar sistemleri dizisi çoğunlukla doğuya doğru hareket eden siklonlarla ilişkilendirilir. Fırtınanın ön sınırında, Afrika'dan gelen güneyli rüzgarlar oldukça sıcak, kuru ve tozludur. Bunlar, Siricco olarak bilinir. Akdeniz boyunca kuzeye doğru hareket ederlerse önemli miktarda nem toplarlar, Kuzey İtalya ile Güney Fransa'ya nemli ve tozlu hava olarak ulaşırlar. Siklon doğuya doğru ilerlerken, arka

taftaki kuzeyli hava kuzeyden bora rüzgarlarını çeker. Benzer bir olay Yugoslavya'nın Adriatik sahilinde gerçekleşir. Jugo (güney) rüzgarı fırtınanın önünde ilerler ve bora onu takip eder. Jugo, bora gibi ani esmez fakat sert ve sürekli estiği için Adriatik Denizi'nde boranın yarattıklarından daha yüksek dalgalara neden olur.

Doğu Akdeniz boyunca ve doğuya doğru Yakın ve Orta Doğuya kadar devam eden baskın rüzgarlar yaz süresince kuzeyden, karadan gelir. Çoğu durumda çöker ve adyabatik olarak ısınırlar, böylece temiz, kuru koşullara sebep olurlar. Bu rüzgarlar Eteziyen (meltem) olarak bilinir (Lydolph, 1985).

Güney-batı Fransa'da Carcassone Geçidi, Atlantik'ten doğuya doğru giden depresyonların güneye geçiş noktasıdır. Rhone ve Ebro Vadileri, Batı Akdeniz'de bulunan depresyonların arkasına akan güçlü hava akımları için uygun yerlerdir. Batı Avrupa'daki her bölgede doruklardaki rüzgarların ortalama hızı etrafı daha korunaklı olan bölgelerdeki hıza göre en azından %100 daha büyüktür: Açık düzlüklerdeki rüzgarlar, bu korunaklı bölgelere göre %25-30 daha kuvvetlidir; ve sahillerdeki rüzgar hızları, deniz bölgesine bitişik tüm alanlardaki rüzgar hızlarına göre %10-20 daha azdır (Barry ve Chorley, 1998).

0°C izotermi Ocak ayında Karadeniz'in batı sahilinin orta kısmından girer ve kuzeydoğu yönünde Kırım Yarımadası'nın güneyi boyunca kıvrılır. Bu nedenle, Karadeniz'in dar, kuzey kısmı üzerindeki hava sıcaklığı Ocak süresince ortalama 0°C'nin altındadır ve denizin bu kısmı kışın donarken daha derin olan güney kısmı donmadan kalır.

Avrupa'daki kış izotermi, batıda genellikle sahil çizgisine paraleldir ve Doğu Avrupa Düzlüğü boyunca kuzey-güney yönüne döner. Bu durum, deniz-kara zıtlığının sıcaklık üzerindeki etkisinin enlem etkisinden daha fazla olduğunu gösterir. Sonuç, Avrupa'nın çoğu kış süresince anormal olarak sıcakken, yüksek dağların kuzeyindeki Güneydoğu Avrupa, Rusya ve Asya'nın çoğu anormal bir şekilde soğuktur (Lydolph, 1985).

2.4 Veri Kalite Kontrolü

Çalışmaya başlanırken British Atmospheric Data Center'dan 1996 - Nisan 2002 dönemi için radyosonde verisi temin edilmiş olan 100'den fazla istasyon vardı. Fakat gerek verilerdeki eksikler gerekse hataların fazla olması çalışma alanının daraltılmasına neden

oldu ve Tablo 2.1’de verilen 69 istasyonun kullanımına karar verildi. Meteorolojik verilerdeki eksikler ve hatalar elbette ki bilimsel çalışmaların sonuçlarında çok önemlidir ve aletsel veya gözlemsel hataların muhakkak dikkate alınması gerekir.

Meteorolojik aletlerden elde edilen veriler, veri bankalarına girilmeden önce normal olarak bir takım kalite kontrolden geçirilir. Maalesef hataları tümüyle uzaklaştırmak çok zordur bu nedenle, kalite kontrollerinin hem veri merkezlerinde, hem de özel amaçlarla kullanılmasından önce yapılması gereklidir (Guijarro, 1998). Günümüzde veri kalite kontrolünde kullanılan birçok yöntem vardır. Bu çalışmada, Kompleks kalite kontrol yöntemi kullanılmıştır. Yöntemle ilgili ayrıntılı bilgi Kahya (2000) tarafından verilmiştir. Görsel inceleme (visual examination for spikes), Sınır/Limit/Bound/Range kontrol, Outliers Kontrol ($\text{Value} > 4\sigma$), Duplication / Time Sequential kontrol (tekrarlanan veri kontrolü), Fiziksel kontrol: $T \geq T_w \geq T_d$, (T,Td,RH,P), Kompleks Kalite Kontrolü ve Düzeltmesi: Hidrostatik denge (T, P ve Q kontrol ve düzeltmeleri), lapse rate (sıcaklık işareti kontrol ve düzeltmeleri), istasyon yüksekliği kontrolü (base line control) gibi yöntemler kullanılmıştır.

İzlenen yolu kısaca belirtmek gerekirse temel basınç seviyelerinin (1000, 850, 700, 500, 400 mb) jeopotansiyel yükseklikleri, yer seviyesi basınç değerleri, seviyelerin minimum ve maksimum sıcaklıkları, çiy noktası sıcaklıkları, bağıl nem değerlerinin saptandığı bilgisayar programının sonuçları incelenerek hatalar saptanmış ve gerekli değişiklikler yapılmıştır. Belirlenen hatalar çoğunlukla sıcaklıklardaki işaret hataları, özellikle yukarı seviyelerde çiy noktası sıcaklıklarının çok düşük olup buna bağlı olarak bağıl nem değerlerinin düşük olması idi. Hatalı değeri olan ilgili seviyenin bir üstü ve bir altı ile o günün önceki ve sonraki günleri ile karşılaştırılmış ve uygun değerlerle değiştirilmesi suretiyle hatalar giderilmiştir. Düzeltilemeyen hatalı veriler çıkarılmıştır. Ayrıca ay bazında gün sayıları kontrol edilip tekrarlanan günler varsa düzeltmeler yapılmıştır.

3. TERMODİNAMİK DEĞİŞKENLER

Radyosonde istasyonlarında yapılan ölçümlerden elde edilen veriler çeşitli eşitliklerde kullanılarak birçok termodinamik değişken hesaplanır ve bunlar termodinamik analizlerde kullanılır. Bu bölümde, çalışmamızda kullanılan belli başlı termodinamik değişkenlere ve onların genel özelliklerine yer verilmiştir. Atmosferin düşey termodinamik yapısını görüntülemek, çeşitli termodinamik değişkenleri hesaplamak ve kararlılığı belirlemek için termodinamik diyagramlar oluşturulur (Bohren ve Albrecht, 1998). Atmosferin düşey yapısı yanında cephe sistemleri ve hava kütlelerinin tanımlanmasında da radyosonde verileri ve bu diyagramlar kullanılmaktadır (Djuric, 1994; Kahya, 2000).

Geliştirilen birçok termodinamik diyagram arasında en yaygın kullanılanlar Skew T-Log P diyagramı ile tepigramdır. Standart termodinamik diyagramlarda yer alan eş çizgiler, basınç, sıcaklık (izoterm), potansiyel sıcaklık (kuru adyabatlar), eşdeğer potansiyel sıcaklık ve ıslak-hazne potansiyel sıcaklığı (nem adyabatlar) ve doymuş karışma oranı eğrileridir (Bohren ve Albrecht, 1998). Günümüzde bilgisayarlar ve elektronik hesap makinelerindeki ilerlemeler, termodinamik değişkenleri hesaplamak için diyagramlara duyulan ihtiyacı azaltmıştır. Bu çalışmada termodinamik diyagramlar yerine otomasyonu gerçekleştirilen termodinamik parametreler hesaplanarak belirlenmiştir. Analizlerde kullanılan belli başlı termodinamik değişkenler aşağıdaki gibidir.

3.1 Bağlı Nem

Havada bulunan aktüel subuhar basıncının, aynı sıcaklıkta bulunabilecek maksimum subuhar basıncına oranıdır. Yani havanın doymaya ne kadar yakın olduğunu gösteren değişkendir. Matematiksel olarak aktüel buhar basıncının (e), doymuş buhar basıncına (e_s) oranı ile ifade edilir.

$$r = \frac{e}{e_s} \quad (3.1)$$

Saf düz su yüzeyine göre doymuş buhar basıncını ifade eden e_s 'in sıcaklığın fonksiyonu olarak ifadesi şu şekildedir.

$$e_s = 6.1078 \exp \frac{19.8 - t}{273 + t} \approx 6.11 \exp(0.073t) \quad (3.2)$$

6.11; mb cinsinden 0°C'deki doymuş buhar basıncı değeridir. Sıcaklık da °C cinsindendir. Sıcaklık arttıkça, e_s değeri de artar ve buna bağlı olarak da bağıl nem azalır.

Aktüel buhar basıncı ise basıncın bir fonksiyonudur. Bu nedenle bağıl nem adyabatik süreçlerde ve sıcaklık ve basıncın değiştiği diğer tüm süreçlerde önemli miktarda değişir. WMO, bağıl nemin, karışma oranının doymuş karışma oranına oranı ile ifade edilmesini önermiştir (Bohren ve Albrecht,1998).

$$r = \frac{w}{w_s} \quad (3.3)$$

w = karışma oranı

w_s = doymuş karışma oranıdır.

3.2 Karışma Oranı

Karışma oranı, subuharı yoğunluğunun kuru hava yoğunluğuna oranıdır. Birimi gram/gram veya gram/kilogram şeklindedir.

$$w = \frac{\rho_w}{\rho_d} \quad (3.4)$$

Hal denklemlerinden yola çıkarak, subuharı yoğunluğu;

$$\rho_w = \frac{e \times m_w}{R_v \times t} \quad (3.5)$$

kuru hava yoğunluğu;

$$\rho_d = \frac{p_d \times m_d}{R \times T} \quad (3.6)$$

Buradan;

$$w = \frac{e \times m_w}{p_d \times m_d} \times \frac{R}{R_v}$$

$$w = 0,622 \times \frac{e}{p - e} \quad (3.7)$$

R, kuru hava için gaz sabiti, R_v ise su buharı için gaz sabitidir ve 0,622 bu sabitlerin oranıdır. (p-e) ise kuru havanın kısmi basıncıdır.

Doymuş karışma oranı w_s de benzer şekilde elde edilir.

$$w_s = \frac{e_s}{p - e_s} \times \frac{R}{R_v} = 0,622 \frac{e_s}{p - e_s} \quad (3.8)$$

e ve e_s , p'den küçük olduğu için paydadaki e ve e_s 'in ihmal edilmesi ile özgül nem (q) ve doymuş özgül nem (q_s) elde edilir.

$$q = 0,622 \times \frac{e}{p}$$

$$q_s = 0,622 \times \frac{e_s}{p} \quad (3.9)$$

3.3 Çiy Noktası Sıcaklığı

Sabit basınçta, nem miktarında değişim olmaksızın havanın doymaya ulaşması için sahip olması gereken sıcaklıktır. Doymaya ulaşılması için iki yol vardır. Birincisi sıcaklığı

düşürmek, ikincisi ise subuharı miktarını arttırmaktır. Çiy noktası sıcaklığı, birinci süreçte sözü geçen sıcaklıktır. Diğer bir ifadeyle buhar basıncı e 'nin doymuş hale geldiği sıcaklıktır ve matematiksel ifadesini elde etmek için doymuş buhar basıncı formülünde e_s yerine e kullanılır.

$$t_d = \frac{273(\ln e - \ln 6,11)}{19,8 - (\ln e - \ln 6,11)} \quad (3.10)$$

e , buhar basıncı 6.11 sabiti kullanıldığında mb cinsinden alınır.

Çiy noktası sıcaklığı, bağıl nem ve özgül nem için bir göstergedir. Çiy noktası sıcaklığı kuru hazne sıcaklığına ne kadar yakınsa bağıl nem o kadar fazladır. Kuru hazne sıcaklığına eşitse bağıl nem 100%'dür. Buhar basıncı çiy noktası cinsinden yazılıp bağıl nem ve özgül nem formülünde yerine konursa;

$$r = \frac{e}{e_s}, \quad e = \frac{6,11 \exp(0,073 t_d)}{6,11 \exp(0,073 t)}$$

$$r = e^{0,073(t_d - t)} \quad (3.11)$$

Çiy noktasının büyük değerleri aşağı seviye neminin varlığını gösterir ve konveksiyon şansını artırır. $t - t_d$, sıcaklık-çiy noktası sıcaklığı farkı veya çiy noktası depresyonu olarak isimlendirilir. 700 mb'da küçük çiy noktası depresyonu, derin konveksiyon olasılığını gösterir. Eğer 700 mb'da belirgin nem yoksa kuru havanın sürüklenme şansı daha fazla olacaktır, verilen bir parsel 700 mb seviyesinin altından yükselebilir. Eğer kuru havanın sürüklenmesi gerçekleşirse parsel havada daha az yüzer (Bluestein, 1993). Ayrıca küçük çiy noktası depresyonu değerleri havanın çok nemli olduğu anlamına gelir ve bulutların oluşma ihtimalini artırır.

3.4 Potansiyel Sıcaklık

Bir hava parselinin bulunduğu seviyeden 1000 mb standart basınç seviyesine getirildiği zaman sahip olacağı sıcaklıktır.

$$\theta = T \left(\frac{1000}{P} \right)^{R/c_p} \quad (3.12)$$

θ , $T_0=1000$ mb seviyesindeki sıcaklıktır. T parselin ilk sıcaklığı, P ise ilk bulunduğu seviyedeki basınçtır.

R = Kuru hava için spesifik gaz sabiti $=2,87 \cdot 10^3$ J/Kg K

c_p = Sabit basınçtaki özgül ısı, 1004 J/Kg K

R/c_p oranı kuru hava için 2/7'dir.

3.5 Eşdeğer Potansiyel Sıcaklık

Eşdeğer potansiyel sıcaklık genellikle Teta-e olarak adlandırılır. Bir hava parseli subuharı ile doymaya ulaşana kadar yükseltilir ve tüm subuharı yoğunlaşarak parsel adyabatik olarak 1000 mb basınç seviyesine alçaltılırsa parselin sahip olacağı sıcaklıktır. Standart Eşdeğer Potansiyel Sıcaklık eşitliği;

$$\theta_e = T_e \left(\frac{P_0}{P} \right)^{R/c_p} \quad (3.13)$$

T_e , K cinsinden eşdeğer sıcaklık, P_0 ise 1000 mb standart basınç seviyesidir.

Eşdeğer sıcaklık, gizli ısıyı tümüyle açığa çıkan hava parselinin potansiyel sıcaklığını gösterir. T_e 'nin izobarik eşitliği;

$$T_e = T \left(1 + \frac{L_v}{c_p T} \right) \quad (3.14)$$

T = K cinsinden sıcaklıktır.

L = Buharlaşma gizli ısıdır.

Chaston (1991), eşdeğer potansiyel sıcaklığın bir termodinamik diyagramdan nasıl elde edileceğini şöyle tanımlar:

1. θ_e , genellikle 850 mb olarak seçilen belli bir seviyede ölçülmeye başlar. Başlangıç seviyesi dağlık bölgelerde 700 mb'a kadar çıkabilir.
2. Başlangıç kabul edilen 850 mb seviyesi sıcaklığından kuru adyabatlara paralel ve 850 mb çiğ noktası sıcaklığından da karışma oranı çizgisine paralel yükselirsek bu iki çizginin kesiştiği nokta LCL seviyesini verir.
3. LCL'den itibaren parsel nem adyabatik olarak, nem adyabatlarla kuru adyabatlar birbirine paralel hale gelene dek yükseltilir.
4. Son olarak parsel kuru adyabatik olarak 1000 mb seviyesine indirildiği zaman sahip olacağı sıcaklık eşdeğer potansiyel sıcaklıktır (Kahya, 2000).

Potansiyel sıcaklık, farklı yüksekliklerdeki sıcaklıkları karşılaştırmak ve hava parsellerinin yörüngelerini belirlemek için kullanılabilirken, eşdeğer potansiyel sıcaklık hem nem içeriğini hem de sıcaklıkları karşılaştırmak için kullanılabilir. Hava parselleri, sabit potansiyel sıcaklık yüzeyleri boyunca hareket etme eğilimindedirler.

Orjinal basınç seviyesinden troposferin üst seviyelerine yükselen bir parselde yoğunlaşma ve donma gizli ısıyı açığa çıkar. Parselde ne kadar fazla nem (subuharı) varsa o kadar çok gizli ısı açığa çıkar. θ_e 'nin yüksek değerleri hangi bölgelerin en kararsız olduğunu gösterir.

Bir parselin eşdeğer potansiyel sıcaklığı, parselin sıcaklığı ve nemi arttıkça artar. Bu nedenle, yeterli kararsızlıktaki bir bölgede oldukça yüksek θ_e bölgeleri, termodinamik sebepli gök gürültülü fırtınaların ve MKS'lerin ortaya çıktığı noktalarlardır.

Yüzey değişkenlerine dayalı indekslerin bazen başarısız olduğu yerlere Teta-e dahil edilir. Ölçülen bir tabaka için 5-10°C'yi aşan teta-e değerleri, özellikle izentropik yükselme beklendiği zaman, yükseltilmiş konveksiyon potansiyelini gösterir (Hart ve Korotky, 1991; Sturtevant, 1994).

1. Eğer diğer uygun koşullar da mevcutsa, Teta-e sırtları ve maksimumları konvektif gelişimler için uygun alanlardır.
2. Konveksiyon genellikle teta-e sırt ekseninin uçlarında gelişir veya bulunur.
3. Konvektif sistemler genellikle teta-e maksimumlarına doğru yayılır.

4. Güçlü yukarı-yönlü düşey hareketleri azaltıcı etkilerin varlığında, teta-e gradyanları konvektif gelişimler için uygun alanlardır.
5. Teta-e eksenleri ve maksimumları çoğunlukla 12-24 saat periyotlarında az değişir, bu nedenle bir analizden diğerine izlenebilir. Büyük mezo-ölçekli konvektif sistemler teta-e alanını değiştirebilir.
6. Konveksiyon, ikincil sırt eksenlerinde gelişebilir. Bu eksenler genellikle belirgin değildir ve her zaman izlenebilir değildirler.
7. ‘Tropikal çevre’, teta-e sırtında organize olmuş konveksiyonu güçlendirdiği zaman şiddetli yağmurlar oluşabilir. Subuharı görüntüsü, böyle bir çevrenin varolup olmadığına karar verirken kullanışlıdır (Campbell, 1991; Sturtevant, 1994).

3.6 Islak Hazne Sıcaklığı

Sabit basınçta doymanın gerçekleşmesi için iki ayrı yol vardır:

- 1) Subuharı miktarında hiçbir değişim olmadan, soğuma anlamına gelen sıcaklığı çiy noktasına kadar düşürmekle
- 2) Gizli ısı ilavesi veya eksilmesi olmaksızın havaya su buharlaştırmakla.

Kapalı bir kapta buharlaştırma süreci iki metodu da içerir. Çünkü kapalı yerdeki sıcaklığı sabit tutmak için buharlaşma gerçekleşirken ısı ilave edilmesi gerekir. İkinci süreci anlayabilmek için buharlaşma ısını içeren soğuma etkisini tanımlamak gerekir.

Doymanın gerçekleşmesi için ne kadar su buharlaştırılması gerektiği ve hangi sıcaklıkta gerçekleşeceği bilinmelidir. Havanın başlangıç sıcaklığında doyma için gereken nem içeriğini arttırmak basit değildir çünkü buharlaşmayla soğuma sebebiyle sıcaklık düşecektir. Yani çiy noktasını başlangıç sıcaklığına yükseltmeyiz çünkü başlangıç sıcaklığı düşecek ve çiy noktası ile ortada bir sıcaklıkta karşılaşacaktır. İşte bu doymanın oluşacağı sıcaklık ıslak hazne sıcaklığıdır (Byers, 1974)

$$T_w = T - \frac{L}{c_p} (w_s - w) \quad (3.15)$$

T_w = Islak hazne sıcaklığı,

w_s = Doymuş karışma oranıdır.

Subuharı ilave edildiği için $w_s > w$, bundan dolayı da $T_w < T$ 'dir.

3.7 Islak Hazne Potansiyel Sıcaklığı (Teta-w)

Bir parselin $P_0 = 1000$ mb seviyesine doymuş olarak alçalması sırasında buharlaşmayla soğutulması sonucu sahip olacağı potansiyel sıcaklıktır.

$$\theta_w = T_w \left(\frac{P_0}{P} \right)^{\frac{R}{c_p}} \quad \text{veya} \quad \theta_w = \theta_e - \frac{L}{c_p} \times w_s(\theta_w) \quad (3.16)$$

θ_e ve θ_w , yoğuşma ve buharlaşmanın olduğu adyabatik işlemler süresince hava parselinde sabit kalma özelliğine sahiptir. Bu nedenle hava kütlelerinin tanınmasında önemlidirler. θ_w , teta ve w 'nin bir fonksiyonudur ve ısı ve/veya nemin kaynak bölgelerinin klimatolojik tanımlamasının daha açık yapılması için teta ve w 'nin ayrı ayrı analizleri daha verimli bilgi sağlar (Hagemeyer, 1991).

3.8 Yükselmeyle Yoğuşma Seviyesi (LCL)

Doymamış bir hava parselinin %100 bağıl neme ulaşması ve yoğuşmanın başlaması için kuru adyabatik olarak yükseltilmesi gereken seviyedir. Adyabatik süreç, sistemin çevresiyle enerji alışverişi yapmadığını gösterir fakat bu süreç izotermal olmak zorunda değildir (Bohren ve Albrecht, 1998).

Verilen bir parselin LCL yüksekliği, parselin sıcaklık ve neminin fonksiyonudur. Bu yüksekliği hesaplamak için parselin z_0 veya P_0 başlangıç seviyesinden, sıcaklığın çiy noktası sıcaklığına eşit olduğu z_{LCL} veya P_{LCL} seviyesine yükseltildiği kabul edilsin. Parsel yükselirken sıcaklığı kuru adyabatik oranda azalır ve herhangi bir z seviyesindeki sıcaklığı ve çiy noktası sıcaklığı;

$$T = T_0 - \Gamma_d \times (z - z_0) \quad (3.17)$$

$$T_d = T_{d0} - \Gamma_{dew} \times (z - z_0) \text{ şeklindedir.} \quad (3.18)$$

T_0 : z_0 seviyesindeki parsel sıcaklığıdır

Γ_d : Kuru adyabatik lapse rate'dir, 9.8 °C/km

Γ_{dew} : Parselin çiy noktası lapse rate'idir. Yaklaşık 1.8°C/km.

LCL seviyesini elde etmek için 3.17 ve 3.18 eşitlikleri kullanılırsa;

$$z_{LCL} = z_0 + \frac{T_0 - T_{d0}}{\Gamma_d - \Gamma_{dew}} \approx z_0 + \frac{T_0 - T_{d0}}{8} \quad (3.19)$$

LCL seviyesindeki sıcaklık ;

$$T_{LCL} = \frac{9.8T_{d0} - 1.8T_0}{8} \quad (3.20)$$

Eğer T_{LCL} biliniyorsa potansiyel sıcaklık eşitliğinden LCL'deki basınç bulunabilir.

$$\theta_{LCL} = T_{LCL} \left(\frac{P_0}{P_{LCL}} \right)^{\frac{R}{c_p}} \quad (3.21)$$

$$P_{LCL} = P_0 \left(\frac{T_{LCL}}{\theta_{LCL}} \right)^{\frac{R}{c_p}} \quad (3.22)$$

3.9 Sıcaklık Lapse Rate

Lapse rate, herhangi bir değişkendeki azalma oranıdır (Bohren ve Albrecht, 1998). Atmosferde yukarıya çıkıldıkça gözlemlenen sıcaklıktaki değişim sıcaklık lapse rate'idir. Sıcaklık yükseklikle azalıyorsa lapse rate pozitif, artıyorsa negatif değer alır. Sıcaklık değişmiyorsa lapse rate 0'dır (Sellers and Robinson, 1986).

$$\Gamma = -\frac{\partial T}{\partial z} \quad (3.23)$$

Sıcaklığın yükseklikle artması enversiyon adını alır ve kararlı bir tabakalaşmayı gösterir. Orajların oluşumu için kararsız tabakalaşma gerektiğinden lapse rate değerleri orajların oluşup oluşmamasında bir kritik olarak kullanılabilir (Chelius ve Frentz, 1992).

Tablo 3.1 Kararsızlık için lapse rate kritik değerleri.

Değerler	Durum
Lapse rate $>1^{\circ}$ C/100 Km	Kararsız
Lapse rate $=1^{\circ}$ C/100 Km	Nötr
Lapse rate $<1^{\circ}$ C/100 Km	Kararlı

Kuru adyabatik lapse rate, Γ_d , doymamış bir hava parselinin atmosferde yükselirken sıcaklığındaki azalmadır. Adyabatik süreç, ısı alışverişi olmayan süreç olduğundan termodinamiğin birinci kanunundaki enerji değişimi terimi 0'dır:

$$dq = du + dw$$

$$0 = c_p dT - \frac{1}{\rho} dp \quad (3.24)$$

3.24 eşitliği dz ile bölünür ve dp/dz yerine hidrostatik eşitlikteki karşılığı yazılırsa kuru adyabatik lapse rate, Γ_d ;

$$\frac{dT}{dz} = -\frac{g}{c_p} \quad (3.25)$$

şeklini alır ve değeri sabittir; $\Gamma_d = -9.8^{\circ}\text{C/km}$.

Su faz değiştirirken iki faz arasındaki enerji farkı ya serbest kalır ya da absorblanır (Haklander, 2002). Yükselen bir parsel soğuyup sıcaklığı çiy noktası sıcaklığına ulaştığı zaman soğuma devam ederse parsel içerisindeki subuharı yoğuşmaya başlar ve gizli ısı açığa çıkar (Klink, 2002). Yoğuşma sırasında açığa çıkan bu ısı, orajlar için temel bir enerji kaynağı sağlar (Haklander, 2002).

Parsel doyduktan sonra herhangi bir yükselme parselin doymuş adyabatik lapse rate'de soğumasına sebep olur. Doymuş adyabatik lapse rate (Γ_s), doymuş hava parselinin sıcaklığına bağlıdır. Sıcak, doymuş parseller soğuk ve doymuş parsellere göre daha fazla

nem içerirler, bu nedenle parsel içerisinde daha fazla gizli ısı açığa çıkmasına neden olacak daha fazla subuharı yoğuşabilir (Klink, 2002).

$$-\Gamma_s = -\Gamma_d - \left(\frac{L}{c_p} \right) \left(\frac{dw_s}{dz} \right) = \frac{dT}{dz} \quad (3.26)$$

$\frac{dw_s}{dz}$ = Doymuş karışma oranının yükseklikle değişimidir. Bu terim yükseklikle değişir ve buna bağlı olarak Γ_s de yükseklikle çok az değişir. Yine de aşağı ve orta troposferde Γ_s değeri 5°C/km'ye çok yakındır.

3.10 Bulut Taban Yüksekliği

Bulut taban yüksekliği, yükselmeyele yoğuşma seviyesi ile aynıdır. Hava, verilen bir seviyeden yükseltildiği zaman atmosferde bulut oluşabilir. Yükselmenin detayları düşünülmeden, yükselmeyele yoğuşma seviyesi kuru adyabatik olarak yükselmeye zorlanan hava parselinin %100 bağıl neme ulaştığı seviye olarak tanımlanır (Bohren ve Albrecht, 1989). Buna göre bulut taban yüksekliği de LCL gibi sıcaklık ve nemin bir fonksiyonudur.

Düşük kalınlıklı bir kararsız tabakayı gösteren, düşük LCL/bulut taban yüksekliği, bol aşağı seviye nemine sahip hava kütleleri ile (bulut altındaki kararsız tabakanın kalınlığı, aşağı seviye neminin miktarıyla ters orantılıdır) ve yeterli bir yükseltme mekanizması varsa bol miktarda yağış üretme potansiyeli ile ilişkilidir. Yüzeyin parsel karakteri veya belirli bir yüzey tabakasının ortalama özellikleri bulut taban LCL'sini tanımlamada kullanılır. Lokal yüzey üzerindeki LCL'nin jeopotansiyel yüksekliği hipsometrik eşitlik ve parselin başlangıç noktasında ve LCL'deki özellikleri kullanılarak elde edilebilir (Peppler, 1988).

4. ATMOSFERİK KARARSIZLIK

Atmosferik kararsızlık, sıcak dönemlerdeki hava durumları için önemli bir faktördür (Chrysoulakis ve diğ., 2003). Atmosferin kararlılığı veya kararsızlığı, düşey bir yer değiştirmeye karşı, hava parselinin reaksiyonuyla ilişkili olarak atmosferin durumudur. Atmosferin kararsızlığı, konvektif aktivite olasılığını, bulut tipini (stratus veya kümülüs), türbülans olasılığını, karışımın derecesini (kirleticiler açısından) belirler. Kararsız bir atmosfer sağanakların veya orajların patlak vermesi eğilimindeyken kararlı bir atmosfer genellikle güneşli havaları getirir (Chrysoulakis ve diğ., 2003).

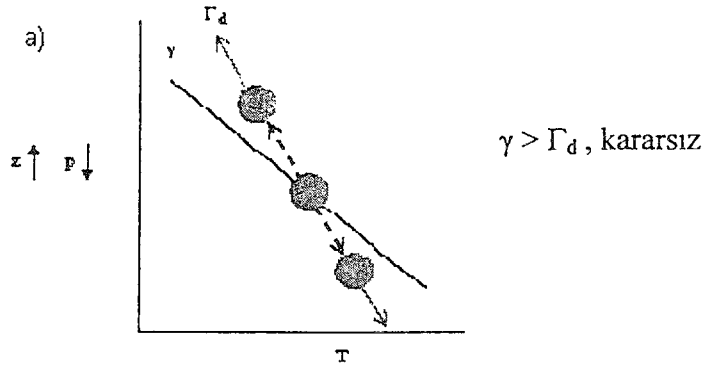
Orajların oluşumunda başlıca üç evre vardır ve bunlardan ilki kümülüs evresidir. Kararsız havadaki belirli atmosferik şartlar örneğin nem, önemli yükseltici kuvvetler gibi atmosferik kararsızlığı sağlar. Bu kararsız hava her zaman ılık ve nemlidir. Yükseltici kuvvet olarak başlıca etki yapan yüzey ısınması, yer yakınındaki havayı ısıtır ve yükselmesini sağlar. Yükselen hava soğuyup yoğunlaşarak kümülüs bulutlarının oluşumuna neden olur. Diğer iki evre de orajın gelişim ve yok oluş evresidir. Genellikle bu ilk evrenin ne zaman ortaya çıkacağını tahmin etmek önemlidir. Bu nedenle atmosferik kararsızlığın ne zaman ve nerede oluşacağını tahmin etmek gerekir (Chrysoulakis ve diğ., 2003).

Atmosferik kararsızlığın değerlendirilmesi genellikle kararsızlık indekslerine dayanır (Showalter, 1953). Atmosferin genel kararsız seviyelerini göstermek amacıyla, olası konvektif aktivitelere basit bir yol gösterici olan bir çok indeks oluşturulmuştur (Chan, 2004). Genel olarak kararsızlık indeksleri konveksiyon potansiyelini gösterir fakat ilgili eşik değerleri kesin değildir; coğrafik bölgeye, mevsime ve sinoptik koşullara göre değişebilir (Chrysoulakis ve diğ., 2003).

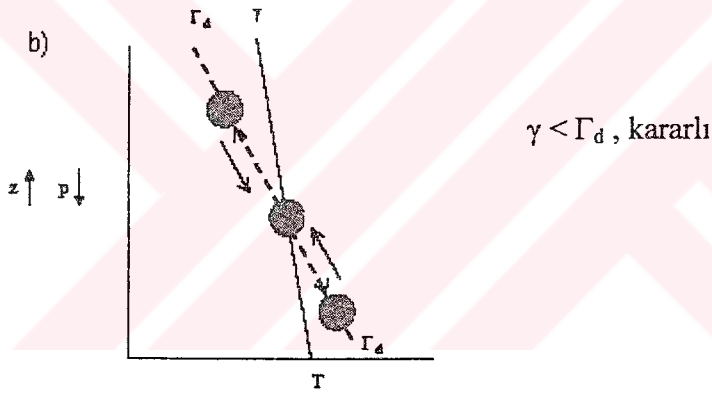
Bu bölümde, kararsızlık çeşitlerine ve literatürde yer alan birçok kararsızlık indeksinden bir kısmına kritik değerleri ile birlikte yer verilmiştir.

4.1 Hidrostatik (Termal) Kararsızlık

Eğer parsel çevresine göre daha sıcaksa, çevresinden daha az yoğundur ve daha fazla havada yüzer durumda kalır ve atmosferin üst kısımlarına doğru yükselir. Çevresel lapse rate (γ) kuru adyabatik lapse rate'den (Γ_d) büyükse parsel yükselmeye devam eder.



$\gamma = \Gamma_d$, nötr



Şekil 4.1 Kuru hava için a) Kararsızlık, b) Kararlılık durumları (Chen, 2004).

Ayrıca, kuru adyabatik hat, sabit potansiyel sıcaklık hattı olduğu için mutlak kararsızlığı potansiyel sıcaklığın yükseklikle değişimi ile ifade edebiliriz:

$$\left(\frac{\partial \theta}{\partial z} \right) < 0, \text{ kararsız}$$

$$\left(\frac{\partial \theta}{\partial z} \right) = 0, \text{ nötr}$$

$$\left(\frac{\partial \theta}{\partial z}\right) > 0, \text{ kararlı}$$

Nemli hava parseli için hidrostatik kararsızlık, çevresel lapse rate'le nem adyabatik lapse rate'in karşılaştırılmasına bağlıdır. Ayrıca doymuş eşdeğer potansiyel sıcaklığın (θ_{es}) yükseklikle değişimi de nemli hava parseli için hidrostatik kararsızlığı belirleyici bir faktördür. Doymamış bir parselin doymuş eşdeğer potansiyel sıcaklığı, eğer parsel doymuş olsaydı sahip olacağı eşdeğer potansiyel sıcaklıktır. Eğer bir tabakadaki sıcaklık nem adyabatik lapse rate'de azalıyorsa, θ_{es} yükseklikle değişmez, sabittir (Sellers and Robinson, 1986). Doymuş hava için $\theta_e = \theta_{es}$ 'dir. Doymuş hava parseli için:

$$\gamma < \Gamma_s \text{ veya } \left(\frac{\partial \theta_{es}}{\partial z}\right) < 0 \text{ ise kararsız}$$

$$\gamma > \Gamma_s \text{ veya } \left(\frac{\partial \theta_{es}}{\partial z}\right) > 0 \text{ ise kararlı}$$

4.2 Statik Kararsızlık

Meteorologlar, konvektif hava olaylarını anlamak için statik kararlılık parametreleri ile ilgilenirler. Statik kararlılık, düşey yer değiştirmelere karşı hidrostatik dengede olan atmosferin kararlılığı olarak tanımlanır. Bu yer değiştirmeler parsel metodu kullanılarak açıklanır (Huschke, 1959; Peppler, 1988). Wilson ve Scoggins (1976) tarafından yapılan bir çalışma sonucu konvektif aktivitelerin; aşağı ve orta troposferin nemli olduğu, havanın potansiyel ve konvektif olarak kararsız olduğu ve pozitif nem adveksiyonu ile ilişkili olan yukarı yönlü harekete sahip olan alanlarda ortaya çıktığı rapor edilmiştir (Peppler, 1988).

Parselin statik kararlılığı orjinal yerinden kuvvet uygulanarak yer değiştirmesinden sonra parselin hareketine bağlıdır. Parsel adyabatik değişime maruz kaldığı zaman yoğunluktaki farklılıkları bulmak için sıcaklığı çevresindeki sıcaklıkla karşılaştırılır. Orjinal yerine geri dönen parsel kararlı olarak kabul edilirken orjinal yerinden uzaklaşmaya devam eden parsel kararsızdır (Peppler, 1988).

Yoğunluktaki farklılıklar, adyabatik lapse rate'le çevresel lapse rate arasındaki farktan etkilendiğinden;

$\gamma > \Gamma_d$, Mutlak kararsızlık

$\gamma < \Gamma_s$, Mutlak kararlılık

$\Gamma_s < \gamma < \Gamma_d$, Şartlı kararsızlık

Atmosfer kararlı görüldüğü zaman bile kararsızlık potansiyeline sahipse, potansiyel kararsızlık geçerlidir. Tabaka oldukça kararlı olabilir (negatif lapse rate'e sahip olabilir) ve potansiyel olarak kararsız olduğu kabul edilebilir. Bu durum, özel bir tabakanın tabanı sıcak ve nemli iken üst kısmının kuru olması ile sağlanır (Peppler, 1988).

4.2.1 Mutlak Kararsızlık

Çevresel lapse rate'in kuru adyabatik lapse rate'den büyük olduğu bir atmosferde doymamış hava parseli yükselmeye zorlanırsa, parsel kuru adyabatik olarak soğur. Fakat atmosfer yükseklikle daha hızlı soğuduğundan parsel çevresine göre daha sıcak olacaktır ve atmosferde yükselmeye devam edecektir. Burada mutlak kararsızlık söz konusudur. Parsel doymuş olsaydı, yükselen parsel içinde yoğunlaşma sonucu açığa çıkan gizli ısı parseli ısıtacağından kararsızlık daha fazla olur.

Çevresel lapse rate'i etkileyen faktörler; aşağı atmosferin ısınması ve soğuması, farklı seviyelerde soğuk ve sıcak hava adveksiyonu, farklı çevresel lapse rate'li hava adveksiyonudur. Yüzeyin ısınması genellikle gün boyunca lapse rate'i artırır. Isınma, bulutluluk, yüzey tipi, yüzey nemliliği, albedo, bitki örtüsü gibi özelliklere bağlıdır. Bu ısınma mutlak kararsız lapse rate'ine sebep olur. Geceleyin yüzeyin soğuması lapse rate'i azaltır ve kararlı tabakaya neden olur. Işınım yayarak soğuyan yer yüzeyi üzerindeki havaya göre daha soğuk olur. Eğer aşağı seviye rüzgarları bir bölgeye sıcak hava getirirken aynı zamanda yukarı seviye rüzgarları soğuk hava getirirse sıcaklık profili kararsız olur. Ayrıca rüzgarlarla taşınan farklı hava kütleleri farklı sıcaklık profillerine sahiptir (Alcorn, 2004).

4.2.2 Potansiyel Kararsızlık (Konvektif Kararsızlık)

Eşdeğer potansiyel sıcaklığın (θ_e) düşey gradyanı potansiyel kararsızlığı tayin etmekte kullanılır. Bu kararsızlık, sadece parselin değil tüm tabakanın bir dağ üzerinden geçmesi veya cephelerle veya diğer atmosferik akışla ilişkisi olması sonucu yükseltilmesiyle artabilir. Bir tabaka yükseltildiği zaman tabakanın tabanı, tepesinden daha önce doymaya ulaşır ve tabakanın tabanı nem adyabatik olarak soğur. Böylece başlangıçta mutlak kararlı olan tabaka yükselirken şartlı kararsız olabilir (Sellers and Robinson, 1986). Eğer tabaka doymuş hale gelene dek yükseltilirse, lapse rate nem adyabatik lapse rate'den büyükse tabaka kararsızdır. Tabakadaki eşdeğer potansiyel sıcaklık yükselme süresince doymadan önce ve sonra korunur. Buna rağmen bir kere doyma meydana geldiği zaman yükselen havanın θ_e 'si θ_{es} 'e (Doymuş eşdeğer potansiyel sıcaklık) eşittir.

Potansiyel kararsızlığın kriterleri;

$$\partial\theta_e/\partial z < 0 \text{ Potansiyel kararsız}$$

$$\partial\theta_e/\partial z = 0 \text{ Potansiyel nötr}$$

$$\partial\theta_e/\partial z > 0 \text{ Potansiyel kararlı}$$

4.2.3 Şartlı Kararsızlık

Doymuş bir hava parselini lapse rate'i $\gamma = -\partial T/\partial z$ olan düşey atmosfer tabakasının merkezine yerleştirince, parsel tabaka içerisinde pseudo-adyabatik olarak yükselir ve doymuş adyabatik lapse rate'de (DALR) soğur. Eğer $\Gamma_s > \gamma$ olursa parsel çevresinden daha soğuk olacaktır. Kuru havanın verilen bir basınçta düşen sıcaklıkla birlikte yoğunluğu artar ve parsel aşağıya doğru eski seviyesine dönme eğiliminde olur. Parsel doyurulmamış ve kuru adyabatik olarak yükseltilirse daha kuru adyabatik lapse rate'de (Γ_d) soğur ve orjinal seviyesine daha hızlı dönmesine sebep olur. Bu mutlak kararlılıktır.

Eğer Γ_d, γ 'dan büyük fakat Γ_s, γ 'dan küçükse tabaka şartlı kararsızdır.

$$\Gamma_d > \gamma > \Gamma_s$$

Şartlı kararsızlığın diğer bir kriteri ise eşdeğer veya doymuş eşdeğer potansiyel sıcaklığın yükseklikle azalıp azalmadığıdır. Ayrıca havanın doymuş veya kuru olması da şartlı kararsızlığı etkilediğinden çiy noktası depresyonunun düşey değişimi de önemlidir.

4.2.4 Gizli Kararsızlık

Pseudo-adyabatik olarak yükseltilecek hava parselinin kararsız olma ihtimaline gizli kararsızlık denir (Galway, 1956; Haklander, 2002). Parselin kararsız olacağı bu seviye yükselen parselin serbest konveksiyon seviyesidir (LFC). Bir parsel şartlı kararsız tabakada LFC seviyesine bir kez ulaştığında, pozitif kaldırma kuvveti nedeniyle yukarı doğru ivmelenir.

4.3 Kararsızlık İndeksleri

Bilindiği gibi farklı kararsızlık tipleri, aşağı seviye nemi ve yükselmeye neden olabilecek herhangi bir kaynağın varlığı orajların oluşumu için uygun koşulları sağlar. Meteorologlar yıllardır, düşey sıcaklık, nem ve rüzgar profillerini göz önünde bulundurarak oraj risklerini ortaya koymaya çalışmaktadırlar. Radyosonde balonlarının yükselmesi ile ölçülen bu profiller troposferin ve hatta stratosferin bir kısmının termodinamik ve kinematik yapısını tanımlarlar. Oraj olasılığını hızlı bir şekilde kontrol edebilmek için radyosonde verilerinden türetilen birçok oraj indeksi ve parametresi geliştirilmiştir (Haklander, 2002).

1953'te Showalter'ın 'Kararsızlık İndeksi' adlı yayınından bu yana dünyanın her yerinde bu indeksler kullanılmaktadır. Kararsızlık indekslerinin tanımları hakkında çeşitli öneriler vardır ve birçok yazarın belirttiği gibi; konveksiyonun veya konveksiyonla ilişkili yağış miktarlarının önceden tahmini için indeks seçiminin uygunluğu bölgeye bağlı olarak değişebilir (Monkam, 2002). Bir indeksin, belli bir bölgede yararlı bir oraj tahmincisi olarak kullanılması için, indeksin istatistiksel özellikleri o bölge için belirlenmelidir (Schultz, 1989; Haklander, 2002).

Showalter Kararlılık İndeksi (SHO):

500 mb kuru hazne sıcaklığı ile 850 mb'dan adyabatik olarak 500 mb'a yükseltilen bir hava parselinin sıcaklığı arasındaki farktır.

$$SHO = T_{500} - T_{P500}$$

T_{500} : 500 mb seviyesi sıcaklığı,

T_{P500} : Parselin 850 mb'dan doyma seviyesine kadar kuru adyabatik ve buradan da 500 mb'a kadar nem adyabatik olarak yükseltilmesi sonucu sahip olacağı sıcaklıktır.

Tablo 4.1. Showalter İndeksi kritik değerleri (Showalter, 1953).

Değerler	Meydana Gelen Hadise
$SHO > 3$	Sağanak yağış ihtimali az
$3 > SHO > -3$	Sağanak yağış ve oraj ihtimali
$SHO < -3$	Şiddetli fırtına

Tablo 4.1'de kritik değerleri verilen Showalter indeksi, Güneybatı Amerika'daki orajların tahmini için hazırlanmış bir indekstir. 500 mb seviyesine yükseltilen hava parselinin bu seviyedeki kaldırma kuvvetini ölçerek 850-500 mb tabakasının potansiyel kararsızlığını tahmin eder. Daha önce belirtildiği gibi yukarıda verilen kritik değerler tüm bölgeler için sağlıklı sonuçlar vermeyebilir. David ve Smith (1971), Amerika'nın doğudaki 3'te 2'lik kısmı için SHO'nun 2'den düşük değerlerinin, şiddetli orajlar için bir kritik değer olduğunu buldular (Peppler, 1988). Öte yandan Michalopoulos ve Jacovides (1987), bu indeksin Kıbrıs'ta hava kütlesi orajları için başarılı bir gösterge olmadığını belirttiler.

Showalter İndeksi özellikle, 850 mb'ın altındaki sıg, soğuk hava daha büyük konvektif potansiyeli örttüğü zaman kullanışlıdır. SHO, yer yakınındaki koşulları yansıtmadığı için değerleri Kaldırma İndeksine göre daha kararlıdır. Aynı şekilde, hortum potansiyeli yüksek olduğu zaman daha kullanışlıdır çünkü gök gürültüsü süresince çoğunlukla nemli tabaka 850 mb seviyesinin üstüne kadar uzanır (Hart ve Korotky, 1991; Sturtevant, 1994).

Düzeltilmiş Showalter 1:

Showalter İndeksi'nin 1958 yılında Curtis ve Panofsky tarafından değiştirilmesi sonucu ortaya çıkan bu indeks, parselin başlangıç değeri için sadece 850 mb seviyesinin değil de 850 mb'dan 500 mb'a kadar olan tabakanın ortalama karışma oranı değerini kullanmaktadır (Peppler, 1988). Ortalama değer hesaplanırken 850, 700 ve 500 mb seviyeleri kullanılmaktadır.

$$SHO1 = T_{500} - T_{P500}^*$$

T_{500} : 500 mb sıcaklığı,

T_{P500}^* : 850-500 mb tabaksının ortalama sıcaklığıdır.

Tablo 4.2. Düzeltilmiş Showalter İndeksi 1 kritik değerleri.

Değerler	Meydana Gelen Hadise
$SHO1 \leq 5$	Konvektif yağışlarla birlikte oraj potansiyeli yüksek
$SHO1 > 11$	Konvektif aktivite olasılığı düşük

Düzeltilmiş Showalter İndeksi 2:

Hovanec ve Horn 1975 yılında Colorado siklonları ile ilgili çalışmalarında rakımı yüksek olan radyosonde istasyonları için Showalter İndeksi'nin çok az değişmiş bir formunu geliştirdiler. Azalan değerler artan kararsızlığı gösterir (Peppler, 1988).

$$SHO2 = T_{300} - T_{P300}$$

T_{300} : 300 mb seviyesi sıcaklığı,

T_{P300} : Parselin 800 mb'dan doyma seviyesine kadar kuru adyabatik ve buradan da 300 mb'a kadar nem adyabatik olarak yükseltilmesi sonucu sahip olacağı sıcaklıktır.

Tablo 4.3. Düzeltilmiş Showalter İndeksi 2 kritik değerleri.

Değerler	Meydana Gelen Hadise
$SHO2 > 3$	Sağanak yağış ihtimali az
$3 > SHO2 > -3$	Sağanak yağış ve oraj ihtimali
$SHO2 < -3$	Şiddetli fırtına

Düzeltilmiş Showalter İndeksi 3:

$$SHO3 = T_{850} - [(T_{850} + T_{d850}) + (T_{700} - T_{d700}) + (T_{500} - T_{d500})] / 3$$

Tablo 4.4. Düzeltilmiş Showalter İndeksi 3 kritik değerleri.

Değerler	Meydana Gelen Hadise
$SHO3 > 3$	Sağanak yağış ihtimali az
$3 > SHO3 > -3$	Sağanak yağış ve oraj ihtimali
$SHO3 < -3$	Şiddetli fırtına

K (Whiting) İndeksi:

Oraj potansiyelini, 850 mb ve 500 mb seviyeleri arasındaki düşey sıcaklık lapse rate'inin, 850 mb çiy noktası aracılığıyla aşağı seviye nem içeriğinin ve 700 mb çiy noktası depresyonuyla nemli tabakanın kalınlığının bir fonksiyonu olarak ortaya koyar. (George, 1960; Hart ve Korotky, 1991; Sturtevant, 1994). K indeksinin formülasyonu, aşağıdaki gibidir (George, 1960; Chrysoulakis ve diğ., 2003):

$$K = T_{850} - T_{500} + T_{d850} - (T_{700} - T_{d700})$$

Burada;

T_{850} : 850 mb seviyesindeki kuru hava sıcaklığı,

T_{500} : 500 mb seviyesindeki kuru hava sıcaklığı,

T_{d850} : 850 mb seviyesi çiy noktası sıcaklığı,

$T_{700} - T_{d700}$: 700 mb çiy noktası depresyonudur.

K indeksi, bir konveksiyon göstergesi olarak kullanılabilir fakat şiddetli ve şiddetli olmayan konveksiyonlar için bir ayıraç olarak kullanılmaz. Genellikle $KI > 20$ olduğu değerler, konvektif çevrenin dağınık orajlar meydana getirebileceğini gösterirken, $KI > 30$ değerleri çok sayıda oraj oluşturabilecek atmosfer potansiyelini gösterir (Haklander ve Delden, 2003; Chrysoulakis ve diğ., 2003). K indeksi kritik değerleri Tablo 4.5'de verilmiştir.

Tablo 4.5. K İndeksi kritik değerleri (Sturtevant, 1994).

Değerler	Oraj oluşma ihtimali (%)
$K < 15$	0
$15 < K < 20$	20
$21 < K < 25$	20-40
$26 < K < 30$	40-60
$31 < K < 35$	60-80
$36 < K < 40$	80-90
$K > 40$	~100

Aşırı yağmurlarla birlikte gelişen orajların oluşumuna ilişkin kritik K indeksi değerleri de Tablo 4.6'de verilmiştir.

Tablo 4.6. K İndeksi kritik değerleri.

Değerler	Meydana Gelen Hadise
$K < 30$	Orajla birlikte şiddetli yağmur potansiyeli var
$K > 30$	Orajla birlikte şiddetli yağmur potansiyeli daha yüksek
$K > 40$	Orajla birlikte şiddetli yağmur potansiyeli en yüksek

K indeksi, hava kütlesi orajlarını veya dinamik zorlamayla olmayan orajları tahmin etmek için tasarlanmıştır ve şiddetli orajlar için oldukça zayıf bir göstergedir (Costa ve diğ., 2001). Güçlü ilkbahar orajları genellikle konveksiyonu örtmek için orta seviyelerde kuru havaya ihtiyaç duyar. Diğer taraftan yazın hava kütlesi orajları buharlaşmayı engellemek için orta seviyelerde çok nemli bir atmosfere ihtiyaç duyar. şiddetli hava yerine hava kütlesi konveksiyonunu tahmin etmek için daha uygundur (Quinn, 2000).

850 mb seviyesindeki çiy noktası sıcaklığının büyük değerleri, aşağı seviye neminin varlığını gösterir ve konveksiyon şansını arttırır. 700 mb'daki çiy noktası depresyonu da orta seviyelere nem girişini gösterir. Düşük iy noktası depresyonu değerleri güçlü konveksiyon olasılığını belirtir. Eğer 700 mb'da belirgin bir nem yoksa kuru hava

girişinin oluşması için büyük bir şans vardır. Eğer kuru hava girişi gerçekleşirse parsel daha az buoyant olur (Bluestein, 1993).

Düzeltilmiş K-İndeksi:

Düzeltilmiş K İndeksi, Charba (1977) tarafından K indeksi değiştirilerek, 850 mb sıcaklığı ve çiy noktası sıcaklığı yerine, yer ile 850 mb arasındaki ortalama sıcaklık ve ortalama çiy noktası sıcaklığının kullanılması ile elde edilir.

$$MK = [(T_y + T_{850})/2 - T_{500}] + [(T_{dy} + T_{d850})/2 - (T_{700} - T_{d700})]$$

Burada,

T_y : Yer seviyesi kuru hava sıcaklığı,

T_{850} : 850 mb seviyesindeki kuru hava sıcaklığı,

T_{700} : 700 mb seviyesindeki kuru hava sıcaklığı,

T_{500} : 500 mb seviyesindeki kuru hava sıcaklığı,

T_{dy} : Yer seviyesi çiy noktası sıcaklığı,

T_{d850} : 850 mb seviyesi çiy noktası sıcaklığı,

T_{d700} : 700 mb seviyesi çiy noktası sıcaklığıdır.

Kaldırma İndeksi (LI):

Kaldırma indeksi 500 mb sıcaklığı ile yüzeyden yoğunlaşma seviyesine kadar kuru adyabatik olarak, buradan 500 mb'a kadar ise nem adyabatik olarak yükseltileen parselin 500 mb'da sahip olacağı sıcaklık arasındaki fark olarak tanımlanır. Kaldırma indeksi formülü (Galway, 1956) şu şekildedir.:

$$LI = T_{500} - T_{p500}$$

Bu nedenle, kaldırma indeksi bir hava parselinin gizli kararsızlığı üzerine odaklanır (Chrysoulakis ve diğ., 2003). Gizli kararsızlık, gizli ısı açığa çıkması sonucu oluşan kararsızlıktır (Haby, 2004). Eğer 500 mb sıcaklığı biliniyorsa, basıncı 500 mb'dan büyük olan herhangi bir hava örneği için LI hesaplanabilir. Kaldırma İndeksinin, belirli hava parselinin özelliklerine bağlı olduğu bilinmelidir. Galway (1956), gerçekte bu indeksi maksimum sıcaklığı kullanarak öğleden sonraki saatlerde gizli kararsızlığını tahmin etmek için geliştirdi. İleriki yıllarda yapılan çalışmalarda (örneğin, Peppler ve

Lamb, 1989; Huntriser ve diğ., 1997) bu indeks, tahmin indeksi yerine statik indeks olarak kullanıldı (Chrysoulakis ve diğ., 2003).

Kaldırma İndeksi, nem ve lapse rate'i (statik kararlılık), tek basınç seviyesindeki gözlem için daha az değerli olan bir değerde birleştirir. Buna rağmen LI değerleri, parselin yükselmeye başladığı yerden itibaren seviyeye bağlıdır. LI gerçekte sınır tabaka içerisinde (yaklaşık 100 mb veya 76.2 m derinliğinde) ortalama nem ve sıcaklık özelliklerinden yararlanmak için tasarlanmıştır. Pozitif değerler kararlı durumları, negatif değerler ise kararsız durumları gösterir (Quinn, 2000). Tablo 4.7'de indeksin kritik değerleri verilmiştir .

Tablo 4.7. Kaldırma İndeksi kritik değerleri.

Değerler	Meydana Gelen Hadise
$LI > 0$	Kararlı
$0 < LI < 3$	Az kararsız
$-3 < LI < -6$	Orta kararsız
$-6 < LI < -9$	Çok kararsız
$LI > -9$	Aşırı kararsız

Kaldırma indeksi, pratik olarak nümerik algoritmalar ve Skew-T diyagramı yardımıyla hesaplanır.

Düşey Toplamlar İndeksi (VT):

Miller (1967) tarafından geliştirilen indeks 850 ve 500 mb seviyeleri arasındaki sıcaklık lapse rate'ini gösterir. Aşağı seviyelerde kuru, ılık havaya bağlı olarak hava parselinin nasıl buoyant olacağının bir ölçüsüdür. Çapraz ve Toplam-Toplamlar da dahil olmak üzere Amerika üzerinde potansiyel şiddetli hava olaylarının gelişebileceği yerler konusunda ön-tahminde bulunabilmek için tasarlanmışlardır.

$$VT = T_{850} - T_{500}$$

T_{850} : 850 mb sıcaklığı,

T_{500} : 500 mb sıcaklığıdır

Tablo 4.8. Düşey Toplamlar İndeksi kritik değerleri (Sturtevant, 1994).

Değerler	Meydana Gelen Hadise
$VT < 25$	Oraj beklenmez
$VT = 26$	Dağınık orajlar
$VT = 30$	Dağınık orajlar, birkaç şiddetli / ayırık hortumlar
$VT = 32$	Dağınık, çok sayıda / dağınık birkaç şiddetli / birkaç hortum
$VT > 34$	Çok sayıda oraj, dağınık, şiddetli/dağınık hortumlar

Çapraz Toplamlar İndeksi (CT):

Aşağı seviyelerde, düşük yoğunluklu nemli havaya bağlı olarak hava parselinin nasıl buoyant olduğunun bir ölçüsüdür. 850 mb çiy noktası sıcaklığı ile 500 mb sıcaklığı arasındaki fark ile ifade edilir.

$$CT = T_{d850} - T_{500}$$

Tablo 4.9. Çapraz Toplamlar İndeksi kritik değerleri (Sturtevant, 1994).

Değerler	Meydana Gelen Hadise
$CT \leq 17$	Oraj beklenmez
$18 < CT < 19$	Ayrı ayrı birkaç oraj
$20 < CT < 21$	Dağınık orajlar
$22 < CT < 23$	Dağınık orajlar / ayırık şiddetli
$24 < CT < 25$	Dağınık orajlar / birkaç şiddetli hortum
$26 < CT < 29$	Çok sayıda, dağınık oraj / birkaç hortum
$CT \geq 30$	Çok sayıda oraj / dağınık hortumlar

Toplam-Toplamlar İndeksi (TT):

Toplam Toplamlar İndeksi iki indeksten oluşur: Düşey Toplamlar ve Çapraz Toplamlar (Miller, 1967).

$$TT = VT + CT$$

Düşey toplamlar termal farklılıkla ilgiliyken, çapraz toplamlar bulunan nem miktarını hesaplar. Sonuç olarak toplam toplamlar indeksi, 850 mb'daki nemin varlığı kadar statik kararlılığı da hesaplar. Bu durumda, yüksek toplam toplamlar değerlerine sebep olan

başlıca üç faktör, yüksek 850 mb sıcaklığı, yüksek 850 mb çiy noktası sıcaklığı ve düşük 500 mb sıcaklığıdır (Knutsvig, 1999). Aşağı seviye nemi deniz seviyesine yakın yerlerde olduğu durumlarda kullanışsızdır.

Tablo 4.10. Toplam -Toplamlar İndeksi kritik değerleri.

Değerler	Meydana Gelen Hadise
$TT < 43$	Oraj beklenmez
$44 < TT < 45$	Ayrık ve birkaç oraj
$46 < TT < 47$	Dağınık orajlar, belki birkaçı ılımlı
$48 < TT < 49$	Dağınık orajlar, belki birkaçı ılımlı ve şiddetli orajlardan ayrı
$50 < TT < 51$	Dağınık orajlar, birkaç şiddetli oraj, ayrık hortum
$52 < TT < 55$	Çok sayıda dağınık orajlar, birkaç dağınık şiddetli oraj
$TT > 56$	Çok sayıda oraj

Düzeltilmiş Toplam-Toplamlar İndeksi:

Charba (1977a) Amerika'daki 2-6 saat süren şiddetli bölgesel fırtınalar ve orajların ihtimalini tahmin etmek üzere Toplam toplamlar indeksi üzerinde değişiklikler yapmıştır.

$$MTT = 0,5 \cdot (T_y + T_{850}) + (T_{dy} + T_{d850}) / 2 - 2T_{500}$$

Buradaki değişkenler Düzeltilmiş K indeksindeki değişkenlerle aynıdır.

Orajların ve şiddetli havanın göstergesi olan değerler Toplam toplamlar indeksinin değerlerinden biraz büyük olmalıdır. MOS eşitliği geliştirilirken, MTT'nin ilkbahar ve yaz orajlarını ve şiddetli bölgesel fırtınaları en iyi tahmin eden indeks olduğu ortaya konmuştur. İndeksin kritik değerleri Tablo 4.10'da verilen Toplam-Toplamlar İndeksinin kritik değerleriyle aynıdır.

Rackliff İndeksi:

Rackliff (1962) tarafından geliştirilen bu indeks, bir parselin 900 mb'daki gizli kararsızlığını, 900 mb'daki ıslak hazne potansiyel sıcaklığını 500 mb'daki kuru hazne sıcaklığı ile karşılaştırarak elde eder (Haklander, 2002).

$$RACI = \theta_{w900} - T_{500}$$

Burada,

θ_{w900} : 900 mb ıslak hazne potansiyel sıcaklığı,

T_{500} : 500 mb sıcaklığıdır.

Tablo 4.11. Rackliff İndeksi kritik değerleri (Peppler, 1988).

Değerler	Meydana Gelen Hadise
$Raci > 25$	Sağanak yağış
$Raci \geq 30$	Orajlarla birlikte sağanak

Gizli kararsızlığın bir ölçüsü olan bu indeks, İngiliz Adaları ve yakınındaki Batı Avrupa'nın karasal bölgeleri üzerindeki yaz hava kütlesi orajlarını tahmin etmek için tasarlanmıştır (Peppler, 1988).

Jefferson İndeksi :

Jefferson (1963a,b;1966), Rackliff indeksini değiştirerek sıcaklığa daha az bağımlı hale getirmiştir. 900 mb ıslak hazne sıcaklığı yerine 850 mb seviyesini kullanmış ve yükselen hava parselinin bir miktar kaldırma kuvveti kaybettiği gerçeğini izah etmek için, bağıl nem azaldıkça artan 700 mb çiy noktası depresyonu terimini ilave etmiştir.

$$JEFF = 1,6 * \theta_{w850} - T_{500} - 0,5 * (T_{700} - T_{d700}) - 8$$

θ_{w850} : 850 mb ıslak hazne sıcaklığı,

T_{500} : 500 mb kuru hazne sıcaklığı,

$T_{700} - T_{d700}$: 700 mb çiy noktası depresyonudur.

Tablo 4.12. Jefferson İndeksi kritik değerleri (Kahya, 2000).

Değerler	Meydana Gelen Hadise
$Jeff < 25$	Kararlı
$25 < Jeff < 30$	Kararsız
$25 > Jeff$	Kuvvetli Kararsız

İlk değişiklik (Jefferson, 1963a), Rackliff indeksinin orajlar için soğuk havada, sıcak havadakine göre daha yüksek eşik değerleri verdiğinin ortaya çıkması sonucu yapıldı. Yine de, bu değişiklik Avrupa ve Akdeniz Bölgeleri üzerinde denendiği zaman, 900-500 mb tabakası kuru olarak karakterize edilen Akdeniz üzerinde orajları fazladan tahmin etti. Bu nedenle ikinci değişikliğe (Jefferson, 1963b) gidildi. Bu son versiyon nemli tabakanın derinliğinin ağırlıklı bir ölçüsünü içerir (Peppler, 1988).

Adedokun İndeksi:

Adedokun 1 ve Adedokun 2 olmak üzere iki ayrı indeks vardır. Adedokun 1, 850 mb'dan 500 mb'a, Adedokun 2 ise yer yüzeyinden (2 m) 500 mb'a pseudoadyabatik olarak yükseltilen bir hava parselinin buoyantı hakkında bilgi sağlar. Bu nedenle gizli kararsızlığın bir göstergesidirler. Adedokun 1, 850 mb sıcaklığı ile çiy noktası sıcaklığı arttıkça ve 500 mb sıcaklığı azaldıkça artar . Adedokun 2 ise yer yüzeyi sıcaklığı ve çiy noktası sıcaklığı arttıkça ve 500 mb sıcaklığı azaldıkça artar (). İki indeksin de kritik değerleri aynıdır ve Tablo 4.13'te görüldüğü gibidir (Peppler, 1988).

$$ADED1 = \theta_{w850} - \theta_{w500}$$

$$ADED2 = \theta_{wyer} - \theta_{w500}$$

θ_{w850} : 850 mb ıslak hazne potansiyel sıcaklığı,

θ_{w500} : 500 mb ıslak hazne potansiyel sıcaklığı,

θ_{wyer} : Yer seviyesi ıslak hazne sıcaklığıdır.

Tablo 4.13. Adedokun İndeksi kritik değerleri.

Değerler	Meydana Gelen Hadise
$ADED1, ADED2 \geq -1$	Yağış ihtimali var
$ADED1, ADED2 < -1$	Yağış yok

Adedokun 1 indeksi (Aded1), 1981 yılında intertropikal süreksizlik (ITC) bölgesinde potansiyel kararsızlığı belirlemek için, Adedokun 2 indeksi (Aded2) ise bir sonraki yıl Batı Afrika'daki yağışların tahmini için geliştirilmiştir. Aded1, ITC bölgesi için yağış

oluşmayan-kararsızlık durumlarını daha iyi gösterirken, Aded2 yağış oluşturan-kararsızlık durumlarını daha iyi gösterir (Adedokun, 1981; Peppler, 1988). Aded2 yağışların önceden tahminiyle de daha yakından ilişkili iken Showalter indeksinin doğru tahmin yüzdesi her ikisinden daha yüksektir (Adedokun, 1982; Peppler, 1988).

Nem (Humidity) İndeksi:

Nem indeksi (Litynska ve diğ., 1976), 850, 700 ve 500 mb seviyelerindeki doymanın derecesini belirler. Atmosferik kararsızlığı saptamaz, bu nedenle hava kütlesi orajlarının oluşumunda kalın bir yüksek bağıl nem tabakasının önemi doğrulanır.

$$HI = (T - T_d)_{850} + (T - T_d)_{700} + (T - T_d)_{500}$$

Tablo 4.14. Nem İndeksi kritik değerleri.

Değerler	Meydana Gelen Hadise
$HI \leq 30$	Kararsız
$HI > 30$	Kararlı

Sweat İndeksi (SWEAT):

Bu indeks, şiddetli hava potansiyelini birçok parametreyi bir araya getirerek hesaplar. Bu parametreler, aşağı seviye nemi (850 mb çiy noktası), kararsızlık (toplam toplamalar indeksi), aşağı ve orta seviye (850 ve 500 mb) rüzgar hızları ve sıcak hava adveksiyonudur (850 ve 500 mb arasındaki veering). Bu indeks, sıradan oraj potansiyelini değil de şiddetli hava potansiyelini tayin etmek için kullanılmalıdır.

$$SWEAT = 12T_{d850} + 20(TT - 49) + 2f_{850} + f_{500} + 125(\sin(dd_{500} - dd_{850}) + 0.2)$$

T_{d850} : 850 mb çiy noktası sıcaklığı,

TT: Toplam Toplamalar indeksi değeri,

f_8 ve f_5 : 850 ve 500 mb seviyesindeki rüzgar hızı, knot cinsinden,

$dd_{500} - dd_{850}$: 500 ve 850 mb seviyesi rüzgar yönü değişimidir.

Eğer TT, 49'dan düşük bir değerdeyse eşitliğin bu terimi 0 kabul edilir. Ayrıca herhangi bir terim negatifse o terim de 0 kabul edilir. Rüzgar yükseklikle viring yapmıyorsa yine bu terim 0 alınır (Haby, 2004).

Tablo 4.15. Sweat İndeksi kritik değerleri.

Değerler	Meydana Gelen Hadise
SWEAT > 250	Kuvvetli konveksiyon potansiyeli
400 > SWEAT > 250	Şiddetli oraj ihtimali
SWEAT > 400	Hortum

KO İndeksi:

Alman Havacılık Dairesi tarafından aşağı ve orta-seviye potansiyel kararsızlığını, aşağı (1000-850 mb) ve orta (700-500 mb) seviyelerdeki eşdeğer potansiyel sıcaklıkların (θ_e) karşılaştırılması ile hesaplamak için oluşturulmuştur (Haklander, 2002). KO indeksi kritik değerleri Tablo 4.16'da verildiği gibidir.

$$KO = 0,5(\theta_{e500} + \theta_{e700}) - 0,5(\theta_{e850} + \theta_{e1000})$$

Burada;

θ_{e500} : 500 mb eşdeğer potansiyel sıcaklığı,

θ_{e700} : 700 mb eşdeğer potansiyel sıcaklığı,

θ_{e850} : 850 mb eşdeğer potansiyel sıcaklığı,

θ_{e1000} : 1000 mb eşdeğer potansiyel sıcaklığıdır.

Tablo 4.16. KO İndeksi kritik değerleri.

Değerler	Oraj Oluşma İhtimali
KO > 6	Düşük
2 < KO < 6	Orta
KO < 2	Kuvvetli

5. ANALİZ VE TARTIŞMALAR

Bu bölümde, aşağı troposferin termodinamik özelliklerini belirleyebilmek için temel termodinamik değişkenler ve karışma oranı ile potansiyel sıcaklık, eşdeğer potansiyel sıcaklık ile bağıl nem birleşik haritaları, kararsızlık indeksi haritaları Kriging yöntemi kullanılarak hazırlanmış ve analizleri yapılmıştır. Ayrıca mutlak, potansiyel ve şartlı kararsızlık gibi belli başlı kararsızlık çeşitlerinin analizinde kullanılmak üzere potansiyel sıcaklık, sıcaklık-çiy noktası sıcaklığı farkı (spread) gibi termodinamik parametrelerin ve LCL seviyesine ait sıcaklık, basınç, yükseklik gibi değişkenlerin düşey değişimleri temsili olarak seçilmiş 10 istasyon için yorumlanmaya çalışılmıştır.

5.1 Temel Termodinamik Değişkenler

Birçoğu Avrupa genelinde olmak üzere, Akdeniz, Türkiye, Rusya ve birkaçı Kuzey Afrika ülkesinde bulunan 69 yukarı seviye gözlem istasyonunun radyosonde verileri kullanılarak elde edilen jeopotansiyel yükseklik, çiy noktası sıcaklıkları, sıcaklık-çiy noktası sıcaklığı farkları, yer seviyesi kuru hazne sıcaklıkları gibi temel termodinamik değişkenlerin atmosferin aşağı ve orta seviyelerindeki aylık ortalama dağılımları oluşturularak analiz edilmiştir. Her biri yaklaşık olarak bir mevsimi temsil etmek üzere Şubat, Mayıs, Ağustos ve Ekim ayı ortalamaları değerlendirilmiştir.

Jeopotansiyel Yükseklik

850 mb: Jeopotansiyel yükseklik değerleri Şubat ayında (Şekil 5.1.a) kuzeyden güneye 1200-1580 m arasında değişirken ilkbaharı temsilen Mayıs ayında (Şekil 5.1.b) ve yazı temsilen Ağustos ayında (Şekil 5.1.c) 1400-1560 m değerleri arasındadır. Ekim ayında sıcaklıkların düşmesiyle jeopotansiyel yükseklik değerleri tekrar düşmektedir. (Şekil 5.1.d). Şubat ayında, Akdeniz'in batısında İspanya üzerlerinden kuzeydoğuya doğru uzanan hafif bir sırt, Akdeniz üzerinde de hafif bir oluk mevcuttur. Mayıs ayında Avrupa'nın batı sahillerindeki sırt etkisini yitirirken Libya üzerinden kuzeydoğu

yönünde Balkanlara doğru uzanan bir sırt yer almaktadır. Bu, Ağustos ayında Rusya'ya kadar kuzeydoğu yönünde uzanan daha derin bir sırt halini almıştır. Bu da yaz aylarında Batı Akdeniz'den kuzeydoğu yönünde Doğu Avrupa'ya sıcak ve nemli hava girişini gösterir. Şubat ve Mayıs'ta özellikle kuzey bölgelerdeki zonallık Ağustos'ta bozulmuştur. Ekim ayında ise karalarda daha fazla olmak üzere ortalama jeopotansiyel yükseklikler soğumaya bağlı olarak azalmaktadır ve Akdeniz civarları haricinde zonal bir dağılıma dönmüştür (Şekil 5.2.d).

700 mb: Beklendiği gibi jeopotansiyel yükseklikler kuzeyden güneye doğru artmaktadır. Şekil 5.2.a'da verilen Şubat ayı 700 mb ortalama jeopotansiyel yükseklik eğrileri 850 mb'dakine benzer, hemen hemen enlemlere paraleldir; doğuda hafif güneydoğuya meyletmektedir. Bu güneydoğuya doğru eğilim güneye gidildikçe artmaktadır ve Akdeniz üzerinde küçük bir oluk oluşumu gözlenmektedir. 850 mb'da Avrupa'nın batı sahilleri boyunca uzanan sırt oldukça hafiflemiştir. İlkbaharı temsil eden Mayıs ayında daha zonal bir dağılım gösteren yükseklik eğrilerinin değerleri kuzeyde kışa göre daha büyük artış gösterirken güneyde bu artışlar daha azdır (Şekil 5.2.b). Bunun nedeni yine Avrupa'nın karasal iç kısımlarının daha çabuk ısınması ile ilgili olabilir. 850 mb'da Libya'dan kuzeye doğru uzanan sırt 700 mb'da da hafiflemiş olarak mevcuttur ve Ağustos ayında biraz daha belirginleşerek batıya kaymaktadır. Şekil 5.2.c'de görüldüğü gibi Ağustos ayında artmaya devam eden yükseklikler, Ekim'de (Şekil 5.2.d) tekrar düşmeye başlar ama dağılım hep benzer şekildedir. Ağustos'ta, Akdeniz'deki oluk da etkisini devam ettirmektedir. Bu da troposferin orta seviyelerinde (700 mb), yazın Doğu Akdeniz'e kuzeyden soğuk hava, Batı Akdeniz ve Avrupa'nın orta-batı kısımlarına da güneyden sıcak hava girişini gösterir. Ekim ayında yine karalara üzerinde daha fazla olmak üzere jeopotansiyel yükseklik değerlerindeki düşüşler bu bölgelerdeki hızlı soğumayı göstermektedir.

500 mb: Tüm mevsimlerde 500 mb jeopotansiyel yükseklik dağılımı 700 mb'daki dağılıma çok benzemektedir. Minimum yükseklikler 5250 m civarlarında ve Şubat ayında gözlenirken (Şekil 5.3.a), maksimum değerler Ağustos'ta (Şekil 5.3.c) 5900 m'ye kadar çıkmaktadır. 850 ve 700 mb seviyelerinde Şubat ayında gözlenen Akdeniz'in batısındaki hafif sırtın 500 mb'da biraz batıya kaydığı Akdeniz üzerindeki oluşunda varlığını sürdürdüğü gözlenmektedir. Mayıs ayında sırt yine 700 mb'daki gibi doğuya

kaymış, yükseklik değerleri de genel olarak artmıştır (Şekil 5.3.b). Ağustos ayında alt seviyelerdeki sırt çok hafiflemiştir. Bu da Batı Akdeniz ve Batı Avrupa bölgelerinde atmosferin orta seviyelerine güneyden sıcak hava girişinin azaldığını gösterir. Ekim ayında jeopotansiyel yükseklik değerleri düşmüş ve eşyükseklik eğrileri zonal bir dağılım sergilemektedir (Şekil 5.3.d).

Kuru Hazne Sıcaklığı

Yer seviyesi: Şekil 5.4.a-d'de verilen aylık ortalama kuru hazne sıcaklıkları en düşük Şubat ayında gözlenmekte olup eşsıcaklık eğrileri kabaca enlem etkisine bağlı olarak kuzeyden güneye artan değerlere sahiptir. Fakat Avrupa'nın özellikle kuzeydeki batı sahillerinde içlere gidildikçe sıcaklık değerleri azalmaktadır. Bu da, kışın daha sıcak olan denizlerin sahil bölgelerine etkisini göstermektedir. Avrupa'nın batısında, Britanya üzerinde kuzeye uzanan bir sıcak hava dili bulunmaktadır. Mayıs (Şekil 5.4.b) ve Ekim'de (Şekil 5.4.d) en yüksek sıcaklıklar Akdeniz'in doğusundaki bölgelerde 30 °C civarlarında olup yaz aylarında 38 °C'lere kadar yükselmektedir. Ağustos'ta, kuzey kesimlerdeki sıcaklık artışları güneye oranla daha fazladır, bu da kuzeydeki karasallık etkisini gösterir (Şekil 5.5.c). Mayıs ve Ağustos aylarında Karadeniz ve Türkiye'nin kuzey sahillerine soğuk hava girişi gözlenmektedir.

Çiy Noktası Sıcaklıkları

Yer: Şubat ayı yer seviyesi ortalama çiy noktası sıcaklıkları dağılımına göre (Şekil 5.5.a), en yüksek değerler Akdeniz civarlarında, en düşük değerler ise Rusya'nın kuzeyindedir. Çiy noktası sıcaklığının yüksek olması nemliliğin de yüksek olduğunu göstermektedir. Kuzey Atlantik'ten Avrupa'nın batı sahilleri boyunca kuzeye doğru bir sırt gözlenmektedir, bu nemli hava girişini temsil eder. Avrupa'nın orta kısımlarından itibaren İspanya'nın güneyine kadar uzanan bir oluk Avrupa'nın karasal kısımlarından bölgeye kuru hava girişi olduğunu göstermektedir. Karadeniz üzerinden de Türkiye'nin güneyine ve Akdeniz'e kadar inen bir oluk yer alırken bunun yanında bir oluk da Hazar Denizi'nden Suudi Arabistan'a kadar uzanmaktadır. Şekil 5.5.b'de görülen Mayıs ayı değerlerine göre Batı Avrupa sahilleri üzerindeki sırt etkisini oldukça yitirmiştir, Avrupa üzerinde güney sahillerinden kuzeye kadar konturlar zonal bir dağılım sergilemektedir.

Fakat Türkiye üzerinde yine kuzeyden İç Anadolu'ya bir kuru hava girişinin devam ettiği görülmektedir. Şekil 5.5.c'de görülen Ağustos ayı çiy noktası sıcaklıklarının dağılımı oldukça karışıktır. Özellikle Doğu Akdeniz'den Suudi Arabistan'a kadar olan bölgede olmak üzere Akdeniz ve çevresinde yüksek gradyanlar dikkati çekmektedir. Ekim ayındaki dağılım Şubat ayı ile oldukça benzeşmektedir (Şekil 5.5.d).

700 mb: Şekil 5.6.a'da Şubat ayı çiy noktası sıcaklıkları görülmektedir. Konturlar kuzey kısımlarda hemen hemen zonal bir dağılım sergilemekte ve değerler kuzeye doğru azalmakta, Akdeniz ve çevresinde ise değişik nem kaynakları nedeniyle paralellik bozulmaktadır. Mayıs ayında en yüksek çiy noktası değerleri güneydoğu bölgelerinde gözlenirken tüm bölgelerde kışa oranla yaklaşık 7 ile 10 derecelik artışlar vardır (Şekil 5.6.b). Bu artışların kuzey bölgelerde daha az olmasının, bölgeye olan nem girişinin daha az olmasından kaynaklanabileceği düşünülmektedir. Şekil 5.6.c'de verilen Ağustos ayı çiy noktası değerlerinde beklendiği gibi yine bir artış ve Ekim'de (Şekil 5.6.d) ise düşüşler görülmektedir. Türkiye ve güneydoğusundaki bölgelerde tüm mevsimlerde olduğu gibi en yüksek çiy noktası değerleri yaz mevsiminde -4°C 'lere kadar artmıştır.

500 mb: Bu seviyede Şubat ayındaki en yüksek çiy noktası sıcaklıkları İspanya, Fransa ve İngiltere ve İrlanda'nın Atlantik sahillerine yakın bölgelerde -34 ve -35°C 'dir (Şekil 5.7.a). Ayrıca Türkiye'nin orta kısımları ile Rusya'nın Ukrayna'ya yakın güney sınırlarını içine alan bir alanda da nispeten yüksek çiy noktası değerleri gözlenmektedir. Mayıs ayının en yüksek değerleri ise özellikle Akdeniz ve Türkiye ile Rusya'nın güneylerinde görülmektedir (Şekil 5.7.b). Yazın en yüksek çiy noktası değeri -25°C civarlarında olup Batı Avrupa, Rusya ve Türkiye'nin doğusunda bu değerlere rastlanmaktadır (Şekil 5.7.c). Kış mevsimine göre bu bölgelerdeki değerler 10 ile 13°C artmıştır. Şekil 5.7.d'de görüldüğü gibi sonbaharı temsilen Ekim ayındaki en yüksek çiy noktası değerleri Batı Akdeniz ve çevresindeki sahil bölgelerinde -29°C civarlarındadır.

Yer seviyesinde dört ay için de en yüksek çiy noktası değerleri özellikle ortalarında olmak üzere Akdeniz üzerinde gözlenmektedir. Fakat 500 mb seviyesinde örneğin Ağustos ayında Akdeniz üzerinde değil de Cenova Körfezi, Kuzey İtalya ve İsviçre civarlarında ve Rusya'nın güney bölgeleri gibi yerlerde daha yüksek çiy noktası değerleri bulunmaktadır.

Sıcaklık - çiy noktası sıcaklığı farkı

Yer seviyesi: Şubat ayı için ortalama $t-t_d$ (spread) değerlerinin (Şekil 5.8.a) kabaca kuzeyden güneye doğru arttığı söylenebilir. Bu dağılım Batı Akdeniz üzerinde bozulmakta ve adeta düşük değerli bir merkez oluşmaktadır. Bu durum kuzey bölgelerin güney bölgelere oranla daha nemli olduğunu göstermektedir. Şekil 5.8.b'de görüldüğü gibi Mayıs ayında $t-t_d$ değerleri Avrupa üzerinde batıdan doğuya doğru artarak değişir, Doğu Akdeniz üzerinde ise güney-kuzeydoğu doğrultusundaki konturlar ile doğuya doğru artar. En büyük $t-t_d$ değerleri Suudi Arabistan civarlarında $22\text{ }^{\circ}\text{C}$ 'den büyüktür. Bunun nedeni, bu istasyonun rakımının oldukça yüksek olmasıdır. Ağustos'ta Türkiye'nin güneydoğusundaki bölgelerde (Arap Yarımadası) $t-t_d$ değerleri kışa göre $10\text{ }^{\circ}\text{C}$ daha fazladır ve yine en kuru bölge özelliğini korumaktadır (Şekil 5.8.c). Ekim'de ise kıştakine benzer bir $t-t_d$ dağılımı gözlenmektedir (Şekil 5.8.d). Temel fark, kışa oranla Türkiye'nin ortalarından itibaren güneydoğusundaki değerlerin daha yüksek olması yani bu bölgelerin daha kuru olmasıdır. Sonuç olarak tüm aylar için en kuru bölge Arap Yarımadası diye de anılan Suudi Arabistan ve çevresi iken en nemli bölge kuzey bölgelerdir. Bunun yanı sıra Batı Akdeniz Doğu Akdeniz'e nazaran daha nemlidir.

700 mb: Şubat ayı $t-t_d$ değerleri (Şekil 5.9.a) tüm bölgelerde yer seviyesine göre daha yüksektir. Bu da yer seviyesinin doymaya daha yakın olduğunu yani daha nemli olduğunu gösterir. Fakat yer seviyesi ile 700 mb arasındaki $t-t_d$ değerlerindeki farklılık Akdeniz ve Avrupa'da özellikle güneydoğudaki bölgelere nazaran daha fazladır. Bu da, Akdeniz ve Avrupa'da yerdeki değerlere göre nemliliğin orta troposferde daha fazla azaldığını gösterir. Şubat ayı referans alınarak, kış mevsiminin 700 mb'daki en az nemli bölgeleri Akdeniz'in güneyi, en nemli bölgeleri ise Avrupa'nın kuzeyidir. Mayıs ayında Orta ve Batı Avrupa'da Şubat'ta görünen $t-t_d$ değerlerinin güneye kaydığı ancak Türkiye ve güneyindeki değerlerin korunduğu dikkati çekmektedir (Şekil 5.9.b). Yani kıştan ilkbahara geçildikçe troposferin orta seviyelerinde, Orta ve Batı Avrupa üzerlerine kuzeyden nemli hava girişi gerçekleşir. Ağustos ayında hemen hemen tüm bölgelerdeki $t-t_d$ değerleri artmış, yani nemlilik azalmıştır (Şekil 5.9.c). Akdeniz'deki Kıbrıs Adası'nda $t-t_d$ değeri yerdeki değer ile aynıdır. Sonbaharı temsil eden Ekim ayında (Şekil 5.9.d) ise çoğu bölge aynı $t-t_d$ değerlerinde kalırken Akdeniz boyunca 700 mb'daki $t-t_d$ değerleri azalmış yani nemlilik Ağustos'a göre artmıştır.

500 mb: Genel olarak bakıldığında $t-t_d$ değerleri 700 mb seviyesine göre daha yüksektir. Bu da yukarı seviyelerin normal olarak daha da kuru olduğunu göstermektedir. Tüm aylarda (Şekil 5.10.a-d) 500 mb seviyesindeki en düşük $t-t_d$ değerleri Rusya'nın kuzeyinde gözlendiğinden en nemli bölgenin buraları olduğu söylenebilir. Diğer mevsimlerde $t-t_d$ dağılımı enlemlerle paralellik gösterirken yaz mevsiminde bu durum korunmamaktadır. En kuru yani, $t-t_d$ değeri en yüksek olduğu bölge Akdeniz'in doğu sahilleridir.

5.2 Karışma Oranı ve Potansiyel Sıcaklık

Yer Seviyesi

Karışma oranı değerlerinin analizi, tüm yıl boyunca en fazla nemliliğin Akdeniz ve güneyinde olduğunu göstermektedir (Şekil 5.11.a-l). Karışma oranının yüksek değerleri, bu bölgenin tüm yıl boyunca aşağı seviye neminin esas kaynağının Akdeniz olduğunu göstermektedir. Kış mevsiminden itibaren aylar ilerledikçe nem Avrupa üzerinden kuzeye doğru yayılır. Sonbahar mevsimiyle karışma oranı değerleri tekrar düşmeye başlamaktadır. Avrupa'nın batı sahilleri için de Atlantik Okyanusu kış mevsiminde aşağı seviye nem kaynağı olmaktadır.

Kışın ilk ayı olan Aralık'tan itibaren potansiyel sıcaklık (teta) dağılımlarına göre değerler kabaca güneyden kuzeye doğru azalmaktadır (Şekil 5.11.l). Minimum sıcaklık, kuzeydoğuda $-8\text{ }^{\circ}\text{C}$ nin altına düşmektedir. Maksimum sıcaklık ise güneyde $20\text{ }^{\circ}\text{C}$ civarlarındadır. Ocak ve Şubat aylarında da aynı şekilde olmak üzere, aynı enlemde batıya doğru ilerledikçe teta değerleri artmaktadır (Şekil 5.11.a-b). Yani Avrupa'nın batısındaki ve İngiltere üzerindeki değerler Avrupa'nın iç kısımlarına oranla daha yüksek teta değerlerine sahiptir. Bu dağılım, kış mevsimini temsil eden Şubat ayındaki yer seviyesi kuru hava sıcaklıkları dağılımıyla da benzerdir. Bundan dolayı, kış mevsimi boyunca Batı Avrupa'daki potansiyel sıcaklığın yüksek olmasını Atlantik Okyanusu'na bağlayabiliriz. Aynı şekilde karışma oranı değerleri İspanya'nın kuzeyinden itibaren batı sahilleri boyunca ve Atlantik üzerinde yüksek değerlere sahiptir ve kış mevsimi boyunca kuzeye doğru ilerleyen bir nemli hava dili mevcuttur. Bunun yanında, Orta Avrupa'dan güneybatıya doğru İspanya'ya kadar ilerleyen bir kuru hava girişi dikkati çekmektedir.

Karışma oranı dağılımı yer seviyesindeki çiy noktası sıcaklığı dağılımıyla oldukça benzeşmektedir. Yılın en düşük teta değerleri Ocak'ta görülmektedir. Şubat da Aralığa göre daha soğuktur.

İlkbahar mevsimiyle birlikte potansiyel sıcaklıklar artmaya başlamıştır. Şekil 5.11.c'de görülen Mart ayı potansiyel sıcaklık dağılımları daha zonal bir hal alır ve hatta kış mevsimindekinin tersine Avrupa'nın iç kısımları batı sahillerine oranla daha yüksek teta değerlerine sahip olmaya başlamaktadır. Artan teta değerleri konvektif hareketlerin başlamasında etkili olmaktadır. Teta, farklı yüksekliklerdeki sıcaklıkları karşılaştırmakta kullanılmaktadır, bu duruma göre yaz aylarında Avrupa'nın iç kısımları daha çabuk ısınmaktadır. Bu da karaların denizlere oranla düşük ısı kapasitesine sahip olmasıyla ilişkilendirilebilir. Şubat ayına oranla sıcaklık artışları kuzeyde 6 °C civarlarında iken güneyde 2 °C'dir. Karışma oranı değerleri yani nemlilik hemen hemen hiç değişmemiştir. Nisan (Şekil 5.11.d) ve Mayıs (Şekil 5.11.e) aylarında da dağılımlar aynı kalmak şartıyla potansiyel sıcaklık tüm bölgede artmıştır. Nisan ayından itibaren Doğu Akdeniz'den Türkiye'nin kuzeydoğusuna doğru nemli hava girişi başlamaktadır ve yaz boyunca nemli havanın kuzeye ilerleyişi gözlenmektedir. Mart ve Nisan ayında İngiltere ve İspanya üzerindeki oluk ve sırt etkisini iyice yitirmiş, kaybolmuştur. Nisan ayı sıcaklık maksimumu 30 °C'yi aşmıştır. Nemlilik batıda hemen hemen aynı kalırken doğuda biraz artmıştır. Mayıs ayında sıcaklık ve nemlilik artmaya devam etmiştir.

Haziran ayıyla birlikte sıcaklık konturları iyice kuzeydoğuya doğru ilerlemektedir (Şekil 5.11.f). Türkiye üzerinde ilkbahardan beridir varolan küçük bir sırt ve oluk sistemi de varlığını sürdürmektedir. Bunlar, batıda Akdeniz'den sıcak hava girişi, hemen doğusunda da Karadeniz'den soğuk hava girişi olarak yorumlanabilen bölgesel iki sistemdir. Temmuz ve Ağustos'ta da sıcaklık ve nemlilik artmaya devam etmiş, maksimum sıcaklıklara ulaşılmıştır (Şekil 5.11.g-h). Temmuz ayında nemlilikteki artışlar, Avrupa'nın batı sahillerine göre Ukrayna ve Rusya'nın batı sınırları gibi iç kısımlarda daha fazladır. Akdeniz üzerindeki karışma oranı değerleri Ağustos'ta en yüksek değerlere ulaşırken Doğu Avrupa ve Rusya civarlarında değerler azalmaya başlamaktadır.

Şekil 5.11.i'de görüldüğü gibi Eylül'den itibaren sıcaklık ve karışma oranı değerleri tekrar düşmeye başlamıştır. Maksimum sıcaklıklar Arap Yarımadası'nda 38 °C'lere gerilemiştir ve dağılım hemen hemen zonal bir hal almıştır. Sadece Doğu Akdeniz'e kadar paralel gelen konturlar kuzeye yönelip Türkiye üzerinde bir sırt oluşturmaktadır. Ekim (Şekil 5.11.j) ve Kasım (Şekil 5.11.k) ayında sıcaklık ve karışma oranı değerleri azalmaya devam ederken dağılımlar hemen hemen değişmemiştir. Kasım'da Batı Avrupa'dan güneybatı yönünde bir oluk sistemi Akdeniz'in batısına kadar ulaşmıştır. Aynı bölgede dil şeklinde kuru hava girişi de Afrika Kıtasına kadar uzanır.

850 mb

Kış mevsiminde, karışma oranı ve potansiyel sıcaklık paternleri özellikle kuzeyde oldukça benzerdir (Şekil 5.12.a,b,l); kabaca doğudan batıya doğru hem potansiyel sıcaklık hem de karışma oranı değerleri artmaktadır. Karışma oranı değerlerine göre en yüksek nemlilik Batı Akdeniz'de ve İspanya'nın güney batısındadır. Bu durum yer seviyesindeki gibi Kuzey Atlantik'in Avrupa'nın batı sahillerine aşağı seviye nemi sağladığını göstermektedir. Yerdeki değerlere göre potansiyel sıcaklık 850 mb'da daha yüksek karışma oranı değerleri ise daha düşüktür. Nemliliğin düşük olması, sıcaklıkların düşmesiyle ilişkilidir.

Şekil 5.12.l'de, Aralık ayında en yüksek karışma oranı değerleri Doğu Akdeniz ve güneyi ile Atlantik'in güney kısımlarındadır. Karışma oranı gradyanı, doğudan batıya doğru azalmaktadır. Batıda Atlantik üzerinden kuzeye doğru, yer seviyesindeki gibi nemli hava girişi varken hemen doğusunda, Batı Akdeniz'den geçerek Afrika'ya kadar uzanan ve kuzeydoğu yönünden gelen yerdeki gibi bir kuru hava girişi vardır. Ocak ayında karışma oranı değerleri azalırken bu kuru hava girişi biraz daha doğuya kaymış (Şekil 5.12.a) ve Şubat'ta tekrar güneybatıya doğru derinleşmiştir (Şekil 5.12.b). Kuzeye doğru Atlantik üzerindeki nemli hava akışı da bu aylarda devam etmektedir. Ocak ayında teta dağılımlarına bakılırsa, güneyde Balkanlar'dan Afrika kıtasına kadar uzanan küçük bir oluk bulunmaktadır. Aralık ayında en yüksek teta değerleri Akdeniz ve güneyindedir. Şubat ve Ocak ayında da aynı şekilde sıcaklık değerleri yere göre artmış, nemlilik azalmıştır. Aralık'tan Şubat'a kadar 850 mb potansiyel sıcaklıkları

azalmaktadır. Aralık'tan Ocağa pek değişmeyen karışma oranı değerleri sıcaklıkların da düşmesiyle Şubat'ta bir miktar düşmüştür.

İlkbahar süresince, özellikle Nisan ve Mayıs aylarında, genel olarak potansiyel sıcaklıklar zonal bir dağılım göstermektedir (Şekil 5.12.c,d,e). Kışın olduğu gibi bu mevsimde de teta değerleri yerdeki değerlere göre artarken, karışma oranı değerleri azalmıştır. Batıdaki, kuzeye doğru nemli hava akışı Mart ayında da devam ederken Nisan ve Mayıs'ta deniz suyu sıcaklığının karalara oranla daha düşük olması nedeniyle yok olmuştur. Güneye doğru olan kuru hava akışı da hafifleyerek iyice doğuya kaymış ve Nisan'da kaybolmuştur. Nisan ayında, Türkiye'nin orta ve doğu kısımlarında bir karışma oranı maksimumu oluşmuş, Mayıs ayında ise değerleri artarak varlığını korumuştur.

Haziran ayında, eş potansiyel sıcaklık eğrileri kuzeybatı güneydoğu yönünde, güneye gidildikçe artan bir dağılım sergilemektedir ve yerdeki değerlere göre yüksek değerlerdedir (Şekil 5.12.f). Karışma oranı değerleri artmaya devam etmiştir ve Mayıs ayında Türkiye üzerindeki maksimum karışma oranı değerleri biraz kuzeye kaymaktadır. Karışma oranı dolayısıyla nemlilik Karadeniz ve çevresinde merkezlenmiştir. Yer seviyesinde maksimum nemlilik Akdeniz ve kuzeyinde yer almaktaydı. Yer seviyesindeki karışma oranı değerleri merkezin bulunduğu bölge de dahil olmak üzere 850 mb'a göre daha yüksektir. Temmuz ayında da aynı merkezin bu seviyede yer aldığı fakat değerlerinin yani nemliliğin merkezdeki maksimum değer dışında azaldığı görülmektedir. Temmuz ve Ağustos ayında sıcaklıkların artmaya devam ettiği ve maksimum değere ulaştığı gözlenmektedir (Şekil 5.12.g,h). Ağustos ayında nemli merkez güneye Türkiye üzerlerine kaymaktadır.

Şekil 5.12.i'de verilen Eylül ayından itibaren teta ve nem paternlerinin etkisinin iyice azaldığı görülmektedir. Öte yandan Atlantik üzerinde kışın görülen kuzeye doğru nem girişi de sonbaharla birlikte tekrar başlamakta, potansiyel sıcaklık değerleri ise düşmeye başlar. Türkiye üzerindeki yüksek karışma oranı değerleri ise sıcaklıkların düşmesiyle birlikte azalmaya başlamakta ve Ekim ayında etkisini iyice yitirmektedir (Şekil 5.12.j). Ekim ayında potansiyel sıcaklık dağılımı zonal bir hal almaktadır. Sadece Yunanistan'ın güneyinde ve Rusya'nın ortalarından güneydoğu yönünde hafif iki oluk gözlenmektedir.

Karışma oranı değerleri de azalmaya devam etmektedir. Kasım ayında bütün oluk ve sırt paternleri etkisini iyice kaybetmektedir (Şekil 5.12.k). Nemlilik maksimumları da Batı ve Doğu Akdeniz bölgelerindedir fakat değerleri mevsimin en düşük değerlerine ulaşmaktadır.

700 mb

Kış mevsiminde 700 mb potansiyel sıcaklıkları ve karışma oranı dağılımları, 850 mb'daki dağılım ile aynı özellikte olup, beklendiği gibi teta değerleri normal olarak yer seviyesine göre yüksek, fakat karışma oranı (nemlilik) değerleri düşüktür. Aralık ayı potansiyel sıcaklıkları kuzeyden güneye doğru 30 °C'lere kadar artmaktadır (Şekil 5.13.l), Ocak (Şekil 5.13.a) ve Şubat'ta (Şekil 5.13.b) ise düşmeye başlamaktadır. Ocak ayında, karışma oranı değerleri de Aralık ayına göre düşmeye başlamaktadır. Nemliliğin en yüksek olduğu üç bölge gözlenmektedir. Bu bölgelerden biri, Doğu Akdeniz-Türkiye ve Türkiye ile batıdan sınırı olan ülkeleri kaplayan bölge, diğeri İtalya, güneyinde Malta Adası ve Fransa'nın doğusunu içine alan bölge, üçüncüsü ise batı Akdeniz'den İspanya, İngiltere'nin güneyinde Atlantik'in doğu kıyıları ve Kuzey İrlanda'ya kadar uzanan bölge ve doğusudur. 700 mb'ın en kuru bölgeleri ise kuzeyde Rusya ve kuzey Avrupa ülkeleridir. Şubat ayı sıcaklıkları Ocak değerleri ile hemen hemen aynıdır. Karışma oranı değerlerinde de pek bir farklılık gözlenmemektedir.

İlkbahar mevsimi ve Mart ayı ile birlikte potansiyel sıcaklıklarda ve karışma oranı değerlerinde artma gözlenmektedir (Şekil 5.13.c). Nemin (karışma oranının) maksimum olduğu bölgeler daha güneye kaymaktadır. Türkiye'yi çevreleyen yüksek nemli merkez güneydoğuya doğru kaymaktadır. Şekil 5.13.d'de, Nisan ayı karışma oranı değerlerinde Mart'a oranla önemli artışlar gözlenmektedir. Maksimum karışma oranı değeri 1.7 g/kg'dan 2.4 g/kg'a kadar yükselmektedir. Yukarı seviyelerdeki en nemli bölgenin yeri değişmezken batıda İspanya'yı çevreleyen nispeten nemli bölge Nisan ayında özelliğini yitirmektedir. Mayıs ayında ise sıcaklık dağılımı Akdeniz bölgesinin kuzeyinde tamamıyla zonaldır ve sıcaklıklar güneyde 38 °C'lere kadar artmaktadır (Şekil 5.13.e). Nemliliğin en yüksek olduğu bölge yine Türkiye ve güneydoğusudur. Kuzeyde nem dağılımı adeta dalga dalga, sırtlar ve oluklar dizisi şeklinde birbirine paralel olarak güneye doğru artmaktadır.

Yaz mevsimi süresince sıcaklıklar kuzeyden güneye artmaya devam etmektedir. Ağustos'ta dağılım nispeten daha zonaldır (Şekil 5.13.h). Haziran ve Temmuz'da ise konturlar doğuya gidildikçe hafif kuzeye meyletmektedir (Şekil 5.13.f,g). Haziran'dan itibaren karışma oranı dağılımları da değişmektedir. Nemliliğin maksimum olduğu bölge Türkiye ve kuzeyine doğru yer değiştirmektedir. Konturlar özellikle güneydoğudan Akdeniz'e girerek batıya doğru, buradan da Karadeniz'in kuzeyinden tekrar doğuya yönelmektedir. Böylece Türkiye ve kuzeyi, Rusya'nın güneylerine kadar, Karadeniz'i de çevreleyen nemli bir bölge mevcuttur. Temmuz ayında nemlilik benzer bir dağılım sergilerken karışma oranı değerleri daha da artmış ve nemli bölge Türkiye'nin doğusuna kaymaktadır. Orta Avrupa üzerinde de çevresine göre nispeten nemli bir bölge Haziran ve Temmuz aylarında görülmektedir. Konturlar adeta kuzeyden güneye doğru uzanmakta ve değerler doğuya doğru artmaktadır. Ağustos ayında karışma oranı ve sıcaklık değerleri tekrar düşmeye başlamaktadır ve nemli bölgeler yine güneyde yer almaktadır.

Sonbahar mevsiminde sıcaklıklar ve karışma oranı değerleri sürekli düşmektedir (Şekil 5.13.i-k). Yaz sonunda 40 °C olan sıcaklıklar sonbahar sonunda 30 °C'lere düşmüştür. Karışma oranının maksimum değerleri yerini korumaktadır.

5.3 Eşdeğer Potansiyel Sıcaklık ve Bağıl Nem

Yer Seviyesi: Şubat ayı eşdeğer potansiyel sıcaklıklarına (teta-e) bakıldığında en düşük değerler kuzeydoğu Avrupa ve Rusya'nın kuzeyinde -8 °C civarlarındadır ve konturlar hemen hemen paralel olarak Akdeniz'in güneyinden Türkiye'nin doğusuna kadar hafif bir sırt oluşturmaktadır (Şekil 5.14.a). Batı Avrupa'da, Fransa'dan İspanya'ya doğru bir oluk ve bunun hemen batısında İngiltere üzerinde Atlantik Okyanusuna kadar uzanan bir sırt gözlenmektedir. En yüksek bağıl nem değerleri Avrupa'nın kuzeybatı sahillerinde %80'lere kadar ulaşmaktadır. En düşük değerler ise Arap Yarımadası'nda %40'lardadır. Şekil 5.14.b'de görüldüğü gibi Mayıs ayında sıcaklık eğrileri enlemlere paralel bir hal almaktadır ve sıcaklıklar Akdeniz'in güneyinde 55 °C'lere kadar yükselmektedir. Şubat ayında batıda gözlenen sırt etkisini yitirmektedir. Buradan, denizlerin geç ısınıp geç soğuması sonucu böyle bir dağılımın oluştuğunu söyleyebiliriz. Ayrıca Karadeniz

üzerinde Orta Anadolu ve Suriye'ye kadar uzanan hafif bir oluk görülmektedir. Bunun yanında Batı Akdeniz'de bir sırt, Orta Akdeniz'de ve Rusya'nın kuzeyinde ve İngiltere'nin doğusunda oluğa rastlanmaktadır. Bağıl nem değerleri Kuzey Atlantik'te yine %80 civarlarındadır. Fakat genel olarak tüm bölgelerde bağıl nem azalmaktadır ve bağıl nem dağılımı oldukça karmaşık görünmektedir. Atlantik'ten Kuzey Denizi'ne ve Avrupa'nın içlerine doğru bir oluk şeklini alan bağıl nem konturları İspanya'nın kuzeyi ve güneyi arasında kuvvetli gradyan oluşturmaktadır. Özellikle Orta Avrupa ve doğusunda, güneyde Türkiye'yi doğudan çevreleyecek şekilde bağıl nem değerleri %45-50 arasındadır. Batı Akdeniz ve Karadeniz üzerinde ise %50-60 arasındadır. En düşük değerler yine Arap yarımadasında görülmektedir ve %20 civarlarındadır. Ağustos ayında t_{eta-e} değerleri kuzeyde hemen hemen iki katına çıkarken tüm bölgelerde arttığı görülmektedir (Şekil 5.14.c). Akdeniz, güneyinde ve doğusunda değerler 70 °C'lere kadar çıkmaktadır. Bağıl nem değerlerinde Mayıs'a göre fazla bir değişiklik gözlenmemekte ve Ekim ayında bağıl nem değerlerinde yeniden yükselme başlamaktadır (Şekil 5.14.d). Sıcaklıkların Batı Akdeniz üzerinde meydana getirdiği sırt Ağustos ve Ekim'de de varlığını sürdürürken Kuzey Denizi üzerindeki oluk dışında diğer sistemler de varlığını sürdürmektedir.

Tüm aylarda t_{eta-e} dağılımları, daha önce Şekil 5.5.a-d'de açıklanan yer seviyesindeki kuru hazne sıcaklığı dağılımları ile benzerlik göstermektedir. Bağıl nem değerlerinin beklendiği gibi kuru hazne sıcaklıkları ile ters orantılı olarak ve $t-t_d$ dağılımıyla uyumlu olarak mevsimlere göre azalıp arttığı görülmektedir. Üçüncü bölümde eşdeğer potansiyel sıcaklık tanımlamasında belirtilen kriterler dikkate alınacak olursa, Şubat ayında bir t_{eta-e} sırtı İngiltere üzerinden kuzeye doğru, Mayıs ve Ağustos aylarında ise Akdeniz'in ortalarından kuzeye doğru uzanmakta, Ekim'de ise daha güneye doğru kaymaktadır. Diğer bir deyişle bu bölgeler konvektif gelişimlere müsait alanlardır.

850 mb: 850 mb Şubat ayı t_{eta-e} değerleri, Karadeniz'den itibaren kuzeydoğu bölgelerinde, Mayıs ayında ise biraz daha kuzeydeki bölgelerde yer seviyesindeki değerlere göre artmakta fakat güneydeki bölgelerde azalmaktadır (Şekil 5.15.a-b). t_{eta-e} değerlerinde yükseklikle azalma bölge üzerindeki potansiyel kararsızlığı göstermektedir. Şubat ayı minimum eşdeğer potansiyel sıcaklık değeri yerdekinden daha yüksektir ve

yerde -8°C 'lere kadar inerken 850 mb'da eksi değerlere inmemektedir. Diğer bir deyişle 850 mb'daki eşdeğer potansiyel sıcaklık gradyanı da daha küçüktür. Kuzey bölgelerde kışın ve ilkbahardaki teta-e artışı, teta-e sıcaklık ve nemin fonksiyonu olduğundan, yer-850 mb tabakasındaki sıcaklık veya nem artışından kaynaklanmalıdır. Daha önce üzerinde durulan Şekil 5.11.b ve Şekil 5.12.b'de, Şubat ayı yer seviyesi ve 850 mb ortalama karışma oranı değerleri karşılaştırıldığında değerler 850 mb seviyesinde tüm bölgelerde artmaktadır. O halde bölgeler arasındaki farkı yaratan etken büyük ihtimalle sıcaklıkların düşey değişimidir ve ilerleyen kısımlarda, bölgelerin düşey sıcaklık lapse-rate'leri incelenirken bu bölgelerde (Rusya, karasal Avrupa) yükseklikle sıcaklık düşüşünün güneydeki bölgelere nazaran oldukça az olduğunu yani bu bölgelerin kararlı olarak nitelendirilebileceğini göreceğiz.

Yer seviyesinde yer alan batıdaki sırtın etkisi 850 mb seviyesinde azalmıştır. 850 mb'daki teta-e sırtları konveksiyonun gelişebileceği bölgeleri gösterdiğinden, kış mevsiminde Avrupa'nın batı sahillerinin bu gelişimler için müsait olduğu düşünülmektedir. Dağılım yine yerdeki gibi hemen hemen enlemlere paraleldir. Akdeniz'in ortalarına doğru, Yunanistan'ın güneyinden ve Kuzey Rusya'da hafif birer oluk vardır. Tüm bu sistemler yer seviyesinde de görülmekteydi. Şubat ayı bağıl nem değerleri yerdeki değerlere göre kuzeyde yaklaşık %10 düşmüştür. Yine de bağıl nem maksimumları kuzeyde %55-65 arasındadır. Bağıl nem değerinde yere göre hemen hemen değişiklik olmayan bölgeler Karadeniz'den itibaren doğuya ve güneye doğru olan bölgelerdir. Yani bağıl nem minimumu yine İran ve Suudi Arabistan civarlarındadır ve %40'lı değerlerdedir. 850 mb'da, yere göre bağıl nem azalışları Batı Akdeniz ve İspanya üzerinde %15'dir. Mayıs ayında, eşdeğer potansiyel sıcaklık değerleri Orta Avrupa'daki hafif sırt ve doğusundaki hafif oluk dışında kuzeyde oldukça paralel olarak güneye doğru artmaktadır. Güneyde ise Türkiye'nin ortalarından Karadeniz'e doğru hafif bir sırt yerdeki oluğun yerini almaktadır. Ayrıca eşdeğer potansiyel sıcaklık değerlerindeki yere göre azalmalar daha önce belirtildiği gibi güneye inildikçe artmaktadır. Akdeniz'in güneyinde 13°C 'lik düşüş varken Orta Avrupa'da 5°C 'lik düşüşler gözlenmektedir. Bağıl nem değerleri yerdeki değerlere göre artmış gibi görünse de Akdeniz üzerinde bağıl nem değerleri düşmüştür. Şubat ayına göre tüm bağıl nem değerleri artmıştır. Mayıs ayında 46°C 'lere kadar artan teta-e değerleri Şekil 5.15.c'de görüldüğü gibi

Ağustos ayında 60 °C'lere kadar artmıştır ve dağılım iyice zonaldır. Mayıs ayında Doğu Akdeniz üzerindeki bağıl nem değerleri %30-50 arasında değişirken, Ağustos ayında hemen hemen tüm Akdeniz'de %40 konturu hakimdir. Bağıl nem değerlerinde genel olarak artış gözlenmektedir. Ekim ayında teta-e değerleri sıcaklıkların düşüşüyle bağlantılı olarak tekrar düşmeye başlarken bağıl nem değerleri Ağustos ayına göre hemen hemen tüm bölgelerde artış göstermektedir (Şekil 5.15.d). Fakat bu değerler yine yer seviyesindeki değerlere oranla düşüktür.

Genel olarak 850 mb seviyesine bakılacak olursa, eşdeğer potansiyel sıcaklık değerleri kış mevsimini temsil eden Şubat'tan sonra artmakta ve Ekim (sonbahar) itibariyle değerler yeniden düşmeye başlamaktadır. Teta-e değerleri 4 ayda (veya mevsimde) de yer seviyesine göre kuzeydeki bölgelerde artmakta yani bu bölgeler mutlak kararlı bölgeler sayılmaktadır.

700mb: Şubat ayı maksimum bağıl nem değeri Rusya'nın kuzey bölgelerinde %55 civarlarındadır (Şekil 5.16.a). Bağıl nem konturları, doğuda Karadeniz üzerinden Türkiye ve Akdeniz'e kadar uzanan bir oluk (veya nemli hava girişi), solunda ise Batı Akdeniz'de Kuzey Avrupa'ya kadar uzanan bir sırt (veya kuru hava girişi) ve İngiltere'nin güneyinde diğer bir oluk olmak üzere üç farklı sistem oluşturmuştur. Bu sistemler, yerdeki sistemlerin yukarı seviyede derinleşmiş halleridir. 700 mb eşdeğer potansiyel sıcaklık değerleri ise Şubat ayında kuzeyden itibaren 10 °C'den başlayarak güneye doğru 30 °C'lere kadar artar. Yunanistan'ın güneyinden Afrika Kıtasına doğru hafif bir oluk ve bunun sağındaki hafif sırt dışında belirgin bir sistem görülmemektedir. Bu sistem yer seviyesinde ve 850 mb'da da bulunmaktadır fakat 700 mb'da daha derindir. Mayıs ayında (Şekil 5.16.b) da Şubat'taki oluk ve sırt yerini korumaktadır ve sağdaki sırt derinleşmiştir. Ayrıca Afrika kıtasından itibaren İspanya'ya doğru gelişen bir sırt bağıl nem konturlarıyla benzer bir dağılım göstermektedir. Bu sırt yer seviyesinde biraz daha doğuda bulunurken 850 mb'da da aynı yerdeydi. Bu aydaki en yüksek sıcaklık değeri 46 °C'lerden fazla ve yine aynı bölgededir. En düşük değerler (20 °C) ise en kuzeyde yer almaktadır. Bu seviyedeki Mayıs ayı bağıl nem değeri en yüksek Rusya'da yer alırken maksimuma yakın değerler (%55) Türkiye'nin ortasına kadar bir dil gibi uzanmıştır. En düşük değerlerse Akdeniz'in güneyi boyunca gözlenmektedir. Ağustos ayında bağıl nem değerleri artmış ve %60'lara çıkmıştır.

Doymaya en yakın bölgeler Kuzey Rusya, Kuzeydoğu Avrupa bölgeleridir. 700 mb'da, İtalya'nın kuzeyinde Avusturya civarlarında nispeten bağıl nemi düşük bir merkez oluşmuştur. Bu merkezin kuzeyinde, güneyden gelen kuru hava bir dil gibi kuzeydoğu Avrupa'ya sokulurken, kuzeyden gelen nemli dil de mevcudiyetini korumaktadır. Ayrıca orta Avrupa'da bir kuru bölgenin oluştuğu dikkat çekmektedir. Eşdeğer potansiyel sıcaklık değerleri yine kuzeyden güneye artış göstermekte ve maksimum değeri 56 °C'leri aşmaktadır. Kuzeyde oldukça paralel bir dağılım sergileyen konturlara bakılırsa Mayıs'ta kuzeybatıya doğru gelişmeye başlayan sırtın Ağustos'ta biraz daha belirginleşip kuzeye doğru yönlendiği söylenebilir. Ekim ayının sıcaklık değerleri Ağustos ayına ve yer seviyesindeki değerlere göre daha düşüktür ama dağılım yine kuzeyden güneye doğru artarak devam etmektedir. 850 mb'da Akdeniz ve güneyindeki oluk ve sırt sistemleri bu seviyede de gözlenmektedir. Bağıl nem değerleri yine kuzeyde maksimum olup %60'lara kadar artmıştır ve minimum değer 32 °C civarlarında Akdeniz'in güneyindedir. Ağustos ayında gözlenen kuru ve nemli dilleri bu ayda da gözlemek mümkündür.

500 mb: Şubat ayı eşdeğer potansiyel sıcaklıkları, aşağı seviyelere ve hatta yere göre normal olarak daha yüksektir (Şekil 5.17.a). 18 ile 38 °C arasında bir dağılım görülmektedir. Yunanistan'ın güneyinde bir oluk ve Atlantik'in doğu kıyılarında hafif bir sırt bulunmaktadır. Bu seviyedeki bağıl nem değerlerine göre doymaya en yakın bölge Rusya'nın ortaları iken en uzak bölgeler yine Akdeniz'in güneyinde yer almaktadır, bağıl nem değeri %20 civarlarındadır. Şekil 5.17.b'de görülen Mayıs ayında 500 mb eşdeğer potansiyel sıcaklıklar yine 700 mb'a göre yüksektir ve Doğu Akdeniz'den Türkiye'ye doğru giren bir sırt, bunun hemen solunda bir oluk ve bunun da devamında Almanya'ya kadar ilerleyen sırt gözlenmektedir. Bu seviyede Mayıs ayının en yüksek bağıl neme sahip bölgesi Rusya'nın kuzeyine doğru kaymıştır. Şubat ayındaki bağıl nem değerleri ile çok fazla fark yoktur. Ağustos ayında sıcaklıklar 700 mb değerlerine göre artış gösterirken bu seviyede sırt ve olukların, Doğu Akdeniz'deki hariç, etkisini oldukça yitirdiği görülmektedir (Şekil 5.17.c). Maksimum teta-e değeri 38 °C, minimum ise 54 °C civarlarındadır. Bağıl nem değerleri ise bir önceki seviyeye göre düşmüştür. Mayıs ayında kuzeyden Türkiye'ye sokulmaya çalışan yüksek bağıl nemli havanın yerini, Ağustos ayında güneyden nispeten düşük bağıl nemli hava girişi almaktadır. Aynı

durum batıda İspanya üzerinde de görülmektedir. Ekim ayı bağıl nem dağılımı (Şekil 5.17.d) Ağustos ayı ile hemen hemen aynıdır. Eşdeğer potansiyel sıcaklık değerleri ise Ağustos ayına göre düşmüştür fakat 700 mb seviyesine göre 6 ile 8°C civarlarında artmıştır.

5.4 Kararsızlık İndeksleri

Şekil 5.18'de 3. Bölümde otomasyonları gerçekleştirilen 14 tane kararsızlık indeksinin temsili olarak seçilen 10 istasyon için zamansal değişimleri yer almaktadır.

K İndeksi: Şekil 5.18.a'da K İndeksi değerlerinin en fazla 25'lere kadar yükseldiği görülmektedir. Bu değerler, 50 (Ankara) ve 62 (Kalac, Rusya) numaralı istasyonlarda Ağustos ayında görülmektedir. 21 ve 69 numaralı istasyonlarda ise Temmuz ayında değerler 25'e yaklaşmaktadır. Tablo 2.1 ve Şekil 2.1'den 50 numaralı istasyon Ankara (Türkiye), 21 numaralı istasyon Tahran-Mahrabad (İran) ve 69 numaralı istasyon ise Legionowo (Polonya) ve çevresini temsil etmektedir. Tablo 4.5'te verilen K indeksinin kritik değerlerine göre bu üç istasyon ve çevreleri için belirtilen aylarda fırtına-oraj oluşma ihtimali %20 ile %40 arasındadır.

Fırtına veya oraj oluşma ihtimalinin %20'den düşük olduğunu gösteren değerler 42 ve 26 numaralı istasyonlar için Mayıs, 47 ve 65 numaralı istasyonlar için ise Temmuz ayında görülmektedir.

Daha önce belirtildiği gibi K indeksinin hesaplanmasında 850-500 mb sıcaklık farkı, 850 mb çiy noktası sıcaklığı ve 700 mb sıcaklık-çiy noktası farkı değerleri kullanılmaktadır. İlk iki terimin yüksek değerlerde üçüncü terimin ise düşük değerlerde olması K indeksi değerini artırır. Şekil 5.29'da görülen 500-850 mb aylık ortalama lapse rate değerleri ve Şekil 5.9'da görülen 700 mb aylık ortalama t-td değerleri kararsızlığın olduğu bu bölgelerde yüksektir ve birbirlerinin etkisini elemine edebilirler. 850 mb çiy noktası sıcaklığını aylık ortalama dağılımı, Şekil 5.19'da görülen K indeksinin aylık ortalama değerlerinin yersel dağılımı ile büyük bir benzerlik göstermektedir. Bu durumda Mayıs ayında kararsızlığın yüksek olması ve %20-40 oraj ihtimalinin görülmesindeki esas etken 850 mb çiy noktası sıcaklığı değerlerinin de aynı bölgelerde yüksek olmasıdır. Yani diğer bir deyişle 850 mb nemliliğinin yüksek olmasıdır.

Düzeltilmiş K İndeksi: Yine Şekil 5.18.a'da görülen bu indeksin aylık ortalama değerleri 50, 62 ve 69 numaralı temsili istasyonlarda 30'lu değerlerin üzerine çıkmıştır yani oraj ihtimali %60-80 arasındadır. Bilindiği gibi bu indekste 850 mb-yer tabakasının ortalama sıcaklığı ve ortalama çiy noktası sıcaklığı kullanıldığından değerlerin de daha yüksek çıkması normaldir. K indeksindeki gibi istasyonların maksimum değerlere ulaştığı aylar Temmuz, Ağustos'tur. 50 numaralı (Ankara) istasyonda Mayıs'tan Ağustos'a kadar bu oraj ihtimali korunmaktadır.

Rackliff İndeksi: Şekil.5.18.b'deki aylık ortalama Rackliff indeksi değerlerine göre 39 numaralı istasyon hariç tüm bölgelerde yılın tüm aylarında 25'ten büyük değerler sağanak yağış ihtimalini göstermektedir. 35'ten büyük değerler gözlenmediği için bu indeks hiçbir bölge için oraj ihtimali vermemektedir. Ayrıca indeks değerleri yaz aylarında düşmektedir bu da yaz aylarında konvektif yağış ihtimalinin daha az olduğunu gösterir. İndeksin en büyük değerleri Rusya ve Avrupa'nın kuzeyini temsil eden 65 numaralı istasyonda kış mevsimi boyunca , 50 numaralı Ankara istasyonunda ise Nisan ayında gözlenir. 39 numaralı istasyon (Tabuk, Suudi Arabistan) tüm yıl boyunca en düşük Rackliff indeksi değerlerine sahip olmaktadır.

Bilindiği gibi Rackliff indeksi elde edilirken 900 mb ıslak hazne potansiyel sıcaklığı (teta-w) ve 500 mb seviyesi sıcaklıkları kullanılır. teta-w, teta ve w'nin fonksiyonudur ve bu iki değer arttıkça artar. 850 mb'daki teta ve w dağılımlarını gösteren Şekil 5.12'ye göre 39 numaralı istasyon potansiyel sıcaklık ve nem bakımından diğer temsili istasyonlara göre yüksek değerlere sahiptir. Fakat bölgede küçük indeks değerleri elde edildiğine göre 500 mb sıcaklığının bu bölgede nispeten yüksek olması beklenmektedir. 500 mb sıcaklıklarına ilişkin; Şekil 5.3'deki aylık ortalama jeopotansiyel yüksekliklerine bakılırsa, bu bölgede değerlerin daha yüksek olması bölgenin daha sıcak olduğunu göstermektedir.

Nem İndeksi: 50° N ve üzerindeki enlemlerde yer alan temsili istasyonlarda, tüm yıl boyunca Nem İndeksi değerleri kritik değer olan 30'un altındadır ve bu bölgelerin kararsız olduğunu gösterir (Şekil 5.11.b). 50° N enleminin güneyindeki Akdeniz'in kuzeyinde kalan istasyonlarda (42, 50, 26) ise Temmuz ayında maksimum değerler gözlenirken en yüksek indeks değerleri 21 ve 39 numaralı istasyonların temsil ettiği İran

ve Suudi Arabistan civarlarında Haziran ayında gözlenmektedir. Bu bölgeler 30'un üstündeki değerlere sahip olduğundan kararlı olarak nitelendirilebilirler.

Jefferson İndeksi: Jefferson İndeksi kritik değerlerine göre kararsızlık 50 numaralı Ankara istasyonu ve çevresinde Nisan-Haziran döneminde gözlenmektedir (Şekil 5.18.c). Ayrıca 62 numaralı Rusya'nın güney bölgelerindeki istasyonda da Haziran ve Temmuz ayları aylık ortalamalarına göre kararsızlık mevcuttur. 30'dan büyük değerler, yani kuvvetli kararsızlık burada seçilen istasyonlardan hiçbirinde aylık ortalamaları için görülmemektedir.

Adedokun İndeksi: Temsili istasyonlardaki Adedokun indeksinin zamansal dağılımı Şekil 5.18.c'de görülmektedir. Tüm istasyonlardaki değerler Adedokun indeksinin kritik değeri olan -1'den küçüktür ve bu durum tüm bölgeler için yıl boyunca yağış oluşmayacağını gösterir. Elde edilen bu sonuçlar diğer indekslerin sonuçlarından da çok farklı olduğundan bu indeksin Akdeniz ve Avrupa'daki kararsızlıkları belirlemede uygun olmadığı görülmektedir. Zaten Batı Afrika için tasarlanmış bir indeks olduğu Bölüm 4'te belirtilmiştir.

Showalter İndeksi: Şekil 5.18.d'de görüldüğü gibi 3'ten küçük olan ve sağanak yağışla oraj ihtimalini gösteren değerler Nisan-Eylül döneminde 21 numaralı istasyonda (Tahran, İran), Nisan-Ağustos döneminde ise 50 numaralı istasyonda (Ankara) görülmektedir. 62 numaralı istasyonda (Kalac, Rusya) ise Haziran ve Temmuz ayında 3'e çok yakın değerler de olsa bu ihtimal mevcuttur. Diğer temsili istasyonlarda ise sağanak yağış ihtimali azdır. Showalter indeksinin hesaplanmasında kullanılan ikinci terim 850 mb tabakasının nem içeriğine bağlıdır. Bu terim ne kadar büyükse ve birinci terim ne kadar küçükse kararsızlık o kadar fazladır. İlgili istasyonlar için Şekil 5.12.a-l'de görülen 850 mb karışma oranı değerlerine göre Ankara ve civarında kararsızlık için uygundur fakat 21 numaralı İran'daki istasyonda karışma oranı değerleri Ankara'ya oranla daha düşüktür fakat buradaki 500 mb sıcaklığının daha yüksek olması aynı kararsızlık değerlerine sahip olmalarını sağlar.

Showalter1: Bu indeksin 5'ten küçük değerleri sadece 65 numaralı istasyonda Şubat ayında gözlenmektedir (Şekil 5.18.d). Yaz aylarında ise tüm istasyonlar için indeks

değerleri artmaktadır. 11'den büyük değerler konvektif yağış olmadığını gösterdiğine göre diğer indeks sonuçları da dikkate alınırsa bölge için oldukça kullanışsızdır.

Showalter 2: Şekil 5.18.e'de görülen Showalter 2 indeksi aylık ortalama değerlerine göre yıl boyunca tüm temsili istasyonlarda 3'ten büyük değerler gözlemlendiğinden sağanak yağış ihtimalinin az olduğu ortaya çıkmaktadır. 3'e üstten en yakın değerler Mayıs ayında 50 (Ankara) ve 21 (Tahran) numaralı istasyonlarda gözlenmektedir. Showalter 1 indeksi gibi bölge için pek uygun bir indeks olmadığı görülmektedir.

Showalter 3: Bu indeksin Şekil 5.18.e'deki aylık ortalama değerlerine göre, -3 ile +3 arasındaki sağanak yağış ihtimalini gösteren değerler 50 numaralı istasyonda Nisan-Ağustos döneminde, 21 numaralı istasyonda ise Mart-Ekim arasında gözlenmektedir. 39 numaralı istasyonda ise sadece Mayıs ayında gözlenmektedir.

Çapraz Toplamlar İndeksi: Çapraz toplamaların 18'den büyük değerleri fırtına oluşumunu gösterir. Şekil 5.18.f'de görüldüğü gibi 21 ve 39 numaralı istasyonlarda indeks değerleri yıl boyunca bu değerlerin altında kalmaktadır. Temsili istasyonlar arasında yaz aylarında en yüksek değere sahip olan istasyon, 69 numaralı Rusya'nın en kuzeyindeki istasyondur. Muhtemelen 500 mb seviyesinde kuzeyden güneye doğru sıcaklık değerleri arttığından (jeopotansiyel yükseklikler arttığından, Şekil 5.3) ve bu indeksin büyük değerleri için 500 mb sıcaklığı teriminin düşük olması gerektiğinden güneye doğru indeks değerleri azalmaktadır. Yer ve 700 mb seviyelerinde çiy noktası sıcaklıkları (Şekil 5.5, Şekil 5.6) güneydeki bölgelere doğru arttığından 850 mb seviyesinde de çiy noktası sıcaklığı değerlerinin yüksek olması beklenmektedir.

Düşey Toplamlar İndeksi: Düşey toplamalar indeksinin temsili istasyonlardaki aylık ortalama dağılımı Şekil 5.18.f'de görülmektedir. Tablo 4.8'de görüldüğü gibi 25'den küçük değerlerde oraj beklenmediğinden 65, 47, 22 ve 69 numaralı Kuzey Avrupa'yı temsil eden istasyonlarda yıl boyunca oraj potansiyeli gözlenmemektedir. Diğer istasyonlardan 42, 26, 62 gibi Batı Akdeniz sahillerindeki ve Rusya'nın güneyinde, Karadeniz'in kuzeydoğusunda yer alan bölgeler 25'e yakın değerler de olsa yaz aylarında oraj potansiyeli gösterir. En yüksek değerler 21 numaralı İran civarlarını temsil eden istasyonda tüm yıl, 39 ve 50 numaralı istasyonlarda ise ilkbahar ve yaz aylarında gözlenmektedir.

21 numaralı istasyon Nisan-Eylül döneminde 34'den büyük değerlere sahiptir ve bu bölgedeki aşırı kararsızlığı göstermektedir. 39 numaralı istasyon içinse bu dönemde dağınık oraj ihtimali mevcuttur. Temmuz ayında 39 numaralı istasyondaki Düşey Toplamlar değerlerinin düşmesi, 850-500 mb tabakaları arasındaki sıcaklık farkının azalması yani lapse rate değerinin düşmesindendir. Sıcaklık lapse rate'i ne kadar fazlaysa kararsızlığın da o kadar fazla olduğu daha önce belirtilmişti.

Toplam-Toplamlar İndeksi: Düşey toplamlarla Çapraz toplamlar indekslerinin toplamı olan bu indeksin aylık ortalama değerlerindeki değişim Şekil 5.18.g'de görülmektedir. Buna göre en yüksek değerler Nisan ve Mayıs ayında 50 numaralı istasyonda (Ankara) 50'ye yakın değerlerdedir. 21 numaralı İran'daki temsili istasyonda ise Nisan-Ağustos döneminde değerleri korunmaktadır ve 47'den büyük olan bu değerler bölge üzerinde dağınık orajlar olabileceğini göstermektedir.

Düzeltilmiş Toplam-Toplamlar İndeksi: Şekil 5.18.g'de görüldüğü gibi indeksin en yüksek değerleri 26, 62, 69, 47 ve 50 numaralı istasyonlarda yaz aylarında görülmektedir. Bu istasyonlarda 55'e yaklaşan değerlere göre çok sayıda dağınık orajlar veya birkaç dağınık şiddetli oraj görülebilir.

62 numaralı istasyonda Ocak'la Temmuz ayları arasında indeks değerlerinde büyük bir fark vardır. Kışın 38'lere düşen indeks değerleri yazın 55'e kadar yükselmektedir. Bunun nedeninin, indeksin hesaplanmasında yer seviyesi sıcaklıklarının da kullanılması ve yazın Rusya'nın güneyindeki bu istasyonda kışla yaz arasında sıcaklık farkının yüksek olmasından kaynaklandığı düşünülmektedir.

Yukarıda analizleri yapılmış olan kararsızlık indekslerinden çalışma alanı için daha uygun sonuçlar veren 9 tanesi bölgesel analizleri yapılmak üzere seçilmiştir. Her bir indeks için kararsızlıkların yüksek olduğu Mayıs, Temmuz ayları ve Ekim ayı ortalamalarının tüm alan üzerindeki dağılımları oluşturularak kararsızlığın ve şiddetli hava olaylarının oluşum potansiyelinin bölgeler üzerinde nasıl dağıldığı incelenmiştir.

5.4.1 K ve Düzeltilmiş K İndeksi

Şekil 5.19.a-c'da K-indeksi'nin Mayıs, Temmuz ve Ekim ayı ortalama değerlerinin yersel dağılımı görülmektedir. Mayıs ayında %20 oraj oluşma ihtimalini gösteren 15-20

arasındaki değerler tüm Akdeniz ve kuzeyde Polonya'nın güneyine kadar uzanan alanda ve Yakın Doğu'da Arabistan ve İran'da, Rusya'nın güney bölgelerinde gözlenmektedir. Türkiye üzerinde ise kararsızlık değerleri 20'den büyüktür ve %20-40 arasında oraj ihtimali olduğunu göstermektedir. Temmuz ayında %20-40 arasında oraj oluşma ihtimali olan bölgeler daha da artmış ve Avrupa'nın ortalarını da içine alarak kuzeye doğru Baltık Denizi'nin batı sahilleri boyunca genişlemiştir. Rusya'nın güneyindeki istasyonlarında %40-60 oraj ihtimali görölmektedir. Ekim ayında indeks değerleri düşmüş ve oraj ihtimali de sadece Türkiye'nin ortalarından doğusuna kadar ve İran'la Arabistan'da ve Afrika'nın kuzey sahilindeki tek bir istasyonun çevresinde gözlenmektedir. 500 mb çiy noktası sıcaklığını aylık ortalama dağılımı ile K-İndeksi dağılımının oldukça benzediği belirtilmişti.

Düzeltilmiş K-İndeksi'nin aylık ortalama dağılımları Şekil 5.20'de görölmektedir. Buna göre oraj ihtimalinin en yüksek olduğu bölge Mayıs ayında yine Türkiye'nin güneyindeki istasyonlarda ve Yunanistan'da merkezlenmiştir. Bu bölgede oraj ihtimali 30'dan büyük değerlere göre %60-80 arasındadır. Yer seviyesi sıcaklıklarının da hesaplamaya katılmasından dolayı bu indeksin ortalama değerleri K-İndeksine göre daha yüksektir. %40-60 oraj ihtimali ise Afrika'nın kuzeyinden itibaren tüm Akdeniz ve kuzeye doğru Avrupa'nın ortalarına kadar uzanan bölgelerde görölmektedir. Akdeniz'in güneydoğusunda ve bu alanı kuzeyden çevreleyen, Baltık Denizi'nin güneyine kadar ulaşan ve Batı'da İngiltere'nin batı yarısını içine alan bölgede ise %20-40 oraj potansiyeli vardır. Daha kuzeydeki dar bir alanda ise oraj oluşma ihtimali %20'dir.

Temmuz ayında ise değerler yükselerek biraz daha kuzeye, iyice karasal bölgelere kaymıştır fakat oraj potansiyeli yine %80'den fazla değildir. Bu kararsızlığın sebebi, yazın karaların kuvvetli diferansiyel ısınma nedeniyle yüksek sıcaklık lapse rate'ine sebep olarak konvektif faaliyetlere imkan sağlamasındandır. Akdeniz boyunca Batıdan kuzeye doğru kıvrılarak Atlantik'in doğu sahilleri boyunca ilerleyen ve kuzeyde tekrar doğuya doğru dönen dar bir alanda ise değerler 25-30 arasındadır yani oraj oluşum potansiyeli %40-60 arasındadır.

Ekim ayında, Düzeltilmiş K-İndeksi ortalama değerleri kuzeyde azalmış güneyde artmıştır. Akdeniz boyunca Temmuzda güneyden kuzeye doğru artan değerler Ekimde

kuzeyden güneye artmaktadır bu da yine muhtemelen yer seviyesinde yüzeyler arasındaki farklı ısı kapasitelerinden kaynaklanmaktadır.

5.4.2 Jefferson İndeksi

Şekil 5.21’de görüldüğü gibi Jefferson indeksine göre Mayıs ayında yine K-İndeksinde olduğu gibi en yüksek değerler Türkiye üzerinde merkezlenmiş ve konturlar bu merkez etrafında hafif batıya kayarak dolanmaktadır. 25’den küçük indeks değerleri kararlılığı gösterdiğinden, kararsızlık sadece Türkiye’nin ortalarından batıya doğru mevcuttur. Temmuz ayında ise bu kararsız bölge Karadeniz’in kuzeyine kaymış, batıya ve kuzeye doğru genişlemiştir. Kuzeyden İsviçre’nin doğu sahilleri ve İrlanda’nın kuzeyine güneyden ise Adriatik Körfezi’nin kuzey sahiline kadar uzanmıştır. Jefferson indeksine göre Ekim’de ise bölge üzerinde kararsızlık gözlenmemektedir.

İndeksin hesaplanmasında yer alan parametreler hatırlanacak olursa, 850 mb ıslak hazne sıcaklığının yüksek, 700 mb sıcaklık-çiy noktası sıcaklığı farkının ve 500 mb sıcaklığının düşük değerleri kararsızlığı arttırmaktadır. Mayıs ayında 700 mb $t-t_d$ değerleri (Şekil 5.9.b) Türkiye üzerinde güneyine göre daha düşüktür, fakat Rusya’nın kuzey bölgelerinde daha düşük değerler vardır. Fakat 850 mb ıslak hazne sıcaklığı için karışma oranı değerleri dikkate alınırsa, değerler kuzeyden güneye artma gösterir. Yani 850 mb nemi Türkiye üzerinde kuzeyine göre daha yüksektir. Bu da bölge üzerinde Jefferson indeksi kriterlerine göre kararsızlığı sağlar. Diğer aylarda ise 700 mb $t-t_d$ değerleri güneyden kuzeye daha zonal olarak azaldığından ve karışma oranının yüksek değerleri de kuzeye doğru yayıldığından kararsızlık kuzeye ilerlemektedir.

5.4.3 Showalter ve Düzeltilmiş Showalter İndeksi 3

Showalter İndeksi aylık ortalama değerlerinin yersel dağılımına göre (Şekil 5.22), Mayıs ayında değerler kuzeyden güneye doğru azalmakta Avrupa’nın batısına doğru konturlar güneye doğru eğilmektedir (Şekil 5.22.a). Türkiye üzerinde Jefferson ve K indekslerinde olduğu gibi sağanak yağış ve oraj ihtimalinin bulunduğu bir merkez yer almaktadır. Bunun dışındaki bölgelerde 3’den büyük değerler sağanak yağış ihtimalinin az olduğunu göstermektedir. Showalter indeksinin 850-500 mb tabakasının potansiyel kararsızlığını tahmin ettiği daha önce belirtmiştir. Potansiyel kararsızlık analizine ilerleyen kısımlarda

değınilecektir. Temmuz ayında 3'den küçük değırlere sahip merkez Türkiye'nin doğusuna kaymakta ve kuzeye doğru genişlemektedir. Akdeniz'de indeks değırleri Mayıs'a oranla artarken kuzeydeki bölgelerde değırler azalmaktadır. Ekim ayında ise tekrar kuzeyden güneye doğru indeks değırleri azalmaktadır. Fakat sağanak yağış ve oraj ihtimali azdır.

Şekil 5.23'de Showalter indeksinde yapılan 3. değışiklik sonucu oluşan indeksin aylık ortalama değırlerinin yersel dağılımı görölmektedir. Mayıs ayında görölen dağılım Showalter indeksinin dağılımıyla oldukça benzeşmektedir sadece İran'daki istasyonun sahip olduğu değırler daha da düşmüş, sağanak yağış ve oraj ihtimali olan bölge güneye doğru genişlemiştir. Batıya ve kuzeye doğru değırler artmaktadır. Temmuz'da ise bu oraj potansiyeli olan bölge yine kuzeye doğru genişlemiş ve Akdeniz'de değırler artarken Avrupa üzerinde konturlar hemen hemen doğudan batıya artan bir dağılım sergilemektedir. Ekimde ise değırler yine özellikle Avrupa'nın ortalarında ve kuzeyde çok artmıştır. Sadece güneydoğuda İran ve Suudi Arabistan'ın ortalarında oraj ve sağanak yağış ihtimali kalmıştır.

Bu indeksin hesaplanmasında 850 mb sıcaklığı ve 850, 700, 500 mb $t-t_d$ değırleri kullanıldığından troposferin aşağı ve orta tabakalarındaki nemlilik önemli bir parametredir. Eşitliğe göre kararsızlık için nemliliklerin yüksek ($t-t_d$ 'lerin düşük) olması gerekir.

5.4.4 Toplam-Topamlar ve Düzeltmiş Toplam Topamlar İndeksi

Çapraz Topamlar'la Düşey Topamlar İndekslerinin toplamı sonucu elde edilen Toplam-Topamlar indeksinin aylık ortalama yersel dağılımlarını incelerken diğır iki indeksi de incelemek uygundur. Şekil 5.24'de görölen Çapraz toplamlara göre kararsızlık, Mayıs ayında Akdeniz'in kuzeyinde Avrupa'nın büyük bir kısmında, Türkiye'nin de bir kısmını içine alacak bir alanda iken Temmuz ve Ekim aylarında bu kararsız bölgeler kuzeye doğru ilerlemiştir. Ekim ayında ayrıca Türkiye'nin Karadeniz bölgesinde küçük bir kararsızlık gözlenmektedir. Düşey toplamlara göre ise tam tersi olarak kararsız bölgeler Mayıs'ta Orta Avrupa'nın ve Rusya'nın güneyinde iken Temmuz ve Ekim aylarında güneye doğru kaymıştır (Şekil 5.25). Bu indekslerin toplamından elde edilen Toplam-Topamlar indeksinin Şekil 5.26'da göröldüğü gibi

Mayıs ayında maksimum değerleri Türkiye'nin Güneydoğu bölgesinde merkezlenmiştir ve bu merkezden uzaklaştıkça değerler azalmaktadır. Ayrık, birkaç oraj ihtimali olduğunu gösteren 44-45 değerleri, Fransa'nın doğusundan itibaren kuzeyde Polanya'ya kadar, doğuya doğru ise Akdeniz'in kuzeyini de içine alarak genişleyen bir alandır. Temmuz ayında değerler güneyden kuzeye doğru artmaktadır ve Avrupa'nın ortasında güneyden kuzeye kadar uzanan buradan Rusya'nın ortalarına giderek güneye doğru Türkiye'nin güneydoğusunu içine alan bir alanda birkaç/ayrık oraj ihtimali gözlenmektedir. En yüksek değer ise Türkiye'nin doğusunda İran'ın kuzeyinde yer almaktadır. Ekim'de oraj ihtimali olan tek bölge Türkiye'nin Güneydoğu Bölgesi ve doğusunda görülmektedir.

Düzeltilmiş Toplam-toplamlar indeksi değerleri, Toplam-Toplamlara göre oldukça yüksektir (Şekil 5.27) ve aynı kritik değerler kullanıldığından tüm alanda bir oraj ihtimali söz konusudur. Değerler kuzeyden güneye doğru artmaktadır. En yüksek değerler, Yugoslavya'dan güneye doğru, İtalya'nın doğusundan Balkanlar'ı da içine alarak Akdeniz'e ve Afrika'ya kadar uzanan bir alandır. Tablo 4.10'da görülen kritik değerlere göre bu bölgede birçok oraj oluşma ihtimali vardır. Ayrıca yine Türkiye'nin Güneydoğusunda yüksek değerli bir merkez vardır. Temmuz ayında ise indeks değerleri tüm bölgelerde azalmaktadır. Ekimde ise değerler Akdeniz ve güneyinde artarken kuzeyde azalmaktadır.

5.5 Mutlak Kararsızlık

Daha önce belirtildiği gibi çevresel lapse rate'in kuru adyabatik lapse rate'den büyük olduğu atmosferde hava parselinin yükselmeye başlaması ve çevresinden daha sıcak olacağından atmosferde yükselmeye devam eder ve mutlak kararsızlık söz konusu olur. Bu durumda mutlak kararsızlığı irdelerken atmosferin düşey sıcaklık değişiminin incelenmesi gereklidir.

Belli seviyeler arasındaki lapse rate değerlerinin temsili istasyonlar için aylık ortalama değerleri Şekil 5.28'de görülmektedir. 500 mb-yer, 700 mb-yer, 850 mb-yer, 700-850 mb, 500-850 mb ve 500-700 mb seviyesi lapse rate değerleri çizilmiştir fakat yer seviyesi sıcaklıklarının yersel şartlardan etkilenmesinden dolayı 500-700 mb ve 500-850

mb tabakaları dikkate alınmıştır. Bu değerlere göre 42, 26, 69, 47 numaralı istasyonlarda 500-700 mb ve 500-850 mb lapse rate değerleri Nisan-Eylül döneminde birbirlerine çok yaklaşımaktadır. Bu da yaz aylarında bu istasyonların 850-700 mb tabakasındaki sıcaklıklarının homojen olduğunu gösterir. 39, 50 ve 21, 62 numaralı istasyonlarda ise yaz aylarında lapse rate değerleri arasındaki fark artmaktadır. Karasal iklim özelliği taşıyan istasyonlarda yaz aylarında yer ve yere yakın seviyelerin (850 mb) daha çok ısınması yukarı seviyelerle arasındaki sıcaklık lapse rate'inin artmasına neden olur. Bu artışlar mutlak kararsızlığın göstergesidir. 65, 22 numaralı istasyonlarda ise tüm yıl boyunca iki tabakadaki sıcaklık lapse rate değerleri arasındaki fark kendini korumaktadır ve 500-850 mb lapse rate değerleri sürekli 500-700 mb lapse rate değerlerinden daha düşüktür. 700-850 mb lapse rate değerleri de 500-700 mb değerlerinden daha düşüktür. Bu durum, aşağı seviyelerin yukarı seviyelere göre daha kararlı olduğunu göstermektedir.

500-850 mb ve 500-700 mb ortalama lapse rate değerlerinin yersel dağılımlarına göre de (Şekil 5.29, Şekil 5.30), en yüksek lapse rate değerleri Güneybatı Asya civarlarındadır. Bu bölgenin mutlak kararsızlığını gösterir.

Düşey potansiyel sıcaklık dağılımları; Daha önce belirtildiği gibi potansiyel sıcaklığın yükseklikle azalması, mutlak kararsızlığı gösterir. $\partial\theta/\partial z$ ne kadar büyükse, mutlak kararlılık o kadar fazladır. Şekil 5.31.a'da görüldüğü gibi Mayıs ayında 47, 65, 22 ve 26 (Hollanda, Kuzey Rusya, İrlanda, İtalya) istasyonlarında potansiyel sıcaklıkları yer seviyesinden itibaren yükseldikçe artmaktadır. 850 mb'a kadar olan potansiyel sıcaklık artışları diğer seviyelere oranla daha azdır. Artışların nispeten daha az olması yer seviyesinden 850 mb seviyesine kadar olan tabakadaki kararlılığın diğer tabakalara oranla daha az olduğunu gösterir. Özellikle 47 (Hollanda) istasyonunda potansiyel sıcaklıktaki yükseklikle değişim azdır dolayısıyla kararlılık da nispeten azdır. 50, 42, 39, 21, 62, ve 69 istasyonlarında (Türkiye, İspanya, Suudi Arabistan, İran, Güney Rusya, Polonya) ise 850 mb'a kadar bir azalma sonraki seviyelerde ise artış gözlenmektedir. 62 ve 69 istasyonunda potansiyel sıcaklık gradyanı yer-850 mb arasında nispeten daha düşük olduğundan mutlak kararsızlığın da daha düşük olduğu söylenebilir.

Deniz seviyesinden yükseklikleri diğer istasyonlara göre fazla olan 42, 50, 21 ve 39 istasyonlarında potansiyel sıcaklıklar da nispeten fazla olup, kararsızlık da daha fazladır. Ayrıca 21 ve 39 istasyonlarında 850-700 mb arasında potansiyel sıcaklık çok az artmıştır yani büyük bir mutlak kararlılık söz konusu değildir. Bu dört istasyonun yer-1000 mb seviyeleri arasındaki kararsızlığı Ekim ayında da görülmektedir (Şekil 5.31.b). Bu istasyonların dağılımının Doğu Akdeniz'in kuzeyi, doğusu ve güneyinde, Batı Akdeniz'in batısında (İspanya üzerinde) olduğu görülmektedir.

5.6 Potansiyel (Konvektif) Kararsızlık

Seçilmiş istasyonlara ait eşdeğer potansiyel sıcaklıkların (Teta-e) Mayıs ve Ekim ayındaki düşey değişimleri Şekil 5.32'da verilmiştir. Mayıs ayında 65 nolu istasyon yani en kuzeyi temsil eden istasyon dışındakilerde yer-850 mb arasında θ_e 'lerde azalma gözlenmektedir (Şekil 5.32.a). En büyük azalma ise deniz seviyesinden yükseklikleri fazla olan 42, 50, 21, 39 ve 26 numaralı istasyonlarda yani Akdeniz'i çevreleyen bölgelerdedir. Bu da bölgeler üzerindeki potansiyel kararsızlığın bu seviyelerde daha fazla olduğunu gösterir.

850-700 mb seviyeleri arasında 27, 60, 47 ve 65 nolu istasyonlarda θ_e 'ler artış gösterirken, 69, 62 ve 26 istasyonlarında ise pek bir değişim gözlenmemektedir. 42, 50, 39 ve 21 istasyonlarında ise az da olsa θ_e 'ler azalmaktadır yani potansiyel kararsızlık mevcuttur. 700-500 mb seviyelerinde ise 21 numaralı istasyon dışında tümünde θ_e 'ler artmaktadır yani potansiyel kararlılık gözlenmektedir.

Şekil 5.32.b'de görülen Ekim ayında ise 65 ve 62 nolu istasyonlar dışında yer-850 mb seviyesinde θ_e 'ler azalma göstermektedir. 850-700 mb seviyesinde ise sadece 50, 39 ve 21 numaralı Doğu Akdeniz'i çevreleyen bölgelerde potansiyel kararsızlığı ifade eden θ_e 'deki azalma mevcuttur. 700 mb'ın üstünde ise tüm istasyonlar potansiyel kararlıdır.

5.7 Şartlı Kararsızlık

Şekil 5.29.a'daki Mayıs ayı 500-850 mb lapse rate değerlerine göre Doğu Akdeniz'den itibaren tüm Akdeniz ve kuzeyi şartlı kararsızlık şartını sağlamaktadır. Sadece

Türkiye'nin güneydoğu bölgeleri ve güneydoğusu bu şartı sağlamamaktadır. Ekim ayında tüm bölge üzerindeki lapse rate değerleri artmıştır (Şekil 5.29.b). Buna göre şartlı kararsız bölge çok az güneydoğuya doğru genişlemiştir. 500-700 mb tabakası lapse rate değerlerine göre Mayıs ve Ekim ayında 500-850 mb tabakası ile aynı bölgelerin şartlı kararsızlık şartını sağladığı görülmektedir.

Potansiyel kararsızlık için eşdeğer potansiyel sıcaklığın düşey değişimleri (Şekil 5.32) daha önce incelenmişti. Buna göre Mayıs ayında yer-850 mb tabakasında kuzeydeki bölgeleri temsil eden 65 nolu istasyon dışında şartlı kararsızlık şartının sağlandığı gözlenmektedir.

5.8 Bulut Taban Yüksekliği / LCL

Hesaplanan aylık ortalama LCL seviyesi sıcaklıkları ve basınç değerleri ile denizden olan yükseklikler seçilmiş istasyonlar için Şekil 5.34'de görülmektedir. Buna göre bulut taban seviyesi sıcaklıkları 22, 26 ve 42 nolu istasyonların temsil ettiği Akdeniz'in batısı ve kuzeybatısı için kış aylarında 5°C'nin altında iken yaz aylarında sıcaklıklar 10°C'nin üstüne çıkmıştır. Kışın en düşük bulut taban sıcaklıkları -15°C'lere ulaşan değerlerle 65 nolu istasyonda, yani Rusya'nın kuzey bölgelerindedir. Yaz aylarında bu bölgedeki değerlerde büyük bir artış gözlenmektedir. Akdeniz'i çevreleyen bölgelerde kışın sıcaklık değerlerinin 0°C'nin altına kadar indiği yaz aylarında ise 69 ve 47 istasyonlarında 10°C'lere kadar yükselirken diğer istasyonlarda 10°C'ye ulaşmadığı görülmektedir. En güneydeki 39 nolu istasyon ise yaz ve kış arasında LCL sıcaklığı en az değişen bölgedir. Ayrıca bu bölgede Temmuz ayı sıcaklığı 0°C'nin altındadır. Sıcaklık ve çiy noktası sıcaklığı arasındaki fark yani $t-t_d$ büyüdükçe bulut taban yüksekliği artar ve bulut taban sıcaklığı azalır.

Şekil 5.33'de $t-t_d$ değerlerinin düşey değişimleri Mayıs ve Ekim ayları için hazırlanmıştır. Ekim ayında yer seviyesindeki $t-t_d$ değerleri Mayıs'a göre azalmıştır. Mayıs ayında $t-t_d$ farkının 50, 21 ve 39 numaralı istasyonlar dışındakilerde 850 mb seviyesinde en düşük değerlere ulaştığı, bu istasyonlarda ise 700 mb'da daha düşük değerler olduğu gözlenmektedir.

Yaz aylarında bulut taban sıcaklıkları düşük olan istasyonların, yer seviyesi kuru hazne sıcaklıkları yüksektir. Fakat bulut taban sıcaklıklarının düşük olmasının esas sebebi havadaki nemin, dolayısıyla çiy noktası sıcaklığının düşük olmasıdır. Şekil 5.34’de görüldüğü gibi en düşük bulut taban sıcaklığına sahip istasyonda (39) 3.5 km’ye yükselen bulut taban yüksekliği 21 nolu istasyonda da 3 km’yi aşmıştır.

Şekil 5.35’de Mayıs, Ağustos ve Ekim aylarına ait ortalama bulut taban yüksekliği değerlerinin dağılımı görülmektedir. Buna göre Mayıs ve Ağustos aylarındaki en yüksek bulut taban yükseklikleri Akdeniz’in doğu ve güneydoğu bölgelerinde gözlenir. Ekim ayında da aynı bölgeler en yüksek bulut taban yüksekliklerine sahiptir ve güneydoğudaki bölgeler dışında değerlerde düşüşler gözlenmektedir.

Şekil 5.36 ve Şekil 5.37’de bulut taban basınçları ve sıcaklıkların yersel dağılımları Mayıs ve Ekim ayları için oluşturulmuştur. Her iki ay için de sıcaklık değerleri kuzeyden güneye doğru artmaktadır ve Karadeniz’in hemen üzerinden konturlar Türkiye’nin doğusunu keserek aşağı doğru kıvrılmaktadır. Böylelikle Akdeniz’in doğusundan ortalara doğru bulut taban sıcaklıkları küçük bir artış göstermektedir. Basınç değerleri ise kuzeybatı güneydoğu yönünde artmaktadır. Ayrıca Ekim’deki basınç değerleri Mayıs değerlerine göre artmıştır.

6. SONUÇ VE ÖNERİLER

Afetlere ve bunun sonucunda önemli can ve mal kayıplarına neden olabilecek şiddetli rüzgarlar, sağanaklar, hortumlar, orajlar gibi birçok meteorolojik olayın önceden tahmin edilebilmesi için atmosferin büyük ölçekli termodinamik yapısının belirlenmesi gerekmektedir. Bu çalışmada, Türkiye dahil olmak üzere Akdeniz ve Avrupa üzerinde ortaya çıkabilecek önemli konvektif hava olaylarına müsait bölgeler ve dönemlerin, bu bölgedeki aşağı ve orta troposferin termodinamik özelliklerinin belirlenmesi ve kararsızlık indeksleri aracılığıyla belirlenmesine çalışılmıştır.

Bu amaçla, çoğunluğu Avrupa üzerinde olmak üzere Akdeniz, Türkiye, Batı ve Güneybatı Asya ülkeleri ile birkaçı Kuzey Afrika'da bulunan 69 yukarı seviye gözlem istasyonuna ait 1996 – (Nisan) 2002 döneminde, 12 UTC'deki radyosonde verileri kullanılmıştır. Kompleks kalite kontrol yöntemlerinden geçirilen veriler, termodinamik algoritmalar bilgisayar ortamında kullanılarak bağıl nem, karışma oranı, potansiyel sıcaklık, eşdeğer potansiyel sıcaklık, çiy noktası sıcaklığı, yükselmeyle yoğunlaşma seviyesi, bulut taban sıcaklığı/basıncı, sıcaklık lapse rate gibi termodinamik değişkenler elde edilmiş ve kararsızlık indeksleri hesaplanmıştır. Aşağı ve orta troposferde çeşitli seviyeleri için (yer, 850, 700, 500 mb) sıcaklık, jeopotansiyel yükseklik, çiy noktası sıcaklığı gibi temel termodinamik değişkenler yanında bağıl nem-eşdeğer potansiyel sıcaklık ve karışma oranı-potansiyel sıcaklık birleşik haritaları ve kararsızlık indeksi haritaları analiz edilmiştir. Ayrıca farklı kararsızlık tiplerinin göstergesi olan düşey potansiyel sıcaklık ve düşey eşdeğer potansiyel sıcaklık profilleri üzerinde durulmuştur.

Yapılan analizlerden, aşağı troposferde Mayıs ayından itibaren Afrika'nın kuzeyinden (Libya) Balkanlar'a doğru bir sıcak hava girişi başladığı ve Ağustos ayına kadar bu sıcak havanın Avrupa'nın büyük bir kısmına yayıldığı tespit edilmiştir. Yaz aylarında Avrupa'nın karasal iç kısımlarındaki bu diferansiyel ısınmanın bölge üzerindeki konvektif faaliyetlerin başlamasında önemli bir etken olabileceği düşünülmektedir.

Karışma oranı tüm yıl boyunca Akdeniz üzerinde en yüksek değerlerde olduğundan, Akdeniz, Avrupa ve Türkiye için önemli bir aşağı seviye nem kaynağıdır. Aşağı seviye neminin Türkiye'ye girişi Nisan ayında Doğu Akdeniz'den başlamakta ve sonbahara kadar nem Avrupa üzerinden kuzeye yayılmaktadır. Toros Sıradağları nedeniyle nemli havanın İç Anadolu'ya girişi bir ay kadar gecikmektedir. Kuzey Atlantik Denizi de Avrupa'nın batı sahilleri için Kasım-Mart döneminde aşağı seviye nem kaynağıdır ve bölgeye sıcak hava girişi mevcuttur. Avrupa'nın kuzeybatı sahilleri boyunca kışın ve sonbaharda yüksek olan nemlilik, ilkbaharda, Kuzey Atlantik üzerindeki deniz yüzeyi sıcaklığının sonbahara oranla daha düşük olması nedeniyle azalmaktadır. Norveç'ten İspanya'ya kadar Avrupa sahillerinin sonbaharda maksimum yağış alırken ilkbaharda minimum yağış almasının nemliliğin azalması ile ilişkili olduğu düşünülmektedir.

Kararsızlık indekslerine göre yaz aylarında oraj veya sağanak yağış oluşma ihtimali yüksek olan bölgeler; Akdeniz'in kuzey sahilleri ve Avrupa'nın orta kısımları ile doğuda Türkiye ile Yakın Doğu'yu içine alan bölgelerdir. Kararsızlıklar Nisan-Mayıs dönemlerinde özellikle Türkiye üzerinde başlayıp yaz aylarında kuzeydeki bölgelere doğru genişlemektedir.

Rusya'nın güney bölgeleri, Türkiye, İran ve Suudi Arabistan, yaz aylarında aşağı ve orta troposfer arasındaki sıcaklık lapse rate değerleri yüksek olduğundan mutlak kararsızlık alanları olarak belirlenmiştir. Ayrıca yaz aylarında İspanya (Madrid-Barajas), Türkiye (Ankara) ve Akdeniz'in doğu kısımlarında (İran, Suudi Arabistan), aşağı ve orta troposfer arasında teta-e değerlerindeki büyük azalma bu bölgelerin potansiyel (konvektif) kararsızlığını göstermektedir.

Avrupa'nın batı sahilleri boyunca bulut taban yükseklikleri Mayıs ayından Ağustos ayına İrlanda'daki azalma dışında hemen hemen hiç değişmemekte, Avrupa'nın kuzeyindeki bölgelerde Baltık Denizi'nin batı kıyıları ve Ukrayna ile Polonya'yı içine alan bölgelerde ise Ağustos ayında bulut taban yükseklikleri azalmaktadır. Bu bölgelerde aşağı seviyelerdeki sıcaklık-çiy noktası sıcaklığı farkının da Mayıs'tan Ağustos'a azalması (doymaya yaklaşılması) ve nemliliğin artması bu aylarda Avrupa'nın orta ve kuzey kısımlarının bol yağış üretme potansiyelini göstermektedir. Akdeniz üzerinde ise ilkbahar mevsiminden yaz mevsimine kadar doğuda daha fazla olmak üzere bulut taban yükseklikleri artış göstermektedir. Fakat aşağı seviye sıcaklık-çiy noktası sıcaklığı farkının , Batı Akdeniz'de Cenova Körfezi civarlarında

Ağustos ayında Mayıs'a göre azalırken (doymaya daha yakın) Doğu Akdeniz'de artması Batı Akdeniz'de yazın yağış oluşma potansiyelinin daha fazla olduğunu göstermektedir. Türkiye üzerinde ise ilkbahar ve sonbaharda hemen hemen aynı bulut taban yükseklikleri ve yere yakın seviyelerdeki aynı nem miktarları bu mevsimlerdeki yağış oluşum potansiyellerinin aynı olduğunun göstergesi olabilir.

Bundan sonra yapılacak olan çalışmalarda, kararsızlık indeksleri ile analiz yapılırken aylık ortalama değerlerin hesaplanması yerine, kritik kararsızlık değerlerine sahip olan günlerin sayısına göre dağılımlar oluşturulabilir. Böylelikle bir bölgede seyrek de olsa oluşan kararsızlıklar elemine edilmemiş olacaktır. Yerdeki oraj, sağanak yağış veya şiddetli hava olaylarına ait veriler elde edilerek indekslerle karşılaştırma yapılabilirse bölge üzerinde indekslerin ne kadar başarılı olduğu da tespit edilebilir. Ayrıca daha fazla sayıda istasyona ait, daha uzun dönemdeki verilerin kullanılması ile daha sağlıklı sonuçlar elde edilebilir ve rüzgar verileri de kullanılarak daha modern olan Cape indeksi gibi indekslerle kararsızlık alanları analiz edilebilir.



KAYNAKLAR

- Adedokun, J. A., 1981. Potential instability and precipitation occurrence within inter-tropical discontinuity environment, *Arch. Met. Geoph. Biokl.*, **30**, 69-86.
- Adedokun, J. A., 1982. On an instability index relevant to precipitation forecasting in West Africa. *Arch. Met. Geoph. Biokl.*, **31**, 221-230.
- Alcorn, M., 2004. Cloud Development and Forms,
<http://www.met.tamu.edu/calss/Metr201/Ch6CloudDevelopment-Forms.html>.
- Barry, R. G., Chorley, R. J., 1998. Atmosphere, Weather & Climate, Routledge, London, 409 pp.
- Bechtold, P., Bazile, E., 2001. The 12–13 November 1999 flash flood in Southern France, *Atmospheric Research*, **56**, 171-189.
- Beebe, R. G. and Bates, F. G., 1955. An empirical shortcut to the calculation of temperature and pressure at the lifted condensation level, *J. App. Meteor.*, **7**, 511.
- Beebe, R. G., 1958. Tornado proximity sounding, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **39**, 195-201.
- Blackadar, K., 1958. Final report on study of forecasting low-level wind gradients, Contract AF19(604)-2059, Pennsylvania State University.
- Bleeker, W., Andrea M. J., 1951. On the diurnal variations of precipitation, particularly over Central USA, and its relation to large scale orographic circulation systems, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **77**, 260-271.
- Bluestein, H. B., 1993. Synoptic-Dynamic Meteorology in Midlatitudes, Volume II, Oxford University Press.
- Bohren, C. F., Albrecht, B. A., 1998. Atmospheric Thermodynamics, Oxford University Press.
- Bonner, W. D., 1966. Climatology on the low-level jet. *Mon. Wea. Rev.*, **96**, 833-850.
- Boyden, C. J., 1963. A simple instability index for use as a synoptic parameter. *Meteor. Mag.*, **92**, 198-210.
- Bradford, M., 1999. Historical roots of modern tornado forecast and warnings, *Weather Forecast*, **14**, 484-491.
- Brooks, E. M., 1949. The tornado cyclone, *Weatherwise*, **2**, 32-33.
- Brooks, H. E., Lee, J. W., Craven, J. P., 2003. The spatial distribution of severe thunderstorm and tornado environments from global reanalysis data, *Atmospheric Research*, **67-68** (2003), 73-94.

- Byers, H. R.**, 1974. General Meteorology, Mc GrawHill Companies, 4th edition, 461 pp.
- Campbell, M.**, 1991. Equivalent potential temperature (Teta-e) applications, Western Region Technical Attachment, No. 91-37, September 1991. National Weather Service Forecasting Office-Boise.
- Chelius, R. C. and Frentz, H. J.**, 1992. A basic meteorology exercises manual, The Pennsylvania State University, Gibbs&Hill, Inc., Denver Colorado.
- Chaboureaud, J. P. and Claud, C.**, 2003. Observed variability of Mediterranean storm during winter, Mediterranean Storms, 5th EGS Plinius Conference, France, October 2003.
- Charba, J. P.**, 1977. Operational system for predicting thunderstorm two to six hours in advance. NOAA Technical Memo. NWS TDL-64, 24 pp.
- Charba, J. P.**, 1979. Two to six hour severe local storm probabilities: an operational forecasting system, *Mon. Wea. Rev.*, **107**, 268-282.
- Chen, S. H.**, 2004. Atmospheric stability: <http://trc.ucdavis.edu/rainbow/instab.pdf>.
- Chrysoulakis, N., Spiliotopoulos, M., Domenikiotis and C., Dalezios, N.**, 2003. Towards monitoring of regional atmospheric instability through Modis/Aqua images, *Proceeding of the International Symposium hold at Volos, Greece*, 7-9 November 2003.
- Costa, S., Mezzasalma, P., Levazzini, V., Alberoni, P. P., Nanni, S.**, 2001. Deep convection over Northern Italy: synoptic and thermodynamic analysis, *Atmospheric Research*, **56**(2001), 73-88.
- David, C. L. and Smith, J. S.**, 1971. An evaluation of seven stability indices as predictor of severe thunderstorms and tornadoes, Preprints, 7th Conf. Severe Local Storms, Amer. Meteor. Soc., Kansas City, 105-109.
- Djurić, D.**, 1994. Weather Analysis. Prentice Hall, New Jarsey, USA, 297 pp.
- Doswell, C. A.**, 1982. The operational meteorology of convective weather, Vol. I: operational mesoanalysis. NOAA Tech. Memo. NWS NSSFC-5, National Severe Storms Forecast Center, Kansas City, 158 pp.
- Fawbush, E. J., Miller, R. C., Starrett, L. G.**, 1951. An emprical method of forecasting tornado development, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **32**, 1-9.
- Fritsch, J. M., Kane, R. J., Chelius, C. R.**, 1986. The contribution of mesoscale convective weather systems to the warm-season precipitation in the United States, *J. Climate Appl. Meteor.*, **25**, 1333-1345.
- Galway, J. G.**, 1956. The lifted index as a predictor of latent instability, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **37**, 528-529.
- George, J. J.**, 1960. Weather forecasting for aeronautics, Academic Press, 673 pp.
- Goldreich, Y.**, 2003. The climate of Israel, Kluwer Academic/Plenum Publishers, New York, 270 pp.

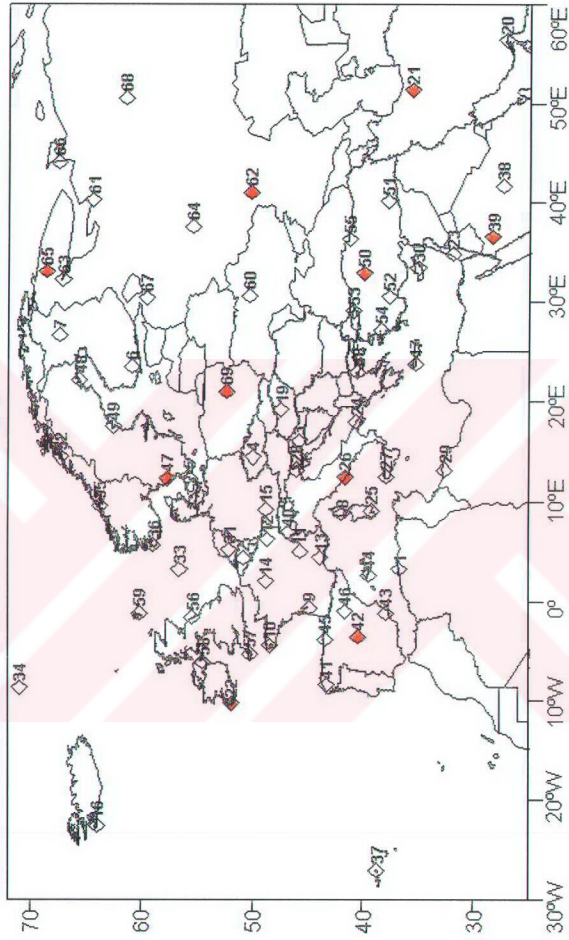
- Guijarro, J. A., 1998. Data quality control of the Spanish surface automatic meteorological stations in PYREX, Proceeding of the 1st Workshop on Quality Control of Meteorological Data in MAP, 26-27 January 1998, Vienna, 64-71.
- Haby, J., 2004. (In)stability types defined, <http://www.theweatherprediction.com/habyhints/45/>.
- Hagemeyer, B. C., 1991. A lower-tropospheric thermodynamic climatology for March through September: some implications for thunderstorm forecasting, *Weather and Forecasting*, 6, 254-270.
- Haklander, A. J., 2002. Thunderstorm predictors and their forecast skill for the Netherland, <http://www.phys.uu.nl/~haklandr/afstuderen/Onderzoeksverslag.pdf>.
- Haklander, A. J. and Delden, A. V., 2003. Thunderstorm predictors and their forecast skill for the Netherlands, *Atmospheric Research*, 67-68, 273-299.
- Hart, J. A. and Korotky, J., 1991. The SHARP workstation v1.50, NWS/NOAA Charleston, WV., November 1991.
- House, D. C., 1963. Forecasting tornadoes and severe thunderstorms, *Meteorological Monographs*, Vol. 5, No. 27, 141-155.
- Hovanec, R. D. and Horn, L. H., 1975. Static stability and 300 mb isotach field in the Colorado cyclogenetic region. *Mon Wea. Rev.*, 103, 628-638.
- Huntrisier, H., Schiesser, H. H., Schmid, W., Waldvogel, A., 1997. Comparison of traditional and newly developed thunderstorm indices for Switzerland, *Weather and Forecasting*, 12, 108-125.
- Huschke, R. E., 1959. Glossary of meteorology, American Meteorological Society, Boston, 638 pp.
- Kahya, C., 2000. Türkiye'nin aşağı troposfer termodinamik klimatolojisi, Yüksek Lisans tezi, İTÜ Uçak ve Uzay Bilimleri Fakültesi, Meteoroloji Müh., İstanbul.
- Klink, K., 2002. Atmospheric Lapse Rates: http://www.geog.umn.edu/faculty/klink/geog1425/lapse_rates.html.
- Knutsvig, R., 1999. Severe weather indices: <http://people.aero.und.edu/~knutsvig/swx2.html>.
- Laing, A. G., Fritsch, J. M., 1993. Mesoscale convective complexes in Africa, *Mon. Wea. Rev.* 121, 2254-2263.
- Laurent, H., D'Amato, N., Lebel, T., 1998. How important is the contribution of the Mesoscale Convective Complexes to the Sahelian rainfall?, *Phys. Chem. Earth*, 23, 629-633.
- Litynska, Z., Perfiniewicz, J., Pinkowski, H., 1976. The prediction of air mass thunderstorms and hails, *W.M.O.*, 450, 128-130.
- Lopez, L., Marcos, J. L., Sanchez, J. L., Castro, A., Fraile, R., 2001. CAPE values and hailstorms on northwestern Spain, *Atmospheric Research*, 56(2001), 147-160.

- Lydolph, P. E.**, 1985. The climate of the earth, Rowman & Allanheld, New Jarsey, 386 pp.
- Maddox, R. A.**, 1980. Mesoscale convective complexes, *Bull. Am. Met. Soc.*, **61**, 1374-1387.
- Maddox, R. A., Crisp, C. A.**, 1999. The Tinker AFB tornadoes of March 1948, *Weather Forecast*, **14**, 492-499.
- McAnelly, R. L., Cotton W. R.**, 1989. The precipitation life cycle of mesoscale convective complexes over the central United States, *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 784-808.
- Michalopoulos, H. and Jacovides, C. P.**, 1987. Instability indices for the Cyprus area, *Meteor. Atmos. Physics*, **37**, 153-157.
- Miller, R. C.**, 1967. Notes on analysis and severe storm forecasting procedures of the Military Weather Warning Center, *Tech. Rep. 200*, AWS, U.S. Air Force, 102 pp.
- Miller, R. C.**, 1975. Notes on analysis and severe-storm forecasting procedures of the Air-Force Global Weather Central, AWS Tech. Rep. No. 200. Air Force GWC, Offutt AFB, NE. [NTIS AD-744 042].
- Miller, R. C., Crisp, C. A.**, 1999. The first operational tornado forecast – twenty million to one, *Weather Forecast*, **14**, 479-483.
- MOAM, (Meteorological Office, Air Ministry)**, 1962. Weather in Mediterranean, general Meteorogy, Vol. 1. Her majesty's Stationary Office, London, pp 372.
- Monkam, D.**, 2002. Convective available potential energy (CAPE) in Northern Africa and tropikal Atlantic and study of its connections with rainfall in Central and West Africa during Summer 1985, *Atmospheric Research*, **62**, 125-147.
- Peppler, R. A.**, 1988. A review of static stability indices and related thermodynamic parameters, *Illinois Dept. of Energy and Natural Sources*, Illinois, 87 pp.
- Peppler, R. A., Lamb, P. J.**, 1989. Tropospheric static stability and central North American growing seasonal rainfall, *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 1156-1180.
- Pitchford, K. L., London, J.**, 1962. Low level jet as related to nocturnal thunderstorms in mid-west of US, *J. App. Met.*, **1**, 43-47.
- Quinn, B.**, 2000. A description of atmospheric soundings:
<http://www.nemas.net/edu/soundings/soundings.htm>.
- Rowell, D. P., Millford J. R.**, 1993. On the generation of African squall lines, *J. Climate*, **6**, 1181-1193.
- Sangster, W. E.**, 1958. An investigation of nighttime thunderstorms in the cenral United States, Technical Report 5, Contract AF19(604)-2179, The University of Chicago.
- Schultz, P.**, 1989. Relationships of several stability indices to convective weather events in Northern Colorado, *Weather and Forecasting*, **4**, 73-80.

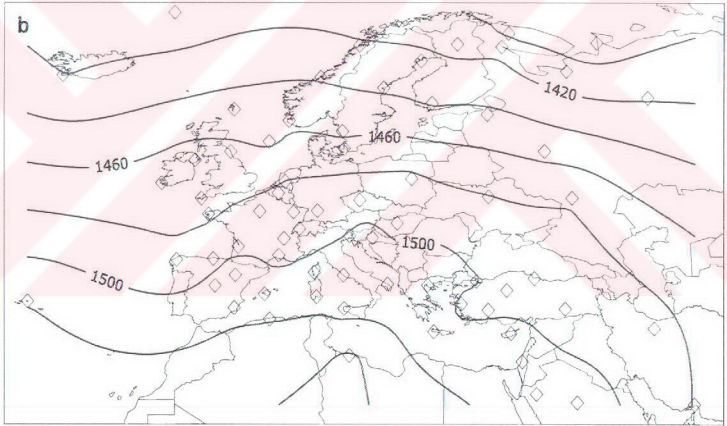
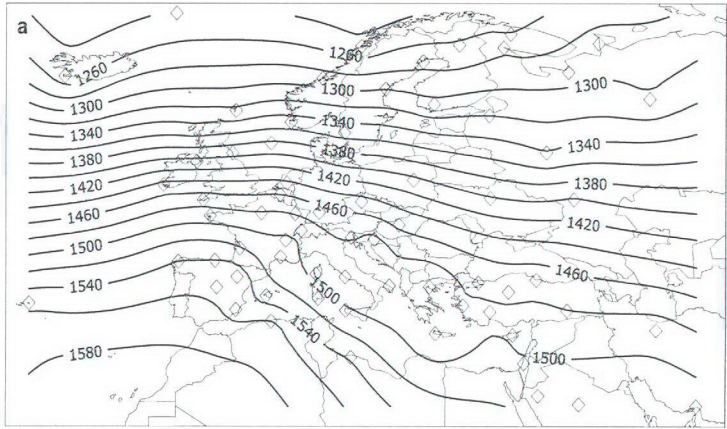
- Sellers, A. H., Robinson, P. J., 1986. Contemporary Climatology, Longman Group Limited, Hong Kong.
- Showalter, A. K., 1953. A stability index for thunderstorm forecasting. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **34**, 250-252.
- Showalter, A. K., Fulks, J. R., 1943. Preliminary report on tornadoes, U. S. Weather Bureau, Washington, D. C., 162 pp.
- Simeonov, P., Georgiev, C. G., 2003. Severe wind/hail storms over Bulgarian 1999-2001 period: synoptic- and meso-scale factors for generation, *Atmospheric Research*, **67-68**(2003), 629-643.
- Stackpole, J. D., 1967. Numerical analysis of atmospheric soundings, *J. App. Met.*, **6**, 464-467.
- Stone, H. M., 1985. A comparison among various thermodynamic parameters for the prediction of convective activity. NOAA Tech. Memo. NWS ER-68, NWS Eastern Region, Garden City, NY.
- Sturtevant, J. S., 1994. The Severe Local Storm Forecasting Primer, Print Shop, Alabama.
- Taha, M. F., Harb, S. A., Nagib, M. K., Tantawy, A. H., 1981. The climate of the Near East, in climates of Southern and Western Asia, *World Survey of Climatology*, Vol. 9, Ed., K. Takahashi and H. Arakawa, Chapter 3, Elsevier Sci. Pub. Comp., Amsterdam.
- Tepper, M., 1954. Pressure jump lines in midwestern United States, U. S. Weather Bureau Res. Paper No. 37, Washington, D. C., 70 pp.
- Trigo, I. F., Bigg, G. R., Davies, T. D., 2002. Climatology of cyclogenesis mechanisms in the Mediterranean, *Mon. Wea. Rev.*, **130**, 549-569.
- Williams, D. T., 1953. Pressure wave observations in the central midwest 1952. *Mon. Wea. Rev.*, **81**, 278-289.
- Wilson, G. S. and Scoggins, J. R., 1975. Changes in the structure of the atmosphere in areas of convective storms as revealed in the AVE 11 experiment. Preprints, 9th Conf Severe Local Storms, Amer. Meteor. Soc., Norman, 143-150.



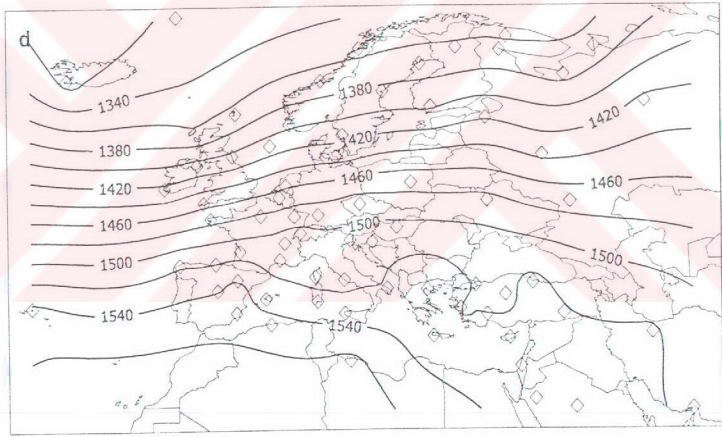
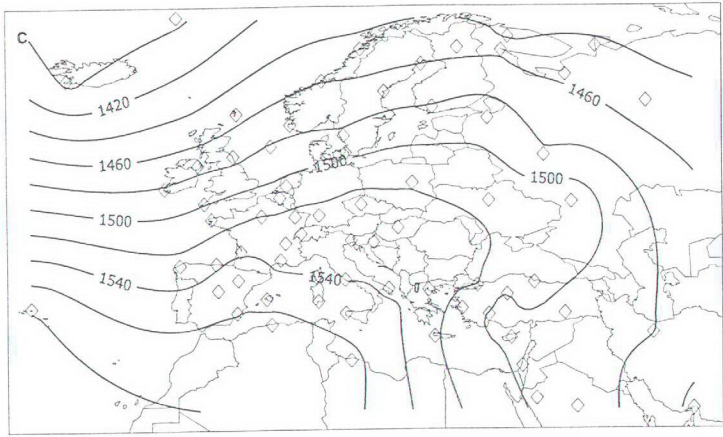
EKLER



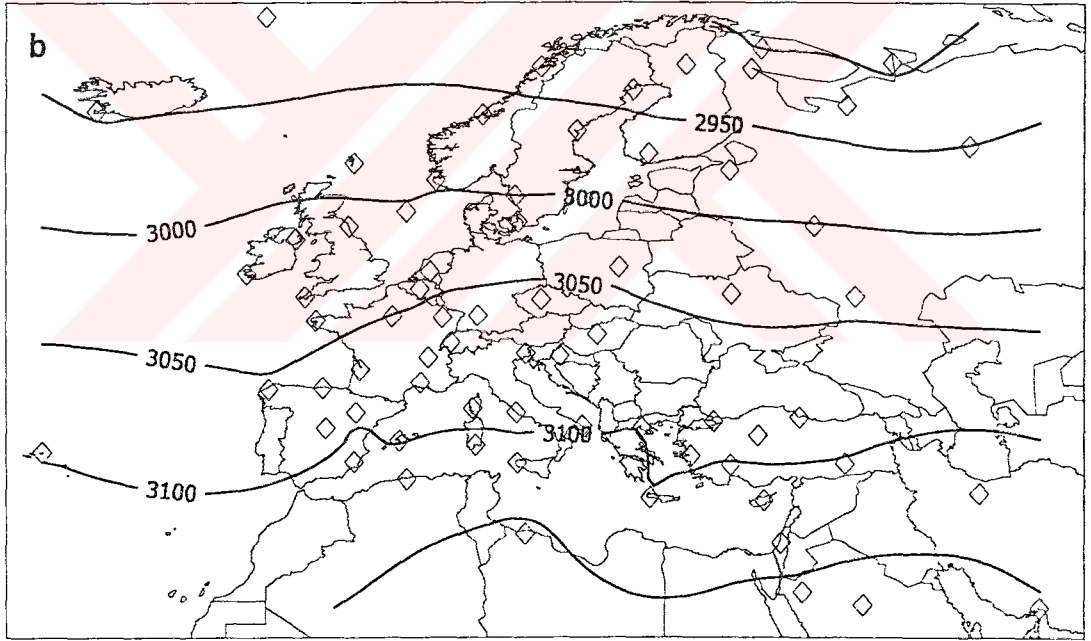
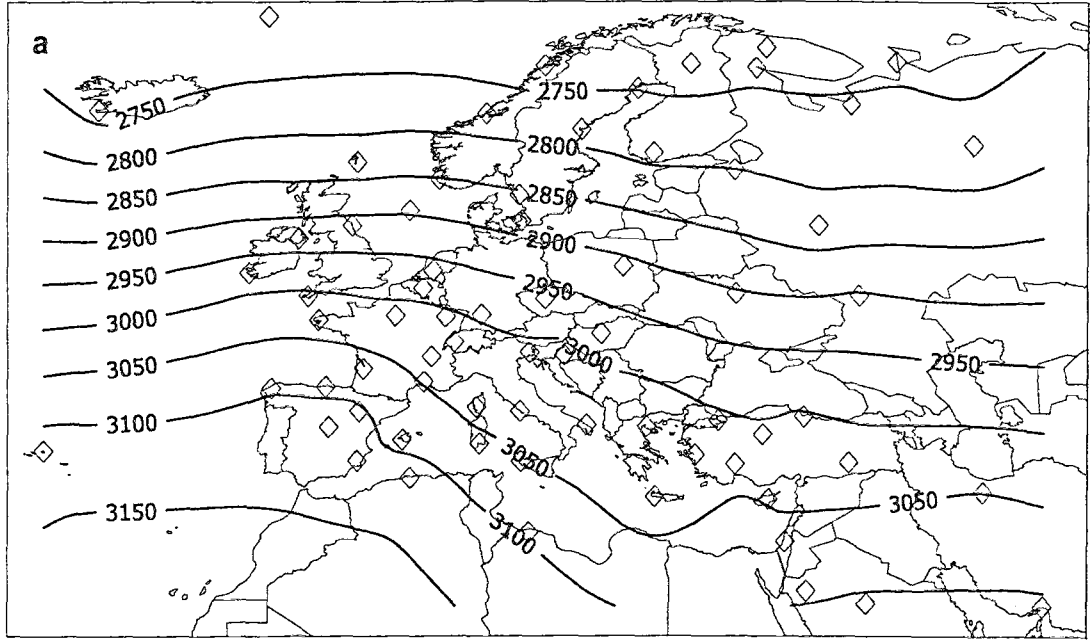
Şekil 2.1. Verileri kullanan radyoaktif istasyonların dağılımı (içi dolu kareler tensili olarak seçilen ve diğer analizlerde kullanılan istasyonları gösterir).



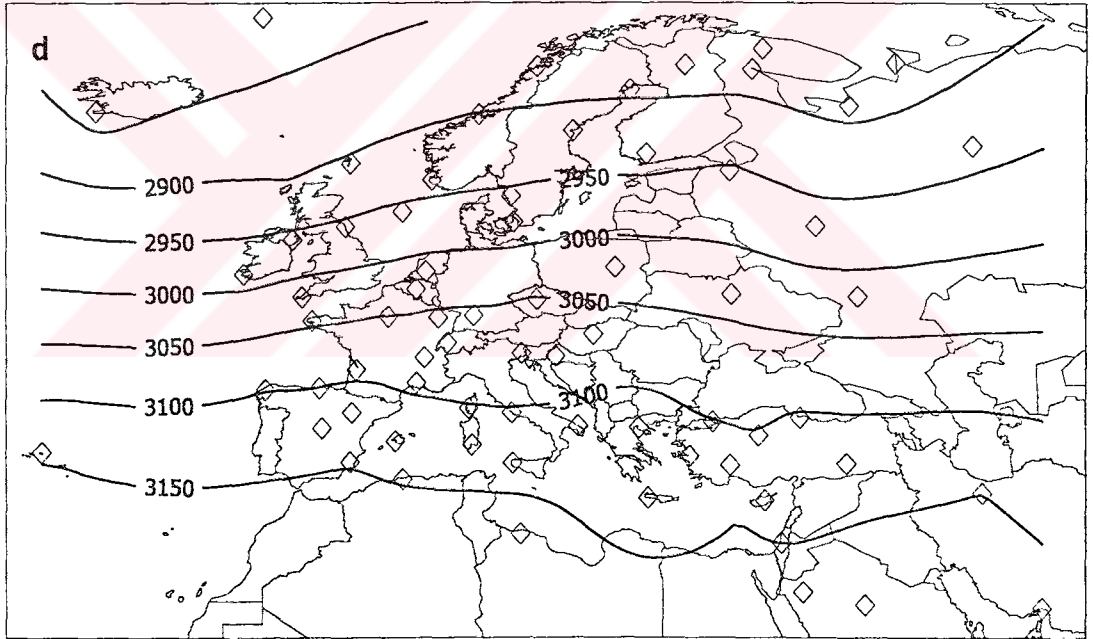
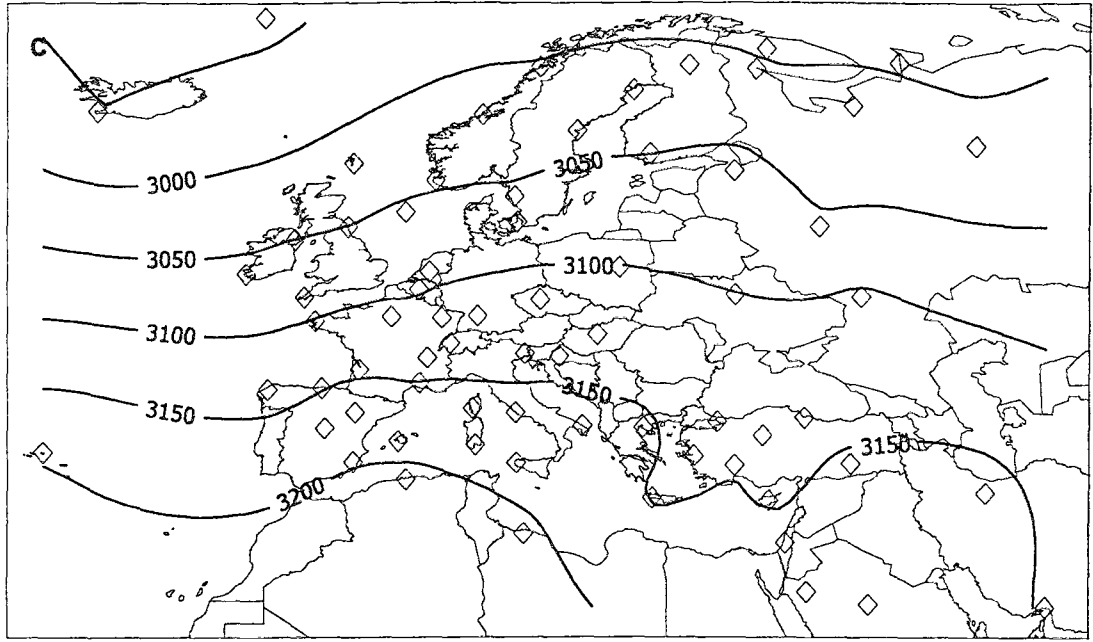
Şekil 5.1. 850 mb jeopotansiyel yükseklikleri; a) Şubat, b) Mayıs ayı ortalamaları (m).



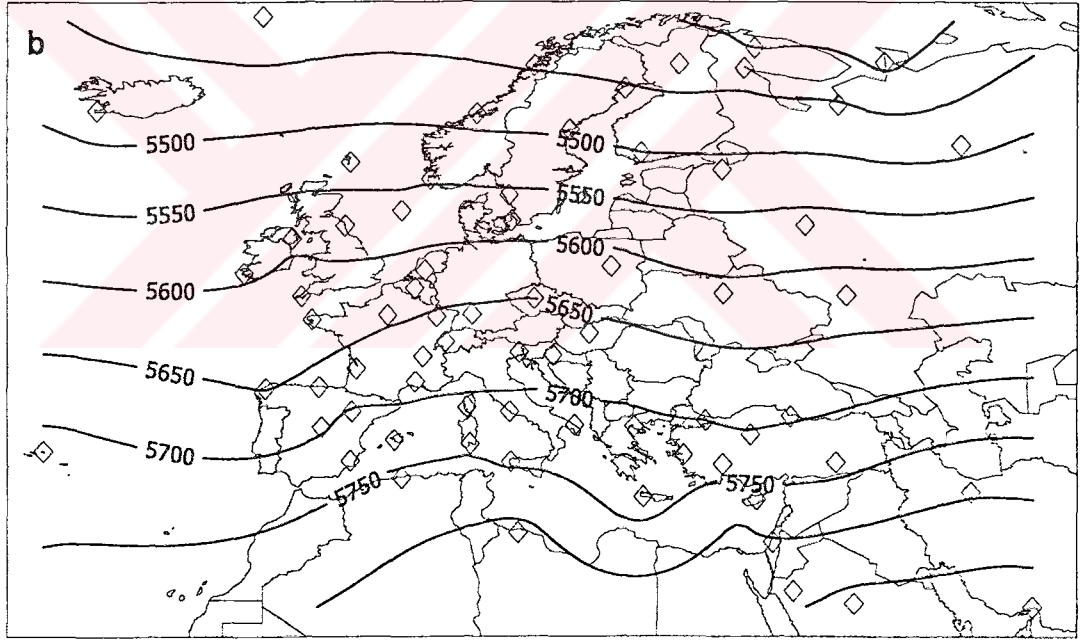
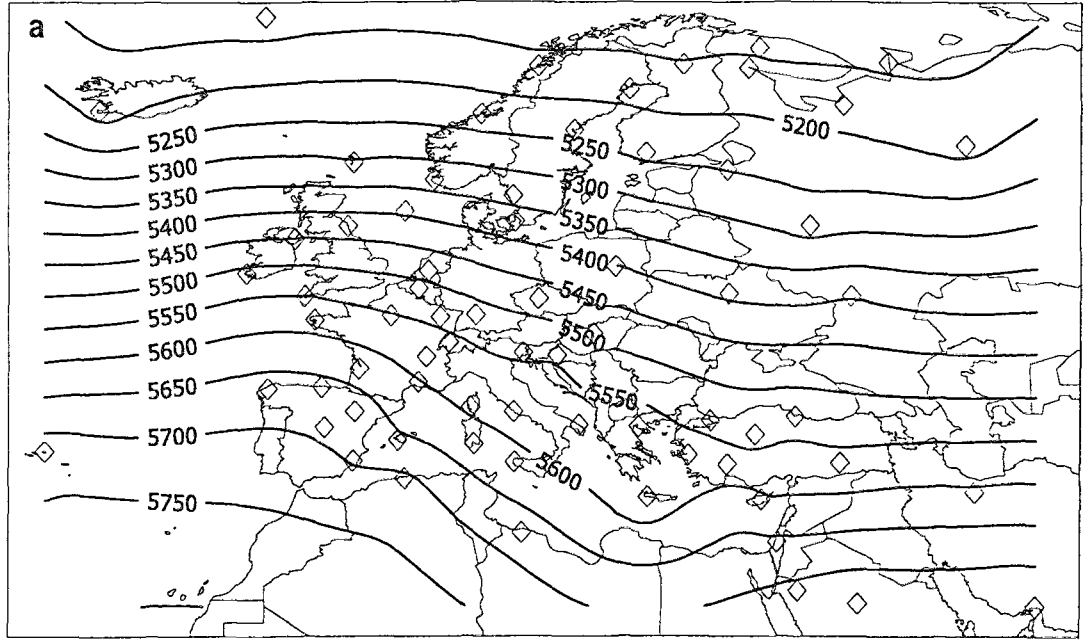
Şekil 5.1. 850 mb jeopotansiyel yükseklikleri; c) Ağustos, d) Ekim ayı ortalamaları (m).



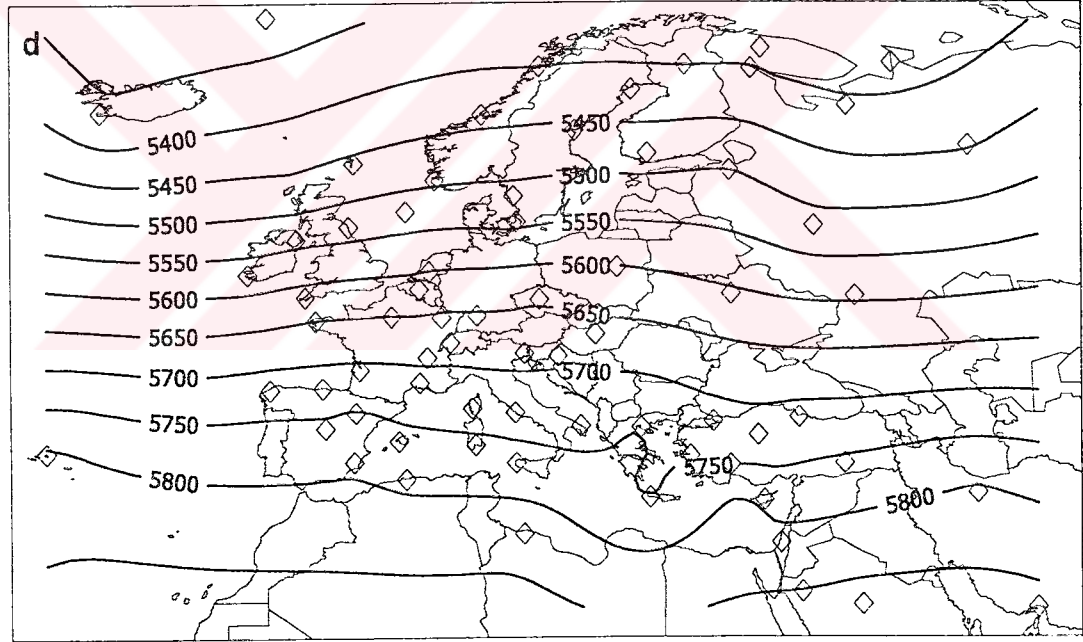
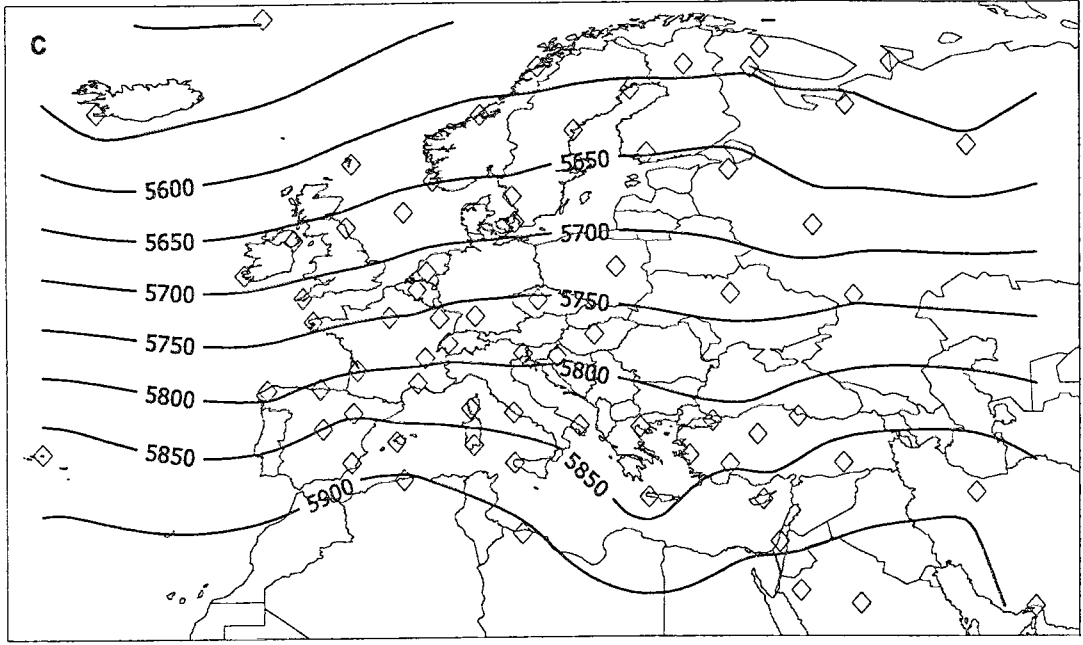
Şekil 5.2. 700 mb jeopotansiyel yükseklikleri; a) Şubat, b) Mayıs ayı ortalamaları (m).



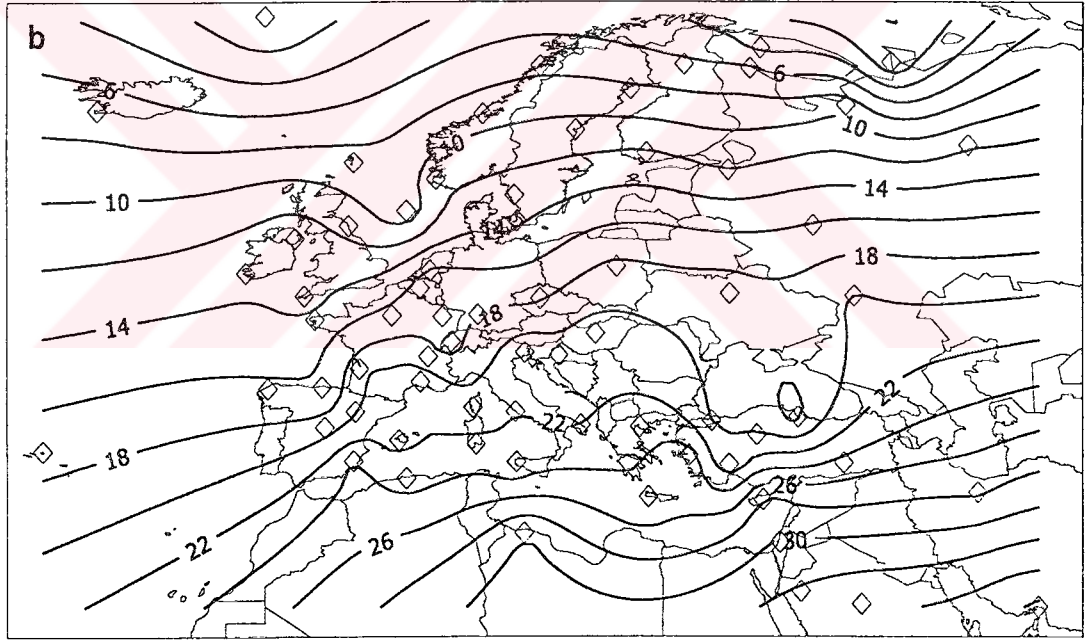
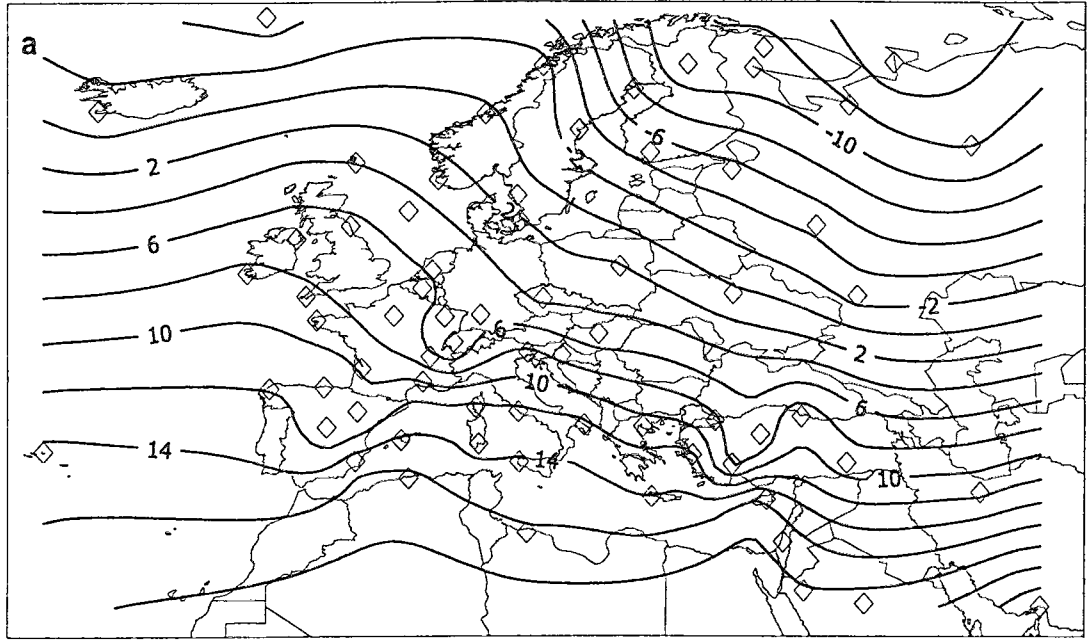
Şekil 5.2. 700 mb jeopotansiyel yükseklikleri; c) Ağustos, d) Ekim ayı ortalamaları (m).



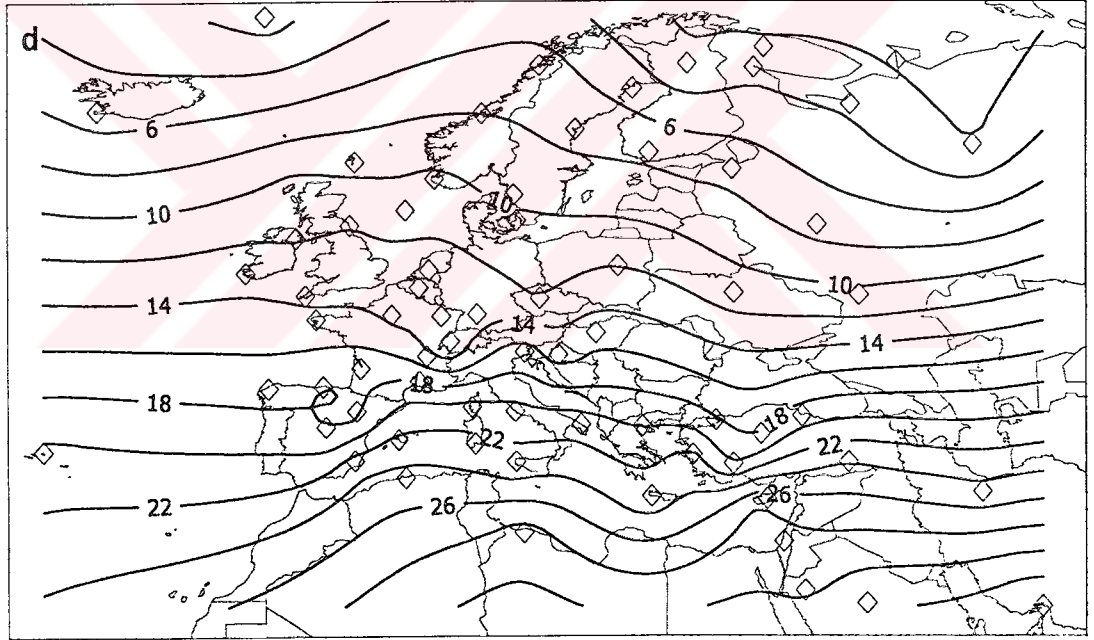
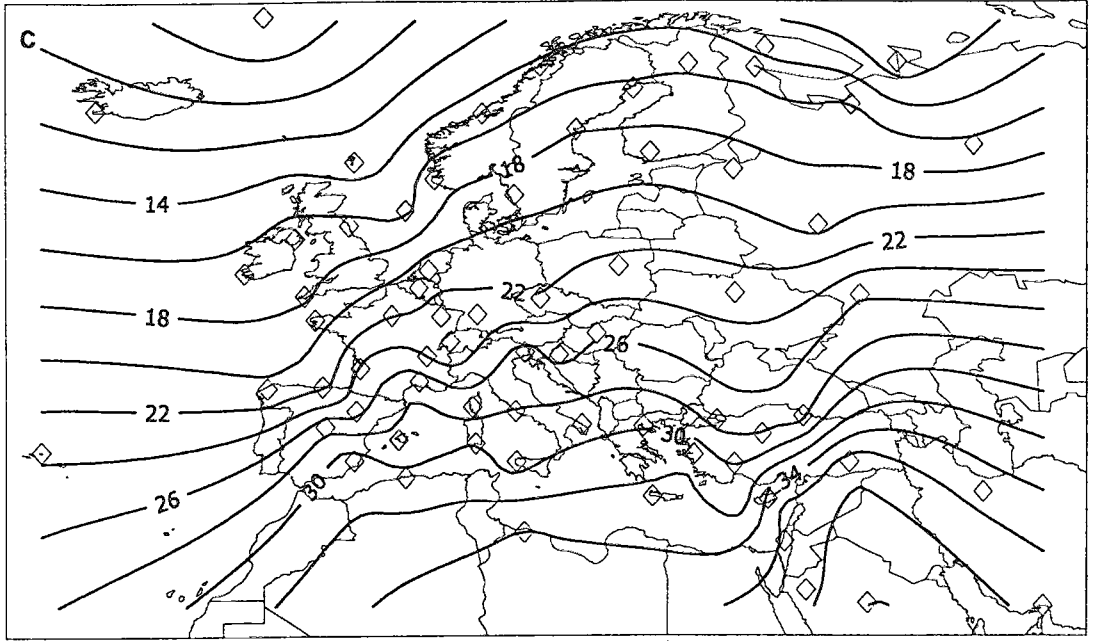
Şekil 5.3. 500 mb jeopotansiyel yükseklikleri; a) Şubat, b) Mayıs ayı ortalamaları (m).



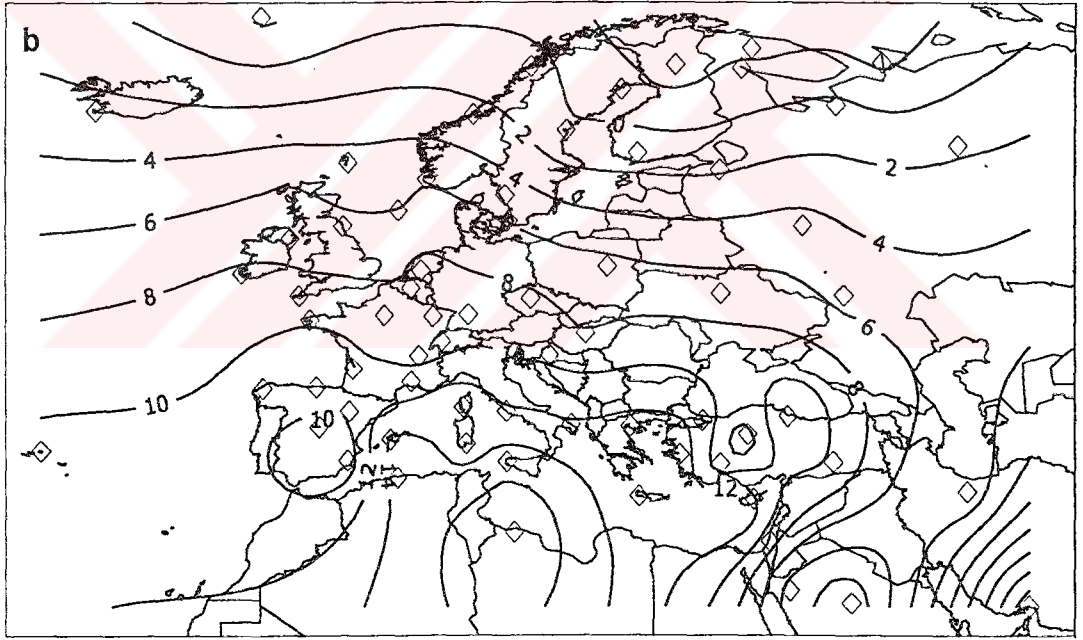
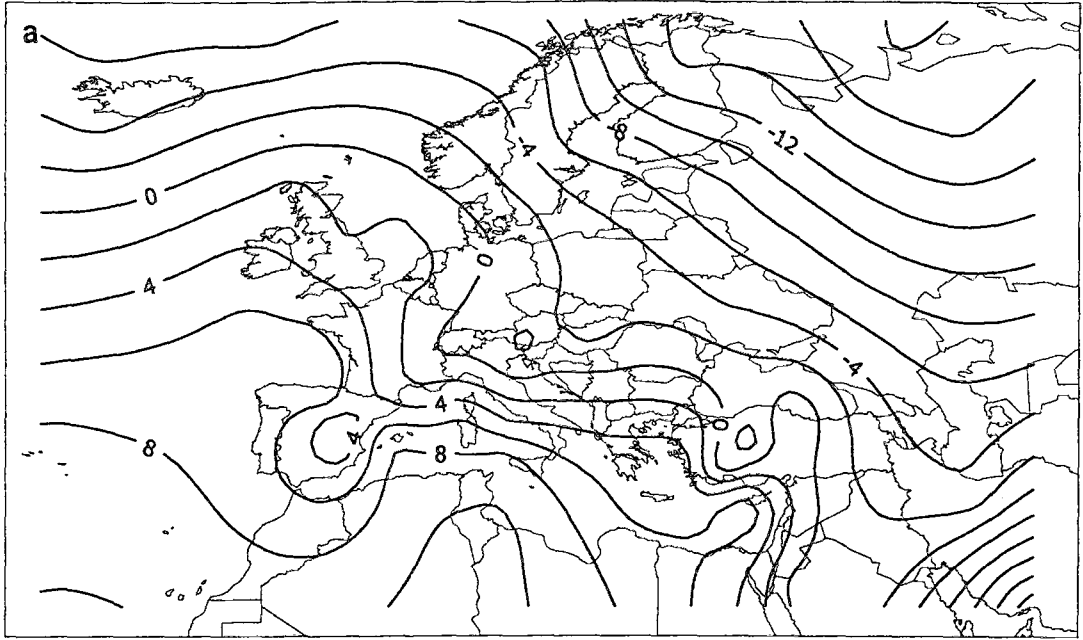
Şekil 5.3. 500 mb jeopotansiyel yükseklikleri; c) Ağustos, d) Ekim ayı ortalamaları (m).



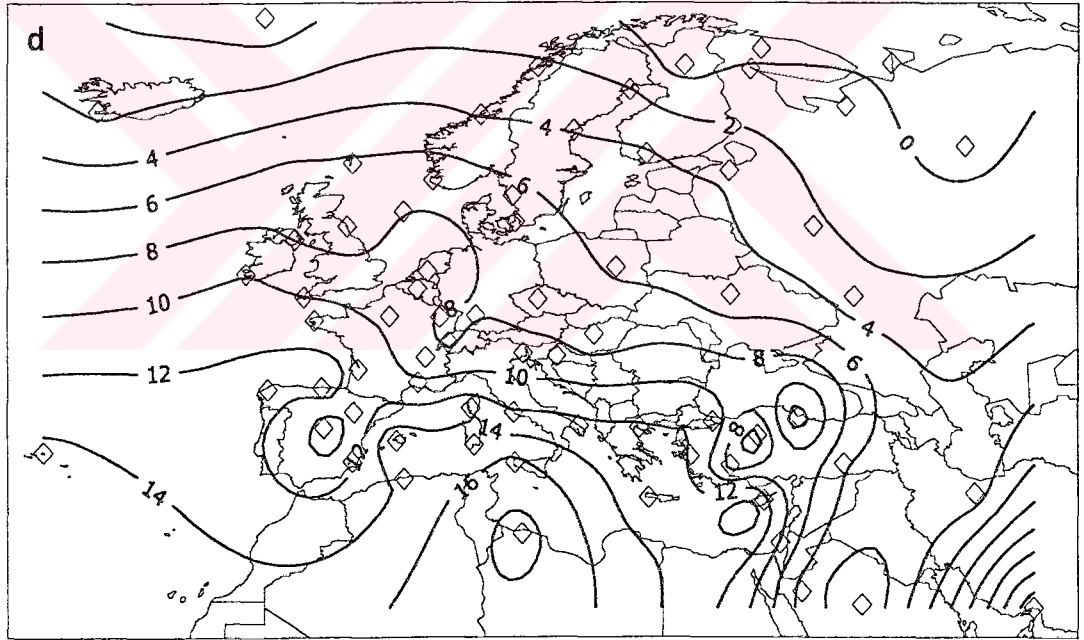
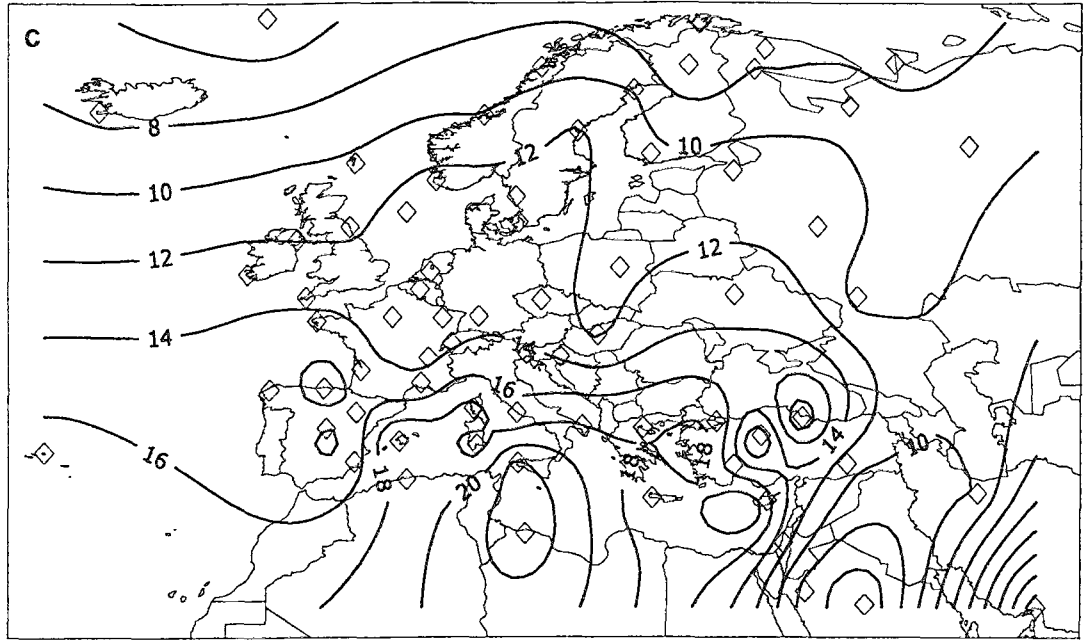
Şekil 5.4. Yer seviyesi kuru hazne sıcaklıkları a) Şubat, b) Mayıs ayı ortalamaları (°C).



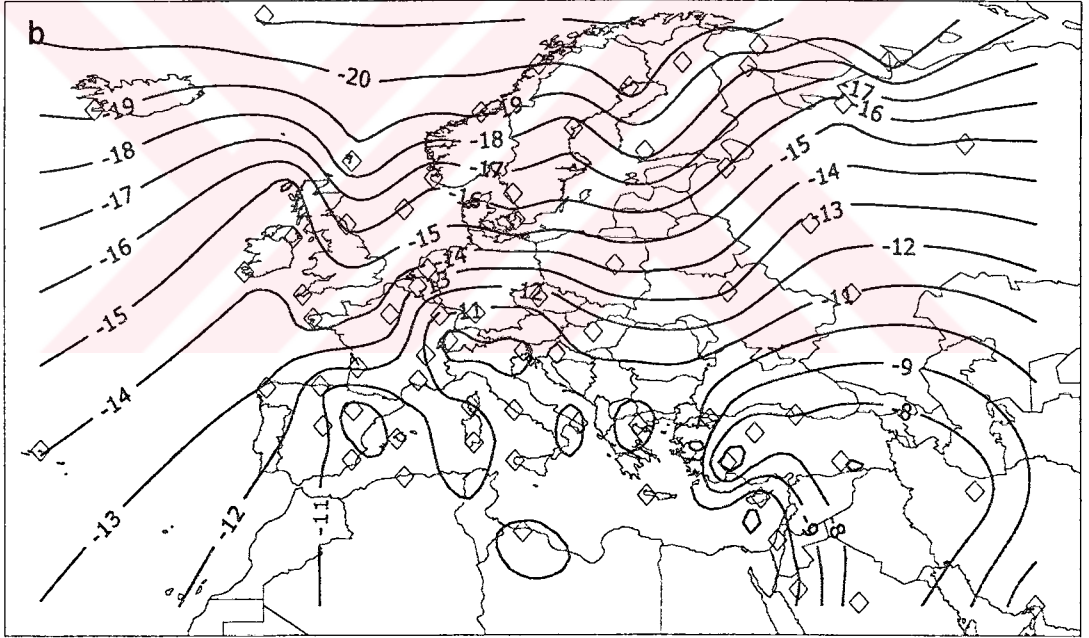
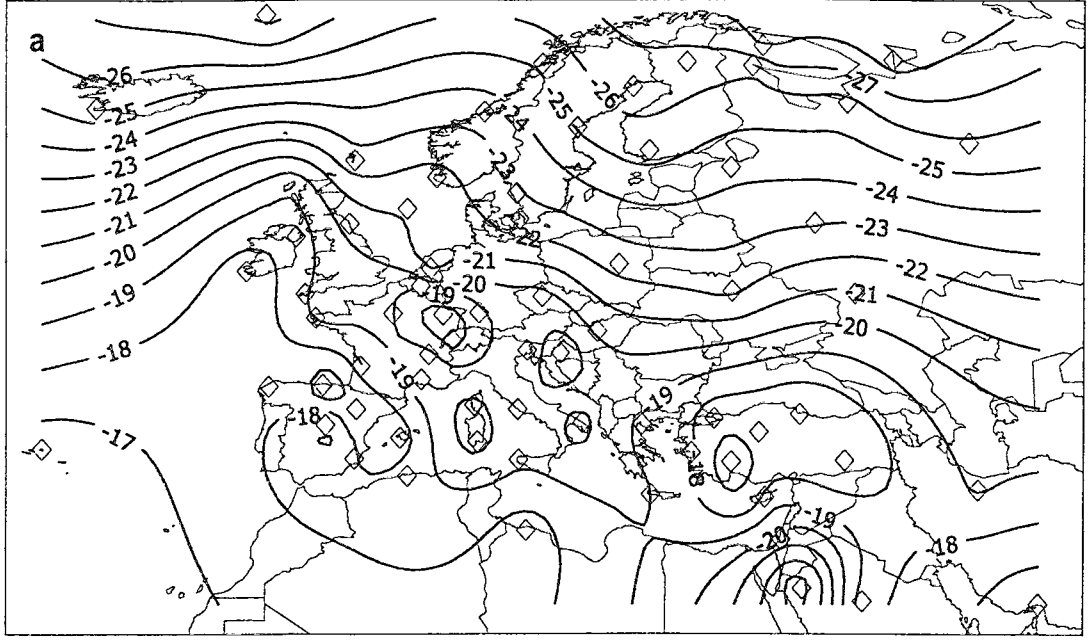
Şekil 5.4. Yer seviyesi kuru hazne sıcaklıkları c) Ağustos, d) Ekim ayı ortalamaları (°C).



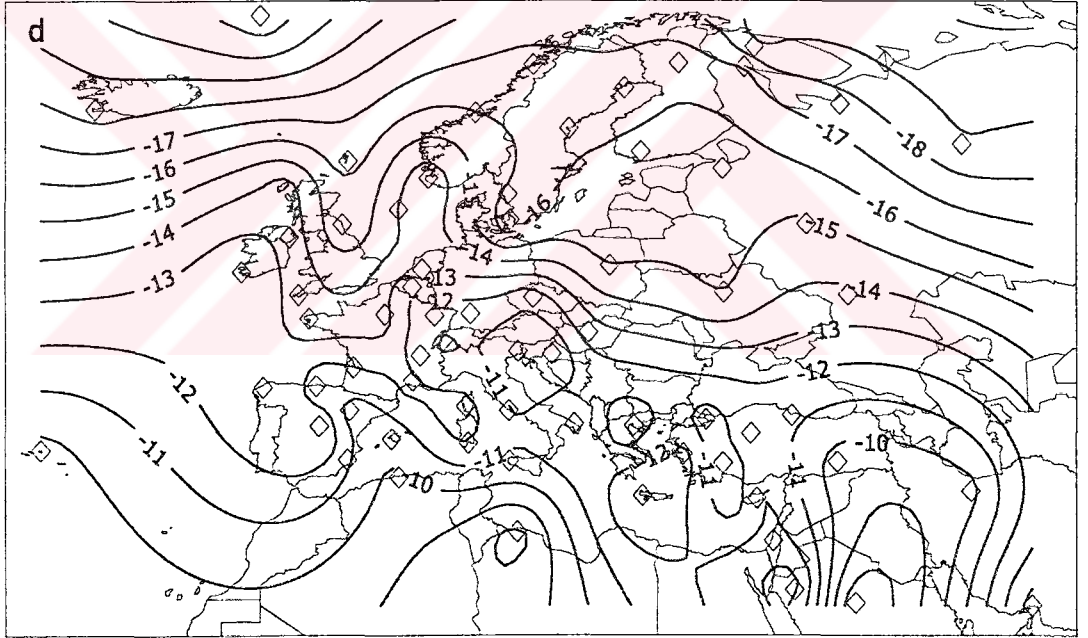
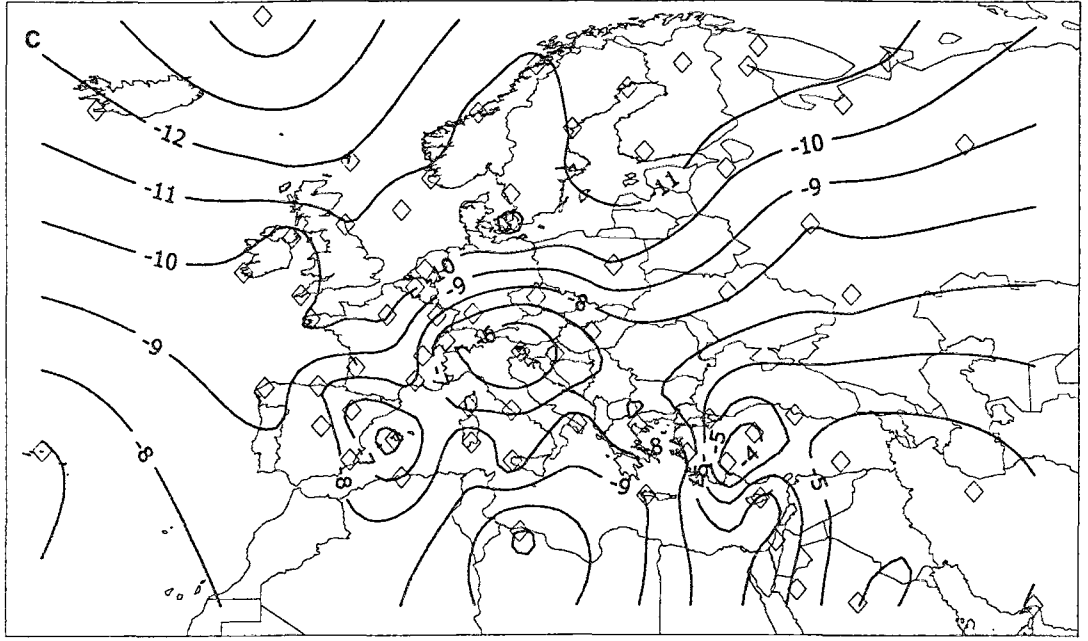
Şekil 5.5. Yer seviyesi çiy noktası sıcaklıkları a) Şubat, b) Mayıs ayı ortalamaları (°C).



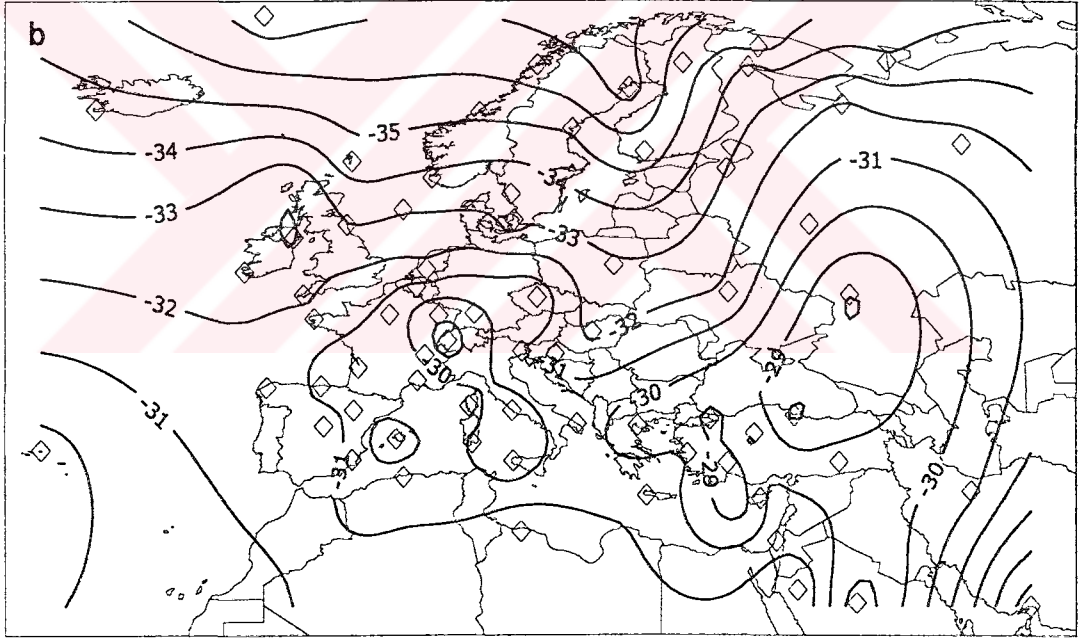
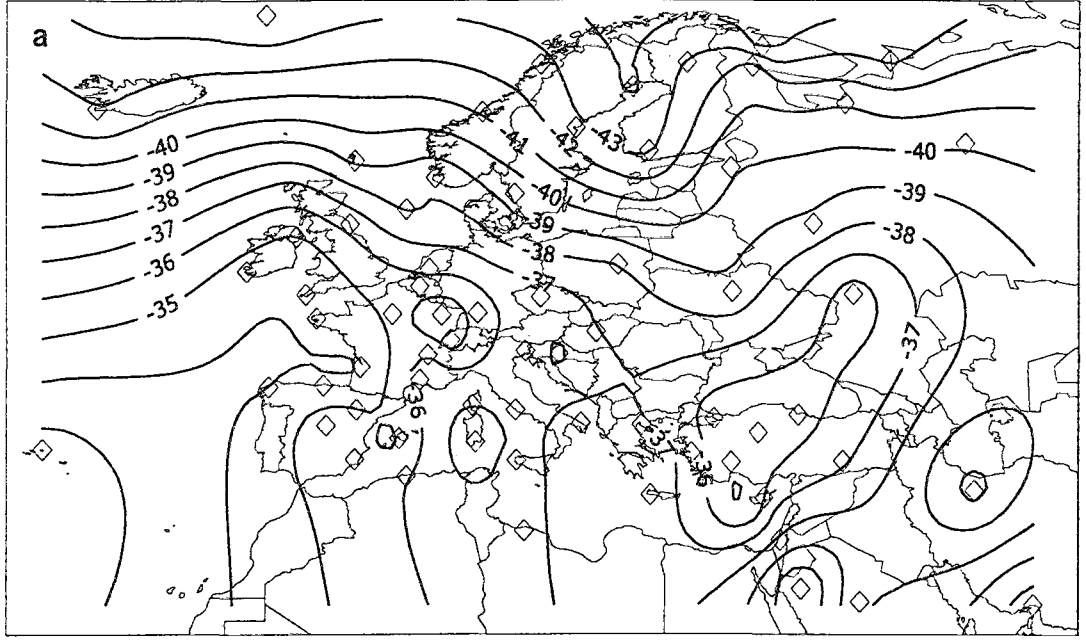
Şekil 5.5. Yer seviyesi çiy noktası sıcaklıkları c) Ağustos, d) Ekim ayı ortalamaları (°C).



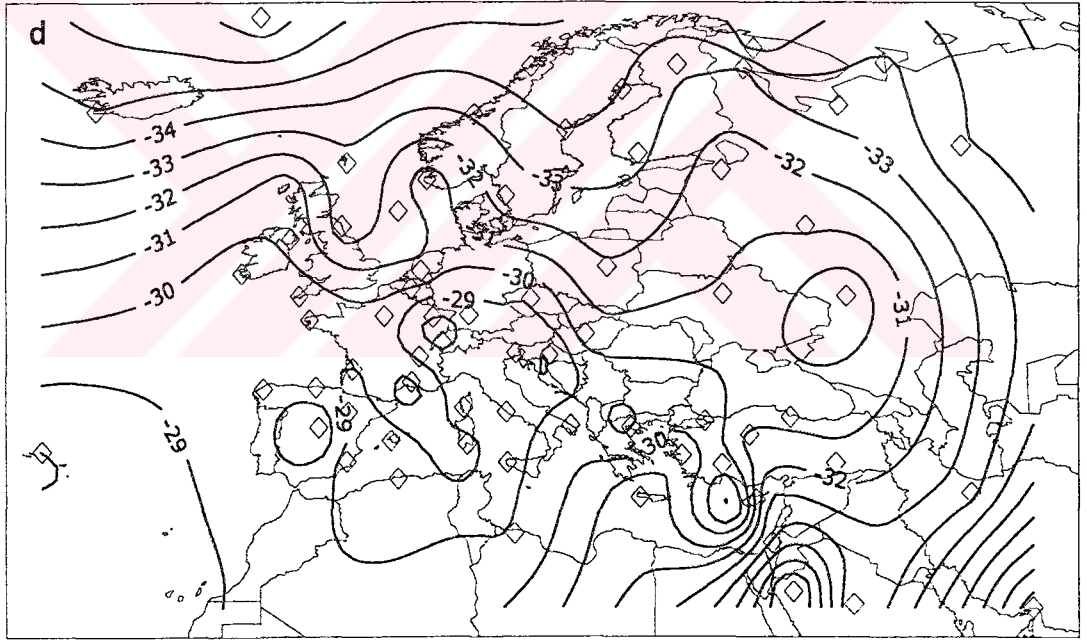
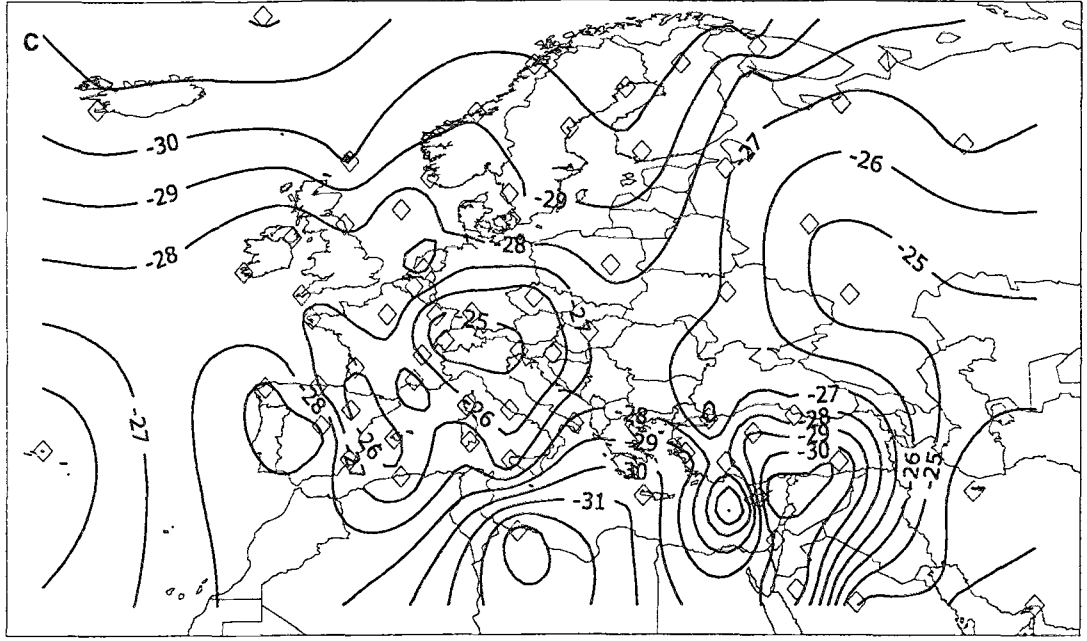
Şekil 5.6. 700 mb çiy noktası sıcaklıkları a) Şubat, b) Mayıs ayı ortalamaları (°C).



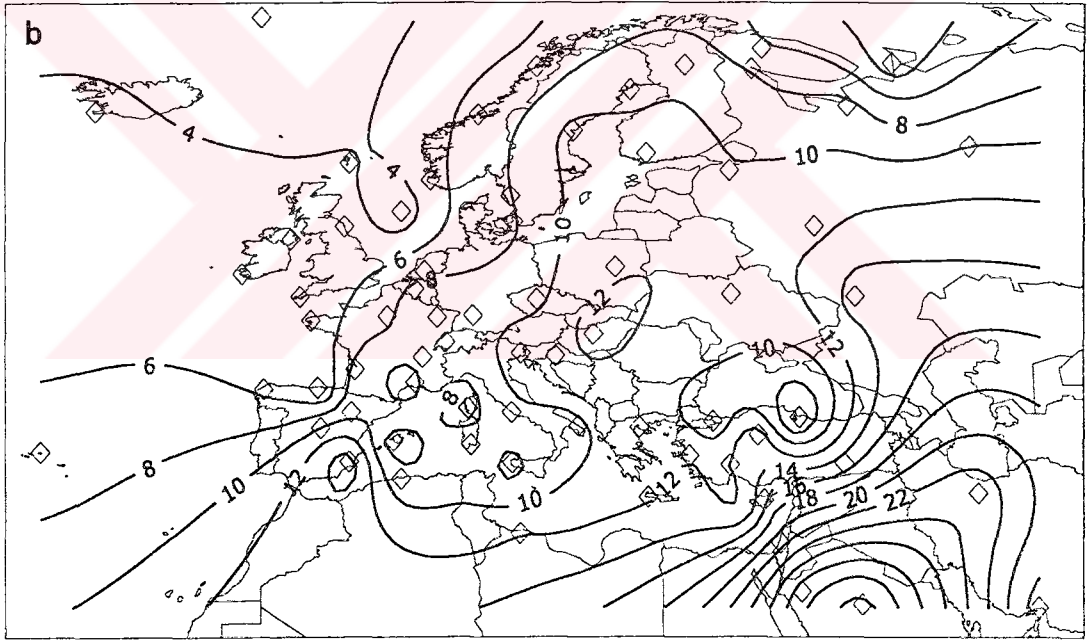
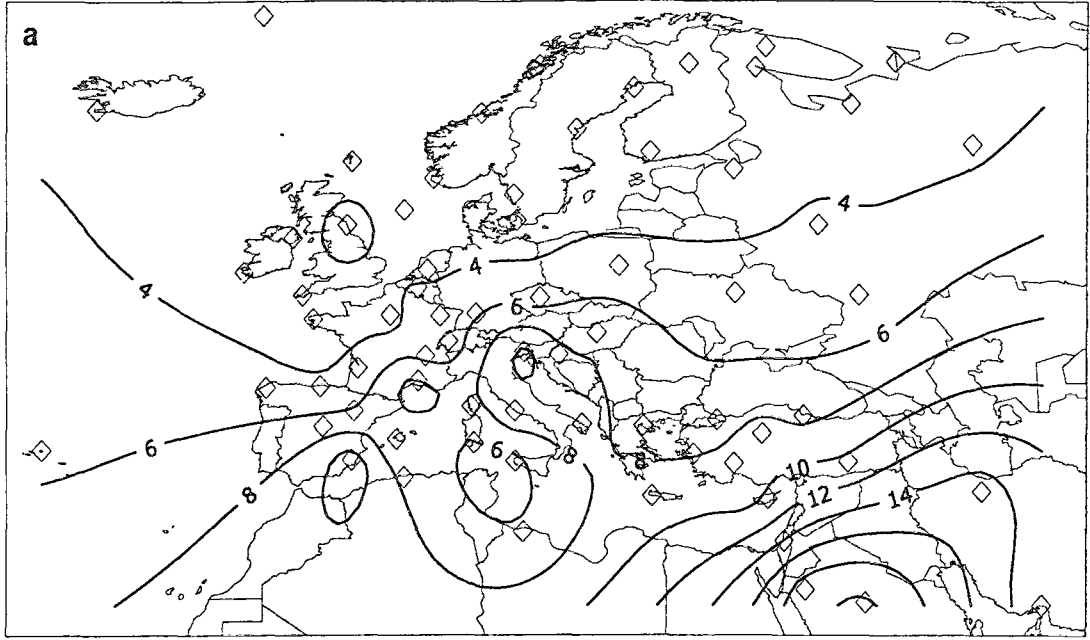
Şekil 5.6. 700 mb çiy noktası sıcaklıkları c) Ağustos, d) Ekim ayı ortalamaları (°C).



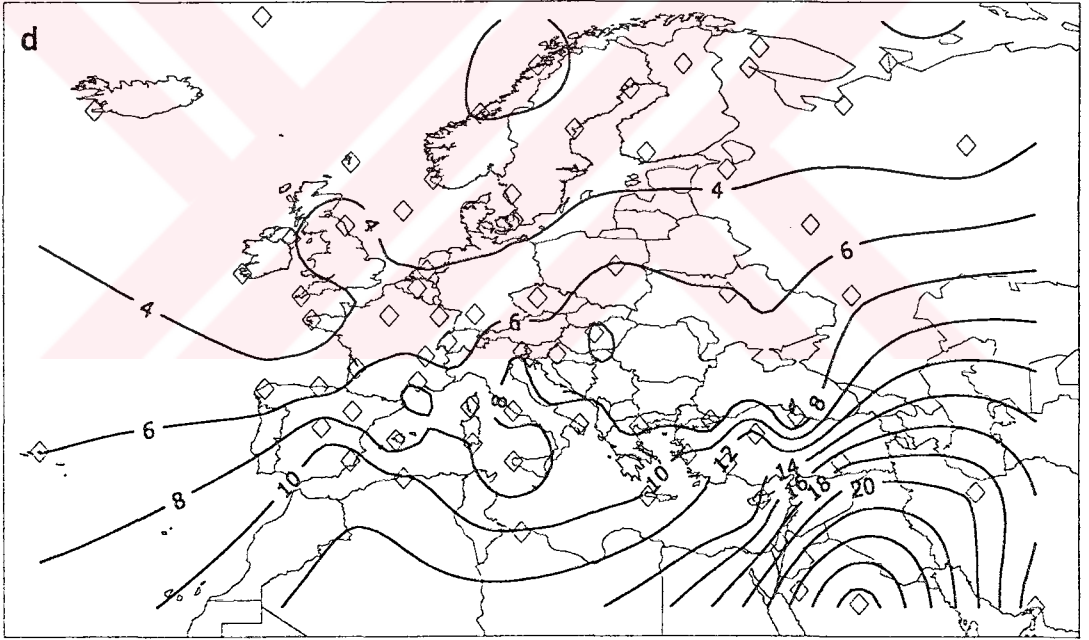
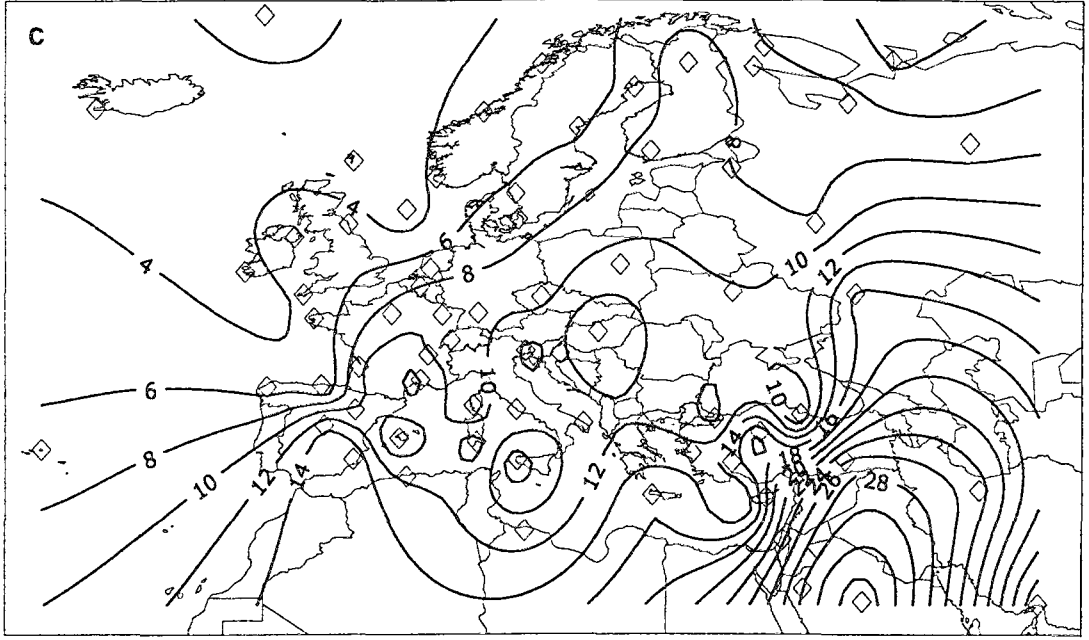
Şekil 5.7. 500 mb çiy noktası sıcaklıkları a) Şubat, b) Mayıs ayı ortalamaları (°C).



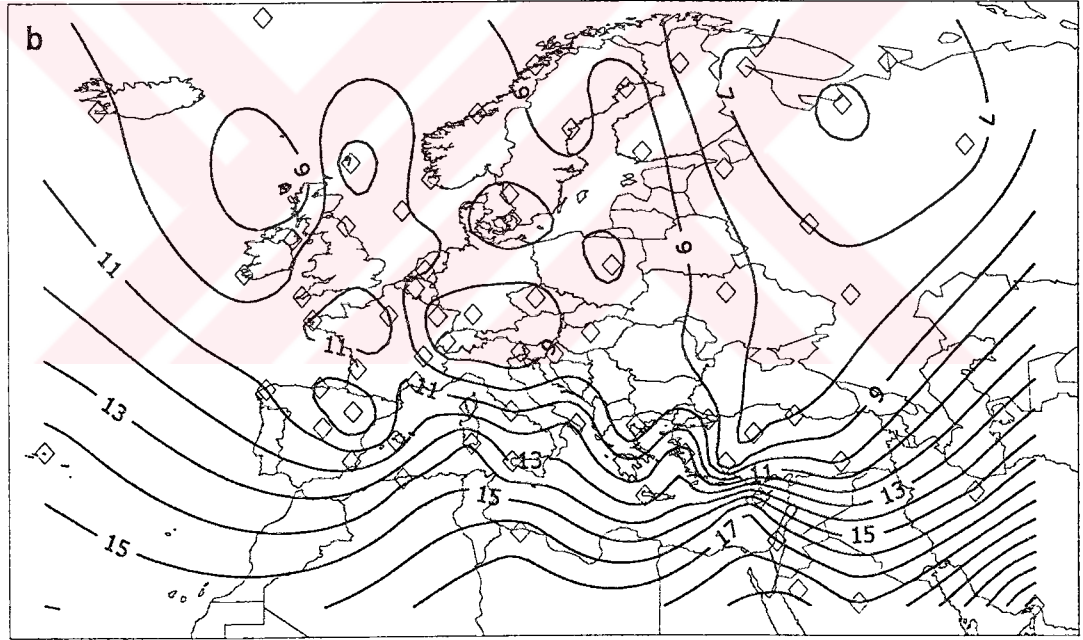
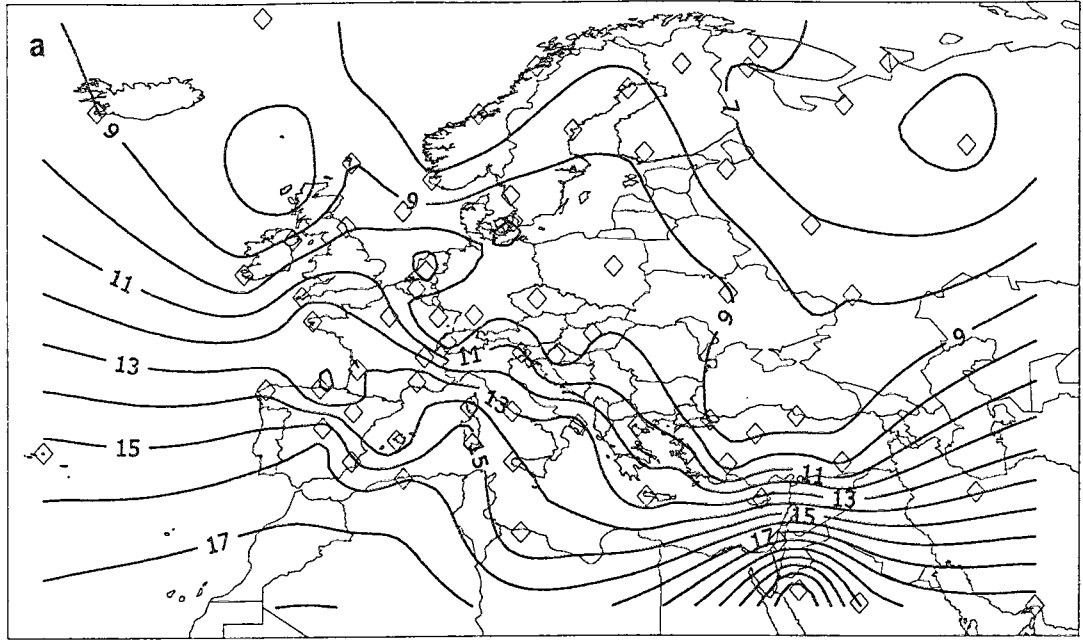
Şekil 5.7. 500 mb çiy noktası sıcaklıkları c) Ağustos, d) Ekim ayı ortalamaları (°C).



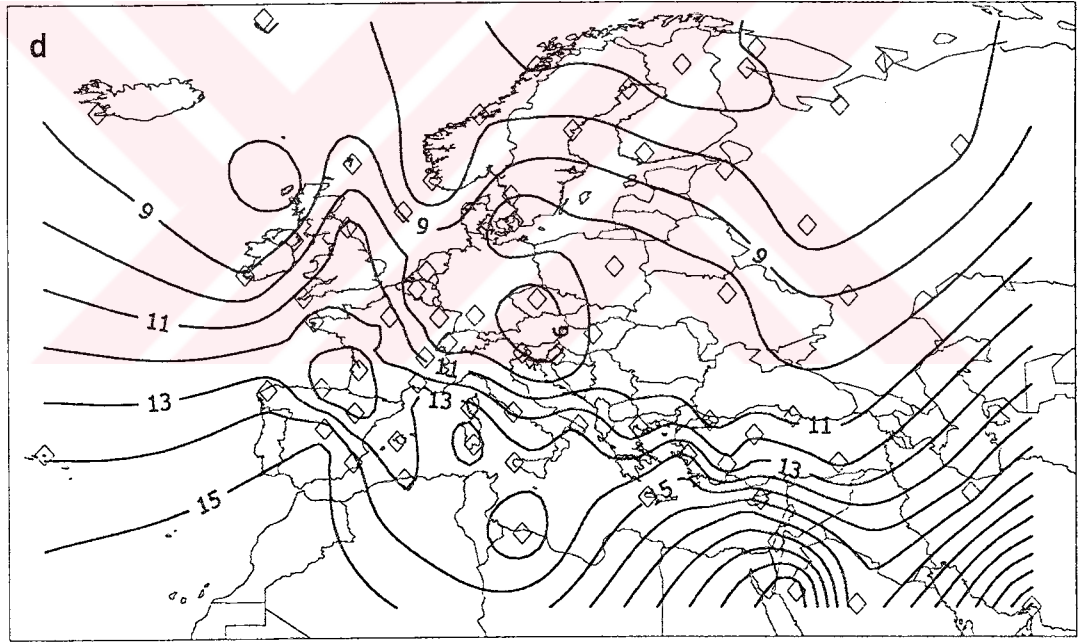
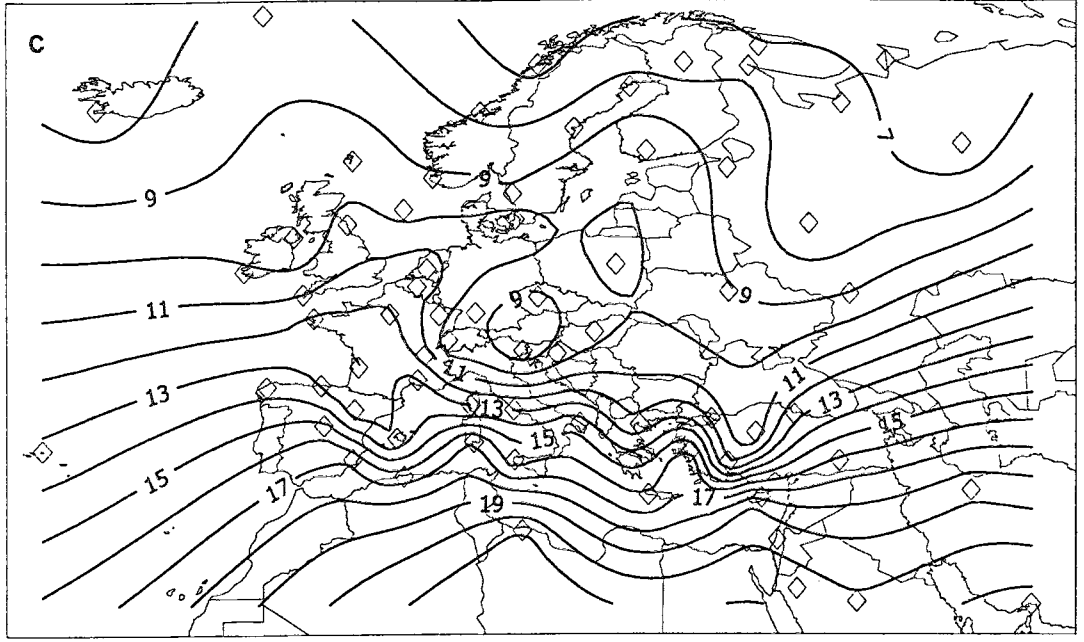
Şekil 5.8. Yer seviyesi T-Td değerleri a) Şubat, b) Mayıs ayı ortalamaları (°C).



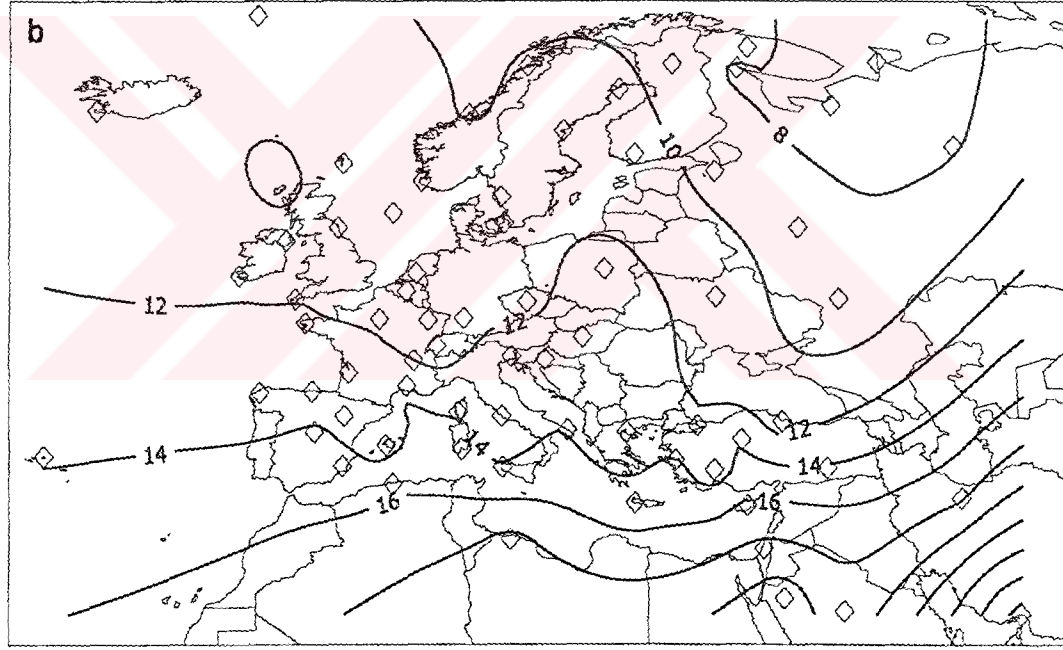
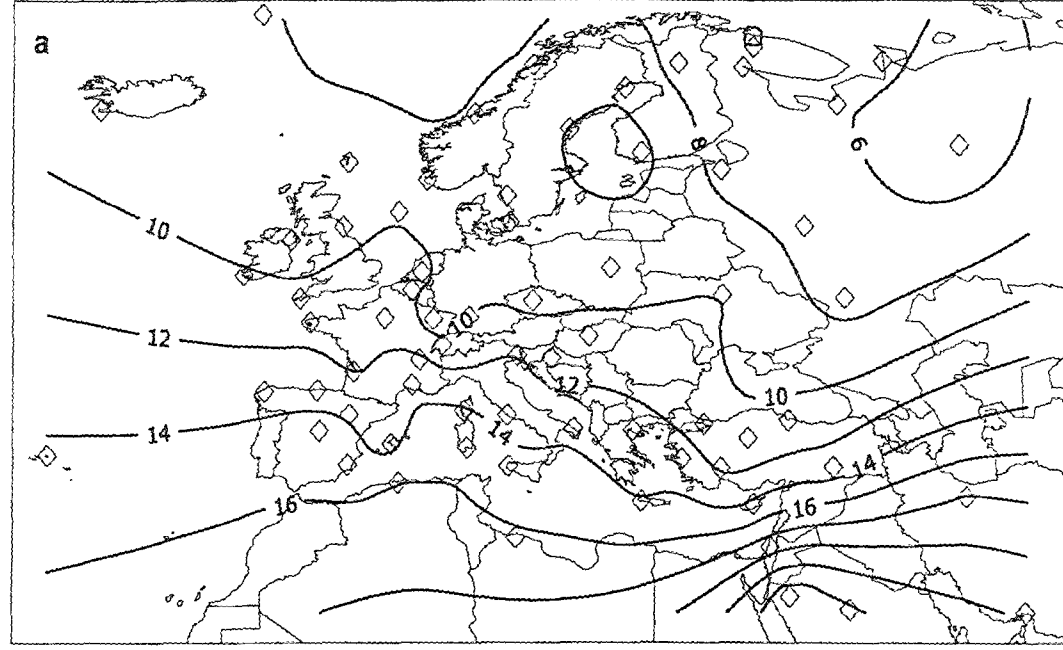
Şekil 5.8. Yer seviyesi T-Td değerleri c) Ağustos, d) Ekim ayı ortalamaları (°C).



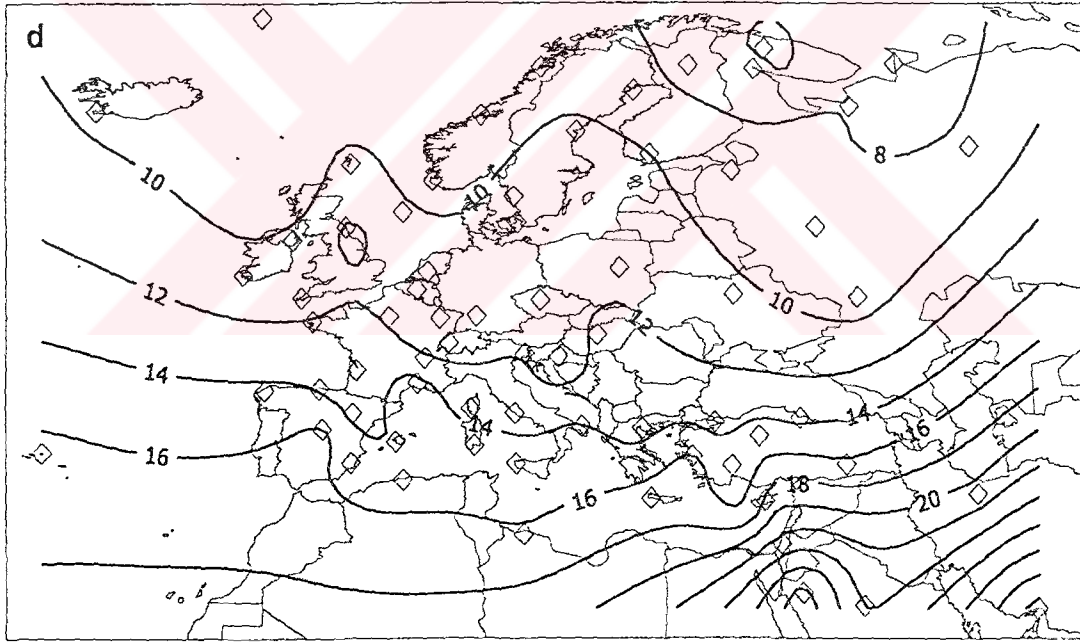
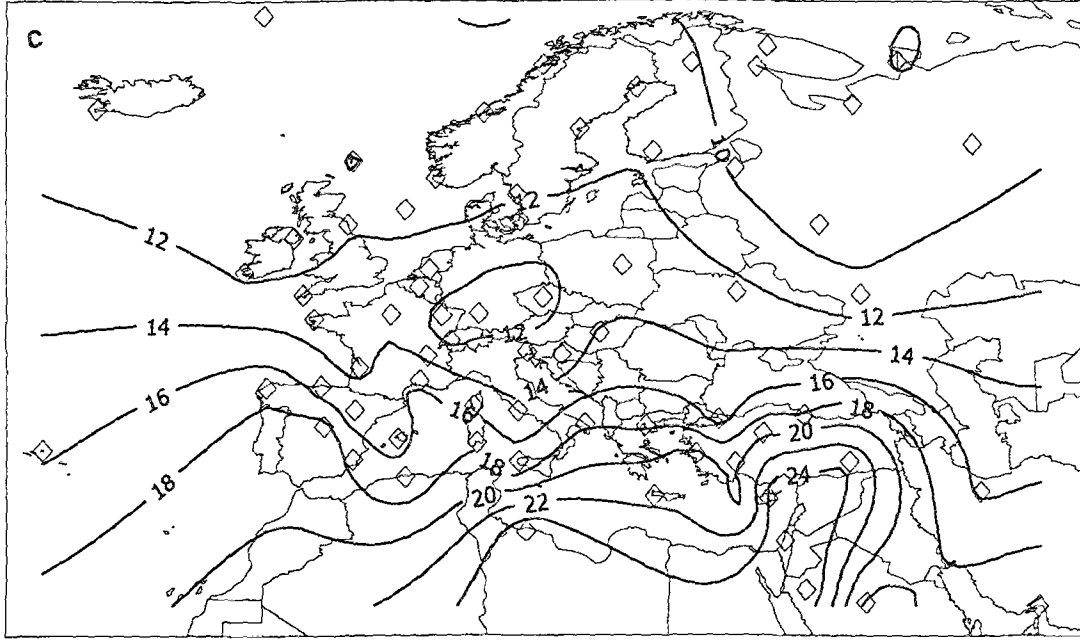
Şekil 5.9. 700 mb T-Td değerleri a) Şubat, b) Mayıs ayı ortalamaları (°C).



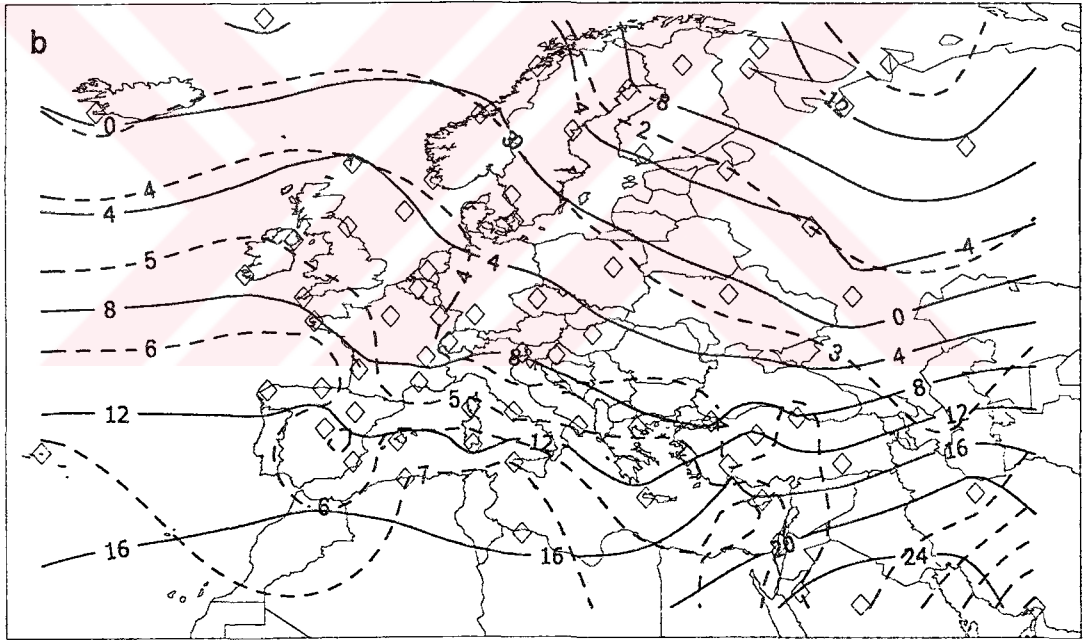
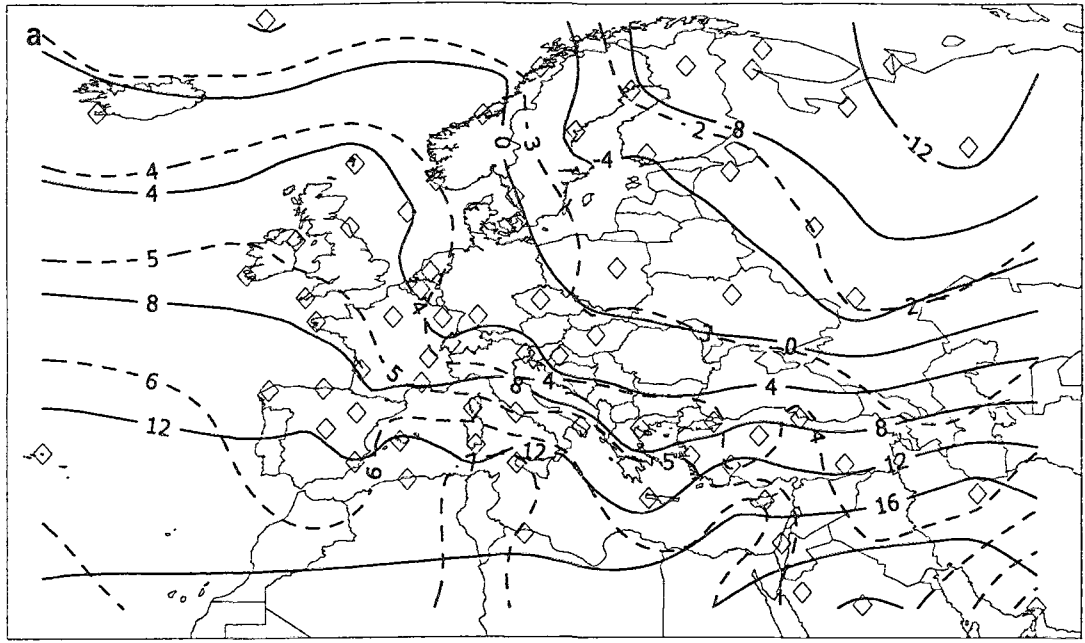
Şekil 5.9. 700 mb T-Td değerleri c) Ağustos, d) Ekim ayı ortalamaları (°C).



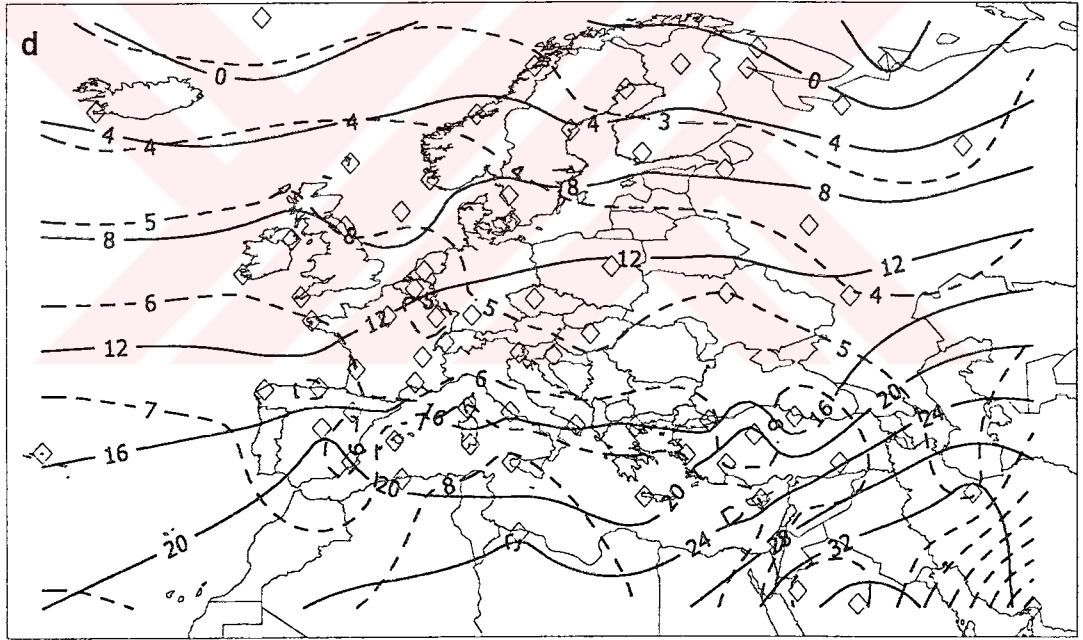
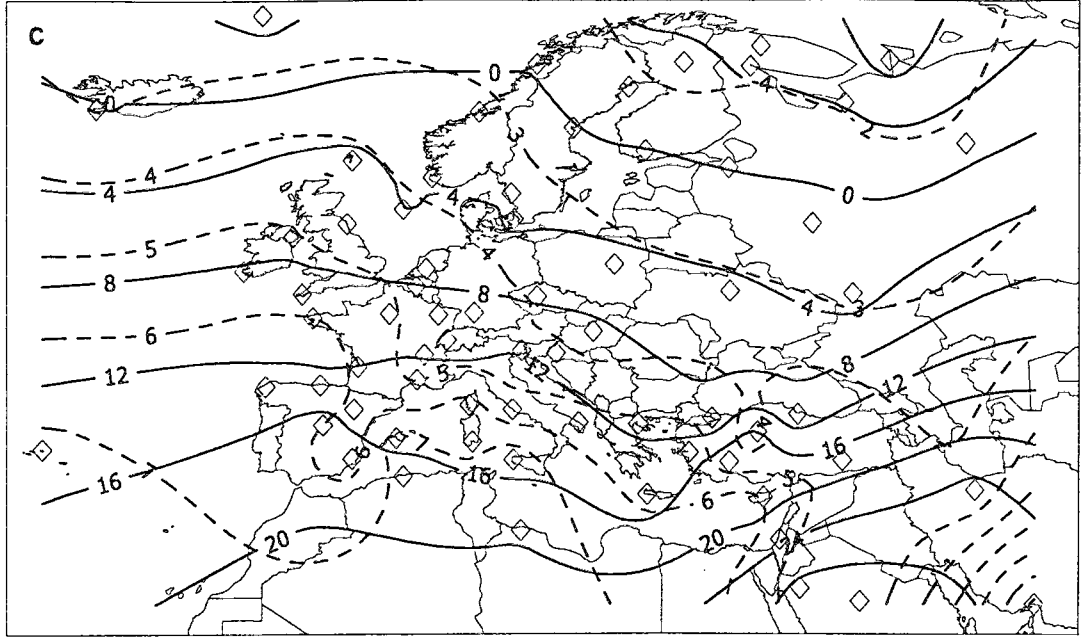
Şekil 5.10. 500 mb T-Td değerleri a) Şubat, b) Mayıs ayı ortalamaları (°C).



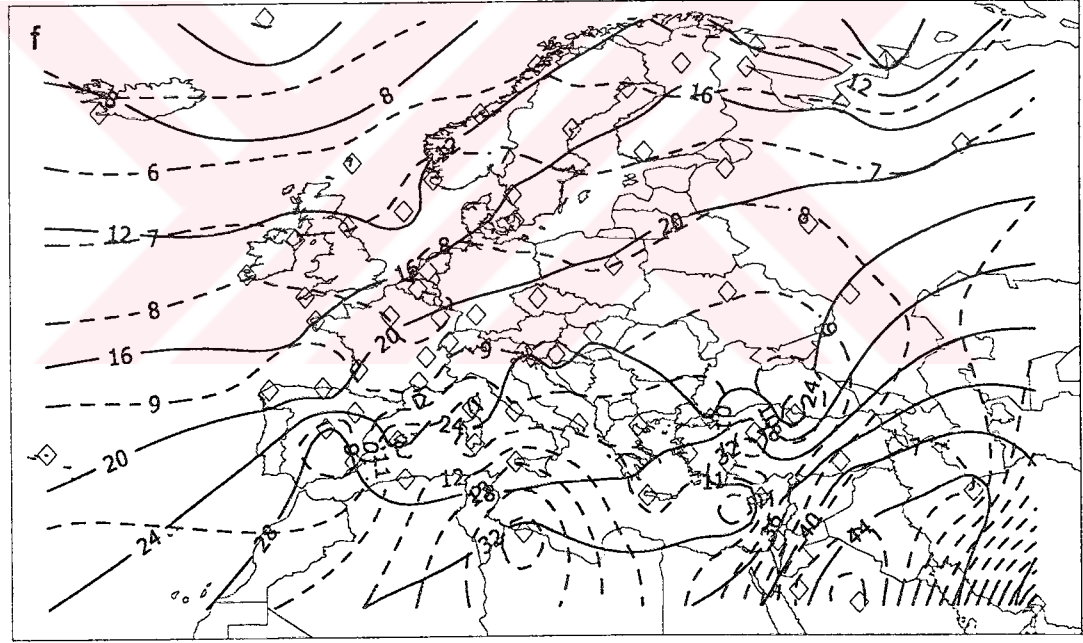
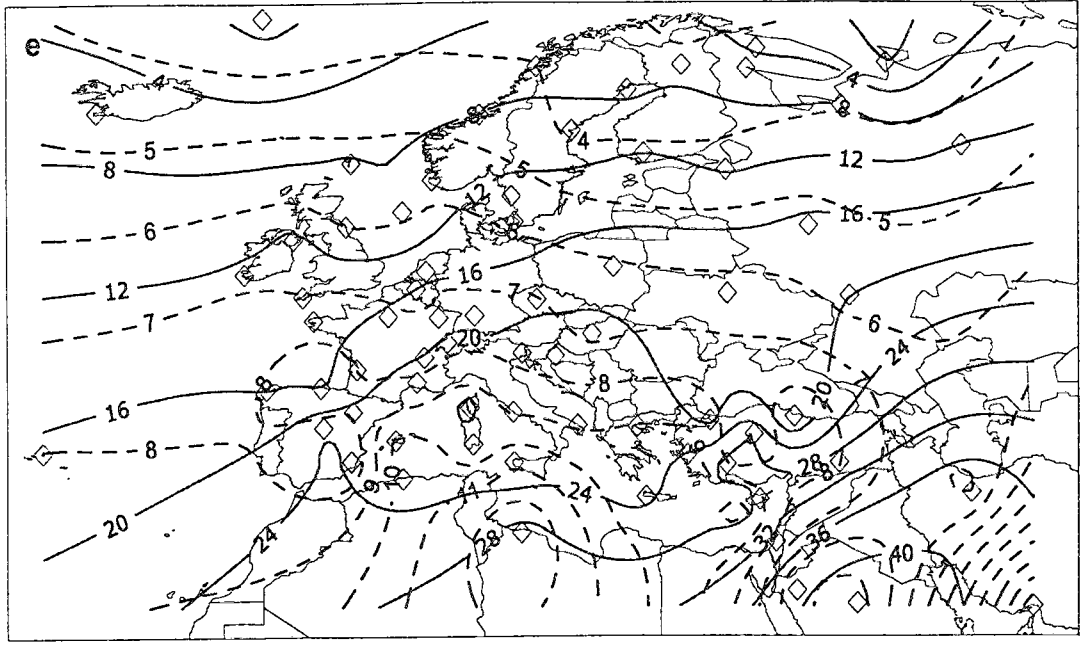
Şekil 5.10. 500 mb T-Td değerleri c) Ağustos, d) Ekim ayı ortalamaları (°C).



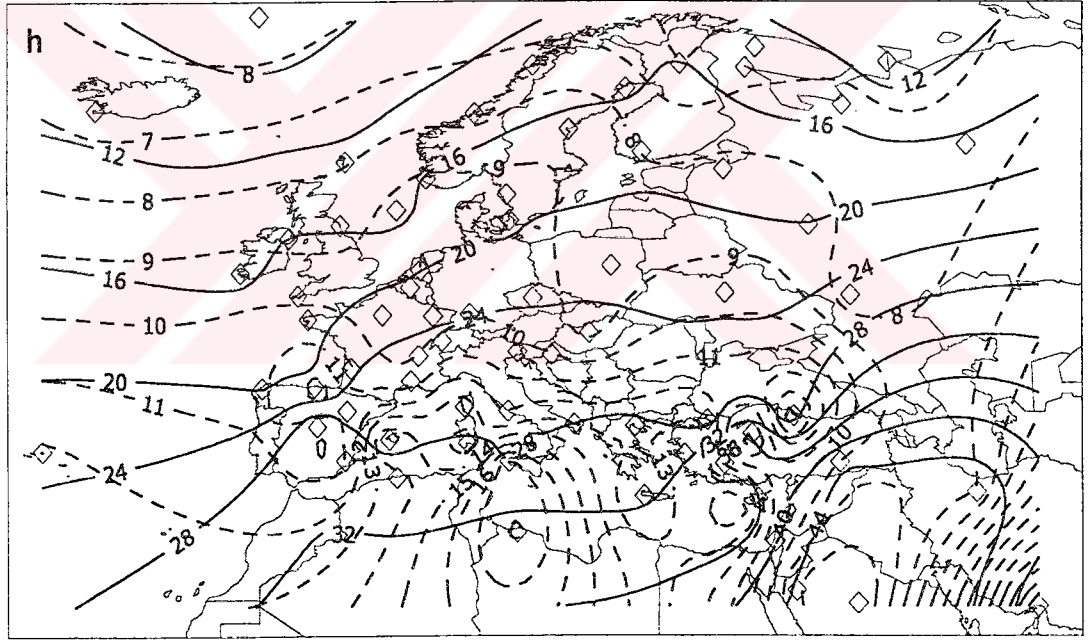
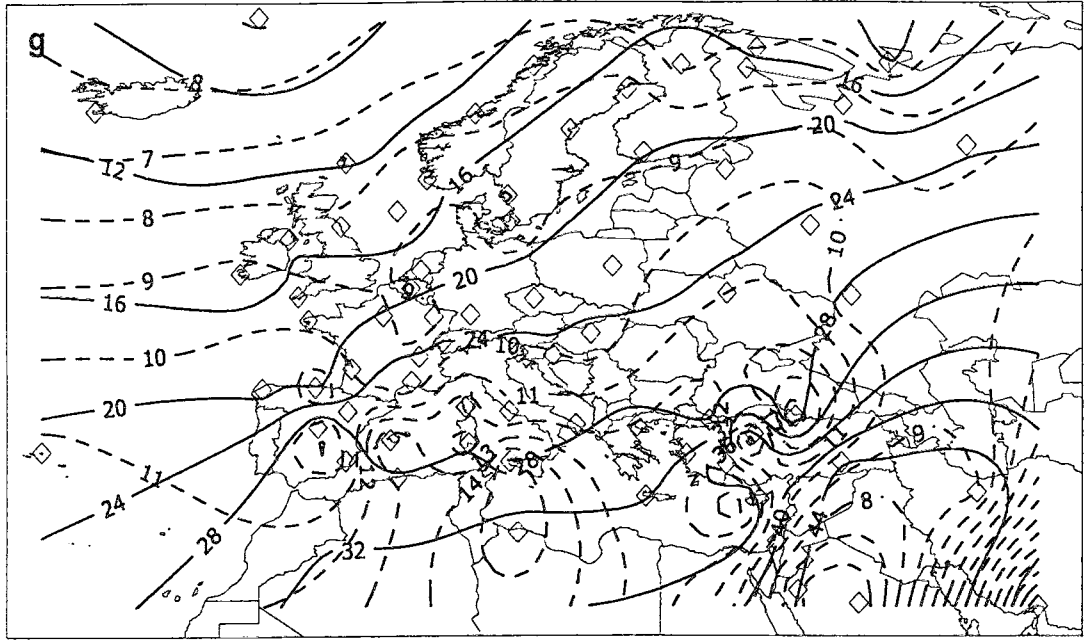
Şekil 5.11. Yer seviyesi potansiyel sıcaklık (düz çizgi) ve karışma oranı (kesik çizgi) değerleri
a) Ocak, b) Şubat ayı ortalamaları.



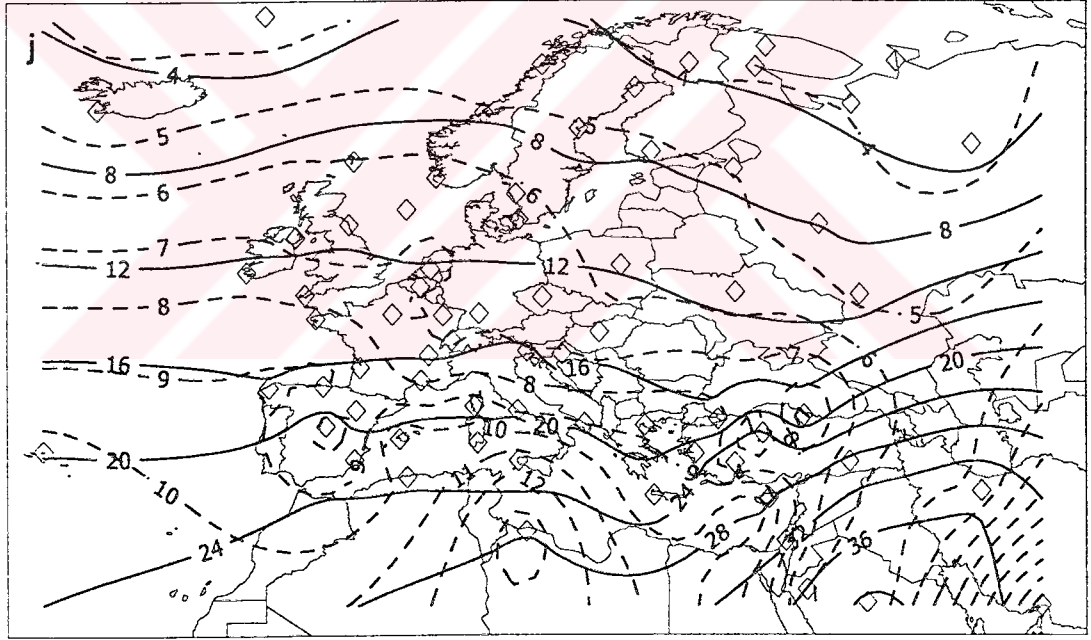
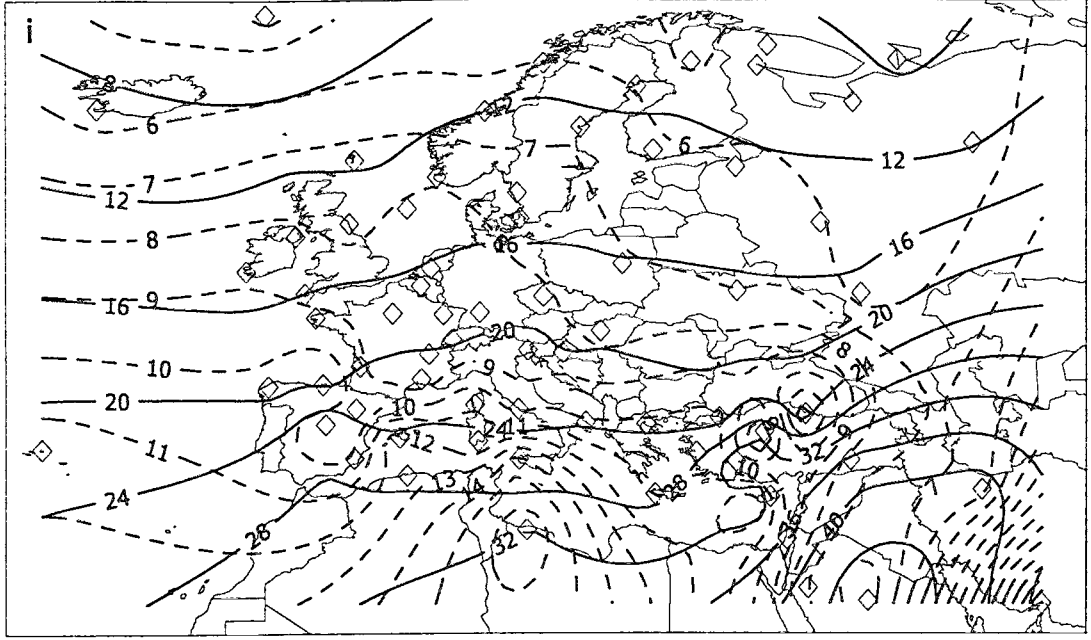
Şekil 5.11. Yer seviyesi potansiyel sıcaklık (düz çizgi) ve karışma oranı (kesik çizgi) değerleri
c) Mart, d) Nisan ayı ortalamaları.



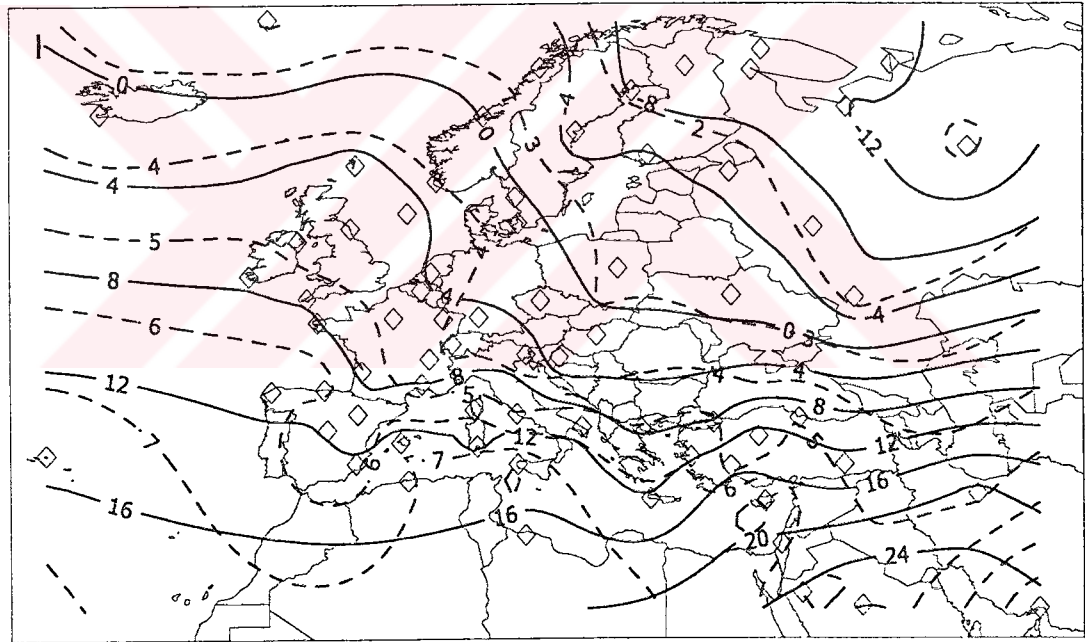
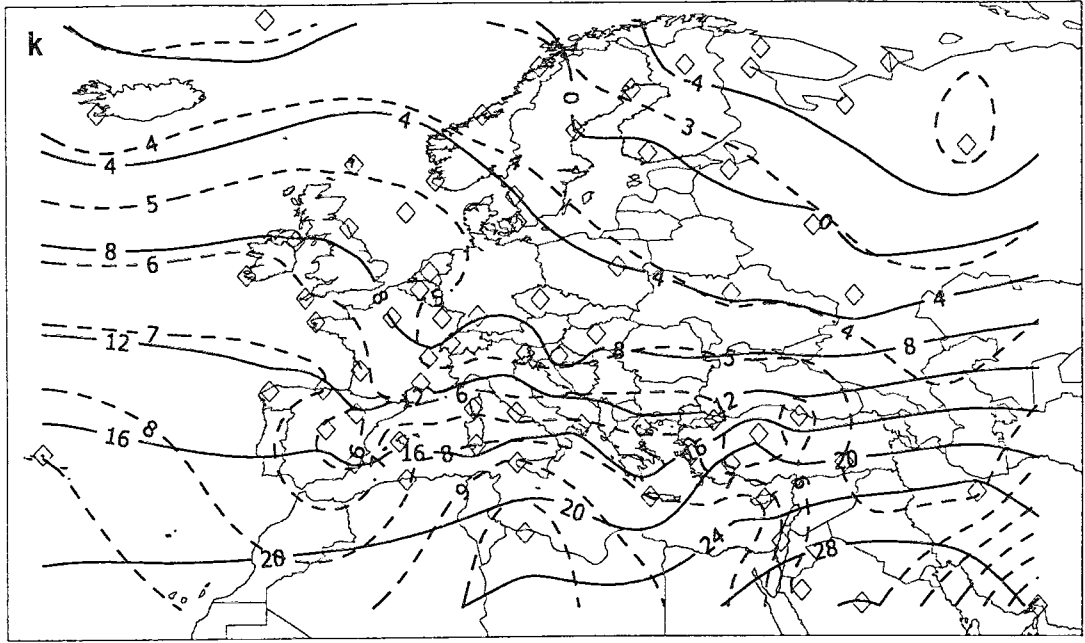
Şekil 5.11. Yer seviyesi potansiyel sıcaklık (düz çizgi) ve karışma oranı (kesik çizgi) değerleri
e) Mayıs, f) Haziran ayı ortalamaları.



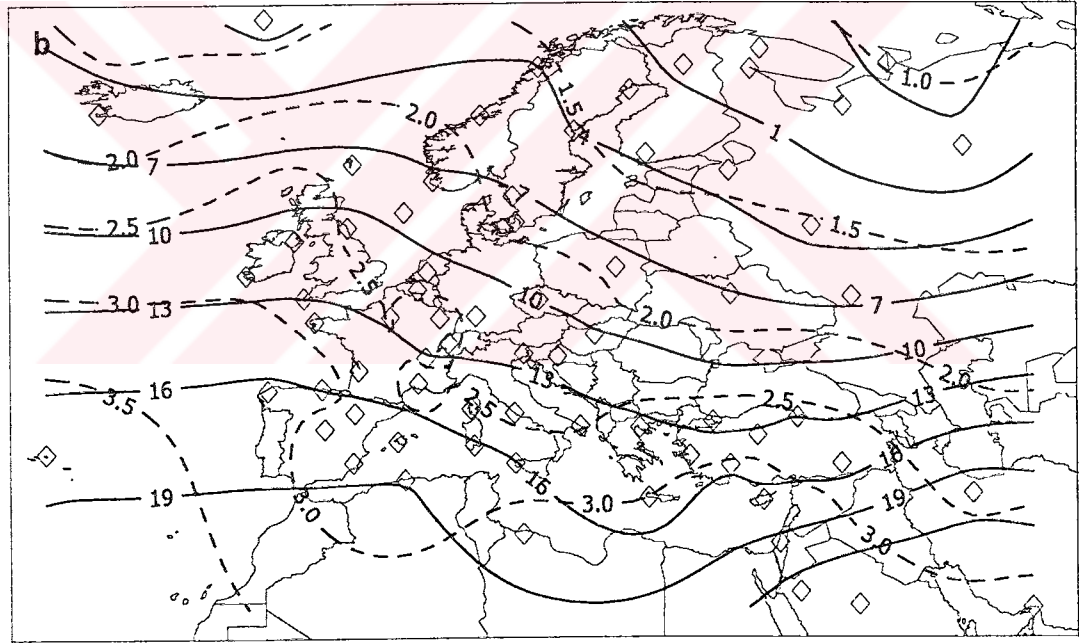
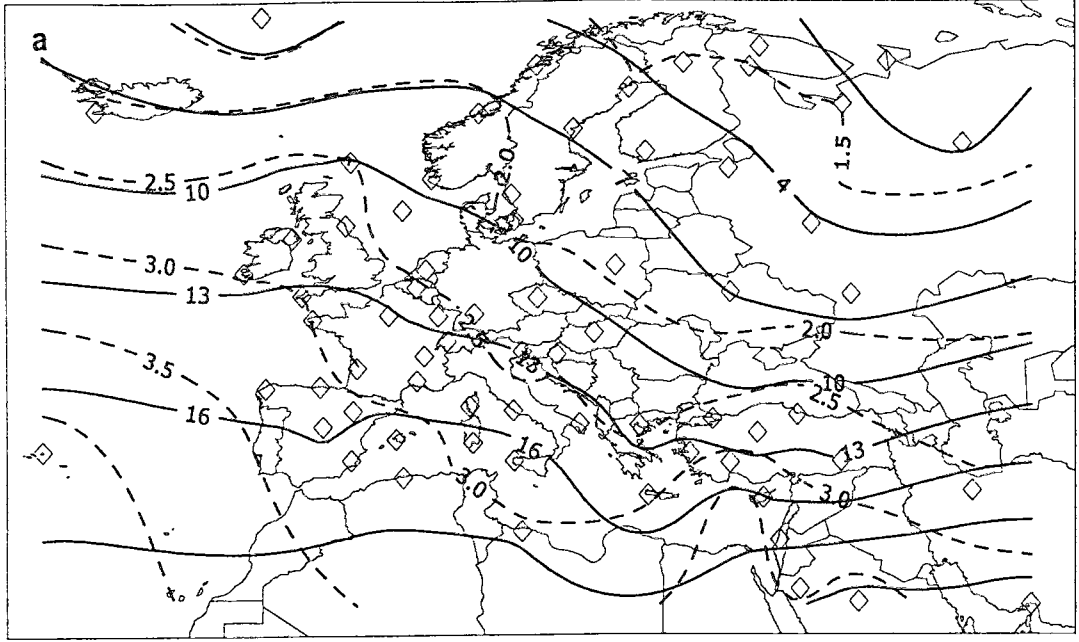
Şekil 5.11. Yer seviyesi potansiyel sıcaklık (düz çizgi) ve karışma oranı (kesik çizgi) değerleri
g) Temmuz, h) Ağustos ayı ortalamaları.



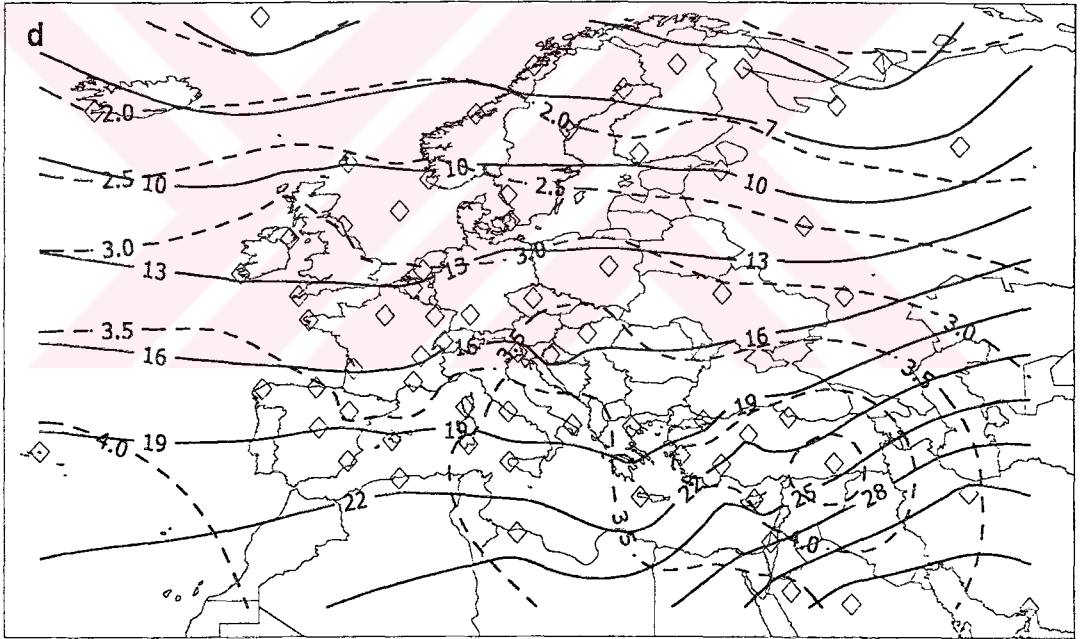
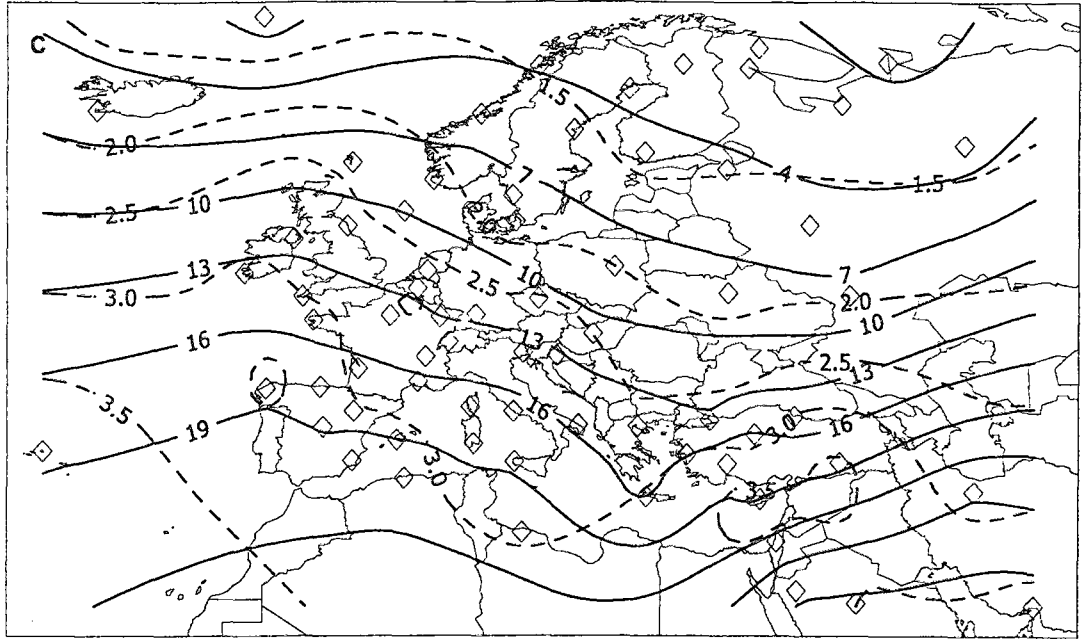
Şekil 5.11. Yer seviyesi potansiyel sıcaklık (düz çizgi) ve karışma oranı (kesik çizgi) değerleri i) Eylül, j) Ekim ayı ortalamaları.



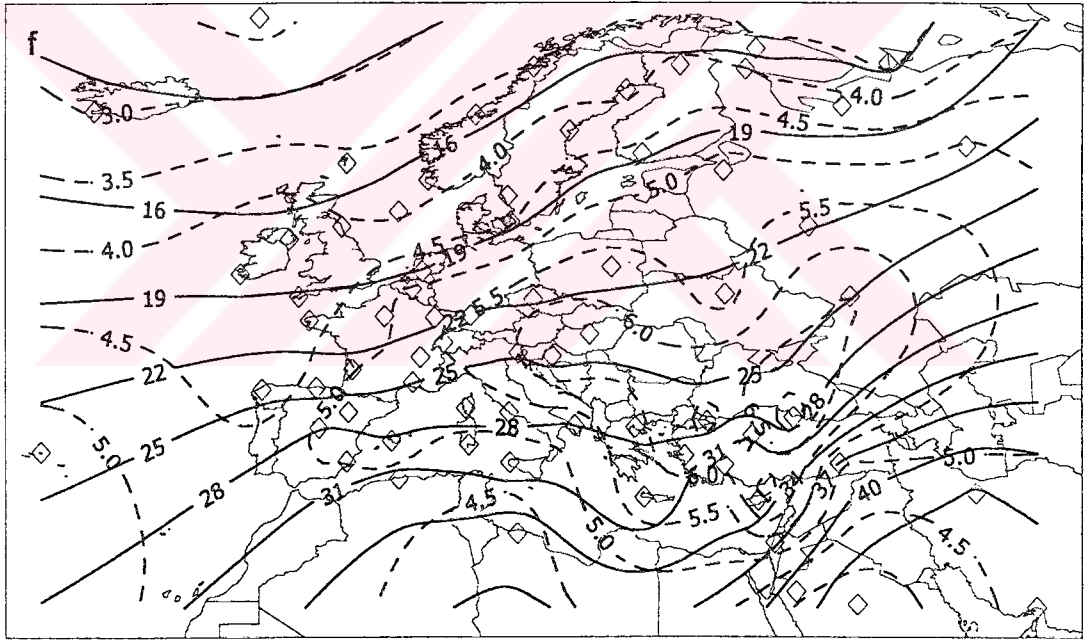
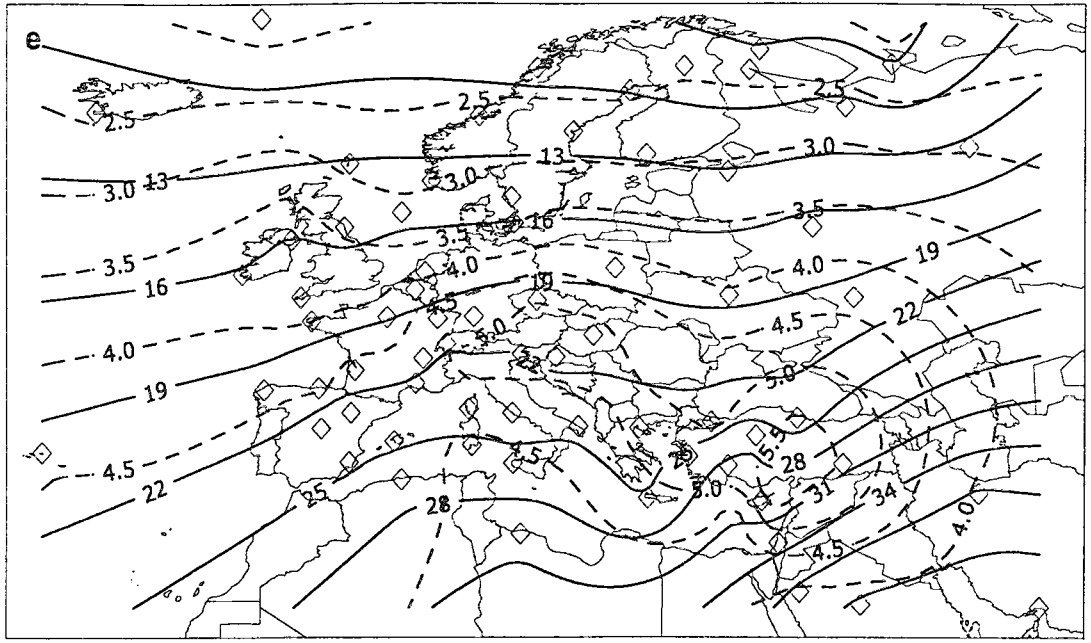
Şekil 5.11. Yer seviyesi potansiyel sıcaklık (düz çizgi) ve karışma oranı (kesik çizgi) değerleri
k) Kasım, I) Aralık ayı ortalamaları.



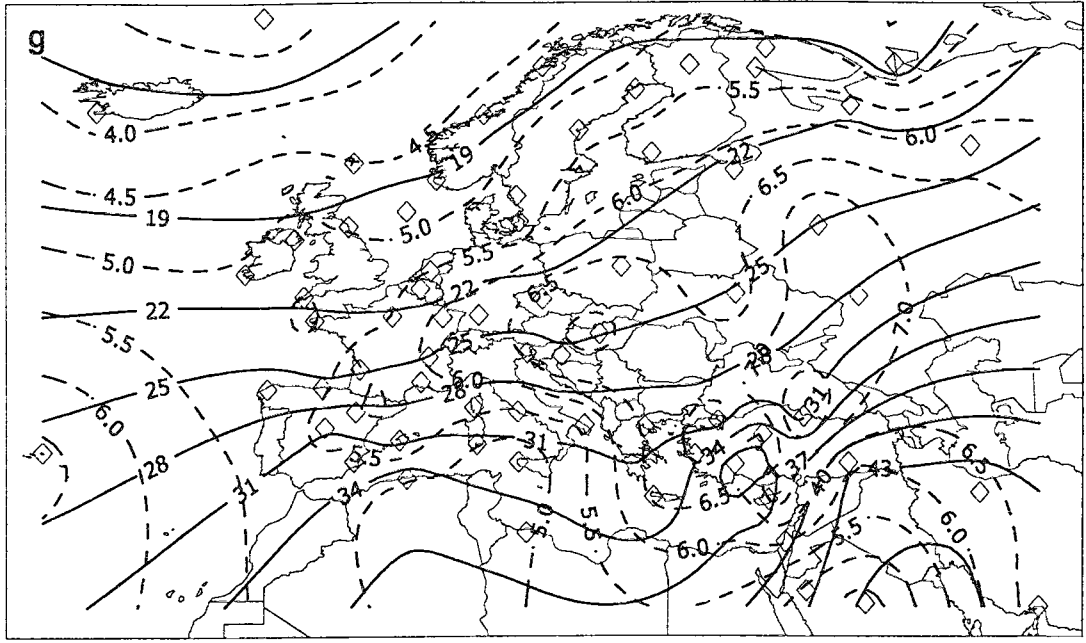
Şekil 5.12. 850 mb potansiyel sıcaklık (düz çizgi) ve karışma oranı (kesik çizgi) a) Ocak, b) Şubat ayı ortalamaları.

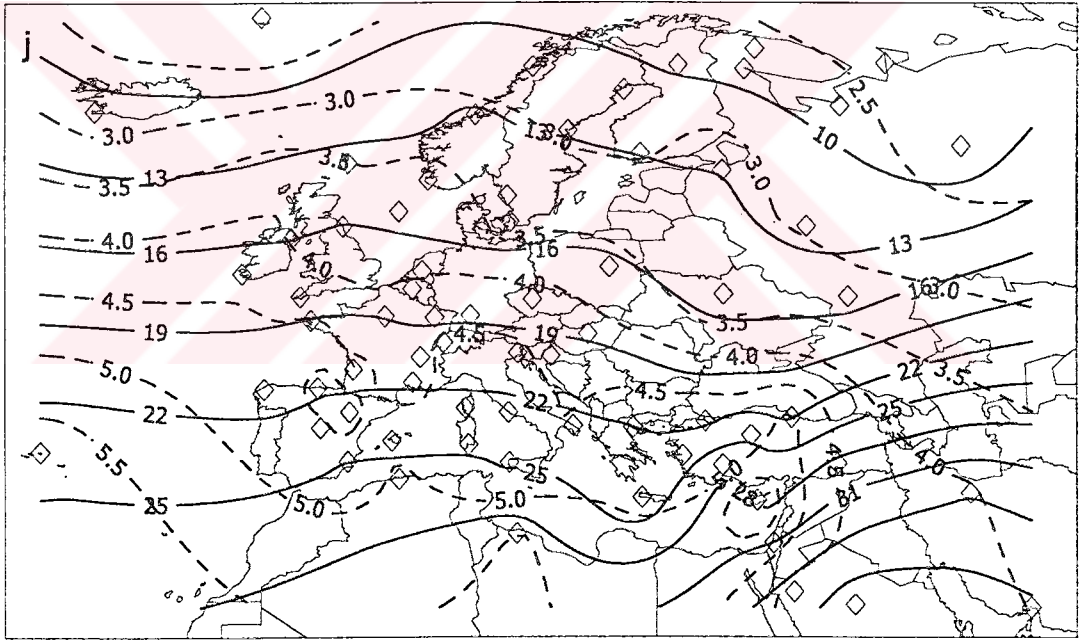
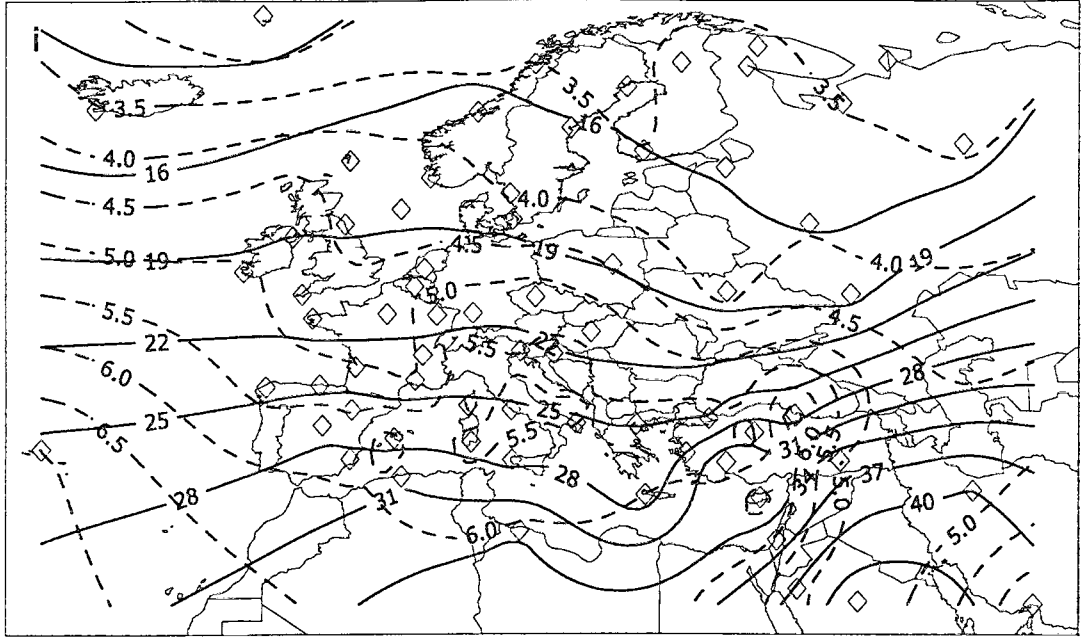


Şekil 5.12. 850 mb potansiyel sıcaklık (düz çizgi) ve karışma oranı (kesik çizgi) c) Mart, d) Nisan ayı ortalamaları.

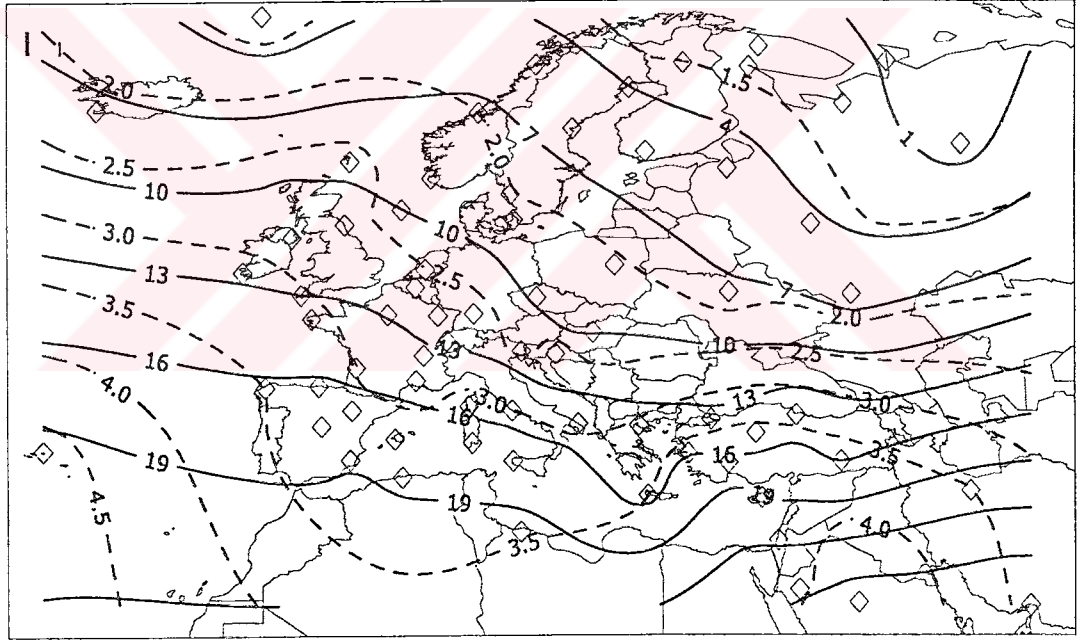
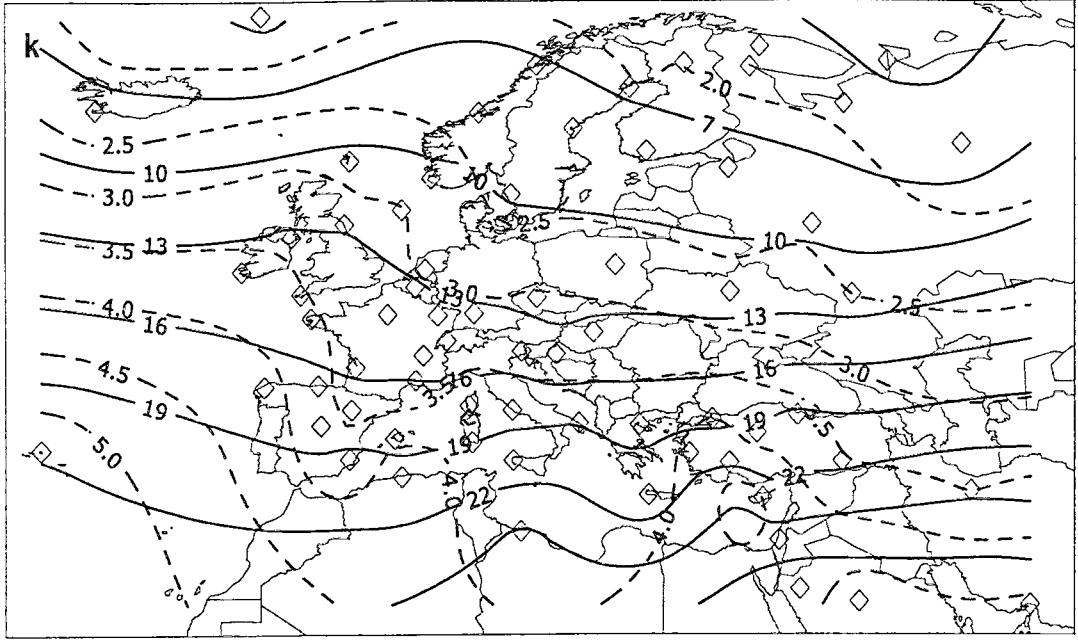


Şekil 5.12. 850 mb potansiyel sıcaklık (düz çizgi) ve karışma oranı (kesik çizgi) e) Mayıs, f) Haziran ayı ortalamaları.

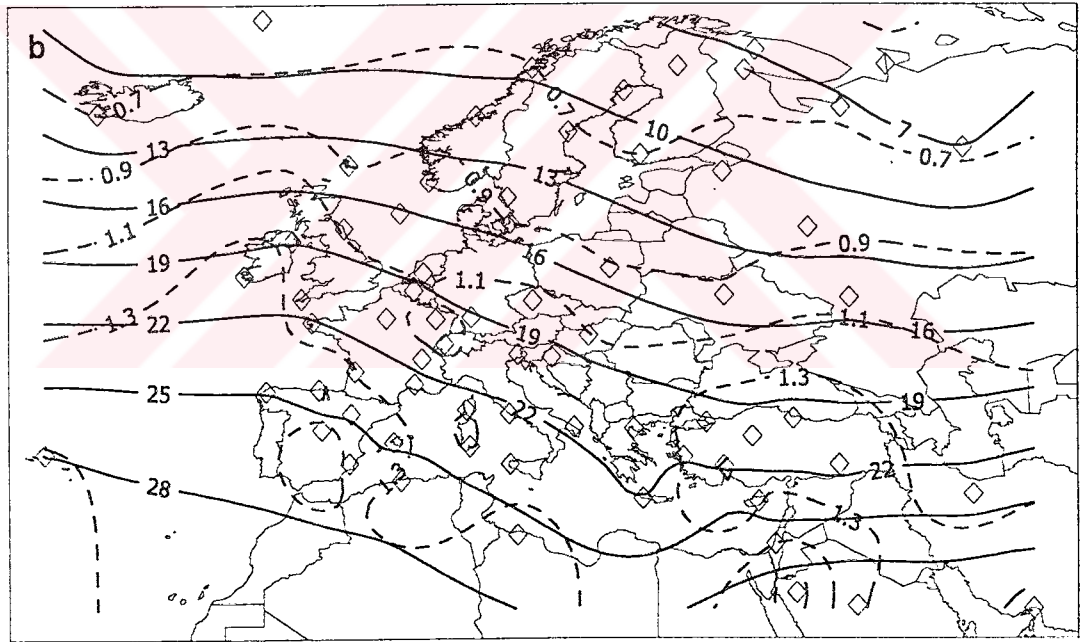
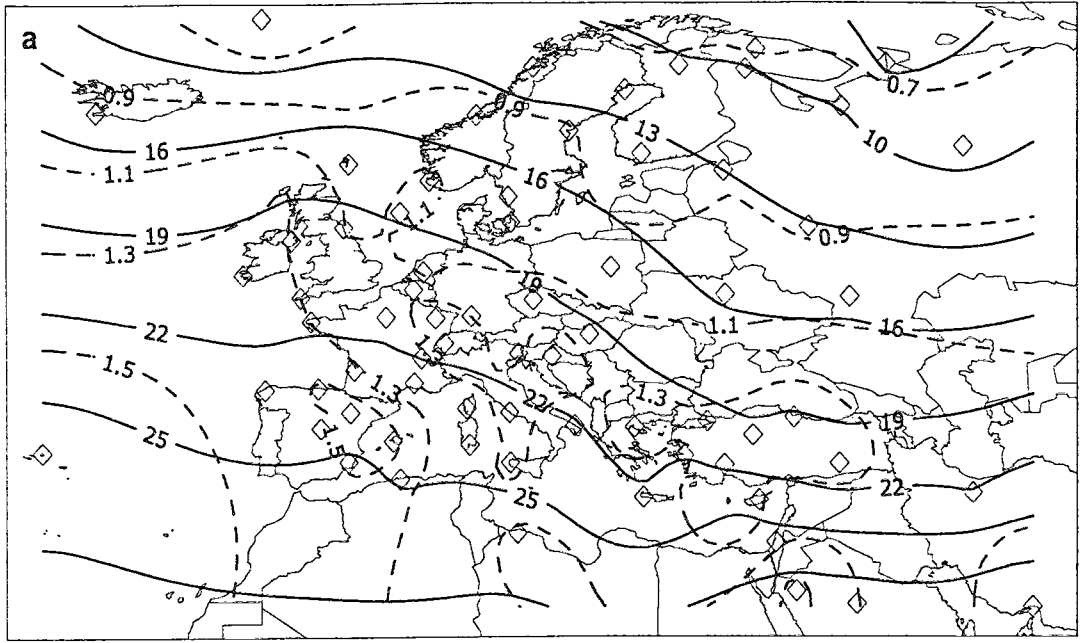




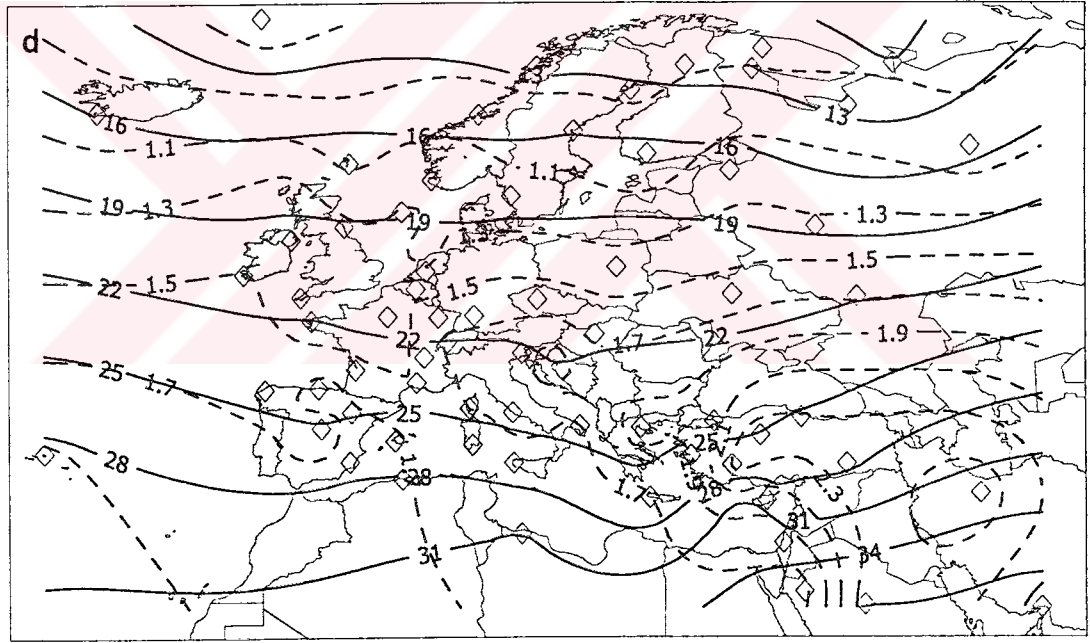
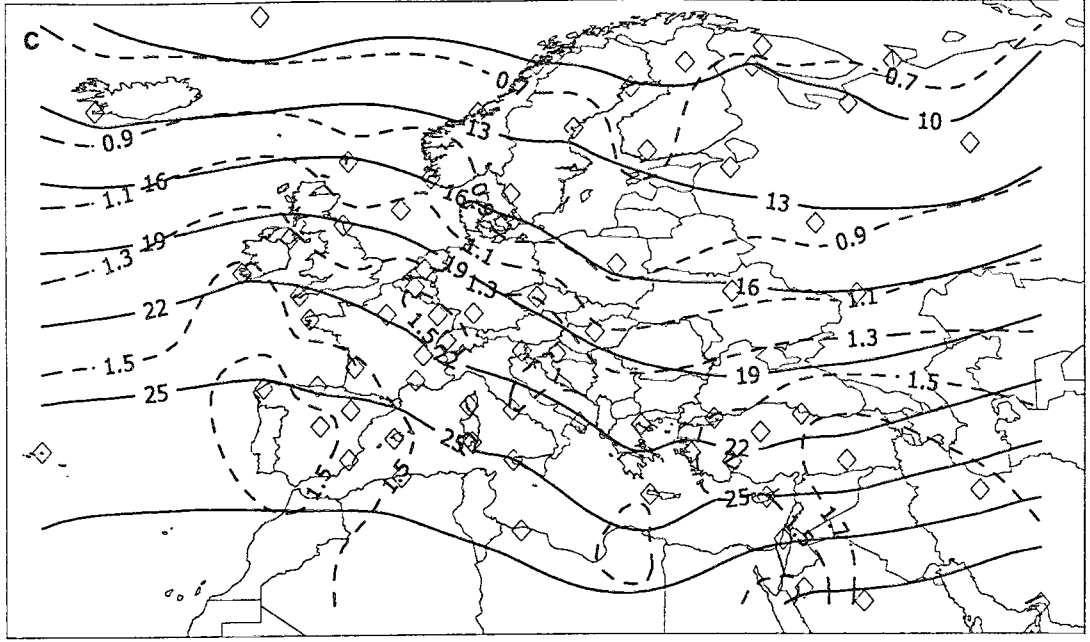
Şekil 5.12. 850 mb potansiyel sıcaklık (düz çizgi) ve karışma oranı (kesik çizgi) i) Eylül, j) Ekim ayı ortalamaları.



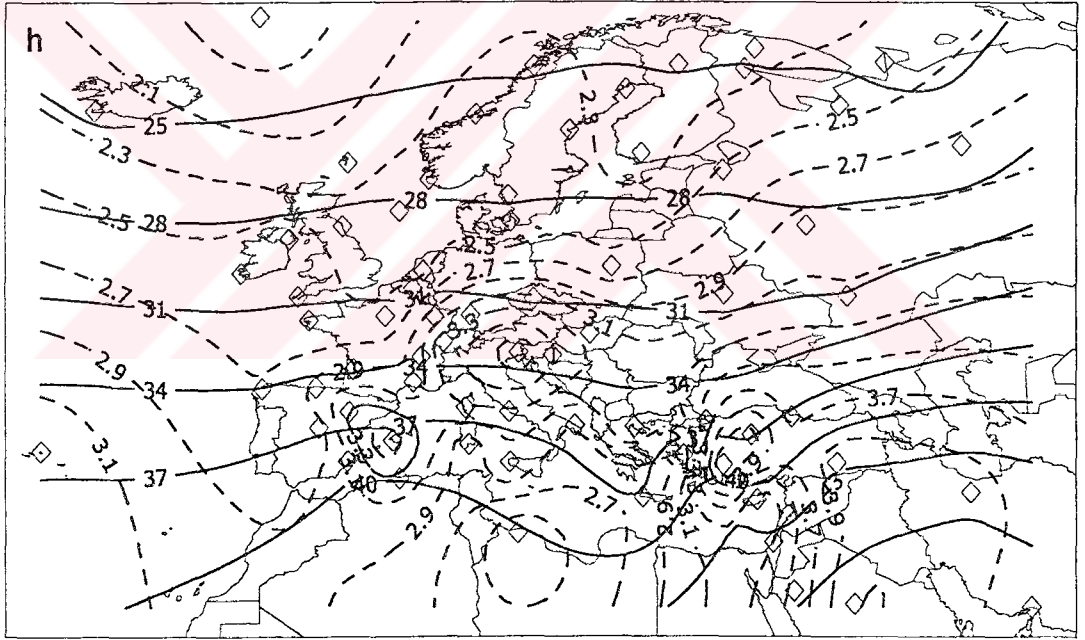
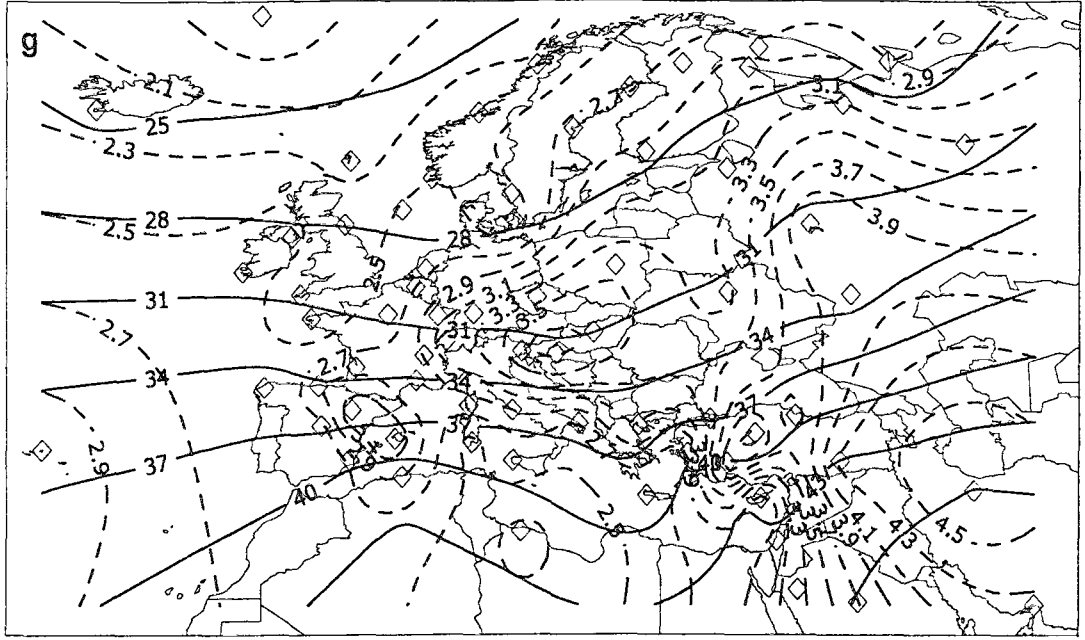
Şekil 5.12. 850 mb potansiyel sıcaklık (düz çizgi) ve karışma oranı (kesik çizgi) k) Kasım, l) Aralık ayı ortalamaları.



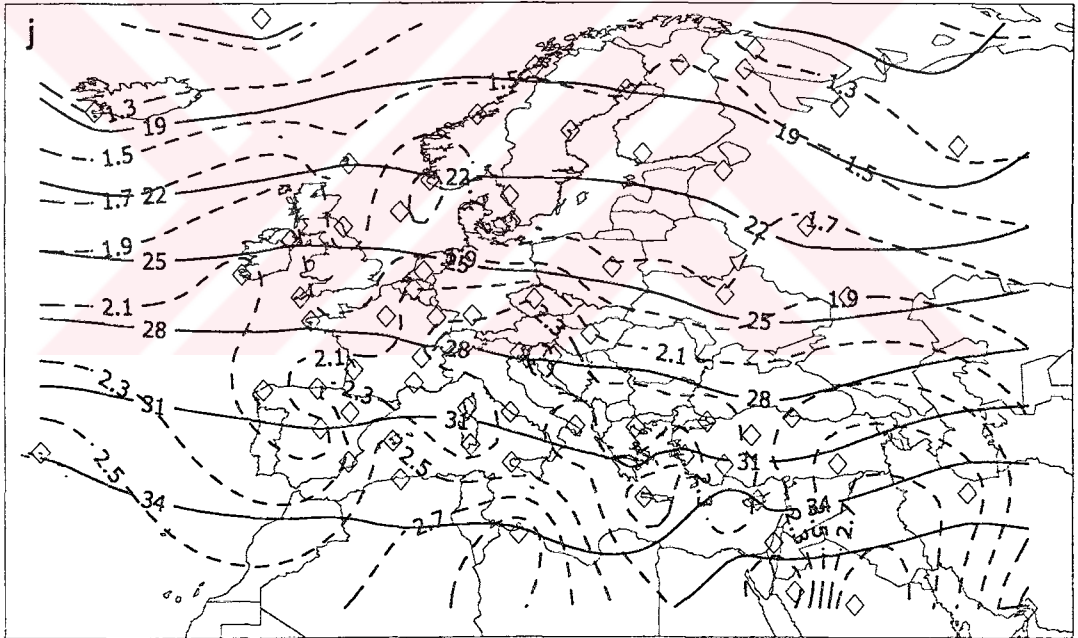
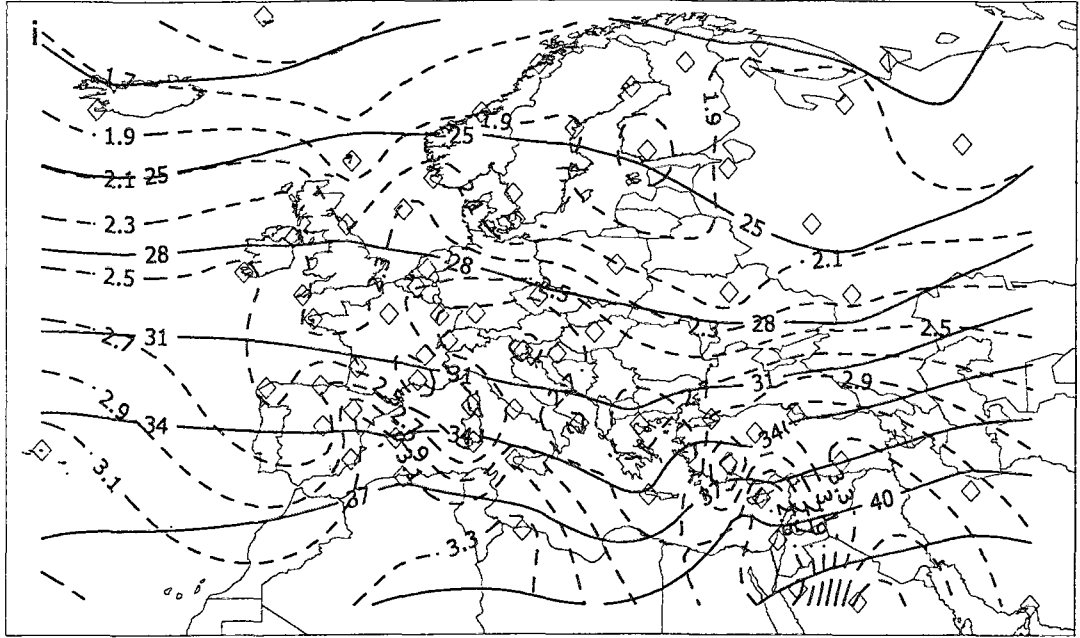
Şekil 5.13. 700 mb potansiyel sıcaklık (düz çizgi) ve karışma oranı (kesik çizgi) a) Ocak, b) Şubat ayı ortalamaları.



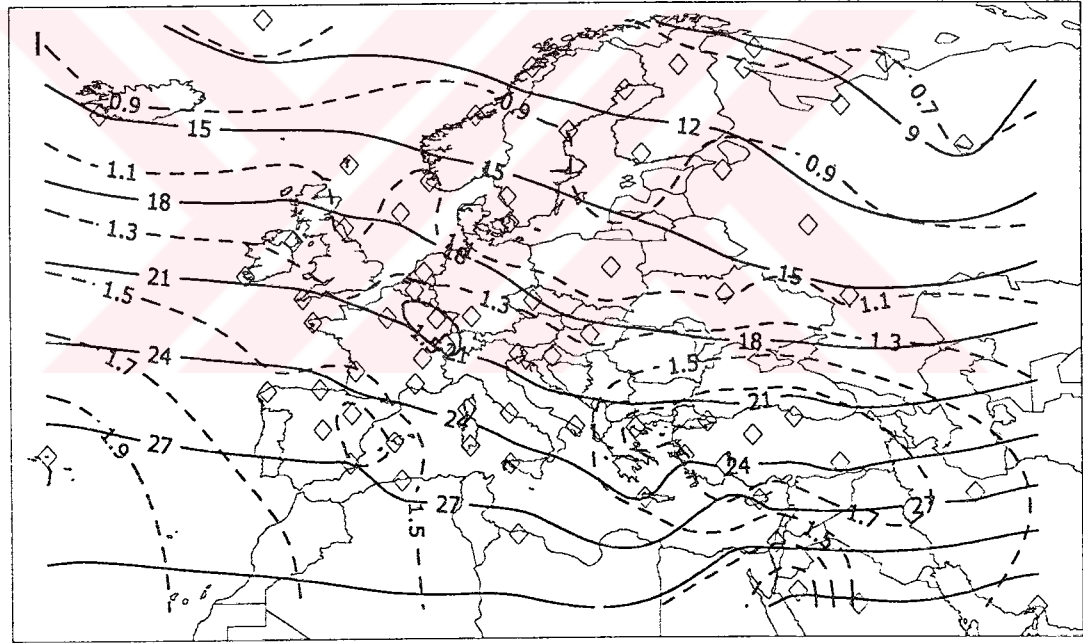
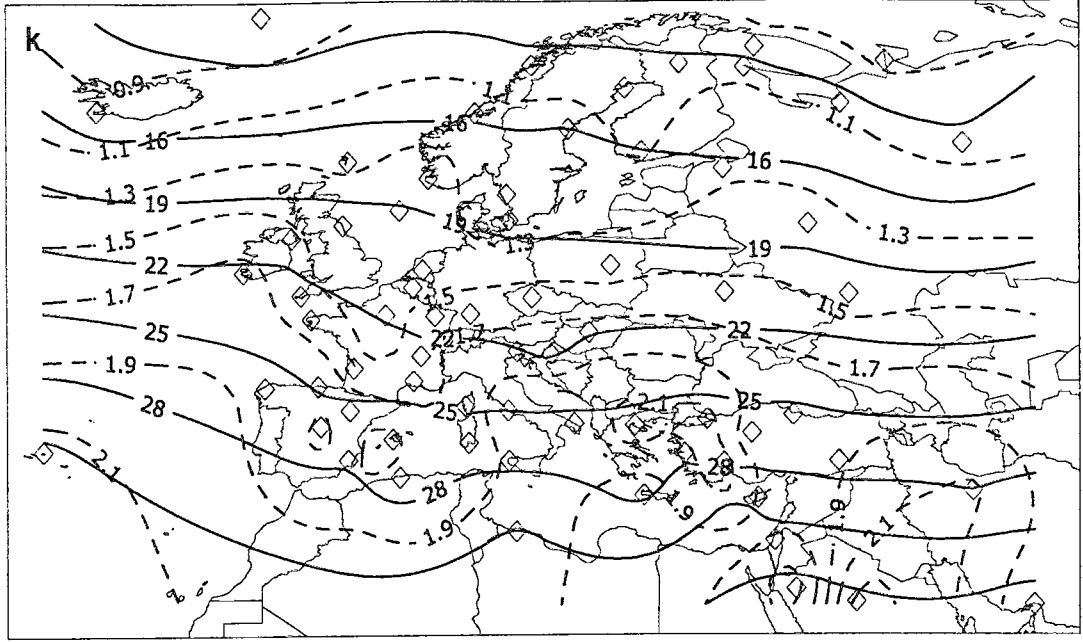
Şekil 5.13. 700 mb potansiyel sıcaklık (düz çizgi) ve karışma oranı (kesik çizgi) c) Mart, d) Nisan ayı ortalamaları.



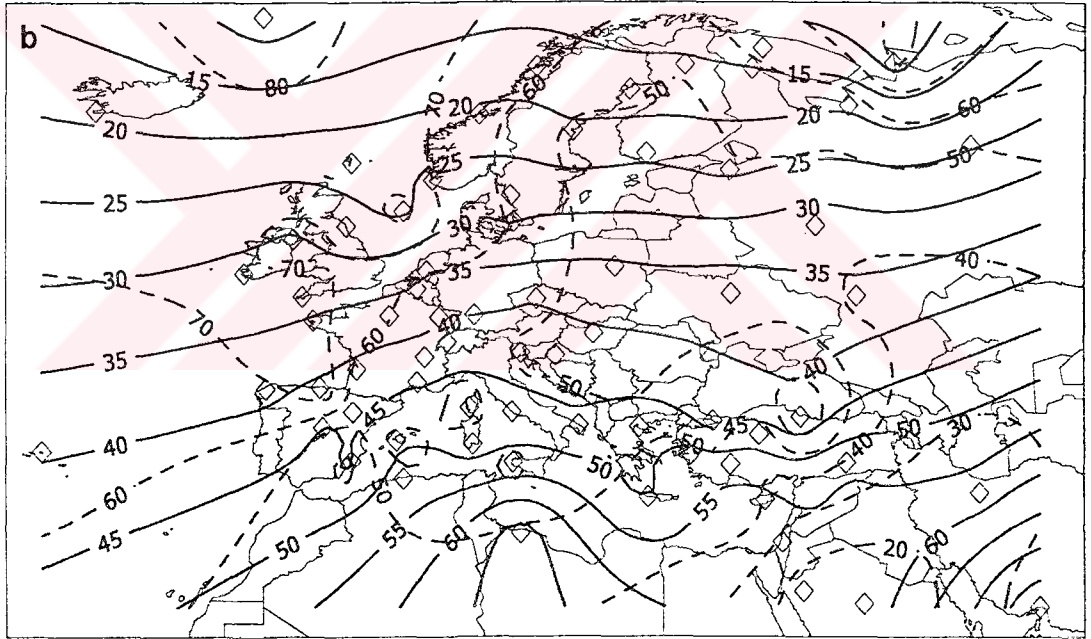
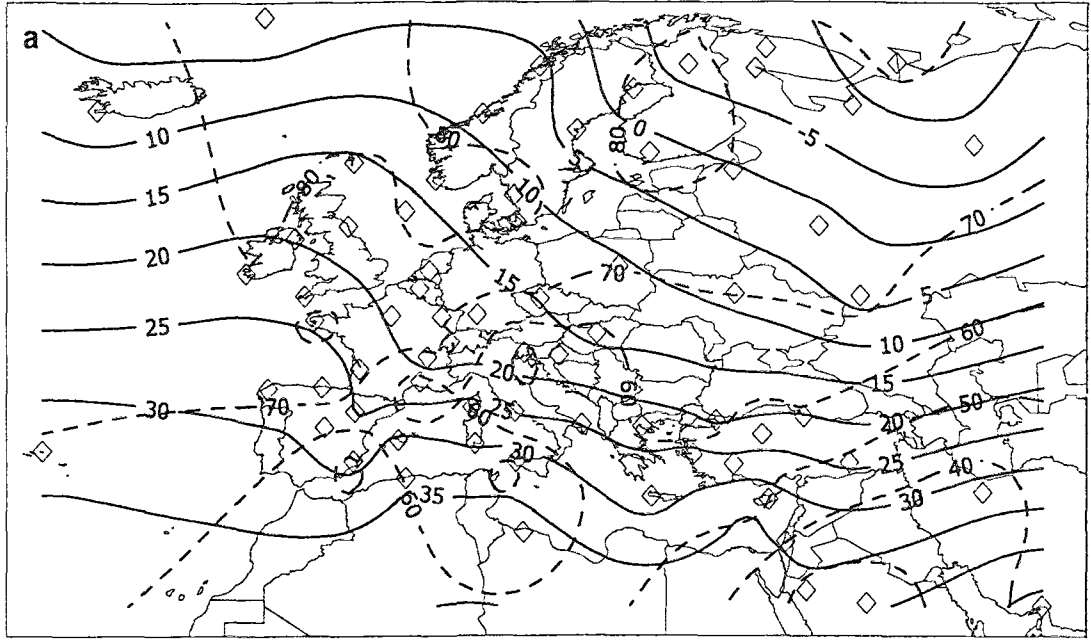
Şekil 5.13. 700mb potansiyel sıcaklık (düz çizgi) ve karışma oranı (kesik çizgi) g) Temmuz, h) Ağustos ayı ortalamaları.



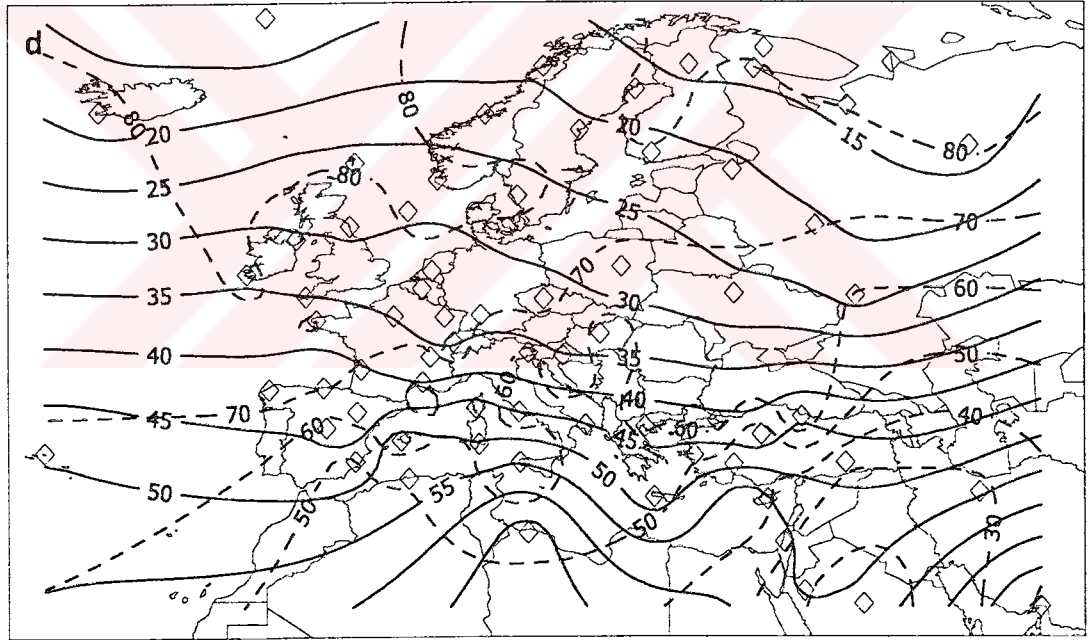
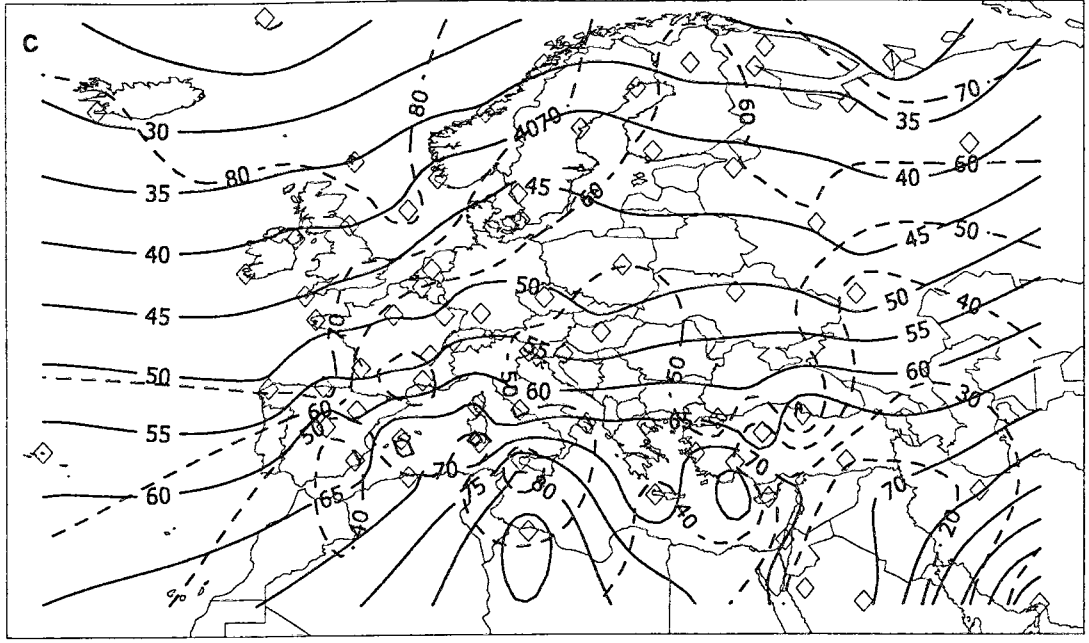
Şekil 5.13. 700mb potansiyel sıcaklık (düz çizgi) ve karışma oranı (kesik çizgi) i) Eylül, j) Ekim ayı ortalamaları.



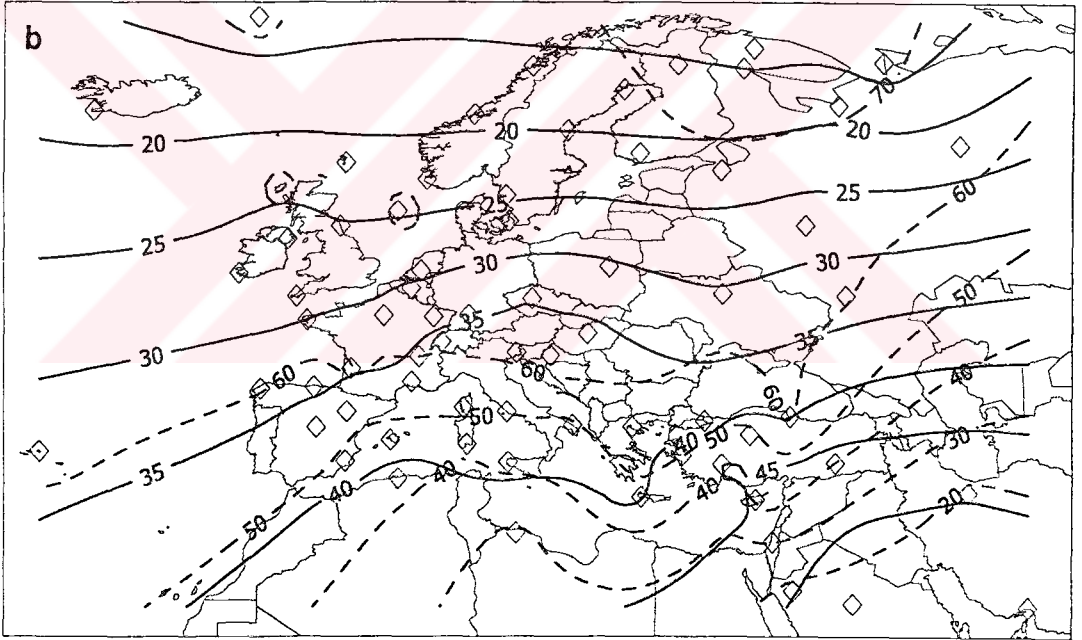
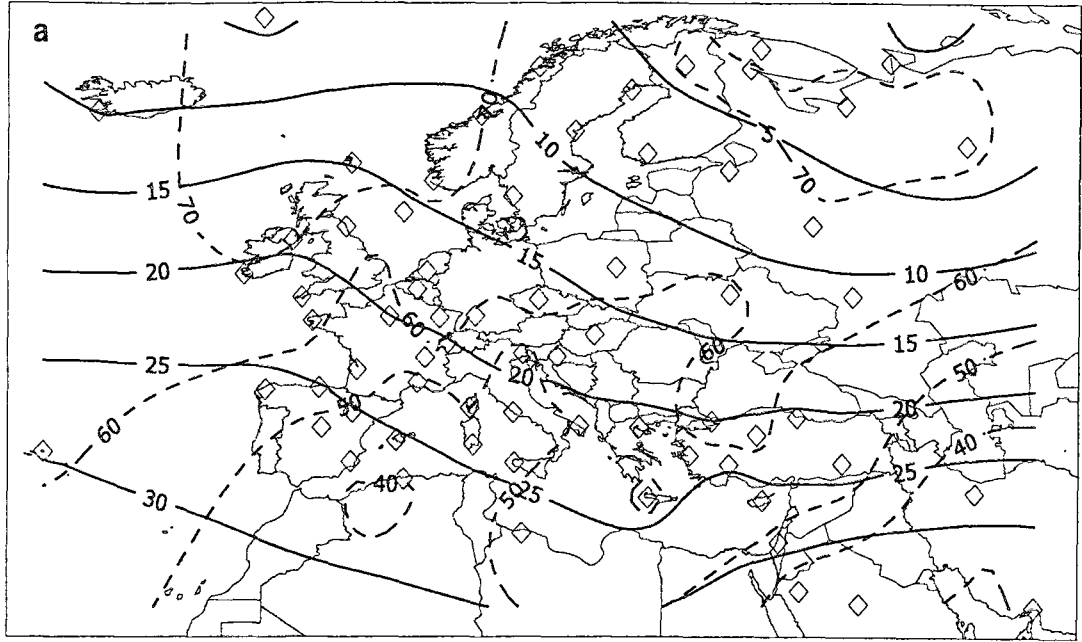
Şekil 5.13. 700mb potansiyel sıcaklık (düz çizgi) ve karışma oranı (kesik çizgi) k) Kasım, l) Aralık ayı ortalamaları.



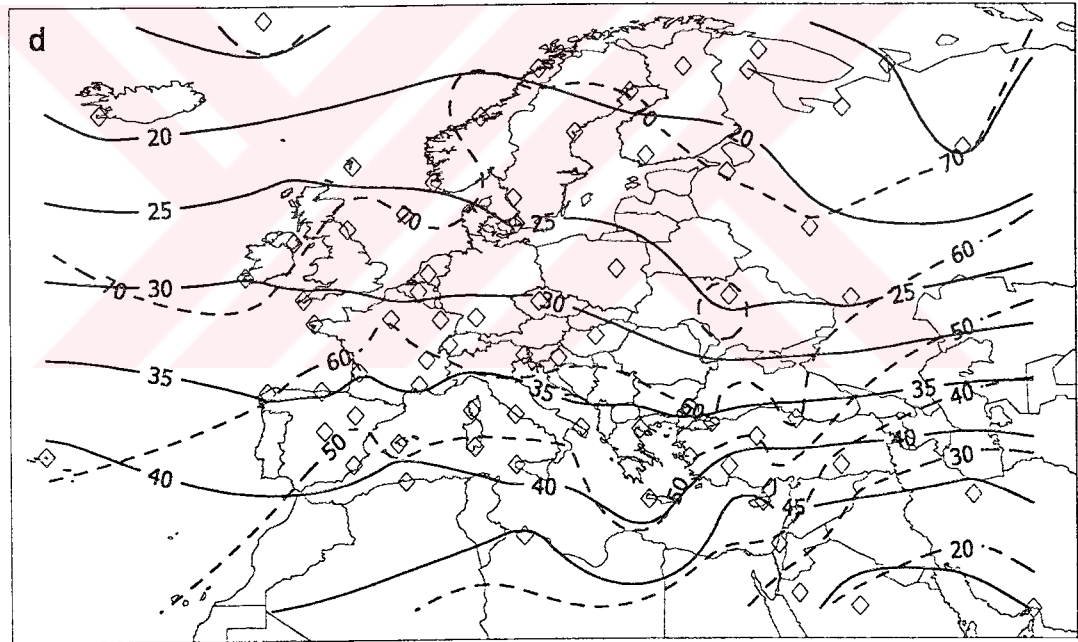
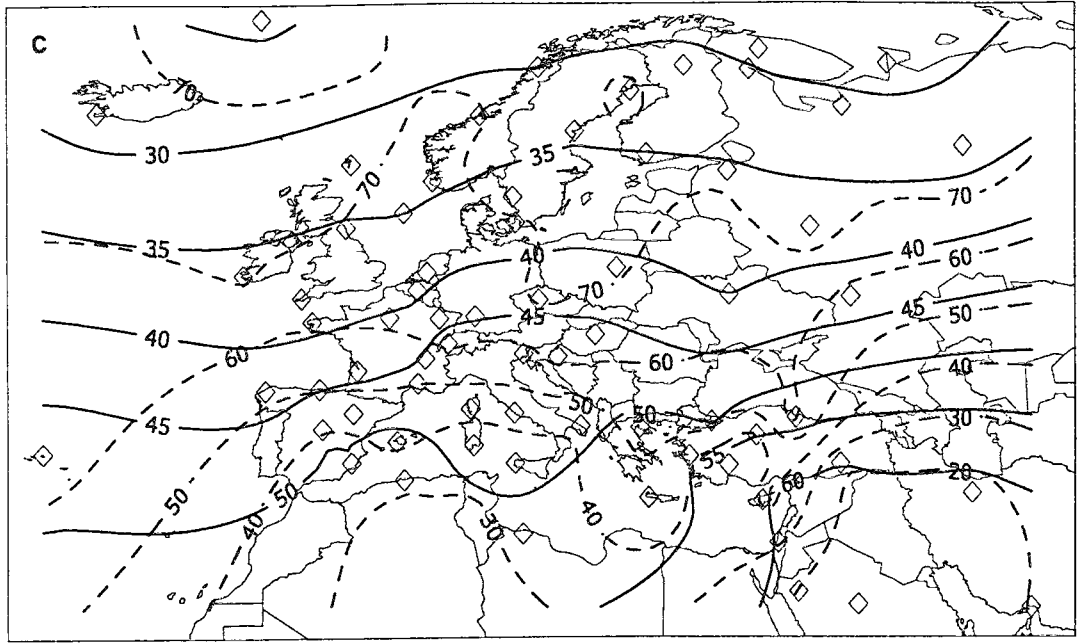
Şekil 5.14. Yer seviyesi eşdeğer potansiyel sıcaklık (düz çizgi) (°C) ve bağıl nem (%) değerleri a) Şubat, b) Mayıs ayı ortalamaları.



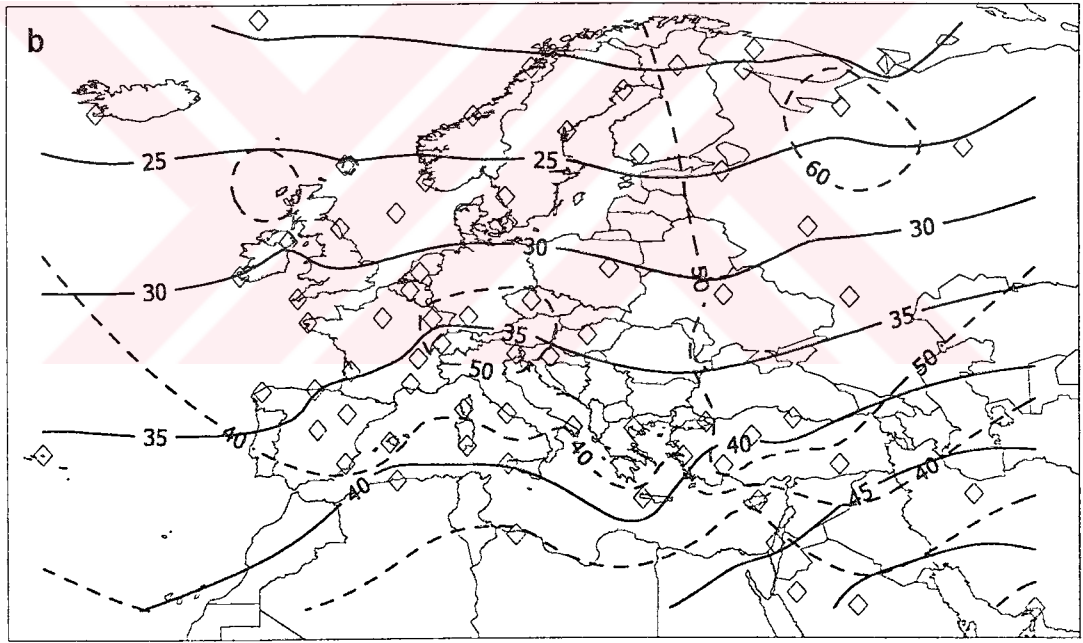
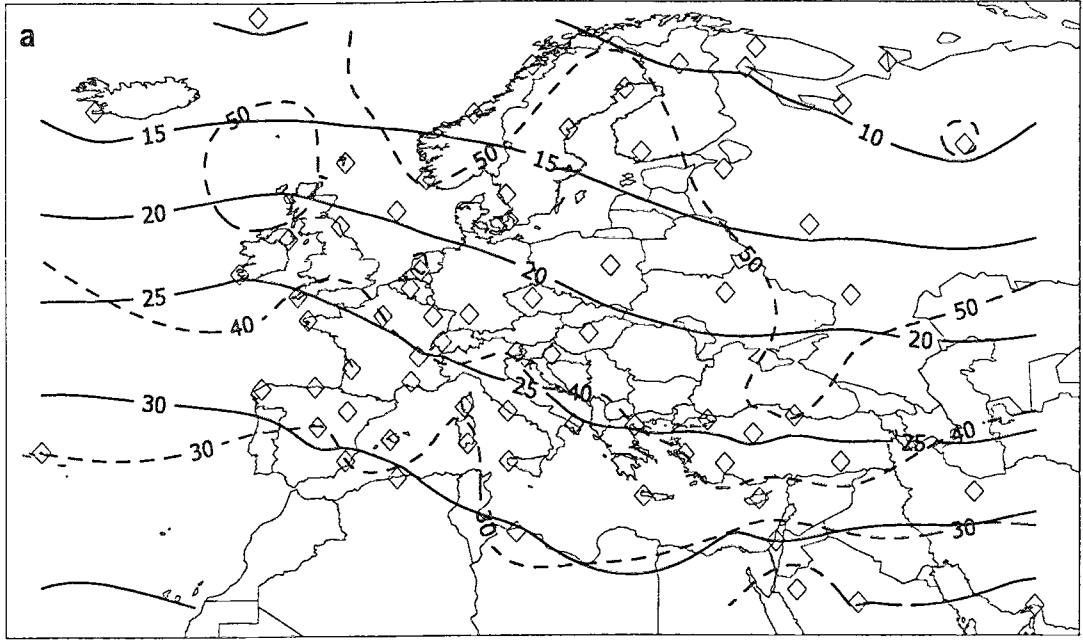
Şekil 5.14. Yer seviyesi eşdeğer potansiyel sıcaklık (düz çizgi) (°C) ve bağıl nem (%) değerleri, c) Ağustos, d) Ekim ayı ortalamaları.



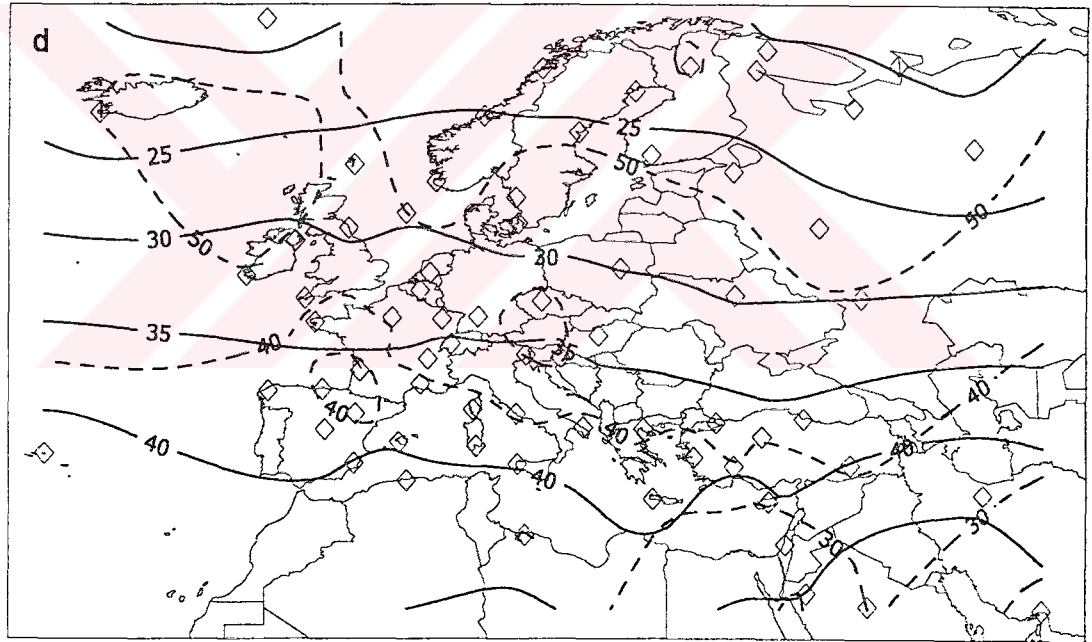
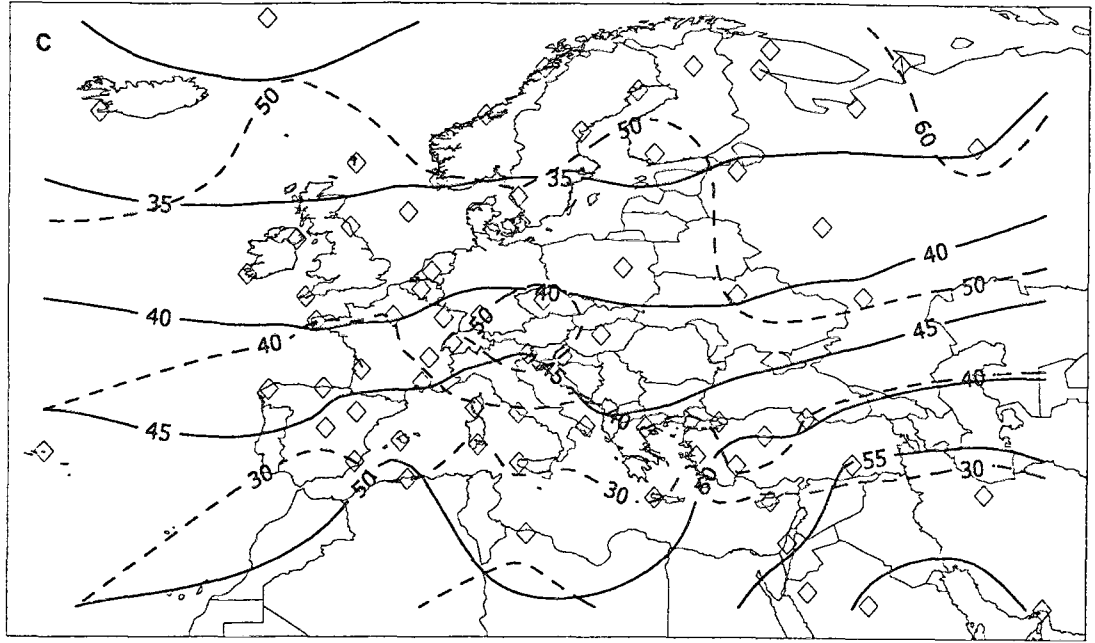
Şekil 5.15. 850 mb Eşdeğer potansiyel sıcaklık (düz çizgi) (°C) ve bağıl nem (%) değerleri
a) Şubat, b) Mayıs ayı ortalamaları.



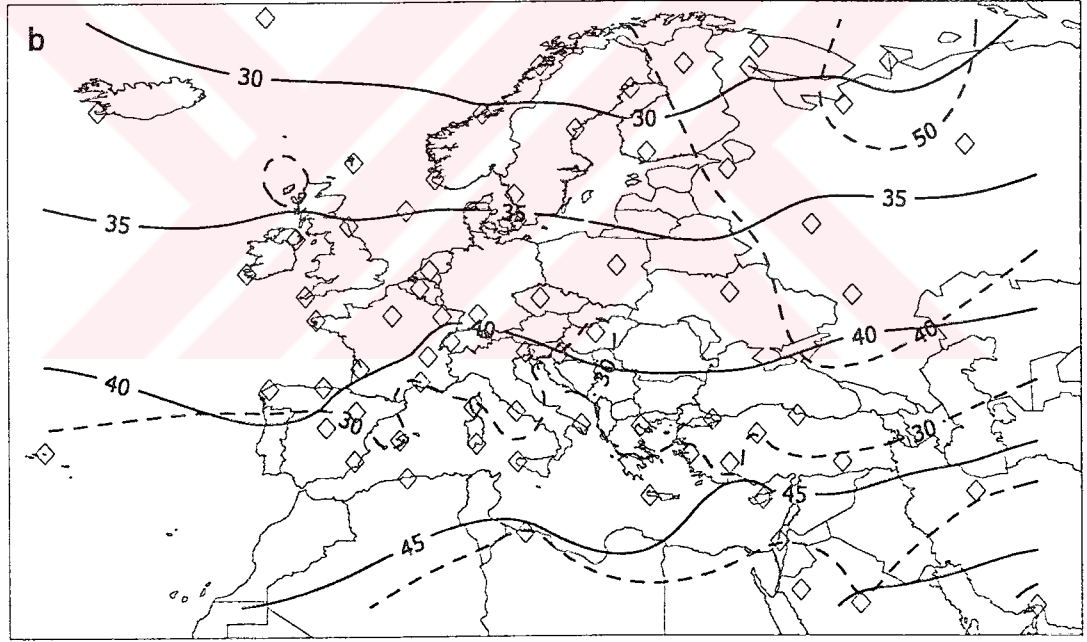
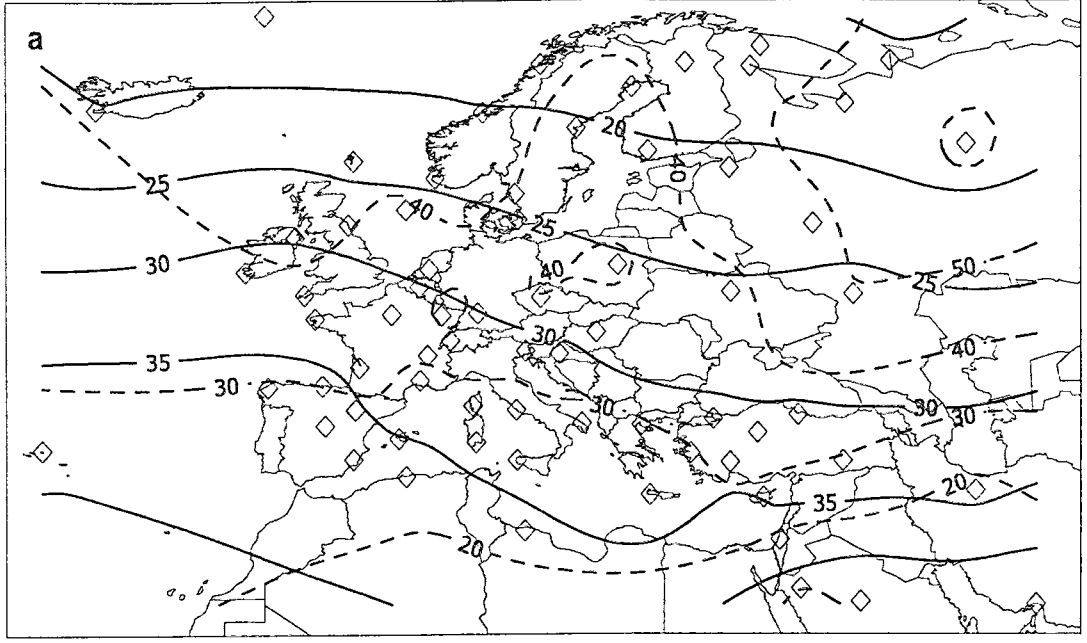
Şekil 5.15. 850 mb Eşdeğer potansiyel sıcaklık (düz çizgi) (°C) ve bağıl nem (%) değerleri
c) Ağustos,d) Ekim ayı ortalamaları.



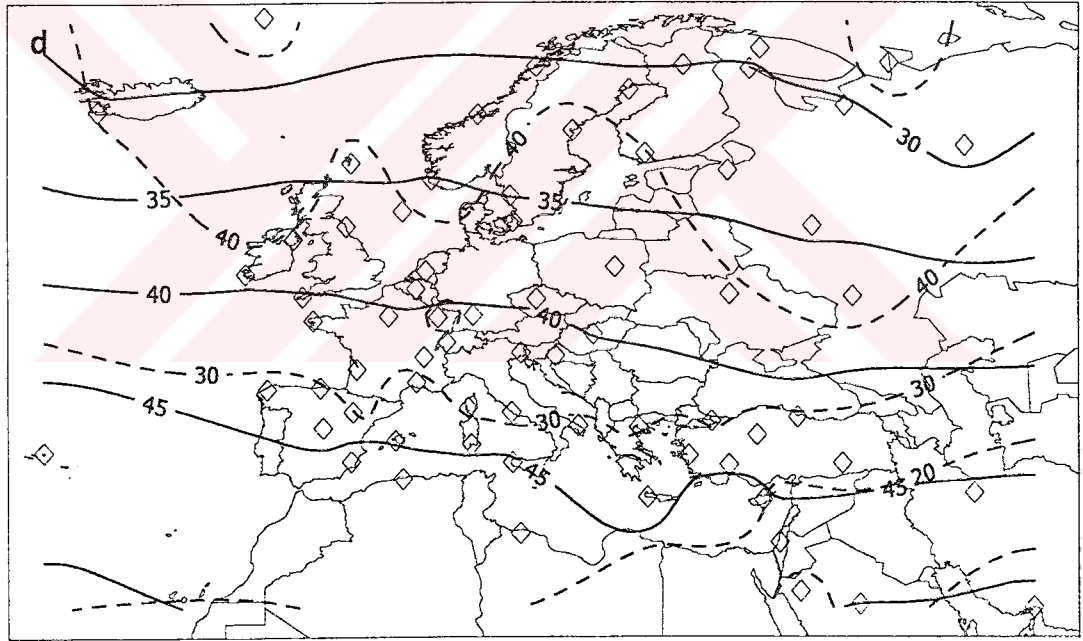
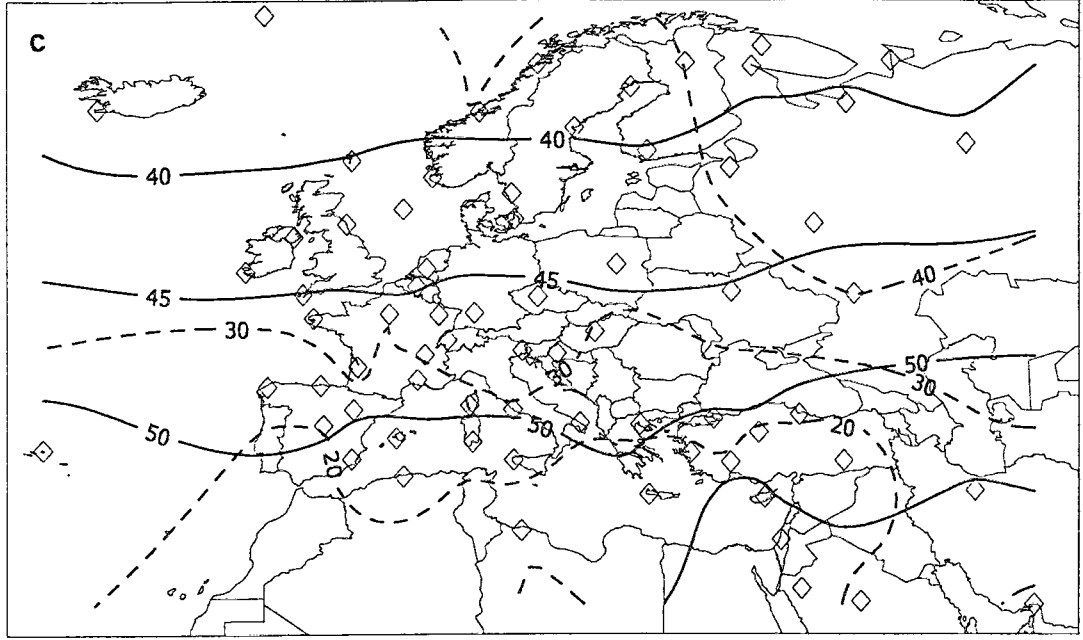
Şekil 5.16. 700 mb Eşdeğer potansiyel sıcaklık (düz çizgi) (°C) ve bağıl nem (%) değerleri
a) Şubat, b) Mayıs ayı ortalamaları.



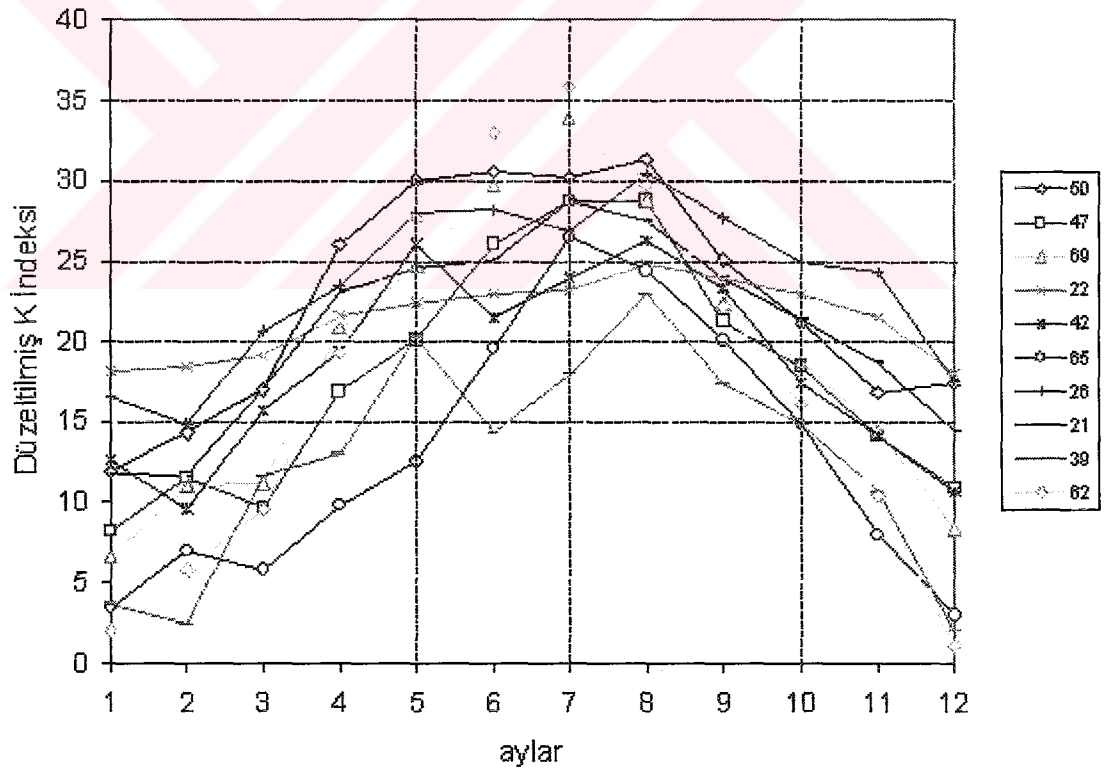
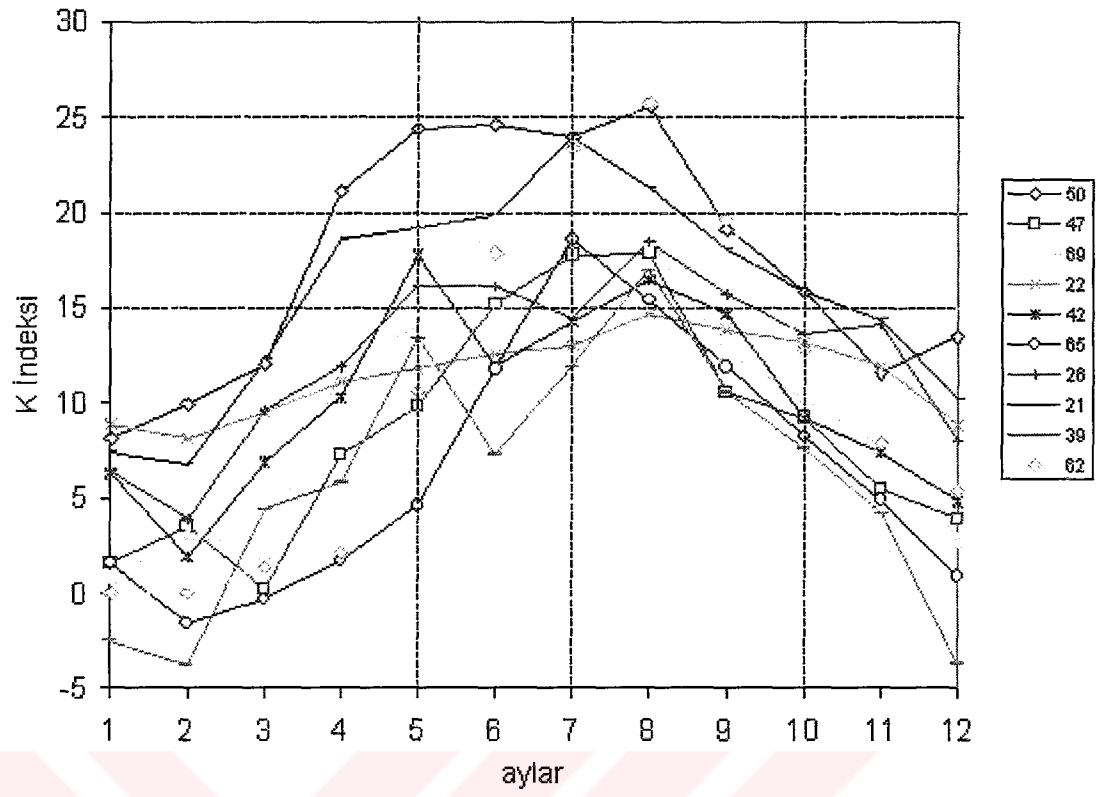
Şekil 5.16. 700 mb Eşdeğer potansiyel sıcaklık (düz çizgi) (°C) ve bağıl nem (%) değerleri
c) Ağustos, d) Ekim ayı ortalamaları.



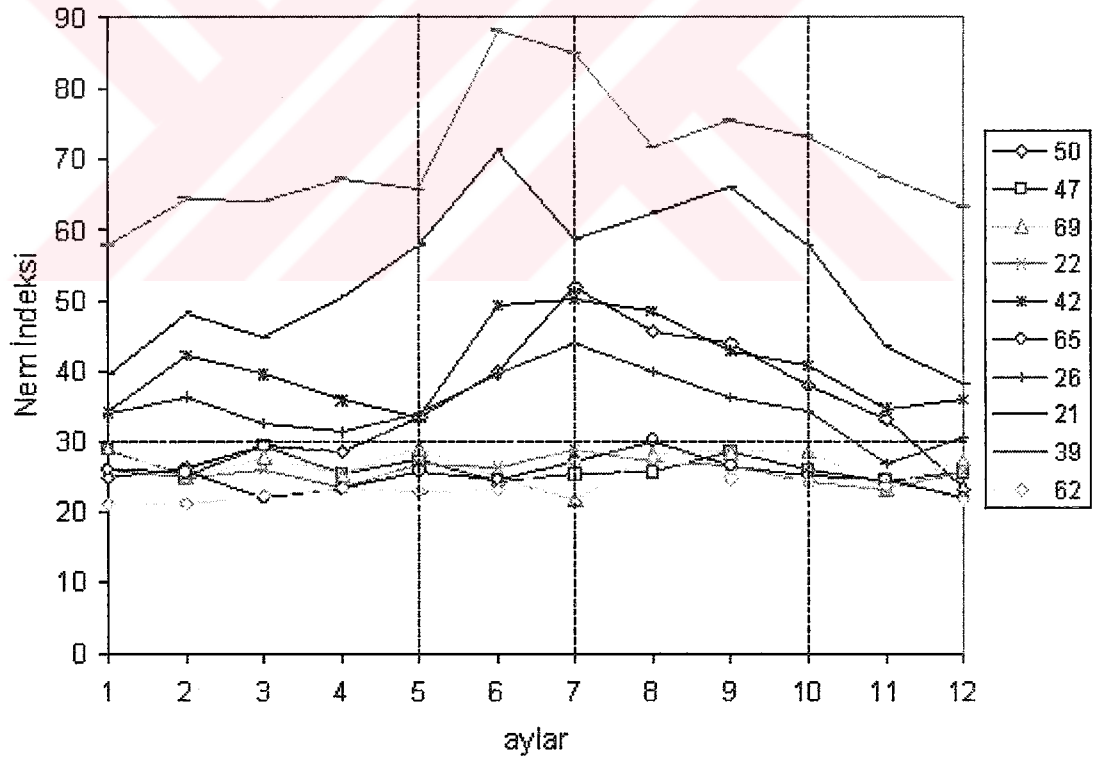
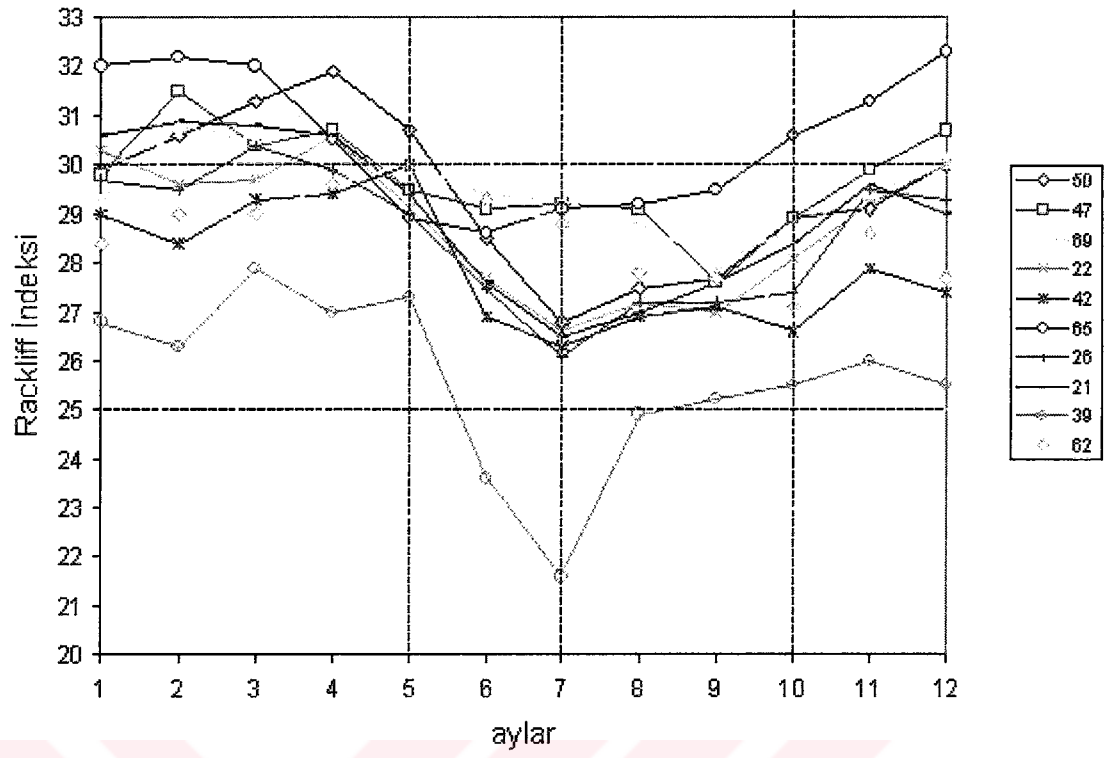
Şekil 5.17. 500 mb Eşdeğer potansiyel sıcaklık (düz çizgi) (°C) ve bağıl nem (%) değerleri
a) Şubat, b) Mayıs ayı ortalamaları.



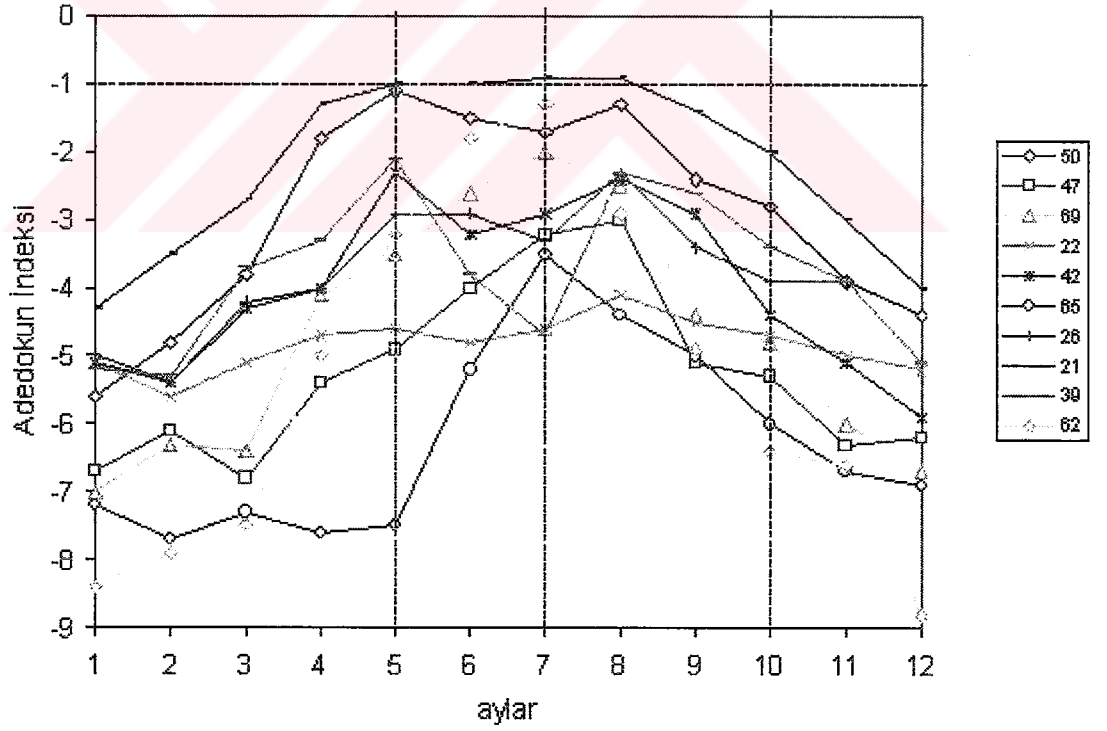
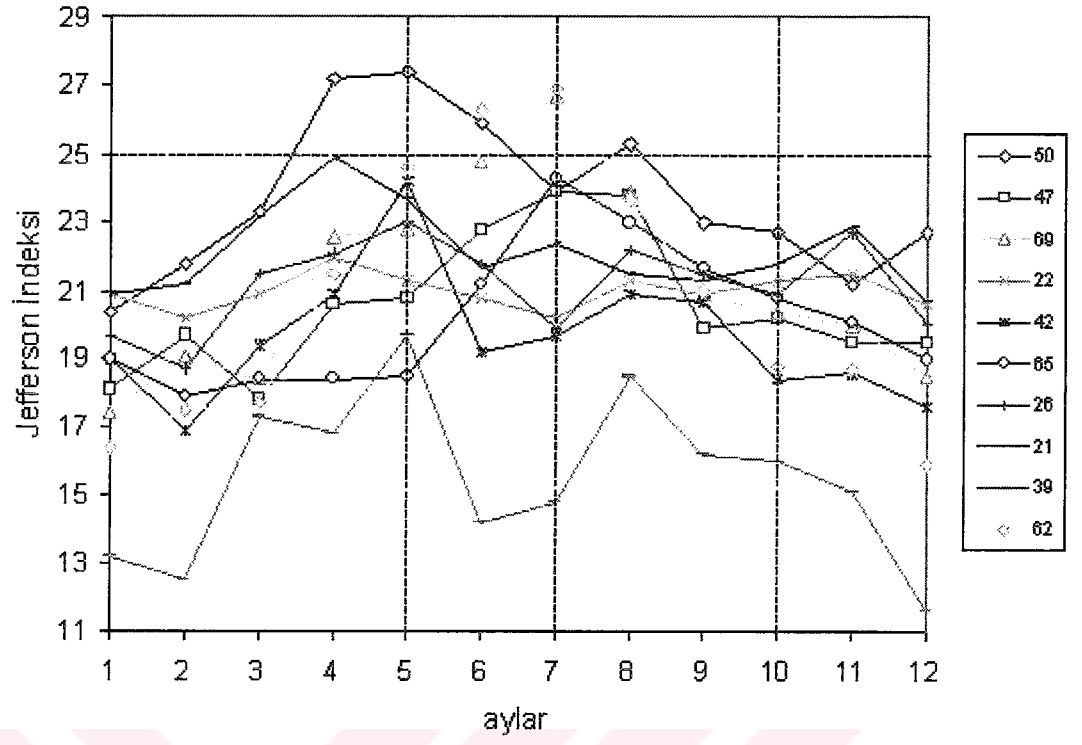
Şekil 5.17. 500 mb Eşdeğer potansiyel sıcaklık (düz çizgi) ($^{\circ}\text{C}$) ve bağıl nem (%) değerleri
c) Ağustos, d) Ekim ayı ortalamaları.



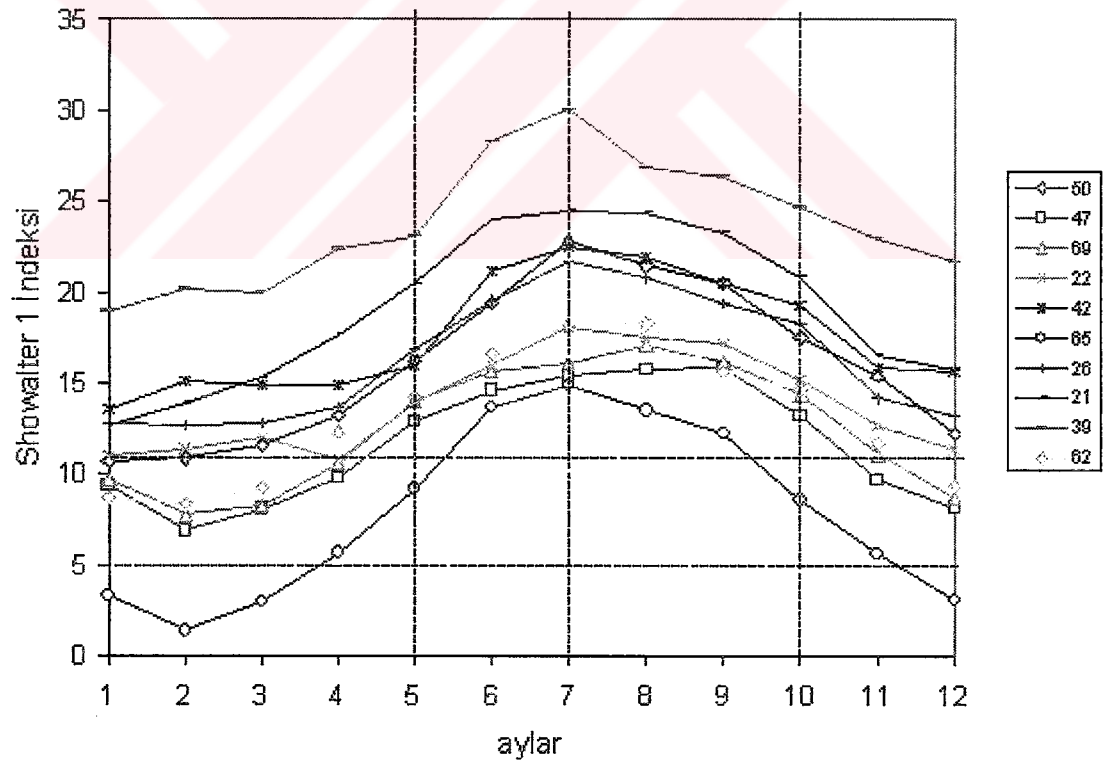
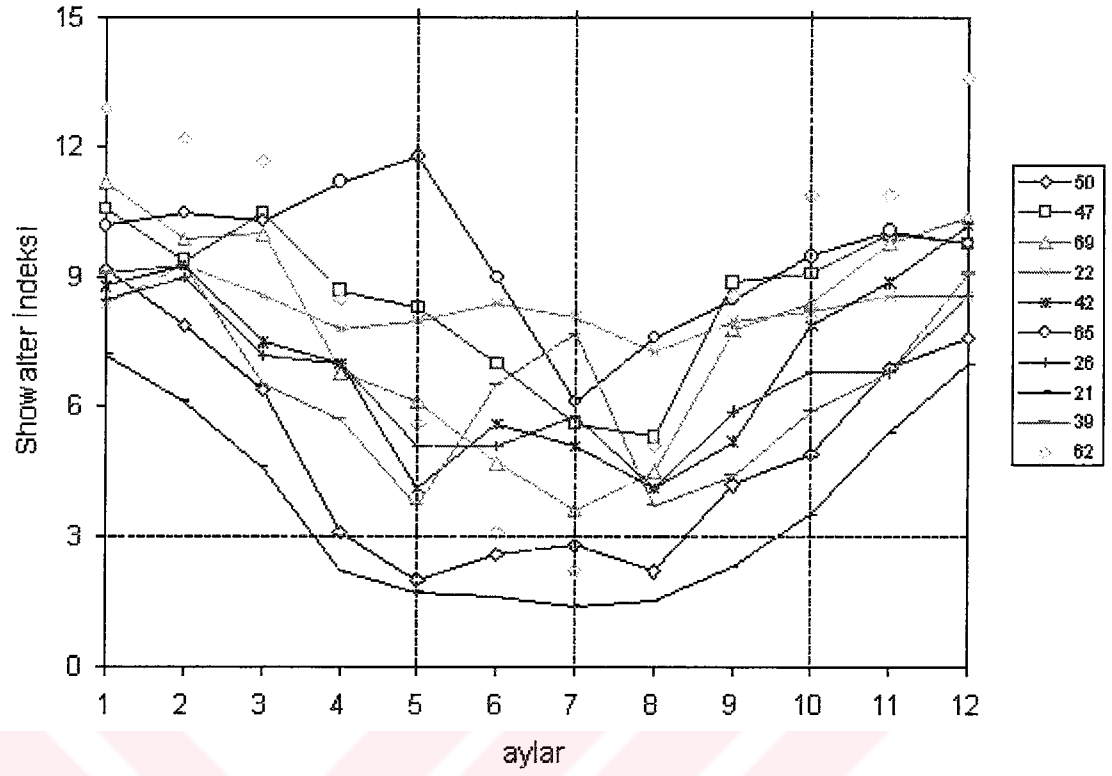
Şekil 5.18.a. Kararsızlık indekslerinin temsili istasyonlar için aylık dağılımı.



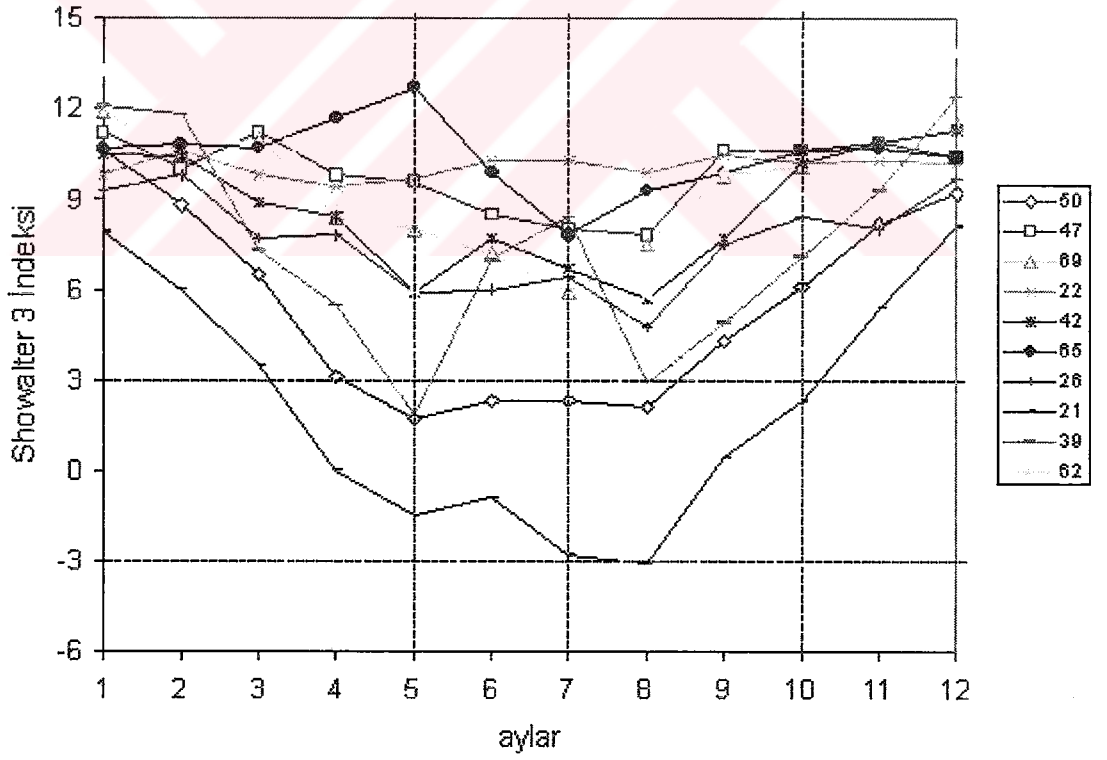
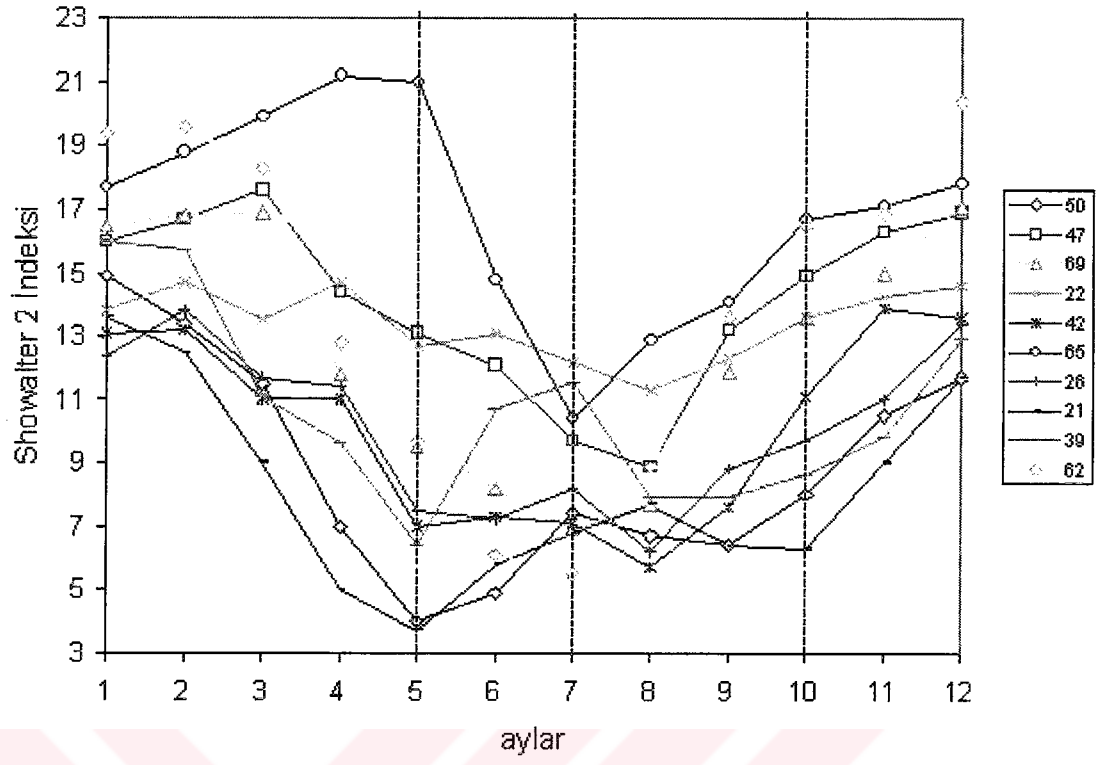
Şekil 5.18.b. Kararsızlık indekslerinin temsili istasyonlar için aylık dağılımı.



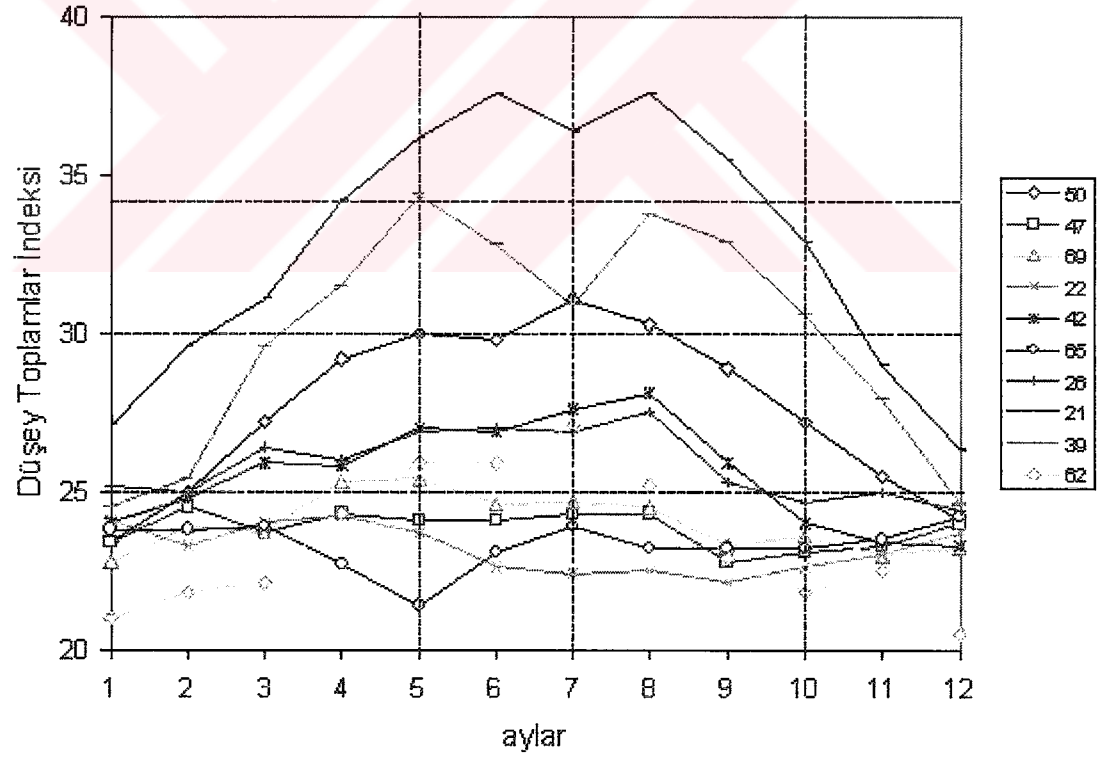
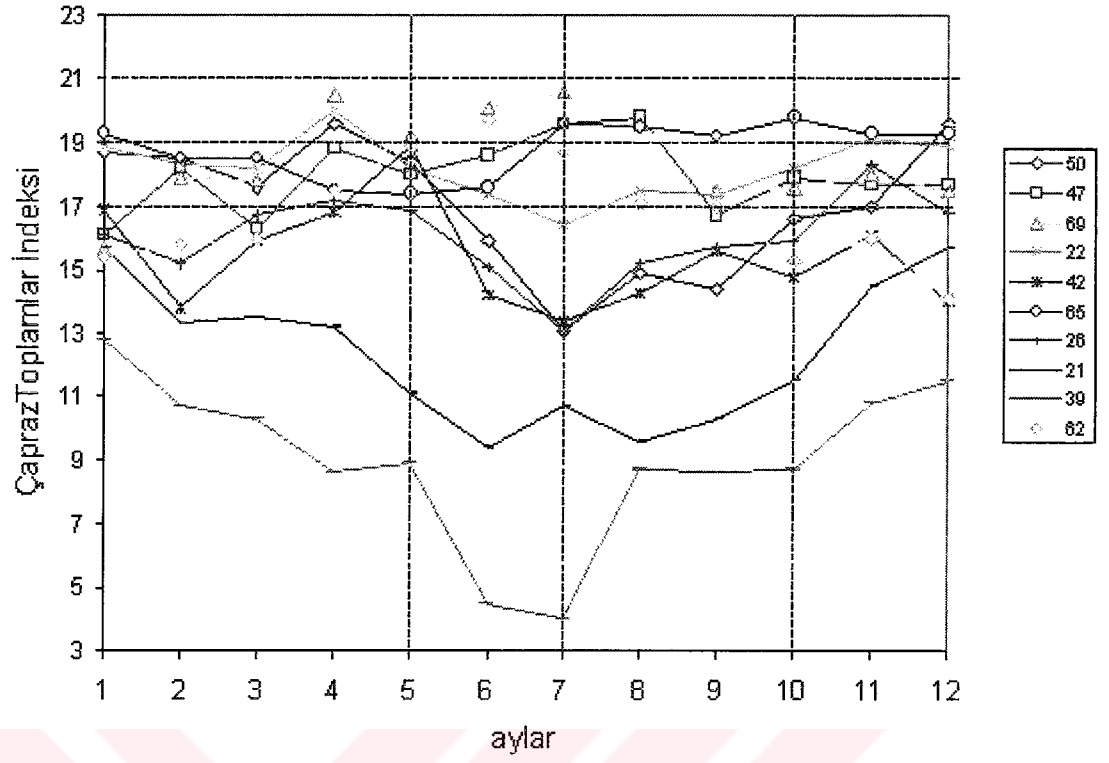
Şekil 5.18.c. Kararsızlık indekslerinin temsili istasyonlar için aylık dağılımı.



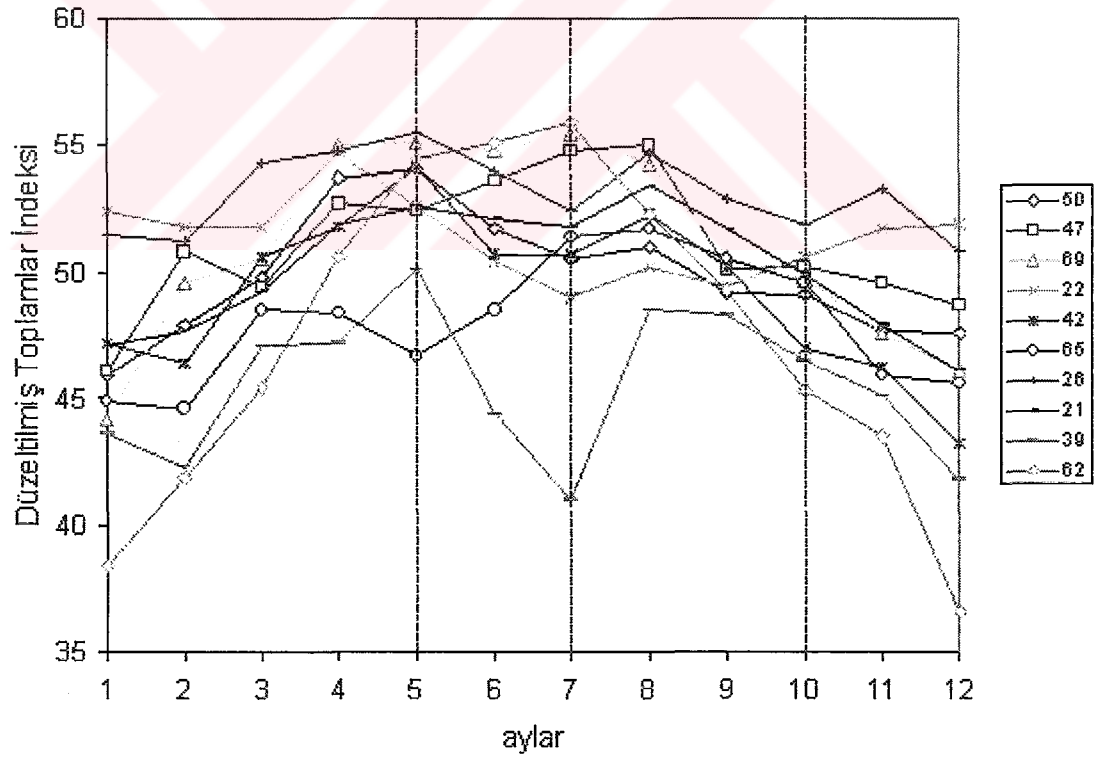
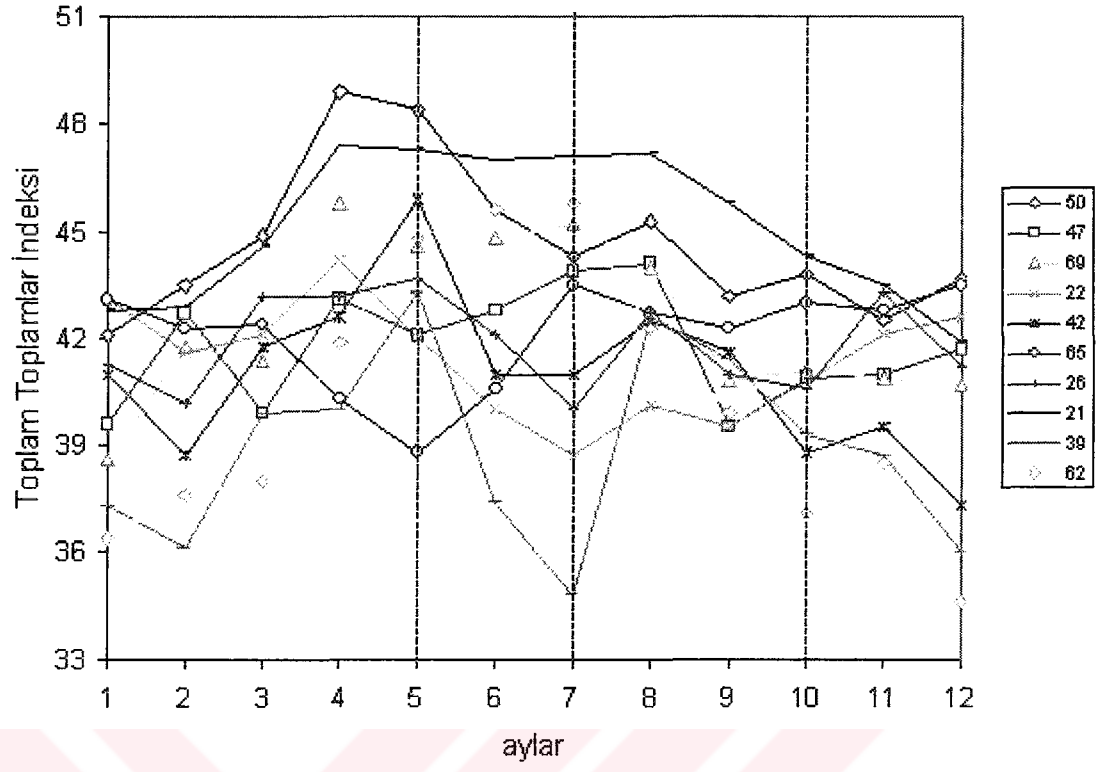
Şekil 5.18.d. Kararsızlık indekslerinin temsili istasyonlar için aylık dağılımı.



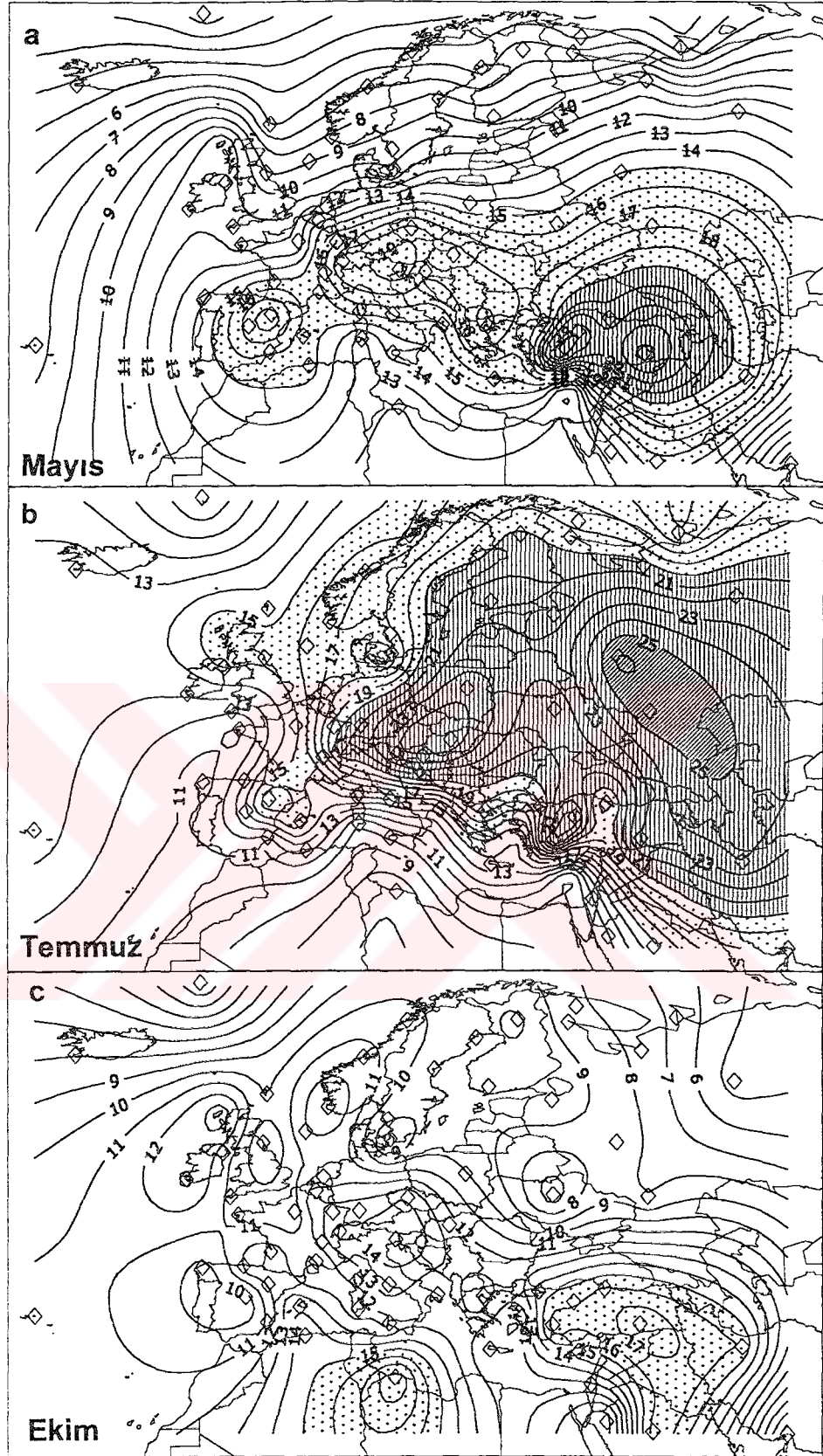
Şekil 5.18.e. Kararsızlık indekslerinin temsili istasyonlar için aylık dağılımı.



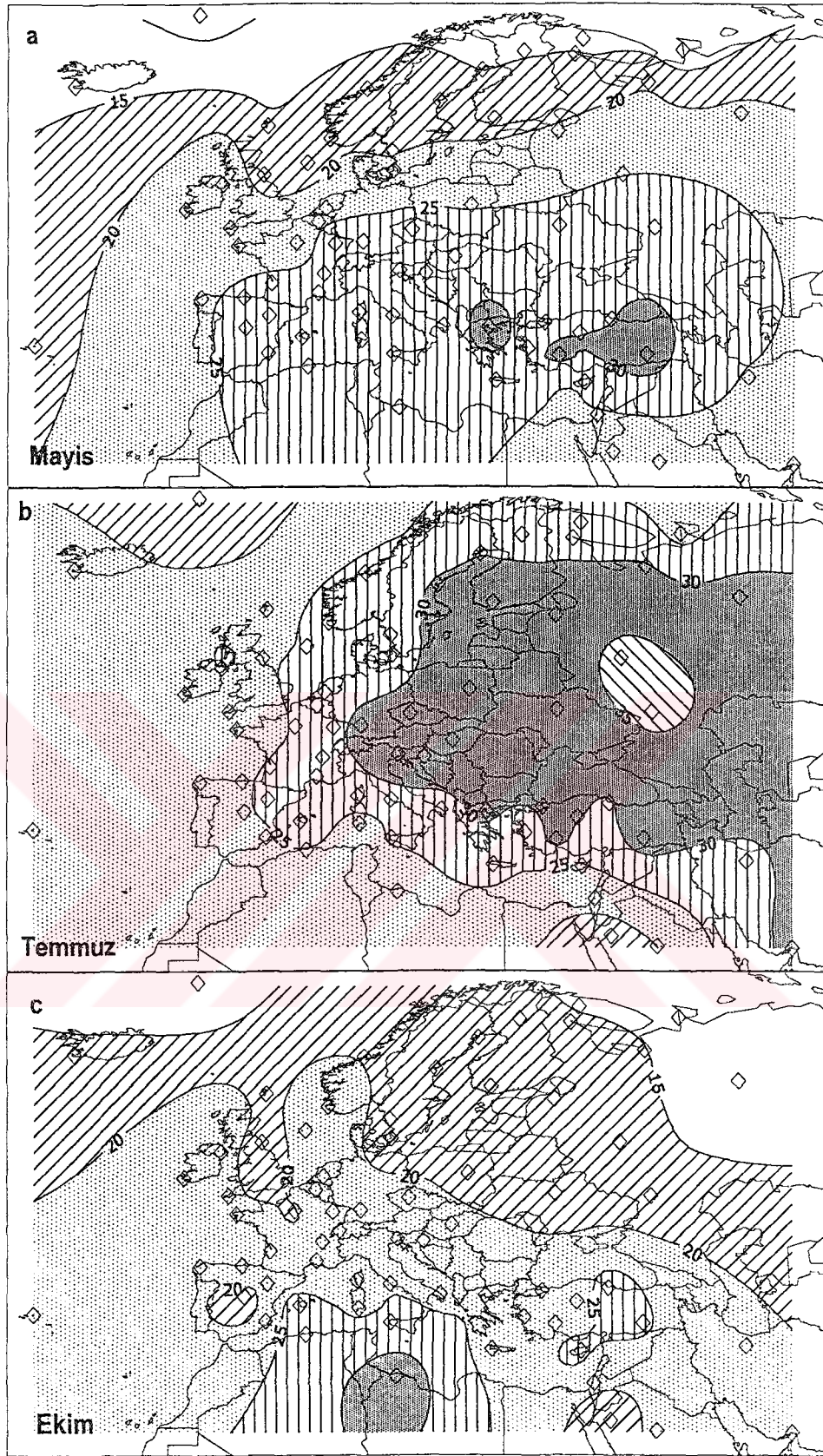
Şekil 5.18.f. Kararsızlık indekslerinin temsili istasyonlar için aylık dağılımı.



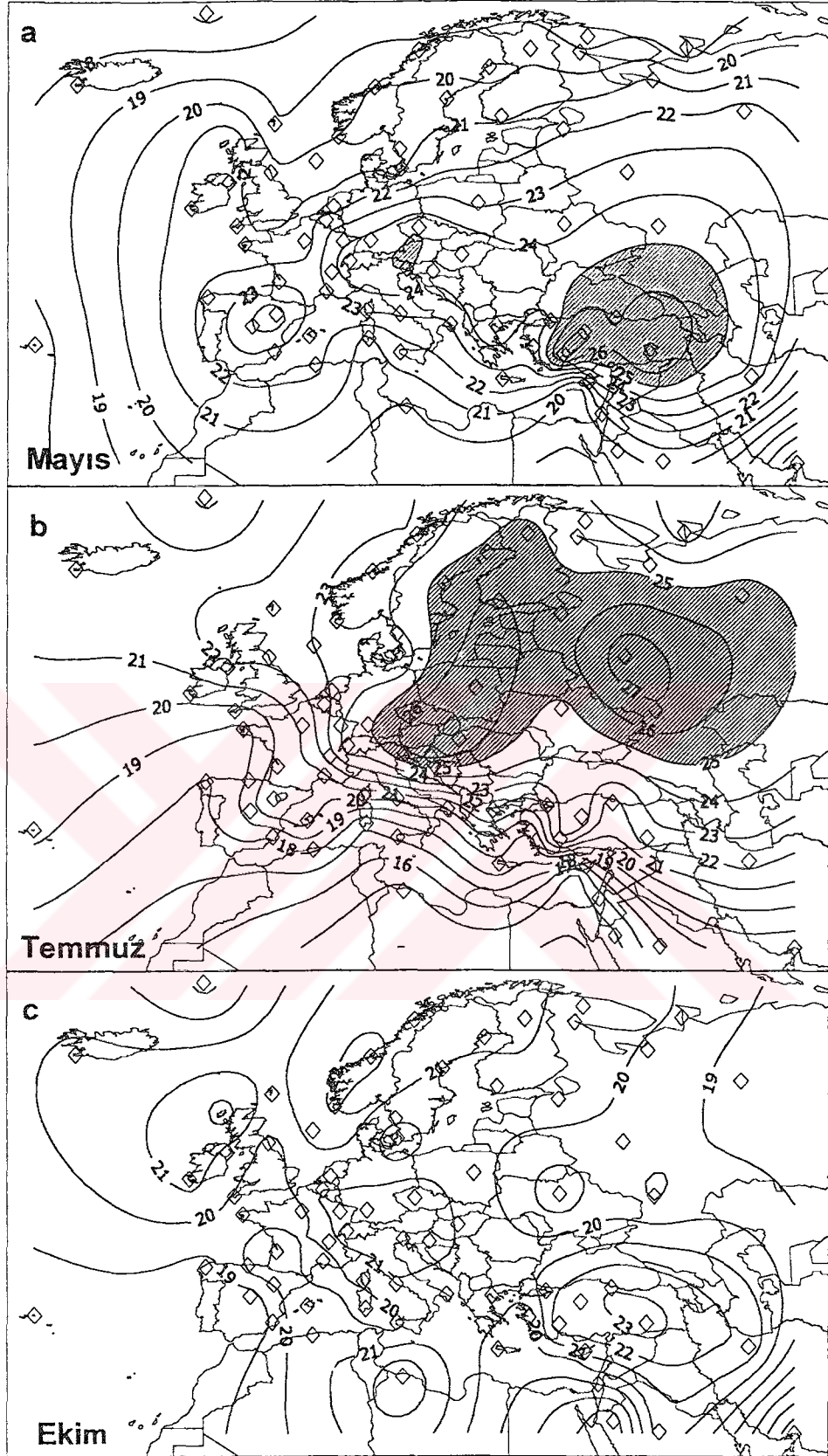
Şekil 5.18.g. Kararsızlık indekslerinin temsili istasyonlar için aylık dağılımı.



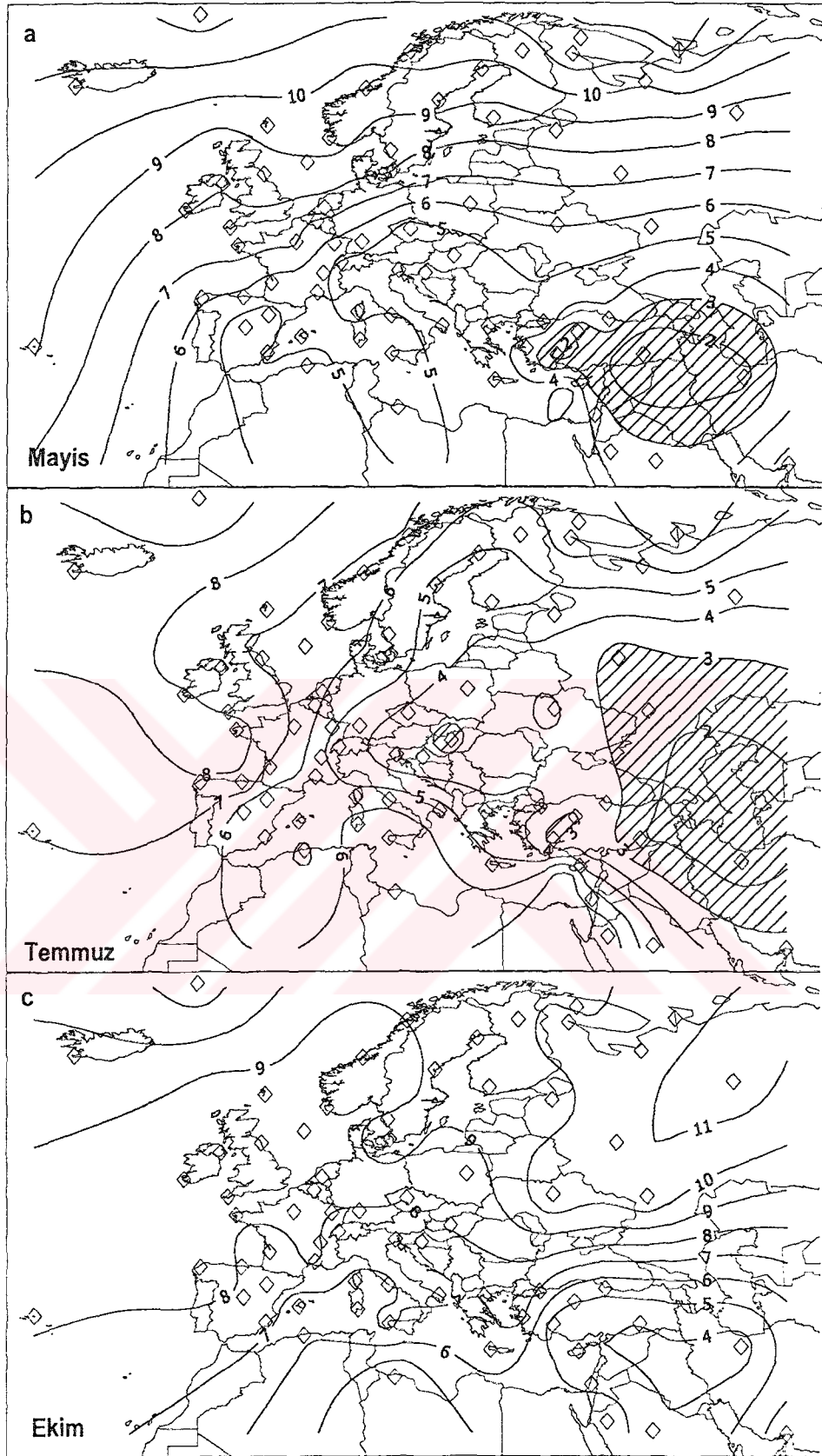
Şekil 5.19. K İndeksi a)Mayıs, b)Temmuz, c)Ekim ayı ortalamaları.
Noktalı alanlar %20, dik çizgiler %20-40, eğik çizgi %40-60 oraj potansiyelini göstermektedir.



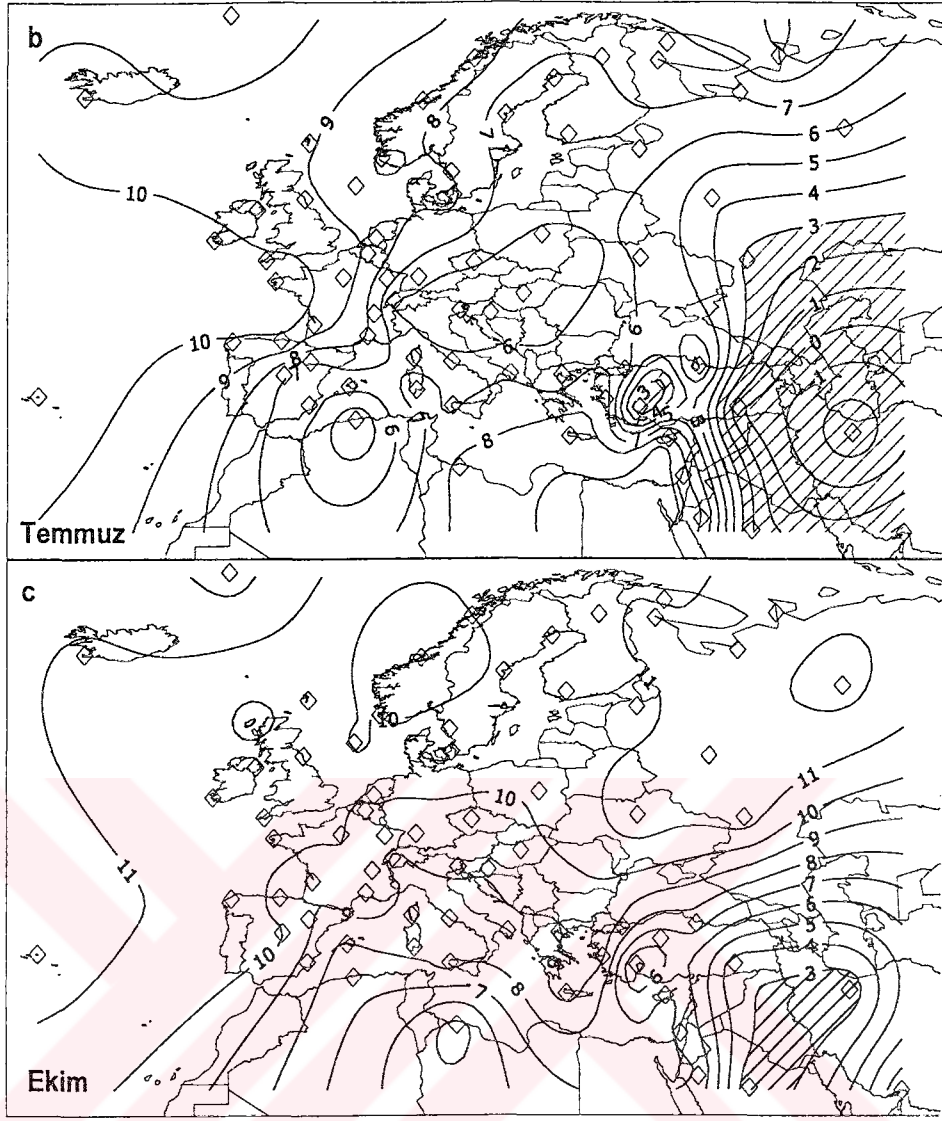
Şekil 5.20. Düzeltilmiş K İndeksi a)Mayıs, b)Temmuz, c)Ekim ayı ortalamaları. Sağa yatık çizgiler %20, seyrek noktalar %20-40, dik çizgiler %40-60, sık noktalar %60-80, sola yatık çizgiler %80-90 oraj potansiyelini göstermektedir.



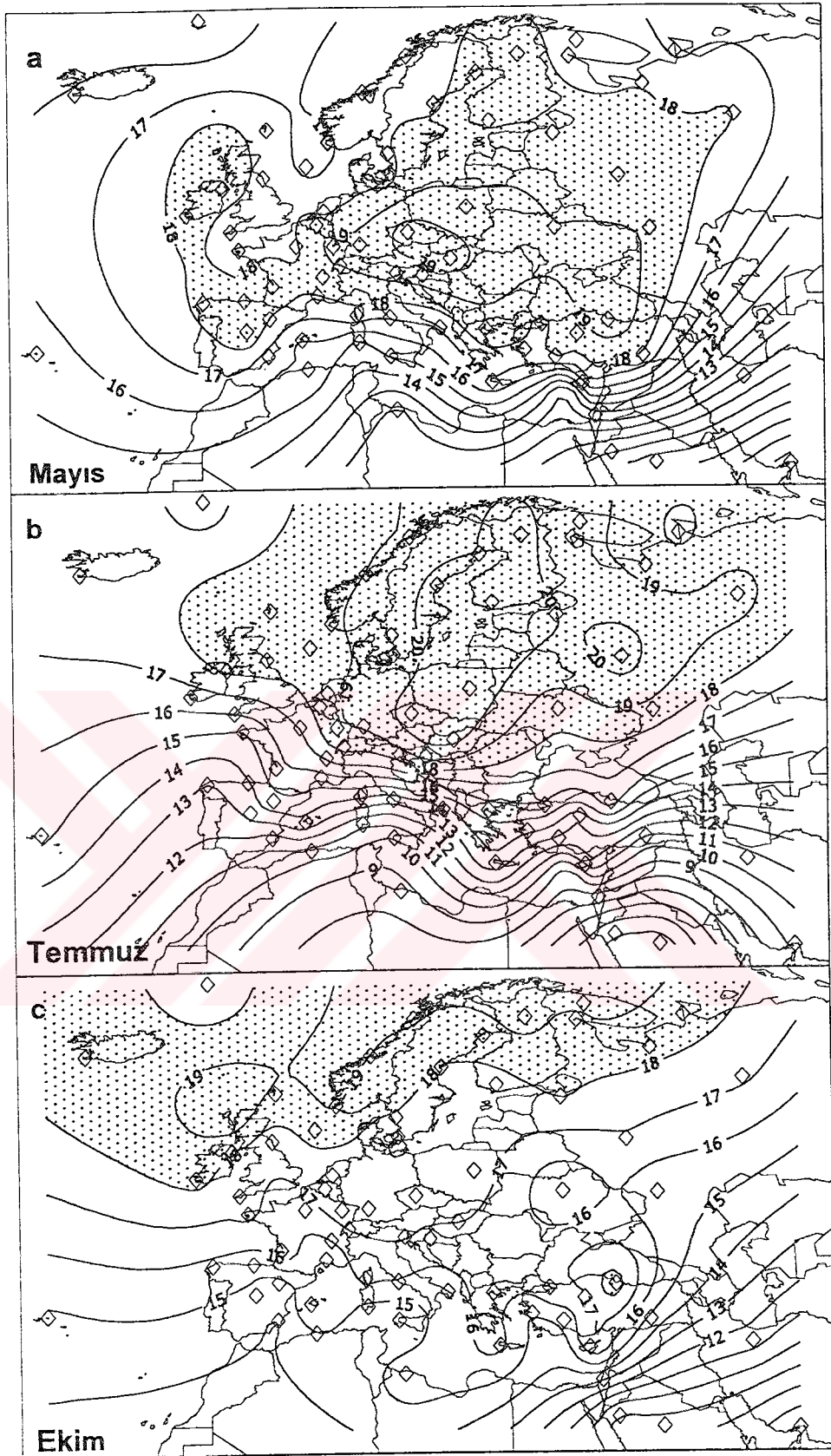
Şekil 5.21. Jefferson İndeksi a)Mayıs, b)Temmuz, c)Ekim ayı ortalamaları. Taralı alanlar kararsızlık bölgelerini göstermektedir.



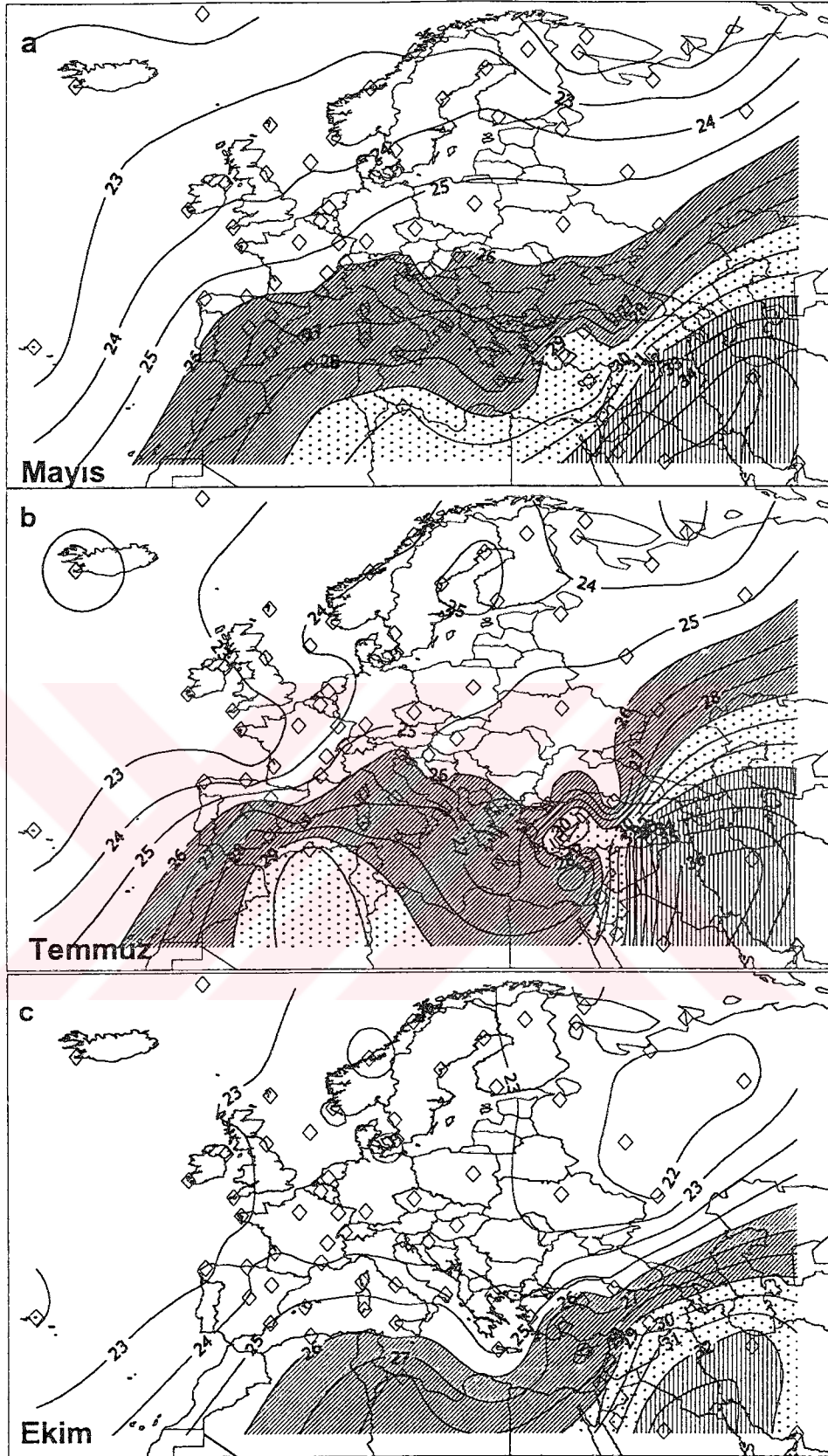
Şekil 5.22. Showalter İndeksi a)Mayıs, b)Temmuz, c)Ekim ayı ortalamaları. Taralı alanlar sağanak yağış ve oraj ihtimali olan bölgeleri göstermektedir.



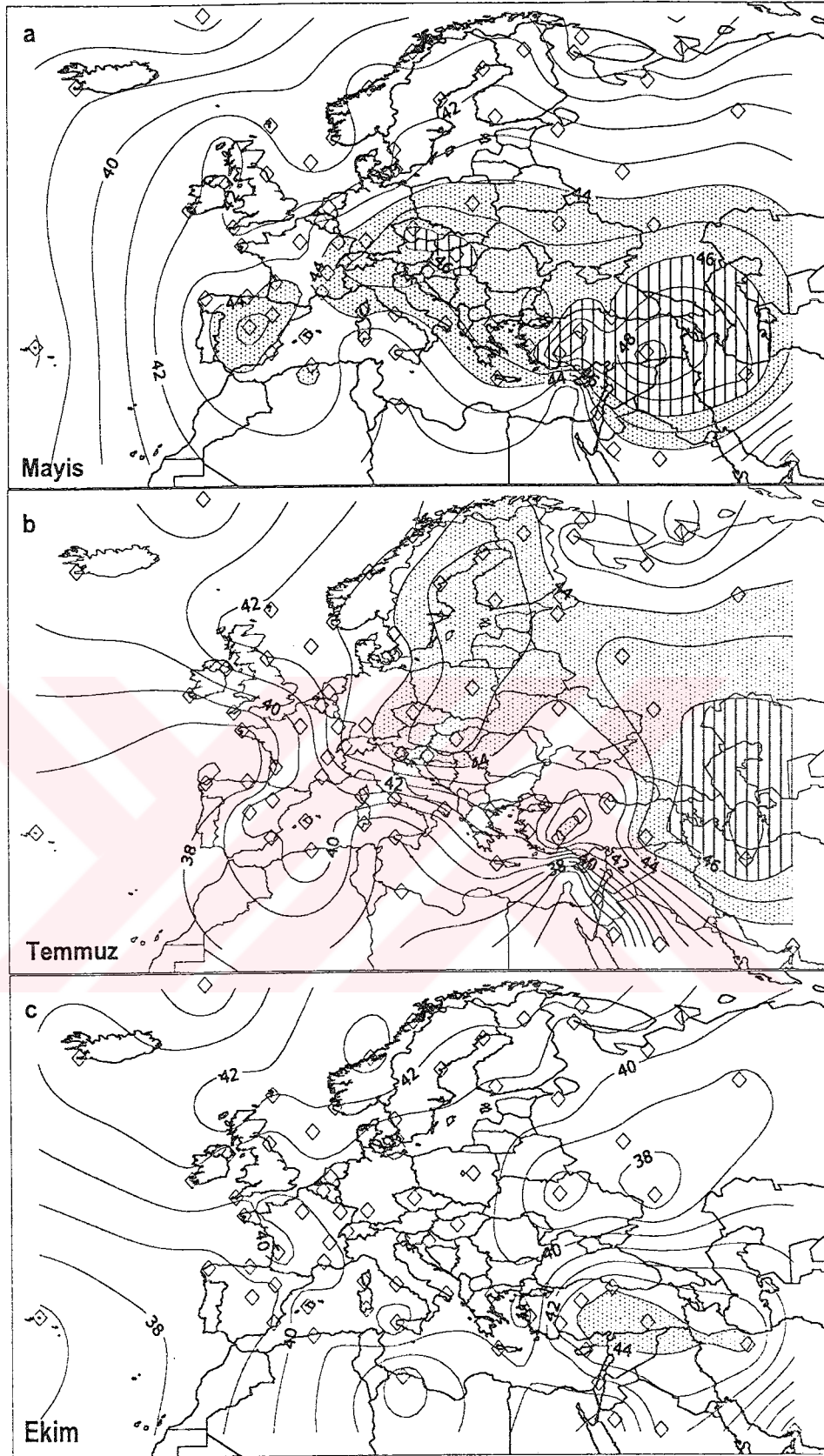
Şekil 5.23. Showalter-3 İndeksi a)Mayıs, b)Temmuz, c)Ekim ayı ortalamaları. Taralı alanlar sağanak yağış ve oraj ihtimali olan bölgeleri göstermektedir.



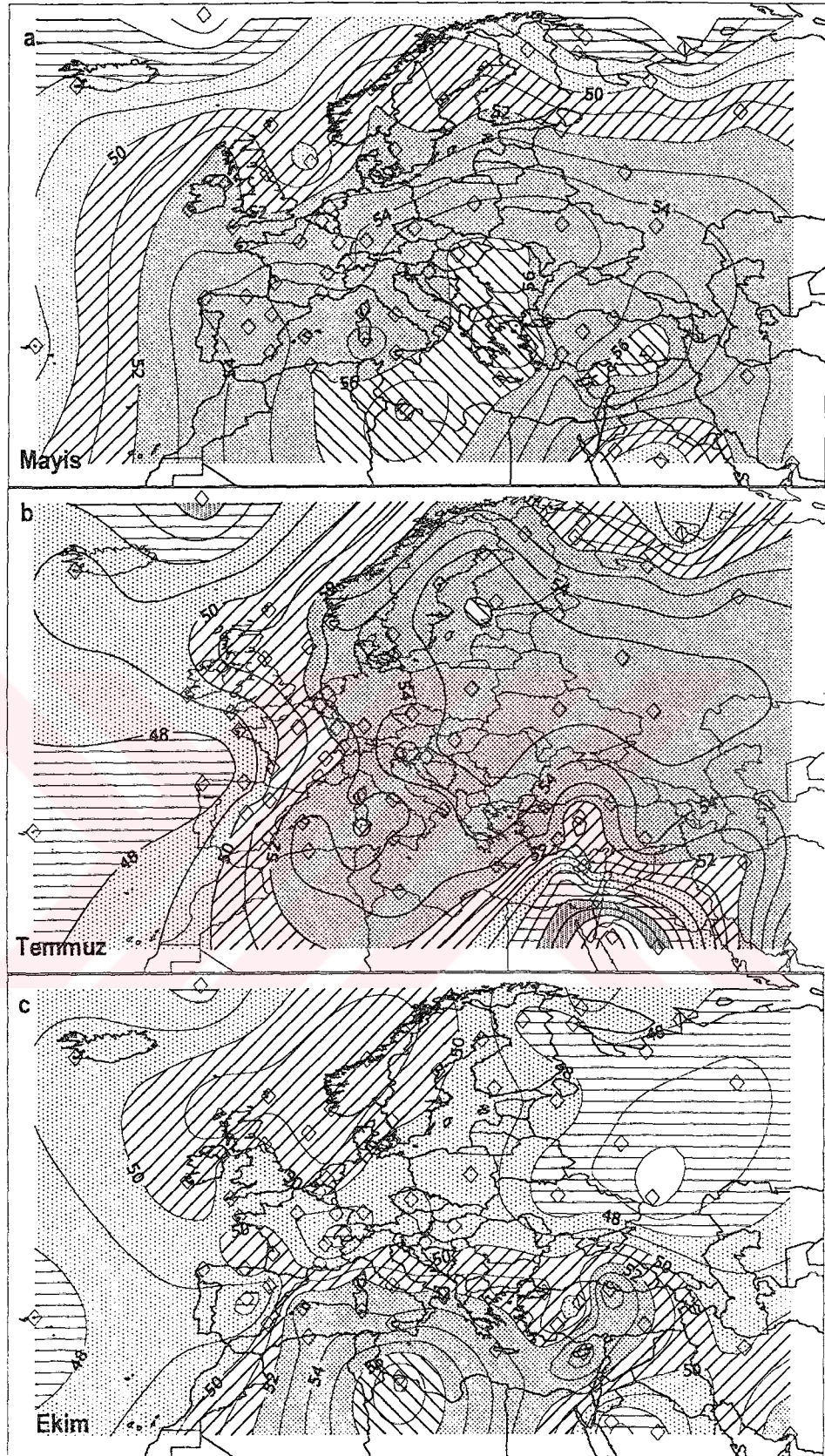
Şekil 5.24. Çapraz Toplamlar İndeksi a) Mayıs, b) Temmuz, c) Ekim ayı ortalamaları. Noktalı alanlar dağınık birkaç oraj ihtimali olan bölgeleri göstermektedir.



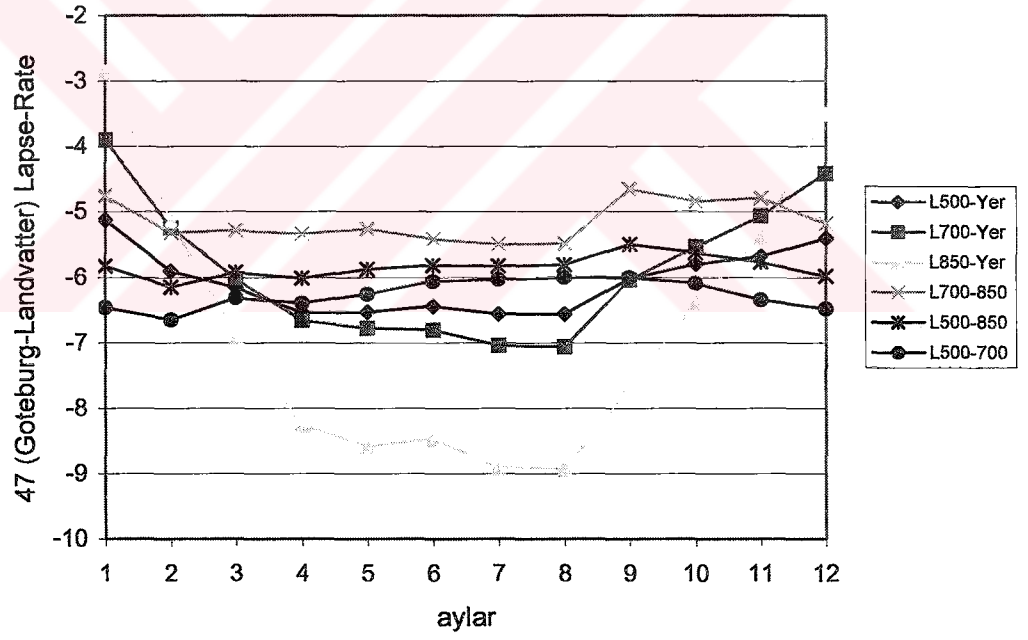
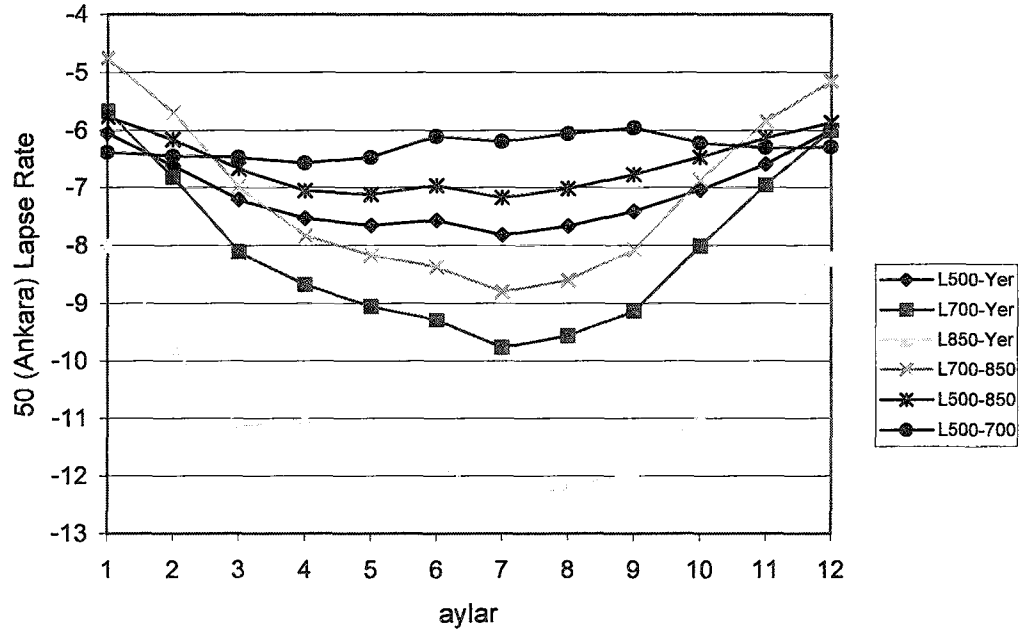
Şekil 5.25. Düşey Toplamlar İndeksi a)Mayıs, b)Temmuz, c)Ekim ayı ortalamaları. Eğik çizgiler dağınık oraj, noktalı alanlar birkaçı şiddetli hortum/oraj, dik çizgiler çok sayıda oraj oluşma ihtimali olan bölgeleri göstermektedir.



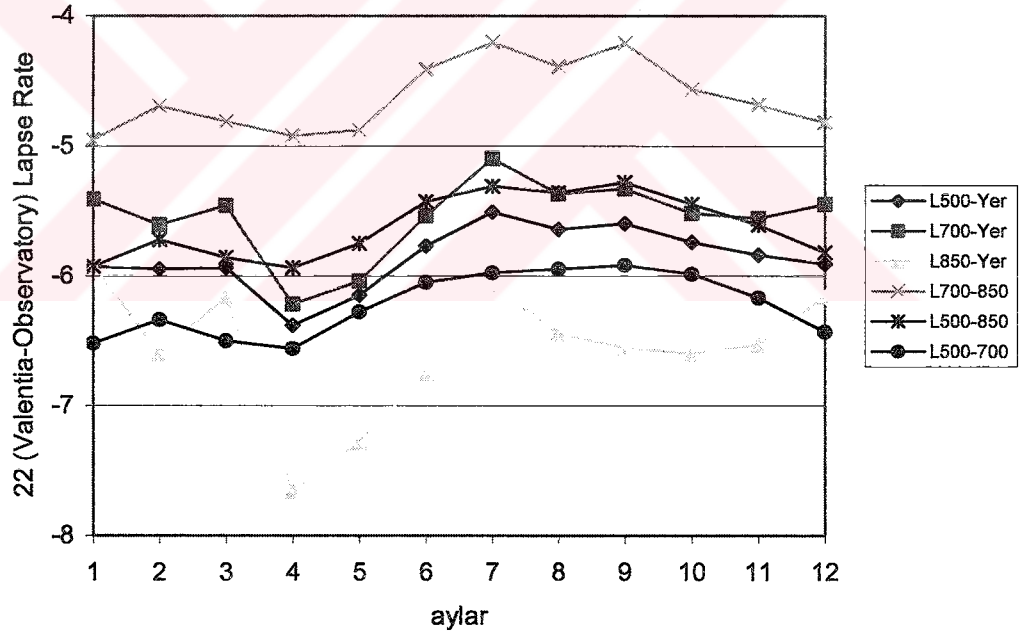
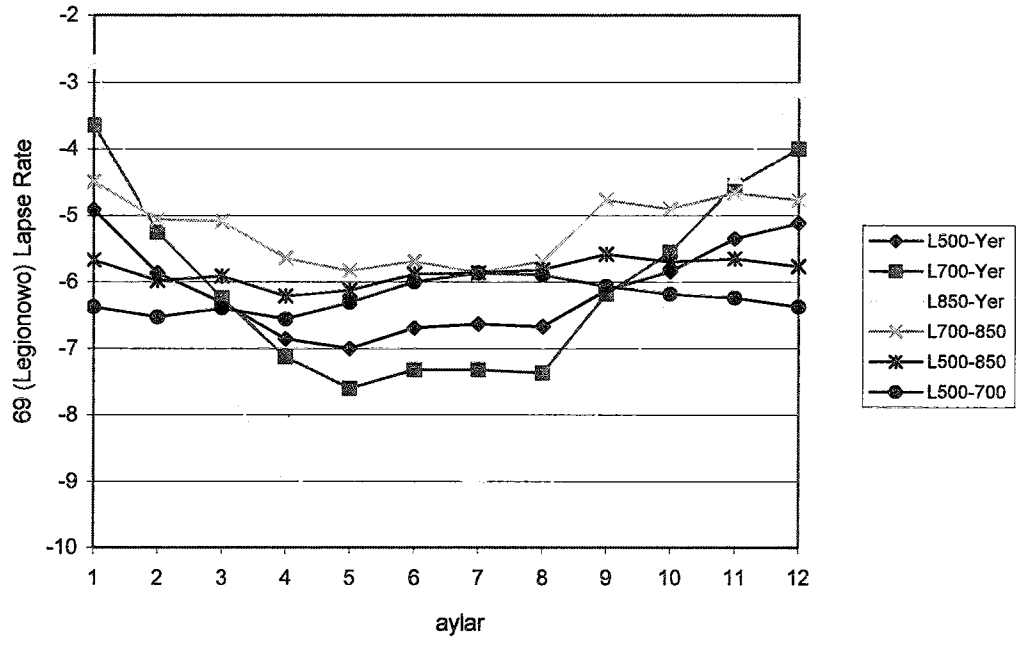
Şekil 5.26. Toplam toplamlar İndeksi a)Mayıs, b)Temmuz, c)Ekim ayı ortalamaları. Noktalı alanlar ayırık birkaç oraj, dik çizgiler dağınık orajların oluşma ihtimali olan bölgeleri göstermektedir.



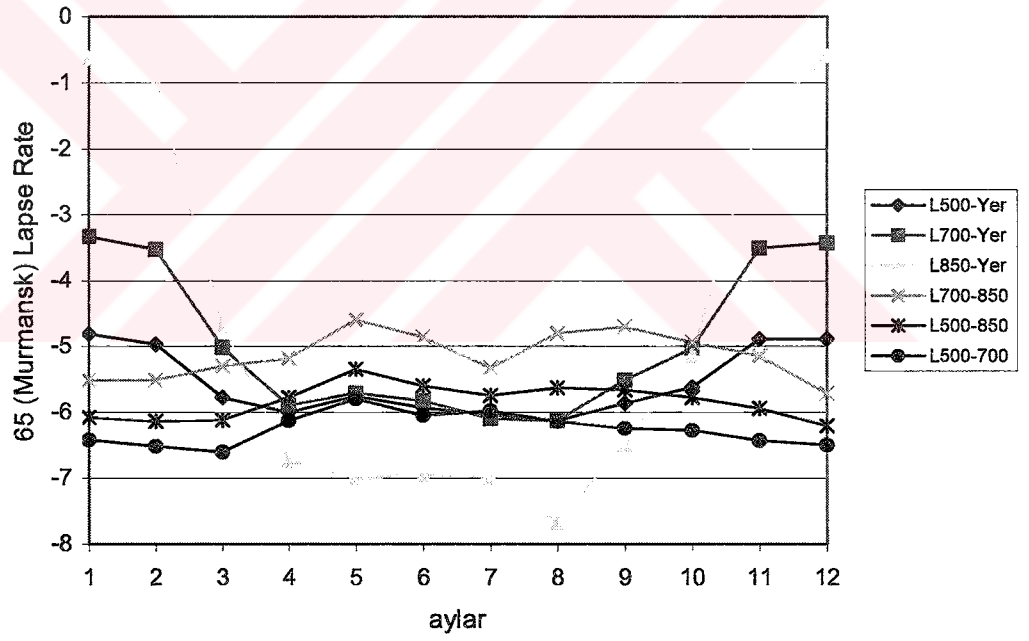
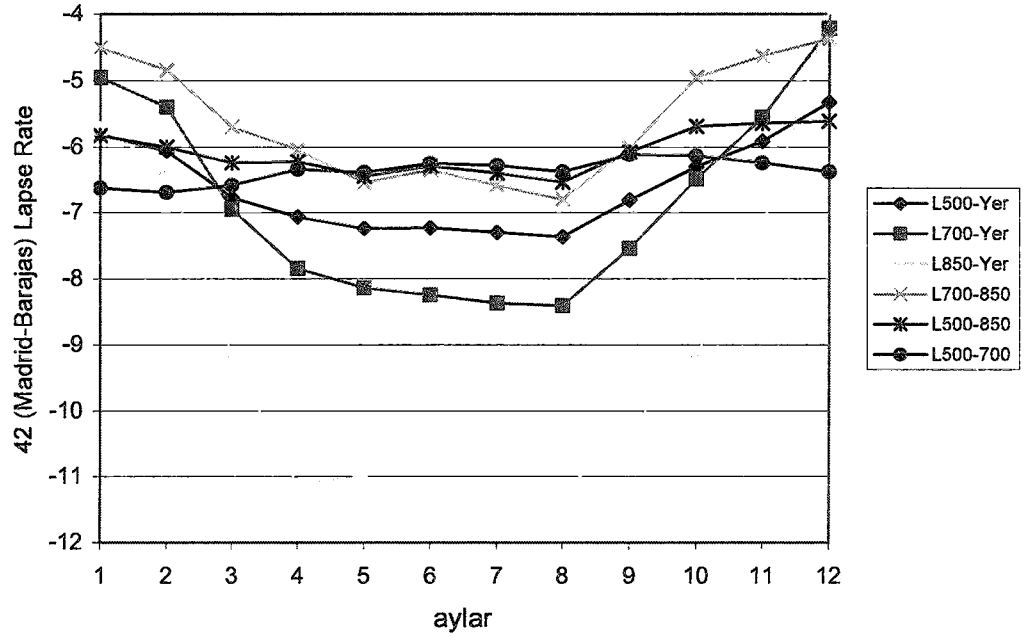
Şekil 5.27. Düzeltmiş Toplam Toplamlar İndeksi a)Mayıs, b)Temmuz, c)Ekim ayı ortalamaları. Yatay çizgiler dağınmık oraj, seyrek noktalar birkaçı şiddetli dağınmık oraj, sağa yatık çizgiler dağınmık orajlar ve ayırık hortum, sık noktalar birkaçı şiddetli çok sayıda dağınmık oraj, sola yatık çizgiler çok sayıda oraj oluşum bölgelerini göstermektedir.



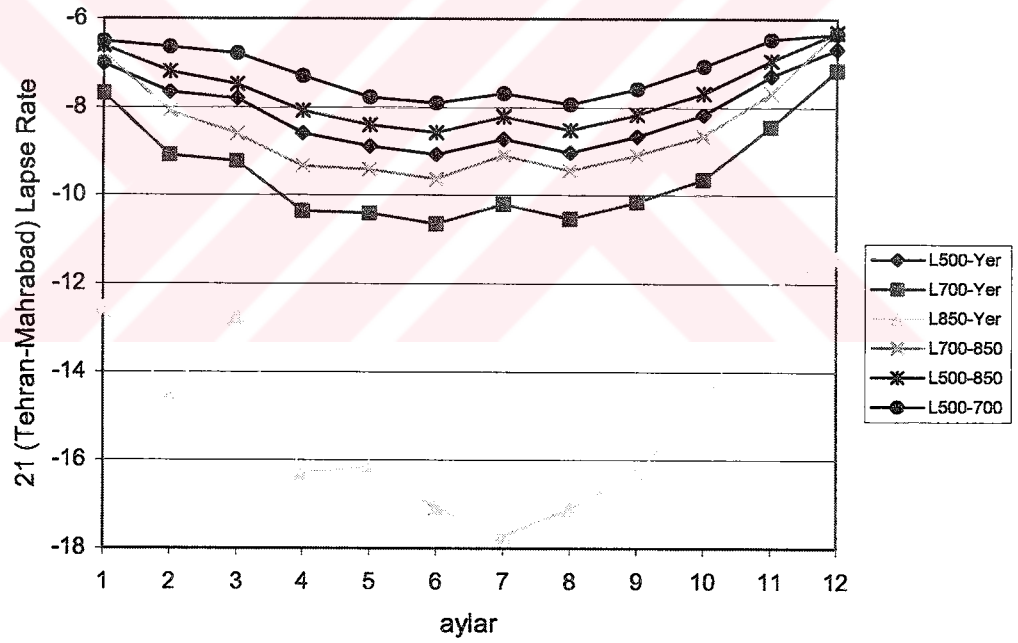
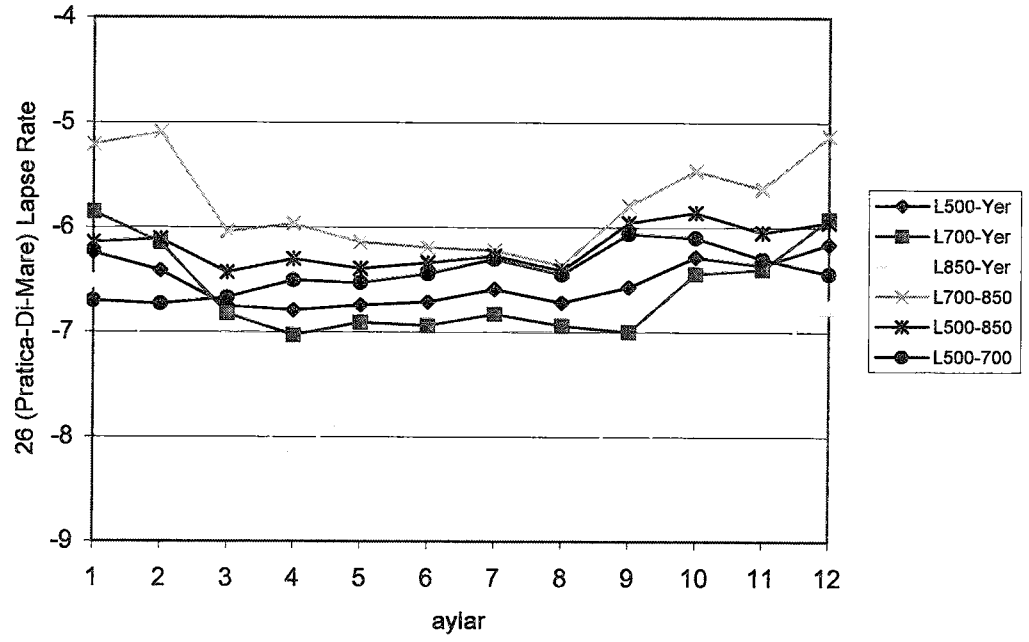
Şekil 5.28.a. İstasyonlara ait aylık ortalama lapse rate değerleri.



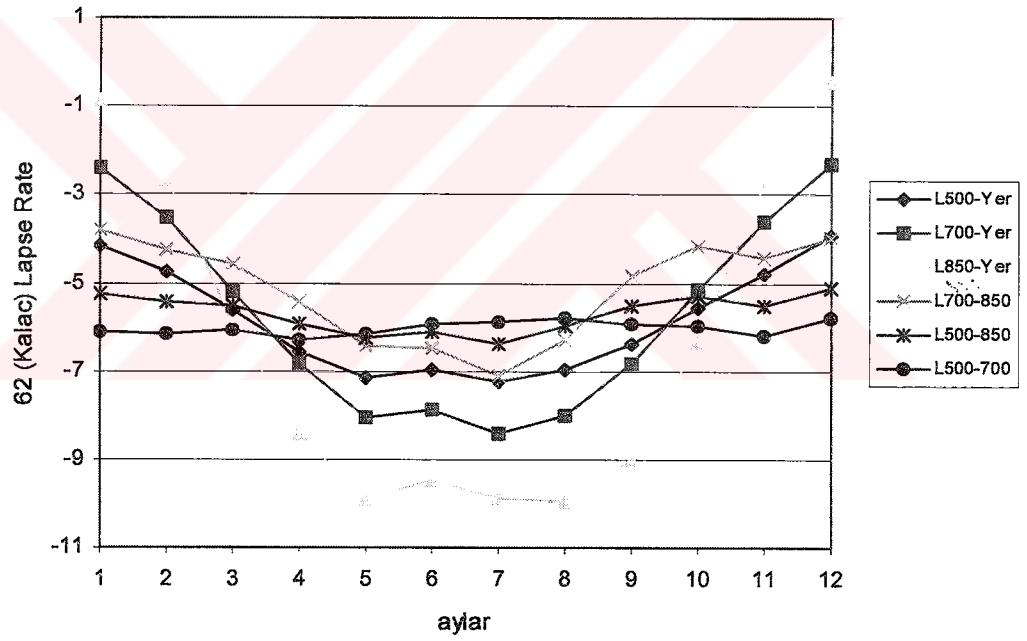
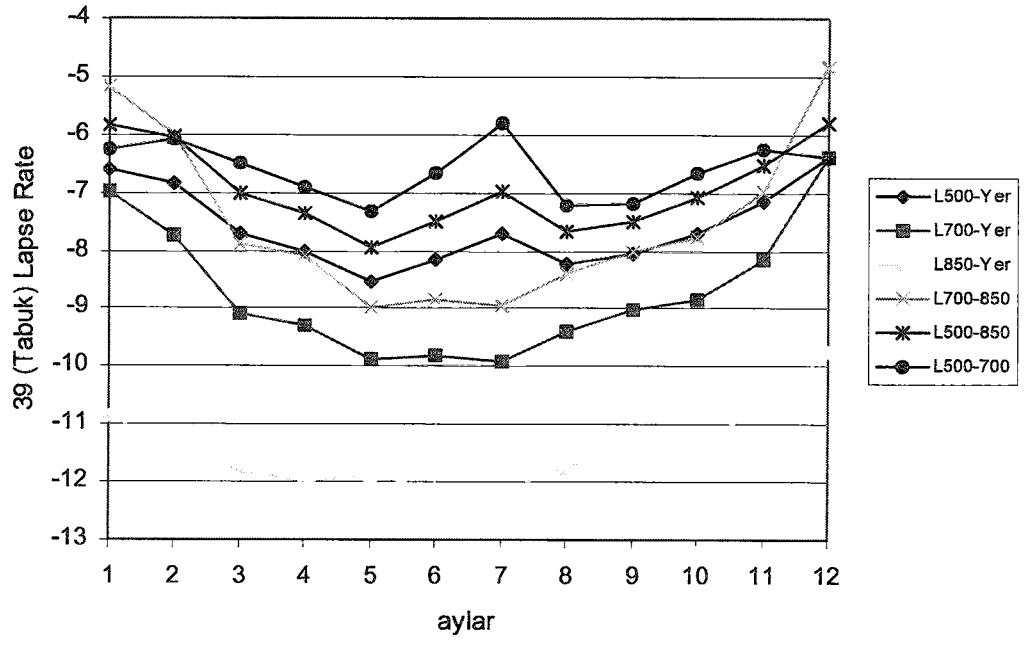
Şekil 5.28.b. İstasyonlara ait aylık ortalama lapse rate değerleri.



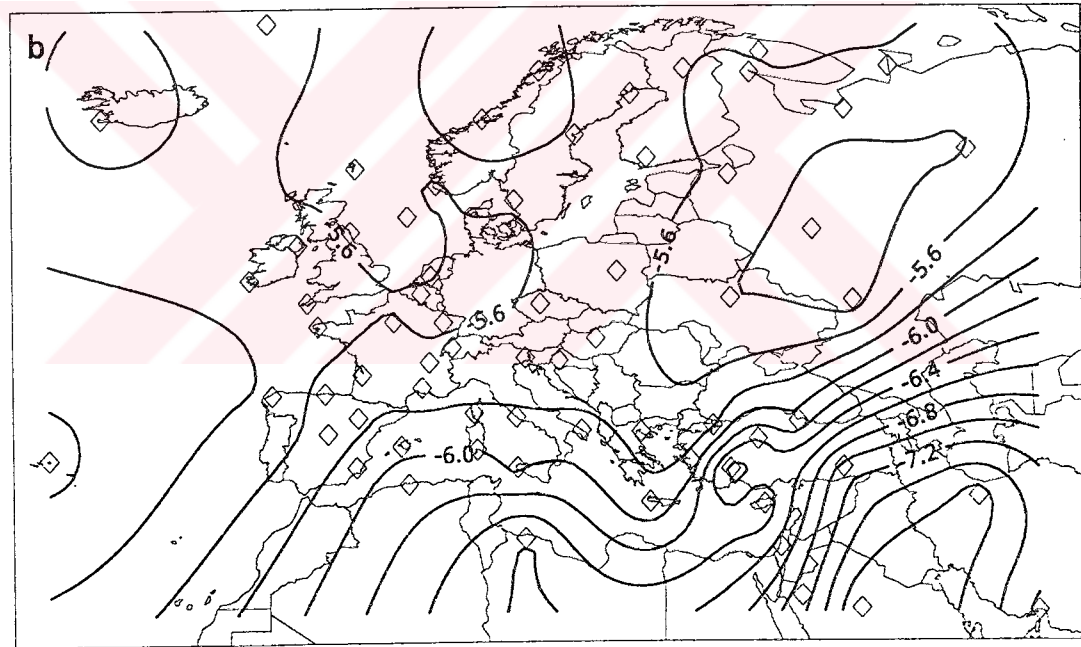
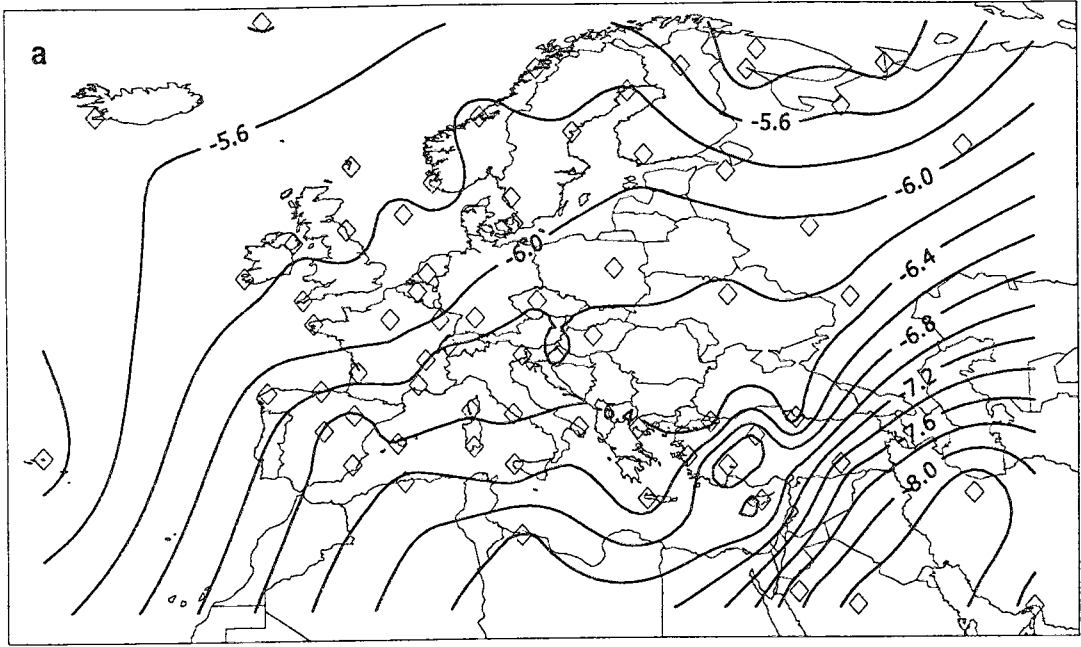
Şekil 5.28.c. İstasyonlara ait aylık ortalama lapse rate değerleri.



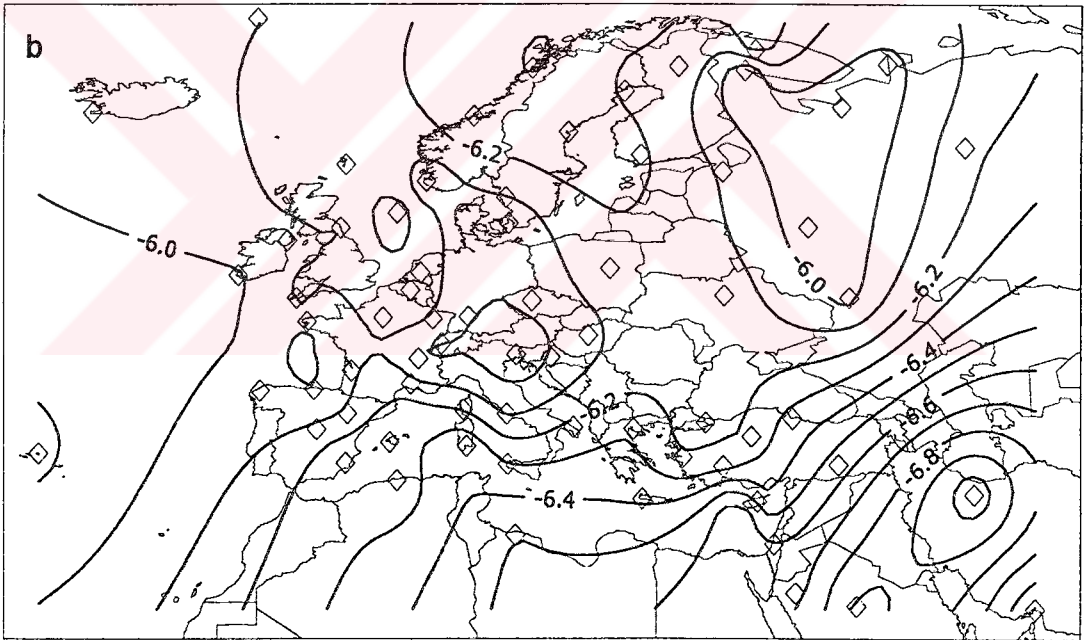
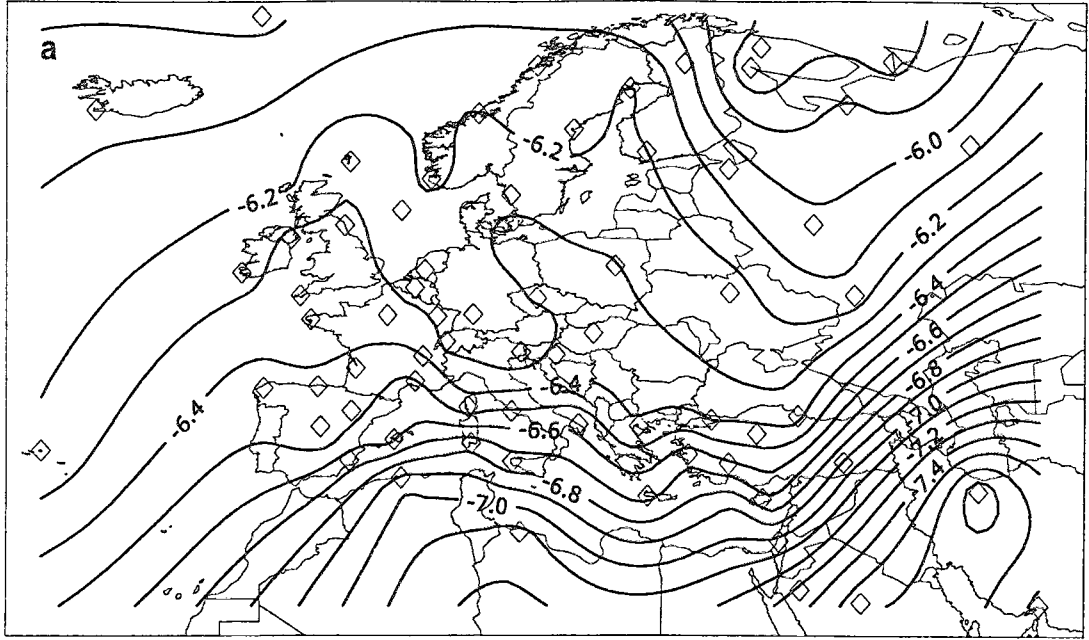
Şekil 5.28.d. İstasyonlara ait aylık ortalama lapse rate değerleri.



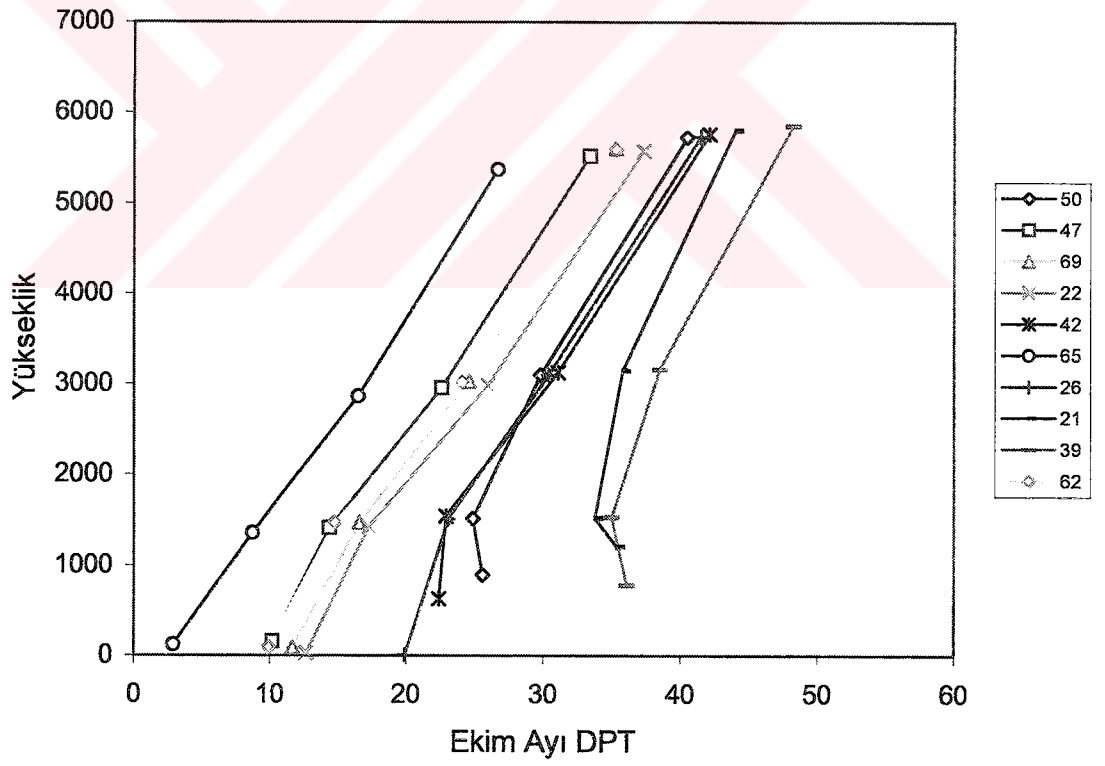
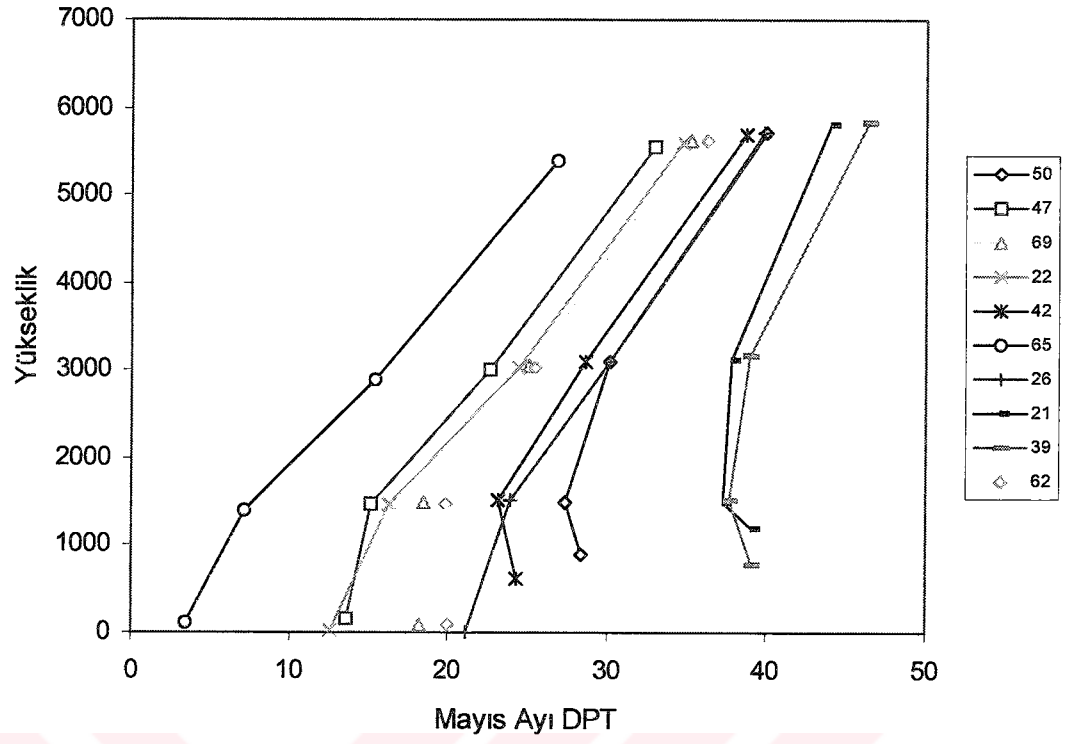
Şekil 5.28.e. İstasyonlara ait aylık ortalama lapse rate değerleri.



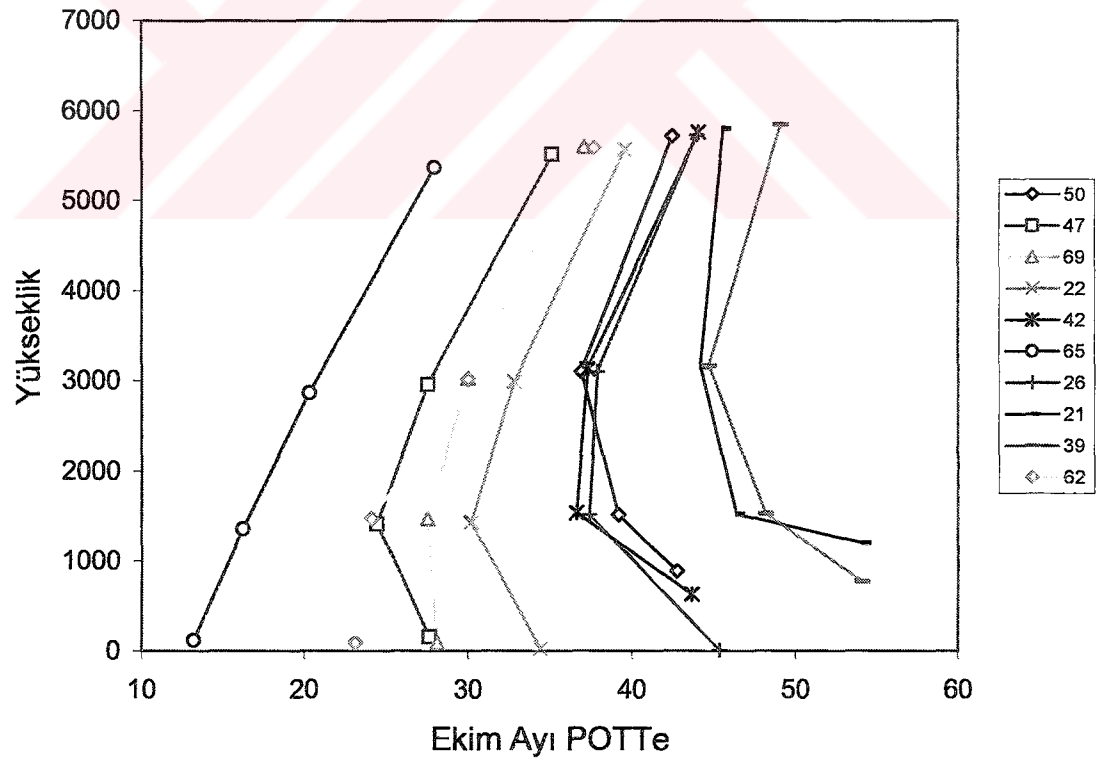
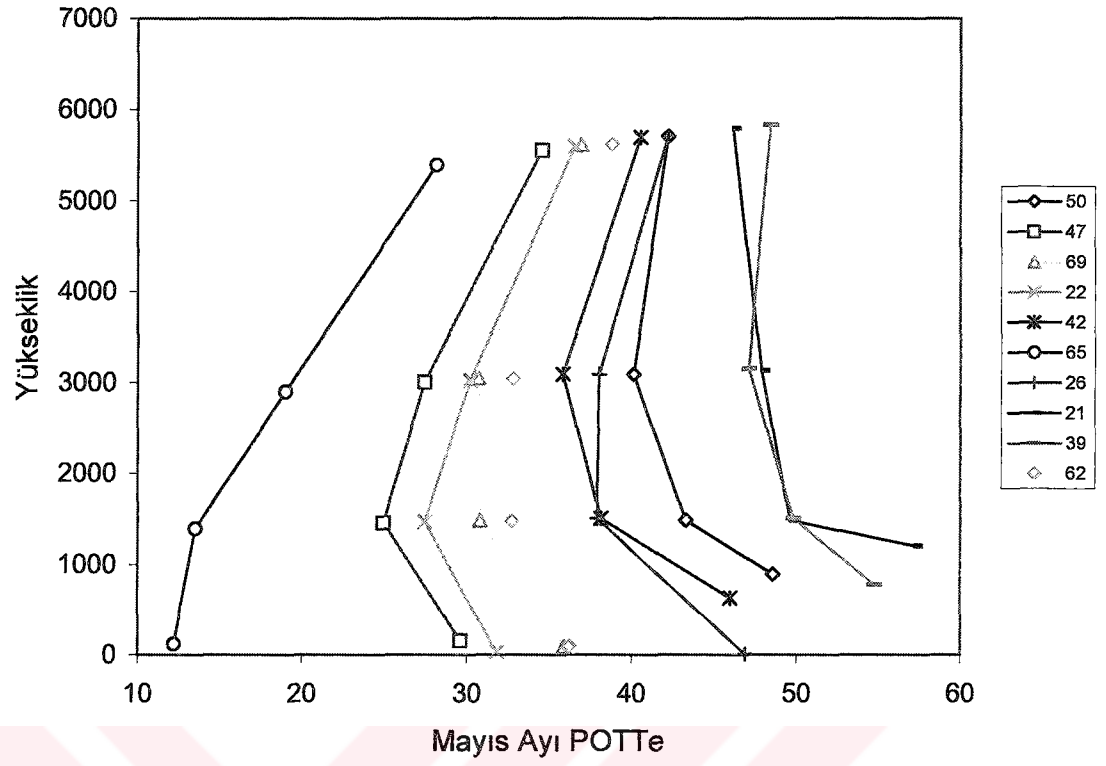
Şekil 5.29. 500-850 mb Lapse rate değerleri a) Mayıs, b) Ekim ayı ortalamaları.



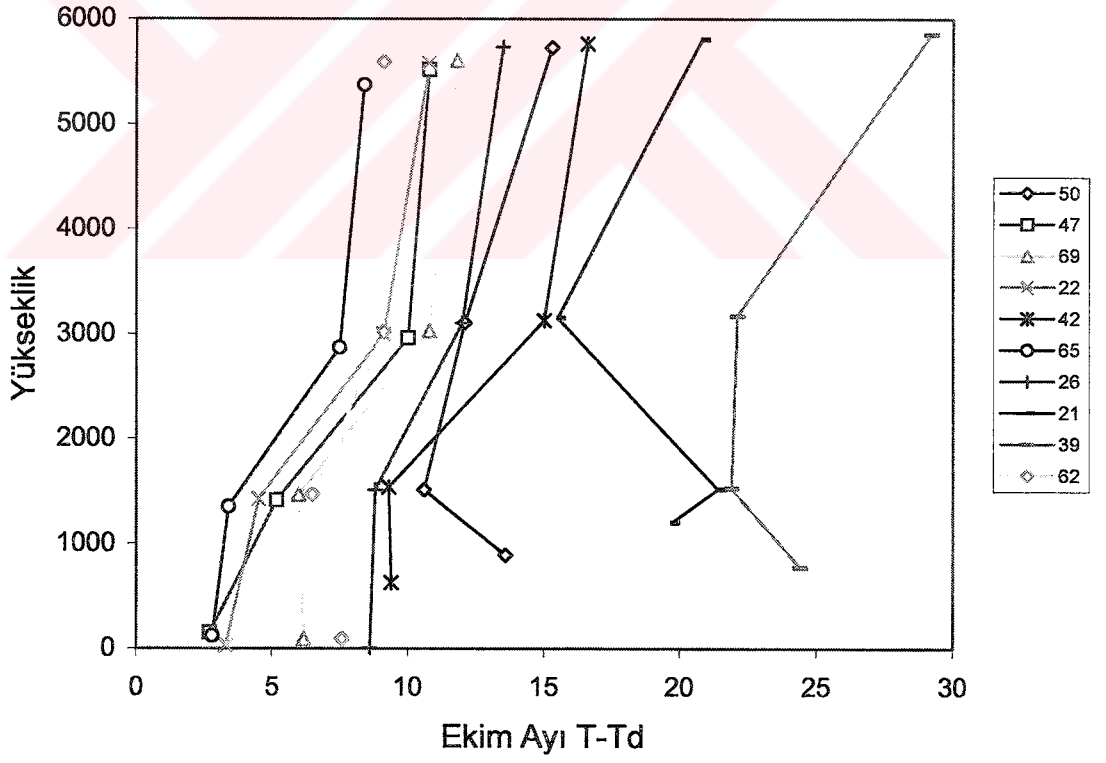
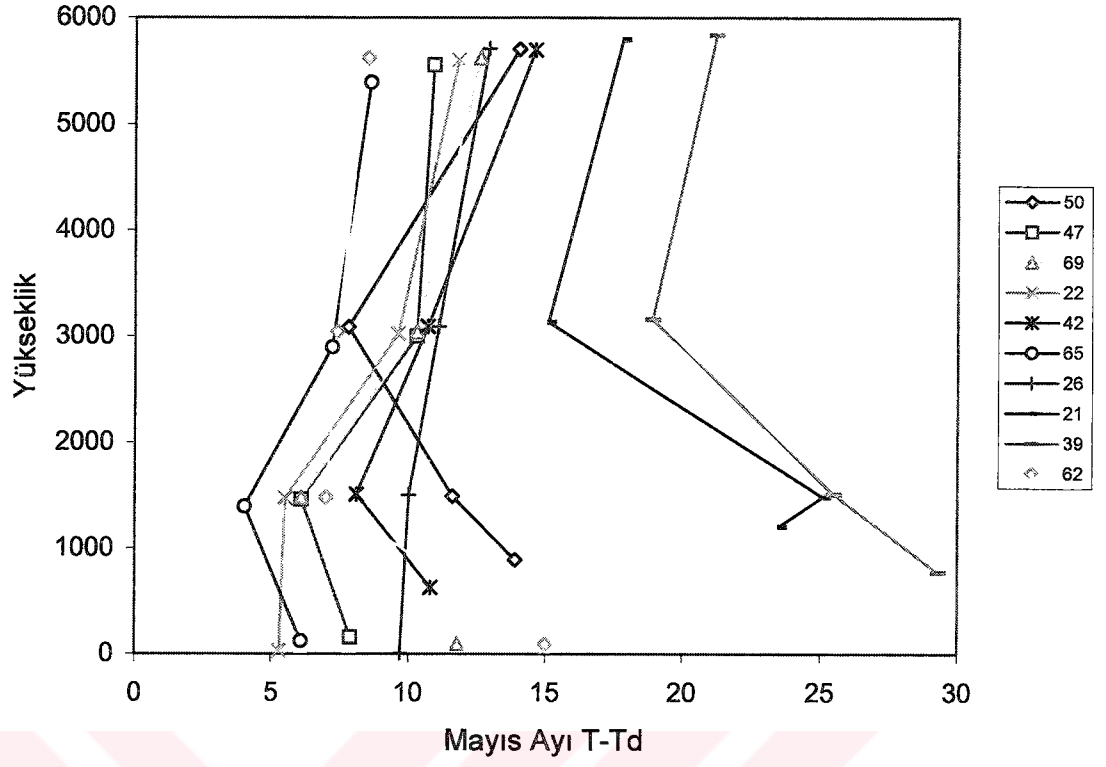
Şekil 5.30. 500-700 mb Lapse rate değerleri a) Mayıs, b) Ekim ayı ortalamaları.



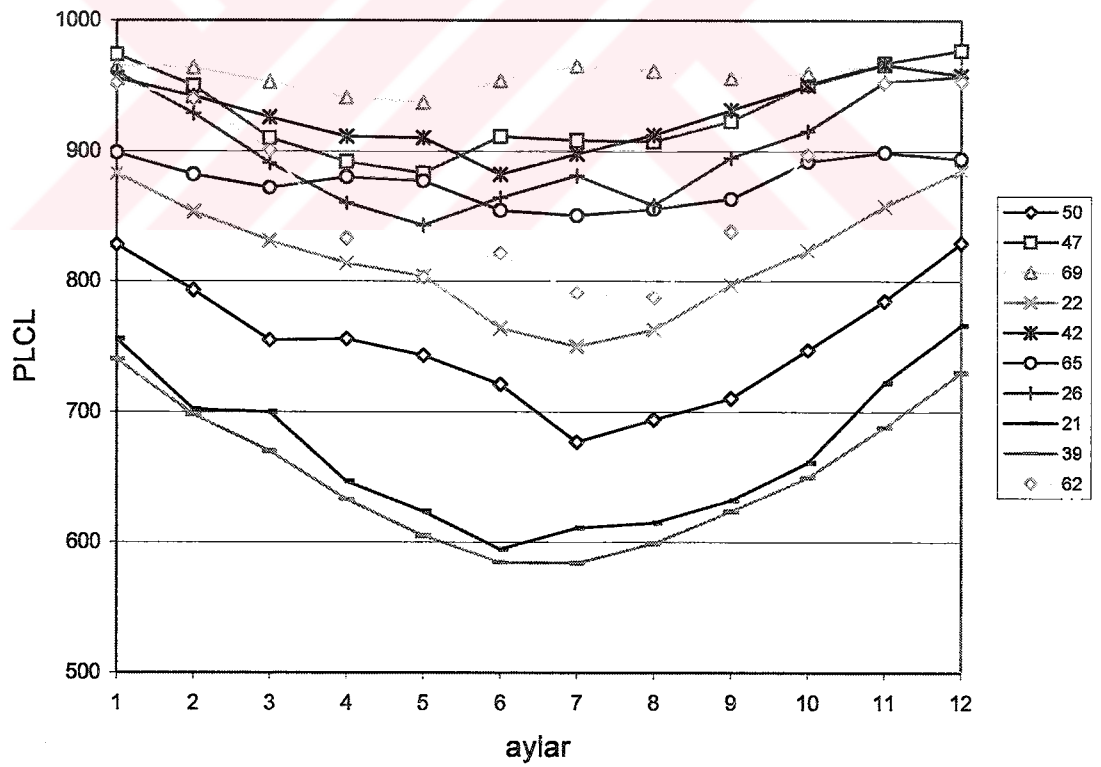
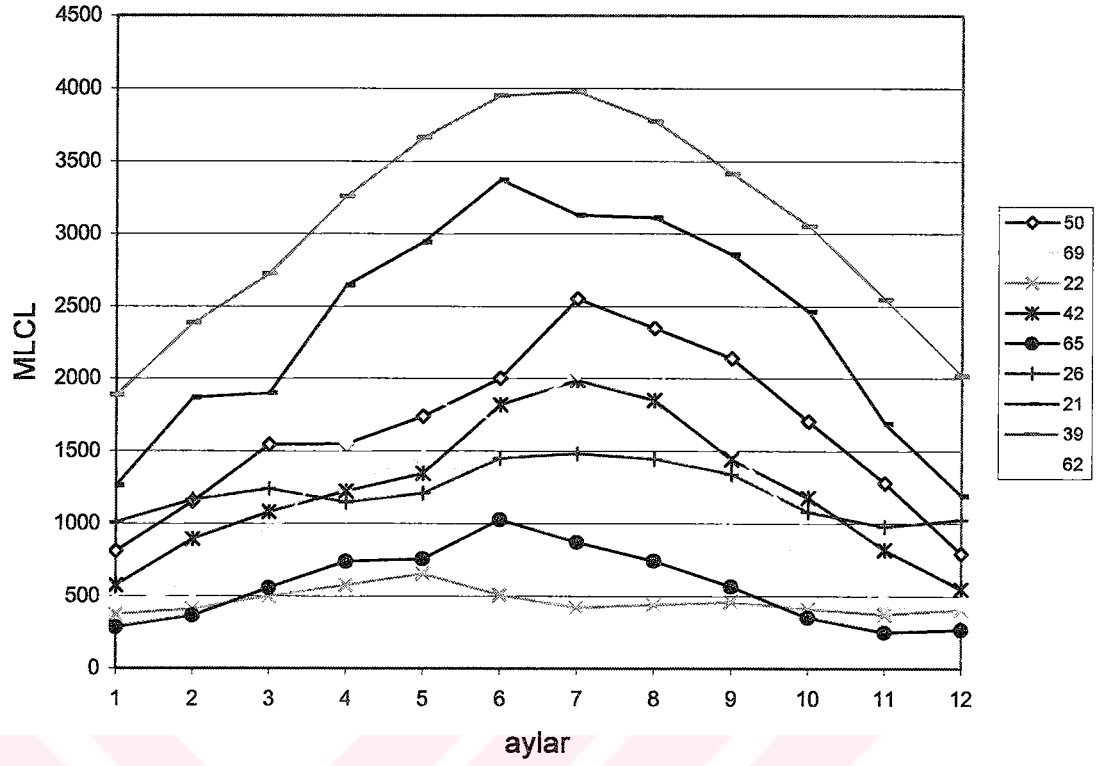
Şekil 5.31. Düşey Potansiyel Sıcaklık profilleri.



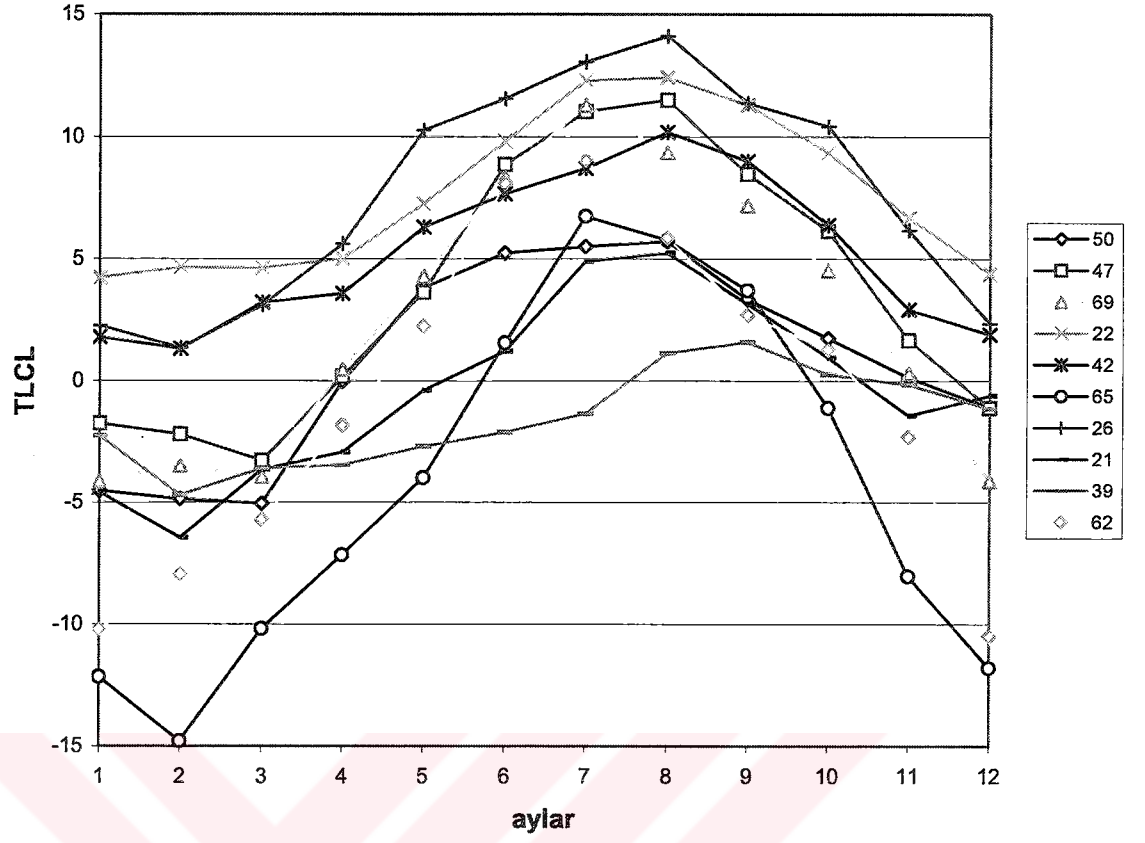
Şekil 5.32. Düşey Eşdeğer Potansiyel Sıcaklık profilleri.



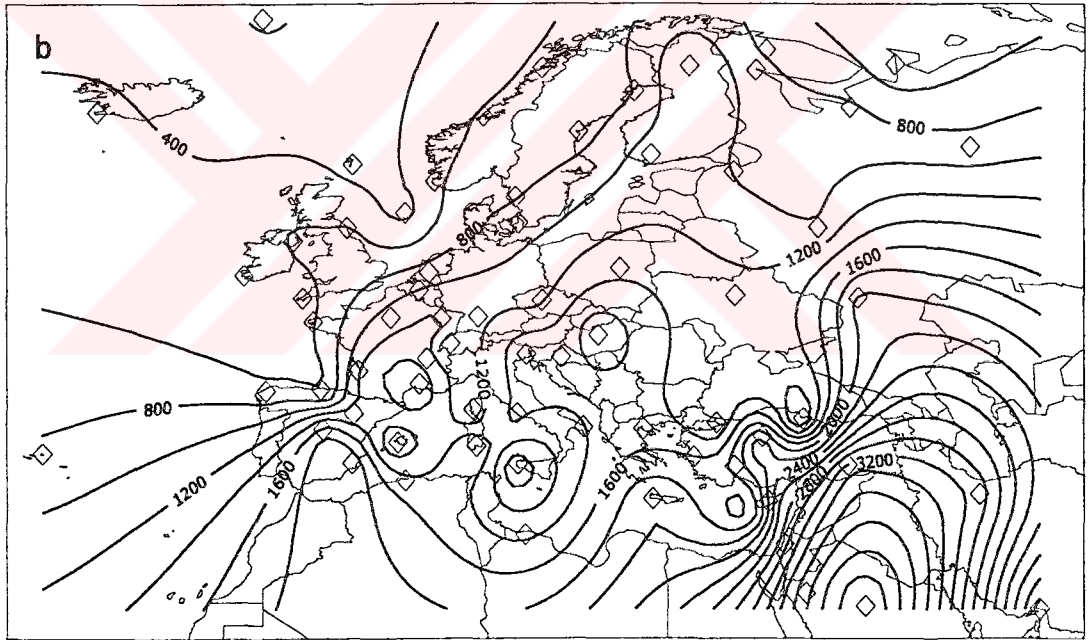
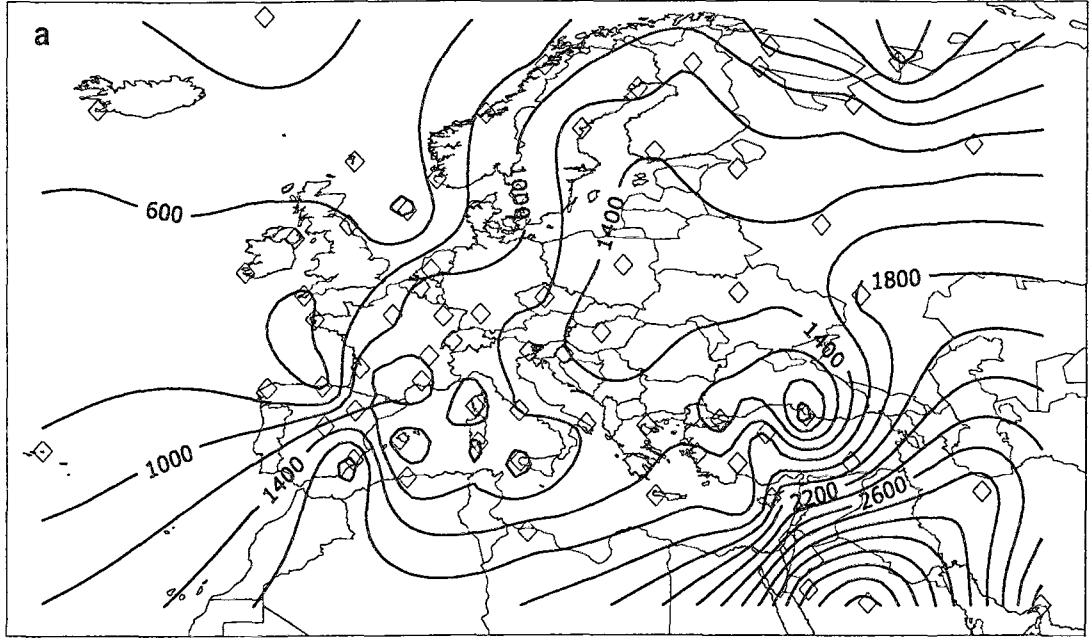
Şekil 5.33. Düşey T-T_d profilleri.



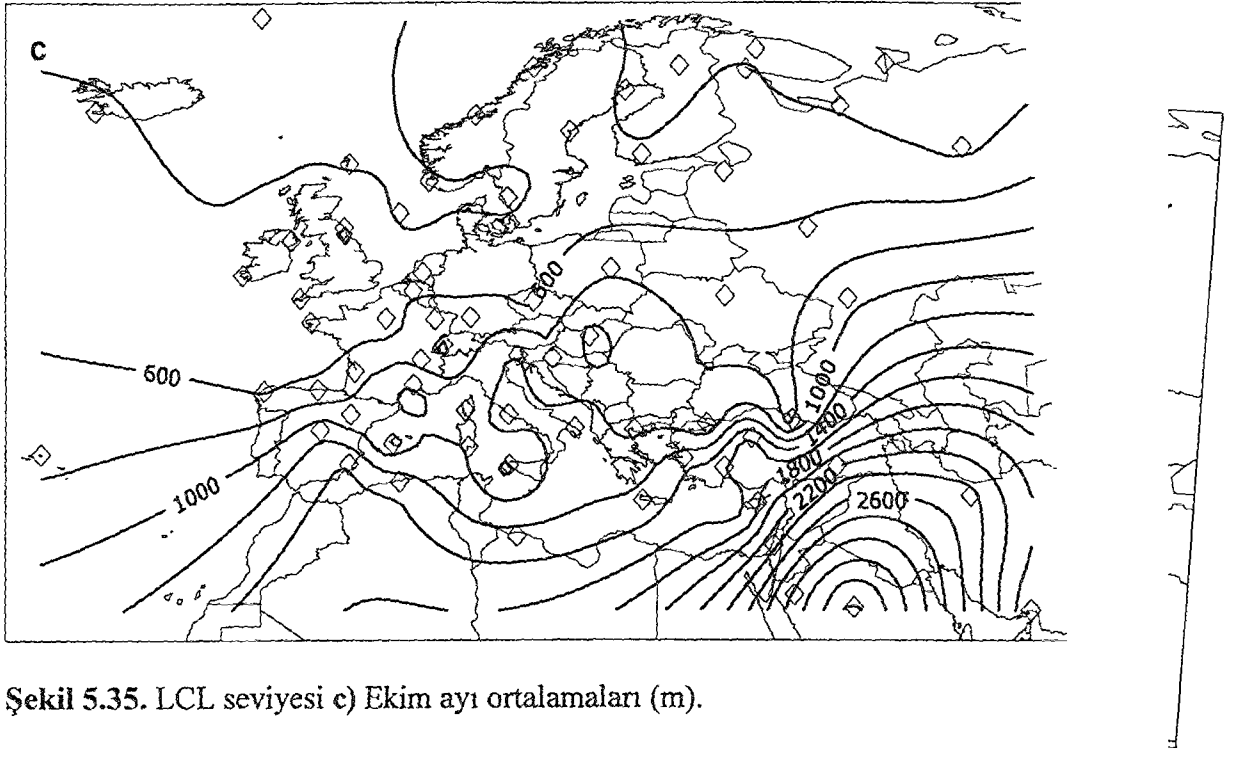
Şekil 5.34. LCL seviyesi aylık ortalama yükseklik, basınç ve sıcaklık değerleri.



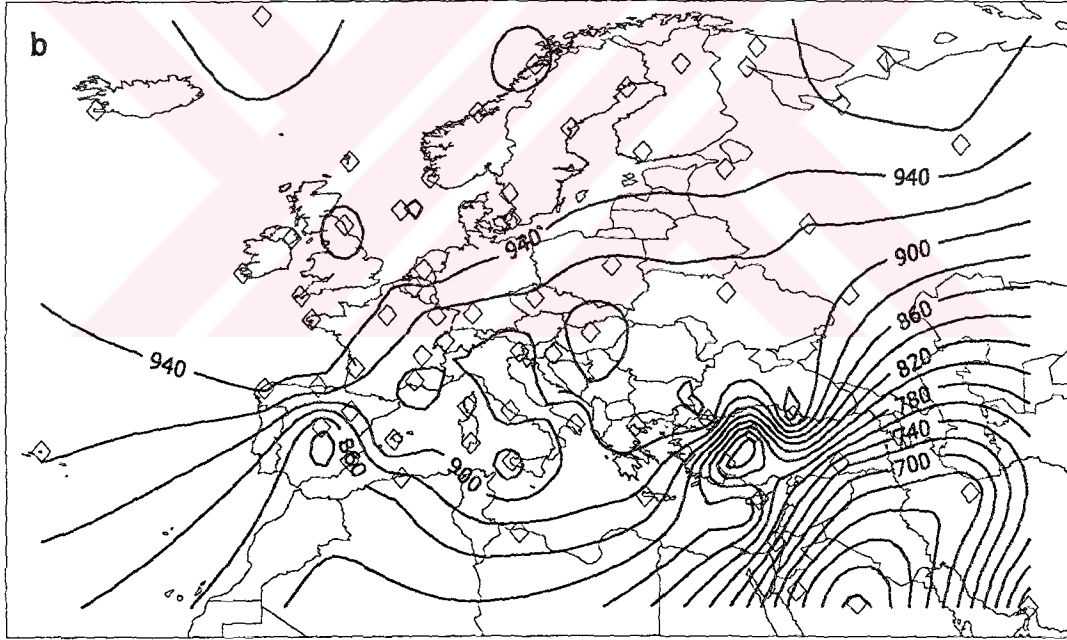
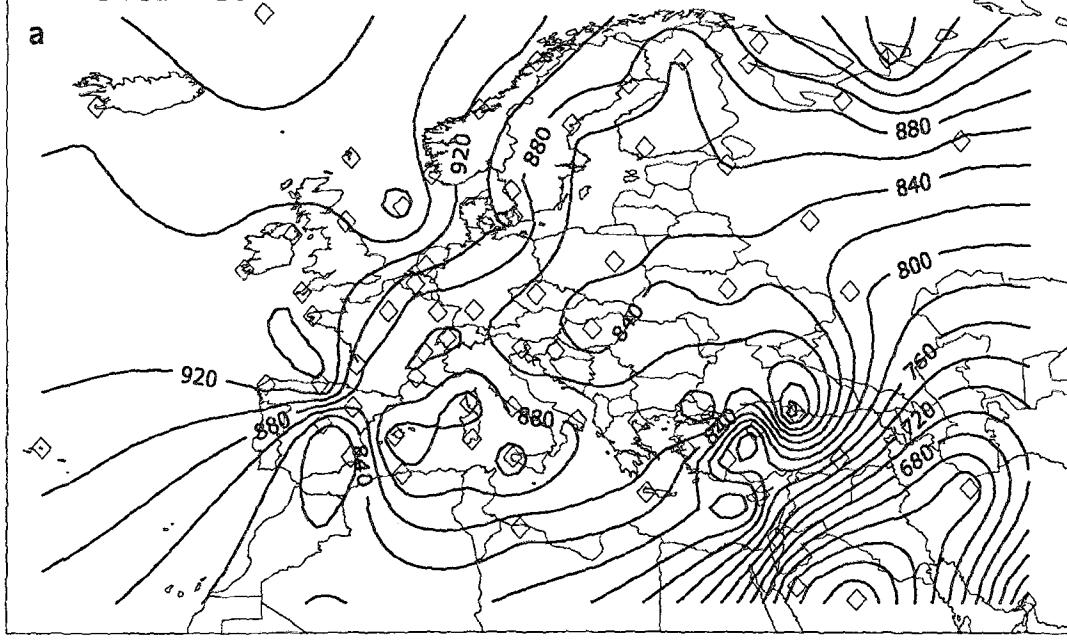
Şekil 5.34. LCL seviyesi aylık ortalama yükseklik, basınç ve sıcaklık değerleri



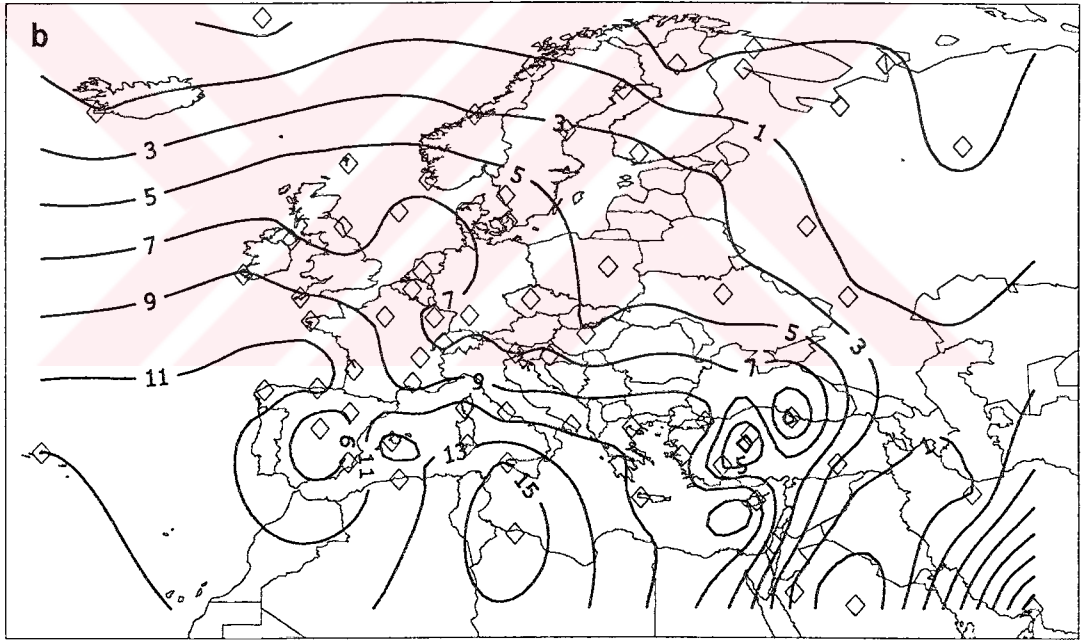
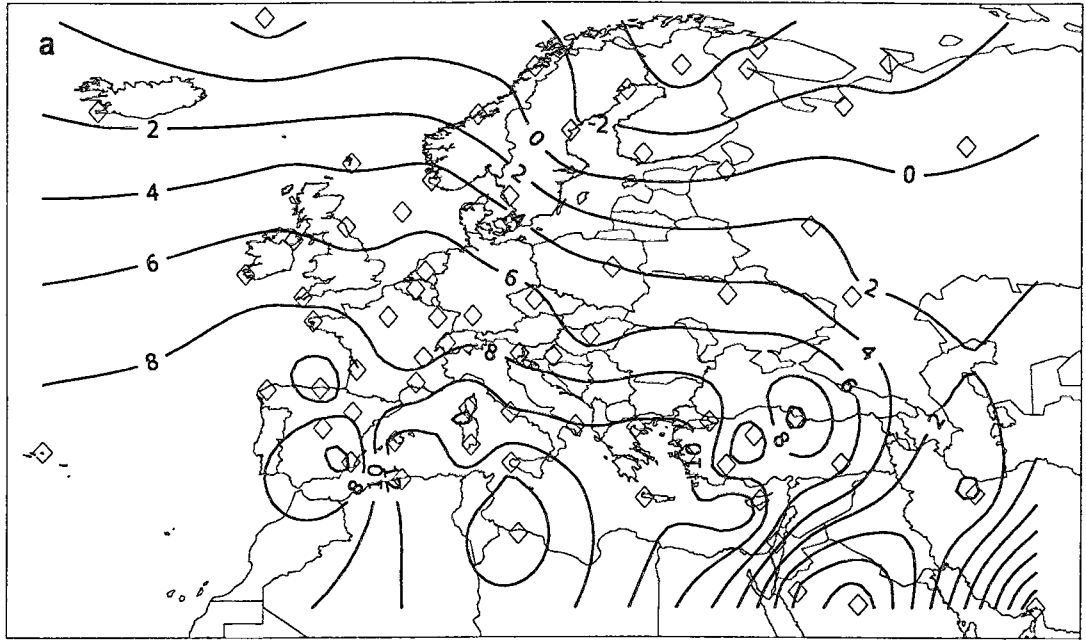
Şekil 5.35. LCL seviyesi a) Mayıs, b) Ağustos ayı ortalamaları (m).



Şekil 5.35. LCL seviyesi c) Ekim ayı ortalamaları (m).



Şekil 5.36. LCL Basınç değerleri a) Mayıs, b) Ekim ayı ortalamaları (mb).



Şekil 5.37. LCL sıcaklık değerleri a) Mayıs, b) Ekim ayı ortalamaları (°C).

ÖZGEÇMİŞ

1980 yılında Magosa’da doğdu. İlköğrenimini 1987-1991 yılları arasında Gaziköy İlkokulunda, orta ve lise öğrenimini 1991-1997 yıllarında 20 Temmuz Fen Lisesi’nde tamamladı. 1997 yılında İTÜ Uçak ve Uzay Bilimleri Fakültesi Meteoroloji Mühendisliği Bölümüne başlayarak 2002 yılında lisans eğitimini tamamladı. Aynı yıl İTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü Meteoroloji Mühendisliği Anabilim dalında yüksek lisans eğitimine başladı ve halen eğitimini sürdürmektedir.

