T.C.

MARMARA ÜNİVERSİTESİ

SOSYAL BİLİMLER ENSTİTÜSÜ

COĞRAFYA BİLİM DALI

MARMARA GEÇİŞ İKLİMİ SAHASINDA YAĞIŞLARIN İSTATİSTİKSEL VE SİNOPTİK ANALİZİ

DOKTORA TEZİ

MEHDİ AALİJAHAN

İSTANBUL, 2023

T.C.
MARMARA ÜNİVERSİTESİ
SOSYAL BİLİMLER ENSTİTÜSÜ
COĞRAFYA BİLİM DALI

MARMARA GEÇİŞ İKLİMİ SAHASINDA YAĞIŞLARIN İSTATİSTİKSEL VE SİNOPTİK ANALİZİ

DOKTORA TEZİ

MEHDİ AALİJAHAN

Danışman: Doç. Dr. Atilla KARATAŞ

MARMARA ÜNİVERSİTESİ

SOSYAL BİLİMLER ENSTİTÜSÜ MÜDÜRLÜĞÜ

TEZ ONAY BELGESİ

Coğrafya Anabilim Dalı Coğrafya Bilim Dalı Doktora öğrencisi Mehdi AALIJAHAN'ın *"Marmara Geçiş İklimi Sahasında Yağışların İstatistiksel ve Sinoptik Analizi"* adlı tez çalışması, Enstitümüz Yönetim Kurulunun 29.03.2023 tarih ve 2023-15/5 sayılı kararıyla oluşturulan jüri tarafından oy birliği ile Doktora Tezi olarak kabul edilmiştir.

Tez Savunma Tarihi: 13/04/2023

Öğretim Üyesi Adı Soyadı		**İmzası**
1. Tez Danışmanı	Doç. Dr. ATİLLA KARATAŞ	
2. Jüri Üyesi	Prof. Dr. NURİYE GARİPAĞAOĞLU	
3. Jüri Üyesi	Prof. Dr. BARBAROS GÖNENÇGİL	
4. Jüri Üyesi	Dr. Öğr. Üyesi EMRE DUMAN	
5. Jüri Üyesi	Dr. Öğr. Üyesi MUHAMMET TOPUZ	

ÖZET

MARMARA GEÇİŞ İKLİM SAHASINDA YAĞIŞLARIN İSTATİSTİKSEL VE SİNOPTİK ANALİZİ

İklim parametreleri arasında sıcaklık ve yağış parametreleri büyük değer ve önem taşımaktadır. Bir bölgedeki yağış miktarı, kısa ve uzun vadeli değişimleri ve dalgalanmaları bitki, hayvan ve insanlar üzerinde önemli etkilere sahiptir. Bu kapsamda özellikle sosyal-ekonomik ve stratejik önemi nedeniyle çalışmada Türkiye'nin Marmara Bölgesi'ndeki yağışların istatistiksel-sinoptik analizi yapılmıştır. Mevcut araştırma çevreselden atmosferik dolaşıma bakış açısına göre yapılmıştır. Çalışmada öncelikle bölgedeki genel yağışlar istatistiksel olarak araştırıldı ve daha sonra Marmara Bölgesi'nde oluşan yaygın aşırı yağışlar sinoptik açıdan incelendi. Bu araştırmayı yürütmek için, sinoptik gözlem istasyonları ve üst atmosfer verilerinden 61 yıl (1960 - 2020) zaman faydalandı.

Araştırmanın amaçlarına ulaşmak için bir dizi klimatolojik araştırma yöntemi kullanıldı. Öncelikle bölgede oluşan yağışlar dikkatle izlenerek onların uzun vadeli ve kısa vadeli değişim ve dalgalanmalar incelendi, ardından bölgedeki mekânsal dağılım belirlendi. Küresel ısınmanın Marmara Bölgesi'ndeki yağışların eğilimine etkisini araştırmak için NOAA'nın okyanus ve kara sıcaklık dalgalanmaları endeksi veri seti kullanıldı. Daha sonra bu yağışlara neden olan atmosferik koşulları anlamak için sinoptik analizler yapıldı. Öte yandan bölgedeki yağışların simülasyonu ve öngörüsü için MLP-YSA modeli kullanıldı.

Bu araştırmadan elde edilen sonuçlar, incelenen istasyonlarda uzun süreli yağış zaman serilerinin yukarı ve trendsiz trendinin düşüş trendinden daha üstün olduğunu göstermektedir. Periyodik ve kısa vadeli eğilimler açısından, çoğu istasyonun zaman serisinde iki yükselen dönem (1960'tan 1964-1966'ya kadar) ve (1992'den 2014-2016'ya kadar) ve iki azalan dönem (1964-1966'dan 1992'ye kadar) ve (2014-2016'dan 2020 yılına kadar) meydana gelmiştir. Mann-Kendall testi sonuçları, incelenen istasyonların çoğunda yağış zaman serilerinde anlamlı bir değişiklik olduğunu göstermiştir. Bu trend değişikliği aşağı yönlü tipte 9, artan tipte 4 istasyonda meydana gelmiştir. Bölgedeki yağışın mekânsal dağılımı, yıllık yağış miktarının en yüksek miktarı bölgenin kuzeydoğu ve kuzey bölgelerine bağlı olduğunu ve bu bölgelerden uzaklaştıkça yağış miktarının azaldığını ve doğu bölgelerinde minimuma ulaştığını göstermiştir. Yağışların mevsimlere göre dağılımı incelendiğinde, en fazla yağışın önce sonbahar mevsiminde, ardından kış, ilkbahar ve yaz mevsimlerinde düştüğü görülmektedir. Ayrıca araştırmalar, küresel ısınmanın bölgedeki istasyonlardaki

yağış eğilimi ve miktarı üzerindeki etkisinin sınırlı, ancak olumlu olduğunu göstermiştir; bazı istasyonlarda yıllık ve aylık bazda küresel sıcaklıktaki artışın bu istasyonlarda yağışlarda artışa neden olduğu belirtilmiştir. Bu araştırmada tasarlanan sinir ağı modeli, bölgede meydana gelen yağış miktarını iyi bir şekilde simüle edebildi ve 2027 yılına kadar yapılan öngörüye göre tüm bölgede yağış miktarı için tamamen bir artış eğilimi göstermektedir; bu tahmin, son 61 yılda bölgedeki yağış eğilimi ile tamamen tutarlı olmaktadır.

Aşırı yağışlı günlerin eşik sınırının belirlenmesinden elde edilen sonuçlar, aşırı yağışlı günlerin eşik sınırının maksimum değerinin bölgenin güneybatı kıyıları ile ilgili olduğunu ve bu konuda Karadeniz kıyılarının ikinci sırada olduğunu göstermiştir. Ayrıca, en düşük değer çalışma alanının doğu kesimlerine bağlı olmaktadır. Genel olarak kıyı şeridinden uzaklaşılarak bölgedeki şiddetli yağışların miktarı ve şiddeti azalmaktadır. Son 61 yılda meydana gelen aşırı yağışların yoğunluk eğilimi, 7 istasyonda artış, 5 istasyonda azalma ve 3 istasyonda belirli bir trend olmadığını göstermektedir. Ancak bu tip yağışların frekans sıklığı 2 istasyon dışında kalan istasyonlarda hep artış göstermiştir. Bu tür yağışların istasyonlar arasında aylık görülme sıklıklarına bakıldığında en fazla aralık ayında, en az ise ağustos ayında meydana gelmektedir. Mevsimsel görülme sıklığı açısından ise maksimumu sonbahar mevsiminde, minimumu ise yaz mevsiminde görülmektedir. Marmara Bölgesi'nin tamamında aşırı yağışların şiddet yoğunluğu belirli bir eğilim göstermemiştir, ancak bu tür yağışların frekans sıklığı 61 yıl boyunca hep artış eğilimi göstermiştir. Marmara Bölgesi'nde bu yağış türünün aylık olarak en yüksek frekansı aralık ayında, en az ise haziran ayında olmuştur. Mevsimsel frekans açısından maksimumu sonbaharda, minimumu ise ilkbaharda olmuştur.

Hiyerarşik kümeleme yöntemleri ve faktör analizi ile yapılan analizlere dayanarak, bölgede yaygın şiddetli yağışlara yol açan 500 hPa 11 jeopotansiyel yükseklik deseni ve 12 yer yüzeyi basıncı deseni tanımlandı ve çıkarıldı. Çıkarılan 500 hPa jeopotansiyel yükseklik desenleri, bölgede bu tür yağışların meydana gelmesinde cut off alçağı blokinglerin ve derin oluk oluşumlarının daha büyük etkisinin olduğunu göstermektedir. Öte yandan, çıkarılan yer yüzeyi basınç desenlerinin analizi, bölgede yaygın aşırı yağışlar sırasında, çoğu durumda, aynı anda iki antisiklonun, Sibirya ve Azorların aktivitesini gördüğümüzü de gösterdi. Antiksiklonlardan farklı olarak, bölgede aşırı yaygın yağışlar sırasında birçok farklı siklon (İzlanda siklonu, Kuzey Rusya ve Barents Denizi siklonu, Güney Ege denizi siklonu, Batı Rusya siklonu, alt kutup siklonu, güneybatı Türkiye ve Doğu Akdeniz siklonu) aktivitesini göstermektedir.

İncelenen tüm atmosfer seviyelerinde yaygın şiddetli yağışların olduğu birçok günlerde, bölgenin atmosferi üzerinde her zaman negatif eddy ve pozitif vortisitilerin hâkimiyetine tanık olduk. Öte yandan,

bölgede üretilen istikrarsızlıkların yoğunluğunu artıran ve aşırı yağışların oluşmasında çok yardımcı olan, bölgede yaygın aşırı yağışların meydana gelmesi sırasında çoğu zaman atmosferik jet akımların aktivitesini görüyoruz.

Bölgede bu tip yağışların oluşmasında aktif cephe oluşum alanları da özel rol oynamıştır. Üst seviyelerde, uzak cephe oluşum merkezleri ve yer yüzeyine yakın seviyelerde, bölgeye daha yakın cephe oluşum alanlarının rolü (Karadeniz'in cephe oluşum merkezleri ve Türkiye'nin kuzey ve güneybatı bölgeleri ve Marmara Bölgesi'nin kendisi) görülebilir. Ayrıca, bölgedeki atmosferik seviyelerin çoğunda negatif omega aktivitesini her zaman görüyoruz, bu da bölgedeki yukarı yönlü akımların hâkimiyetini göstermektedir.

Bölgede meydana gelen yaygın aşırı yağışların nem temini farklı kaynaklardan yapılmıştır. Üst atmosfer seviyelerinde, esas olarak 500 ila 850 hPa seviyelerinde üflenen nem, Atlantik Okyanusu, Kuzey Denizi, Baltık Denizi, Adriyatik Denizi, Akdeniz, Ege Denizi ve Marmara Deniz'in nem kaynaklarından nemi Marmara Bölgesi'ne pompalamış ve yer yüzeyine yakın seviyelerde, 925 ve 1000 hPa seviyelerinde Karadeniz, Marmara Denizi, Fars Körfezi, Umman Denizi, Hazar Denizi ve Kızıldeniz'den nemi bölgeye yönlendirmiştir. Atmosferin üst seviyelerinde, uzak bölgelerin nem akısı konverjans merkezlerinin rolü ve yer yüzeyine yakın seviyelerde, çalışılan alana yakın nem akısı konverjans bölgelerinin rolü, özellikle Karadeniz üzerinde oluşan nem akısı konverjans merkezleri bu yağışların nem sağlamasında görülmektedir. Aşırı yaygın yağış meydana geldiği günlerde yağışa dönüşe bilen su miktarı haritalarının incelenmesi, bu tür yağışların meydana geldiği dönemde bölgenin atmosferinde çok büyük miktarda yağışa dönüşe bilen su varlığına işaret etmektedir.

Genel olarak Marmara Bölgesi'nde yaygın olarak görülen aşırı yağışlar döneminde bir yandan farklı kaynaklardan çok büyük miktarda nemin transfer edilmesi nedeniyle bölge atmosferine gerekli nemin sağlandığı söylenebilir. Öte yandan, üst seviyelerde ve yer yüzeyinde farklı basınç sistemlerinin hâkimiyeti nedeniyle, bölgede taşınan nemli hava kütlesinin yükselmesi ve istikrarsızlıkların oluşması için gerekli koşullar tam olarak sağlanmış ve tüm bu koşulların bir yerde toplanmasının sonucu bölgede yaygın aşırı yağışların meydana gelmesi olmuştur.

Anahtar Kelimeler: Aşırı Yaygın Yağışlar, Atmosferik Desenler, Küresel Isınma, MLP-YSA Modeli, Marmara Bölgesi.

ABTRACT

STATISTICAL AND SYNOPTIC ANALYSIS OF PRECIPITATION IN THE MARMARA TRANSITIONAL CLIMATE REGION

Among the climatic parameters, temperature and precipitation are of great value and importance. The amount of precipitation in a region, and its short- and long-term changes and variations have significant impacts on plants, animals, and humans. In this context, a statistical synoptic analysis of precipitation in the Marmara region was carried out in the study, especially due to its socio-economic and strategic importance. The present study was conducted from the perspective of environmental to atmospheric circulation. In the study, first, the general precipitation in the region was statistically investigated and then the widespread extreme precipitation in the Marmara region was analyzed from a synoptic point of view. For this investigation, 61 years (1960 - 2020) of data from synoptic observatories and the upper atmosphere were used.

Numerous climatological research methods were used to achieve the objectives of the study. First, precipitation in the region was carefully monitored and its long- and short-term changes and variations were studied, then the spatial distribution in the region was determined. To investigate the effects of global warming on the precipitation trend in the Marmara region, the NOAA ocean and land temperature anomaly dataset was used. Then, synoptic analysis was performed to understand the atmospheric conditions that caused these precipitations. On the other hand, the MLP-ANN model was used to simulate and predict precipitation in the region.

The results of this study show that the upward and trendless slope of the long-term precipitation time series at the studied stations is higher than the downward slope. As for the periodic and short-term trends, there are two upward periods (from 1960 to 1964-1966) and (1964-1966 to 1992) and two downward periods (from 1992 to 2014-2016) and (from 2014-2016 to 2020) in the time series of most stations. The results of the Mann-Kendall test show that the trend of the precipitation time series changed significantly at most stations. This change in trend occurred at nine stations of the descending type and at four stations of the ascending type. The spatial distribution of precipitation in the region showed that the highest annual precipitation is in the northeastern and northern parts of the Marmara region, while the precipitation decreases with increasing distance from these regions and reaches a minimum in the eastern parts. The distribution of precipitation by season shows that the highest precipitation falls first in autumn and then in

winter, spring and summer. In addition, studies have shown that the effects of global warming on the precipitation trend and amount at stations in the region are limited but positive; it was found that the increase in global temperature on an annual and monthly basis causes an increase in precipitation amount at some stations. The neural network model developed in this study was able to simulate the precipitation amount in the region well and shows a completely increasing trend for the precipitation amount in the whole region according to the prediction until 2027; this prediction is in complete agreement with the precipitation trend in the region in the last 61 years.

The results of determining the threshold of extreme precipitation days showed that the maximum is on the southwestern coast of the region, while the Black Sea coast is in the second place. The lowest value is recorded in the eastern parts of the study area. In general, the amount and intensity of extreme precipitation in the region decreases as one moves away from the coast. The intensity trend of extreme precipitation in the last 61 years shows that there is an increase in seven stations, a decrease in five stations, and no particular trend in three stations. However, the frequency of this type of precipitation has always increased except in two stations. Looking at the monthly frequency of such precipitation at the stations, it occurs most frequently in December and least frequently in August. As for the seasonal frequency, the maximum occurs in autumn and the minimum in summer. The intensity of extreme precipitation does not show any particular trend throughout the Marmara region, but the frequency of such precipitation has always shown an increasing trend for 61 years. In the Marmara region, the monthly frequency of this type of precipitation was highest in December and lowest in June. As for the seasonal frequency, the maximum was in autumn and the minimum was in spring.

Based on the analysis using hierarchical clustering methods and factor analysis, 11 patterns of 500 hPa geopotential highs and 12 patterns of sea surface pressure were identified and extracted, leading to widespread extreme precipitation in the region. The extracted 500-hPa geopotential high patterns show that cut-off low blocking and deep trough formation have a greater influence on the occurrence of widespread extreme precipitation in the region. On the other hand, the analysis of the extracted sea surface pressure patterns also showed that during the widespread extreme precipitation in the region, the activity of two anticyclones, Siberia and Azores, is observed simultaneously in most cases. In contrast to the anticyclones, the analysis shows many different cyclone (Iceland cyclone, North Russian and Barents Sea cyclone, South Aegean sea cyclone, West Russian cyclone, subpolar cyclone, southwest Turkey and Eastern Mediterranean cyclone) activities during the occurrence of this type of precipitation in the region.

On many days with widespread extreme precipitation at all atmospheric levels, we have always observed the dominance of negative eddy and positive vorticity over the atmosphere of the region. On the other hand, on most days the activity of atmospheric jet streams was observed during the occurrence of widespread extreme precipitation in the region, thus these factors increased the intensity of instabilities generated in the region and helped immensely in the occurrence of the extreme precipitation.

Active frontal formation areas also played a special role in the occurrence of this type of precipitation in the region. In the upper atmospheric levels, the distant frontal formation centers, and in the near-surface levels, the frontal formation areas closer to the region (the Black Sea and the northern and southwestern regions of Turkey, as well as the Marmara region of the frontal formation centers) can be seen. Moreover, the omega activity was always negative at most atmospheric levels in the region, indicating the dominance of the upwelling air currents in the region.

The moisture for the extreme precipitation that was widespread in the region came from a variety of sources. In the upper atmospheric levels, mainly at levels of 500 to 850 hPa, moisture was pumped into the Marmara region from the Atlantic Ocean, the North Sea, the Baltic Sea, the Adriatic Sea, the Mediterranean Sea, the Aegean Sea, and the Sea of Marmara, and in the near-surface levels between 925 and 1000 hPa, moisture was mainly directed into the region from the Black Sea, the Sea of Marmara, the Persian Gulf, the Arabian Sea, the Caspian Sea, and the Red Sea. The role of convergence centers of moisture fluxes of distant regions in the upper atmospheric levels and convergence centers of moisture fluxes near the studied area in the near sea surface levels, especially the centers formed on the Black Sea, is evident in the moisture supply of this type of precipitation. The analysis of the maps of precipitable water content on days with extreme precipitation shows that there is a very large amount of precipitable water in the atmosphere of the Marmara region.

It can be said that during the occurrence of extreme precipitation in the Marmara region, on the one hand, the atmosphere of the region was provided with the necessary moisture by the transfer of a large amount of moisture from various sources and, on the other hand, by the dominance of various pressure systems in the upper levels and at the sea surface, the necessary conditions for the rise of the humid air masses in the region and the formation of instabilities were fully created, and the result of the accumulation of all these conditions in one place was the occurrence of widespread extreme precipitation in the Marmara region.

English Keyword: Widespread Extreme Precipitation, Atmospheric Patterns, Global Warming, MLP-ANN Model, Marmara Region.

ÖNSÖZ

Bu tez çalışması, Marmara Üniversitesi Coğrafya Bölümü'nde 2017-2023 yılları arasında altı yıl boyunca gerçekleştirilmiştir. Bu çalışma, kapsamlı bilimsel sonuçların yanı sıra emek, azim ve bilim aşkının izlerini de taşımaktadır. Doktora çalışmam sırasında çekilmez bir deneyim olmaktan çıkaran birçok kişiye teşekkür borçluyum.

Öncelikle, olgun ve yetenekli bir bilim insanı olarak gelişimime büyük katkısı olan danışmanım Doç. Dr. Atilla KARATAŞ'a en içten teşekkürlerimi sunarım. Komite üyelerine verdikleri öneriler için de minnettarım. Marmara Üniversitesi'nde doktora çalışmam sırasında derslerine katıldığım tüm profesörlere de teşekkürlerimi sunmak isterim. Ayrıca, ailemden sonsuz destekleri ve anlayışları için minnettarım. Bu tez çalışmasında emeği geçen herkese teşekkürlerimi sunarım ve doktora öğrenimim süresi boyunca burs desteği sağlayan Türkiye Burslarına da teşekkürlerimi sunmak istiyorum.

İçindekiler

Giriş 1
Kentleşmenin Arazi Yüzeyi Özellikleri 2
Yağış 3
Kentleşme ve Yağış Etkileşimi 5
Aşırı Yağışlar Hakkında Ön Bilgi 7
I. Amaç ve Hedefler 8
II. Konu, Kapsam ve Literatür Özeti 8
III. Yöntem 12
III.I. Veriler 12
III.II. Yöntem 13
III.II.I. Kümeleme 14
III.II.I.I. Hiyerarşik Kümeleme 14
III.II.I.II. Faktör Analizi 16
III.II.II. Pearson Korelasyon Yöntemi 17
III.II.III. Standart Z Skorları 17
III.II.IV. Parametrik olmayan test 18
III.II.IV.I. Mann-Kendall Testi ve Sen'in Eğim Tahmincisi – Trend Tespiti 18
III.II.IV.II. Mann-Kendall Testi - Mutasyon Tespiti 19
III.II.V. Jeoistatistik Modeli 20
III.II.V.I. Cebirsel Enterpolasyon Yöntemleri 20
III.II.V.II. Jeoistatistiksel Enterpolasyon Yöntemleri 20
III.II.V.II.I. Kriging Yöntemi 20
III.II.VI. MLP-ANN Modeli 21
III.II.VI.I. Broyden–Fletcher–Goldfarb–Shanno Algoritması (BFGS) 23
III.II.VI.II. Verilerin Normalleştirilmesi 23
III.II.VI.III. Modelin Performansını Ölçme 24
III.II.VI.IV. Yeniden Ölçeklendirme Aralığı (R/S) Analiz Yöntemi Kullanılarak Hurst Üs Hesaplaması 24
III.II.VII. Yüzdelik taban endeksi 25
BÖLÜM I 27
1. MARMARA BÖLGESİNİN COĞRAFYA ÖZELLİKLERİ 27
1.1. Genel Bakış 27
1.1.1. Bölgenin Yeri ve Sınırları 27
1.1.2. Bölgenin Özellikleri 29

1.2. Doğal Çevre 31
1.2.1. Jeomorfoloji 31
1.2.1.1. Rölyef Özellikleri 31
1.2.1.2. Jeomorfolojik (Jeokronolojik) Gelişim 34
1.2.1.3. Marmara Bölgesi'nin Kıyı Jeomorfolojisi 37
1.2.2. İklim 38
1.2.2.1. Basınç ve Rüzgârlar 40
1.2.2.2. Sıcaklık Şartları ve Termik rejimi 41
1.2.2.3. Yağışlar ve Yağış Rejimi 42
1.2.2.4. Marmara Geçiş Bölgesinin İklim Tipi 44
1.2.3. Hidrografya 45
1.2.3.1. Akarsular 45
1.2.3.2. Göller 48
1.2.3.3. Denizler ve Kıyı Şekilleri 50
1.2.4. Toprak Örtüsü 54
1.2.5. Doğal Bitki Örtüsü 55
1.3. Marmara Bölgesi'nin nüfusu 58
1.3.1. Nüfusun Dağılım Düzeni ve Yoğunluğu 60
1.3.2. Kırsal ve Şehirsel Nüfus 62
1.4. Marmara Bölgesi'nin Türkiye Ekonomisindeki Yeri 63
BÖLÜM II 65
2. MARMARA BÖLGESİ YAĞIŞLARIN İSTATİSTİKSEL ANALİZLERİ 65
2.1. İstasyonların Temel İstatistiklerinin Analizi 65
2.1.1. Yıllık Süre 65
2.1.2. Aylık Zaman Aralığı 66
2.1.2.1. Ocak Ayı 66
2.1.2.2. Şubat Ayı 66
2.1.2.3. Mart Ayı 67
2.1.2.4. Nisan Ayı 68
2.1.2.5. Mayıs Ayı 68
2.1.2.6. Haziran Ayı 69
2.1.2.7. Temmuz Ayı 70
2.1.2.8. Ağustos Ayı 70
2.1.2.9. Eylül Ayı 71
2.1.2.10. Ekim Ayı 72

2.1.2.11. Kasım Ayı 73
2.1.2.12. Aralık Ayı 73
2.2. Yağış Verilerinin Zaman Serisi ve Mann-Kendall Testi Analizi 74
2.2.1. Ayvalık İstasyonu 74
2.2.2. Bilecik İstasyonu 77
2.2.3. Bursa İstasyonu 80
2.2.4. Çanakkale İstasyonu 83
2.2.5. Edirne İstasyonu 86
2.2.6. Edremit İstasyonu 89
2.2.7. Florya İstasyonu 92
2.2.8. Gökçeada İstasyonu 95
2.2.9. Kırklareli İstasyonu 98
2.2.10. Kocaeli İstasyonu 101
2.2.11. Kumköy-Kilyos İstasyonu 104
2.2.12. Sakarya İstasyonu 107
2.2.13. Sarıyer İstasyonu 110
2.2.14. Tekirdağ İstasyonu 114
2.2.15. Yalova İstasyonu 117
2.3. Çalışma alanındaki yağış dağılımının araştırılması 120
2.3.1. Yıllık ve Mevsimlik yağış dağılımı 120
2.4. Küresel ısınmanın etkisini araştırma 125
2.5. MLP-ANN ile Yağış Modellemesi 134
BÖLÜM III 139
3. AŞIRI VE YAYGIN YAĞIŞLARIN İSTATİSTİKSEL VE SİNOPTİK ANALİZLERİ 139
3.1. Aşırı ve Yaygın Yağışların İstatistiksel Analizi 139
3.1.1. Aşırı Yağışların Eşik Eğiliminin Analizi 140
3.1.2. Aşırı Yağışların Frekans Analizi 143
3.1.2.1. Aylık frekans 145
3.1.2.2. Mevsimsel frekans 148
3.2. Aşırı ve Yaygın Yağışların Sinoptik Analizleri 153
3.2.1. 500 hPa Seviyesi Jeopotansiyel Yükseklik Desenleri 157
3.2.1.1. Desen 1 157
3.2.1.2. Desen 2 159
3.2.1.3. Desen 3 160
3.2.1.4. Desen 4 162

3.2.1.5. Desen 5 163
3.2.1.6. Desen 6 165
3.2.1.7. Desen 7 166
3.2.1.8. Desen 8 167
3.2.1.9. Desen 9 169
3.2.1.10. Desen 10 170
3.2.1.11. Desen 11 171
3.2.2. Yer Yüzeyi Basınç Desenleri 173
3.2.2.1. Desen 1 173
3.2.2.1.1. Desen 1 İndeksi Günü, 28 Ekim 2010 174
3.2.2.2. Desen 2 186
3.2.2.2.1. Desen 2 İndeksi Günü, 10 Aralık 1987 188
3.2.2.3. Desen 3 199
3.2.2.3.1. Desen 3 İndeksi Günü, 23 Eylül 1964 200
3.2.2.4. Desen 4 211
3.2.2.4.1. Desen 4 indeks günü, 13 Kasım 1994 212
3.2.2.5. Desen 5 223
3.2.2.5.1. Desen 5 İndeks Günü, 29 Kasım 2016 225
3.2.2.6. Desen 6 236
3.2.2.6.1. Desen 6 İndeksi Günü, 12 Ocak 1968 237
3.2.2.7. Desen 7 248
3.2.2.7.1. Desen 7 İndeksi Günü, 19 Aralık 1963 249
3.2.2.8. Desen 8 259
3.2.2.8.1. Desen 8 indeksi günü, 29 Eylül 1972 260
3.2.2.9. Desen 9 270
3.2.2.9.1. Desen 9 İndeksi Günü, 22 Ocak 2004 271
3.2.2.10. Desen 10 282
3.2.2.10.1. Desen 10 İndeks Günü, 28 Mart 1980 283
3.2.2.11. Desen 11 293
3.2.2.11.1. Desen 11 İndeksi Günü, 20 Aralık 1975 294
3.2.2.12. Desen 12 304
3.2.2.12.1. Desen 12 İndeksi Günü, 19 Aralık 2005 305
3.3. Sonuç ve Değerlendirme 316
KAYNAKÇA 326

Şekiller Listesi

Şekil 1.1: Su Döngüsü. Kaynak: https://www.metlink.org/resource/the-changing-water-cycle. 4

Şekil 1.2: Tarafından Sunulan, Günlük Yağışların Olasılık Dağılımını Şematik Olarak Gösteren Eğrisel Dağılımın Tasviri (Zwiers vd. 2013). 5

Şekil 1.3: Çalışma Alanının Konumu ve Genel Topografik Görünümü. 10

Şekil 1.4: Tek Gizli Katmanlı MLP Ağ Mimarisi Örneği (Yamany vd. 2015). 22

Şekil 1.5: Araştırmanın istatistiksel araştırma bölümünde uygulanan adımların akış şeması 26

Şekil 1.6: Araştırmanın sinoptik araştırma bölümünde uygulanan adımların akış şeması 26

Şekil 1.7: Türkiye İklim Bölgeleri Haritası (Kaynak: Koçman, 1993). 40

Şekil 2.1: Ayvalık İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Boyunca Yıllık Zaman Serisi Yağış Diyagramı. 75

Şekil 2.2: Ayvalık İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Boyunca Aylık Ortalama Yağış Grafiği. 75

Şekil 2.3 Ayvalık İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Boyunca Ambrotermik Diyagramı. 76

Şekil 2.4: Ayvalık İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Boyunca Hythergraph Diyagramı. 76

Şekil 2.5: Ayvalık İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Yıllık Yağış Mann-Kendall Diyagramı. 77

Şekil 2.6: Bilecik İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Boyunca Yıllık Zaman Serisi Yağış Diyagramı. 78

Şekil 2.7: Bilecik İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Boyunca Aylık Ortalama Yağış Grafiği. 78

Şekil 2.8: Bilecik İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Boyunca Ambrotermik Diyagramı. 79

Şekil 2.9: Bilecik İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Boyunca Hythergraph Diyagramı. 79

Şekil 2.10: Bilecik İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Yıllık Yağış Mann-Kendall Diyagramı. 80

Şekil 2.11: Bursa İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Boyunca Yıllık Zaman Serisi Yağış Diyagramı. 81

Şekil 2.12: Bursa İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Boyunca Aylık Ortalama Yağış Grafiği. 81

Şekil 2.13: Bursa İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Boyunca Ambrotermik Diyagramı. 82

Şekil 2.14: Bursa İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Boyunca Hythergraph Diyagramı. 82

Şekil 2.15: Bursa İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Yıllık Yağış Mann-Kendall Diyagramı. 83

Şekil 2.16: Çanakkale İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Boyunca Yıllık Zaman Serisi Yağış Diyagramı. 84
Şekil 2.17: Çanakkale İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Boyunca Aylık Ortalama Yağış Grafiği. .. 84
Şekil 2.18: Çanakkale İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Boyunca Ambrotermik Diyagramı. 85
Şekil 2.19: Çanakkale İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Boyunca Hythergraph Diyagramı. 85
Şekil 2.20: Çanakkale İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Yıllık Yağış Mann-Kendall Diyagramı. ... 86
Şekil 2.21: Edirne İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Boyunca Yıllık Zaman Serisi Yağış Diyagramı. 87
Şekil 2.22: Edirne İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Boyunca Aylık Ortalama Yağış Grafiği. 87
Şekil 2.23: Edirne İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Boyunca Ambrotermik Diyagramı. 88
Şekil 2.24: Edirne İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Boyunca Hythergraph Diyagramı. 88
Şekil 2.25: Edirne İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Yıllık Yağış Mann-Kendall Diyagramı. 89
Şekil 2.26: Edremit İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Boyunca Yıllık Zaman Serisi Yağış Diyagramı. 90
Şekil 2.27: Edremit İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Boyunca Aylık Ortalama Yağış Grafiği. 90
Şekil 2.28: Edremit İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Boyunca Ambrotermik Diyagramı. 91
Şekil 2.29: Edremit İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Boyunca Hythergraph Diyagramı. 91
Şekil 2.30: Edremit İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Yıllık Yağış Mann-Kendall Diyagramı. 92
Şekil 2.31: Florya İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Boyunca Yıllık Zaman Serisi Yağış Diyagramı. 93
Şekil 2.32: Florya İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Boyunca Aylık Ortalama Yağış Grafiği. 93
Şekil 2.33: Florya İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Boyunca Ambrotermik Diyagramı. 94
Şekil 2.34: Florya İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Boyunca Hythergraph Diyagramı. 94
Şekil 2.35: Florya İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Yıllık Yağış Mann-Kendall Diyagramı. 95
Şekil 2.36: Gökçeada İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Boyunca Yıllık Zaman Serisi Yağış Diyagramı. 96
Şekil 2.37: Gökçeada İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Boyunca Aylık Ortalama Yağış Grafiği. 96
Şekil 2.38: Gökçeada İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Boyunca Ambrotermik Diyagramı. 97

Şekil 2.39: Gökçeada İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Boyunca Hythergraph Diyagramı. 97
Şekil 2.40: Gökçeada İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Yıllık Yağış Mann-Kendall Diyagramı. 98
Şekil 2.41: Kırklareli İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Boyunca Yıllık Zaman Serisi Yağış Diyagramı. 99
Şekil 2.42: Kırklareli İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Boyunca Aylık Ortalama Yağış Grafiği. ... 99
Şekil 2.43: Kırklareli İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Boyunca Ambrotermik Diyagramı. 100
Şekil 2.44: Kırklareli İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Boyunca Hythergraph Diyagramı. 100
Şekil 2.45: Kırklareli İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Yıllık Yağış Mann-Kendall Diyagramı. .. 101
Şekil 2.46: Kocaeli İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Boyunca Yıllık Zaman Serisi Yağış Diyagramı. 102
Şekil 2.47: Kocaeli İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Boyunca Aylık Ortalama Yağış Grafiği. 103
Şekil 2.48: Kocaeli İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Boyunca Ambrotermik Diyagramı. 103
Şekil 2.49: Kocaeli İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Boyunca Hythergraph Diyagramı. 103
Şekil 2.50: Kocaeli İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Yıllık Yağış Mann-Kendall Diyagramı. 104
Şekil 2.51: Kumköy-Kilyos İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Boyunca Yıllık Zaman Serisi Yağış Diyagramı. 105
Şekil 2.52: Kumköy-Kilyos İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Boyunca Aylık Ortalama Yağış Grafiği. 105
Şekil 2.53: Kumköy-Kilyos İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Boyunca Ambrotermik Diyagramı. 106
Şekil 2.54: Kumköy-Kilyos İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Boyunca Hythergraph Diyagramı. 106
Şekil 2.55: Kumköy-Kilyos İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Yıllık Yağış Mann-Kendall Diyagramı. 107
Şekil 2.56: Sakarya İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Boyunca Yıllık Zaman Serisi Yağış Diyagramı. 108
Şekil 2.57: Sakarya İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Boyunca Aylık Ortalama Yağış Grafiği. 108
Şekil 2.58: Sakarya İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Boyunca Ambrotermik Diyagramı. 109
Şekil 2.59: Sakarya İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Boyunca Hythergraph Diyagramı. 109

Şekil 2.60: Sakarya İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Yıllık Yağış Mann-Kendall Diyagramı. 110
Şekil 2.61: Sarıyer İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Boyunca Yıllık Zaman Serisi Yağış Diyagramı. 111
Şekil 2.62: Sarıyer İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Boyunca Aylık Ortalama Yağış Grafiği. 112
Şekil 2.63: Sarıyer İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Boyunca Ambrotermik Diyagramı. 112
Şekil 2.64: Sarıyer İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Boyunca Hythergraph Diyagramı. 113
Şekil 2.65: Sarıyer İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Yıllık Yağış Mann-Kendall Diyagramı. 113
Şekil 2.66: Tekirdağ İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Boyunca Yıllık Zaman Serisi Yağış Diyagramı. 114
Şekil 2.67: Tekirdağ İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Boyunca Aylık Ortalama Yağış Grafiği. .. 115
Şekil 2.68: Tekirdağ İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Boyunca Ambrotermik Diyagramı. 115
Şekil 2.69: Tekirdağ İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Boyunca Hythergraph Diyagramı. 116
Şekil 2.70: Tekirdağ İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Yıllık Yağış Mann-Kendall Diyagramı. ... 117
Şekil 2.71: Yalova İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Boyunca Yıllık Zaman Serisi Yağış Diyagramı. 118
Şekil 2.72: Yalova İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Boyunca Aylık Ortalama Yağış Grafiği. 118
Şekil 2.73: Yalova İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Boyunca Ambrotermik Diyagramı. 119
Şekil 2.74: Yalova İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Boyunca Hythergraph Diyagramı. 120
Şekil 2.75: Yalova İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Yıllık Yağış Mann-Kendall Diyagramı. 120
Şekil 2.76: Marmara Bölgesi'nin Yıllık Yağış Dağılım Haritası. 121
Şekil 2.77: Marmara Bölgesi'nin Kış Mevsimi Yağış Dağılım Haritası. 122
Şekil 2.78: Marmara Bölgesi'nin İlkbahar Mevsimi Yağış Dağılım Haritası. 123
Şekil 2.79: Marmara Bölgesi'nin Yaz Mevsimi Yağış Dağılım Haritası. 124
Şekil 2.80: Marmara Bölgesi'nin Sonbahar Mevsimi Yağış Dağılım Haritası. 125
Şekil 2.81: Yıllık Yağış ve Küresel Isınma Arasındaki Dağılım Grafiği, A: Kocaeli İstasyonu Ve B: Sarıyer İstasyonu. 128
Şekil 2.82: Küresel Isınma ile Kocaeli İstasyonunun Yıllık Yağışının Standartlaştırılmış Karşılaştırma Grafiği. 128

Şekil 2.83: Sakarya İstasyonun Mayıs Ayı Yağış ve Küresel Isınma Arasındaki Dağılım Grafiği. 129

Şekil 2.85: Küresel Isınma ile Sakarya İstasyonunun Mayıs Ayı Yağışının Standartlaştırılmış Karşılaştırma Grafiği. 129

Şekil 2.86: Haziran Ayı Yağış ve Küresel Isınma Arasındaki Dağılım Grafiği, A: Ayvalık İstasyonu ve B: Bilecik İstasyonu. 130

Şekil 2.87: Küresel Isınma ile Ayvalık İstasyonunun Haziran Ayı Yağışının Standartlaştırılmış Karşılaştırma Grafiği. 130

Şekil 2.88: Küresel Isınma ile Bilecik İstasyonunun Haziran Ayı Yağışının Standartlaştırılmış Karşılaştırma Grafiği. 131

Şekil 2.89: Kumköy-Kilyos İstasyonun Eylül Ayı Yağış ve Küresel Isınma Arasındaki Dağılım Grafiği. 132

Şekil 2.90: Küresel Isınma ile Kumköy-Kilyos İstasyonunun Eylül Ayı Yağışının Standartlaştırılmış Karşılaştırma Grafiği. 132

Şekil 2.91: Ekim Ayı Yağış ve Küresel Isınma Arasındaki Dağılım Grafiği, A: Ayvalık İstasyonu ve B: Edremit İstasyonu. 133

Şekil 2.92: Küresel Isınma ile Ayvalık İstasyonunun Ekim Ayı Yağışının Standartlaştırılmış Karşılaştırma Grafiği. 133

Şekil 2.93: Küresel Isınma ile Edremit İstasyonunun Ekim Ayı Yağışının Standartlaştırılmış Karşılaştırma Grafiği. 134

Şekil 2.94: Geliştirilen YSA'nın Topolojisi. 136

Şekil 2.95: Marmara Bölgesi'ndeki Yıllık Yağışın Zaman Serisi Grafiği ve Geliştirilen YSA ile Simüle Edilmiş/Öngörülen Yağış Miktarı. 137

Şekil 2.96: Geliştirilen YSA ile Gözlemlenen ve Simüle Edilen Yağış Miktarının Dağılım Grafiği. 137

Şekil 2.97: 1973-2020 Yılları Arasında Marmara Bölgesi'nde Simüle Edilmiş ve Gözlenen Yağışlar Arasındaki Farkların Grafiği. 138

Şekil 3.1: Marmara Bölgesi'ndeki Aşırı Yağış Eşiklerinin Mekânsal Dağılım Haritası 140

Şekil 3.2: Aşırı Yağışların Yoğunluğundaki Değişimlerin Zaman Serisi Trendinin Grafiği a: Ayvalık, b: Edirne, c: Gökçeada, d: Kumköy-Kilyos, e: Sakarya, f: Sarıyer, g: Tekirdağ. 141

Şekil 3.3: Aşırı Yağışların Yoğunluğundaki Değişimlerin Zaman Serisi Trendinin grafiği a: Bursa, b: Çanakkale, c: Florya, d: Kırklareli, e: Kocaeli 142

Şekil 3.4: Aşırı Yağışların Yoğunluğundaki Değişimlerin Zaman Serisi Trendinin Grafiği a: Bilecik, b: Edremit, c: Yalova. 143

Şekil 3.5: Aşırı Yağışların Frekansındaki Değişimlerin Zaman Serisi Trendinin Grafiği a: Ayvalık, b: Bilecik, c: Bursa, d: Çanakkale, e: Edirne, f: Edremit, g: Florya, h: Gökçeada, i: Kırklareli, j: Kocaeli, k: Kumköy-Kilyos, l: Sakarya, m: Sarıyer, n: Tekirdağ, o: Yalova. 145

Şekil 3.6: Aşırı Yağışların Aylık Frekans Grafiği a: Ayvalık, b: Bilecik, c: Bursa, d: Çanakale, e: Edirne, f: Edremit, g: Florya, h: Gökçeada, i: Kırklareli, j: Kocaeli, k: Kumköy-Kilyos, l: Sakarya, m: Sarıyer, n: Tekirdağ, o: Yalova. 147

Şekil 3.7: Aşırı Yağışların Mevsimsel Frekans Grafiği a: Ayvalık, b: Bilecik, c: Bursa, d: Çanakkale, e: Edirne, f: Edremit, g: Florya, h: Gökçeada, i: Kırklareli, j: Kocaeli, k: Kumköy-Kilyos, l: Sakarya, m: Sarıyer, n: Tekirdağ, o: Yalova. 150

Şekil 3.8: Marmara Bölgesi'nde Aşırı Yağışların Kış Mevsiminde Frekans Dağılım Haritası. 150

Şekil 3.9: Marmara Bölgesi'nde Aşırı Yağışların İlkbahar Mevsiminde Frekans Dağılım Haritası. 151

Şekil 3.10: Marmara Bölgesi'nde Aşırı Yağışların Yaz Mevsiminde Frekans Dağılım Haritası. 152

Şekil 3.11: Marmara Bölgesi'nde aşırı yağışların sonbahar mevsiminde frekans dağılım haritası. 153

Şekil 3.12: Aşırı Yağışların Marmara Bölgesi'nde Yoğunluğundaki Değişimlerin Zaman Serisi Trendinin Grafiği. 154

Şekil 3.13: Aşırı Yağışların Marmara Bölgesi'nde Frekansındaki Değişimlerin Zaman Serisi Trendinin Grafiği. 154

Şekil 3.14: Aşırı Yağışların Marmara Bölgesi'nde Aylık ve Mevsimsel Frekans Grafiği. 155

Şekil 3.15: Seçilen Günlerin 500 Hpa Jeopotansiyel Yükseklik Verilerinin Dendrogram Diyagramı. 157

Şekil 3.16: 500 hPa Jeopotansiyel Yükseklik Seviyesinin Bir Numaralı Desen Haritası. 159

Şekil 3.17: 500 hPa Jeopotansiyel Yükseklik Seviyesinin İki Numaralı Desen Haritası..... 160

Şekil 3.18: 500 hPa Jeopotansiyel Yükseklik Seviyesinin Üç Numaralı Desen Haritası. 161

Şekil 3.19: 500 hPa Jeopotansiyel Yükseklik Seviyesinin Dört Numaralı Desen Haritası..... 163

Şekil 3.20: 500 hPa Jeopotansiyel Yükseklik Seviyesinin Beş Numaralı Desen Haritası. 164

Şekil 3.21: 500 hPa Jeopotansiyel Yükseklik Seviyesinin Altı Numaralı Desen Haritası..... 166

Şekil 3.22: 500 hPa Jeopotansiyel Yükseklik Seviyesinin Yedi Numaralı Desen Haritası. 167

Şekil 3.23: 500 hPa Jeopotansiyel Yükseklik Seviyesinin Sekiz Numaralı Desen Haritası. 168

Şekil 3.24: 500 hPa Jeopotansiyel Yükseklik Seviyesinin Dokuz Numaralı Desen Haritası. 170

Şekil 3.25: 500 hPa Jeopotansiyel Yükseklik Seviyesinin On Numaralı Desen Haritası. 171

Şekil 3.26: 500 hPa Jeopotansiyel Yükseklik Seviyesinin On Bir Numaralı Desen Haritası. 172

Şekil 3.27: Yer Yüzeyi Basıncının Bir Numaralı Desen Haritası. 174

Şekil 3.28: Yer Yüzeyi Basıncı, Jeopotansiyel Yüksekliği ve Rüzgâr Akışının 500 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, Gün: 28 Ekim 2010, Saat: 12:00 Zulu. 175

Şekil 3.29: Yer Yüzeyi Basıncı, Jeopotansiyel Yüksekliği Ve Rüzgâr Akışının 1000 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, Gün: 28 Ekim 2010, Saat: 12:00 Zulu. 176

Şekil 3.30: 500 hPa Seviyesinin Atmosferik Eddy Haritası, gün: 28 Ekim 2010, Saat: 12:00 Zulu. 177

Şekil 3.31: 500 hPa Seviyesinin Vortisiti Haritası, gün: 28 Ekim 2010, Saat: 12:00 Zulu. 178

Şekil 3.32: 250 hPa Seviyesinin Jet Akımı Haritası, gün: 28 Ekim 2010, Saat: 12:00 Zulu. 179

Şekil 3.33: Aktif Cephe Oluşum Alanlarının, Omega ve Rüzgâr Akışının 500 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, gün: 28 Ekim 2010, Saat: 12:00 Zulu..... 180

Şekil 3.34: Aktif Cephe Oluşum Alanlarının, Omega ve Rüzgâr Akışının 1000 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, Gün: 28 Ekim 2010, Saat: 12:00 Zulu..... 181

Şekil 3.35: 700 hPa Seviyesinin Nem Üfleme Haritası, Gün: 28 Ekim 2010, Saat: 12:00 Zulu. 182

Şekil 3.36: 1000 hPa Seviyesinin Nem Üfleme Haritası, Gün: 28 Ekim 2010, Saat: 12:00 Zulu. 183

Şekil 3.37: Nem Konverjans Akışı ve Rüzgâr Akışının 700 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, Gün: 28 Ekim 2010, Saat: 12:00 Zulu. 184

Şekil 3.38: Nem Konverjans Akışı ve Rüzgâr Akışının 1000 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, Gün: 28 Ekim 2010, Saat: 12:00 Zulu. 185

Şekil 3.39: Yer Yüzeyi Seviyesinin Yağışa Dönüşe Bilen Su Miktarı Haritası, Gün: 28 Ekim 2010, Saat: 12:00 Zulu..... 186

Şekil 3.40: Yer Yüzeyi Basıncının İki Numaralı Desen Haritası..... 188

Şekil 3.41: Yer Yüzeyi Basıncı, Jeopotansiyel Yüksekliği ve Rüzgâr Akışının 500 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, Gün: 10 Aralık 1987, Saat: 00:00 Zulu..... 189

Şekil 3.42: Yer Yüzeyi Basıncı, Jeopotansiyel Yüksekliği ve Rüzgâr Akışının 1000 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, Gün: 10 Aralık 1987, Saat: 00:00 Zulu..... 190

Şekil 3.43: 1000 hPa Seviyesinin Atmosferik Eddy Haritası, Gün: 10 Aralık 1987, Saat: 00:00 Zulu.... 191

Şekil 3.44: 500 hPa Seviyesinin Vortisiti Haritası, Gün: Gün: 10 Aralık 1987, Saat: 00:00 Zulu. 191

Şekil 3.45: 250 hPa Seviyesinin Jet Akımı Haritası, Gün: 10 Aralık 1987, Saat: 00:00 Zulu. 192

Şekil 3.46: Aktif Cephe Oluşum Alanlarının, Omega ve Rüzgâr Akışının 500 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, Gün: 10 Aralık 1987, Saat: 00:00 Zulu. 193

Şekil 3.47: Aktif Cephe Oluşum Alanlarının, Omega ve Rüzgâr Akışının 1000 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, Gün: 10 Aralık 1987, Saat: 00:00 Zulu. 194

Şekil 3.48: 700 hPa Seviyesinin Nem Üfleme Haritası, Gün: 10 Aralık 1987, Saat: 00:00 Zulu. 195

Şekil 3.49: 1000 hPa Seviyesinin Nem Üfleme Haritası, Gün: 10 Aralık 1987, Saat: 00:00 Zulu. 196

Şekil 3.50: Nem Konverjans Akışı ve Rüzgâr Akışının 700 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, Gün: 10 Aralık 1987, Saat: 00:00 Zulu. 197

Şekil 3.51: Nem Konverjans Akışı ve Rüzgâr Akışının 1000 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, Gün: 10 Aralık 1987, Saat: 00:00 Zulu. 198

Şekil 3.52: Yer Yüzeyi Seviyesinin Yağışa Dönüşe Bilen Su Miktarı Haritası, Gün: 10 Aralık 1987, Saat: 00:00 Zulu. 199

Şekil 3.53: Yer Yüzeyi Basıncının Üç Numaralı Desen Haritası. 200

Şekil 3.54: Yer Yüzeyi Basıncı, Jeopotansiyel Yüksekliği ve Rüzgâr Akışının 500 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, Gün: 23 Eylül 1964, Saat: 12:00 Zulu. 201

Şekil 3.55: Yer Yüzeyi Basıncı, Jeopotansiyel Yüksekliği ve Rüzgâr Akışının 1000 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, Gün: 23 Eylül 1964, Saat: 12:00 Zulu. 202

Şekil 3.56: 1000 hPa Seviyesinin Atmosferik Eddy Haritası, Gün: 23 Eylül 1964, Saat: 12:00 Zulu. 203

Şekil 3.57: 500 hPa Seviyesinin Vortisiti Haritası, Gün: 23 Eylül 1964, Saat: 12:00 Zulu. 204

Şekil 3.58: 250 hPa Seviyesinin Jet Akımı Haritası, Gün: 23 Eylül 1964, Saat: 12:00 Zulu. 204

Şekil 3.59: Aktif Cephe Oluşum Alanlarının, Omega ve Rüzgâr Akışının 500 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, Gün: 23 Eylül 1964, Saat: 12:00 Zulu. 205

Şekil 3.60: Aktif Cephe Oluşum Alanlarının, Omega ve Rüzgâr Akışının 1000 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, Gün: 23 Eylül 1964, Saat: 12:00 Zulu. 206

Şekil 3.61: 700 hPa Seviyesinin Nem Üfleme Haritası, Gün: 23 Eylül 1964, Saat: 12:00 Zulu. 207

Şekil 3.62: 1000 hPa Seviyesinin Nem Üfleme Haritası, Gün: 23 Eylül 1964, Saat: 12:00 Zulu. 208

Şekil 3.63: Nem Konverjans Akışı ve Rüzgâr Akışının 700 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, Gün: 23 Eylül 1964, Saat: 12:00 Zulu. 209

Şekil 3.64: Nem Konverjans Akışı ve Rüzgâr Akışının 1000 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, Gün: 23 Eylül 1964, Saat: 12:00 Zulu. 210

Şekil 3.65: Yer Yüzeyi Seviyesinin Yağışa Dönüşe Bilen Su Miktarı Haritası, Gün: 23 Eylül 1964, Saat: 12:00 Zulu. 211

Şekil 3.66: Yer Yüzeyi Basıncının Dört Numaralı Desen Haritası. 212

Şekil 3.67: Yer Yüzeyi Basıncı, Jeopotansiyel Yüksekliği ve Rüzgâr Akışının 1000 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, Gün: 13 Kasım 1994, Saat: 06:00 Zulu. 213

Şekil 3.68: Yer Yüzeyi Basıncı, Jeopotansiyel Yüksekliği ve Rüzgâr Akışının 500 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, Gün: 13 Kasım 1994, Saat: 06:00 Zulu. 214

Şekil 3.70: 500 hPa Seviyesinin Vortisiti Haritası, Gün: 13 Kasım 1994, Saat: 06:00 Zulu. 215

Şekil 3.71: 250 hPa Seviyesinin Jet Akımı Haritası, Gün: 13 Kasım 1994, Saat: 06:00 Zulu. 216

Şekil 3.72: Aktif Cephe Oluşum Alanlarının, Omega ve Rüzgâr Akışının 500 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, Gün: 13 Kasım 1994, Saat: 06:00 Zulu. 217

Şekil 3.73: Aktif Cephe Oluşum Alanlarının, Omega ve Rüzgâr Akışının 1000 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, Gün: 13 Kasım 1994, Saat: 06:00 Zulu. 218

Şekil 3.74: 700 hPa Seviyesinin Nem Üfleme Haritası, Gün: 13 Kasım 1994, Saat: 06:00 Zulu. 219

Şekil 3.75: 1000 hPa Seviyesinin Nem Üfleme Haritası, Gün: 13 Kasım 1994, Saat: 06:00 Zulu. 220

Şekil 3.76: Nem Konverjans Akışı ve Rüzgâr Akışının 700 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, Gün: 13 Kasım 1994, Saat: 06:00 Zulu. 221

Şekil 3.77: Nem Konverjans Akışı ve Rüzgâr Akışının 1000 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, Gün: 13 Kasım 1994, Saat: 06:00 Zulu. 222

Şekil 3.78: Yer Yüzeyi Seviyesinin Yağışa Dönüşe Bilen Su Miktarı Haritası, Gün: 13 Kasım 1994, Saat: 06:00 Zulu. 223

Şekil 3.79: Yer Yüzeyi Basıncının Beş Numaralı Desen Haritası. 224

Şekil 3.80: Yer Yüzeyi Basıncı, Jeopotansiyel Yüksekliği ve Rüzgâr Akışının 1000 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, Gün: 29 Kasım 2016, Saat: 06:00 Zulu. 226

Şekil 3.81: Yer Yüzeyi Basıncı, Jeopotansiyel Yüksekliği ve Rüzgâr Akışının 500 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, Gün: 29 Kasım 2016, Saat: 06:00 Zulu. 227

Şekil 3.82: 1000 hPa Seviyesinin Atmosferik Eddy Haritası, Gün: 29 Kasım 2016, Saat: 06:00 Zulu.... 228

Şekil 3.83 500 hPa Seviyesinin Vortisiti Haritası, Gün: 29 Kasım 2016, Saat: 06:00 Zulu. 228

Şekil 3.84: 250 hPa Seviyesinin Jet Akımı Haritası, Gün: 29 Kasım 2016, Saat: 06:00 Zulu..... 229

Şekil 3.85: Aktif Cephe Oluşum Alanlarının, Omega ve Rüzgâr Akışının 500 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, Gün: 29 Kasım 2016, Saat: 06:00 Zulu. 230

Şekil 3.86: Aktif Cephe Oluşum Alanlarının, Omega ve Rüzgâr Akışının 1000 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, Gün: 29 Kasım 2016, Saat: 06:00 Zulu. 231

Şekil 3.87: 700 hPa Seviyesinin Nem Üfleme Haritası, Gün: 29 Kasım 2016, Saat: 06:00 Zulu. 232

Şekil 3.88: 1000 hPa Seviyesinin Nem Üfleme Haritası, Gün: 29 Kasım 2016, Saat: 06:00 Zulu. 233

Şekil 3.89: Nem Konverjans Akışı ve Rüzgâr Akışının 700 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, Gün: 29 Kasım 2016, Saat: 06:00 Zulu..... 234

Şekil 3.90: Nem Konverjans Akışı ve Rüzgâr Akışının 1000 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, Gün: 29 Kasım 2016, Saat: 06:00 Zulu..... 235

Şekil 3.91: Yer Yüzeyi Seviyesinin Yağışa Dönüşe Bilen Su Miktarı Haritası, Gün: 29 Kasım 2016, Saat: 06:00 Zulu. 236

Şekil 3.92: Yer Yüzeyi Basıncının Altı Numaralı Desen Haritası. 237

Şekil 3.93: Yer Yüzeyi Basıncı, Jeopotansiyel Yüksekliği ve Rüzgâr Akışının 500 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, Gün: 12 Ocak 1968, Saat: 18:00 Zulu. 238

Şekil 3.94: Yer Yüzeyi Basıncı, Jeopotansiyel Yüksekliği ve Rüzgâr Akışının 1000 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, Gün: 12 Ocak 1968, Saat: 18:00 Zulu. 239

Şekil 3.95: 1000 hPa Seviyesinin Atmosferik Eddy Haritası, Gün: 12 Ocak 1968, Saat: 18:00 Zulu..... 240

Şekil 3.96: 1000 hPa Seviyesinin Vortisiti Haritası, Gün: 12 Ocak 1968, Saat: 18:00 Zulu. 240

Şekil 3.97: 250 hPa Seviyesinin Jet Akımı Haritası, Gün: 12 Ocak 1968, Saat: 18:00 Zulu..... 241

Şekil 3.98: Aktif Cephe Oluşum Alanlarının, Omega ve Rüzgâr Akışının 500 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, Gün: 12 Ocak 1968, Saat: 18:00 Zulu. 242

Şekil 3.99: Aktif Cephe Oluşum Alanlarının, Omega ve Rüzgâr Akışının 1000 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, Gün: 12 Ocak 1968, Saat: 18:00 Zulu. 243

Şekil 3.100: 700 hPa Seviyesinin Nem Üfleme Haritası, Gün: 12 Ocak 1968, Saat: 18:00 Zulu. 244

Şekil 3.101: 1000 hPa Seviyesinin Nem Üfleme Haritası, Gün: 12 Ocak 1968, Saat: 18:00 Zulu. 245

Şekil 3.102: Nem Konverjans Akışı ve Rüzgâr Akışının 700 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, Gün: 12 Ocak 1968, Saat: 18:00 Zulu. 246

Şekil 3.103: Nem Konverjans Akışı ve Rüzgâr Akışının 1000 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, Gün: 12 Ocak 1968, Saat: 18:00 Zulu. 247

Şekil 3.104: Yer Yüzeyi Seviyesinin Yağışa Dönüşe Bilen Su Miktarı Haritası, Gün: 12 Ocak 1968, Saat: 18:00 Zulu. 248

Şekil 3.105: Yer Yüzeyi Basıncının Yedi Numaralı Desen Haritası. 249

Şekil 3.106: Yer Yüzeyi Basıncı, Jeopotansiyel Yüksekliği ve Rüzgâr Akışının 1000 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, Gün: 19 Aralık 1963, Saat: 18:00 Zulu. 250

Şekil 3.107: Yer Yüzeyi Basıncı, Jeopotansiyel Yüksekliği ve Rüzgâr Akışının 500 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, Gün: 19 Aralık 1963, Saat: 18:00 Zulu. 251

Şekil 3.108: 1000 hPa Seviyesinin Atmosferik Eddy Haritası, Gün: 19 Aralık 1963, Saat: 18:00 Zulu.. 252

Şekil 3.109: 1000 hPa Seviyesinin Vortisiti Haritası, Gün: 19 Aralık 1963, Saat: 18:00 Zulu. 252

Şekil 3.110: 250 hPa Seviyesinin Jet Akımı Haritası, Gün: 19 Aralık 1963, Saat: 18:00 Zulu. 253

Şekil 3.111: Aktif Cephe Oluşum Alanlarının, Omega ve Rüzgâr Akışının 500 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, Gün: 19 Aralık 1963, Saat: 18:00 Zulu. 254

Şekil 3.112: Aktif Cephe Oluşum Alanlarının, Omega ve Rüzgâr Akışının 1000 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, Gün: 19 Aralık 1963, Saat: 18:00 Zulu. 255

Şekil 3.113: 700 hPa Seviyesinin Nem Üfleme Haritası, Gün: 19 Aralık 1963, Saat: 18:00 Zulu. 255

Şekil 3.114: 1000 hPa Seviyesinin Nem Üfleme Haritası, Gün: 19 Aralık 1963, Saat: 18:00 Zulu. 256

Şekil 3.115: Nem Konverjans Akışı ve Rüzgâr Akışının 700 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, Gün: 19 Aralık 1963, Saat: 18:00 Zulu. 257

Şekil 3.116: Nem Konverjans Akışı ve Rüzgâr Akışının 1000 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, Gün: 19 Aralık 1963, Saat: 18:00 Zulu. 258

Şekil 3.117: Yer Yüzeyi Seviyesinin Yağışa Dönüşe Bilen Su Miktarı Haritası, Gün: 19 Aralık 1963, Saat: 18:00 Zulu. 259

Şekil 3.118: Yer Yüzeyi Basıncının Sekiz Numaralı Desen Haritası. 260

Şekil 3.119: Yer Yüzeyi Basıncı, Jeopotansiyel Yüksekliği ve Rüzgâr Akışının 1000 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, Gün: 29 Eylül 1972, Saat: 00:00 Zulu. 261

Şekil 3.120: Yer Yüzeyi Basıncı, Jeopotansiyel Yüksekliği ve Rüzgâr Akışının 500 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, Gün: 29 Eylül 1972, Saat: 00:00 Zulu. 262

Şekil 3.121: 500 hPa Seviyesinin Atmosferik Eddy Haritası, Gün: 29 Eylül 1972, Saat: 00:00 Zulu. 263

Şekil 3.122: 1000 hPa Seviyesinin Vortisiti Haritası, Gün: 29 Eylül 1972, Saat: 00:00 Zulu..... 263

Şekil 3.123: 250 hPa Seviyesinin Jet Akımı Haritası, Gün: 29 Eylül 1972, Saat: 00:00 Zulu. 264

Şekil 3.124: Aktif Cephe Oluşum Alanlarının, Omega ve Rüzgâr Akışının 500 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, Gün: 29 Eylül 1972, Saat: 00:00 Zulu..... 265

Şekil 3.125: Aktif Cephe Oluşum Alanlarının, Omega ve Rüzgâr Akışının 1000 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, Gün: 29 Eylül 1972, Saat: 00:00 Zulu..... 265

Şekil 3.126: 700 hPa Seviyesinin Nem Üfleme Haritası, Gün: 29 Eylül 1972, Saat: 00:00 Zulu. 266

Şekil 3.127: 1000 hPa Seviyesinin Nem Üfleme Haritası, Gün: 29 Eylül 1972, Saat: 00:00 Zulu. 267

Şekil 3.128: Nem Konverjans Akışı ve Rüzgâr Akışının 700 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, Gün: 29 Eylül 1972, Saat: 00:00 Zulu. 268

Şekil 3.129: Nem Konverjans Akışı ve Rüzgâr Akışının 1000 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, Gün: 29 Eylül 1972, Saat: 00:00 Zulu. 269

Şekil 3.130: Yer Yüzeyi Seviyesinin Yağışa Dönüşe Bilen Su Miktarı Haritası, Gün: 29 Eylül 1972, Saat: 00:00 Zulu..... 270

Şekil 3.131: Yer Yüzeyi Basıncının Dokuz Numaralı Desen Haritası. 271

Şekil 3.132: Yer Yüzeyi Basıncı, Jeopotansiyel Yüksekliği ve Rüzgâr Akışının 500 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, Gün: 22 Ocak 2004, Saat: 12:00 Zulu. 272

Şekil 3.133: 1000 hPa Seviyesinin Atmosferik Eddy Haritası, Gün: 22 Ocak 2004, Saat: 12:00 Zulu.... 273

Şekil 3.134: 1000 hPa Seviyesinin Vortisiti Haritası, Gün: 22 Ocak 2004, Saat: 12:00 Zulu..... 274

Şekil 3.135: 250 hPa Seviyesinin Jet Akımı Haritası, Gün: 22 Ocak 2004, Saat: 12:00 Zulu..... 275

Şekil 3.136: Aktif Cephe Oluşum Alanlarının, Omega ve Rüzgâr Akışının 500 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, Gün: 22 Ocak 2004, Saat: 12:00 Zulu..... 276

Şekil 3.137: Aktif Cephe Oluşum Alanlarının, Omega ve Rüzgâr Akışının 1000 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, Gün: 22 Ocak 2004, Saat: 12:00 Zulu..... 277

Şekil 3.138: 700 hPa Seviyesinin Nem Üfleme Haritası, Gün: 22 Ocak 2004, Saat: 12:00 Zulu. 278

Şekil 3.139: 1000 hPa Seviyesinin Nem Üfleme Haritası, Gün: 22 Ocak 2004, Saat: 12:00 Zulu. 279

Şekil 3.140: Nem Konverjans Akışı ve Rüzgâr Akışının 700 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, Gün: 22 Ocak 2004, Saat: 12:00 Zulu. 280

Şekil 3.141: Nem Konverjans Akışı ve Rüzgâr Akışının 1000 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, Gün: 22 Ocak 2004, Saat: 12:00 Zulu. 281

Şekil 3.142: Yer Yüzeyi Seviyesinin Yağışa Dönüşe Bilen Su Miktarı Haritası, Gün: 22 Ocak 2004, Saat: 12:00 Zulu. 282

Tablo 3.23: Yer Yüzeyi Basıncının Onuncu Deseninde Yer Alan Günlerin Özellikleri. 282

Şekil 3.143: Yer Yüzeyi Basıncının On Numaralı Desen Haritası. 283

Şekil 3.144: Yer Yüzeyi Basıncı, Jeopotansiyel Yüksekliği ve Rüzgâr Akışının 500 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, Gün: 28 Mart 1980, Saat: 00:00 Zulu. 284

Şekil 3.145: 1000 hPa Seviyesinin Atmosferik Eddy Haritası, Gün: 28 Mart 1980, Saat: 00:00 Zulu. ... 285

Şekil 3.146: 500 hPa Seviyesinin Vortisiti Haritası, Gün: 28 Mart 1980, Saat: 00:00 Zulu. 285

Şekil 3.147: 250 hPa Seviyesinin Jet Akımı Haritası, Gün: 28 Mart 1980, Saat: 00:00 Zulu. 286

Şekil 3.148: Aktif Cephe Oluşum Alanlarının, Omega ve Rüzgâr Akışının 500 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, Gün: 28 Mart 1980, Saat: 00:00 Zulu. 287

Şekil 3.149: Aktif Cephe Oluşum Alanlarının, Omega ve Rüzgâr Akışının 1000 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, Gün: 28 Mart 1980, Saat: 00:00 Zulu. 288

Şekil 3.150: 700 hPa Seviyesinin Nem Üfleme Haritası, Gün: 28 Mart 1980, Saat: 00:00 Zulu. 289

Şekil 3.151: 1000 hPa Seviyesinin Nem Üfleme Haritası, Gün: 28 Mart 1980, Saat: 00:00 Zulu. 290

Şekil 3.152: Nem Konverjans Akışı ve Rüzgâr Akışının 700 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, Gün: 28 Mart 1980, Saat: 00:00 Zulu. 291

Şekil 3.153: Nem Konverjans Akışı ve Rüzgâr Akışının 1000 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, Gün: 28 Mart 1980, Saat: 00:00 Zulu. 292

Şekil 3.154: Yer Yüzeyi Seviyesinin Yağışa Dönüşe Bilen Su Miktarı Haritası, Gün: 28 Mart 1980, Saat: 00:00 Zulu. 293

Şekil 3.155: Yer Yüzeyi Basıncının On Bir Numaralı Desen Haritası. 294

Şekil 3.156: Yer Yüzeyi Basıncı, Jeopotansiyel Yüksekliği ve Rüzgâr Akışının 500 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, Gün: 20 Aralık 1975, Saat: 18:00 Zulu. 295

Şekil 3.157: 500 hPa Seviyesinin Atmosferik Eddy Haritası, Gün: 20 Aralık 1975, Saat: 18:00 Zulu. ... 296

Şekil 3.158: 500 hPa Seviyesinin Vortisiti Haritası, Gün: 20 Aralık 1975, Saat: 18:00 Zulu. 297

Şekil 3.159: 250 hPa Seviyesinin Jet Akımı Haritası, Gün: 20 Aralık 1975, Saat: 18:00 Zulu. 297

Şekil 3.160: Aktif Cephe Oluşum Alanlarının, Omega ve Rüzgâr Akışının 500 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, Gün: 20 Aralık 1975, Saat: 18:00 Zulu. 298

Şekil 3.161: Aktif Cephe Oluşum Alanlarının, Omega ve Rüzgâr Akışının 1000 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, Gün: 20 Aralık 1975, Saat: 18:00 Zulu. 299

Şekil 3.162: 700 hPa Seviyesinin Nem Üfleme Haritası, Gün: 20 Aralık 1975, Saat: 18:00 Zulu. 300

Şekil 3.163: 1000 hPa Seviyesinin Nem Üfleme Haritası, Gün: 20 Aralık 1975, Saat: 18:00 Zulu. 301

Şekil 3.164: Nem Konverjans Akışı ve Rüzgâr Akışının 700 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, Gün: 20 Aralık 1975, Saat: 18:00 Zulu. 302

Şekil 3.165: Nem Konverjans Akışı ve Rüzgâr Akışının 1000 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, Gün: 20 Aralık 1975, Saat: 18:00 Zulu. 303

Şekil 3.166: Yer Yüzeyi Seviyesinin Yağışa Dönüşe Bilen Su Miktarı Haritası, Gün: 20 Aralık 1975, Saat: 18:00 Zulu. 304

Şekil 3.167: Yer Yüzeyi Basıncının On İki Numaralı Desen Haritası. 305

Şekil 3.168: Yer Yüzeyi Basıncı, Jeopotansiyel Yüksekliği ve Rüzgâr Akışının 500 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, Gün: 19 Aralık 2005, Saat: 18:00 Zulu. 306

Şekil 3.169: 500 hPa Seviyesinin Atmosferik Eddy Haritası, Gün: 19 Aralık 2005, Saat: 18:00 Zulu. 307

Şekil 3.170: 1000 hPa Seviyesinin Vortisiti Haritası, Gün: 19 Aralık 2005, Saat: 18:00 Zulu. 308

Şekil 3.171: 250 hPa Seviyesinin Jet Akımı Haritası, Gün: 19 Aralık 2005, Saat: 18:00 Zulu. 309

Şekil 3.172: Aktif Cephe Oluşum Alanlarının, Omega ve Rüzgâr Akışının 500 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, Gün: 19 Aralık 2005, Saat: 18:00 Zulu. 310

Şekil 3.173: Aktif Cephe Oluşum Alanlarının, Omega ve Rüzgâr Akışının 1000 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, Gün: 19 Aralık 2005, Saat: 18:00 Zulu. 311

Şekil 3.174: 700 hPa Seviyesinin Nem Üfleme Haritası, Gün: 19 Aralık 2005, Saat: 18:00 Zulu. 312

Şekil 3.175: 1000 hPa Seviyesinin Nem Üfleme Haritası, Gün: 19 Aralık 2005, Saat: 18:00 Zulu. 313

Şekil 3.176: Nem Konverjans Akışı ve Rüzgâr Akışının 700 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, Gün: 19 Aralık 2005, Saat: 18:00 Zulu. 314

Şekil 3.177: Nem Konverjans Akışı ve Rüzgâr Akışının 1000 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, Gün: 19 Aralık 2005, Saat: 18:00 Zulu. 315

Şekil 3.178: Yer Yüzeyi Seviyesinin Yağışa Dönüşe Bilen Su Miktarı Haritası, Gün: 19 Aralık 2005, Saat: 18:00 Zulu. 316

Tablolar Listesi

Tablo 1.1: Çalışılan Alanda Sinoptik İstasyonların Özelikleri. 13

Tablo 1.2: Marmara Bölgesi Nüfusunun Sayım Devrelerine Göre Değişimi (Arınç, 2011). 59

Tablo 1.3: Marmara Bölgesi'nin Bölümlerine ve İllerine Göre Nüfus Miktarı ve Nüfus Yoğunlukları (2010). 61

Tablo 2.1: Çalışma Alanın Sinoptik İstasyonlarında Yıllık Yağışlarının Temel İstatistikleri (1960-2020). 65

Tablo 2.2: Çalışma Alanın Sinoptik İstasyonlarında Ocak Ayı Yağışlarının Temel İstatistikleri (1960-2020). 66

Tablo 2.3: Çalışma Alanın Sinoptik İstasyonlarında Şubat Ayı Yağışlarının Temel İstatistikleri (1960-2020). 67

Tablo 2.4: Çalışma Alanın Sinoptik İstasyonlarında Mart Ayı Yağışlarının Temel İstatistikleri (1960-2020). 67

Tablo 2.5: Çalışma Alanın Sinoptik İstasyonlarında Nisan Ayı Yağışlarının Temel İstatistikleri (1960-2020). 68

Tablo 2.6: Çalışma Alanın Sinoptik İstasyonlarında Mayıs Ayı Yağışlarının Temel İstatistikleri (1960-2020). 69

Tablo 2.7: Çalışma Alanın Sinoptik İstasyonlarında Haziran Ayı Yağışlarının Temel İstatistikleri (1960-2020). 69

Tablo 2.8: Çalışma Alanın Sinoptik İstasyonlarında Temmuz Ayı Yağışlarının Temel İstatistikleri (1960-2020). 70

Tablo 2.9: Çalışma Alanın Sinoptik İstasyonlarında Ağustos Ayı Yağışlarının Temel İstatistikleri (1960-2020). 71

Tablo 2.10: Çalışma Alanın Sinoptik İstasyonlarında Eylül Ayı Yağışlarının Temel İstatistikleri (1960-2020). 71

Tablo 2.11: Çalışma Alanın Sinoptik İstasyonlarında Ekim Ayı Yağışlarının Temel İstatistikleri (1960-2020). 72

Tablo 2.12: Çalışma Alanın Sinoptik İstasyonlarında Kasım Ayı Yağışlarının Temel İstatistikleri (1960-2020). 73

Tablo 2.13: Çalışma Alanın Sinoptik İstasyonlarında Aralık Ayı Yağışlarının Temel İstatistikleri (1960-2020). 74

Tablo 2.14: Küresel Isınma ve İstasyonların Aylık ve Yıllık Yağış Parametresinin Arasındaki Pearson Korelasyon Katsayısı (1960-2020). 127

Tablo 2.15: Model İçin Girdi Olarak Kabul Edilen İklim Değişkenleri Seti. 135

Tablo 2.16: Bölgede Yıllık Yağış Miktarı ile Anlamlı Korelasyon Gösteren İklim Değişkenleri. 135

Tablo 2.17: Geliştirilen YSA Modelinin Özellikleri..... 135

Tablo 3.1: Sinoptik İstasyonlarda ve Tüm Marmara Bölgesi'nde Aşırı Yağışlı Günleri Tespit Etmek İçin Belirlenen Eşik Değerler (1960-2020). 139

Tablo 3.2: Sinoptik İstasyonlarda ve Tüm Marmara Bölgesi'nde Meydana Gelen Maksimum Günlük Aşırı Yağış Miktarı (1960-2020). 143

Tablo 3.3: 500 hPa Jeopotansiyel Yüksekliğin İlk Deseninde Yer Alan Günlerin Özellikleri..... 158

Tablo 3.4: 500 hPa Jeopotansiyel Yüksekliğin İkinci Deseninde Yer Alan Günlerin Özellikleri. 159

Tablo 3.5: 500 hPa Jeopotansiyel Yüksekliğin Üçüncü Deseninde Yer Alan Günlerin Özellikleri. 160

Tablo 3.6: 500 hPa Jeopotansiyel Yüksekliğin Dördüncü Deseninde Yer Alan Günlerin Özellikleri. 162

Tablo 3.7: 500 hPa Jeopotansiyel Yüksekliğin Beşinci Deseninde Yer Alan Günlerin Özellikleri. 163

Tablo 3.8: 500 hPa Jeopotansiyel Yüksekliğin Altıncı Deseninde Yer Alan Günlerin Özellikleri. 165

Tablo 3.9: 500 hPa Jeopotansiyel Yüksekliğin Yedinci Deseninde Yer Alan Günlerin Özellikleri..... 166

Tablo 3.10: 500 hPa Jeopotansiyel Yüksekliğin Sekizinci Deseninde Yer Alan Günlerin Özellikleri. ... 167

Tablo 3.11: 500 hPa Jeopotansiyel Yüksekliğin Dokuzuncu Deseninde Yer Alan Günlerin Özellikleri. 169

Tablo 3.12: 500 hPa Jeopotansiyel Yüksekliğin Onuncu Deseninde Yer Alan Günlerin Özellikleri..... 170

Tablo 3.13: 500 hPa Jeopotansiyel Yüksekliğin On birinci Deseninde Yer Alan Günlerin Özellikleri.. 171

Tablo 3.14: Yer Yüzeyi Basıncının İlk Deseninde Yer Alan Günlerin Özellikleri. 173

Tablo 3.15: Yer Yüzeyi Basıncının İkinci Deseninde Yer Alan Günlerin Özellikleri. 186

Tablo 3.16: Yer Yüzeyi Basıncının Üçüncü Deseninde Yer Alan Günlerin Özellikleri. 199

Tablo 3.17: Yer Yüzeyi Basıncının Dördüncü Deseninde Yer Alan Günlerin Özellikleri. 211

Tablo 3.18: Yer Yüzeyi Basıncının Beşinci Deseninde Yer Alan Günlerin Özellikleri. 223

Tablo 3.19: Yer Yüzeyi Basıncının Altıncı Deseninde Yer Alan Günlerin Özellikleri. 236

Tablo 3.20: Yer Yüzeyi Basıncının Yedinci Deseninde Yer Alan Günlerin Özellikleri. 248
Tablo 3.21: Yer Yüzeyi Basıncının Sekizinci Deseninde Yer Alan Günlerin Özellikleri. 259
Tablo 3.22: Yer Yüzeyi Basıncının Dokuzuncu Deseninde Yer Alan Günlerin Özellikleri. 270
Tablo 3.24: Yer Yüzeyi Basıncının On Birinci Deseninde Yer Alan Günlerin Özellikleri. 293
Tablo 3.25: Yer Yüzeyi Basıncının On İkinci Deseninde Yer Alan Günlerin Özellikleri. 304

Giriş

Dünya, 4,5 milyar yıllık tarihinde birçok kez iklim değişiklikleri yaşamıştır. Geçmiş jeolojik dönemlerde, dünya sıcaklık ortalaması sık sık değişmiştir ve 3-6°C artış veya azalışlara sahne olmuştur. Wedding (1968) ise, geçmişteki iklim durumunun bugünkünden pek farklı olmadığını ve soğuk zamanların sıcak zamanlardan daha kısa sürdüğünü, dolayısıyla birer istisna olduğunu belirtmiştir.

Gönençgil (2008) tarafından belirtildiği üzere, tarih öncesi iklimlerdeki değişimler doğal süreçler sonucunda meydana gelmiştir. Jeoloji devirleri boyunca yeryüzünde farklı iklim kuşakları oluşmuştur, ancak bu farklılıklar soğuk dönemlerde daha belirgin hale gelirken, sıcak dönemlerde daha az belirgin hale gelmiştir (Nişancı, 2007; Erinç, 1969). Yaklaşık 10.000-10.500 yıl önce, bugünkü atmosfer sirkülasyonu etkili olmaya başlamıştır ve günümüz iklim şartları ortaya çıkmıştır (Atalay, 1998). Holosen olarak adlandırılan bu dönemde, insanlar yerleşik hayata geçmiş ve üretime başlamıştır. Gönençgil (2008) tarafından belirtildiği gibi, Holosen genel olarak ısınma eğilimi gösterir, ancak bu ısınma eğilimi sürekli değildir ve bazı dönemlerde soğuma süreçleri yaşanmıştır. Holosen, Erol'un 5, Erinç'in 7 ayrı devreye ayırdığı gibi ayrıca Erlat'ın (2009) 9 "Bond Dönemi" veya 4 "Blytt-Sernander Kronolojisi" ile ayrılmaktadır.

İnsanlık tarihi boyunca doğayı kendi çıkarları doğrultusunda kullanmıştır. İnsanlar, kendilerini korumak ve daha iyi yaşam koşulları sağlamak için doğanın korunmasından uzaklaşmışlardır. Sanayi devriminden sonra, dünya nüfusu hızla artarak 2023'te 7,9 milyar kişiye ulaşmıştır. İnsanlar, daha konforlu bir yaşam ve yüksek refah seviyeleri elde etmek için doğal kaynakları artan bir şekilde kullanmaya başlamışlardır (Şen vd. 2008). Fosil yakıtların, özellikle kömür, petrol ve doğalgazın daha fazla kullanılmasıyla birlikte, atmosfere zararlı kirleticiler salınmış ve atmosferdeki karbondioksit miktarı, sanayi öncesi döneme göre 383 ppm civarına yükselmiştir (Şen vd. 2008). Atmosferdeki sera gazları, CO_2, CH_4 ve N_2O, 1750'den beri sırasıyla %30, %145 ve %15 oranında artmıştır (Türkeş vd. 2000). Bu sera gazlarındaki artış, sera etkisini kuvvetlendirerek, Dünya'nın radyasyon dengesini bozarak daha fazla ısınmasına neden olmuştur. 1906 ile 2005 yılları arasında küresel ortalama yüzey sıcaklığı 0,74 °C artış göstermiştir (Demir vd. 2008; IPCC, 2007; Türkeş, 2007; Şen vd. 2008).

Yağışlar, genellikle Kuzey Yarımkürenin yüksek enlemlerindeki kara alanlarında, özellikle soğuk mevsimde artış gösterir. Ancak, 1960'lardan sonra Afrika'dan Endonezya'ya uzanan subtropikal ve tropikal kuşaklar üzerindeki yağışlarda ani bir azalma gözlenmiştir (Türkeş vd. 2000).

Azalan yağış miktarları, kuraklık tehdidi oluşturduğundan hayati önem taşımaktadır. Türkiye'de yapılan birçok çalışma, Akdeniz kıyılarında ve özellikle Doğu Akdeniz'de yağış miktarlarında azalma eğilimi olduğunu tespit etmiştir (Gönençgil ve İçel, 2010).

Yağış, birkaç atmosferik işlemin sonucudur ve genellikle ölçüldüğü ölçeklerde ayrıntılı olarak anlamak (ve modellemek) zordur (Ignaccolo ve De Michele, 2011). Ancak, adveksiyon ve konveksiyon iki önemli süreç nispeten iyi tanımlanmıştır (Lord ve Arakawa, 1980). Bunlar, kentsel bağlamda önemli olduğu düşünülen birçok yağış özelliğinden genel olarak sorumludur. Yağışlar, doğal yaşamın fauna ve florasının oluşumunda önemli rol oynar. Sadece insanlar için değil, hayvanlar, bitkiler ve tüm canlılar için de önemlidir. Tarım ve çiftçilikte önemli bir rol oynar ve şüphesiz su, yeryüzündeki en doğal kaynaklardan biridir. Değişen iklim koşulları ve artan sera gazı emisyonları, insanların ve dünya gezegeninin, insan ihtiyaçlarını ve günlük yaşamda kesintisiz kullanımını karşılamak için gerekli yağış miktarını deneyimlemesini zorlaştırmıştır. Bu nedenle, yağışların değişen modellerini analiz etmek ve sadece insan ihtiyaçları için değil, aynı zamanda beklenmedik şiddetli yağışların neden olabileceği doğal afetleri tahmin etmek için yağış tahmini yapmak önemli hale gelmiştir. Değişen yağış modelleri, küresel ısınmayla büyük ölçüde ilişkilidir; bu, günlük yaşamın önemli bir parçası olan buzdolaplarından, klimalardan, deodorantlardan ve yazıcılardan vb. yayılan kloroflorokarbonların artması nedeniyle yeryüzü‘nün sıcaklığının artmasıdır. Artan sıcaklık, aslında iklimi önemli ölçüde etkilemektedir (Sivakumar, 2006).

Kentleşmenin Arazi Yüzeyi Özellikleri

Arazi-atmosfer etkileşimleri, tarımsal yönetim, su kaynağı modellemesi ve iklim değişikliği etkilerinin tespiti gibi birçok uygulama için ayrıntılı bilginin büyük önem taşıdığı bir konudur. Arazi yüzeyi, çeşitli insan faaliyetleri sonucu etkilenir, örneğin arazi kullanım değişiklikleri, ormansızlaşma, tarım ve kentsel alanların genişlemesi gibi. Diğer alışverişler arasında su, enerji ve antropojenik sera gazı emisyonlarının değişimi de yer alır ve atmosferin alt kısmında (yani atmosferik sınır tabakası (ABL)) gerçekleşir. ABL olarak da bilinen Gezegen sınır tabakası, doğrudan kara yüzeyi ile temas halindedir ve bu temas sonucunda etkilenir (Stull, 2011).

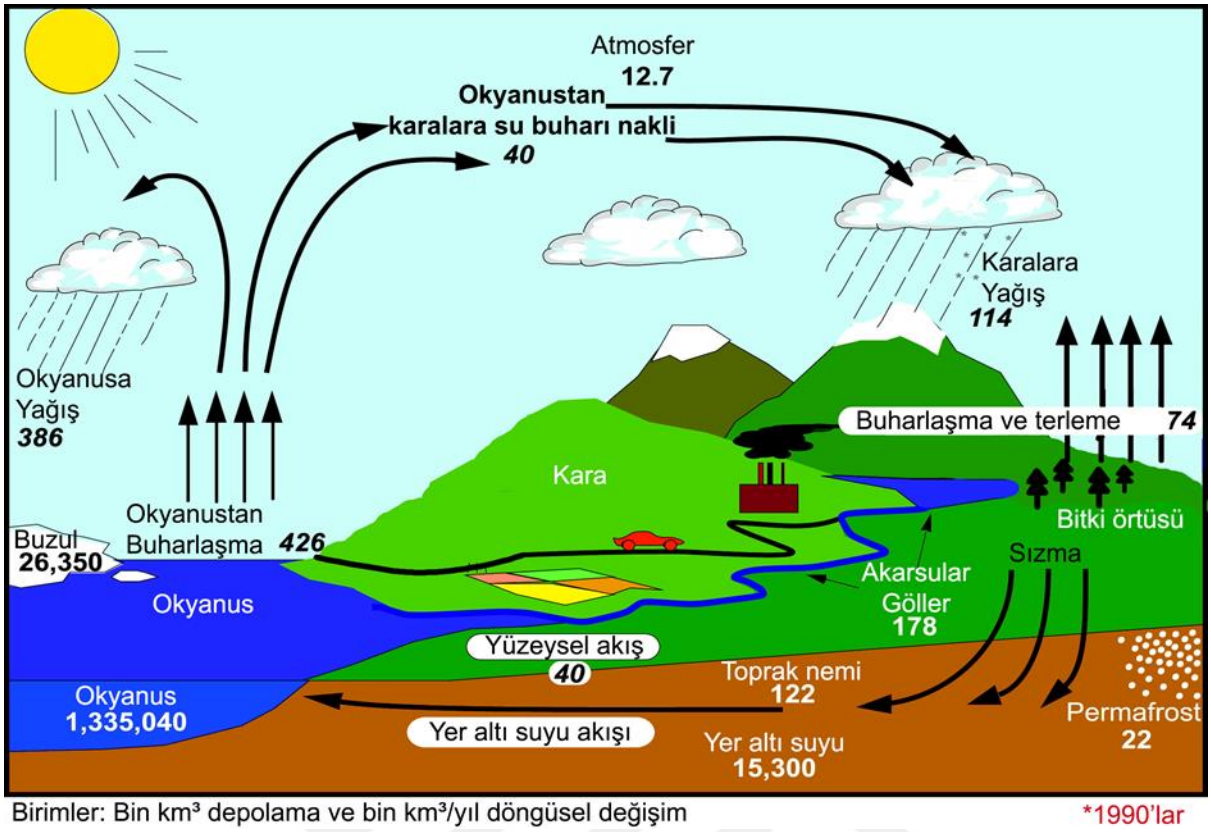
Kara yüzeyinin özellikleri, örneğin yüzey terlemesi, buharlaşma ve ısı transferi tepkileri, üst atmosfere yavaş bir şekilde etki ederek tüm troposferi değiştirebilir. Bu nedenle, arazi kullanımının (yani kentsel / kentsel olmayan) atmosferik değişkenler üzerindeki etkilerini anlamak, arazi yüzeyinin (örtü) atmosferle etkileşimlerini incelemek için oldukça önemlidir.

Arazi örtüsü, bitki örtüsü türleri ve diğer yüzey örtüleri gibi unsurlar, arazi kullanım değişiklikleri sonucu değişebilir. Bu değişiklikler, bir arazi yüzeyinin diğerine dönüşmesi ya da

dönüştürülmesi anlamına gelir, örneğin ormandan tarım arazisine geçiş gibi. Bu değişimlerin atmosfer ve iklim üzerindeki etkileri yaklaşık iki yüzyıldır bilinmektedir, ancak son on yılda detaylandırılmıştır (Mills, 2014). Kentleşme ise kentsel alanlarda doğal çevre alanlara göre daha büyük ısı kapasitesine ve yüzey enerjisi değişikliklerine yol açar. Bu nedenle, kentsel alanların atmosferik değişkenler üzerindeki etkileri araştırılırken, kentsel alanların bitki örtüsü, gizli ısı akışları, insan kaynaklı ısı üretimi, etkili albedo'da azalma ve yayılan radyasyonun yeniden emilimi gibi faktörlerin dikkate alınması gerekir. Bu faktörler sıcaklığı, rüzgâr akışını ve türbülanslı karışımı etkiler. Kentsel alanlar, çevredeki kırsal veya bitki örtülü alanlara göre daha yüksek sıcaklık oluşumuna neden olan kentsel ısı adası (KSE) etkisine sahiptir. Bu etki, şehir sirkülasyonu ile oluşur ve havanın yükselmesine neden olarak, kentsel alanın üzerinde bulutlar ve yağışlar oluşmasına sebep olabilir.

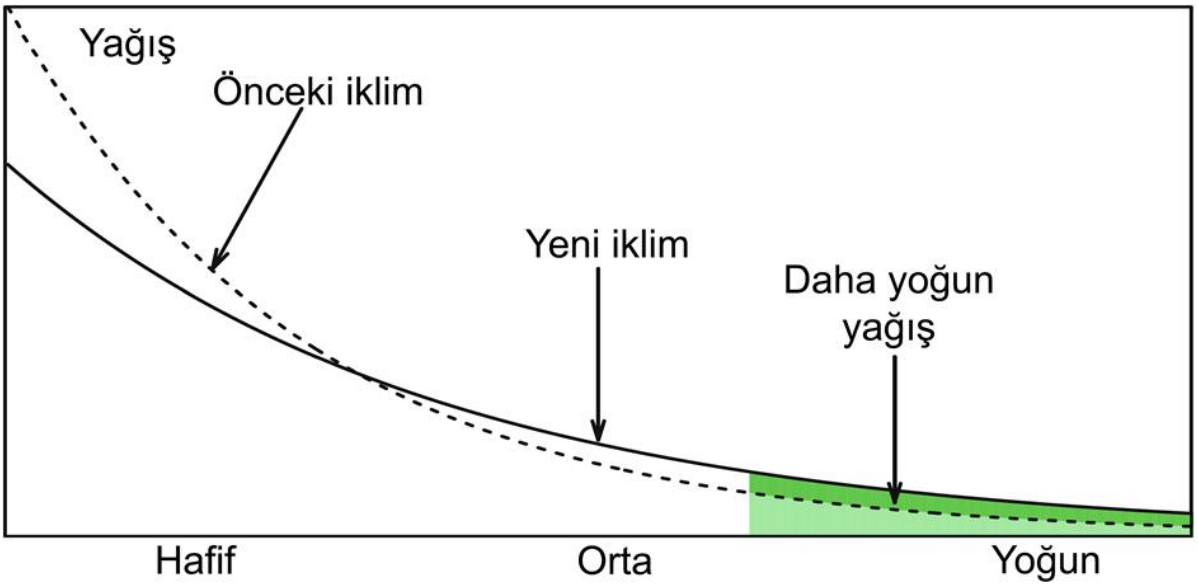
Yağış

Su döngüsü, atmosfer, okyanuslar ve kara ile ilişkilidir ve altı bileşenden oluşur: yağış, yoğunlaşma, buharlaşma, terleme, yüzey akışı, sızma ve yeraltı suyu akışıdır (Şekil 1.1). Bitkilerle ilgili su süreçleri ve sıvı alışverişi, kara yüzeyinden atmosfere gerçekleşir. Sonrasında, atmosferdeki nem ve su buharı düşük sıcaklıklarda sıvıya dönüşerek bulutlar ve yağış oluşturur. Yağış, yağmur, kar yağışı ve bulutlardan inen diğer katı veya sıvı su formlarından oluşur. Yağış, toprağa düşer (yağmur, kar ve buz) ve yüzeyden akar (yüzey akışı) veya topraktan zemine sızar (sızma ve yeraltı suyu). Yağış, kara su döngüsünün en önemli bileşenidir (Flato vd. 2000). Yağış değişiklikleri, su varlığı üzerinde doğrudan etkili olup, yüzey sularının depolanmasını ve akış oluşumunu etkiler. Arazi kullanım değişiklikleri gibi faktörler, alan hidrolojisi üzerinde dört ayrı etkiye sahip olabilir; bunlar zirve akış niteliklerindeki, toplam yüzey akışındaki, su kalitesindeki ve hidrolojik olanaklardaki değişikliklerdir (Leopold, 1968). Bu çalışmada, yağış terimi, yağışı tanımlamak için kullanılmaktadır.



Şekil 1.1: Su Döngüsü. Kaynak: https://www.metlink.org/resource/the-changing-water-cycle.

Su döngüsünün önemli bir parametresi olan yağış, operasyonel su yönetimi, seller ve heyelanlar gibi kabul edilebilir risklerin yanı sıra altyapı tasarımı için de hava tahmini ve hidrolojik araştırmalar için zorunlu bilgi sağlar. Yağıştaki zamansal ve mekânsal değişimler, aşırı yağış olaylarının yoğunluğunu ve sıklığını gösterir ve aşırı yağış genellikle belirli bir hava durumu nedeniyle oluşur. Bu aşırı yağış olayları, insan etkileri, doğal değişkenlikler veya diğer zorlayıcı faktörler tarafından değiştirilen karmaşık iklim sistemlerinden kaynaklanır. Bu nedenle, iklim sistemi değişikliklerinin önümüzdeki yıllarda yağış dağılımını ve aşırı olayları değiştirmesi beklenmektedir. Bu bilgiler, hava tahmini ve hidrolojik araştırmalar için zorunlu olup, su yönetimi ve altyapı tasarımı için de önemlidir. (Zwiers vd. 2013; Kunkel vd. 2013; Westra vd. 2014).



Şekil 1.2: Tarafından Sunulan, Günlük Yağışların Olasılık Dağılımını Şematik Olarak Gösteren Eğrisel Dağılımın Tasviri (Zwiers vd. 2013).

Kentleşme ve Yağış Etkileşimi

Küresel nüfus dağılımı, insanların dünya genelinde aynı yaşam koşullarına sahip olmadıklarını göstermektedir. Yüksek nüfuslu kesimler şehirlere taşınmakta ve gelecekte daha fazla insan kentsel alanlarda yaşayacaktır. Cohen (2003) tahminlerine göre, gelişmiş ülkelerde nüfusun %75'i 2000 yılında iken, bu oran 2030 yılında %83'e yükselecektir. Geçen yüzyılda, insanların sadece %14'ü şehir merkezlerinde yaşarken, 1950'de yaklaşık %30'u şehirlerde yaşıyordu. 2008 yılı sonunda, dünya nüfusunun %50'sinden fazlası kentsel alanlara taşınmıştır (Satterthwaite, 2008). Eğer bu eğilim devam ederse, 2050 yılında bu oran %66'ya yükselecektir (Birleşmiş Milletler, 2015).

Türkiye'nin toplam nüfusu ve şehirli nüfusu, 1965-2009 yılları arasında önemli bir artış göstermiştir. Ülkenin toplam nüfusu bu süre içinde 31,391,421'den 72,561,312'ye yükselerek yaklaşık 2 kat artmıştır. Şehirli nüfus ise 9,158,129'dan 53,473,706'ya yükselerek yaklaşık 6 kat artmıştır. Türkiye'de şehirleşme oranları da 1965'ten 2009'a sürekli olarak artmış ve %30,8'den %73,7'ye yükselmiştir. Bu süre zarfında yaklaşık 2,5 kat artmıştır. En yüksek artış ise 1980-1990 yılları arasında, yani Türkiye'nin şehirleşme sürecinde ikinci bir ivme kazandığı dönemde gerçekleşmiştir.

1990 yılında Türkiye'de şehirleşme oranı ilk kez %50'nin üzerine çıkmıştır. Bu, ülkede toplam nüfus artışından daha hızlı bir şekilde şehirli nüfus ve şehirleşme oranlarının arttığını göstermektedir, bu da hızlı bir şehirleşme hareketinin yaşandığını işaret etmektedir. Şehirleşme oranları, coğrafi bölgelere göre dağılımı ve zaman içinde değişimleri dikkate alındığında, hemen hemen her bölgede önemli artışlar gözlenmiştir. Şehirleşme oranının en yüksek olduğu bölge, Marmara Bölgesi'dir ve bölgedeki şehirleşme oranı 2009'da %88,9'a yükselmiştir (Garipağaoğlu, 2010). Kentleşmedeki bu artış,

iklim üzerinde yerel bir etkiye sahip olabileceğinden önemlidir. Bu nedenle, arazi örtüsü değişiklikleri (örneğin kentsel biçim) arazi iklimi arasındaki etkileşimi anlamak için en çok araştırılan konulardan biridir. 1920'lerden beri araştırmacılar, kentsel alanların yağış dağılımını etkilediğini gözlemlemişlerdir. Örneğin, Horton (1921), Amerika Birleşik Devletleri'nin kuzeydoğusundaki bir dizi şehir merkezinin fırtına büyümesi yarattığını bildirmiştir. Atmosferik araştırmacılar, bu tür değişiklikleri izlemek için deneyler tasarlamışlardır. Örneğin, Metropolitan Meteoroloji Deneyi (METROMEX) (Ackerman vd. 1978), 1970'lerde yağış modelleri üzerindeki kentsel etkileri inceleyerek kentsel alanlarda yağışların arttığını gözlemlemiştir.

Özellikle kentleşmenin yağış olayları üzerindeki etkileri, KSE, yüzey pürüzlülüğü ve aerosol konsantrasyonlarındaki artışların yağış değişimleri üzerindeki kentsel etki kaynakları olabileceği sonucuna varan birkaç çalışma bulunmaktadır (Han vd. 2014; Shepherd, 2005). PBL'deki KSE'nin neden olduğu istikrarsızlık, konveksiyon ve mezo-ölçek dolaşımda ve dolayısıyla yağış oluşumlarında önemli bir rol oynamaktadır (Lin ve Chen, 2011; Shem ve Shepherd, 2009). Özellikle sakin atmosferik koşullar altında, kentsel alanların rüzgâr yönünde aşırı yağış olayları için fiziksel mekanizmalar arasında termal tedirginlikler (yani, büyük bir duyarlı ısı akışı) tanımlanmıştır (Han vd. 2014). Kentleşmenin yağış ve konveksiyon üzerindeki etkisi, genişleyen kentsel yüzey pürüzlülüğünün bir sonucu olarak yakınsamanın artmasıyla da tetiklenebilir. Kentsel alanlarda kırsal alanlara göre daha fazla yüzey pürüzlülüğü, kentsel alana yaklaşan havanın rüzgâr üstü sınırına yakın bir yerde yavaşlamasına ve kentsel alan çevresinde yönlendirilmesine neden olur. Sonuç olarak, yönlendirilen hava kentsel alanın rüzgâr altı tarafında yukarı doğru hareket edebilir (Rozoff vd. 2003).

Pürüzlülüğün yağış üzerindeki etkilerini anlamak için, bozulmuş veya çatallı konvektif sistemlerde sistematik çalışmalar yapılması gerekmektedir. Kentsel alanların rüzgâr yönüne doğru yön değiştiren hava akımı nedeniyle nemli konveksiyonun başlamasıyla ilgili kesin çalışmalar yapılmamıştır (Steeneveld vd. 2011). Ayrıca, sadece yüzey pürüzlülüğünün iyileştirilmesi (yani, nemli konveksiyon için gerekli güçlü yukarı doğru hareket olmadan) çökelmeyi artırmak için yetersiz kalabilir (Miao vd. 2011; Rozoff vd. 2003; Thielen vd. 2000). Bu nedenle, kentsel kaynaklı aerosollerin mekanizmalarını ve rollerini anlamak için çeşitli faktörler göz önünde bulundurulmalıdır. Aerosol tipine (aerosol boyutu ve konsantrasyonu) ve çevresel koşullara bağlı olarak, aerosoller (kentsel hava kirliliği) ve bulutlar arasındaki etkileşimler, yağış gelişimini etkileyebilir (Khain, 2009; Tao vd. 2012).

Rosenfeld vd. (2007), aerosollerin ve kirletici emisyonların, doğrudan ve dolaylı olarak albedo üzerindeki etkileri ve yağış modelindeki değişiklikler yoluyla radyasyon sürecini değiştirebileceğini belirtmiştir. Daha önceki çalışmalara göre, yağışta azalma olasılığı düşük aerosol konsantrasyonları altında yüksekken (Junkermann vd. 2011), yağış artışı ise yüksek aerosol konsantrasyonları, yüksek

nem ve güçlü konveksiyon altında olabilir (Altaratz vd. 2014; Han vd. 2012). Bununla birlikte, aerosollerin ve yüzey pürüzlülüğünün yağış üzerindeki etkisinin (yağış miktarının azaltılması veya artırılması) karmaşık olduğu ve kentsel alanlarda yağış değişimlerinden sorumlu olan fiziksel süreçler hakkında herhangi bir sonuca varmanın zor olduğu düşünülmektedir.

Aşırı Yağışlar Hakkında Ön Bilgi

1951'den bu yana, aşırı yağış olaylarındaki artış, ortalama yağıştaki artıştan daha fazla birkaç orta enlem alanında gözlemlenmiştir (IPCC, 2014). Bu orantısız şekilde yüksek eğilim, atmosferin nem tutma kapasitesindeki artışlarla açıklanabilirken, ortalama yağış atmosferik enerji bütçesine bağlıdır (Barbero vd. 2017; Lenderink ve van Meijgaard, 2010; Pall vd. 2007). Aşırı yağışlar insan toplumları ve yaban hayatı üzerinde önemli etkilere neden olur (örneğin, Meehl vd. 2000). Bununla birlikte, bazı olumlu etkiler de oluşabilir; örneğin, olağandışı şiddetli yağış olaylarının ardından kurak bölgelerde yaban hayatının çiçek açması gibi. Yağışın aşırı düşmesi sel riskini artırır ve bu, sel savunmalarına daha fazla yatırım yapılması ihtiyacını ortaya çıkarır (Fowler vd. 2005). Gelecekte, antropojenik sera gazı emisyonlarının neden olduğu küresel ısınma, ortalama yağışların düşeceği tahmin edilen bazı bölgelerde bile yağış değişkenliğinde artışlara ve aşırı şiddetli yağış olaylarına (örneğin Trenberth vd. 2007) neden olacak (Fowler ve Ekström, 2009; Frei vd. 2006). İklim modelleri de bu sonucu sürekli olarak üretmektedir (Meehl vd. 2007). Fiziksel olarak, Clausius-Clapeyron ilişkisi, atmosferin su tutma kapasitesinin Kelvin başına yaklaşık %7 arttığını öne sürer (Trenberth vd. 2003). Bu da en azından ortalama yağış yoğunluğunda bir artış anlamına gelmektedir. Ayrıca, gelişmiş bir hidrolojik döngünün oluşabileceğine dair önemli kanıtlar mevcuttur (Fowler ve Kilsby, 2007). Son zamanlardaki aşırı hava olayları ve aşırılıkların iklim modeli tahminlerine göre artıp artmadığını değerlendirirken, bireysel aşırı hava olaylarını antropojenik küresel ısınmaya bağlamak uygun değildir. Bunun yerine, gözlenen değişikliklerin yalnızca doğal değişkenlikle açıklanıp açıklanamayacağını değerlendirmek için, önemli bir süre boyunca aşılması gereken eşiklerin değişikliklerini belirlemeye ve bu tür değişikliklerin istatistiksel önemine odaklanılmalıdır.

Aşırı yağışların sıklığı ve yoğunluğundaki önemli gelişmeler, dünyanın farklı bölgeleri için yapılan birçok çalışmada bildirilmiştir (Buishand vd. 2013; Easterling vd. 2000; Hardwick Jones vd. 2010; Westra vd. 2013), ve küresel ısınma bağlamında projelendirilmiştir (Hartmann vd. 2013; Hirsch ve Archfield, 2015). Christensen vd. (2007) çalışmasında, aşırı olayların değişmeyen bir iklim yerine mevcut ısınma ikliminde meydana gelme olasılığının daha yüksek olduğu sonucuna varmıştır. Avrupa'da, olumlu eğilimlere sahip aşırı yağışlarda önemli değişiklikler artan sayıda çalışmayla gösterilmiştir (Casanueva vd. 2014; Feyen vd. 2012; Karagiannidis vd. 2012; Klein Tank ve Können, 2003; Madsen vd. 2014; Santos ve Fragoso, 2013; van den Besselaar vd. 2012). Örneğin, van den

Besselaar vd. (2012), Avrupa bölgelerinde geri dönüş dönemi için 1951-2010 yılları arasında ilk ve son 20 yıl arasında yaklaşık %21'lik bir ortalama azalma bulmuştur. Batı Avrupa'da Almanya ülkesi (Hundecha ve Bárdossy, 2005; Zolina vd. 2008) ve Belçika (De Jongh vd. 2006; Schmith, 2001) için aşırı yağışta artan bir değişiklik belirlenmiştir. Kış için önemli artışlar görülmüş, sonbahar ve ilkbahar için ise daha az önemli artışlar kaydedilmiştir.

I. Amaç ve Hedefler

Önümüzdeki araştırmada, en önemlileri aşağıda listelenen bir dizi hedef takip edilmektedir:

- Marmara Bölgesi'ndeki yağışların uzun vadeli değişim ve dalgalanmalarının analizi: Çalışma alanındaki yağış değişikliklerinin eğiliminin uzun vadeli incelenmesi, geçmişten günümüze yağış değişikliklerinin durumunun kapsamlı bir görüntüsünü sunabilir. Genel yağışların alçalan veya yükselen eğilimi ve diğer yandan uzun vadeli eğiliminde ortaya çıkan değişiklikler bu aşamada incelenecektir.
- Marmara Bölgesi'nde yağışların oluşumunda küresel ısınmanın etkisinin araştırılması ve analizi: Bu çalışmanın önemli amaçlarından biri, küresel ısınmanın çalışma alanındaki yağış eğilimleri üzerindeki etkisini incelemektir. Küresel ısınmanın bölgedeki yağış miktarında bir azalmaya mı yol açtığı, yoksa tersine uzun vadeli yağış eğiliminde bir artışa mı yol açtığı bu kapsamda ispat edilecektir.
- Çalışma alanında yaygın yağışlara neden olan atmosferik desenlerin çıkarılması, tanımlanması ve incelenmesi: Bu amaçla, yaygın yağışlara neden olan atmosferik desenler belirlenecektir. Bu bölgede yaygın yağışların meydana gelmesinde üst atmosferdeki ve yer yüzeyindeki hangi desenlerin önemli bir rol oynadığı belirlenecek. Bu hedefin tez çalışmasının en önemli amacı olduğu söylenebilir.
- Marmara Bölgesi'nde yaygın yağışlara neden olan nem akımlarının ve hava kütlelerinin girişinin izlenmesi: Bu şekilde, çalışma alanındaki yaygın yağışların nem beslenme ana kaynaklarını ve diğer yandan hareket yolunu ve girişini bölge bazında belirlemek mümkün olacaktır.

II. Konu, Kapsam ve Literatür Özeti

Yağış, hidroloji, iklim değişikliği ve ekolojik araştırmalardaki uygulamalar için önemli bir girdi olup, mekânsal ve zamansal ölçeklerde büyük değişkenliğe sahiptir. Bu mekânsal-zamansal heterojenliğin su döngüsü ve kara yüzeyi süreçleri üzerinde önemli bir etkisi vardır (Chen vd. 2019). Yağış rejimlerinin mekânsal değişkenliğinin su kaynakları, kuraklık ve çölleşme koşulları üzerinde derin etkileri vardır (örneğin Frederick & Major, 1997; Kansakar vd. 2004; Xoplaki vd. 2004).

Yağış, bitki örtüsünü, tarımsal üretimi ve su kaynaklarını kontrol ettiği için büyük önem taşıyan meteorolojik ve klimatolojik bir unsurdur. Aşırı yağış ise afetlere, önemli altyapı hasarlarına ve bazen de can kaybına yol açan sellerden sorumlu olabilmektedir. Aşırı yağış olaylarından kaynaklanan etkilerin karmaşıklığı, atmosferik dolaşım özelliklerine ve topografyaya bağlı olan mekânsal tutarlılıklarına göre değişir (Parker ve Abatzoglou 2016). Aşırı yağışların yüksek yüzdesinin döngüselliğe bağlı olduğu dikkate alındığında, aşırı yağışa neden olan atmosferik sirkülasyon karakteristikleri oldukça ilgi çekicidir. Siklon kaynaklı aşırı yağışların yüzdesi, Marmara Bölgesi de dâhil olmak üzere Dünyanın bazı bölgelerinde %80'i aşmaktadır (Pfahl ve Wernli 2012, Lolis ve Turkeş, 2016).

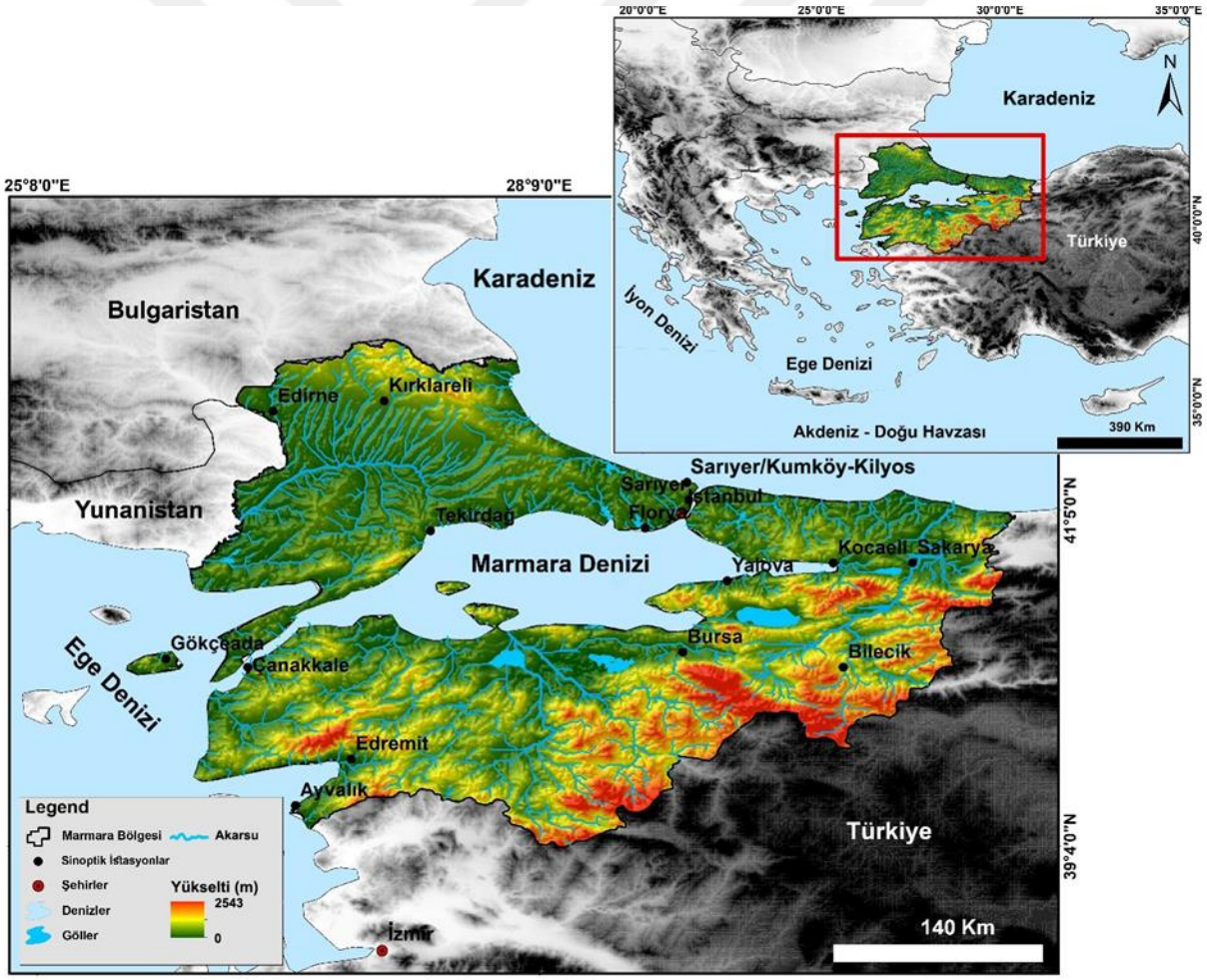
Son on yılda, küresel ısınma bağlamında hem küresel hem de bölgesel olarak yağış rejimlerinin araştırılmasına olan ilgi artmıştır. Çoğu araştırmacı, son 100 yılda (1880-2012) küresel ortalama hava sıcaklığının 0.74°C - 0.85°C artmasının (Pachauri ve Reisinger, 2007; Hartmann vd. 2013) atmosferdeki su buharı miktarında artışa, su döngüsünde ve atmosferik dolaşımda değişikliklere neden olduğunu; ayrıca yağış sıklığı ve yoğunluğu ile özellikle aşırı yağışlarda gözlenen küresel artışın da sellere, heyelanlara ve can kayıplarına neden olduğunu vurgulamaktadır (Allan & Soden, 2008; Min vd. 2011; Min vd. 2011; Shiu vd. 2012; Field vd. 2012; Westra vd. 2013; Westra vd. 2013; Asadieh ve Krakauer, 2015; Champion vd. 2019). Bazı çalışmalar, Kuzey Yarımkürenin orta enlemlerinde-çoğunlukla 35° K enleminin kuzeyinde potansiyel olarak tehlikeli yağışların yoğunluğu ve sıklığında bir artış olduğunu göstermiştir (Min vd. 2011; Westra vd. 2013; Bocheva ve Pophristov, 2019).

Son birkaç on yılda doğal afetlerin sıklığı artmakta ve Dünya çapında daha tehlikeli hale gelmektedir. Uluslararası veri tabanlarındaki raporlarda, rapor edilen doğal afet sayısının 1950'lerde yılda yaklaşık 30 ve 2000'den beri yılda 400'ün üzerinde olduğunu görülmektedir. (EM DAT 2012). Ayrıca, bu tür felaketlerden etkilenen insan sayısı da 1960'larda yılda yaklaşık 25 milyon iken 2000'lerden itibaren yılda 300 milyona yükselmiştir (EM DAT 2012). Bu eğilimin ana nedeni, iklimle ilişkili felaketlerin sayısının artmasıdır (EM DAT 2012). Taşkınlar, doğal afetlerin %40'ından ve tüm Dünyadaki afet kaynaklı can kayıplarının yarısından sorumludur (Bich vd. 2011).

Küresel iklim modelleri ve gelecek iklim projeksiyonları, antropojenik küresel ısınma nedeniyle 21. yüzyılın sonunda yoğun yağışların artacağını göstermiştir (Collins vd. 2013, Kawase vd. 2019). Bununla birlikte son zamanlarda yapılan birçok çalışma, son birkaç on yılda meydana gelen aşırı yağış olaylarının sıklığı ve yoğunluğunda belirgin bir artış olduğunu bulmuştur (Donat vd. 2016, Min vd. 2011, Alexander vd. 2006). Aşırı yağış olaylarının toplum üzerinde ciddi etkileri olabilir. Kentsel alanlar, dağlık alanlar, tarım alanları ve nehir havzaları bir bütün olarak bu olaylardan etkilenebilmektedir (Booij, 2002; Semmler ve Jacob, 2004).

Aşırı yağış olayları, sel, toprak kayması, mülklerin tahrip edilmesine, mahsul kayıplarına, ekonomik kayıplara, su kaynaklı hastalıkların yayılmasına ve ölümlere yol açabilecek taşkınlar yoluyla toplum üzerinde büyük bir etkiye sahiptir (Handmer vd. 2012; Collow vd. 2017; Zhao vd. 2019). Bununla birlikte, bu tür olayların gelecekte nasıl değişebileceğine ilişkin önemli belirsizlikler bulunmaktadır (IPCC, 2013; Janssen vd. 2014). Geçmiş olayları ve bunların zaman içinde nasıl değiştiğini inceleyerek çok önemli ve kapsamlı bilgi elde edilebilir.

Marmara Bölgesi de özel coğrafi konumu nedeniyle her yıl bu tür atmosferik felaketlerden (aşırı yağışlar) etkilenmektedir. Marmara Bölgesi, Karadeniz ile Marmara ve Akdeniz arasında yer alması nedeniyle bu bölgelerde oluşan siklonik sistemlerden büyük ölçüde etkilenmektedir. Öte yandan çok zengin nem kaynaklarına erişim nedeniyle bu bölgede yağış miktarı, özellikle de yaygın ve yoğun yağış oluşum ihtimali çok daha yüksektir. Dolayısıyla bu atmosferik felaketin incelenmesi ve ortaya çıkmasına neden olan atmosferik özelliklerin tanınması bölge için özel bir öneme sahiptir (Şekil 1.3).



Şekil 1.3: Çalışma Alanının Konumu ve Genel Topografik Görünümü.

Bu çalışmada, Marmara bölgesinin iklimini daha kapsamlı ve ayrıntılı bir şekilde incelemek ve çalışma alanını etkileyen hava kütlesinin daha doğru ve eksiksiz sonuçlar elde etmek için çaba

gösterilmiştir. Bu çalışmanın incelenen ölçeğinin sinoptik ölçek olduğu ve sinoptik çalışmaların en az bin kilometre veya daha büyük bir ölçeği kapsadığı düşünüldüğünde, Marmara bölgesinin tamamının araştırma kapsamına alınması ve Marmara'nın iklimsel geçiş bölgelerinin daha büyük bir bölümünün ele alınması kararı alınmıştır.

Türkiye'de ve küresel ölçekte yağışların istatistiksel analizi, sinoptik analizi, modellemesi, simülasyonu ve tahmini üzerine çok sayıda araştırma yapılmıştır. Türkiye'de bu konuda yapılan araştırmalar arasında; Temuçin, 1990; Erlat, 1996; Gönençgil, 1997; Kömüşcü, 1998; Şen ve Habib, 2000; Türkeş ve Erlat, 2003; Tatli vd. 2004; Türkeş ve Erlat, 2005; Türkeş ve Erlat, 2006; Türkeş vd. 2007ab; Telat ve İrdem, 2007; Türkeş vd. 2009; Sariş vd. 2010; Gönençgil ve Gülten, 2010; Türkeş ve Tatlı, 2011; Kömüşcü ve Çelik, 2013; Tatli, 2014; Tatli, 2015; Baltacı vd. 2015; Asikoglu ve Ciftlik, 2015; Demirtaş, 2016; Lolis ve Türkeş, 2016; Deniz vd. 2016; Bacanli ve Tanrikulu, 2016; Baltacı, 2017; Baltacı, 2017; Hepbilgin ve Telat, 2017; Güner Bacanli, 2017; Yurtseven ve Serengil, 2017; Toros vd. 2018; Hepbilgin ve Telat, 2018; Akkoyunlu vd. 2019; Tatli ve Menteş, 2019; Çeribaşı, 2019; Topuz vd. 2020; Mersin vd. 2022 sayılabilir. Araştırma literatürüne göre, Türkiye'de yapılan tüm çalışmalardan aşağıda kısaca açıklanan 7 araştırma Marmara Bölgesi'ne odaklanmıştır.

Kömüşcü ve Çelik (2013) ile Toros vd. (2018), sinoptik olarak atmosferik haritaları inceleyerek 10-7 Eylül 2009 tarihlerinde meydana gelen yoğun yağışların hidro-meteorolojik çalışması ve modellenmesi hakkında vaka çalışmalarıdır. Baltacı vd. (2015) farklı atmosferik sirkülasyon türleri ve bunların Marmara Bölgesi'nde 1971 ve 2010 yılları arasında yağış üzerindeki etkileri, ilgili yüzey basınç sistemlerine özel olarak odaklanılarak incelenmiştir. Akkoyunlu vd. (2019), Türkiye'nin batısında ve Marmara Bölgesi de dâhil olmak üzere Ege Denizi'nde aşırı yağış olaylarının atmosferik koşullarını incelemiştir. Deniz yüzeyi basınç haritaları, deniz seviyesi sıcaklıkları ve 850 hPa seviyesindeki sıcaklıkları kullanarak 2006-2015 yılları arasında konvektif ve siklonik yağışların yanı sıra deniz etkilerine bağlı yağışları içeren farklı yağış türlerini mevsimsel ve yıllık olarak ayırdılar. Bu yazarlar, Marmara Bölgesi'ndeki çoğu yağışın (%21) konvektif olduğu ve Balkanlar üzerinde bir yüksek basınç merkezinin ve Doğu Akdeniz üzerinde bir alçak basınç merkezinin eşlik ettiği sonucuna varmışlardır. Türkeş ve Deniz, 2011 yılında Marmara bölgesinin güney kesimlerindeki eğilimleri ve iklim değişikliklerini araştırdılar. Araştırmaları sonucunda, Marmara bölgesinin güney bölgelerinde Akdeniz yağış rejiminin hüküm sürdüğü ve bu bölgede yıllık yağış miktarında azalma eğilimi olduğu ortaya çıkmıştır. Abbasnia ve Toros ise, 2019 yılında Marmara bölgesindeki uzun vadeli aşırı hava durumu göstergelerini incelemişlerdir. Yaptıkları çalışma sonucunda, Marmara bölgesindeki çoğu istasyonun yıllık ve yoğun yağışında artış gözlemlenmiştir. Balcıoğlu ve Gönençgil (2022), İstanbul bölgesindeki yağış ve sıcaklık eğilimini 5 farklı indeks ile yaptıkları araştırmaya dayanarak, ortalama sıcaklık ve tropik gecelerin eğiliminin arttığı ve donlu günlerin sayısının azaldığı sonucuna

varmışlardır. Ancak yağış değişkeni açısından, genel olarak uzun vadede bölgede aşağı yönlü bir eğim bulunmakta ve bu eğilim Boğaz hattındaki istasyonlarda tamamen farklı ve yukarı yönlü olmuştur.

Ancak şu ana kadar Marmara Bölgesi'nde gerçekleştirilen çalışmalar, o bölgede yağışların analizi ve aşırı yaygın yağışların oluşumunu etkileyen sınırlı sayıda faktörü incelemiştir. Buna karşılık, Marmara Bölgesi'nde son on yılda bu tür yağışların zamansal eğilimi, küresel ısınmanın bölge yağışları üzerindeki etkileri, hava kütlelerinin ve bu yağışları besleyen nem kaynaklarının kökeni ve en önemlisi bu tür yağışların meydana gelmesi sırasında 500 hPa seviyesinin jeopotansiyel yüksekliği desenleri ve yer yüzeyi basıncı desenlerin belirlemesi ve çıkarılması şimdiye kadar dikkate alınmamıştır. Bu nedenle, planlanan çalışma, mevcut araştırma boşluklarının bir kısmını doldurmayı amaçlamaktadır.

Ayrıca bu konuda Dünyada yapılan araştırmalar arasında da; Semmler and Jacob, 2004; Grumm and Holmes, 2007; Philandras vd. 2011; Ramos vd. 2012; Kopparla vd. 2013; Oliveira vd. 2013; Peters ve Roebber, 2014; Toreti vd. 2016; Röhner, 2016; Freychet vd. 2016; Yu ve meng, 2016; Caloiero vd. 2018; Samman ve Gallus Jr, 2018; Bednorz ve. 2019; Feng ve Qi, 2019; Barlow vd. 2019; Liang vd. 2019; Bocheva ve Pophristov, 2019; Franchito vd. 2019; Lenggenhager vd. 2019; Zhao vd. 2019; Champion vd. 2019; Hian-Wui Chang vd. 2020; Sugimoto, 2020; Aragon vd. 2020; Drori, 2021; Todaro vd. 2022; Varlas vd. 2022; Mersin vd. 2022; Kastridis vd. 2022; Abu Hammad vd. 2022 sayılabilir.

III. Yöntem

III.I. Veriler

Bu araştırmayı yürütmek için öncelikle kütüphane çalışmaları yapılmıştır. Bu amaçla yağış ve yaygın ve aşırı yağışlar alanında çeşitli iç ve dış kaynaklar incelenip ve bunlardan elde edilen yöntemler ve sonuçlar, tezin kalitesini iyileştirmek ve artırmak için mümkün olduğunca kullanıldı. Bu tez iki istatistiksel-sinoptik boyutta yapılmıştır. Araştırmanın temel yaklaşımı çevreselden atmosferik dolaşıma göre ortaya konulmuştur. Böylelikle önce yer yüzeyinde meydana gelen aşırı yaygın yağışlar tespit edilip daha sonra bu olgunun nedeni ve bu olaya yol açan atmosferik desenler, atmosferin üst ve yer yüzeyi seviyelerinde ortaya koyuldu. Bu araştırmayı yürütmek için üç veri kategorisi kullanıldı. Birinci veri kategorisi, sinoptik istasyonlarla ilgili verilerdir. Bu çalışmada incelenen sürenin, istatistiklerin kaydının başlangıcından 2019 yılına kadar sinoptik istasyonlardan alınan verilere dayandığı unutulmamalıdır. Bu araştırmayı yapmak için, çalışma alanındaki 1960 yılından itibaren uzun dönemli kayıt verileri bulunan 15 sinoptik istasyon kullanılacaktır. Çalışma süresi 1960-2020 arası 61 yıldır. Tablo 1.1, incelenen istasyonların özelliklerini göstermektedir. İkinci veri kategorisi, NOAA organizasyonunun web sitesinden elde edilen atmosferin üst seviyelerine ait verilerle ilgilidir. Atmosfer

jeopotansiyel yükseklik verileri (HGT), zemin yüzey basıncı (SLP), yörünge ve meridyen rüzgârı (UWND ve VWND), bağıl nem (RHUM), mutlak nem (SHUM), Omega ve yağışa dönüşme potansiyeli olan su miktarı (PR_WTR) gibi veri setleri elde edilip ve araştırma sürecinde kullanıldı. Üçüncü veri kategorisi, NOAA organizasyonunun web sitesinden elde edilen ve küresel ısınma verisi olarak kabul edilen okyanus ve kara yüzey sıcaklığı anomali indeksine ilişkin verisidir.

Tablo 1.1: Çalışılan Alanda Sinoptik İstasyonların Özelikleri.

Sıra	No	İstasyon	İrtifa (m)	Enlem	Boylam	Gözlem Türü
1	17059	Kumköy-Kilyos	38	41.2505	29.0384	OMGİ - Sinoptik - Günlük Klima
2	17061	Sarıyer	59	41.1464	29.0502	OMGİ - Sinoptik - Günlük Klima
3	17636	Florya	37	40.9758	28.7865	OMGİ - Günlük Klima
4	17116	Bursa	100	40.2308	29.0133	OMGİ - Sinoptik - Günlük Klima
5	17050	Edirne	51	41.6767	26.5508	OMGİ - Sinoptik - Günlük Klima
6	17052	Kırklareli	232	41.7382	27.2178	OMGİ - Sinoptik - Günlük Klima
7	17056	Tekirdağ	4	40.9585	27.4965	OMGİ - Sinoptik - Günlük Klima
8	17069	Sakarya	30	40.7676	30.3934	OMGİ - Sinoptik - Günlük Klima
9	17120	Bilecik	539	40.1414	29.9772	OMGİ - Sinoptik - Günlük Klima
10	17119	Yalova	4	40.6589	29.2796	OMGİ - Sinoptik - Günlük Klima
11	17066	Kocaeli	74	40.7663	29.9173	OMGİ - Sinoptik – Günlük Klima
12	17175	Ayvalık	4	39.3113	26.6861	OMGİ - Sinoptik - Günlük Klima
13	17145	Edremit	21	39.5895	27.0192	OMGİ - Günlük Klima
14	17110	Gökçeada	79	40.191	25.9075	OMGİ - Sinoptik - Günlük Klima
15	17112	Çanakkale	6	40.141	26.3993	OMGİ - Sinoptik - Günlük Klima

III.II. Yöntem

Araştırmanın genel süreci şu şekildedir, Öncelikle Marmara Bölgesi'nde yağış verileri üzerinde istatistiksel çalışmalar yapıldı. Daha sonra bölgedeki yağış eğilimi, değişimi ve dalgalanmaları incelendi. Ardından, mekânsal değişiklikleri daha iyi anlamak için, bölgede meydana gelen yağış miktarı CBS ortamında jeoistatistik model kullanılarak analiz edildi. Yağış verilerinin eğilimini incelemek ve bunlardaki değişiklikleri ve dalgalanmaları analiz etmek için, doğrusal regresyon modeli ve 6 mertebe polinomial regresyonu kullanıldı. Ayrıca yağış verilerindeki trend değişikliklerini anlamak için de Mann-Kendall modelinden yararlandı. Daha sonra küresel ısınmanın Marmara Bölgesi'nde yağışlar üzerindeki etkilerini anlamak için veriler korelasyon modeli ve standart Z skorları ile değerlendirilmiştir. İstatistiksel analizlerin son adımında, MLP-ANN modeli kullanılarak bölgenin yağısı modellendi ve gelecek için öngörü yapıldı. Bölgede belirlenen aşırı yağış verileri daha sonra

sinoptik analizleri için kullanıldı. Sinoptik analiz bölümünde, ilk olarak atmosferik yer yüzeyi basıncı ve 500 hPa'lık jeopotansiyel yükseklik desenleri çıkarıldı. Daha sonra, her bir yer yüzeyi basıncı deseninde meydana gelen en yüksek yaygın yağış miktarına sahip günden, sinoptik analizi yapmak için faydalandı. Bu amaçla, ilk olarak her desende aşırı yaygın yağış olan günler belirlendi. Sonra o günün yüzey basınç haritaları ve 500 hPa seviyesinin jeopotansiyel yüksekliği hazırlandıktan ve haritaların doğruluk açısından hassas kontrolleri yapıldıktan sonra GrADS uygulamasının yazılım ortamında çizilen haritalar sayısal verilere dönüştürüldü. Sayısal olarak düzenlenen haritalar, yüzey basıncı ve 500 hPa'lık jeopotansiyel yükseklik desenlerini elde etmek için hiyerarşik kümeleme ve faktör analizi yöntemleriyle analiz edildi. Daha sonra her kümedeki günlerin ortalaması alınıp ve Surfer uygulamasına aktarıldıktan sonra krigging modeli ile interpole edilerek istenen küme deseni çizildi. Son olarak, sinoptik analiz için, meydana gelen maksimum yaygın yağış miktarına sahip her kümeden bir gün seçilip ve seçilen günün haritaları (jeopotansiyel yükseklik, yer yüzeyi basınç, rüzgâr akışı, nem üfleme, nem akısı konverjans ve diverjans, yağışa dönüşe bilen su miktarı, omega, vortisiti, atmosferik jet akımları ve atmosferik aktif cephe oluşum haritaları) hazırlandı ve analiz edildi.

III.II.I. Kümeleme

III.II.I.I. Hiyerarşik Kümeleme

Kümeleme, giriş veri setine benzer modellerden oluşan bir grup (küme) oluşturma işlemidir. Bir kümeleme algoritması, bir grubun benzer modellerini bir kümeye yerleştirmeyi ve bu kümeyi, birbirine göre farklı modellere sahip olan sonraki kümelerden ayırmayı amaçlar. Kümeleme yöntemi, veri madenciliği, görüntü işleme ve biyoinformatik gibi çeşitli çalışma alanlarında veri analizi için yaygın olarak kullanılmaktadır. Hiyerarşik kümeleme yönteminin en önemlilerinden biri olduğu birçok kümeleme yöntemi vardır. Hiyerarşik kümeleme algoritmasının yöntemi, en yakın kümeleri aşağıdan yukarıya yönteminde birleştirmek (kümülatif kümeleme) veya kümeleri yukarıdan aşağıya yönteminde ayrı kümelere bölmektir (fisyon kümeleme). Kümülatif bir hiyerarşik algoritmada, önce her desen bir kümeye yerleştirilir, ardından birbirine çok yakın iki küme birleştirilir ve bu süreç tüm kalıpları içeren bir küme oluşana kadar devam eder.

Yukarıdan aşağıya yöntemde önce tüm kalıpları içeren bir küme oluşturulacak ve daha sonra bu küme iki ayrı kümeye dönüştürülecek ve bu iki küme ayrı kümelere bölünecektir. Bu süreç, modellerin her biri bir küme haline gelene kadar devam edecektir. Bir kümeler hiyerarşisi olan hiyerarşik kümeleme algoritmasının giriş ve çıkış modelleri arasındaki ilişki, dendrogram diyagramı adı verilen bir ağaç dalı diyagramı ile iyi bir şekilde temsil edilir. Dendrogramlar, farklı düzeylerdeki verilerin dağılımının daha iyi bir görünümünü verir. Bu özellik, hiyerarşik kümeleme algoritmasını

verileri tanımlamak ve görselleştirmek için ideal bir seçim haline getirir. Ayrıca küme sayısının önceden bilinmediği bazı uygulamalarda dendrogram diyagramı, kullanıcıların küme sayısına karar vermeleri için görsel bir yöntem sağlayabilir (Rashedi vd. 2014).

Ward'ın kümeleme yöntemi, felsefesi aşağıdaki gibi özetlenebilen hiyerarşik bir kümeleme yöntemidir. Kümelenecek N eleman olduğunu varsayarak, tam olarak bir varlıktan oluşan N küme ile başlayın, en benzer küme çifti için benzerlik matrisini araştırın ve en benzer küme çiftlerini birleştirme yoluyla küme sayısını bir azaltın. Tüm kümeler birleştirilene kadar bu adımları uygulayın. Ward'ın amacı, her aşamada, birleşmesi, karelerin toplam grup içi hata toplamında (veya birleştirilmiş kümelerin ağırlık merkezleri arasındaki mesafelerde) minimum artışı sağlayan iki kümeyi bulmaktır.

K grupları, *J* değişkenleri ve her grupta N_i elementleri bulunan bir aşamada $v_T(\mathrm{K})$ karelerinin grup içi hata toplamı şu şekilde tanımlanır:

$$v_T(\mathrm{K}) = \sum_{k=1}^{k}\left(\sum_{j=1}^{J}\left(\sum_{i=1}^{N_i}(x_{ijk}-\overline{x}_{jk}(i))^2\right)\right);\ \overline{x}_{jk}(i) = \frac{1}{N_i}\sum_{i=1}^{N_i}x_{ijk};\ \sum_{i=1}^{K}N_i = N$$

(1)

Burada x_{ijk} , *k*'inci gruptaki *i*-inci gözlemlerden *j*-inci değişkeninin değeridir ve $\overline{x}_{jk}(i)$ bu grup içindeki ortalama değerdir. Dolayısıyla, toplama sırasını takiben, ilk toplam belirli bir değişken için bir grup içindeki değişkenliğe karşılık gelir, ikincisi tüm değişkenleri toplar ve sonuncusu toplam değişkenliktir.

Ward yöntemini uzamsal olarak bağımlı verilere uygulayabilmek için denklem (1) düzeltilmelidir. Bunu yapmak için, [5]'de tanımlanan Mahalanobis mesafesi kullanılmalıdır. *N* elemanlı bir örnekte z_i , z_j noktaları arasındaki öklid mesafesi:

$$d^2{}_M\left(z_i, z_j\right) = \left(z_i - z_j\right)^T C^{-1}\left(z_i - z_j\right);\ C = \frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}\left(z_i - \overline{z}\right)\left(z_i - \overline{z}\right)^T, \mathrm{i, j} = 1, 2, ..., \mathrm{N}$$

(2)

Burada $\overline{z}$, ortalama anlamına gelir. Daha sonra, bölgeselleştirilmiş değişkenler için uzaklık [5]'e göre genelleştirilmelidir, yani:

$$d^2{}_{MG}\left(z_i, z_j\right) = \left(z_i - z_j\right)^T\left[C(0) + C(h)\right]\left(z_i - z_j\right);\ \ \mathrm{i, j} = 1, 2, ..., \mathrm{N}, (i \neq j)$$

(3)

Burada $C(0)$ örnek varyans-kovaryans matrisidir ve $C(h)$, $h = \left\| z_i - z_j \right\|$ gecikmesindeki otomatik kovaryans matrisidir. Bu yaklaşımı kullanarak toplam değişkenlik artık

$$V_T\left(K\right) = \sum_{k=1}^{K}\left(\sum_{i,j\varepsilon C_k} d^2{}_{MG}\left(z_i, z_j\right)\right) \tag{4}$$

Her aşamada, değişkenlik kaybını en aza indiren bu iki küme birleştirilir. Ardından, iki grubu birleştirdikten sonra toplam değişkenlik şu şekilde ölçülür:

$$V_T\left(K-1\right) = \sum_{k=1}^{K-1}\left(\sum_{i,j\varepsilon C_k} d^2{}_{MG}\left(z_i, z_j\right)\right) + \sum_{i,j\varepsilon C_{(k_1,k_2)}} d^2{}_{MG}\left(z_i, z_j\right), k \neq k_1, k_2 \tag{5}$$

Dolayısıyla değişkenlik kaybı şu şekilde hesaplanabilir (Hervada-Sala, ve Jarauta-Bragulat, 2004):

$$\Delta V\left(K, K-1\right) = V_T\left(K-1\right) - V_T\left(K\right) \tag{6}$$

III.II.I.II. Faktör Analizi

Bu analizin amacı, bağımsız göstergelerin çıkarılabileceği çalışılan değişkenlerin kombinasyonlarını bulmaktır (Farajzadeh, 2007). Faktör analizi modeli, çok sayıda değişkenin birkaç ana faktöre indirgenebildiği ve böylece ana verilerin bir özetini sağlayan çok değişkenli istatistiksel yöntemlerden biridir (Abrahams, 1972; Hann, 1986; White, 1975; Bartzokas ve Metaxas, 1995; Feoktistov vd. 2007; Mohan ve Arumugam, 1996). Değişkenler arasındaki içsel korelasyon ne kadar yüksekse faktör sayısı o kadar düşük olacaktır (Najafi ve Nasiri, 2009). Bu yöntemin avantajı, değişken sayısını azaltırken orijinal verilerdeki varyansın başlangıç değerini korumaya devam etmesidir (Alijani, 2009). Faktör analizi modeli aşağıdaki gibidir:

$$\begin{aligned} X_1 - \mu_1 &= \ell_{11} f_1 + \ell_{12} f_2 + \ldots \ell_{1m} f_m + \varepsilon_1 \\ X_2 - \mu_2 &= \ell_{21} f_1 + {}_{\ell X_1,\ldots,X_n}\, 22 f_2 + \ldots \ell_{2m} f_m + \varepsilon_2 \\ X_p - \mu_p &= \ell_{p1} f_1 + \ell_{p2} f_2 + \ldots \ell_{pm} f_m + \varepsilon \end{aligned} \tag{7}$$

P bileşenli gözlemlenebilir rastgele vektör *X*, ortalama ve kovaryans matrisine sahiptir. Faktör modelinde, *X*'in ortak faktörler olarak adlandırılan birkaç görünmez rastgele değişkenin doğrusal bağımlılığı olduğu ve P'nin hata veya spesifik faktörler olarak adlandırılan başka bir değişken kaynağı olduğu varsayılmaktadır (Khosravi ve Aramesh, 2012). Her faktörün varyansını maksimize etmek ve faktör yapısının yorumlanmasını kolaylaştırmak için faktör eksenleri varimax rotasyonu ile döndürülür (Nadi ve Khalili, 2013). Genel olarak, faktör rotasyonu doğrusal bir dönüşümdür. Bu dönüşümde,

veriler arasında yeni koordinat eksenleri geçirilerek bu eksenler üzerindeki değişkenlerin görüntüsü zamansal ve mekansal yapılar modayı basitleştirir. Şimdiye kadar, faktör rotasyonu genellikle uzamsal modellerin yapısını basitleştirmek için kullanılmıştır. Bu yöntemde, aynı zaman modeline sahip olan uzaysal alanlar, komşu alanlardan ayrılır (Masoudian, 2003). Araştırmacıların araştırmaları, döndürülmüş faktör analizinin uzaysal kalıpları tespit etmede dönmeyen faktör analizine göre daha etkili olduğunu göstermektedir (Cheng vd. 1995). Bu nedenle, araştırmacılar iklim değişkenlerinin uzamsal modellerini belirlemek için döndürülmüş faktör analizi kullanmışlardır.

III.II.II. Pearson Korelasyon Yöntemi

Korelasyon ilişkisi, iki veya daha fazla değişken arasındaki ilişkiyi inceler ve katsayısını hesaplar. Değişkenler arasındaki korelasyon pozitif veya negatif olabilir. Bir değişkendeki değişime diğer değişkendeki değişimler eşlik ediyorsa ve birinin artışına diğerinin artması eşlik ediyorsa veya tam tersi, birinin azalmasına diğerinin azalması eşlik ediyorsa, aralarındaki korelasyonun olumlu olduğunu söyleyebiliriz. Pozitif korelasyon 0 ile +1 arasında değişir, yani tam pozitif korelasyonun katsayısı +1'dir. Ancak bir değişkenin değişimine ve artışına başka bir değişkenin azalması eşlik ediyorsa, aralarındaki korelasyonun negatif olduğu ve değerinin 0'dan -1'e değiştiği, yani tam negatif korelasyon oranının -1'e eşit olduğu söylenebilir. İki değişken arasında ilişki yoksa korelasyon sıfır olacaktır. Bu nedenle, iklim çalışmalarının en önemli durumlarından biri, çalışılan değişkenler arasındaki ilişkileri anlamaktır. Bu tür değişkenler arasında var olan ilişkilerin açıklanması, planlama açısından gerekli tahminlerin yapılmasını mümkün kılacaktır (Farajzadeh, 2007). Uzaklık ve göreceli ölçek boyutlarına sahip değişkenler arasındaki korelasyon katsayısını belirlemek için en yaygın testlerden biri Pearson korelasyon katsayısı testidir ve katsayısını hesaplamak için aşağıdaki formül kullanılır:

$$r_{x,y} = \frac{\sum xy}{NS_x S_y} \tag{8}$$

Bu formülde $r_{x,y}$, x ve y değişkenleri arasındaki korelasyon; N, denek sayısı; S_x, x puanlarının standart sapması; $\sum xy$, ortalamanın puanları arasındaki farkın çarpımıdır ve S_y, y puanlarının standart sapmasıdır (Hafeznia, 2010).

III.II.III. Standart Z Skorları

Seçilen istasyonların yağış değişimlerini Dünya'nın sıcaklık anomalileri ile karşılaştırmak ve değişimlerinin trendini modellemek, ayrıca küresel sıcaklık anomalilerinin istasyon yağışları üzerindeki etkisini belirlemek, her iki veri seti, farklı sayısal kategorilerdeki iki veri setinin birbiriyle

karşılaştırılmasına izin vermek için -1 ile +1 arasında standart Z-skorlama yöntemi kullanılarak standardize edilmiştir. Standart Z-skor denklemi aşağıdaki gibidir:

$$F_{sd} = (f_i - \bar{F}) / \sigma \tag{9}$$

Yukarıdaki denklemde, F_{sd} : standartlaştırılmış sıcaklık elemanının değeri; f_i : verilen yıldaki sıcaklık miktarı; $\bar{F}$: sıcaklığın uzun dönem ortalaması ve σ : çalışılan zaman periyodundaki sıcaklığın standart sapmasıdır (Destjerdi ve Ghavidel, 2007). Standart Z skorlarının miktarı yardımıyla, puanın ortalamadan sapmaları arasındaki dağılımdaki fark, her skorın ortalamadan sapmasını o skor serisinin standart sapmasına bölerek ve skorları birbirleriyle karşılaştırarak ortadan kaldırılabilir (Hafeznia, 2010).

III.II.IV. Parametrik olmayan test

Parametrik olmayan istatistikler genellikle aykırı değerlerin ve diğer normal olmama biçimlerinin varlığından çok daha az etkilenir (Lanzante, 1996) ve monotonik doğrusal bağımlılığın bir ölçüsünü temsil eder (Davis 1986; Rossi vd. 1992). Hidrolojik, meteoroloji, çevresel ve iklim değişkenlerindeki eğilimleri belirlemek için en sık kullanılan parametrik olmayan test Mann-Kendall (MK) testidir (Yadav vd. 2014; Pohlert, 2016). Mann-Kendall (MK) testi gibi parametrik olmayan bir model kullanılarak tespit edilen istatistiksel anlamlılık eğilimi, eğilimin büyüklüğünü belirlemek için Sen'in eğim tahminiyle tamamlanabilir.

III.II.IV.I. Mann-Kendall Testi ve Sen'in Eğim Tahmincisi – Trend Tespiti

Parametrik olmayan Mann-Kendall testi, meteoroloji ve hidroloji alanlarındaki değişkenlerin eğilimlerini tespit etmede yaygın olarak kullanılmaktadır (Liang, vd. 2010; Ahn ve Merwade, 2014; Wang vd. 2019). İstatistik S, Denklem ile elde edilebilir. (1).

$$s = \sum_{k=1}^{n-1} \sum_{j=k+1}^{n} \operatorname{sgn}\left(x_j - x_k\right) \tag{10}$$

$$\operatorname{sgn}\left(x_j - x_k\right) = \begin{cases} +1, if\left(x_j - x_k\right) > 0 \\ 0, if\left(x_j - x_k\right) = 0 \\ -1, if\left(x_j - x_k\right) < 0 \end{cases} \tag{11}$$

Burada n örneğin uzunluğudur, xk ve xj k = 1, 2,…, n-1 ve j = k + 1,…, n'den gelir. n 8'den büyükse, S istatistiği normal dağılıma yaklaşır. S'nin ortalaması 0'dır ve S'nin varyansı şu şekilde elde edilebilir:

$$\mathrm{var}(s) = \frac{n(n-1)(2n+5)}{18} \tag{12}$$

Daha sonra test istatistiği Z, Denklem ile gösterilir. (4).

$$z\begin{cases} \dfrac{s-1}{\sqrt{\mathrm{var}(s)}}, if\ s>0 \\ 0, \qquad if\ s>0 \\ \dfrac{s+1}{\sqrt{\mathrm{var}(s)}}, if\ s<0 \end{cases} \tag{13}$$

Z>0 ise, artan bir eğilimi gösterir ve bunun tersi de geçerlidir. Bir α güven düzeyi verildiğinde, eğer |Z|>Z(1-α/2) ise, sıralı verilerin istatistiksel olarak anlamlı bir eğilim yaşadığı varsayılır, burada Z(1-α/2), standart normal dağılımı izleyen P=α/2'nin karşılık gelen değeridir. Bu çalışmada 0.05 ve 0.01 güven seviyeleri kullanılmıştır. Ayrıca bir zaman serisi trendinin büyüklüğü Sen (Sen, 1968) tarafından geliştirilen parametrik olmayan basit bir prosedürle değerlendirilmiştir. Eğilim şu şekilde hesaplanır:

$$\beta = Median\left(\frac{x_j - x_i}{j-i}\right),\ j>i \tag{14}$$

Burada β Sen'in eğim tahminidir. $\beta > 0$, bir zaman serisinde yukarı yönlü bir eğilimi gösterir. Aksi takdirde, veri serisi zaman periyodu boyunca aşağı yönlü bir eğilim gösterir.

III.II.IV.II. Mann-Kendall Testi - Mutasyon Tespiti

Mann-Kendall testi, iklim ve hidrolojik verilerdeki ani değişiklikleri tespit etmek için de kullanılabilir (Li vd. 2007; Tian vd. 2009; Ye vd. 2013; Zhang, 2018). İlk olarak, bir sipariş seri Sk oluşturma:

$$s_k = \sum_{i=1}^{k}\sum_{j}^{i=1} a_{ij} \quad (k = 2,3,...,n) \tag{15}$$

Burada $a$ij = 1 olduğunda xi > xj; $a$ij = 0 olduğunda xi ≤ xj.

Test istatistiği şu şekilde ifade edilebilir:

$$U'I = \left[s_k - E(s_k)\right] / \left[Var(s_k)\right] \quad (k = 1,2,...,n) \tag{16}$$

Burada $E(S\mathrm{k}) = n(n-1/4)$; $Var(S\mathrm{k}) = n(n-1)(2n+5)/72$. U'I, ileri dizidir ve normal dağılımı takip eder. UI, daha sonra aynı denkleme dayalı veri dizisini tersine çevirerek gösterilebilir. U'I değerleri güven aralığından büyükse boş hipotez (ani değişim noktası yok) reddedilecektir ve değişim noktasının yaklaşık oluşma zamanı, güven aralığı içinde U'I ve UI arasındaki kesişime göre bulunabilir.

Burada, Mann-Kendall sonuçlarından U'I ve UI'nin ardışık değerleri grafiksel olarak görüntülenir. Bu ekranda, UI ve U'I değerleri birkaç kez üst üste gelirse, değişiklikler veya trendler gözlemlenemez, ancak eğrilerin birbiriyle kesiştiği yerlerde, trenddeki başlangıç noktası ve değişikliklerin kesişimi yaklaşık olarak gösterilir. Eğriler (±1.96) aralığında kesişiyorsa, ani bir değişimin başlangıcını ifade eder. Ancak kritik alan dışında birbirlerini kesiyorlarsa, zaman serilerinde bir trendin varlığına işaret eder (Feyzi, 2009). Bu tekniği gerçekleştirmeden önce, verilerin ayrıştırıcı olmadığından emin olmak için veriler üzerinde Run testi yapıldı.

III.II.V. Jeoistatistik Modeli

Nokta verilerini yüzeye genellemek ve veri içermeyen noktaların bilinmeyen değerlerini belirlemek için farklı modellere sahip jeoistatistiksel yöntem kullanılır. Genel olarak, jeoistatistiksel modeller iki ana gruba ayrılır:

III.II.V.I. Cebirsel Enterpolasyon Yöntemleri

Cebirsel yöntemde, bir veya daha fazla prosedür, bilinen koordinatlarda bir dizi gözlem noktasına (z) uyarlanır. Cebirsel enterpolasyonlar doğru veya yaklaşık olabilir, bu nedenle örnekleme sitelerinde gözlemsel değerler kesin değerler (hata veya belirsizlik olmadan) olarak kabul edilirse, enterpolasyon için doğru bir yöntem kullanılması önerilir. Ancak değişken için bir miktar belirsizlik göz önüne alındığında, düzgün bir yöntem seçilebilir. Bu nedenle, bu kategoride, enterpolasyon seviyelerini bilinen noktalara uydurmak için farklı matematiksel fonksiyonlar kullanılabilir. Bu yöntemler, IDW yöntemini ve RBF işlevleri kümesini içerir.

III.II.V.II. Jeoistatistiksel Enterpolasyon Yöntemleri

Jeoistatistiksel enterpolasyonlar, söz konusu değişkenin uzamsal serisinin ortalama ve standart sapma gibi istatistiksel özelliklerine dayanan bir yöntemler grubudur. İstatistiksel yöntemlerde, bir alanın uzamsal ortalamasının tahmin edilmesi, örneklerin sayısına ve her örneğin dâhil olma olasılığına bağlıdır. Bu tip enterpolasyondaki gözlemsel verilerin ağırlığının basit olasılıklı ifadelere dayalı olarak hesaplandığına dikkat edilmelidir. Dolayısıyla istatistiksel yöntemlerin bir dereceye kadar en iyi tahmini yaptığı ve aynı zamanda tahmin geçerlilik değerini de hesapladığı söylenebilir. Bu yöntemler arasında, kriging ve cokriging yöntemlerinden bahsedebiliriz (Saghafian vd. 2010).

III.II.V.II.I. Kriging Yöntemi

Kriging, değerleri tahmin etmede meydana gelen hatanın büyüklüğü ile enterpolasyonun kalitesini belirleyebildiği için diğer enterpolasyon yöntemlerinden farklıdır. Kriging yöntemi, uzamsal olarak ilişkili bileşeni veya uzamsal öz korelasyonu ölçmek için bir yarı variogram kullanır (Lütfen Ek

A'daki yarı variogramın açıklamasına bakın). Kriging, aşağıdaki Denklem (8) 'de verildiği gibi hesaplanır:

$$\hat{Z}(x_0) - \mu = \sum_{i=1}^{N} \omega_i \left[Z(x_i) - \mu(x_0) \right] \tag{17}$$

Burada $\hat{Z}(x_0)$, x_0 noktasındaki tahmini rastgele alan (tahmin niteliği) değeridir ve μ, tüm ilgili bölge (RoI) üzerinde sabit olarak kabul edilen durağan ortalamadır. ω_i parametresi, yarı variogramdan hesaplanan ith enterpolasyon noktasına atanan ağırlıktır ve $Z(x_i)$, bir x_i noktasında ölçülen öznitelik değeridir (Aalijahan ve Khosravichenar, 2021; Bhattacharjee vd. 2013).

Veri setinde uzamsal bir bağımlılık varsa, birbirine yakın olan temas noktaları, daha uzak noktalara kıyasla daha düşük bir yarı varyansa sahip olmalıdır. Ordinary Kriging (OK), Universal Kriging (UK) ve Simple Kriging (SK) bu araştırmada kullanılan Kriging yöntemleridir. OK ve SK arasındaki fark, bölge boyunca ortalamanın ve dağılımın sabit kalmasını bekleyen durağanlık varsayımıdır. SK bu varsayımı kullanır, ancak OK kullanmaz ve bunun yerine modellenen alan boyunca ortalamayı değişen bir arama yarıçapı ile yeniden hesaplar. Ancak gerçekte, bazı uzamsal verilerin ortalama değerinin genel olarak sabit olduğu varsayılamaz, ancak örneğin mutlak konumuna da bağlı olduğundan değişiklik gösterir. Bunun için örneklenmemiş yerlerde de Z(x)'i önceden tahmin etmeyi amaçlayan UK yöntemini kullanıyoruz (Lichtenstern, 2013; Wood ve Miller, 2015). Kriging yöntemlerini kullanmanın bir ön koşulu, bu yöntemin en düşük hata katsayısı ile en iyi tahmini verebilmesi için verilerin normalleştirilmesi veya en azından normal dağılıma yakın bir veri kümesidir. Burada normalleştirme için log-normal yöntemini kullanacağız.

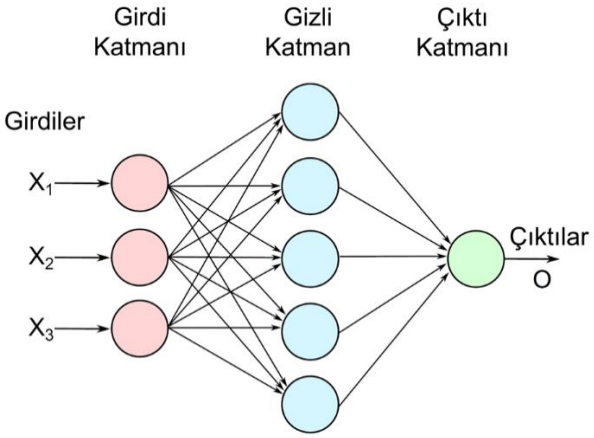
III.II.VI. MLP-ANN Modeli

MLP-ANN modeli, hidrolojik ve klimatolojik verilerin modellenmesi için en yaygın kullanılan YSA yaklaşımı türüdür (Wang vd. 2006). MLP ağı, Şekil 2'de gösterildiği gibi bir dizi nöron ve aktivasyon fonksiyonuna sahip üç katman, giriş katmanı, gizli katman ve çıkış katmanından oluşan ileri beslemeli bir YSA'dır. Girişteki nöronların her biri aracının tüm nöronlarına ve çıkış katmanındaki tüm nöronlara bağlıdır (Alberto Meda-Campana, 2018; Chiang vd. 2019; Velasco vd. 2019 ve Elias vd. 2020; Ojo vd. 2021). İleri beslemeli bir YSA, hem sürekli hem de entegre edilebilir işlevlere yaklaşabilen temel bir YSA türüdür (Ali vd. 2017). Tek çıkış düğümlü ileri beslemeli MLP'nin matematiksel yapısı aşağıdaki denklemle temsil edilebilir (Luk vd. 2000; Esteves vd. 2019):

$$y_1 = S_1\left(\sum_{j=1}^{Nj} w_j S_2 \left(\sum_{i=1}^{Ni} w_i x_i \right) \right) \tag{8}$$

Burada y_1, ağın çıkışıdır ([0, 1]), x_i giriş dizisidir (Şekil 2), w_i veri düğümü ile gizli katman arasındaki bağlantı ağırlıklarıdır, w_j gizli katmandan çıkış katmanına olan bağlantı ağırlıklarıdır, S_1 Girdi katmanından gizli katmana kadar olan aktivasyon fonksiyonudur, S_2 gizli katmandan çıkış katmanına kadar olan aktivasyon fonksiyonudur.

MLP ağları, evrensel işlevlere yaklaşabilir ve bilgi işleme, standartların tanınması, hava durumu tahminleri, görüntü işleme, aktivite tahminleri ve diğerleri gibi farklı görevlerin çözümünü verebilir (Shah ve Ghazali, 2011).



Şekil 1.4: Tek Gizli Katmanlı MLP Ağ Mimarisi Örneği (Yamany vd. 2015).

Nöronlar, girdi ağırlıkları arasında doğrusal bir kombinasyon oluşturarak birden çok gerçek değerli girdiden tek bir çıktı hesaplar ve ardından çıktıyı bazı doğrusal olmayan işlevlere tabi tutar, (Miksovsky ve Raidl, 2005) şu şekilde verilmiştir:

$$y(t) = v_o + \sum_{i=1}^{N} v_i \Psi \left(b_i + \sum_{j=1}^{n} w_{ji} x_i(t) \right) \tag{9}$$

Burada b_i gizli katmandaki sapma, w_{ij} gizli katmandaki nöron ile giriş katmanındaki nöron arasındaki bağlantının ağırlığı, v_i gizli katmandaki nöron ile çıkış katmanındaki nöron arasındaki bağlantının ağırlığı, N gizli katmandaki nöron sayısı, Ψ transfer fonksiyonu, $y(t)$ ise MLP ağının tek çıkışıdır. Parantez içindeki ifade, Hernández vd. 2020, göre perceptron tip nötronlar olarak tanımlanır. MLP genellikle sabit duruma ulaşılana kadar aynı yöndeki hataları en aza indirmek için geri hata yayma algoritması kullanılarak eğitilir (Faris vd. 2014). Bu çalışmada gizli katmanda transfer fonksiyonu olarak bir lojistik fonksiyon kullanılmıştır:

$$f(x) = \frac{1}{1+e^{-x}} \tag{10}$$

Burada x giriş değişkenidir. Böylece transfer fonksiyonu olarak lojistik fonksiyona ek olarak MLP-YSA'nın çıktısı eğitim süreçlerinde uygun eğitim algoritmaları kullanılarak gizli katmandaki

ağırlıklar ayarlanarak daha da iyileştirilebilir. Bu çalışmada, çeşitli eğitim algoritmaları test edilmiş ve aralarında Broyden–Fletcher–Goldfarb–Shanno (BFGS) algoritması, iyi eğitim, doğrulama ve test performansı ve düşük hata nedeniyle en iyi algoritma olarak seçilmiştir.

III.II.VI.I. Broyden–Fletcher–Goldfarb–Shanno Algoritması (BFGS)

Sayısal optimizasyonda, Broyden–Fletcher–Goldfarb–Shanno (BFGS) algoritması, kısıtlanmamış doğrusal olmayan optimizasyon problemlerini çözmek için yinelemeli bir yöntemdir (Mukherjee ve Routroy, 2012; Fletcher, 2013). BFGS algoritması, aşağıdaki adımları kullanarak ters tek Hessian fonksiyonunu doğrudan simetrik bir pozitif tanımlı matris ile yinelemeli olarak tahmin ederek uygulandı (Asirvadam vd. 2004):

Adım 1: Arama yönü d_k , $-P_{k-1}$ g_k 'ye eşit olacak şekilde ayarlandı; burada $-P_{k-1}$ ve, kth yinelemesinde sırasıyla ters H_{k-1}'ye ve onun gradyanına yaklaşımdır. Yakınsama toleransı, minimum 10^{-3} sıra değeri olarak ayarlandı.

Adım 2: d_k boyunca minimum hatayı veren ağırlıklar şu şekilde bulundu:

$$w_{k+1} = w_k + \eta_o d_k \tag{11}$$

$$\eta_o = \min\left(E\left(w_k + \eta d_k\right)\right) \tag{12}$$

Adım 3: Yeni gradyan g_{k+1} hesaplandı ve P_k'ye yaklaşım, aşağıdaki şekilde verilen yeni ağırlık ve gradyan bilgileri kullanılarak güncellendi:

$$s_k = w_{k+1} - w_k \text{ and } \mathrm{y}_k = g_{k+1} - g_k \tag{13}$$

$$\mathrm{U}_k = \left(1 + \frac{y_k^T P_k y_k}{s_k^T y_k}\right)\frac{s_k^T s_k}{s_k^T y_k}, \quad \mathrm{V}_k = \frac{y_k^T P_k y_k + P_k y_k s_k}{s_k^T y_k} \tag{14}$$

$$P_k = P_{k+1} + U_k + V_k \tag{15}$$

Ters Hess matrisi $\left(P_o\right)$'ye ilk yaklaşım, en dik iniş $\left(d_k = -g_k\right)$'ye karşılık gelen bir kimlik matrisi $\left(I\right)$'dir. Matrisler U , V ve P simetriktir ve bu nedenle yakınsama toleransını karşılamak için ağırlık hatalarının azalmasına yol açar (Hery vd. 2014).

III.II.VI.II. Verilerin Normalleştirilmesi

YSA'da benimsenen sigmoid fonksiyonunun doğası dikkate alınarak, eğitim veri seti değerleri Denklem (16) ile 0 ile 1 arasında normalleştirildi ve ağa geçirildi. Eğitimin tamamlanmasından sonra, orijinal etki alanındaki sonuçları sağlamak için çıktı değerleri denormalize edildi.

$$NOR(P_i) = \frac{P_i - Min(P_i)}{Max(P_i) - Min(P_i)} \quad (16)$$

Burada $NOR(P_i)$, P_i'nin normalize edilmiş değeri, $Min(P_i)$, P_i'nin seri minimum değeri ve $Max(P_i)$, P_i'nin seri maksimum değeridir (Sudheer vd. 2008; Vivekanandan, 2014).

III.II.VI.III. Modelin Performansını Ölçme

Tüm ağların performansları, Denklem (17) ile verilen korelasyon katsayısı R^2 ile ölçüldü (Bustami vd. 2007):

$$R = \frac{\sum_{i=1}^{i=n}\left[Q_m - \overline{Q_m}\right]\left[Q_s - \overline{Q_s}\right]}{\sqrt{\sum_{i=1}^{i=n}\left[Q_m - \overline{Q_m}\right]^2 \sum\left[Q_s - \overline{Q_s}\right]^2}} \quad (17)$$

burada:

Q_m : Gerçek yağış değeri

Q_s : Simüle edilmiş yağış değeri

$\overline{Q_m}$: Gerçek yağış değerinin ortalaması

$\overline{Q_s}$: Simüle edilmiş yağış değerinin ortalaması

III.II.VI.IV. Yeniden Ölçeklendirme Aralığı (R/S) Analiz Yöntemi Kullanılarak Hurst Üs Hesaplaması

Hurst üssü, bir veri setinin uzun süreli bellek yayılımını ölçer (Valle vd. 2013; Balkissoon, Fox ve Lupo, 2020). Hurst üssünü tahmin etmek için farklı araştırmacılar tarafından çeşitli teknikler/yöntemler tercih edilir; bunların yeniden ölçeklendirme aralığı (R/S) analiz yöntemi, karmaşık zaman serileriyle ilgili alanlarda en yaygın olarak kullanılır (Taqqu vd. 1995; Kendziorski vd. 1999; Feng ve Zhou, 2013; Tatli, 2015; Pal vd. 2020). Rao ve Bhattacharya'nın (1999) çalışmasında, Hurst üssünü tahmin etmek için kesirli Gauss gürültü modeline kıyasla R/S yönteminin sağlamlığı gösterilmiş ve kullanılması tavsiye edilmiştir. Bu nedenle bu çalışmada R/S analizi yöntemi kullanılmıştır. Durağan olmayan zaman serileri için, R/S analizi 1'den büyük bir Hurst üssü verebilir (Setty ve Sharma, 2015); bu durumda trend siz dalgalanma analizi yöntemi düşünülebilir. R/S analizi, zaman serilerini karakterize etmenin bir yoludur ve işleyişi aşağıdaki şekilde özetlenmiştir. İlk adım, zaman serisini birçok daha kısa seriye ayrıştırmaktır. Hurst (1951), R/S analizi için, herhangi bir zaman serisi için kullanılabilen ve Brownian hareket zaman serileriyle sınırlı olmayan, aşağıdaki beş genel denklemi önermiştir:

$$\left(\frac{R}{S}\right)_s = ks^H \tag{18}$$

Burada k bir sabittir ve s daha kısa zaman serilerinin her birinin uzunluğudur; $1 \le s \le N, N$, zaman serisinin tüm uzunluğudur. R , zaman serisinin aralığıdır ve S , standart sapmadır.

Her boyutun aralığı şu şekilde hesaplanır (Setty ve Sharma, 2015):

$$R = \max\left(z_1, z_2, z_3, ..., z_s\right) - \min\left(z_1, z_2, z_3, ..., z_s\right) \qquad s = 1, 2, ..., N \tag{12}$$

z_s , şu şekilde tahmin edilen kümülatif seridir:

$$z_s = \sum_{i=1}^{s} y_i \tag{19}$$

Burada $s = 1, 2, ..., N$. y_s , daha kısa zaman serilerinin her birinden örnek ortalamanın çıkarılmasıyla tahmin edilen düzeltilmiş zaman serisidir:

$$y_s = x_s - \bar{x} \tag{20}$$

Burada $s = 1, 2, ..., N$ ve:

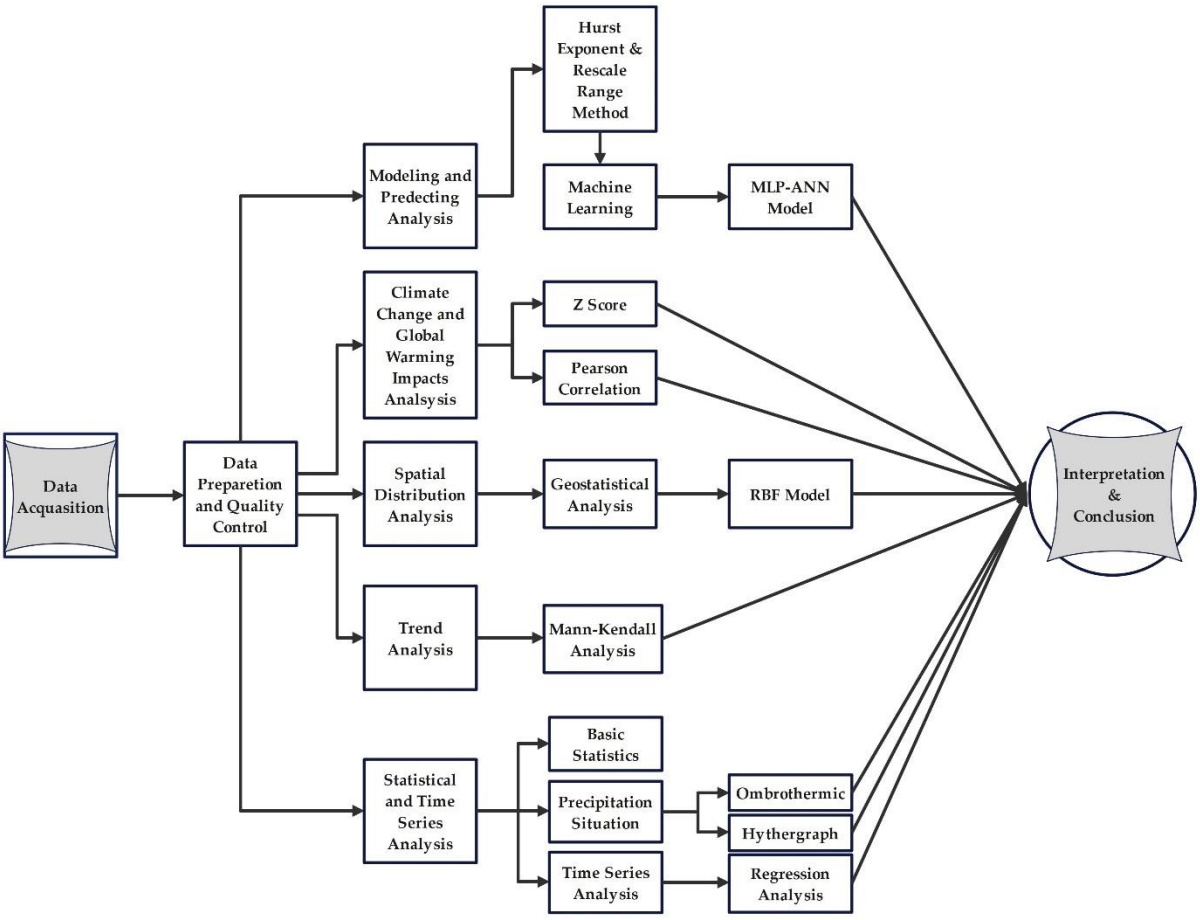
$$\bar{x} = \frac{\sum_{i=1}^{N} x_i}{N} \tag{21}$$

Hurst üssü, log-log ölçeğinde $(R/S)_s$ ve s arasında çizilen çizginin eğimi olarak tahmin edilir.

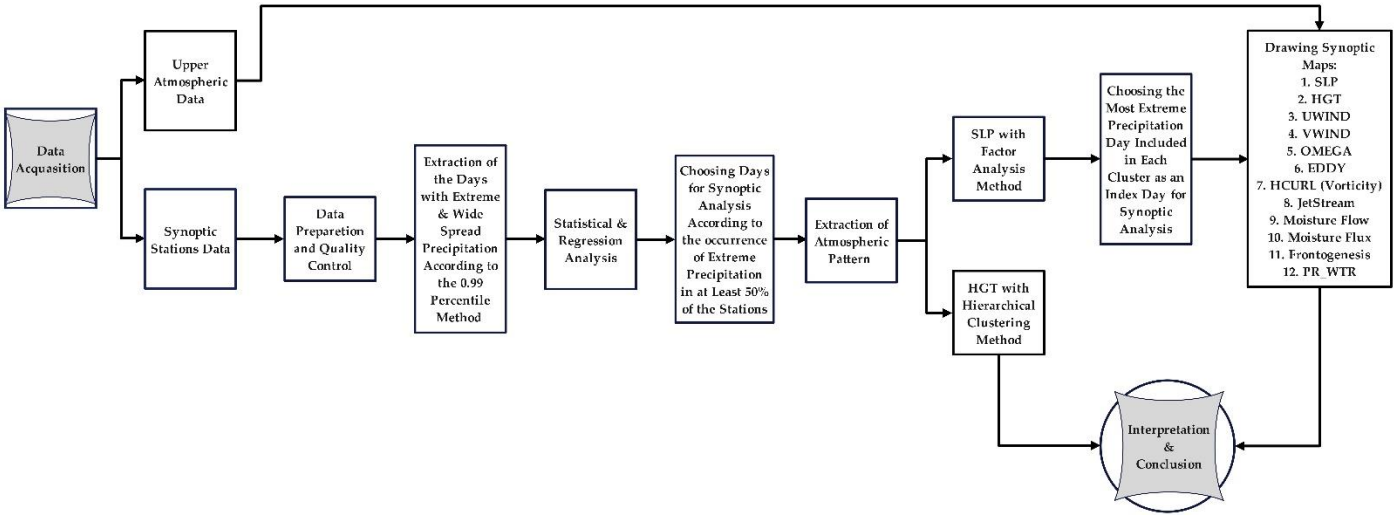
III.II.VII. Yüzdelik taban endeksi

Şu anda şiddetli ve aşırı yağışları hesaplamak ve belirlemek için en yaygın yöntem olan bu endeks, esas olarak belirli bir yüzdelik eşiği temel alarak şiddetli, çok şiddetli ve aşırı yağışlı günlerin sayısını belirlemek için kullanılır (Petersen vd. 2001; Alexander vd. 2006). Yüzdelik indeks, özellikle iklim değişikliği çalışmalarında ve aşırı yağıştaki değişikliklerin araştırılmasında giderek daha fazla kullanılmaktadır (Haylock ve Nichols, 2000; Nichols vd. 2000; Manton vd. 2001). Uluslararası bir anlaşmaya göre, toplam yağışlı gün sayısından, yüzde 95 ve yüzde 99'a eşit veya üzerindeki günler, sırasıyla şiddetli yağış ve aşırı yağışlı günler olarak kabul edilir (Nichols vd. 2000; Petersen vd. 2001; Zhang vd. 2005; Alexander vd. 2006).

İstatistiksel ve sinoptik bölümler için yapılan araştırma adımlarının akış şemaları, Şekil 1.5 ve 1.6'da gösterilerek detaylı bir şekilde sunulmaktadır.



Şekil 1.5: Araştırmanın istatistiksel araştırma bölümünde uygulanan adımların akış şeması



Şekil 1.6: Araştırmanın sinoptik araştırma bölümünde uygulanan adımların akış şeması

BÖLÜM I

1. MARMARA BÖLGESİNİN COĞRAFYA ÖZELLİKLERİ

1.1. Genel Bakış

1.1.1. Bölgenin Yeri ve Sınırları

Marmara Bölgesi, Türkiye'nin kuzeybatısında yer alır ve adını İstanbul ve Çanakkale boğazları aracılığı ile Karadeniz ve Ege (Akdeniz) denizleriyle birleşen denizden alır. Bölgenin kuzeydoğu-güneybatı uçları arasındaki uzaklık 290 km, kuzeybatı-güneydoğu uçları arasındaki mesafe ise 385 km'dir. Bölgenin sınırları Mudanya güneyinde Marmara Denizi'ne 40 km kadar yaklaşırken, Sındırgı güneyinde 135 km kadar bir mesafe ile uzaklaşır. Tekirdağ ile Bulgaristan sınırı arasındaki uzaklık da hemen hemen aynıdır. Marmara Bölgesi, Marmara Denizi'ne ek olarak Karadeniz ve Ege Denizleri'ne de (Baba Burnu-Meriç ağzı arası) komşudur. Ayrıca, Çanakkale Boğaz ağzına yakın olan Gökçeada (İmroz) ve Bozcaada gibi iki Ege adası da Marmara Bölgesi'nin bir parçasıdır. Bölgedeki adalar (Marmara Adaları, İmralı, Kızıladalar, Heybeli, Büyükada ve diğerleri) de bölgenin bir parçasıdır. Bölgenin Avrupa sınırını ise siyasi nitelikteki Yunanistan ve Bulgaristan sınırları oluşturur. Bu sınırlar etnografik özelliklere göre belirlenmemiştir. Bulgaristan sınırı 1913 Balkan Savaşı sonrasında şekillenmiş ve 1923 Lozan Anlaşması ile çizilmiştir. Bölge, Rezve Deresi ağzından başlayıp bir süre bu dere yatağını takip ederek doğuya doğru uzanır. Daha sonra, Istranca Dağları'nın ormanlık ve çalılıklı geniş vadilerinden batıya geçer, Tunca Nehri'ni aşar ve güneybatıya doğru döner. Son olarak, Kapıkule yakınlarında Meriç Irmağı yatağına ulaşır (Arınç, 2011).

Yunanistan sınırı, Büyükdoğanca köyünün 3,5 km güneyinde başlayarak Meriç Irmağı'nın talveg hattını takip eder ve Lozan Anlaşması'na göre Edirne şehrinin demiryolu istasyonu ile Meriç'in batı yakasında bulunan Karaağaç ve yakınındaki iki köy Türkiye'ye bırakılmıştır. Sınır buradan itibaren güneybatı doğrultusunda yine Meriç Irmağı'nın talvegini izleyerek Enez'e ulaşır ve Marmara Bölgesi'nin komşu ülkelerle olan kara sınırının toplam uzunluğu 481 km'yi bulur. Yunanistan sınırının uzunluğu 212 km iken, Bulgaristan sınırı ise 269 km'dir. Marmara Bölgesi, Asya tarafında Karadeniz, İç Anadolu ve Ege bölgeleri ile komşudur. Bölgeyi Karadeniz Bölgesi'nden ayıran sınır çizgisi, Karasu-Akçakoca arasında yer alan Sakarya Irmağı ve Melen Çayı vadilerinin arasındaki tepelerle başlar. Hendek ve Düzce ovalarını birbirinden ayıran tepeleri takip ederek, Adapazarı Ovası'nın güneyinde yükselen 1337 metre yüksekliğindeki Kara Dağ'a ulaşır. Sınır hattı buradan güneybatıya yönelir, Gölpazarı ve Geyve arasındaki dağların zirvelerini izler ve Geyve Boğazı doğusunda Karasu (Sakarya)

Vadisi'ne ulaşır. Bu vadiyi güneye doğru takip ederek bir süre devam eder ve Bozüyük ile İnönü yerleşmeleri arasından İç Anadolu'ya geçer (Arınç, 2011).

İç Anadolu'ya geçildiğinde Karadeniz Bölgesi ile olan ortak sınır sona erer, ancak bu bölge ile olan komşuluk kısa sürer. Sınır çizgisi kuzeybatıya doğru döner ve Yirce ve Domaniç sırtlarını boyunca Ege Bölgesi'nin İç-batı Anadolu Bölümü'nü ayırmak üzere uzanır. Ancak, Uludağ kütlesi, Bursa şehrinden ve ovasından ayrılmaması için, metamorfik arazilerle çevrili bir batolit olmasına rağmen, kütlenin güney yamaçları boyunca geçilerek Marmara Bölgesi'ne bırakılır. Daha sonra sınır hattı güneybatıya doğru döner ve İç-batı Anadolu Eşiği'nin kenarını boyunca uzanarak, yüksek dağlık ve tepelik alanları Ege Bölgesi'nde bırakırken alçak alanları Marmara Bölgesi'nde bırakacak şekilde bir özellik kazanır. Sınır hattı, Bandırma ile Sındırgı arasında uzanan kuzey-güney doğrultulu Susurluk Vadisi etrafındaki alçak alanı ve çevresini (Karesi Yöresi) de Marmara Bölgesi'nde bırakarak güneye doğru uzanır. Sınır hattı Sındırgı güneyinden batıya döner ve Ege Bölümü'nü ayırmak üzere kuzeybatı yönünde geniş yaylar çizerek Marmara ve Ege denizlerine akan suların kaynaklarını birbirinden ayırır. Edremit Ovası Ege Bölgesi'nde bırakılarak, Kaz Dağı'nın su bölümü çizgisi boyunca ilerleyerek Baba Burnu'nda sona erer (Arınç, 2011).

Marmara Bölgesi'nin sınırları dahilindeki toplam alanı, 67.306 km² olarak hesaplanmıştır. Bu da Türkiye'nin toplam alanının %8,5'ine denk gelir ve sadece Güneydoğu Anadolu'dan (Türkiye'nin %7,6'sı) sonra, Türkiye'nin ikinci en küçük bölgesidir. Bölgenin %64'ü Asya Kıtası'nda (42.936 km²) ve %36'sı Avrupa Kıtası'nda (24.370 km²) bulunmaktadır. Marmara Bölgesi'nde yaşayan nüfus miktarı, 2010 yılı adrese dayalı genel nüfus tespiti verilerine göre, 21467813 olarak hesaplanmıştır. Böylece bölge nüfusu, Türkiye nüfusunun %29,1'ine ulaşmıştır. Bölgenin matematiksel nüfus yoğunluğu ise 319 kişi/km'dir. Sayım ve tespit dönemleri bir bütün halinde değerlendirildiğinde ise bölge nüfusunun hızlı gelişim sürecini devam ettirdiği anlaşılıyor. Keza daha on yıl önce nüfus miktarı Türkiye nüfusunun %25'i kadarken, aynı dönem aralığında, payını diğer bölgelerin aleyhine olacak şekilde, %4,1 oranında artırmıştır. Marmara Bölgesi'nin illerine ait idari sınırlar, 1924 ve 1936 yıllarında yapılan idari taksimat çalışmaları sırasında, coğrafi bölge sınırlarını aşacak şekilde belirlenmiştir (o tarihte coğrafi henüz bölge taksimatı yapılamamıştı). Bu nedenle Türkiye'nin diğer bölgelerinde de olduğu gibi, coğrafi ve idari sınırlar örtüşmemektedir. Fakat diğer bölgelerden farklı olarak, il merkezleri diğer bölgelerde olan hiçbir ilçe, Marmara Bölgesi alanına taşmamıştır. Bana karşılık bağlı oldukları il merkezleri Marmara Bölgesi'nde olan 16 ilçe, Ege, İç Anadolu ve Karadeniz bölgelerinin coğrafi sınırları içinde kalmışlardır (Arınç, 2011).

Dolayısıyla başka bölgelere taşan toprakların ayrılmaması halinde, Marmara Bölgesi'ni temsil eden 11 ilin (İstanbul, Bursa, Kocaeli, Balıkesir, Edirne, Kırklareli, Tekirdağ, Çanakkale, Sakarya,

Yalova, Bilecik) toplam yüzölçümü, 77836 km²ye çıkar ve bölge nüfusu da ilgili tablodan da incelenebileceği üzere, yarım milyon nüfusu aşacak şekilde hatalı hesaplanır. Bölgeyi temsil eden illerin iktisadi verileri, bölge sınırları dikkate alınarak yorumlanmadığı takdirde ise gerçekleri yansıtmaktan uzaklaşır (Arınç, 2011).

1.1.2. Bölgenin Özellikleri

Marmara'nın en önemli özelliklerinden biri, doğal ve beşerî yönlerden bir geçiş bölgesi oluşturmasıdır. Bu nedenle bölge, bazı avantajlar ve üstünlükler kazanmıştır. Bölgenin bir kısmı geçiş kuşağı teşkil etmesinden kaynaklanan başlıca Özellikleri, şu şekilde ifade edilebilir:

- Marmara Bölgesi, Balkanlar ve Anadolu olmak üzere iki ayrı kara kütlesinden oluşur ve bu nedenle iki kıta (Avrupa ve Asya) arasında, iki deniz (Karadeniz ve Akdeniz) arasında bir geçiş bölgesi oluşturur. Bu bölgede, iki kara kütlesi birbirine çok yaklaşır ve aralarındaki mesafe boğazlarda 1-1,5 km kadar azalır. Bu nedenle, denizin ayırıcı rolü burada neredeyse tamamen ortadan kalkar. Ayrıca, hidro-biyolojik değişimler ve deniz ürünlerinin kullanımı açısından denizler arasında bir etkileşim mümkün hale gelir. Bazı balık türleri örneğin, kış mevsimini daha sıcak buldukları Marmara Denizi'nde geçirir ve yaz mevsiminde Karadeniz'e geri dönerler (Yücel, 1987).
- Marmara Bölgesi, iklim açısından da bir geçiş bölgesi olarak kabul edilir. Ege Bölgesi'nden kuzeye doğru yayılan kurak Akdeniz iklimi, Marmara Bölgesi'nde kuzeye doğru gidildikçe, Karadeniz kıyılarında gördüğümüz yağışlı iklimlere doğru kademeli bir değişim gösterir. İç kısımlara doğru ilerledikçe ise, step iklimi özellikleri görülür. Bazı yıllar ve mevsimlerde, Akdeniz, Karadeniz ve step iklimlerine özgü unsurlar, egemen oldukları alanlardan komşu bölgelere doğru yayılır ve bu bölgenin ikliminde değişken bir karakter oluşmasına neden olur. Ancak, Marmara Bölgesi'nde hüküm süren iklim özellikleri, köken bölgelerine kıyasla daha hafifletilmiştir (yazları daha az sıcak, kışları daha az soğuk, yağışlar ortalama düzeydedir) (Yücel, 1987).
- Rölyef koşulları da bölgenin geçiş özelliğini yansıtır. Marmara Bölgesi, Türkiye'nin yüksekliği düşük bir bölgesidir. Trakya'nın ortalama yüksekliği 180 m'dir (Türkiye'nin 1132 m'dir). Bölgede yüksek dağlar nadirdir. Uludağ, 2543 m ile 2000 m'yi aşan tek yükseklikli tepe olarak öne çıkar. Dağlardaki devamlılık ve kıyıya paralel sıradağların belirginliği azdır, ancak deniz etkileri kıyılar ve kıyı dağları ardındaki büyük ve küçük ovalara kolayca girer (Yücel, 1987).
- Rölyefin önemli engeller oluşturmaması, bitki örtüsünün büyük farklılıklar göstermesini engeller. Doğal bitki örtüsü, bölgenin hem Avrupa hem de Asya kesiminde birbirine benzer. Ancak iklim bölgelerindeki farklılıklara uygun olarak, Akdeniz, Karadeniz ve stepe yakın

alanlarda kademeli bir farklılık gösterir. Bölgede Akdeniz ikliminin tipik bitkilerinden biri olan zeytin ağacı (*Olea oleaster*), iklim sınırlarını belirgin bir şekilde gösterir (Yücel, 1987).

- Marmara Bölgesi, sık bir akarsu ağına sahiptir. Bölgeden denize dökülen büyük akarsuların çoğunun yukarı ve orta havzaları, bölgenin sınırlarını aşar. Asya kesiminde, akarsuların genel yönelimi başlıca çukurların yönelimine dik olarak güneyden kuzeye doğrudur. Trakya'da ise kuzeyden güneye doğru bir yönelme egemendir. Burada da, diğer bölgelerde olduğu gibi, akarsu rejimleri düzensizdir (Yücel, 1987).
- Nüfuslanma bakımından Marmara Bölgesi, Türkiye'nin en kalabalık bölgesi olduğu gibi, şehirsel nüfus oranının da en yüksek olduğu bölgedir (şehirsel nüfus oranı %90,8, kırsal nüfus oranı %9,8). Bölge nüfusu, bu bakımdan gelişmiş ülkelerin nüfus yapısına benzerlik gösterir. Bölgede kalabalık alanlar olduğu gibi, tenha alanlar da bulunmakta, ancak boş alanlara rastlanılmamaktadır. Kır yerleşmelerinde ise toplu yerleşme şekilleri egemendir (Yücel, 1987).
- Güneydoğu ve iç Anadolu bölgeleri, ekonomik etkinlikler bakımından en verimli üretim için ekili-dikili topraklara sahiptir (en yüksek ekili-dikili alan oranına sahiptirler). Marmara Bölgesi ise üçüncü sırada gelir. Bu bölgede tarım metotları ülke genelinde daha gelişmiştir (nadas oranı oldukça düşüktür) ve sanayi kuruluşları en fazla ve en gelişmiş bölgedir. Bu son durum, bir yandan büyük bir şehir olan İstanbul'un varlığına, diğer yandan da her türlü hammadde ve yakıtın kolayca getirilebilmesine olanak sağlayan ulaşım imkanlarına bağlıdır. Gerçekten de, istisna teşkil eden kesimleri hariç, bu bölge, en yoğun ulaşım örgüsüne sahip olan bölgedir (Yücel, 1987).
- Marmara Bölgesi, Türkiye toplam gayrisafi milli hasılasının 2/3'sini elde eder. Bu nedenle Türkiye'nin iktisadi merkezidir. İstanbul ise Türkiye'nin olduğu kadar Avrupa kıtasının da ticari başkenti ve bir Dünya şehridir.
- Marmara Bölgesi, Dünyada farklı dinlere ait dini yapıların en fazla yoğunlaştığı konumlardan biridir. Sadece İstanbul ilinde 3000 civarında cami, bir patrikhane, onlarca kilise ve sinagog olduğu düşünüldüğünde, bölgenin inanç ve inanç turizmi açısından değeri daha iyi anlaşılabilir.
- Kıtalararası ulaşımda, Türkiye'nin ve dolayısıyla Marmara Bölgesi'nin çok özel bir yeri vardır. Bu ulaştırmada İstanbul, kuşkusuz daha çok önem taşır. Çünkü bu şehir toplanma-dağılma ve transit merkezidir. Boğaz trafiğinin giderek yoğunlaşması, Türkiye ve Marmara'nın öneminin daha da arttığını gösterir. Kara ve demiryolu ulaşan yönünden de büyük önem taşıyan bu bölgede, 1973 yılında hizmete geçen ve yılda 10 milyon aracın geçişi için planlanan Boğaziçi Köprüsü'nden yılda yaklaşık 30 milyon araç geçmektedir. Diğer bir ifadeyle bu köprüden karşılıklı olarak günde 180000 araç, birinci köprüye ilaveten 1988 yılında hizmete giren Fatih Sultan Mehmet Köprüsü'nden ise günde ortalama 130000 araç geçiş yapmaktadır. Bu

olağanüstü değerler, aynı zamanda bölgenin geçiş özelliğini gösteren en önemli parametrelerdir. O halde bu bölge ve boğazlar, Asya ve Avrupa'yı ayırıcı değil, aksine birleştirici fonksiyona sahiptir. Türk toplumu bu ilişki yoğunluğu nedeniyle, batı ve doğudan etkilenmekte ve kültür yapısı bakımından kendisine özgü bir toplum yapısı oluşturmaktadır (Yücel, 1987).

- Marmara Bölgesi'nin coğrafi karakteri; iklimlerin geçiş sahası olması, topoğrafyanın çift yönlülüğü, ekili-dikili alanlar oranının yüksekliği ve ulaşım ağının sıklığı gibi pek çok özellikleriyle ifade edilebilir. Fakat ifade edilen coğrafi determinantların çoğu, diğer bölgelerin de özellikleri arasında sayılabilir. O halde Marmara Bölgesi'nin diğerlerinde bulunmayan en belirgin özelliği; daha fazla nüfus barındırması ve daha geniş bir tüketici nüfus kitlesinin bu topraklarda yaşamasıdır (Yücel, 1987).

1.2. Doğal Çevre

1.2.1. Jeomorfoloji

1.2.1.1. Rölyef Özellikleri

Marmara Bölgesi, orta kısmında Karadeniz ve Akdeniz'le bağlantılı bir iç deniz yer alan, alçak bir rölyefe sahiptir. Genellikle yarımadalardan oluşan bölgenin, batıda kabaca Türkiye kara sınırları boyunca, doğu ve güneyde ise Karadeniz ve Ege sınırları boyunca yükselen dağlık bir kenarla kuşatılmıştır. Bu nedenle genel eğim, Marmara Denizi 'ne doğrudur. En son gerçekleşen epirojenik stildeki çökmelerle bugünkü düzenine kavuştuğu düşünülen bölge rölyefinin, bağımsız bir ünite niteliği taşımadığı, aksine komşu alanların arazi ünitelerine benzer ve bağlantılı nitelikler taşıdığı dikkati çeker. Nitekim bir geçiş bölgesi olarak da tanımlanan Marmara Bölgesi rölyefinin, komşu bölgeler rölyefine nasıl bağlandığını üzerinde bazı düşünceler bulunmaktadır. Rölyefi belirten bir harita incelendiğinde, dağ sıralarının birbirinden farklı yönlere doğru uzanan, üç doğrultu gösterdiği kolaylıkla seçilebilir. Bu doğrultular şunlardır:

Kuzey Anadolu Dağları Doğrultusu: Bölgenin doğusunu oluşturan rölyefin ana çizgilerinde, Kuzey Anadolu Dağları'na benzer şekilde, doğu-batı doğrultusu hâkimdir. Aynı doğrultu, alçalmış ve aşınmış Çatalca Yarımadası'nda ve Istranca (Yıldız) Dağları'nda da izlenmektedir. Bu doğrultu, Marmara Bölgesi Yeryüzü şekillerinin, Kuzey Anadolu Dağları'nı da oluşturan tektonik sistemin etkisi altında yükseldiği izlenimini verir. Bilindiği gibi, Karadeniz Bölgesi'nin batı bölümündeki dağlar, özellikle de kıyıya yaklaşan dağlar, alçalır ve devamlılıklarını kaybederler. Kocaeli ve Çatalca yarımadalarının doğu-batı doğrultusu gösteren rölyefinin de alçalamış olduğu konusunda jeomorfolojik

belirtiler vardır. Dolayısıyla bu silik rölyefin, Kuzey Anadolu Dağları'nın kıyıyı izleyen sırası olan Küre (İsfendiyar) Dağları'na bağlı olduğu söylenebilir. Yine aynı şekilde bölgenin güneydoğusunda yükselen Samanlı Dağları'nın da Geyve Boğazı doğusunda, Bolu Dağları'na bağlandığı görülür. Belirtilen dağlara göre daha alçak olan Samanlı Dağları'nın, batıya doğru daha da alçaldığının en önemli belirtisi ise bu dağlarla benzer jeolojik formasyonlara sahip adaların varlığıdır. O halde batı ucu çöken Samanlı Dağları'nın, su dizeyi üzerinde kalan parçaları, İmralı Adası, Kapıdağı Yarımadası ve Marmara Adaları'nı oluşturmaktadır. Son olarak Pamukova'dan başlayarak, İznik Gölü ve Gemlik Körfezi ile Marmara Denizi'ne açılan oluğu güneyden tahdit eden, dağlık-tepelik sıranın da Köroğlu Dağları'yla bağlantılı olduğu söylenebilir (Arınç, 2011).

Kuzey Anadolu Dağları doğrultusuna uyan ve yukarıda izah edilen birbirine paralel dağ sıraları, fazla yüksek değillerdir. Doğu-batı doğrultusunda uzanmalarına rağmen bu sıralar, kuzey-güney doğrultusunda kolaylıkla aşmayı sağlayan kesintiler veya enine çukurlaşma alanları vardır. Her üç dağlık sıra da Karadeniz Bölgesi'nde olduğu gibi, doğu-bati doğrultuda uzanan alçak ve devamlı oluklarla birbirlerinden ayrılmışlardır.

Kuzeyden güneye doğru sıralanan ilk iki sıra olan Kocaeli Yarımadası ve Samanlı Dağları arasında: Adapazarı Ovası daha doğuda Düzce ve Bolu ovaları aynı doğrultudadır ve Sapanca Gölü depresyonları de İzmir Körfezi alçak alanı uzanır. Samanlı Dağları'nın güneyinde ise Pamukova İznik Gölü ve Gemlik Körfezi alçak alanları vardır. Güneydeki son dağ sırası olan Bandırma (Karadağ) Dağları, Mudanya Dağları ve Katırlı Dağları'nın güneyinde de İnegöl ve Yenişehir ovaları; Bursa Ovası, Ulubat/Apolyont Gölü, Karacabey Ovası, Manyas Gölü gibi daha büyükçe depresyonlar sıralanır (Arınç, 2011).

Marmara Bölgesi'nin doğu kesiminde bulunan, doğu-batı doğrulu alçak alanlar, Ege Bölgesi grabenlerinde olduğu gibi, tek bir akarsu tarafından boylanan ve sürekliliği olan oluklar şeklinde değildir. Bunlar, benzer doğrultularda olmalarına karşın, kısmen denizle kaplanmış, kısmen göller kapsayan ve çoğunlukla farklı akarsular tarafından boşaltılan alçak alanlardır. Depresyonlar birbirinden bazen örtü tabakaları, bazen ise eski temel eşikleri ile ayrılmaktadırlar. Kenarları çoğunlukla faylı olan doğu-batı doğrultulu oluklar, birbirinden ayrıldıkları yüksek kütlelere, kırılma sistemleri nedeniyle kendi doğrultularını vermişlerdir.

İç-batı Anadolu Eşiği Doğrultusu: Bölgenin güneydoğusunda yükselen Uludağ, kuzeybatı-güneydoğu doğrultusuyla, bölgenin doğusunda görülen doğu- batı doğrultundan ayrılır. Uludağ'ın uzanış doğrultusu, Ege Bölgesi'nin İç-batı Anadolu Eşiği üzerinde görülen aralıklı dağ kütlelerinin sıralanışında da göze çarpar ve bu yönde uzanan dağlar, Batı Torosların Sultan Dağları'nı kapsayan bir kanadına bağlanırlar. Yirce Dağları ve Domaniç Sırtları ile güneydoğuya uzanan Uludağ, yukarıda sözü

geçen dağ dizilerinin Marmara Denizi'ne en fazla yaklaşmış bir elemanıdır. Aslında Uludağ, bir batolitik kütle olması nedeniyle. Kıvrımlı dağlar sistematiği içinde değerlendirilmemektedir. Fakat belirtilen dağ dizilerinin doğrultularını düzenleyen, tektonik hareketlerden de etkilendiği açıktır. Uludağ'ın güneybatısında Aşağı Susurlu oluğu üzerinde sona erer eşik de Çataldağ gibi, güneydoğu-kuzeybatı doğrultusunu gösteren rölyef elemanları taşımakta ve görünüşe bakılırsa burada sona ermektedir (Arınç, 2011).

Doğu Ege Kıvrımları (Kuzeydoğu-Güneybatı) Doğrultusu: Susurluk Irmağı'nın Marmara Bölgesi'nde kalan aşağı havzası, Sındırgı civarından başlayan ve Karadağ'a dayanan kuzey-güney yönlü tektonik bir oluğun içine yerleşerek akar. Karesi Yöresi olarak da bilinen bu alan, aynı zamanda İç-batı Anadolu Eşiği'nin kuzeybatıda sona erdiği yerdir. Bu tektonik hat boyunca yer yer ovalardan ve boğazlardan geçen Susurlu Irmağı'nın, kuzey-güney doğrultulu ana vadisi, hem doğusundaki İç-batı Anadolu Eşiği ve hem de batısındaki Biga Yöresi gibi kütlevi yapılı iki alana göre, daha alçakta kalır. Dolayısıyla rölyef doğrultuları tamamen farklı bu iki alanı, birbirinden ayırır. Susurluk Vadisi'nin batısından Çanakkale Boğazı'na kadar uzanan ve bazı kesimleri geniş erüptif örtülerle kaplanmış olan Biga Yarımadası'nın genel doğrultusu ise kuzeydoğu-güneybatıdır. Erdek ve Edremit körfezlerinin arasında bulunan yarımadanın üzerinde, Kaz Dağı dışında, yüksek tepeler bulunmamaktadır. Silik rölyefli Biga Dağları da aynı doğrultuya sahiptir. Trakya'nın Marmara Denizi kıyısındaki kenar yükseltilerini oluşturan dağlar Yarımadası'nın doğrultusu da bunlara uymaktadır (Arınç, 2011).

Dolayısıyla bölgenin güneybatısının, Ege Denizi'nin oluşması aşamasında çöken Egeid kara kütlesiyle yaşıt parçalar veya çökmenin meydana getirdiği ters reaksiyon nedeniyle, yükseklik kazanan karalar özelliğinde olduğu söylenebilir. Bununla birlikte, Trakya rölyefinin Doğu Ege kıvrımlarının etkili olduğu alandan uzakta kaldığını da ileri sürenler vardır. Bununla birlikte, Marmara Denizi sahasının da Egeid kara kütlesiyle eş zamanlı şekilde çöktüğü ve Trakya'nın güney kenarının benzer oluşum mekanizmasından etkilediği tahmin ediliyor.

Trakya, ortada Ergene Irmağı ekseni boyunca çukurlaşmış, batıda Rodop Kütlesi, kuzeydoğuda Istranca Dağları, güneyde Tekir Dağı ve Koru Dağı ile kuşatılan bir çanaktır. Güneydoğuda Istranca ve Tekir Dağı öncüleri arasında, kenardaki yükseltiler 200 m'nin altına düşmekte ve güneybatıda ise aşağı Meriç Vadisi etrafında Ege Denizi'ne doğru geniş biçimde açılmaktadır. Trakya'nın bu rölyef biçimi, Tekir Dağı sırtları ile kendisinden ayrılan Marmara denizaltı rölyefine benzetilmiş ise de Marmara'nın tabanındaki derinlik 1000 m'yi çok aştığı halde, Trakya çanağını örten dolguların temeli bu derinliklere ulaşamamaktadır.

Trakya'nın kuzeydoğusunda yer alan Istranca Dağları'nın doğrultusu güneydoğu-kuzeybatıdır. Güneyinde yer alan Tekir ve Koru dağlarının doğrultu ise Istranca Dağları'nın doğrultusuna dik olmak

üzere, kuzeydoğu-güneybatıdır. Bu nedenle Tekir (Işıklar) Dağı'nın doğrultusu, Doğu Ege kıvrımlarına uymaktadır. Tekir Dağı ile Marmara Denizi doğusundaki rölyef çizgileri arasındaki bağıntıyı seçmek ise Marmara Denizi'nin içinde derin çukurların oluşmasına yol açmış yeni tektonik hareketler nedeniyle, güçleşmiş bulunmaktadır. Marmara Denizi tabanında, tektonik hareketler etkinliğini sürdürmekte ve zaman zaman depremler meydana gelmektedir (Arınç, 2011).

1.2.1.2. Jeomorfolojik (Jeokronolojik) Gelişim

Marmara Bölgesi, eski jeolojik yapıları barındıran alanlardan biridir. Üst Jura öncesine tarihlenen Hersinien ve Erken Kimmerik temele ait büyüklü küçüklü pek çok masif parçası, Marmara Bölgesi alanından, Kuzey Anadolu Dağlık sahasına doğru sıralanmaktadır. Belirtilen eski temele ait parçaları, Kuzey Anadolu orojenik kuşağı içinde, daha ziyade gnaysların hâkim olduğu Istranca Masifi, İstanbul Paleozoik istifi, Kocaeli-Zonguldak Masifi, Bolu Masifi, fillat ve diğer epimetamorfik şistlerin yaygın olduğu Daday, Ilgaz ve Tokat masifleri sahasında bulmak mümkündür. Eski kütleler, bütün Tetis alanında olduğu gibi, Kuzey Anadolu sahasında da orojenik hareketlere kalıp teşkil etmiş ve bu hareketleri yönlendirmiştir. Bölge Alp orojenik hareketlerinden de etkilenmiş ve bu hareketlerin ilk fazı Alt Eosen'de gerçekleşmiştir. Bu dönemde Türkiye'nin kuzeyi, bütünü ile karalaşmıştır. O dönemin küçük kara parçaları durumunda olan eski kütleler, bu yeni oluşumlar içinde kıvrımlara yön veren veya tektonik hareketleri yönlendiren merkezi kütle özelliği kazanmışlardır (Okay vd. 2000).

Marmara Bölgesi'nin alanı, başlangıçta Avrasya kıtasının bir parçasıydı fakat Üst Jura deniz transgresyonuyla sığ bir şelf alanına dönüştü. Alt Kretase sonlarında, Tetis Okyanusu'nun kuzey kolunun altındaki okyanusal kabuğun Avrasya kıtasının altına doğru dalmasıyla birlikte, doğu-batı uzanımlı bir volkanik ada yayının batı ucunu oluşturdu (Letouzey ve diğerleri; 1976). Yer bilimciler, İzmir-Ankara-Erzincan arasında uzanan bir kuşak halindeki sütur (kenet) zonunun kuzeyinde kalan arazilere "Pontidler" adını vermektedir. Pontidler, Üst Kretase'de birbirine kenetlenen üç farklı yapısal alandan oluşur ve İstranca Masifi, İstanbul Zonu ve Sakarya Zonu'nu içerir. Bu yapısal alanlar, farklı stratigrafik ve tektonik gelişim gösterir.

Batı Karadeniz kıyı şeridi boyunca uzanan Istranca Masifi, Bulgaristan'dan gelen magmatik kayalardan oluşur. Masifin temeli, Hersiniyen ve daha yaşlı kristalin kayaçlar ile kesilen Geç Karbonifer-Erken Permiyen yaşlı granitoidlerden oluşur. Bu temel, Triyas-Jura yaşlı bir sedimanter seriyle örtülüdür. Üst Jura veya Alt Kretase'de, Istranca Masifi'nin temeli ve Triyas-Jura örtüsü rejyonal metamorfizma ve deformasyon geçirmiştir. Deformasyon sırasında, temele ait dilimler, bindirme yapacak şekilde Triyas-Jura çökellerinin üzerine sürüklenmiştir. Istranca Masifi'nin metamorfik kayaçları, Alt Kretase'de yüzeye çıkmış ve denizel kumtaşları ve kireçtaşlarıyla uyumsuz şekilde örtülmüştür (diskordan). Bu masif, günümüze kadar devamlı olarak aşındığından, kuzey ve güney

kenarlarındaki havzaları beslemiştir. Trakya havzası dolgularının rekonstrüksiyon yöntemiyle sağladığı verilere göre, masifin oluştuğu dönemde 3000 m'nin üzerinde olan yüksekliği, bugün 1000 m civarına inmiştir (Büyük Mahya Tepesi: 1031 m).

İstanbul Zonu, Istranca Masifi'nin doğusunda (Kocaeli Yarımadası'ndan başlayarak) yer alır ve Prekambriyen yaşlı bir temel ile bu temeli örten sürekli bir Paleozoik serisinden oluşur. İstanbul çevresinde Paleozoik istifi, karasal kökenli kumtaşı ve konglomeralarla başlayan Ordovisyen yaşlı bir birimle başlar, ardından Siluriyen yaşlı sığ denizel karbonatlar ve silttaşları, Devoniyen pelajik kireçtaşları, şeyller ve Alt Karbonifer çörtleriyle devam eder ve kalın bir fliş serisiyle sona erer. İstanbul Zonu'nun doğu ucundaki Zonguldak civarındaki Üst Karbonifer kayaçları, batı kesimden farklı olarak sığ denizel kireçtaşları ile temsil edilir ve aynı yaş aralığında kömür serileri de depolanmıştır. İstanbul Zonu'nun Paleozoik istifi, Hersiniyen orojenezi sırasında yani Karbonifer döneminde deforme olmuş ve daha sonra Alt Triyas karasal kumtaşı ve konglomeralarıyla uyumsuz şekilde örtülmüştür (Okay vd. 2000).

Sakarya Zonu, İstanbul Paleozoik istifinin güneyinden (Marmara Denizi'nin güney kıyıları-İzmir arasından) başlayarak Kafkaslara kadar uzanır ve Jura öncesi karmaşık bir temele sahiptir. Temel mostraları içinde Hersiniyen metamorfik kayaçlarına rastlanır. Hersiniyen temel mostralarının bir kısmı, Tersiyer'deki termal olaylardan etkilenmiş ve Kaz Dağı ve Uludağ'da olduğu gibi bölgede bulunur. Sakarya Zonu'nun temel mostralarının büyük bir kısmı ise kompleks yapıları nedeniyle Paleo-Tetis'in dalma-batma-eklenme koşullarından etkilenmiştir. Bu yapılar, Alt Karakaya Kompleksi olarak da bilinir. Alt Karakaya Kompleksi muhtemelen levha sınırlarına veya bir okyanus ortası sırtına (rift) karşılık gelir. Bütün veriler dikkate alındığında, Alt Karakaya Kompleksi'nin Geç Triyas'ta Lavrasya kıtasının kenarına eklenmiş bir dizi okyanus adasını temsil ettiği düşünülmektedir (Okay vd. 2000).

Istranca masifi ve İstanbul Zonu'nun bir arada bulunması, Batı Karadeniz havzasının genişlemesi sonucu Kretase ortasında meydana gelmiştir. İstanbul ve Sakarya Zonları'nın da muhtemelen Kretase ortasında "Intra-Pontit Suture" adı verilen bölgede çarpıştığı düşünülmektedir. Böylece, Üst Kretase'de tamamen birleşen Pontidler, Paleosen-Erken Eosen döneminde Anatolid-Torid blokuyla da çarpışmıştır.

Tersiyer sonlarında başlayan epirojenik karakterli ve geniş ölçülü yer hareketleri sonucunda, Anadolu ve Balkan yarımadaları bütünüyle yükselirken, şimdiki Ege ve Marmara bölgeleri alanında yer yer kırılımalar, çökme ve yükselmeler meydana gelmiştir. Akdeniz'in suları kademeli olarak Ege Denizi'nin oluştuğu sahayı kaplamış ve bundan sonra da akarsuların kazımış olduğu vadilere girerek boğazları meydana getirmiştir. Bu arada Pleistosen'de deniz yüzeyinde bazı önemli oynamalar meydana geldiği tespit edilmiştir. En son şekliyle bugünkü vadilerin ağzında deltalar meydana gelmiş, çukur

alanları kaplayan göllerin bir kısmı da alüvyonlarla dolarak ova halini almıştır. Böylelikle ana çizgileriyle Marmara Bölgesi bugünkü görüntüsüne kavuşmuştur (Okay vd. 2000).

Marmara Bölgesi, Balkanlar ve Anadolu arasındaki bir alçalma bölgesini oluşturarak bütünsel olarak incelendiğinde, oldukça eski arazilerin yer aldığı pek çok bölge bulunur. Bu araziler kısmen peneplenmiştir ve temel etkileyen dönem Neotektonik'tir. Kuvaterner, yaklaşık son 2-2,5 milyon yılı kapsayarak bölgenin şekillenmesinde ana rol oynayarak etkili olmuştur. Çünkü Anadolu'yu çevreleyen deniz çanakları yani kuzey, güney ve batıdaki havzaları çanaklaşması ve torbalaşması ile bunlar arasında kalan arazinin kubbeleşmesi Pliyosen sonlarında başlayan, fakat yeni araştırmaların da ortaya koyduğu gibi en önemli tesirlerini Pleistosen'de gösteren yerkabuğu hareketleriyle gerçekleşmiştir. Epirojenik sitildeki bu tektonik hareketler ile Kuzey Ege, Karadeniz ve Marmara denizierinin son şeklini alması ise Üst Pleistosen'e kadar devam etmiştir. Bölgenin yaşlı dolayısıyla rijit kara kütleleri, deniz çanaklarını oluşturan epirojenik hareketlerden daha az etkilenmiş, böylece bugünkü alçak rölyef ortaya çıkmıştır.

Türkiye sınırları içerisinde yer alan tek iç deniz olan Marmara Denizi, bölgenin tam ortasında konumlanmıştır ve yaklaşık olarak 240 km uzunluğa, 70 km genişliğe ve 11500 km²'lik bir alana sahiptir. Üst Kretase döneminde oluşan bir deniz havzası özelliği taşıyan Marmara Denizi, daha sonraki yer kabarma hareketleri ve özellikle Kuzey Anadolu Fayı'nın etkisiyle derinleşerek genişlemiştir. Kuzey Anadolu Fayı'nın kuzey kolunun izlediği rotada İzmit Körfezi'nden başlayarak Marmara Denizi'nin tabanına iner ve Mürefte'de karaya çıkar. Daha sonra Gelibolu Yarımadası'nın kuzeyinde yer alan bölgeden geçerek Kuzey Ege'deki Saros Körfezi'ne uzanır. Kuzey yarısı 1200 metreyi aşan derinlikleri ile deniz çukurları ile doludur ve bu kesim, güneydeki 100 metreye kadar sığ olan kıta sahanlığından net bir batimetrik eğim ile ayrılır. Kuzey kesiminde üç ayrı çukurluk bulunmaktadır ve bunlar Tekirdağ, Orta Marmara ve Çınarcık çukurlukları olarak batıdan doğuya doğru sıralanmaktadır. Bu çukurluklar kalın çökellerle dolu ve hala dolmaktadır. Ayrıca bu çukurluklar, 600 ile 800 metre derinliğe sahip kuzeydoğu-güneybatı uzanımlı sırtlarla birbirinden ayrılır. Marmara Denizi'nin güney kesimleri ise sığ bir şelf karakteristiği göstermektedir (Okay vd. 2000).

Kuzey Anadolu Fayı, Anadolu'nun doğusunda sıkışmalı bir yapıya sahip olduğu bilinmektedir. Ancak, Batı Anadolu'daki karşı kuvvetler nedeniyle güneybatıya doğru dönmesi, fayın batı tarafında gerilmeli bir nitelik kazanmasına neden olmuştur. Sonuç olarak, Kuzey Anadolu Fayı Marmara Bölgesi'nde kollara ayrılmış ve bu kollar boyunca çöküntü alanları oluşmuştur. İzmit Körfezi, Marmara Denizi, Pamukova Düzlüğü, İznik Gölü ve Gemlik Körfezi bu fayın oluşumuna neden olan alanlardan bazılarıdır. Bu nedenle Marmara, şiddetli depremlerin yaşandığı bir bölgedir. Bununla birlikte İstanbul için sürekli dile getirilen genel deprem riski, İstanbul Paleozoik istifinin direnci nedeniyle, sanıldığı

kadar fazla değildir. İstanbul'un deprem riski taşıyan kesimleri ise faylarla belirlenmiş İstanbul Boğazı'nın kenarları, Marmara Denizi'ne yakın deniz dolguları ve fay çizgilerine yerleşmiş bazı akarsuların vadi bölümlerdir. Bu nedenle İstanbul için, jeomorfolojik duruma uygun, yeni bir yapılaşma modeli uygulanmalıdır. Sürekli şekilde deprem riskinin yüksekliğinden bahsedilmesi ise değerli emlak varlığının ucuzlamasına neden olmakta ve yabancılara veya emlak spekülatörlerine alım fırsatları doğurmaktadır.

Miyosen döneminin başlarında, Marmara Denizi ve Karadeniz'in de dahil olduğu geniş bir bölge, Dünya denizleri ile bağlantısı kesilerek Paratetis adı verilen sığ ve kapalı bir denize dönüşmüştür. Paratetis, birbirinden ayrılmış kara parçaları veya dar su yolları ile bağlanan havzalardan oluşmuştur. Bu bağlantılar, tektonik hareketlerin yanı sıra deniz seviyesindeki değişiklikler ve iklimle doğrudan ilgilidir. Marmara Denizi, Akdeniz ile Karadeniz arasındaki geçit alanıdır ve İstanbul Boğazı ve Çanakkale Boğazı aracılığıyla Paratetis'e ve Akdeniz'e bağlanır, dolayısıyla Dünya okyanuslarına erişimi vardır. Marmara Denizi, jeolojik geçmişte de benzer şekilde, deniz alanlarını birbirine bağlamıştır.

Yapılan yerbilim araştırmalarına göre, Marmara Çukurluğu ilk oluştuğunda gölsel bir havza olarak varlığını sürdürmüştür. Ancak Orta Miyosen'in sonu veya Üst Miyosen'in başında, bu havzanın kuzey kesimi deniz istilasına uğramıştır (Görür vd. 1997). Bu istila, Saros Körfezi üzerinden Ege Denizi'nden gerçekleşmiştir. Ancak su girişi, sınırlı ölçüde ve daha çok derin alanları etkilemiştir. Üst Miyosen'de Marmara Denizi, Akdeniz'le olan bağlantısını kaybetmiş ve Paratetis'in tuzlu suları bu alanda yer almıştır. Pliyosen döneminde (5 milyon yıl önce) ise açılan boğazlar sayesinde, Akdeniz ve Paratetis suları Marmara Denizi'nde birleşmiştir.

Kuzey Anadolu Fayı, Alt Pliyosen döneminde oluşmaya başlamış ve başlangıçta bölgeyi sıkıştırarak yükseltmiştir. Pleistosen döneminde (1 milyon yıl önce), Saros Körfezi'nin ve Marmara Denizi'nin açılmasından sorumlu olan gerilmeli tektonik rejim etkili olmuştur. Başlangıçta Ege Graben sisteminin etkisiyle açılmaya başlayan Marmara Denizi, daha sonra Kuzey Anadolu Fayı'nın etkisiyle genişlemiştir.

1.2.1.3. Marmara Bölgesi'nin Kıyı Jeomorfolojisi

Marmara Denizi, yapı ve yüzey şekilleri açısından oldukça çeşitlidir ve kıyı şekillerinin belirlenmesinde önemli bir rol oynamaktadır. Denizin kuzey kısmı, alçak platoların kenarındadır. Ancak batıda Ganos-Korudağ kütlesi, Marmara Denizi kıyısında yükselen dağlık bir kenar oluşturur. İstanbul Boğazı ile İzmit Körfezi arasındaki kıyılar ise düşük yükseklikte bir platonun kenarını oluşturur.

İstanbul Boğazı'ndan Tekirdağ'a kadar olan bölgede, falezli ve yüksek kıyılar gözlemlenir. Kıyının yüksekliği, plato kenarının durumuna göre değişmektedir. Batıda, birikim şekillerinden kaynaklı olarak iki lagün (B.Çekmece ve K.Çekmece Gölleri) bulunmaktadır. Marmara Denizi'nin Anadolu kıyıları açıklarında yer alan İstanbul Adaları, deniz seviyesindeki yükselmelerden etkilenmiş kıta platformu üzerinde yer almaktadır. Tuzla kıyıları boyunca ise tombololar gibi birikim şekilleri gözlemlenir (örneğin Sakız yarımadası gibi). İzmit ve Gemlik Ovaları gibi kıyı ovaları, körfezlerin ağzına alüvyon birikintilerinin birikmesi sonucu oluşmuştur. İzmit Körfezi'nin güneyindeki Hersek Ovası gibi bazı noktalarda, kıyı birikintileri denize doğru ilerleyerek çıkıntılar oluşturmuştur. İzmit Körfezi'nin güneyinde, doğu-batı doğrultusunda uzanan bir kıyı çizgisi mevcuttur. Ancak, Gölcük'ten Armutlu Yarımadası'ndaki Kalem Burnu'na kadar olan bölgede, kıyının bu özelliği Hersek Burnu'yla kaybolur. Bu çıkıntının büyük bir kısmı, yeni alüvyon birikmelerinin sonucu oluşmuştur. Marmara Denizi'nin güney kıyıları, yarımadalar ve körfezlerin varlığı nedeniyle oldukça girintili ve çıkıntılıdır. İzmit Körfezi'nden Çanakkale Boğazı'na kadar uzanan güney Marmara kıyıları, deltalar ve küçük kıyı ovalarının yanı sıra yüksek kıyılar ve dik falezlerin görüldüğü bir yapıya sahiptir (Doğaner, 2020).

Kapıdağ Yarımadası, Marmara Denizi'nin güneyinde yer alır ve büyük bir adanın kıyıya yakın bölgesi Dördüncü Zamanın yeni evrelerinde karaya bağlandığı için bu şekli almıştır. Yarımadanın çevresi yüksek kayalık kıyılar ve falezlerle çevrilidir ve girintili-çıkıntılı bir kıyı şeridine sahiptir. Bazı kesimlerinde batıda dar ancak kesintisiz plajlar uzanırken, akarsuların taşıdığı kum ve çakıllar nedeniyle oluşmuştur. Kuzey kıyılarında ise küçük koyların kenarları granitin parçalanmasından oluşan küçük plajlar şeklindedir. Yarımadanın batısında Erdek Körfezi'nin güney kıyıları kısa bir mesafeden sonra alçak kıyılara dönüşürken, Karabiga-Lâpseki arasında oldukça girintili-çıkıntılı yüksek bir kıyı uzanmaktadır.

Marmara Bölgesi, Karadeniz kıyısı ile sınır oluşturur. Karadeniz kıyısı, Çatalca ve Kocaeli platosunun sınırında yer alır. Sakarya nehri deltasındaki alçak kıyılar ve plajlar (Caferiye, Karasu, Kocaali) İstanbul Boğazı'nın doğusunda yer alır. Buradan itibaren Kerpe Ağva Şile gibi yüksek ve falezli kıyılara kadar devam eder. Ağva ve Riva nehirleri ağzı sular altında kalmış akarsu vadilerinin oluşturduğu ria'lı veya haliçli kıyıdır. Trakya kıyıları ise Istranca Dağları'nın kıyıya paralel uzanmasıyla oluşan boyuna yapıda kıyılardır. Bu kıyıda dere ağızlarında plajlar bulunur (Kilyos, Yalıköy, Çilingöz vb.). Terkos gölü ise denizden ayrılmış bir lagün olarak bir kıyı oku tarafından çevrilidir (Doğaner, 2020).

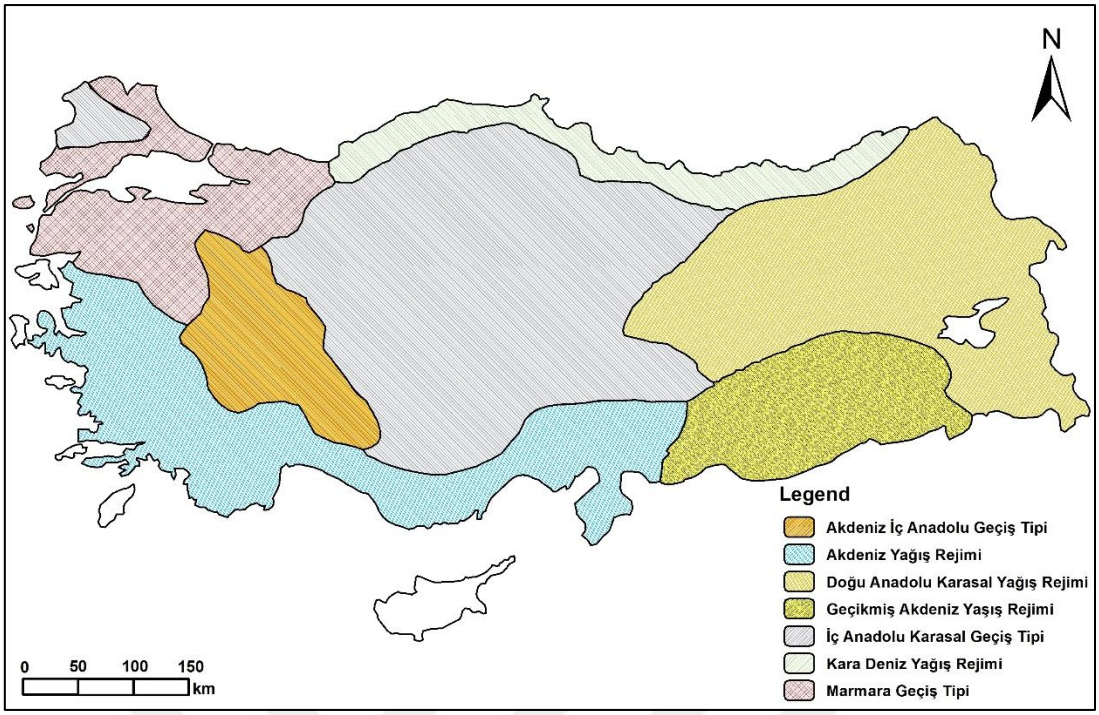
1.2.2. İklim

Marmara Bölgesi'nin özellikle iklimsel farklılıkları, bölgedeki geçiş özelliğinden kaynaklanmaktadır. Bölgede, Akdeniz iklimine özgü özellikler güneyden kuzeye doğru (Karadeniz'e)

gidildikçe kademeli bir şekilde değişirken, iç kesimlere doğru yarı kurak step iklimi özellikleri ortaya çıkmaktadır. Kesintisiz yüksek dağ sıralarının olmaması nedeniyle birçok bölge, Balkan Yarımadası'nın ve kısmen iç Anadolu'nun karasal etkilerine açıktır. Bu nedenle, bazı yıllarda kış mevsiminde alçak kıyı bölgelerinde bile şiddetli soğuk baskınları hissedilebilirken, bazı yazlar ise bölgede yüksek sıcaklık dalgaları insanları rahatsız edebilir.

Bölgenin çeşitli yörelerine serpilmiş meteoroloji istasyonlarının verilerine göre, Akdeniz ikliminin, geniş alanlarda hâkim olduğu (yazların kurak, kışların yağışlı geçmesi) görülür. Bu iklime bağlı şartlar, kara içine ve Karadeniz'e doğru kademeli olarak değişir. Ancak birbiri ardından gelen yılların meteorolojik olayları, ayrı ayrı ele alınacak olursa, normal olarak Akdeniz iklimi etkisinde bulunan kesimlerin bile bazı yıllar bu etkiyi iyice belirtmesine karşılık, bazı yıllar çok farklı bir karaktere büründüğü dikkati çeker (serin ve yağışlı yazlar ya da sert ve sürekli kışlar) (Arınç, 2011).

Kısa mesafelerde bile, iklim olayları yerel modifikasyonlara neden olabilir. Örneğin, İstanbul Boğazı'nın Poyraz ve Karayel rüzgârlarına açık kuzey ve güney sahilleri arasındaki farklılıklar gibi, aynı rüzgârların etkisi altındaki Çatalca Yöresi (Marmara kıyıları dahil) ve korunaklı güney kıyıları (Kızıldalar dahil) arasında yağış miktarı, kar kalınlığı, bitki örtüsü vb. konularda belirgin yerel farklılıklar görülebilir. Ancak Marmara Bölgesi'nde, kesintisiz yüksek dağ sıraları olmaması nedeniyle yaygın dağ iklimi tiplerine rastlanmaz. Olsa olsa dağ sıralarının veya yüksek alanların, yerel iklimleri ayrıcı rollerinden bahsedilebilir (Istranca Dağları'nın Karadeniz kıyıları ve Ergene havzası ortası arasındaki ayırıcı rolü, İzmit Körfezi'nin iki yanındaki dağlar ve tepeler dizisinin izolasyon sağlaması gibi). Dağ iklim tipi ise, sadece 2543 m'ye çıkan yüksek Uludağ kütlesinde belirmektedir (Arınç, 2011). Şekil 1.8, Türkiye'nin iklim bölgelerini gösteren bir harita sunmaktadır ve işaretlenen haritada, Marmara'nın geçiş iklimi bölgesi pembe renk ile belirtilmektedir.



Şekil 1.7: Türkiye İklim Bölgeleri Haritası (Kaynak: Koçman, 1993).

Yarınemli Marmara iklimi Trakya'nın iç kesimleri ve Karadeniz kıyıları hariç bütün Marmara Bölgesi'nde egemendir. Bu iklimin etkileri bölgenin sınırları dışında güneyde Akhisar-Simav çevresine ve doğuda Bolu dolaylarına kadar uzanır. Kişin cephesel depresyonların artan frekansı ile birlikte, maksimum yağış düşer. Yazın Karadeniz kıyılarındakinden daha az yağış meydana gelir. Başka bir sözle, Akdeniz ikliminde olduğu gibi, yaz burada en az yağışlı mevsimdir, fakat bu mevsime düşen yağışın payı % 10-15 kadardır. Bu yüzden yaz mevsimi pek kurak sayılmaz. Her tarafta aynı olmamakla birlikte, yıllık indis değerleri yarınemli sınırlar içinde kalır. Yaz aylarının sıcaklığı, Akdeniz iklim bölgesi kadar yüksek değildir, ve buna karşılık kış aylarında sıcaklık düşüktür. Bölge Üzerinde Balkanlar'dan gelen soğuk hava akımlarının etkisi görülür ve bazı yıllarda kış oldukça soğuk geçer. Kar yağışları ve kışın don olayları sıkça görülür (Koçman, 1993).

1.2.2.1. Basınç ve Rüzgârlar

Marmara Bölgesi'nin hava basıncı ve rüzgâr rejimi, mevsimlere göre değişen küresel atmosfer basıncı şartları tarafından şekillenir. Buna ek olarak, kara ve deniz arasındaki konum ve bölgenin topoğrafik özellikleri gibi yerel faktörler de rüzgâr rejimini (yönü, sıklığı ve hızı) etkiler. Üzerinde yüksek Rodop kütlesine de taşıyan Balkan Yarımadası, Marmara Bölgesi için, iklim faktörlerinin tayin edildiği bir alan özelliğindedir. Bu yarımadaya göre, sürekli bir alçak basınç alanı halinde olan Karadeniz, rüzgâr hareketlerini ve yağışlı hava kütlelerini kendisine çekecek bir özellik taşır. Bu nedenle, batıdan gelen hava kütleleri Marmara üzerinden Ege Denizi'ne doğru sapma göstererek dönerler. Marmara Bölgesi, alçak arazi yapısı sayesinde Karadeniz ve Ege Denizi arasında hareket eden

hava kütleleri için bir hava koridoru oluşturur. Bu nedenle, Balkanlar'dan gelen yüksek basınç dalgaları kış mevsimi boyunca Akdeniz'deki alçak basınç bölgesine doğru çekilir. Bu nedenle, kuzeyli rüzgarlar bölgeyi etkiler. Yaz mevsiminde ise, genişlemiş Azor yüksek basınç kuşağından gelen Etesien rüzgarları da aynı koridoru kullanarak ilerlerler (Arınç, 2011).

Bölgenin rüzgâr rejimi analiz edildiğinde, etkili rüzgarlar arasında, kuzey sektöründen (Kuzeydoğu, Kuzey, Kuzeybatı) esen rüzgarların baskınlığı dikkat çekicidir. Hemen bütün istasyonlarda bu yönden gelen rüzgârlar, kaydedilenlerin %50'sini aşar. Bazı istasyonlarda da %70'e ulaşır. Kuzey rüzgârları içinde de hemen her zaman, NE (Poyraz) üstün bir egemenlik gösterir. Yalnız Edirne'de Poyrazın yerini, N (Yıldız) ve NW (Karayel) alır. İkinci derecede önemli rüzgârlar ise S sektöründen gelenler olmakla beraber, bunların frekansı %20 ile %33 arasında oynar. Bu sonuncular arasında da çoğunlukla SW (Lodos) egemen durumda ise de Edirne'de bunun yerini SE (Keşişleme) ve S (Kıble) rüzgârları alır. Şile'de ise yine hâkim doğrultu kuzey olmakla birlikte; S, SE ve SW rüzgârları, hemen hemen birbirilerine eşit sayıda eserler.

Belirtilen yönlerden eser rüzgârların esiş sıklığı, genel atmosfer dolaşımı şartlarıyla uyumlu olmakla beraber, bu egemenlik yer yer esiş yerine ait özel şartlarla kuvvetlenmektedir (Boğazlar kesiminde rüzgârların boğaz oluklarına kanalize olması, Edirne'de görüldüğü gibi rölyefin NE rüzgârına az-çok engel olması ve öteki yönlerden esenleri kolaylaştırması gibi). Rüzgâr rejimi üzerindeki yerel etkiler istisna tutulduğunda, en dikkat çekici bağıntı; kış mevsiminde genellikle şiddetli soğuk baskınlarının ve kar yağışlarının NW (Karayel) rüzgârları ile gelmesidir. Bu rüzgârın kışın sık esmesi Trakya'da sıcaklıkların daha fazla düşmesine neden olur. Sözü geçen soğuk baskınları da Karayel fırtınasının ardından çoğunlukla durgun, güneşli fakat çok soğuk bir ortam oluşturur. Karadeniz'den gelen NE (Poyraz) rüzgârları, boğazlar kesiminde seyrek olarak kar ve düşük sıcaklık getirir. Yıldız (N) rüzgârları çisentili ve oldukça soğuk bir ortama neden olur. Her iki rüzgâr da boğazlara girmeyi çok zorlaştıracak fırtınaların ana kaynağı durumundadır (Arınç, 2011).

1.2.2.2. Sıcaklık Şartları ve Termik rejimi

Marmara bölgesindeki termik rejim, Karadeniz ve Akdeniz termik rejim tipleri arasında bir geçiş rejimini temsil eder. Bu termik rejim kuzey Ege ve Marmara Denizi çevresinde etkilidir. Yıllık ortalama sıcaklık 14-15°C olup, yazın 22-24°C'ye kadar çıkar ve kışın 4-5°C civarında seyreder. Sıcaklık değişim aralığı yaklaşık 18-19°C'dir (Atalay, 2010).

İklim elemanlarının analizi, bölge içinde oldukça sık bir şekilde serpilmiş meteoroloji istasyonlarının, 1975-2010 yılları arasını kapsayan rasatlarına ve Kandilli rasathanesinin, 1911 yılından beri yaptığı rasatlara dayanır. Elde edilen verilere göre yıllık ortalama sıcaklıklar 12°C ile 15°C arasında değişmektedir. Bölgede en yüksek sıcaklık ortalamasına sahip il Çanakkale'dir (15°C). Buna karşılık

en düşük ortalama sıcaklığa sahip il ise 12,5°C ile Bilecik'tir. Bu il İç Anadolu'ya açılan koridor üzerinde yer aldığından soğuk hava baskınlarına açıktır. Balkanlardan gelen soğuk hava baskınlarına açık olan Trakya'nın iç kısımları da kıyılara göre daha düşük sıcaklık ortalamalarına sahiptir (Edirne 13,7°C, Kırklareli 13,5°C ve Tekirdağ 14,0°C), Ortalama sıcaklıklar bölgenin iç kesimlerde kış ortalamalarının düşmesi nedeniyle azalmaktadır. Fakat bu azalış fazla değildir. En soğuk ve en sıcak ayların ortalama sıcaklıkları arasındaki fark (termik genlik) ise 17,1°C ile 20,7°C arasında oynamaktadır. Bu duruma göre termik genlik, Karadeniz kıyı istasyonlarından biraz fazla, İç Anadolu Bölgesi'ne göre daha az ve Ege Bölgesi'yle benzer sıcaklık aralıklarındadır. Sıcaklık derecesinin 0°C'nin altına indiği günler sayısı (don olaylı günler), kıyı kesiminde 30'dan azdır. Buna karşılık iç kesimlerde 30 ile 60 gün arasında değişmektedir.

Marmara Bölgesi'nde en soğuk ayın ortalama sıcaklığı 2,8°C (Edirne) ile 6,6°C (Yalova) arasında değişir. Buna göre, Marmara Bölgesi kıyılarında kaydedilen ortalama sıcaklıklar, Karadeniz Bölgesi kıyılarına göre daha düşüktür. İç kısımlarda yani Güney Marmara Bölümü'nde de en soğuk ayın ortalama sıcaklıkları buna benzer (Bursa 5,4°C, Balıkesir 4,8°C). Fakat İç Anadolu'ya yaklaştıkça ve Trakya içlerinde Ocak ayı ortalamaları çok daha düşüktür. Istranca önündeki Karadeniz kıyılarında sıcaklık kayıtları yapan istasyon bulunmamakla beraber, sıcaklığın düşük olduğu söylenebilir. Bölge genelinde en sıcak geçen ay Temmuz'dur. En sıcak ay ortalamaları genellikle 23°C ile 25°C arasında oynar. Mevsimlerin sıcaklık bakımından gidişi, genellikle yazların sonbahara ve kışların ilkbahara doğru taşması şeklinde kendini belli eder (Arınç, 2011).

Sıcaklık ekstremleri incelendiğinde ise kısa devreli kayıtlarda pek belli olmayan, fakat uzun devreli (süreli) kayıtlarda görülen durum, bazı kış aylarında hemen hemen iç bölgeleri hatırlatan çok düşük sıcaklıklar, yazın da tropikal denilecek kadar sıcaklıklar kaydedilmiş olmasıdır. Bölge genelinde yapılan rasatlar ekstrem sıcaklık değerlerinin, +45,4°C (Yalova/Temmuz) ve -19°C (Edirne/Ocak-Şubat) arasında olduğunu göstermektedir. Geçmiş yüzyıllarda İstanbul Boğazı'nın birkaç defa buzla kaplanmış olması, her ne kadar kuzey rüzgârlarının itip getirdiği ve boğaza yığdığı buzlar sonucuna bağlıysa da, Haliç'in yukarı kısımlarının (Kasımpaşa önlerine kadar) buz tutması olayının, şiddetli ve sürekli soğuk hava baskınlarından ileri geldiği söylenebilir (Arınç, 2011).

1.2.2.3. Yağışlar ve Yağış Rejimi

Marmara Bölgesi, Kandilli Rasathanesi tarafından 1911 yılından bu yana yapılan rasatlar nedeniyle en uzun süreli iklim verilerine sahip bölge olarak bilinmektedir. Yüz yılı bulan kayıtlara göre, bölgenin ortalama yağışı 690 mm'dir (1960-2020 arasındaki devrede ise 690 mm). Türkiye'nin ise ortalama yağış tutarı 640 mm'dir. O halde Marmara Bölgesi ülke ortalamalarının üzerinde ve yağış alır

ve ülkenin üçüncü sırada gelen yağışlı bölgesidir. (Karadeniz 867 mm, Akdeniz 763 mm, Ege 621 mm, Doğu Anadolu 586 mm, Güneydoğu Anadolu 539 mm, İç Anadolu 390 mm).

Marmara Bölgesi, ülke genelinde ortalama bir yağış miktarına sahiptir. Yıllık ortalama yağış miktarı 500 ila 1000 mm arasında değişirken, bazı yerlerde yağış miktarı artar ya da azalır. Karadeniz kıyısına yakın yerlerde yağış miktarı az iken, iç kısımlara doğru gidildikçe artar ve Simav'da en yüksek değere ulaşır. Trakya'da ise en düşük yağışlar 400 mm'nin altına düşerken, maksimum yağışlar 1000 mm'nin üzerine çıkabilir. Marmara Bölgesi'ndeki yağışlar, Atalay'ın (2010) belirttiği gibi değişkenlik göstermektedir. Bir metreyi geçen yağışlar, uzun yıllar yapılan rasatlara göre birkaç defa Uludağ'da (1545 mm) ve İstanbul Boğazı'nın Karadeniz girişi yakınlarında (Bahçeköy 1075 mm) kaydedilmiştir. Yarım metreden az yağışlara gelince, bunlara ancak rölyef şartlarının engel oluşturduğu yerlerde rastlanır. Güney Marmara Bölümü'nde dağlar arasında kalmış depresyonlar, bu özellikteki yerel alanlardır (Bilecik 436 mm). Ergene havzasının orta kısmında yağış tutan genellikle 500 mm'nin üstündedir. Dolayısıyla bu durum hâkim bitki örtüsü olan steplerin ekolojisiyle tezat teşkil eder ve antropojen karakterli olduğunu gösterir. Güney Marmara ovalarında da (Karacabey, Balikesir) oldukça düşük, fakat yine de 500 mm'nin üstünde yağışlar kaydedilir. Bununla beraber, dağlara yaklaştıkça ya da rölyefte elverişli şartlar ortaya çıktıkça yağış artar (Sakarya 848,7 mm, Bursa 693,5 mm). Özel topoğrafik şartlar deniz kenarında bile oldukça az yağış kaydedilmesi sonucunu doğurur (Tekirdağ, Gemlik). Dağlık kütlelerin yağış getiren hava kütlelerine bakan yamaçları önünde yağış artışı, bu dağların yağmur bölgesi altında ise bir yağış azalışı eğilimi görülmekte, fakat bu eğilim Karadeniz Bölgesi'nde olduğu kadar büyük zıtlıklara yol açmamaktadır (Atalay, 2010 ve 2011).

Marmara Bölgesi, her mevsim yağışlı geçen bir yağış rejimine sahiptir ve yazın az olmak üzere yağışların dağılımı homojendir. Karadeniz ve Akdeniz yağış rejimleri arasında bir geçiş oluşturan bu yağış rejimi, Trakya'nın iç kesimlerinden İç-batı Anadolu'nun kuzeyine kadar olan alanda görülmektedir. Kışın frontal faaliyetlere bağlı olarak oluşan yağış miktarı, Akdeniz yağış rejimine göre azdır. Yazın ise Balkanlar'dan gelen cepheler, Kuzeybatı Anadolu ve Trakya'da yağışlara yol açar; ancak bu yağışlar, Akdeniz yağış rejimindeki kadar yüksek değildir. Bu yağış rejiminin diğer bir özelliği, Marmara Bölgesi'nde fazla olan yağışın güneydoğuya doğru azalmasıdır. Ayrıca, kuzeyden gelen cepheleri engelleyen dağların kuzey yamaçları, alçak ve güney yamaçlara göre daha fazla yağış alır (Atalay, 2010 ve 2011).

Yağış rejimi bakımından Marmara Bölgesi'nde Akdeniz ikliminin katkısız şeklinin, bir yandan Karadeniz, bir yandan da kara kütleleri (Anadolu, Balkan yarımadası) etkisine maruz kalarak değişme gösterdiğini görmekteyiz. Kış mevsimi, her yerde en yağışlı mevsim olmakla beraber, yağış payı beşte ikiyi bulmaz (2/5 ile 1/3 arasında oynar). Kış mevsiminin yağış payı, bölgenin kontinental kesimlerine

ve Karadeniz'e doğru azalır. Edirne'de en yağışlı devre payının oldukça azalmasına rağmen yine kıştır, ancak biraz batıdaki Bulgaristan'da maksimum yağışlar, tam kontinentaliteyi gösterecek şekilde yaza geçecektir. Karadeniz kıyılarında sonbahar mevsimi payının arttığı dikkati çekse de kış yine en yağışlı mevsim olarak kalır.

Marmara Bölgesi'nin toplam yağışı içinde yaz mevsiminin yağış payı, en çok komşu karalara temas edilen yönde artmaktadır. Böylece Akdeniz ikliminin yaz kuraklıkları, Marmara Bölgesi'nin Ege Denizi'ne komşu kesimlerinde çok belirgin iken, hatta Karadeniz kıyılarında bile yaz yağışları düşük olduğu halde (Şile-İğneada), kontinental kesimlerde yaz kuraklıkları hafiflemekte ve hemen hemen ortadan kalkmaktadır. Bununla beraber, bölgenin her tarafında yaz mevsimi, en az yağış alan mevsim olarak kalır. Ara mevsimlere gelince, sonbaharın yağış payı, çok yerde ilkbaharın payından fazladır. Bölgedeki yağışlar, çoğu kez yağmur şeklindedir. Kar yağışları kıyı şeridinde yılda 8-10 günü geçmez Yağan karlar çoğu kez yağdığı gün veya ertesi gün eriyerek ortadan kalkar. Ancak Trakya'da ve Bilecik'te kar yağışlı gün sayısı 20 günü bulur. Yüksek konumlarda özellikle de kuzey rüzgârlarını alan yamaçlarda kalın kar örtüleri birikir. Örneğin Uludağ'da yılda ortalama 65 gün kar yağışı kaydedilir ve kar örtüsü ortalama 180 gün erimeden kalır. Bu dağdaki kar örtüsü kalınlığı bazı yılların Ocak-Mart devresinde 375 cm'ye kadar ulaşabilir.

Özetle ifade edilecek olursa, Marmara Bölgesi'nde en yağışlı mevsim kış ve en az yağışlı mevsim yaz olmakla beraber, burada yaz kuraklığının kademeli bir şekilde azaldığı ve böylelikle bir taraftan yarı kurak step iklimine, bir taraftan da Karadeniz kıyılarındaki bol yağışlı iklim şartlarına geçilmekte olduğu dikkati çeker (Atalay, 2010 ve 2011).

1.2.2.4. Marmara Geçiş Bölgesinin İklim Tipi

Bu iklim, Marmara Denizi çevresinden iç-batı Anadolu'nun kuzeyine kadar uzanan bir bölgede Karadeniz ve Akdeniz iklimleri arasında bir geçiş iklimidir. Genellikle nemli bir Karadeniz kıyı kuşağı kadar nemli, ancak Akdeniz bölgesi kadar kurak değildir. Balıkesir halkı, "öğlene kadar Karadeniz, öğleden sonra Akdeniz iklimi hâkimdir" diyerek bu iklimin özelliğini ifade eder. Yıllık ortalama yağış topoğrafik koşullara göre değişir. Dağların kuzeye bakan yamaçlarında 1000 mm'nin üzerinde yağış düşerken, depresyonlarda ve dağların güney kesimlerinde 600 mm'nin altına düşebilir. Yazın düşen yağış Akdeniz bölgesine göre fazla, diğer mevsimlerde ise Karadeniz kıyı kesiminden azdır. Yağış mevsimlere göre en fazla kışın, en az yazın düşer. Bölgenin deniz seviyesindeki kesimlerinde yıllık ortalama sıcaklık 13-15°C iken, 2000 m yüksekliklerde 4-5°C'ye kadar düşebilir. Alt kesimlerde Ocak ayı ortalama sıcaklığı 5-6°C iken, yüksek kesimlerde 0°C'nin altına düşebilir.

Bölgenin yüksek kesimlerinde nemli ve soğuk olan topraklar asit reaksiyonlu iken, alt kesimlerde sıcaklık arttıkça ve yağış azaldıkça alkali reaksiyonlu topraklar oluşur. Özellikle yaz aylarında kuzeyden gelen nemli hava akımlarına bağlı olarak Samanlı, Karadağ ve Kapıdağ Yarımadası'nın kuzeye bakan yamaçlarındaki kayın, kestane ve ıhlamur ağaçlarından oluşan nemli ormanlar sıklıkla sis alır. Uludağ-Domaniç dağları kuzey yamaçlarında göknar ormanları hâkimken güneye bakan yüksek yamaçlarında karaçam, alçak düzlüklerde ise Akdeniz bitkileri özellikle kızılçam ormanları bulunur. İklim koşulları, sebzeler, meyveler ve tahılların her türlüsünün yetiştirilmesine uygun olduğundan bölge tarım için önemlidir (Atalay, 2010 ve 2011).

1.2.3. Hidrografya

1.2.3.1. Akarsular

Ülkemizin akarsu şebekesi yoğunluğu yüksek olan bölgelerinden biri Marmara'dır. Bu ağ; Sakarya, Susurluk ve Meriç (Ergene) ırmaklarından oluşan üç ana toplayıcı ile diğer kısa boylu küçük akarsulardan oluşur. Bölgeden geçen büyük akarsulardan Ergene hariç, hiçbirinin havzası tamamen bölge sınırları içinde yer almaz. Bunun dışında, Karadeniz'e su gönderen alan, Kocaeli ve özellikle Çatalca yörelerinde dar bir şerit meydana getirir. Istranca Dağları'nın kuzey cephesinde Bulgaristan sınırına (Rezve Deresi'nin yerleştiği kısma) doğru bu şerit biraz genişler. Bölge akarsularının sahanın doğal eğimine uyarak akmalarının yanı sıra, bazı büyük akarsuların da keskin dirsekler (Simav Çayı, Sakarya'nın Karasu kavşağı) yaparak aktıkları görülmektedir. Bazı akarsular, yüksek kütleleri enine yararak, dar boğazlar meydana getirmektedir (Sakarya: Geyve Boğazı'nda, Susurluk: Karacabey Boğazı'nda), Belirtilen boğazların varlığı, bölgede antesedans veya sürempozisyon olaylarının meydana geldiğini göstermektedir. Akarsu ağında, ilk kuruluşundan beri kapma veya taşma olayları ile bir takım önemli değişiklikler gerçekleşmiştir. En önemli değişim ise Sakarya Irmağı'nın izlediği güzergâhta meydana gelmiştir.

Marmara Bölgesi'nin doğusunda, Sakarya Nehri vasıtasıyla Karadeniz'e akan oldukça geniş bir alan bulunmaktadır. Sakarya Irmağı; Porsuk ve Sakarya adlarını taşıyan iki ana kol ve onlarca yan koldan oluşur. Porsuk Çayı: İç-batı Anadolu Eşiği üzerindeki Murat Dağı'ndan doğar. Altıntaş ve Kütahya ovalarını suladıktan sonra iç Anadolu Bölgesi sınırlarına girer, Sivrihisar ve Sündiken Dağları arasındaki Eskişehir ve Alpu ovalarından geçerek Polatlı kuzeybatısında Yazılıkaya Platosu ile Çifteler civarından kaynaklarını alarak önce doğuya sonra da kuzeye yönelen Sakarya Irmağı ana koluyla birleşir. Bu birleşme nedeniyle debisi fazlalaşan Sakarya, doğudan gelen Ankara ve Kirmir çaylarını da kendisine kattıktan sonra Sündiken Dağları'nın arka kısmına dolayısıyla da Karadeniz Bölgesi'ne geçer ve batıya yönelir. Vadinin bu bölümüne Orta Sakarya Vadisi adı verilir. Bilecik'in kuzeydoğusunda

Marmara Bölgesi'ne girer ve kuzeye doğru akışına devam ederek Karadeniz'e dökülür. Böylece dört coğrafi bölgeyi kat eden bir akarsu durumundadır. Çifteler civarı esas alındığında Sakarya Irmağı'nın uzunluğu 824 km'dir (Tanoğlu ve Erinç, 1956).

Marmara Bölgesi'nde bulunan Sakarya Irmağı, doğu kesiminde yer alan geniş bir alandan Karadeniz'e doğru akan sularıyla dökülür. Sakarya Irmağı, birçok yan kol alır. Karasu, Yirce Dağları'ndan çıkar ve Bilecik önündeki dar boğazlardan geçerken, Göksu, Domaniç Dağları ve Uludağ'ın doğu kesiminden akan suların birleşmesiyle oluşur. Çark Çayı, Sapanca Gölü'nün bir kolu olarak ortaya çıkar ve Mudurnu Çayı, Bolu Dağları'ndan Adapazarı Ovası'na akar ve Sakarya Irmağı'nın kollarından biridir. Sakarya Irmağı'nın Pleistosende şimdikinden daha farklı bir güzergâh izleyerek denize döküldüğünü ileri süren bilimsel çalışmalar yapılmıştır.

Erinç ve Tanoğlu tarafından yapılan tespitlere göre, Sakarya Irmağı, Pleistosen başlarında doğudan gelerek, Osmaneli kuzeyinden İznik Gölü depresyonuna dâhil oluyor ve buradan da Garsak Boğazı aracılığıyla Gemlik Körfezi'ne dökülüyordu. Eski Sakarya'nın izlediği güzergâh: kuzeyde Samanlı Dağları, güneyde Kurban ve Avdan dağlarının oluşturduğu iki sıra arasında genç epirojenik hareketlerle meydana gelmiş bir depresyon alanıydı. Batıda Gemlik Körfezi'nden başlamakta, doğuya doğru İznik Gölü, Karadin Ovası, Sakarya tarafından boylanan Pamukova ve Geyve'ye kadar uzanmaktaydı.

Bu eksende, düşük bölgeleri birbirinden ayıran eşikler sıralıdır. Batıda, Gemlik Körfezi ile İznik Gölü arasında, Paleozoik yaşlı kayaçlardan oluşan 200 metre yüksekliğinde bir merkezi yükselti bölgesi bulunur ve bu bölgede İznik Gölü'nün fazla suyunu tahliye eden Garsak Boğazı yer almaktadır (Tanoğlu ve Erinç, 1956).

Garsak Eşiğine yukarıdan bakıldığı zaman, yükselen kesimin üzerinde geniş ve olgun eski bir vadinin doğu-batı yönünde uzandığı ve Garsak Boğazı'nın bu vadi içine gömülerek açıldığı dikkati çeker. Dolayısıyla bir gençleşme olayı söz konusudur. Zaten mevcut taraçalar, çok oluşumlu (polisiklik) eski vadi şekillerinin genişliği ve taraça depolarının unsur boyutlarını bir göl emiserinin faaliyeti ile açıklamak da pek mümkün değildir. Diğer yandan İznik Gölü taraçalarının durumu ve doğusundaki alçak sahaların kenarında sıralanan taraçalar da büyüklükleriyle, bugünkü hidrografik düzenle ilgileri olmadığını açıkça ifade ederler. O halde mevcut jeomorfolojik deliller, aşağıda sıralanan sonuçları işaret etmektedir:

- Pleistosen esnasında Sakarya Irmağı doğudan gelerek Karadin Vadisi'ni takiben İznik depresyonuna dâhil oluyor ve batıya doğru akıyordu. Sakarya'nın keskin bir dirseğe sahip oluşu, kapma konumunda terkedilmiş eski ve geniş bir vadinin varlığı, bugün içinden devamlı akarsu akmayan Karadin, Kaynarca ve Gülistan'da gözlenen taraçalar, ancak eski Sakarya

Vadisi tarafından oluşturulabilir. Dolayısıyla Sakarya Irmağı bugünkünden daha yüksek bir seviyede gerçekleşen bir kapma sonucu kuzeye çevrilmiştir.

- Garsak Eşiğini oluşturan taraçalar ve depoların niteliği post glasiyal devrede buraya sokulan küçük bir derenin veya bir göl gideğeninin eseri olamaz Bütün bu şekiller Garsak Boğazı'nın bulunduğu sahadan Pleyistosen'de büyük bir nehrin geçtiğini gösterir. Depoları oluşturan unsurların diziliş yönü de bu kanaati kuvvetlendirir.
- Hem İznik doğusunda hem de Garsak Boğazı'ndaki taraçaların deformasyona uğramış olmaları, burada yerkabuğu hareketlerinin gerçekleştiğini gösterir. Bunun sonucunda İznik doğusundaki saha yükselmiş, Garsak eşiği kubbeleşmiş ve İznik Gölü'nün bulunduğu saha çanaklaşmıştır.

Belirtilen bütün bilimsel gözlemlere rağmen, Gemlik Körfezi'nin bitiminde Sakarya hacmindeki bir akarsu tarafından oluşturulması beklenen bir deltanın yer almaması veya Gemlik Körfezi'nin doldurulamamış olması, cevaplanması gereken bir sorun olarak kalmıştır (Yücel, 1987). Bazı kaynaklarda ise Sakarya Irmağı'nın eski vadisinin, Sapanca Gölü-İzmit Körfezi güzergâhını izlediği öne sürülmektedir. Ancak bunun delilleri henüz ortaya konulamamıştır. Belirtilen güzergâhın şimdiki Sakarya Vadisi ile birleştirilmesi durumunda, bir kanal sistemi oluşturulabilir. Dolayısıyla İstanbul Boğazı'na alternatif bir ulaşım sistemi ve Marmara Denizi'nin temizlenmesi için, bir su sirkülâsyonu imkânı elde edilebilecektir.

Bölgenin sularının büyük kısmı, Susurluk Irmağı aracılığı ile Marmara Denizi toplar. Susurluk Irmağı, İç-batı Anadolu Eşiğinin kuzey ucunda yükselen Murat-Şaphane-Simav-Demirci dağ dizisinin kuzeye yamaçlarından birkaç kol halinde doğar. Yukarı havzasındaki kollarından en uzunu olan Simav Çayı, Sındırgıdan sonra Susurluk Irmağı adını alır, Karacabey Boğazı'ndan geçer ve Marmara Denizi'ne dökülür. Simav Çayı ise Şaphane Dağı'nın Kalaycıkırı Tepesi'nden doğar. Bu kolun uzunluğu 321 km'dir.

Susurluk Irmağı'nın diğer kolları ise Ulubat (Apolynot) ve Manyas (Kuş Gölü) göllerinden geçerek, kendisine karışır. Irmağa doğudan karışan Kirmasti Çayı, Şaphane Dağı'ndan doğar. Aşağı Havzası'nda Ulubat Gölü'ne dökülmeden önce batıdan Adırnaz (Atranos/Orhaneli) Çayı'nı da alır (Murat Dağı'ndan doğan Adırnaz Çayı, yukarı havzasında Koca Çay olarak bilinir). Kirmasti Çayı (Mustafa Kemal Paşa Çayı), Ulubat/Apolyont Gölü'nden Ulubat Suyu adıyla çıkar ve kısa bir mesafe sonra Susurlu Irmağı'na karışır.

Batıda Madra Dağı'ndan doğan ve Manyas Gölü'ne dökülen Kocaçay (Biga Çayı) da Susurluk'un önemli kollarından biridir. Kaz Dağları'ndan doğarak Marmara Denizi'ne doğrudan dökülen Gönen ve Kocabaş çayları, Susurluk'un batı kolları gibi, güneybatı-kuzeydoğu doğrultusunda akarlar. Belirtilen yönelmeyi sağlayan eğim şartları ise gözükmektedir. Mudanya tepeleri ve Uludağ'dan

kaynaklarını alan Nilüfer Çayı da Susurluk Irmağı'na karışan kısa boylu akarsulardan biridir. Bu akarsu daha önceleri Marmara Denizi'ne bağlı bir körfez niteliğinde olan Bursa Ovası'nı, Uludağ'dan inen diğer çay ve derelerle birlikte, taşıdıkları alüvyal materyallerle doldurmuş bulunmaktadırlar.

Marmara Denizi'ne Rumeli tarafından dökülen akarsuların boyları kısadır. Bunlar içinde Haliç'e ve Çekmece göllerine dökülenler bir derece önem kazanırlar. Trakya kesiminin iç kısımları ve Biga Yöresi'nin bir kısmı, sularını Ege denizine gönderir. Trakya'nın sularını çoğunlukla Ergene Irmağı toplar ve Rodop kütlesinin yanını boylayan Meriç Irmağı'na boşaltır. Ayrıca Kara Menderes Çayı, Biga Yöresi'nin Bayramiç-Ezine kesiminin sularını toplar.

Bulgaristan'ın güney kenarında yükselen Rodop Dağları'ndan doğan Meriç Irmağı'nın üç önemli kolundan biri olan Ergene Irmağı, Istranca Dağları'nın batı ucundaki 484 m yüksekliğindeki Karatepe'den doğar ve batıya doğru kabaca doğu-batı doğrultusunda akar, Uzunköprü civarından güneybatıya döner ve İpsala batısında Meriç'e katılır (Meriç'in diğer kolları Tunca ve Arda'dır). Ergene ana kolunun uzunluğu 194 km kadardır, Trakya'nın iç kısmının bütün suları kuzeyden ve güneyden bu ana toplayıcıya karışır. Bu nedenle havzası 10730 km²ye ulaşır. Ergene'nin kolları üzerinde Kayalıköy, Süloğlu, Karademir, Kırklareli barajları kurulmuştur. Ayrıca onlarca da sulama göleti inşa edilmiştir. Ergene'nin Çorlu Çayı kolu İstanbul'a doğru çok fazla sokulmuş olup, Karadeniz kıyısında bulunan Terkos (Durusu) havzasına erişmesi için sadece birkaç km kalmıştır. Ergene ve kolları, Trakya tarımı için hayati öneme sahiptir. Bununla birlikte artan sanayi ve aşırı kullanılan tarım ilaçları nedeniyle Türkiye'nin en kirli akarsuyu özelliğindedir (Arınç, 2011).

1.2.3.2. Göller

Türkiye'nin göl açısından zengin bölgelerinden biri Marmara Bölgesi'dir. Küçük kıyı gölleri bir yana bırakılırsa, en önemli göller bölgenin güney ve doğusunda yer alır. Bu göller, Susurluk Vadisi'nin her iki tarafına dağılmış olan Manyas (Kuş) ve Ulubat (Apolynot) gölleri, Gemlik Körfezi doğusundaki İznik Gölü ve İzmit Körfezi'nin uzantısı üzerindeki Sapanca Gölü'dür. Belirtilen göller, Marmara Bölgesi'nin doğu-batı doğrultusundaki tektonik oluklarının içinde bulunmaktadırlar. Bununla birlikte, göllerin boyutları ve derinlikleri alüvyon birikimleri ve siltasyon gibi dış etkenler tarafından şekillendirilmiştir. Bu bölgelerdeki su birikimleri, sonradan tamamen akarsularla boşaltılmış ya da mevcut göller seller ve dereler tarafından getirilen alüvyonlarla küçülmüş, bölünmüş veya tamamen dolmuş ve ova halini almıştır.

Pamukova'nın yerinde bir gölün olması ihtimali düşünülmektedir ve bu gölün Sakarya tarafından boşaltılmış olabileceği düşünülmektedir. Karacabey Ovası, Ulubat (Apolyont) Gölü'nün kısmen dolması ile bir kısmı oluşmuştur. İnegöl Ovası'nın ortasında ise alüvyonlar tarafından henüz tam olarak doldurulmayan bir çukur alan var ve kışın bu alan su ile kaplanır. Nilüfer suyunun

erişemediği, Bursa Ovası'nın doğu kesiminde alüvyonlarla tıkanmış ve şimdi set ile korunan küçük bir göl olan Gölbaşı/Kuşkonmaz Gölü vardır. Manyas (178 km) ve Ulubat (Apolyont/Uluabat/Gölyaz, 156 km) gölleri ise Karacabey Ovası'nın iki tarafındaki çukur yerleri kaplar ve oldukça geniş fakat az derin (en fazla 4-5 m) durgun sulara sahiptirler. Her iki göl de kendilerine katılan derelerin alüvyonları nedeniyle alan kaybetmiştir (Emre vd. 1997).

İznik Gölü, Marmara Bölgesi'nin en büyük gölüdür ve Samanlı ve Katırlı dağları arasındaki bir depresyon tabanına yerleşmiştir. Bursa ilinin sınırları içinde kalan bu göl, Türkiye'nin beşinci büyük gölü ve ikinci büyük tatlı su rezervuarıdır. İlkçağda Askania adıyla bilinen göl, günümüzdeki adını doğu kıyısındaki tarihi İznik şehrinden almaktadır. Gölün yüzölçümü 298 km², su yüzeyinin yükseltisi 85 m'dir. En dar yeri 11 km, doğu-batı doğrultusundaki uzunluğu ise 32 km'dir. Derinliği kuzeyden güneye doğru artan gölün en derin yeri 65 m'dir. Fazla suları, batı kenarındaki kum ve çakıl yığınları arasından sızarak Garsak Deresi aracılığıyla Gemlik Körfezi'ne akar. Kış ve ilkbahar mevsimlerinde yükselen suları, yazın alçalır ve sonbaharda en düşük seviyeye ulaşır. İznik Gölü'nün tatlı suyu, tarımsal sulama için uygundur. Gölde birçok balık türü yaşamaktadır, ancak en yaygın tür sazan balığıdır. Göl, zeytinlikler, bağlar, meyve ve sebze bahçeleri ile çevrelenmiştir.

Manyas ve Ulubat gölleri, Uludağ ve Biga Yarımadası arasındaki alçalma alanına yerleşmiştir ve bölgenin ikinci ve üçüncü büyük gölleridir. Bu göllerin gelişimi konusunda, Philippson ve Lahn, Bursa ve Gönen arasında uzanan büyük bir tatlı su gölünün, Neojen sonu veya Kuvaterner'de meydana gelen yer hareketleri sonucunda, dört küçük küvete bölündüğünü ve bu küvetlerden Bursa ve Gönen ovalarına karşılık gelen ikisinin, alüvyonlarla dolduğunu, diğer iki küvette ise Ulubat ve Manyas göllerinin kaldığını öne sürmektedir. Diğer bir görüş ise Pliyosen'de oluşan Bursa-Gönen çöküntü alanının başlangıçtan Kuvaterner sonlarına kadar karasal ortamda kaldığını, menderesli akarsularının taşıdıkları alüvyonlarla yataklarının tıkandığını ve böylece Ulubat ve Manyas göllerinin oluştuğunu, her iki gölün de alüvyal set gölü olduğunu savunmaktadır (Emre vd. 1997).

Ancak, Pre-Neojen dönemde meydana gelen şiddetli dikey yer hareketlerinin, Uludağ Plutonu'nu yükselterek Bursa-Gönen depresyonunu alçalttığı bilinmektedir. Depresyon alanı, bu çökmeden sonra bir süre Marmara Denizi'nin suları altında kalarak (yapılan sondajlarda yer yer Neojen dönemine ait denizel tortular çıkmaktadır) sığ bir körfez haline gelmiştir. Daha sonra Neojen dönemi çökelleri tarafından dolmasıyla tekrar karasal bir ortam oluşmuştur. Pliyosen-Pleistosen dönemlerinde gençleşen fay hatları, Bursa Ovası'na graben niteliği kazandırdığından, yeniden çökmeyle sonuçlanan bir Neojen çökeltisi meydana gelmiştir ve bu dönemden sonra Kuvaterner alüvyonlarının birikme süreci başlamıştır. Bu nedenle, Bursa-Gönen depresyonunun oluşumunu daha farklı bir şekilde yorumlamak gerekmektedir.

Manyas (Kuş) Gölü, çeşitli kuş türlerinin barındığı ve ürediği ekolojik yönden eutrophic (bol gıdalı), limnolojik bakımdan ise argilotrophic (killi) bir sulak alandır. Bu sebeple, doğa bilimci Kurt Koswig tarafından 1938 yılında keşfedilmiş ve 1959 yılında Kuş Cenneti Milli Parkı olarak ilan edilmiştir. Manyas gölü, kolloidal kil içerdiğinden suları devamlı bulanıktır ve en derin yeri 4 metre, ortalama derinliği ise 2 metredir. Gölün su seviyesi mevsimlere göre değişmektedir; ilkbaharda göl suları yükselerek kıyıları kaplar, yaz aylarında ise geri çekilir. Yaz aylarında suların çekildiği yerlerin bir kısmı sebze tarımı için kullanılırken, bir kısmı da tür sayısı fazla olan gür bitki örtüsüyle kaplanmaktadır. Gölün bitki örtüsü ve hayvan varlığı yönünden en zengin olduğu yer, Sığırcı Deresi'nin oluşturduğu deltadır. Deltada birçok kuşun gübresiyle zenginleşen topraklar, yaz aylarında gür ve yüksek otlarla kaplanarak sayısız küçük canlının üremesine imkan sağlar. İlkbaharda göl sularının tekrar yükselmesiyle birlikte, bu canlılar göl suyuna karışır. Bu nedenle Kuş Cenneti, kuşlar için olduğu kadar yirmiden fazla balık türünün de beslenmeleri ve üremeleri için ideal bir ortam sağlamaktadır (Arınç, 2011).

Adapazarı Ovası ile İzmit Körfezi arasında olan Sapanca Gölü'nün de suları tatlıdır. Yüzölçümü 42 km² olan bu gölün, su düzeyinin deniz düzeyine göre yükseltisi 30 m'dir. Buna karşılık derinliği ise 61 m'dir. Dolayısıyla bu gölün tabanı Marmara Denizi'nin 31 m daha aşağısındadır ve bir kriptodepresyon özelliğindedir. Kenar sahalardan inen derelerle beslendiği için fazla sularını gideğeni olan Çark Suyu aracılığıyla Sakarya Irmağı'na boşaltır.

Marmara Bölgesi'nin önemli göl alanlarına ilaveten, oluşum bakımından çeşitlilik gösteren küçük alanlı gölleri de vardır, Bunlara örnek olarak: Uludağ'ın kuzey yamaçlarında 2300 m yükseltisinden sonra ortaya çıkan sirk gölleri, Adapazarı Ovası (Akgöl, Gökçeören) ve Meriç Irmağı deltasındaki (Gala) sığ göller, Istranca Dağları ile deniz arasında olan lagün gölleri (Terkos ve Acarlar) ve vadi ağızlarındaki koyların kıyı kordonlarıyla kapanmasıyla oluşan göller (Büyük ve Küçük Çekmece gölleri) verilebilir (Arınç, 2011).

1.2.3.3. Denizler ve Kıyı Şekilleri

Marmara Bölgesi yalnız kendi toprakları arasında yer alan Marmara denizine, İstanbul ve Çanakkale boğazlarına değil, ayrıca Karadeniz'in güneybatı kesimine ve Ege Denizi'nin kuzeydoğu kesimine de komşudur. Bölgenin ortasında 11350 km² büyüklüğünde Marmara Denizi vardır. Bölge arazilerinin temas ettiği denizlerin oluşması, yer tarihinin yakın bir evresinde tamamlanmıştır. Farklı kimyasal ve biyolojik özellikler taşıyan bu denizleri birleştiren boğazlar da oluşumları ile ilgi çekerler. Marmara Bölgesi denizlerinin özellikleri, şu şekilde açıklanabilir:

- Marmara Bölgesi'nin kıyı şekilleri arasında en dikkat çekici elemanlara boğazlarda rastlanır. İstanbul Boğazı 32 km uzunluğunda olup en dar yeri Hisarlar arasında 698 m'ye iner. Çanakkale

Boğazı'nın boyutları İstanbul Boğazı'nın iki katı kadardır (uzunluğu 62 km, en dar yeri 1250 m). Her iki boğaz içinde boydan boya 50-60 m genişliğinde bir oluk bulunur ve bu oluk içinde yer yer, göbek şeklinde, daha derin çukurlara rastlanır. Çoğunlukla boğazların darlaştığı kesimlerde yer alan en derin çukurlar -100 m'yi geçebilmektedir. Her iki boğazın iki dış ucundaki derin oluklar sona erer ve boğazlardan komşu denizlere doğru, az- çok belirmiş bir eşikle geçilir. Boğazların tabanı dolgu malzemeleriyle kaplıdır (kil, kum vb.) ve çıkıntı meydana getiren kayalara hemen hemen hiç rastlanmaz. Bu durum ve boğazların darlaşan bölümlerinde denizaltı profilinin bir yamacının alüvyal yapılı olması (Çanakkale Boğazı'nda Kocaçay denizaltı deltası ile İstanbul Boğazı'nda Göksu-Küçüksu ağzı önünde), bu profilin bir denge profili karakterinde olduğunu gösterir. Boğazların, Kuvaterner'de şimdikinden çok daha fazla beslenen bir iç denizi (Karadeniz) boşaltan büyük su kütlesiyle derin kazılmış yataklar saymak gerçeğe pek uzak sayılmaz. Eski Karadeniz ile Akdeniz arasında zaman zaman meydana gelen seviye farklılıkları, boğaz olukları içinde, su kütlesinin bazen bir yöne, bazen öteki yöne akmasına neden olmuştur. Boğazların dolgu profili ise eski su kütlesinin kazdığı oluğun, bugünkü alt ve üst akıntılara göre fazla büyük kalması ve sonradan kısmen dolarak bir denge profili meydana gelmesi ile açıklanabilir. Boğazların ağız kısmında yükselen eşiklerin ise yerli kaya olmadığı, bunların akıntının birden hızını kaybettiği yerlerde meydana gelen birikmeler sonucu oluştuğu söylenebilir. Tektonik olaylar, boğazların oluşmasında kazılmayı kolaylaştıran alanlar hazırlamak şeklinde etki yapmış bulunmaktadır (boğazların birbirini az çok sert dirseklerle kesen bölümlerden meydana gelmesi faylarla ilgilidir). Bu etkilerin varlığı kabul edilmekle beraber, boğazların açılmasında akarsu kütlesi hâkim rol oynamış olmalıdır. Bu su kütlelerinin debisinin zaman zaman büyük değişikliklere uğramış bulunması da boğazların şekillenmesi üzerinde etkide bulunmuştur.

- Komşu denizlerin derin alanlar, Marmara Bölgesi kıyılarından oldukça geniş bir kıta platformu ile ayrılmıştır. Karadeniz'in güney kıyısında bu platform, Sakarya Irmağı ağzından batıya doğru, bilhassa da İstanbul Boğazı'ndan kuzeye doğru gidildikçe genişler. Tektonik bakımdan etkinlik ve huzursuzluk alanlarına rastlayan kıta platformunun darlaştığı yerler ise Yalova-Bozburun kıyıları, Tekirdağ güneyi ve Saros Körfezi'nin güney kenarlarıdır. Bölge kıyılarındaki şelf sahasının kenarına, Marmara Denizi'nde -80 m'de erişilirken, Karadeniz kıyısında biraz daha derinleşerek -100 m'ye yaklaşır. Kara platformunun üzerinde, Marmara Denizi'nin kuzeydoğu kesiminde (İstanbul civarındaki adalar) ve güneyinde (Marmara adaları ve İmralı), Ege Denizi'nin Çanakkale Boğazı'na yakın kısmında (Bozcaada, İmroz, Limni) birtakım adalar vardır. Platformun deniz tabanına doğru uzanan kısımlarında da denizaltı vadi olukları bulunmaktadır (Ban Karadeniz de Marmara'da, İstanbul Boğazı'nın ağız kısmının

devamı üzerinde ve boğazın iki tarafında). Denizaltı vadi olukları, karanın epirojenik olarak alçaldığının belirtisi durumundadır. Birikim olaylarının, aşınım izlerini henüz örtememesi nedeniyle de bu hareketlerin yakın bir zamanda (Pleistosen başlarında) gerçekleştiği söylenebilir. Gemlik Körfezi önünde rastlanan kapalı çukur ise henüz doldurulmamış tektonik menşeli bir çukurlaşma alanıdır. Marmara Denizi'nin doğu-batı eksenini bağlayan ve Ege Denizi kuzeyinde Saros Körfezi'nde de devam eden derin alan içinde, bu denizin boyutlarına göre önemli sayılacak derinliklere rastlanmaktadır. Bu eksen boyunda rastlanan üç kapalı çukurun derinliği -1000 m'den aşağı iner. Bu derinlikler son yıllarda yapılan batımetrik ölçmelere dayanarak yayınlanmıştır. Ege Denizi'nde ise en derin çukurlaşma alanı, Limni adası kuzeyinde 1441 m'ye ulaşmaktadır. Marmara Denizi'ndeki derin alanlar, Armutlu Yarımadası: kuzeyinde (Çınarcık Çukuru) ve Tekirdağ-Şarköy civarında, kıyının çok yakınından başlar (Marmara'daki doğu- batı doğrultusunda önemli derinlikler; Adaların güneyinde -1238 m ortada Marmara Ereğlisi-Kapıdağ meridyeni üzerinde -1258 ve batıda -1112 m).

- Deniz suyunun tuzluluğu, yüzey sularından alınan örneklere göre, Karadeniz'de çok düşük (ortalama %18, Sakarya Irmağı'nın ağzında %10), Marmara Denizi yine az tuzlu (%22), fakat Ege Denizi'nde yüksektir (Çanakkale Boğazı ağzında %33, güneyde %38). Karadeniz, akımı yüksek ırmaklarla ve oldukça fazla yağışlarla beslenir. Buharlaşmanın az olması sonucunda de, bu az tuzlu ve dolaysıyla hafif sular, Karadeniz ve Marmara'da daha tuzlu ve ağır sular üzerinde yayılmış bulunur. Fakat bu az tuzlu tabakanın kalınlığı da azdır. Karadeniz'de 200 m derinlikte tuzluluk %22'ye varır ve bundan sonra dibe kadar hemen hemen değişmez. Marmara Denizi'ndeki az tuzlu tabakanın kalınlığı 15 m kadar olup, daha derinlerde hızlı bir artış ile tuzluluk oranı 30 m'de %37'yi geçmekte, 150 m'den dibe kadar %38,5 oranında kalmaktadır. Az tuzdu tabakaların kalınlığının az olması sonucunda, bazı fırtınalı havalarda alttaki çok tuzlu sular yüzeye yayılmakta ve böylece balık kırımı olayları meydana gelmektedir.
- Sıcaklık şartları bakımından daha kuzeyde olan ve kışın soğuk rüzgârlardan korunamayan Karadeniz ile Marmara ve Ege denizleri arasında önemli mevsimlik farklar görülmektedir. Karadeniz'in yüzey sularının ortalama sıcaklığı 6-22°C arasında değişmektedir. Buna karşılık İstanbul Boğazı'nın batısından kuzeye doğra yüzey sularının sıcaklığı kışın hızla düşmektedir. Bazı yıllar, Trakya kıyıları daha kuzeyden gelen ve Rusya önlerinde üstü donacak kadar soğuyan suların istilasına uğrar ve oluşan buz tabakaları, çok nadir de olsa İstanbul Boğazı'na kadar ulaşır. Marmara Denizi'nde, yüzey sularının sıcaklığı biraz daha yüksektir (kış 7-9°C, yaz 23-25°C). Ege Denizi'nde ise 24-26°C ve 8-10°C arasında oynar. Sıcaklık bakımından derin suların az değişik ve yüzey sularının oynak olması, balıkçılık bakımından çeşitli olaylara sebep olmaktadır (örneğin balık göçleri kısmen bu nedene dayanır).

- Marmara Bölgesi çevresindeki denizlerde de çeşitli düzey hareketleri görülür. Ancak med-cezir hareketlerinin önemsiz olması nedeniyle (genlik 15-30 cm arasında değişir) oynamaların esas sebebi rüzgârlar ve basınç farklılıklarından (seş olayı) kaynaklanır.
- Karadeniz, fazla beslenmesi nedeniyle taşan bir kaba benzetilebilir ve beslenme fazlalığı, taşma akıntılarına sebep olur. Karadeniz'in yüzey suların, tıpkı denizde yol alan bir nehir gibi, İstanbul Boğazı'na doğru akar ve Marmara Denizi'ne geçer. Boğazlardan geçen bu su kütlelerine karşılık, Karadeniz'in Trakya kıyıları önünde bir telafi/kompensasyon (compensation) hareketi (ana akıntıya ters olacak şekilde güneyden kuzeye) seçilir. Marmara Denizi'nde de kuzeydoğu-güneybatı doğrultusunda bir kütle hareketi ile bazı koylar içinde daha önemsiz telafi akıntıları oluşmaktadır. Deniz akıntıları, boğazların darlaşma alanında, daha büyük bir önem kazanır. Hem İstanbul hem de Çanakkale boğazlarında, Karadeniz kökenli az tuzlu suları, Akdeniz'e doğru ileten bir yüzey akıntısı, bir de bunun altında, Akdeniz'in fazla tuzlu ve ağır sularını getiren dip akıntısı bulunur. Yüzey akıntısı burunların önünden geçerek, sıkışma alanlarında hızlanır. İstanbul Boğazı'nda bu hız ortalama 3,2 km/saat olarak ölçülmüştür ve Kandilli önlerinde 5,2 km/saat hıza ulaşabilir, rüzgârlı havalarda ise saatte 9-10 km'ye kadar çıkabilir. Alt akıntı üst akıntılardan daha yavaş hareket eder ancak maksimum hızı saatte 4,4 km'ye kadar ulaşabilir. Daha geniş olan Çanakkale Boğazı'nda akıntıların hızı daha azdır. Her iki boğazda da kuzey-güney yönlü üst akıntı ile alttaki güney-kuzey yönlü akıntıyı ayıran yüzey, güneyden kuzeye doğru eğimlidir. Bu ayırma yüzeyi özellikle İstanbul Boğazı'nda oldukça eğimlidir ve bazı araştırmacılara göre, alt akıntı normal koşullarda Karadeniz'e çıkamaz ve kademeli bir şekilde üst akıntıya karışan dip suları geri döner (Ullyott ve Ilgaz, 1943). Bu teori tamamen doğru olmasa da, en azından kısmen doğrudur. Ancak normal olmayan durumlarda, akıntı rejiminde önemli değişiklikler meydana gelir. Güçlü ve sürekli kuzey rüzgarları sırasında, üst akıntıların hızı çok artar ve Boğaz'dan geçen suyun hacmi artar. Karadeniz'den gelen sular, bütün boğazı doldurarak, alt akıntının boğaza girmesini önler. Şiddetli lodos rüzgarları sırasında ise, denizin kabaran suları boğazın güney ağzından içeri girerek üst akıntıyı itmekte, alt akıntı ile birleşerek, boğazın tek bir su kütlesi halinde kaplanmasına neden olmaktadır. Bu olay, yılda birkaç kez tekrarlanır ve özellikle İstanbul Boğazı'nda belirgin bir şekilde görülür ve "orkoz" olarak adlandırılır. Orkoz, üst akıntının karakterini gösterir ve burunların önünden geçer, koylarda ters kompansasyon hareketlerine neden olur.
- Marmara Bölgesi'nde kıyı şekilleri, genel olarak az girintili-çıkıntılı Karadeniz kıyıları ile çok girintili-çıkıntılı Ege kıyıları arasında ortalama bir durum göstermektedir. Karadeniz kıyılarında ve Marmara Denizi'nin kuzey kesiminde kıyı çizgisi oldukça sadedir. Burada az yüksek bir platonun kenarını yontan denizin meydana getirdiği falezler arasında, deniz istilasına

uğramış akarsu ağızlarına rastlanır. Bunların uğramış bulundukları değişiklikler akarsuların önemine, taşıdıkları alüvyon yüküne ve kıyının fırtına dalgalarına açık olup olmamasına bağlı bulunur. Fazla alüvyon getirmeyen ve debisi oldukça yüksek akarsu ağızlarında, küçük haliç şekilleri (Ağva ve Riva dereleri gibi) oluşmuştur. Elverişli yerlerde ise ağızları kıyı kordonları ile tıkanmış ve geride lagünler (Küçük ve Büyük Çekmece gölleri) meydana gelmiştir. Bu lagünler, bazı konumlarda alüvyonlar tarafından tamamıyla doldurulup ortadan kaldırılmış (Çırpıcı çayırı vb.) veya sığ göller halini almıştır (Karadeniz kıyısındaki örnekler). Marmara Denizi'nin Anadolu kıyıları genellikle daha çeşitlidir. Marmara'nın bütün adaları da bu kesime rastlar. Çoğu deniz istilasına uğramış olan bu adalar, kıta platformu üzerinde konumlanmaktadır ve bazıları kıyı aşınımının etkisiyle tombolo halini almıştır (Tuzla kıyıları önünde bulunan bazı adalar ve Marmara Adaları'nın yanındaki Kapıdağı Yarımadası gibi). Alüvyon birikmeleri bazen bir körfezin veya koyun bitimini doldurmuştur (İzmit Körfezi'nin bitimi, Saros Körfezi bitiminde Evreşe Ovası, Susurluk Irmağı ağzında ova gibi). Bazen kıyı birikiminin belli yerlerde toplanması ile denize doğru ilerleyen çıkıntılar (İzmit Körfezi'nin güney ağzındaki Hersek Ovası) meydana gelmiştir. Güney Marmara ve Saros Körfezi kıyılarında da önemli falezler bulunur. Bölge kıyılarının en sarp şekillerine Tekirdağ güneyinde Barbaros-Mürefte arasında rastlanır (Arınç, 2011).

1.2.4. Toprak Örtüsü

Marmara Bölgesi toprakları, tıpkı iklim şartlarında olduğu gibi toprak yapısı da geçiş alanlarına has özellikler taşır. Örneğin Istranca Dağları'nın kuzey cephesindeki bol yağışlı alanda, geniş ve iğne yapraklı bir bitki örtüsü altında yıkanmaya bağlı bir podzolleşme süreci belirmiştir. Bu alanda gri-boz renkli podzolik orman toprakları vardır. Bu tip topraklar, yıkanma derecesi azalmış olmakla birlikte Kocaeli Yarımadası'nın denize bakan kısmında da görülür.

Ancak, bölgede en yaygın bulunan topraklar, kalsifikasyonun etkili olduğu kireçsiz kahverengi orman topraklarıdır. Istranca Dağları'nın güney yamaçlarından başlayarak iç havzalara yayılan bu topraklar, Trakya'nın iç kısımlarında ve Güney Marmara Bölümü'nde biraz daha farklılaşır ve killi-kireçli grumusol ve rendzina tipi topraklara dönüşür. Kireçli Neojen depolarının üzerinde gelişmiş rendzinalarda, kalsifikasyon süreci oldukça etkindir (Arınç, 2011).

Ergene Havzası toprakları genel olarak kahverengidir. Dolayısıyla bu renk, toprak örtüsünün gerçek stepler altında değil, orman altında oluşmuş bulunduğunu gösterir. Bu özellik, Trakya'nın step alanlarının, antropojen karakterli olduğunun başlıca belgesidir. Ergene Havzası'nın tabanı, Karacabey ve Mustafakemalpaşa ovalarında da Vertisoller yaygındır. Kalsifikasyon süreci sonucu oluşan bu

topraklar, yan nemli şartlar gösteren yerlerde, özellikle de uzun boylu çayır formasyonları altında gelişmiştir.

Akdeniz ikliminin etkisi bölgenin güney yarısındaki toprak örtüsünü de etkilemiştir. Bu nedenle Güney Marmara Bölümü'nde kalker formasyonlarından oluşan araziler üzerinde yer yer kırmızımsı Akdeniz toprakları (Terra Rossa) ortaya çıkar. Demir ve alüminyum oksitlerin birikimi nedeniyle kısmi bir lateritleşme söz konusudur.

Fazla eğimli yerlerde yamaç aşınımı nedeniyle toprak oluşumu yavaşlamış ve litosoller (iskelet topraklar) meydana gelmiştir. Çanak şekilli alanlarda, vadi boylarında ve özellikle vadilerin aşağı bölümlerinde, alüvyonlu topraklara rastlanır. Bunlar topografya şartlarına göre farklı özellikler gösterirler. Türkiye'nin her bölgesinde olduğu gibi, erozyon olayı, bu bölgede de aktüel etkinliğini korumaktadır (Arınç, 2011).

1.2.5. Doğal Bitki Örtüsü

Marmara Bölgesi'nin bitki örtüsü, çeşitli faktörlerin etkisi altındadır. Bitki örtüsünün göstermiş olduğu farklılıklar iklim şartlarına bağlıdır. Akdeniz ikliminin hâkim olduğu Biga Yöresinin batısında, Trakya'nın Ege Denizi kıyılarında ve Marmara Denizi kıyılarında, Akdeniz Bölgesi'nin tanıtıcısı olan kserofil yapılı bir bitki örtüsü yayılır. Bunlar kışın dökülmeyen sert yapraklı maki toplulukları ve Kızılçam (*Pinus brutia*) ormanlarından meydana gelmektedir. Burada rastlanan bitki türlerinin çoğu Akdeniz elemanlarından oluşur. Buna karşılık bölgenin Karadeniz kıyıları boyunca uzanan kenar şeridinde, özellikle Istrancalar'ın kuzey yüzünde Karadeniz Bölgesi kıyılarında gördüğümüz az-çok hidrofil bitkilerden meydana gelen, tanıtıcısı Doğu kayını (*Fagus orientalis*) olan bir orman örtüsü göze çarpar. Aynı örtü yani öksin karakterli elemanlar, Güney Marmara Bölümü dağ sıralarının, kuzeye bakan yamaçlarında da belli bir yükseltiden sonra da ortaya çıkar (Arınç, 2011).

Belirtilen iki farklı alanın arasında kalan konumlarda ise yeterli yağışın etkisiyle, alçaklarda yapraklarını döken meşe türlerine, yükseklerde ise karaçamların (*Pinus nigra*) hâkim olduğu kserofil-mezofil bir orman örtüsüne rastlanır. Diğer yandan az yağışlı havzalarda (Trakya'nın ortası) ve Balıkesir ovası gibi çevresine göre alçakta kalmış geniş alanlarda ise step formasyonu gelişmiştir. Bununla birlikte otsu bitkilerin kapladığı bu alanlar, ağaçlı step veya orman stepi karakterindedir.

İklimin etkisinin yanı sıra rölyef şartları da bitki örtüsü üzerinde çeşitlilik meydana getirir. Rölyef şartları, Uludağ örneğinde olduğu gibi yükseltiye göre bitki kademeleri meydana getirir ve bakı şartları da bazı alanlarda bitki örtüsü dağılımını etkiler. Samanlı ve Istranca Dağları'nın karşılıklı yamaçlarında, nemlilikten doğan zıtlıklar göze çarpar. Rölyefin engel oluşturmadığı yerlerde ise bitki tipleri ve türleri birbiri içine girer ve adeta mozaik görünüşü meydana getirirler (Arınç, 2011).

Bölgenin doğal bitki örtüsünün görünüşü, sadece bugüne ait ortam şartlarıyla açıklanamaz. Zaman süreçleri içinde kaydedilen iklimlerdeki değişiklikler ve özellikle Kuvaterner'de meydana gelen iklim değişmelerinin doğal bitki örtüsü üzerinde derin izler bıraktığı söylenebilir. Daha nemli ve serin devrelerde higrofil ormanın yayılma alanı, step alanlarına doğru taşmış, daha kurak ve sıcak devrelerde ise dağların yüksek kesimlerine ve kuzeye doğru çekilmiştir. Bu ileri-geri hareketlerinin kalıntıları, bölgenin nemli ve gölgelik kesimlerinde tutunabilmiştir. Örneğin Uludağ'ın yüksek sırtlarında rastlanan Alpin bitkiler ile Kazdağı'nın yüksek kesimlerindeki kayın ormanları bu şekilde oluşmuştur. Tersiyer'in sıcak devresi ile Kuvaterner'in interglasyal dönemlerinde, kuzeye hareket eden birçok Akdeniz türü, nemli ve soğuk iklim şartlarının geliştiği zamanlarda ise kuytu vadiler, güneşli yamaçlar ve geçirimli-kireçli zemin üzerinde yer yer tutunup kalmışlardır.

Bitki çeşitliliği açısından, Türkiye'nin en zengin alanı olan Marmara Bölgesi, etkisi altında kaldığı flora bölgelerine hem benzer özellikler taşır hem de bariz özelliklerle ayrılır. Örneğin bölgedeki Akdeniz florası, Paleoboreal floraya benzemediği gibi, menşe bakımından Arktotersiyer de değildir. Akdeniz florası Tersiyer'de Orta Avrupa'yı kaplayan Paleotropikal floranın, Boreal (kuzey) alanları işgal eden uzantısının değişime uğraması, yani yaz kuraklığına ve ılık kışlara intibakı ile meydana gelmiştir. Bu nedenle Akdeniz florasının menşeini Boreal-Tersiyer olarak tanımlamak daha doğrudur. Ayrıca bu floraya, buzullaşmanın etkin olduğu dönemlerde, bazı Arktotersiyer kökenli türler de karışmıştır. Yine Avrupa-Sibirya elemanları da Marmara Bölgesi'nde bazı modifikasyonlara uğramıştır. Step türleri de bölgede daha uzun süre yeşilliğini koruyabilmekte, yer yer çayır formasyonlarına dönüşmekte ve Avrupa Sibirya elemanlarıyla karışarak yeni türler oluşturmuş bulunmaktadır (Arınç, 2011).

Her yönüyle bir geçiş alanı olan Marmara Bölgesi bitki örtüsü, uzun yüzyıllar boyunca antropojen etkilerle tahrip edilmiştir. Bugün acımasızca yok edilen doğal bitki örtüsünün geri kalanlarını korumak için çaba harcanmaktadır (Belgrad Ormanı'nın korunması, Uludağ Milli Parkı'nın oluşturulması ve pek çok yerde ağaçlandırma çalışmaları gibi). Ancak insan unsurumuzu eğitmeden, konunun önemini kavratmadan bu çalışmaların ne derece başarıya ulaşacağı şüphelidir.

Marmara Bölgesi'nin başlıca bitki toplulukları, az-çok şekilde birbiri içine sokularak girift bir yapı kazanmış olmasına rağmen, üç gruba ayrılarak incelemek mümkündür:

- Nemcil Kuzey Ormanları: Bölgenin Karadeniz kıyılarından, Güney Marmara Bölümü'nün dağlık alanlarına kadar olan alanda ortaya çıkan ve Öksinik türlerin egemen olduğu bitki kuşağıdır. Bu ormanların tanıtıcı türü Fagus orientalis'tir (Doğu kayını). Marmara Bölgesi'nde ormanın alt sınırı güneye doğru gidildikçe yükselir. Kayın kuşağı, Karadeniz kıyılarında 200 m'den itibaren başlar. Güneye doğru 300-500 m'ler arasında ve Uludağ'da 800 m'den sonra

yaşama alanı bulur. Kaz Dağı'nın kuzey yamaçlarında ise 1230 m'de başlar. Üst sınırı ise Geyve Dağları'nda 1600 ve Uludağ'da 1800 m'dir. Bu nemcil ormanlarda; başta saplı meşe (*Quercus pedunculata*) olmak üzere kış mevsiminde yapraklarını döken meşeler, gürgen (*Carpinus*), kızılağaç (*Alnus*), ıhlamur (*Tilia*), fındık (*Corylus avellana*) ve dişbudak (*Fraxinus*) gibi türlere sıklıkla rastlanılır. Orman altı bitkilerinden orman gülleri (*Rhododendron flavum ve ponticum*), Istranca Dağları'nda 200 m'den başlayarak doruklara kadar tırmanır. Belirtilen dağların üzerinde, nemli ormanın sınırının tespiti amacıyla kayın ağacının ve kısmen de mor çiçekli orman gülünün (*Rhododendron ponticum*) yayılışı esas alınmıştır. Çünkü kayın ormanları, nemli ortamlarda yaşamayı seven çobanpüskülü (*Ilex aquifolium*) ve orman gülleri ile temsil edilen zengin bir orman altı florasına sahiptir. Kıyı şeridinde ise deniz börülcesi (*Salicornia*) gibi kumul bitkilerine ve bazı konumlarda da tuzcul türlere rastlanır. İğneada yakınlarında (Istranca eteğinde) ıslak taban üzerinde kızılağaç (*Alnus*), dişbudak (*Fraxinus*), karaağaç (*Ulmus*) ve benzeri ağaçlardan meydana gelen Longos adı verilen ve higrofit karakterli bir orman tipi görülür. Buraya, sarmaşık benzeri bitkiler ve orman altı bitkilerinin etkisi ile girmek güçtür. İstanbul'a su taşıyacak boru hatlarının veya kanalların bu konumdan geçirilmek istenmesi ise ekolojiye doğrudan müdahale anlamına geleceğinden istenmeyen bir durumdur. Nemcil orman içinde iğne yapraklılara (*Coniferae* grubu), ancak yüksek kesimlerde rastlanır. Nemliliğin etkin olduğu yüksek kesimlerde (Uludağ ve Geyve-Keltepe gibi konumlarda) ilk olarak karaçam (*Pinus nigra*) ortaya çıksa da bu türler yerlerini çok geçmeden endemik Uludağ köknarına (*Abies bommülleriana*) bırakır ve bunlara yüksek konumlarda ardıç türleri (*Juniperus*) de katılır. Ormanın üst sınırı 2100 m civarındadır. Daha yukarıda Alpin bitkileri (dağ çayırları) katı başlar. Bununla birlikte, gerçek anlamda Alpin bitkiler katına sadece Uludağ'da rastlanır (Arınç, 2011).

- Akdeniz Bitkileri Alam: Bu bitki türleri Biga Yöresinin batısında, Trakya'nın Ege kıyılarında ve Marmara kıyılarında ortaya çıkar. Söz konusu alanların doğal bitki örtüsü: başta delice olmak üzere çeşitli maki türlerinden ve kuraklığa dayanıklı kızılçam ağaçlardan oluşmuştur. Orman oluşturan türlerden çoğu Mediterran karakterli olup, aralarına Öksin bölgesine ait bitki elemanları sızmıştır. Makiyi meydana getiren bitkilerin yapısı, suyu en iyi tutup saklayacak değişikliğe uğramıştır. Kökler derine inmiş, yapraklar sert, cilalı, bazen dikenli hatta tüylüdür. Bölgede en çok rastlanan maki türleri şunlardır; sandal (*Arbutus andrachne*), mersin (*Myrtus communis*), kocayemiş (*Arbutus unedo*), tesbih (*Sytrax officinalis*), defne (*Laurus nobilis*), delice (*Olea oleaster*), Kermez meşesi (*Quercus coccifera*), akçakesme (*Phillyria media*), Katran ardıcı (*Juniperus oxycedrus*), sakız (*Pistacia terebinthus*), laden (*Cistus salviifolius*), funda (*Erica arborea*) ve katırtırnağı (*Spertium junccum*). Bu türler, kuzeye doğru gidildikçe

değişikliğe uğrar. Yukarıda sıralanmış türlerin başta gelenleri kuzeye doğru azalır, sondakiler artar. Maki, İstanbul Boğazı'nın Karadeniz ağzı yakınlarına kadar uzanmakta 150-200 m'den sonra yerini ormana bırakmaktadır. Bununla birlikte, kuzey kesimlerde makinin yapısı değişerek, içine kışın yapraklarını döken ağaççıklar ve çalılar girmektedir ki bu Özellikte olan bitki topluluğuna Psödomaki (*Pseudomacchia*) adı verilir. Maki formasyonunun Marmara Bölgesi gibi iklimi yeter derecede yağışlı ve yaz kurakları bir dereceye kadar hafiflemiş bir bölgede, kısmen kserofil, kısmen de higrofil bir ormanın yok edilmesiyle alanını genişletmiş, sekonder (sonradan oluşmuş) bir örtü sayılması gerekir. Bölgede gerçek kserofil nitelikli kızılçam ağaçlarına (*Pinus brutia*) Korudağ yamaçlarında, Biga Yarımadası'nda ve Kızıladalar'da, şemsiye şekilli Fıstık çamı ağaçlarına (*Pinus pinea*) sunî olarak İstanbul bahçelerinde ve servi ağacına (*Cupressus*) ise mezarlıklarda rastlanır. Turunçgillerin doğal yetişme alanı Marmara Bölgesi'ne girmemektedir. Ancak istisna olarak Heybeliada'daki mandalina bahçelerinden söz etmek gerekir. Subaşlarında ise görkemli çınarlar yükselir. Orta Kesim Ormanları ve Step Alanları: Bu kesimin ormanları meşelerle temsil edilir. Balıkesir'in güneyindeki Uzuncayayla, Kaz Dağı ve Trakya güneyindeki Ganos-Koru dağlarından geçen sınır, Akdeniz maki-kızılçam alanını, kuzeydeki kış mevsiminde yaprak döken meşeler alanından ayırır. Diğer taraftan, aynı bölgenin çukur kesimlerinde steplere rastlanır (Trakya merkezi, Güney Marmara çukur ovaları, Balıkesir ovası gibi). Bu arada Prof. Dr. Yusuf Dönmez'in antropojen step diye tanımladığı alan, Ergene Havzası'na tekabül eder. Bu step sahası ormanın tamamıyla insan tesiriyle ortadan kaldırılması sonucu oluşmuştur. Antropojen step sahasını, kuzeyden Istrancaların güney eteğindeki, güneyden ise Ganos ve Koru dağlarının kuzey eteklerindeki kuru ormanlar tarafından sınırlanır. Bu saha, İstanbul'un hemen batısından başlar ve Ergene Havzası'nın tamamını içine alır. Yapılan araştırmalara göre bu alan, iklim ve edafik faktörlerin oluşturduğu bir step sahası değildir ve bütünüyle insan müdahalesiyle oluşmuştur. Yukarıda belirtilen sınırlara rağmen bitki toplulukları az çok birbiri içine girmiş gibidir. Bölgede az-çok yüksek dağların yamaçlarında bitki basamakları görülürse de bu basamakların sıcak-orta iklim bitkilerinden Alpin kat bitkilerine kadar dizilişine yalnız Uludağ'da rastlanır (Arınç, 2011).

1.3. Marmara Bölgesi'nin nüfusu

Marmara Bölgesi, Roma, Bizans ve Osmanlı devletlerinin odak noktası olmuştur ve tarih boyunca dikkat çeken bir nüfus merkezi olarak kalmıştır. Dünya genelinde önemli aglomerasyon (nüfus toplanma) alanlarından biri olan Marmara Bölgesi, Balkan Savaşı, Çanakkale Savaşları, İstanbul'un İngiliz işgali ve Milli Mücadele yılları gibi zorlu tarihî dönemlerinde en yüksek nüfus kaybını yaşayan

bölge olarak öne çıkmaktadır. Nitekim savaş yılları öncesinde 6 milyonu biraz aşan nüfusunun, 1927 yılında yapılan Cumhuriyet Dönemi'nin ilk genel nüfus sayımına göre, yaklaşık 2/3 oranında azalarak 2,5 milyonun da altına indiği anlaşılmıştı.

Savaş yıllarının hasarlarının onarılmasıyla geçen 18 yıldan sonra, yani 1945 yılında bile nüfusun yeterince artamamış olduğu ve bölgede yaklaşık 3.3 milyon kişinin yaşadığı belirlenmişti. Nüfus miktarı, 1950 yılından itibaren bölgenin sanayi temelli olarak kalkınmaya başlamasıyla birlikte, 1955-1960 sayım devresinden itibaren sıçramalar yapacak şekilde, yani bazı dönemlerde %4 oranına erişen nüfus artışı hızıyla nüfuslanmaya başlamıştır. Böylece bölge nüfusunun üzerine, her on yılda bir neredeyse toplam nüfusun yarısı kadar bir nüfus eklenerek günümüze kadar gelinmiştir. En son yapılan 2010 yılı adrese dayalı nüfus tespitine göre ise bölgenin toplam nüfusu 21 476 813 olarak belirlenmiştir. İncelendiği üzere bölge, Cumhuriyet dönemi boyunca, sürekli nüfus kazanmış ve son 65 yıl esas alındığında ise her yıl ortalama %2,9 oranında nüfuslanmıştır (Tablo 1.2).

Tablo 1.2: Marmara Bölgesi Nüfusunun Sayım Devrelerine Göre Değişimi (Arınç, 2011).

Sayım Devresi	Bölge Nüfusu	Yıllık Artış %Sİ	Bölge MNY (kişi/km²)	Türkiye Nüfusu	Türkiye Yıllık Artış(%Sİ)	Türkiye Nüfusuna Oranı (%)	Türkiye MNY (kişi/km²)
1945	3275000	-	49	18790174	1.1	17.4	24
1950	3535000	1.6	53	20947188	2.2	16.9	27
1955	4170000	3.6	62	24064763	2.8	17.3	31
1960	4900000	3.5	73	27754820	2.9	17.7	36
1965	5530000	2.6	82	31391421	2.5	17.6	41
1970	6560000	3.7	97	35605176	2.5	18.4	46
1975	7735000	3.6	115	40347719	2.5	19.2	52
1980	9297000	4.0	138	44736957	2.1	20.8	58
1985	10754783	3.1	160	50664458	2.5	21.2	65
1990	12890194	4.0	192	56473035	2.2	22.8	73
1997	15085768	2.4	224	62865574	1.5	24.0	81
2000	16985191	4.2	252	67803927	2.5	25.0	88
2010	21476813	2.3	319	73722988	0.8	29.1	95
Ortalama	-	2.9	-	-	2.1	-	-

Marmara Bölgesi nüfusu, 1945 yılında, Türkiye nüfusunun %17,4'ünü oluşturuyordu. Hızlı göçlerle desteklenen bölge nüfusu, 2010 yılında ise ülke nüfusunun % 29.1'ini toplamayı başarmıştır (bölgenin sahip olduğu alan ise Türkiye alanının %8,6'sı kadardır). Bu durum, öncelikle Marmara Bölgesi'nin özel konumunun bir sonucudur. Bölgenin ticaret, sanayi ve ulaşım potansiyeline ilaveten, tarım potansiyelinin de yüksek oluşu her bakımdan bir aglomerasyon bölgesinin gelişmesini sağlamıştır. Özellikle bölgede İstanbul gibi nüfusu 13 milyonu aşan bir megapolün varlığı, Marmara Bölgesi'ni bir nüfus çekim alanı konumuna taşımıştır. Gerçekten İstanbul, hızla büyümeye devam etmektedir. Sadece 2000-2010 devresinde bile İstanbul ilinin nüfusuna, 4034997 nüfus eklenmiştir ki bu yıllık bazda 400000 nüfusa karşılık gelir. Buna karşılık aynı devrede Marmara Bölgesi'nin toplam nüfusuna 4491622 nüfus eklendiği düşünüldüğünde, İstanbul'un tek başına bölgeyi ne ölçüde

nüfuslandırdığı daha iyi anlaşılır. İstanbul bu yönüyle sömürge sistemiyle yönetilen ülkelerde görülen tek büyük şehir yasasının, demokratik ülkelerdeki tek tük örneklerinden biridir. Bu tip şehirler, mal ve hizmetlere ilaveten, ülkenin tüm emek ve sermayesini de kendinde toplamak suretiyle, aynı yönetim ünitesi içinde kalan diğer yerleri zayıflatan bir sistem oluşturmaktadırlar (Arınç, 2011).

Marmara Bölgesi artık nüfus açısından doyum noktasına ulaşmıştır ve gelecekte Anadolu'nun diğer bölgelerinden yönelen göçlerin önlenmesi için acil tedbirler alınması gerekmektedir. Eğer bu konuda gecikilirse, bölgede tarım ve yeşil alan kalmayacak, her yer konutlar ve özellikle sanayi tesisleri ile kaplanacaktır. Ayrıca, bölgedeki güvenlik sorunları daha karmaşık hale gelecektir ve kontrol edilmesi zorlaşacaktır. Bu nedenlerle, denetimli göç ve Marmara Bölgesi Vatandaşlığı kavramı üzerinde düşünme zamanı gelmiştir. Örneğin, bölgeye göç edecek kişilerden (kamu memurları hariç), çalışacakları iş ve oturacakları konuta ait belgeler istenebilir ve belli aralıklarla vize denetimi yapılabilir.

1.3.1. Nüfusun Dağılım Düzeni ve Yoğunluğu

Büyük bir nüfus birikiminin görüldüğü bölgede, 2010 yılı matematiksel nüfus yoğunluğu km başına 319 gibi yüksek bir değer gösterir. Bilindiği üzere Türkiye'nin 2010 yılı matematiksel nüfus yoğunluğu ise 95 kişi km'dir. Buna göre Marmara Bölgesi ülke ortalamasından, yaklaşık üç buçuk kat daha fazla nüfusludur diğer bölgelerle kıyaslandığı zaman ise, bölgenin olağanüstü denilebilecek ölçüde nüfuslandığı anlaşılır. Ege ve Güneydoğu Anadolu bölgeleri birim alan başına 100 nüfusu biraz aşabilmiş, diğer bölgeler ise bu değerin altında kalmıştır.

Kuşkusuz yüksek yoğunluk değerlerine, Marmara Bölgesi'nin şehirleri ve yakın çevrelerinde rastlanmakta olup, kırsal kesimler aynı ölçüde nüfuslanmamışlardır. Nüfusu on binden az kırsal yerleşmelerin ortalama nüfus yoğunluğu, 1945'te 33, 1980'de 48 ve 2010 yılında da 29 kişi/km² civarındaydı. Bu dalgalanmalar, şehirlerin kırsal alanları yutması ve kırsal yerleşmelerin boşalmasıyla ilgili bir durumdur. Dolayısıyla nüfus artışını başlıca nedeni, şehirsel gelişmedir. Çünkü genel olarak büyük şehirlerin bulunduğu ve iş bulmak için gelen kırsal nitelikli nüfusun yığıldığı İstanbul, Sakarya, Kocaeli ve Bursa illerinde, devreler arasında nüfus artışı oranları yüksek olduğu halde, tarımsal yapılı olan illerde artış oranı düşük kalmaktadır (Arınç, 2011).

Tablo 1.3: Marmara Bölgesi'nin Bölümlerine ve İllerine Göre Nüfus Miktarı ve Nüfus Yoğunlukları (2010).

Bolümler	Bölüm Nüfusu	Bölge ve Bölüm Nüfus Yoğunluğu (kişi/km²)	Bölüm İlleri	Alanı (km²)	İl Nüfusu	İl Nüfus Yoğunluğu (kişi/km²)	Bölge Nüfusu	Şehirsel Nüfus	Kırsal Nüfus	Kırsal Nüfus Yoğunluğu (kişi/km²)
Istranca	332791 (%1,6)	6378 km²/%9,9 52.2 kişi/km²	Kırklarel i	6378	332791	52.2	332791	212935	119856	18.8
Ergene	1188537 (%5,5)	12507 km²/%19,4 95.0 kişi/km²	Edirne	6174	390428	63.2	390428	233261	157167	25.5
			Tekirdağ	6333	798109	126.0	798109	545481	252628	39.9
Çatalca-Kocaeli	15688695 (%73,1)	13398 km²/%20,8 1171.0 kişi/km²	İstanbul	5110	13255685	2594.1	13255685	13120596	135089	26.4
			Kocaeli	3467	1560138	450.0	1560138	638716	100416	29.0
			Sakarya	4821	872872	181.1	872872	638716	234156	48.6
Güney Marmara	4257790 (%19,8)	32197 km²/%49,9 132.2 kişi/km²	Balıkesir	14456 (-4331)	1152323	79.7	833279	498723	334556	33.0
			Bilecik	4321 (-2826)	225381	52.2	110750	76136	34614	16.5
			Bursa	10768 (-2499)	2605495	242.0	2546687	2289969	256718	31.0
			Çanakkal e	9950 (874)	490397	49.3	460370	242056	218314	25.0
			Yalova	817	203741	249.4	203741	127078	76663	93.8
İlave İlçeler	-	-	İlave	-	-	-	-	-	-	-
Çıkan İlçeler	-	-	Çıkan	-10530	-	-	-522510	-	-	-
Toplam ve Ortalama	21467813	64480 km²* 332.9 kişi/km²* 67306 km²** 319.0 kişi/km²	-	72595* 64480**	21887360	301.5* 339.4**	21364850	19444673 (%903,8)	1920177 (%9,8)	28.5

Kaynak: Türk verileri (31.12.2010), *=illerin toplam izdüşümü alanına göre hesaplanan, **= bölgenin toplam alanına göre hesaplanan.

Bölgenin sanayi kesimlerini temsil eden İstanbul ve Kocaeli illerinde, nüfus yoğunluğu son derece yüksektir. Gerçekten de üç ille temsil edilen Çatalca- Kocaeli Bölümü, bölge arazisinin %20,8'ini oluşturmasına karşılık, bölge toplam nüfusunun %73,1'ne sahiptir. Bu bölümün matematiksel nüfus yoğunluğu da 1171 kişi/km^2 ye yükselmiş durumdadır. Bölüme bağlı İstanbul ilinin nüfus yoğunluğu, daha 1985 yılında bile km'ye 1000 kişiyi aşmış, 1997 yılında ise 1800, 2000 yılında 1928 ve 2010 yılında da 2594 kişi/km²ye ulaşmıştı. Kocaeli ilinin 1985 yılındaki matematiksel nüfus yoğunluğu 203 kişi/km² iken, bu değer hızlı bir yükselişle 2010 yılımda 450 kişi/km² ulaşmıştır. Buna karşılık ekonomisi karma olan ve özellikle tarım ağırlıklı illerde yoğunluk değerleri düşüktür. Bölgenin nüfus yoğunluğu en düşük ili Çanakkale olup (49 kişi/km²), bunu Bilecik (52,2 kişi/km²) ve Kırklareli (52,2 kişi/km²) illeri izlemektedir (Arınç, 2011).

Marmara Bölgesi'nde nüfus yoğunluğu bakımından, çok dengesiz olan alanlar vardır. Örneğin Kırklareli'nin Kofçaz ilçesinde nüfus yoğunluğu 6. Demirköy ilçesinde 9 ve Pehlivanköy 39 kişi/km² civarındadır ve gittikçe de gerilemektedir. Bilecik ilinin Pazaryeri ilçesinde 29, İstanbul ilinin Şile ilçesinde 37 ve Sakarya ilinin Taraklı ilçesinde 22 kişi/km² gibi düşük yoğunluk değerleriyle karşılaşılır. Yoğunluk dengesizliği, büyük şehirler içinde bile göze çarpar. Örneğin 2010 yılında çok büyük bir insan grubunun kümelendiği İstanbul ilinin semt ilçelerinden: Esenyurt'ta 159563 kişi/km², Esenler'de 54770, Gaziosmanpaşa'da 40534 ve Tarihi Yarımada'ya karşılık gelen Fatih'te 25361, Bayrampaşa'da 35144, Güngören de 36860 ve Üsküdar'da 14637 kişi/km² gibi yüksek yoğunluk değerleri ile karşılaşılır. Buna karşılık Tuzla, Sarıyer, Eyüp ve Beykoz gibi semt ilçelerinde ise yoğunluk 850-2000 kişi/km² arasında değişir.

Nüfusun dağılışı üzerinde pek çok belirleyici unsur bulunmaktadır. Bununla birlikte nüfus dağılışını etkileyen en önemli faktörler, ulaşım imkânlarının gelişmiş olması, tarıma ve şehirsel gelişmeye elverişli arazi varlığı, arazinin verimlilik durumu ve belli bir durgunluğun yaşandığı Yunanistan ve Bulgaristan sınırlarına göre konum şartları sayılabilir. Bu nedenle nüfusun dağılışı konusunda şu genellemeler de yapılabilir; Bölgede, Karadeniz Bölgesi'nde olduğu gibi nüfus yoğunluğu şeritleri görülmez (rölyef etkisiyle kıyıya paralel yerlerde artan, içerlere gidildikçe tenhalaşan biçimde). Bölgenin çeşitli kesimleri arasında önemli nüfus yoğunluğu farkları görülse de çok kalabalık yerlerin yanında, tam boş yerlere rastlanmaz (Arınç, 2011).

Bu belirlemelere göre, nüfus yoğunluğu bakımından Marmara Bölgesi'nde üç farklı tip seçilebilir:

- Bölge ortalamasına göre, daha düşük nüfus yoğunluğu gösteren kesimler dağlık kesimler, az yüksek fakat vadilerle çok parçalanmış toprağı verimsiz alanlar ve alüvyonlu ovaların bataklık ya da kum-çakıl örtülü çalılık kesimleridir. Kocaeli ve Çatalca yörelerinin iç kısımları ile Karadeniz'in fırtınalara açık kıyıları tenhadır. İç kesimlerle düzenli bağlılığı bulunmayan Istranca Yöresinde yoğunluk daha da düşer. Tenhalık, çalı-orman örtüsüyle kaplı Bulgaristan sınırı boyunca da sürer. Meriç'in aşağı vadisi, Gelibolu'nun güney kesimi, Biga yöresinin vadilerle yarılmış cılız topraklı iç kesimleri, Gökçeada (İmroz), Samanlı Dağları ve Kapıdağı tenha kesimleri oluşturur.
- Orta dereceli nüfuslu yerler ise Trakya'nın Marmara Denizi kıyılarında, Bilecik yöresi ve Gemlik körfezinin dar kıyı şeridinde görülür.
- Ortanın üstünde nüfus yoğunluğu olan yerler, kuzeydoğuda Adapazarı ovasından başlayarak İzmit körfezi kıyılarına ulaşan kesimler ile şehirsel yerleşmelerle kaplanmış Boğaziçi kıyılarına kadar uzanır. Güney Marmara ovaları da oldukça nüfusludur. Buna karşılık adı geçen ovaların tenha olan kısımları da vardır. Adapazarı, Bursa ve İnegöl ovalarında gözlenen bu durum, daha çok drenaj sorunlarıyla ilgilidir. Bu ovaları kuşatan periferler ise daha fazla nüfusludur (Arınç, 2011).

1.3.2. Kırsal ve Şehirsel Nüfus

Bölgenin şehirsel nüfus oranı, 2010 yılı itibariye toplam bölge nüfusunun %90,8'ini, kırsal nüfus oranı ise %9,8'ini oluşturmaktadır. Bu durum ülkemizin bu kuzeybatı köşesinin, sanayileşme sürecinde önemli aşamalar kaydeden ülkelerin (İngiltere, İsveç, Belçika, Hollanda vb.) nüfus yapısıyla benzer hale geldiğini gösterir. Kuşkusuz bu değerler tarımda çözülmenin devam ettiğini ve şehirleşme sürecinin önemli bir boyut kazandığını gösterir. Buna karşılık, ülkemizin bazı bölgelerinde (Karadeniz ve Doğu Anadolu) şehirsel nüfus oranı henüz %50'nin altındadır. Zaten ekonomik anlamda Kızılırmak'ın doğusu ile batısı arasında beliren farklar, şehirleşmeye de yansımaktadır. Bir taraf Batı Avrupa standartlarına ulaşmışken, diğer taraf âdeta yerinde saymıştır. Fakat kalkınmanın zamanla doğuya doğru ilerleyeceği konusunda da bir tereddüt bulunmamaktadır.

İlgili tabloda (1.3) belirtilen değerler, bölgede çok önemli bir şehirleşme olgusunun yaşandığını da göstermektedir. Çünkü 1965 yılında 2970000 (%53,7) olan şehirsel nüfus, 2000 yılında 13749712'ye (%81) ve 2010 yılında da 19444673'e (%90,8) yükselmiştir. Dolayısıyla 45 yılda şehirsel nüfusta 6,5 katlık bir büyüme söz konusudur. Kırsal nüfusun oransal olarak azalması, kuşkusuz kırların tamamen boşalması sonucu değil, şehirlerin sayı ve nicelik olarak gelişmesinin bir sonucudur. Kırsal nüfus da düzenli bir artış eğilimi taşımaktadır. Bununla birlikte, pek çok kırsal yerleşme, bölge şehirleri tarafından yutulmuş ve tarım arazileri de şehirsel kullanım alanı haline dönüşmüştür (Arınç, 2011).

1.4. Marmara Bölgesi'nin Türkiye Ekonomisindeki Yeri

Marmara Bölgesi'nde ekili ve dikili toprakların oranı bütün bölgelerimizdekinden fazladır; tarım ürünleri çok çeşitlidir. Fakat tarımsal üretim, bölümün kalabalık nüfusunu beslemeye yetmez. Bu sebeple Marmara Bölgesi, öteki bölgelerden toprak ve hayvan ürünleri satın almak durumundadır. Bununla beraber, bölgedeki tarım üretimini küçümsememek gerekir. Bunlar arasında mısır, zeytin (Türkiye üretiminin 1/3 kadarı), tütün, meyveler ve özellikle ayçiçeği (Türkiye üretiminin 3/4 kadarı) dikkati çeker.

Bölge yeraltı kaynakları bakımından zengin değildir. Çeşitli kısımlarında linyit (Trakya ve Güney Marmara), demir (Sakarya) ve mermer (Bilecik dolayları, Marmara adası) yataklarına rastlanır. Fakat en önemli zenginliği, Susurluk havzasındaki bor mineralleridir. Bu yataklar sayesinde Türkiye, bütün dünyada bor mineralleri bakımından en zengin ülkelerden biri durumundadır. Fakat birçok işlerde kullanılan bu maden az ihraç edilir ve sağladığı gelir, bölgenin öteki gelirleri yanında önemsiz kalır. Marmara Bölgesi'nin enerji ihtiyacı da çok büyüktür. Türkiye'de üretilen elektriğin 1/3 kadarını yalnız bu bölge, özellikle İstanbul- Kocaeli bölümü tüketir. Oysa bölgenin tabii şartları ihtiyacını karşılayacak kadar hidroelektrik üretimine elverişli değildir. Bu sebeple bölge, yurdun öteki bölgelerindeki termik ve hidrolik santrallarda elde edilen elektrik enerjisiyle ayrıca beslenir. Bütün kısıtlı imkânlarına rağmen Marmara Bölgesi, ekonomik önemi ve etkileri bakımından bütün Türkiye'de başta gelir. Bu durum, tarım dışındaki dallarda bölgenin, özellikle İstanbul yöresinin eriştiği gelişme derecesinin ve oynadığı rolün bir sonucudur. Bölgede elde edilen gelirin 1/3 kadarını endüstri, 1/4 kadarını da ticaret ve ulaştırma sağlar. Türkiye'de yapılan endüstriyel malların değer olarak 1/3'den çoğu burada üretilir. Yurdumuzdaki endüstri işçilerinin yarıya yakını bu bölgededir. Milli gelirimizin 1/5'den çoğu bölgenin payına düşer. Türkiye'nin en büyük sermaye piyasası burasıdır. Bütün yurtta bankalara yatırılmış paraların yarısına yakını burada toplanmıştır. Endüstri ve dış ticaret alanında en uzun tecrübeye sahip bölge burasıdır. Kentleşme oranının Marmara Bölgesi'nde en yüksek olduğunu öğrenmiştik. Bu kalabalık kentli nüfusun çeşitli ihtiyaçları, öteki bölgelerimizin zirai ve hayvani ürünleri için en büyük pazardır. Bu büyük pazarın sağladığı imkanlar öteki bölgelerdeki ekonomik gelişmelere yön verir. Aynı zamanda bölge özellikle İstanbul ticaret ve ulaştırma bakımından adeta bütün yurdun dünyaya açılan kapısı durumundadır. İthalatımızın en büyük kısmı İstanbul'dan yapılır; dışardan gelen mallar buradan yurdun öteki bölgelerine dağıtılır (Erinç ve Öngör, 1977).

Marmara Bölgesi'nin yurt ekonomisindeki büyük yeri ve Türkiye'nin en varlıklı, en gelişmiş bölgesi olması yukarıda açıklanan sebeplere dayanır. Bütün bu bakımlardan da İstanbul ve çevresi baş rolü

oynar. İstanbul'u hesaba katmadan Marmara Bölgesi'nin Türkiye ekonomisindeki ağırlığının ve zenginliğinin sebeplerini açıklamak imkânsızdır. Bu varlıklı görünüm, aynı zamanda iç göçlerin büyük bir kısmının da İstanbul çevresine yönelmesine yol açar.

Marmara Bölgesi'nin geleneksel gelirlerinden biri de turizmdir. İstanbul ve Bursa gibi güzel ve tarihi yapıtlarla süslü kentler ve ünlü Truva harabeleri eskiden beri yerli-yabancı çok turist çeker. Bunun dışında, özellikle son yıllarda hemen bütün Marmara kıyıları ve adaları yüzbinlerce yerli turistin dinlendiği, denizden ve güneşten yararlandığı çok hareketli bir turizm alanı olmuştur (Erinç ve Öngör, 1977).

BÖLÜM II

2. MARMARA BÖLGESİ YAĞIŞLARIN İSTATİSTİKSEL ANALİZLERİ

2.1. İstasyonların Temel İstatistiklerinin Analizi

2.1.1. Yıllık Süre

Tablo 2.1, incelenen istasyonların yıllık istatistiklerini göstermektedir. Tabloya göre en düşük ortalama yağış 462,10 mm ile Bilecik istasyonuna, en yüksek ortalama yağış ise 849,70 mm ile Sakarya istasyonuna aittir. Kaydedilen en düşük minimum ortalama yağış 304,60 mm ile Ayvalık istasyonuna, en yüksek minimum ortalama yağış ise 600,70 mm ile Sakarya istasyonuna ait olmaktadır. En düşük maksimum ortalama yağış 668,70 mm ile Bilecik istasyonunda, en yüksek maksimum ortalama yağış ise 1328,20 mm ile Bursa istasyonunda meydana gelmektedir. Çalışılan istasyonlar arasında 60 yıl boyunca yıllık yağış değişim katsayısı en yüksek %25 ile Edremit ve Gökçeada istasyonlarında ve en düşük yıllık yağış değişim katsayısı ise %16 ile Sakarya istasyonda görülmektedir.

Tablo 2.1: Çalışma Alanın Sinoptik İstasyonlarında Yıllık Yağışlarının Temel İstatistikleri (1960-2020).

İstasyon	Mean	Sdt. Deviation	Minimum	Maximum	Range	CV
Ayvalık	652.70	140.90	**304.60**	992.30	687.70	0.22
Bilecik	**462.10**	79.20	320.40	**668.70**	**348.30**	0.17
Bursa	698.60	139.50	446.40	**1328.20**	**881.80**	0.20
Çanakkale	615.60	137.90	343.90	977.70	633.80	0.22
Edirne	601.70	129.00	387.00	958.60	571.60	0.21
Edremit	700.00	174.10	377.00	1220.30	843.30	**0.25**
Florya	643.80	122.60	420.10	969.10	549.00	0.19
Gökçeada	748.80	189.40	326.00	1185.10	859.10	**0.25**
Kırklareli	580.10	142.00	326.60	990.30	663.70	0.24
Kocaeli	814.10	140.60	579.30	1180.80	601.50	0.17
Kum Köy-Kilyos	807.60	170.40	470.60	1231.20	760.60	0.21
Sakarya	**849.70**	139.30	**600.70**	1268.50	667.80	**0.16**
Sarıyer	834.40	162.30	574.20	1218.80	644.60	0.19
Tekirdağ	579.90	132.80	334.60	896.30	561.70	0.23
Yalova	745.80	154.00	472.40	1293.20	820.80	0.21

2.1.2. Aylık Zaman Aralığı

2.1.2.1. Ocak Ayı

Ocak ayında istasyonlar arasında en yüksek ortalama yağış 109,7 mm ile Gökçeada istasyonuna, en düşük ortalama yağış ise 49,41 mm ile Bilecik istasyonuna aittir. 60 yıllık çalışma süresi boyunca bu ayda kaydedilen en düşük minimum yağış 0,1 mm ile Gökçeada istasyonunda, en yüksek minimum yağış ise 28 mm ile Kocaeli istasyonunda görülmektedir. Ayrıca en düşük maksimum yağış 120,3 mm ile Bilecik istasyonunda, en yüksek maksimum yağış ise 389,2 mm ile Gökçeada istasyonunda kaydedilmiştir. Ocak ayında en düşük minimum yağış ve en yüksek maksimum yağış Gökçeada istasyonunda kaydedilmiştir. Bu işlem, bu istasyonun çalışılan istasyonlar arasında en yüksek yağış dağılım genişliğine sahip olmasına neden olmuştur (389.1 mm yağış dağılım genişliği miktarı). 60 yıl boyunca ocak ayında sırasıyla %0,72 ile Ayvalık ve Gökçeada istasyonları ve %0.45 ile Kocaeli istasyonu maksimum ve minimum yağış değişim katsayılarına sahiplerdir (Tablo 2.2).

Tablo 2.2: Çalışma Alanın Sinoptik İstasyonlarında Ocak Ayı Yağışlarının Temel İstatistikleri (1960-2020).

İstasyon	Mean	Sdt. Deviation	Minimum	Maximum	Range	CV
Ayvalık	104.53	75.42	2.5	329.7	327.2	**0.72**
Bilecik	**49.41**	27.36	9.7	**120.3**	**110.6**	0.55
Bursa	85.1	48.76	7.6	210.4	202.8	0.57
Çanakkale	88.07	58.23	0.2	258	257.8	0.66
Edirne	64.76	45.16	0.2	183.4	183.2	0.70
Edremit	101.94	65.81	0.2	251.4	251.2	0.65
Florya	84.73	46.79	9.5	193.2	183.7	0.55
Gökçeada	**109.7**	78.8	**0.1**	**389.2**	**389.1**	**0.72**
Kırklareli	64.15	43.45	0.6	161.2	160.6	0.68
Kocaeli	94.14	42.59	**28**	200.7	172.7	**0.45**
Kum Köy-Kilyos	98.29	56.85	15	269.1	254.1	0.58
Sakarya	93.93	41.67	22.2	195	172.8	0.44
Sarıyer	106.88	56.62	14.9	255.3	240.4	0.53
Tekirdağ	65.35	44.83	1.2	220	218.8	0.69
Yalova	91.03	48.54	11.8	199.2	187.4	0.53

2.1.2.2. Şubat Ayı

Ocak ayında olduğu gibi Şubat Ayında da çalışılan istasyonlar arasında kaydedilen en düşük ve en yüksek ortalama yağış sırasıyla 41,53 ve 96,2 mm ile Bilecik ve Gökçeada istasyonlarında görülmektedir. En düşük minimum yağış 0,1 mm ile Ayvalık istasyonunda, en yüksek minimum yağış ise 15,2 mm ile Sakarya istasyonunda meydana gelmektedir. Ancak şubat ayında en düşük ve en yüksek maksimum yağış sırasıyla 135.1 ve 346,2 mm ile Bilecik ve Edremit istasyonlarına aittir. Bölgede incelenen istasyonlar

arasında Kum Köy-Kilyos ve Kocaeli istasyonları %0,51 ile en düşük yağış değişim katsayısına sahipken, Edirne istasyonu %0,75 ile şubat ayında en yüksek yağış değişim katsayısına sahip olmaktadır (Tablo 2.3).

Tablo 2.3: Çalışma Alanın Sinoptik İstasyonlarında Şubat Ayı Yağışlarının Temel İstatistikleri (1960-2020).

İstasyon	Mean	Sdt. Deviation	Minimum	Maximum	Range	CV
Ayvalık	93.65	61.07	**0.1**	270.1	270	0.65
Bilecik	**41.53**	23.32	4.9	**135.1**	**130.2**	0.56
Bursa	71.83	40.39	6.6	178.9	172.3	0.56
Çanakkale	71.34	45.72	1	196.6	195.6	0.64
Edirne	52.96	39.55	2.8	186.1	183.3	**0.75**
Edremit	94.25	62.73	2.2	**346.2**	**344**	0.67
Florya	69.29	39.16	11.9	176.5	164.6	0.57
Gökçeada	**96.2**	62.25	3.7	280.7	277	0.65
Kırklareli	50.25	35.55	0.3	148	147.7	0.71
Kocaeli	71.83	36.53	13.6	159.7	146.1	**0.51**
Kum Köy-Kilyos	72.15	37.06	13.1	183.9	170.8	**0.51**
Sakarya	75.92	39.73	**15.2**	192.1	176.9	0.52
Sarıyer	79.35	43.1	14.7	233.4	218.7	0.54
Tekirdağ	56	33.74	6	154.9	148.9	0.60
Yalova	72.85	42.7	11.5	210.8	199.3	0.59

2.1.2.3. Mart Ayı

Tablo 2.4, incelenen istasyonların mart ayına ait temel istatistiklerini göstermektedir. Yukarıdaki tabloya göre ocak ve şubat aylarında olduğu gibi en düşük ve en yüksek ortalama yağış sırasıyla 46.06 ve 82.39 mm ile Bilecik ve Gökçeada istasyonlarında kaydedilmiştir. 60 yıl boyunca çalışma süresinde meydana gelen maksimum ve minimum yağış arasındaki farkı gösteren yağış dağılım genişliği, en düşük 86,8 mm ile Bilecik istasyonunda ve en yüksek 247,7 mm ile Gökçeada istasyonunda görülmektedir. Öte yandan, çalışma alanında mart ayında sırasıyla %0,84 ile Kırklareli istasyonu ve %0,43 ile Sakarya istasyonu en yüksek ve en düşük yağış değişim katsayılarına sahiplerdir.

Tablo 2.4: Çalışma Alanın Sinoptik İstasyonlarında Mart Ayı Yağışlarının Temel İstatistikleri (1960-2020).

İstasyon	Mean	Sdt. Deviation	Minimum	Maximum	Range	CV
Ayvalık	67.1	40.82	3	158.9	155.9	0.61
Bilecik	**46.06**	20.73	4.8	**91.6**	**86.8**	0.45
Bursa	69.29	34.15	5.1	147.9	142.8	0.49
Çanakkale	63.32	38.94	7.7	176.6	168.9	0.61
Edirne	53.36	36.79	**2.8**	148.4	145.6	0.69
Edremit	73.17	45.56	13.3	248.7	235.4	0.62
Florya	59.32	30.76	**13.7**	131.8	118.1	0.52
Gökçeada	**82.39**	50.92	12.9	**260.6**	**247.7**	0.62
Kırklareli	51.64	43.2	7.3	232.9	225.6	**0.84**
Kocaeli	71.8	31.52	8.1	138.5	130.4	0.44

Kum Köy-Kilyos	71.15	35.49	8.1	148.5	140.4	0.50
Sakarya	74.44	31.93	10	153.9	143.9	**0.43**
Sarıyer	69.35	36.21	11.3	166.9	155.6	0.52
Tekirdağ	53.48	29.12	3.2	130.3	127.1	0.54
Yalova	72.26	35.43	8.1	176.1	168	0.49

2.1.2.4. Nisan Ayı

Nisan ayında incelenen istasyonlar arasında en yüksek ortalama yağış 65,24 mm ile Bursa istasyonuna, en düşük ortalama yağış ise 42,02 mm ile Tekirdağ istasyonuna aittir. Kaydedilen en düşük minimum yağış miktarı 0,4 mm ile Edremit istasyonunda ve en yüksek minimum yağış miktarı ise 11,8 mm ile Sarıyer istasyonunda görülmektedir. Kaydedilen en yüksek maksimum yağış miktarı 191.1 mm ile Gökçeada istasyonunda, en düşük maksimum yağış miktarı ise 85,1 mm ile Kırklareli istasyonunda meydana gelmektedir. Gökçeada ve Kırklareli istasyonları, sırasıyla %0,78 ve %0,48 ile çalışma istasyonları arasında en yüksek ve en düşük varyasyon katsayılarına sahiplerdir (Tablo 2.5).

Tablo 2.5: Çalışma Alanın Sinoptik İstasyonlarında Nisan Ayı Yağışlarının Temel İstatistikleri (1960-2020).

İstasyon	Mean	Sdt. Deviation	Minimum	Maximum	Range	CV
Ayvalık	46.38	27.14	2.2	147.4	145.2	0.59
Bilecik	44.36	23.09	6.1	145.4	139.3	0.52
Bursa	**65.24**	35.54	3.3	149.3	146	0.54
Çanakkale	48.4	30.64	3.8	123.4	119.6	0.63
Edirne	48.48	25.26	3.2	110.7	107.5	0.52
Edremit	57.26	31.98	**0.4**	136	135.6	0.56
Florya	49.01	31.27	11.3	166.5	155.2	0.64
Gökçeada	52.38	40.93	2.8	**191.1**	**188.3**	**0.78**
Kırklareli	44.22	21.34	2.4	**85.1**	**82.7**	**0.48**
Kocaeli	52.93	27.07	5.4	135.5	130.1	0.51
Kum Köy-Kilyos	47.75	29.78	9.2	146.9	137.7	0.62
Sakarya	60	32.86	1.4	150.4	149	0.55
Sarıyer	45.72	29.21	**11.8**	128.2	116.4	0.64
Tekirdağ	**42.02**	24.42	7.3	114.1	106.8	0.58
Yalova	52.61	30.54	3.7	149.1	145.4	0.58

2.1.2.5. Mayıs Ayı

Mayıs ayında incelenen istasyonlar arasında en düşük ortalama yağış 26,08 mm ile Ayvalık istasyonuna, en yüksek ortalama yağış ise 52,72 mm ile Sakarya istasyonunda kaydedilmiştir. Yağış dağılım maksimum genişliği 216,7 mm ile Kocaeli istasyonuna ve minimum yağış dağılım genişliği ise 107,8 mm ile Tekirdağ istasyonuna aittir. Bu ayda çalışılan 60 yıllık süre içerisinde istasyonlar arasında sırasıyla yüzde 1,06 ve 0,59 ile Gökçeada ve Kırklareli istasyonları en yüksek ve en düşük yağış değişim katsayılarına sahiplerdir (Tablo 2.6).

Tablo 2.6: Çalışma Alanın Sinoptik İstasyonlarında Mayıs Ayı Yağışlarının Temel İstatistikleri (1960-2020).

İstasyon	Mean	Sdt. Deviation	Minimum	Maximum	Range	CV
Ayvalık	**26.08**	27.28	**0.1**	145	144.9	1.05
Bilecik	46.88	28.08	**10.8**	118.5	107.7	0.60
Bursa	46.89	30.54	1.2	128.1	126.9	0.65
Çanakkale	31.72	30.02	0.2	163.3	163.1	0.95
Edirne	52.67	32.92	3.2	170.5	167.3	0.63
Edremit	35.69	26.89	0.4	140.4	140	0.75
Florya	31.21	23.24	3.4	114.9	111.5	0.74
Gökçeada	32.83	34.77	0.4	175.9	175.5	**1.06**
Kırklareli	50.72	30.15	4.2	161.7	157.5	**0.59**
Kocaeli	49.98	39.7	1.7	**218.4**	**216.7**	0.79
Kum Köy-Kilyos	37.91	27.64	1.9	160.6	158.7	0.73
Sakarya	**52.72**	32.86	2.5	147.1	144.6	0.62
Sarıyer	35.76	27.95	2.3	163.6	161.3	0.78
Tekirdağ	37.74	24.57	0.5	**107.8**	**107.3**	0.65
Yalova	36.78	25.68	0.7	119.2	118.5	0.70

2.1.2.6. Haziran Ayı

Ayvalık istasyonunda bu ay ortalama yağış önceki aylara göre daha düşük seyrederek 11.73 mm'ye ulaşmaktadır. Öte yandan kaydedilen en yüksek ortalama yağış ise 56,41 mm ile Kocaeli istasyonuna ait olduğu belirtilmektedir. En düşük minimum yağış, çoğu çalışma istasyonlarında (7 istasyon) kaydedilmesine göre sıfır mm olmaktadır. Ayrıca, kaydedilen en düşük maksimum yağış 75,4 mm ile Çanakkale istasyonuna, en yüksek kaydedilen maksimum yağış ise 221.1 mm ile Yalova istasyonuna aittir. Meydana gelen minimum ve maksimum yağış arasındaki bu büyük fark, kurak ayların başladığını ve yağışların önceki aylara göre daha fazla dağıldığını göstermektedir. Çalışma istasyonlar arasındaki yağış değişim katsayısı ise bu ay artarak Ayvalık istasyonunda %1,36 ile en yüksek değerine ulaşmaktadır (Tablo 2.7).

Tablo 2.7: Çalışma Alanın Sinoptik İstasyonlarında Haziran Ayı Yağışlarının Temel İstatistikleri (1960-2020).

İstasyon	Mean	Sdt. Deviation	Minimum	Maximum	Range	CV
Ayvalık	**11.73**	15.98	**0**	**56.6**	**56.6**	**1.36**
Bilecik	43.6	33.91	2.7	163.4	160.7	0.78
Bursa	37.17	27.7	2.4	135.2	132.8	0.75
Çanakkale	24.11	20.95	**0**	**75.4**	75.4	0.87
Edirne	45.72	35.95	1.4	160.4	159	0.79
Edremit	21.64	28.17	0.1	128.5	128.4	1.30
Florya	29.63	22.84	**0**	130.2	130.2	0.77
Gökçeada	23.25	27	0.1	135.6	135.5	1.16
Kırklareli	51.92	40.14	**0**	167.5	167.5	0.77
Kocaeli	**56.41**	39.2	**3.8**	157.7	153.9	**0.69**

Kum Köy-Kilyos	32.45	29.22	**0**	147.3	147.3	0.90
Sakarya	36.45	29.01	0.4	176.5	**176.1**	0.80
Sarıyer	32.45	29.22	**0**	147.3	147.3	0.90
Tekirdağ	38.07	29.14	**0**	113.8	113.8	0.77
Yalova	39.55	40.16	1.5	**221.1**	219.6	1.02

2.1.2.7. Temmuz Ayı

Tablo 2.8, temmuz ayında incelenen 60 yıllık dönem boyunca yağış parametresinin temel istatistiklerini göstermektedir. Ayvalık İstasyonu'nda bu ay kaydedilen minimum ortalama yağış miktarı 2.384 mm'ye ulaşmaktadır ve bu istasyon önceki ay gibi en düşük ortalama yağışa sahiptir. Ancak maksimum ortalama yağış 50,37 mm ile Sakarya istasyonuna aittir. Sakarya hariç tüm istasyonlarda kaydedilen en düşük minimum yağış sıfır mm'dir. Ancak bu ayki en düşük ve en yüksek yağışın Ayvalık ve Sakarya istasyonlarında kaydedilen 35,7 mm ile 163,6 mm arasında olması şiddetli yağış dalgalanmalarının varlığına işaret ediyor. Yaz aylarının gelmesiyle birlikte yağış miktarı giderek azalmakta, yağış dağılım ve dalgalanmalarının genişliği artmakta ve çalışılan istasyonlar arasındaki yağış değişim katsayısında önemli bir büyüme yaşanmaktadır. Böylece bu ay da yağış değişim katsayısı en fazla %2,77 ile Ayvalık istasyonunda, en düşük ise %0,81 ile Sakarya istasyonunda gözlemlenmiştir.

Tablo 2.8: Çalışma Alanın Sinoptik İstasyonlarında Temmuz Ayı Yağışlarının Temel İstatistikleri (1960-2020).

İstasyon	Mean	Sdt. Deviation	Minimum	Maximum	Range	CV
Ayvalık	**2.384**	6.604	0	**35.7**	**35.7**	**2.77**
Bilecik	17.52	20.67	0	105.8	105.8	1.18
Bursa	15.35	16.42	0	72.4	72.4	1.07
Çanakkale	11.94	18.48	0	87.3	87.3	1.55
Edirne	33.18	27.86	0	106.9	106.9	0.84
Edremit	5.48	10.01	0	45.1	45.1	1.83
Florya	20.25	21.46	0	85.3	85.3	1.06
Gökçeada	14.82	21.88	0	127.3	127.3	1.48
Kırklareli	27.56	26.35	0	101.8	101.8	0.96
Kocaeli	39.51	37.04	0	143.9	143.9	0.94
Kum Köy-Kilyos	26.41	26.45	0	121	121	1.00
Sakarya	**50.37**	40.59	**0.1**	**163.9**	**163.8**	**0.81**
Sarıyer	35.28	36.35	0	131.1	131.1	1.03
Tekirdağ	23.26	24.93	0	107.7	107.7	1.07
Yalova	21.9	19.01	0	71.9	71.9	0.87

2.1.2.8. Ağustos Ayı

Tablo 2.9, ağustos ayına ait yağışların temel istatistiklerini göstermektedir. Bu ay da en düşük ortalama yağış 2,276 mm ile Ayvalık istasyonunda, en yüksek ortalama yağış ise 47,41 mm ile Sakarya istasyonunda kaydedilmiştir. Tüm istasyonlarda minimum yağış miktarı sıfır mm olup, en düşük maksimum

yağış 32,2 mm ile Ayvalık istasyonun da ve en yüksek maksimum yağış ise 253,2 mm ile Kum Köy-Kilyos istasyonun da görülmektedir. Kaydedilen minimum ve maksimum yağış arasındaki bu büyük fark, çalışma alanında yağış miktarında bu ay meydana gelen yüksek dağınığı göstermektedir. Böylece en fazla yağış değişim katsayısı %2,71 ile Ayvalık istasyonunda, minimum değişim katsayısı ise %0,99 ile Edirne istasyonunda gözlemlenmektedir. Varyasyon katsayısının bu yoğunluğu yağışın sürekli olmadığını ve dağılım oranının Marmara Bölgesi'nde daha yüksek olduğunu göstermektedir.

Tablo 2.9: Çalışma Alanın Sinoptik İstasyonlarında Ağustos Ayı Yağışlarının Temel İstatistikleri (1960-2020).

İstasyon	Mean	Sdt. Deviation	Minimum	Maximum	Range	CV
Ayvalık	**2.276**	6.174	0	**32.2**	**32.2**	**2.71**
Bilecik	12.39	13.89	0	68.4	68.4	1.12
Bursa	16.2	20.28	0	84.1	84.1	1.25
Çanakkale	5.27	11.25	0	50.1	50.1	2.13
Edirne	22.75	22.44	0	115.8	115.8	**0.99**
Edremit	5.15	10.2	0	56.5	56.5	1.98
Florya	22.89	27.27	0	130.7	130.7	1.19
Gökçeada	8.25	17.39	0	101.9	101.9	2.11
Kırklareli	20.2	21.37	0	96.1	96.1	1.06
Kocaeli	45.04	53.7	0	238.4	238.4	1.19
Kum Köy-Kilyos	44.5	56.15	0	**253.2**	**253.2**	1.26
Sakarya	**47.41**	50.41	0	219.3	219.3	1.06
Sarıyer	41.75	46.9	0	194.9	194.9	1.12
Tekirdağ	13.4	18.43	0	80.5	80.5	1.38
Yalova	29.06	38.56	0	218.1	218.1	1.33

2.1.2.9. Eylül Ayı

Eylül ayından bu yana bölgede yağış miktarı giderek artmaktadır, bu ayın minimum ortalama yağışı 17,38 mm ile Ayvalık istasyonunda, maksimum ortalama yağış ise 73,06 mm ile Kum Köy-Kilyos istasyonunda meydana gelmektedir. Edirne ve Kırklareli istasyonları hariç incelenen istasyonlarda en düşük minimum yağış sıfır mm olmaktadır. Ancak en düşük ve en yüksek maksimum yağış miktarı Bilecik ve Kum Köy-Kilyos istasyonlarında sırasıyla 89.4 ve 339.3 mm kaydedilmektedir. Yağış değişim katsayısı bir önceki aya göre hafif bir düşüş göstermektedir. Sakarya ve Edremit istasyonlarında gözlemlenen minimum ve maksimum yağış değişim katsayısı sırasıyla %0,80 ve %1,55 oranında olmaktadır (Tablo 2.10).

Tablo 2.10: Çalışma Alanın Sinoptik İstasyonlarında Eylül Ayı Yağışlarının Temel İstatistikleri (1960-2020).

İstasyon	Mean	Sdt. Deviation	Minimum	Maximum	Range	CV
Ayvalık	**17.38**	25.83	0	103.1	103.1	1.49
Bilecik	22.55	22.29	0	**89.4**	**89.4**	0.99
Bursa	40.25	38.12	0	140.9	140.9	0.95

Çanakkale	23.94	34.17	0	194.6	194.6	1.43
Edirne	37.82	39.21	0.1	135.3	135.2	1.04
Edremit	23.17	35.89	0	147.4	147.4	**1.55**
Florya	35.89	35.05	0	162.3	162.3	0.98
Gökçeada	32.93	40.01	0	179.9	179.9	1.22
Kırklareli	33.29	34.09	**0.3**	160.7	160.4	1.02
Kocaeli	52.63	47.03	0	217.3	217.3	0.89
Kum Köy-Kilyos	**73.06**	71.23	0	**339.3**	**339.3**	0.97
Sakarya	51.85	41.63	0	172.8	172.8	**0.80**
Sarıyer	64.92	57.39	0	244.1	244.1	0.88
Tekirdağ	36.39	42.72	0	147.1	147.1	1.17
Yalova	52.61	52.96	0	219.5	219.5	1.01

2.1.2.10. Ekim Ayı

Tablo 2.11 Ekim ayına ait yağışın temel istatistiklerini göstermektedir. Yukarıdaki tabloya göre bu ay da kaydedilen en yüksek ortalama yağış miktarı 90,52 mm ile Sarıyer istasyonunda, minimum ortalama yağış ise 42,98 mm ile Bilecik istasyonunda gözükmektedir. Dört sinoptik istasyonda gözlemlenen en düşük minimum yağış sıfır mm, en yüksek minimum yağış ise 6,6 mm ile Kocaeli istasyonuna aittir. Ekim ayında incelenen 60 yıllık dönemde en yüksek yağış 396,6 mm ile Bursa istasyonunda kaydedilmiş, öte yandan en düşük kaydedilen maksimum yağış ise 147,5 mm ile Kırklareli istasyonunda görülmektedir. Çalışılan istasyonlar arasındaki yağış değişim katsayısı eylül ayına göre azalarak Ayvalık ve Sakarya istasyonlarında sırasıyla maksimum %1,11 ve minimum %0,56'ya ulaşmaktadır. Bu süreç, bölgedeki yağışların giderek arttığını ve daha disiplinli hale geldiğini göstermektedir.

Tablo 2.11: Çalışma Alanın Sinoptik İstasyonlarında Ekim Ayı Yağışlarının Temel İstatistikleri (1960-2020).

İstasyon	Mean	Sdt. Deviation	Minimum	Maximum	Range	CV
Ayvalık	47.79	52.93	**0**	240.6	240.6	**1.11**
Bilecik	**42.98**	38.27	1.5	238.7	237.2	0.89
Bursa	70.39	58.13	2.1	**396.6**	**394.5**	0.83
Çanakkale	54.18	50.89	**0**	333.3	333.3	0.94
Edirne	54.66	42.07	0.1	156.9	156.8	0.77
Edremit	56.47	49.2	**0**	201.1	201.1	0.87
Florya	65.55	52.73	2.3	298.6	296.3	0.80
Gökçeada	61.19	48.15	0.7	202.8	202.1	0.79
Kırklareli	53.37	38.55	0.3	**147.5**	**147.2**	0.72
Kocaeli	88.43	59.34	**6.6**	307.8	301.2	0.67
Kum Köy-Kilyos	90.2	57.91	0.1	256.2	256.1	0.64
Sakarya	82.26	45.96	4.3	212.9	208.6	**0.56**
Sarıyer	**90.52**	58.6	4.8	283.5	278.7	0.65
Tekirdağ	64.02	52.26	**0**	250.3	250.3	0.82
Yalova	83.73	60.17	3.9	352.9	349	0.72

2.1.2.11. Kasım Ayı

Ayvalık ve Bilecik istasyonları sırasıyla 103,6 ve 37,27 mm ile 60 yılın en yüksek ve en düşük ortalama yağış miktarına sahip olduğu istasyonlardır. En düşük minimum yağışı sıfır mm ile kaydedilen Ayvalık, Edremit ve Gökçeada istasyonları dışında kalan istasyonlarda bu ay yağış görülmektedir. Kaydedilen en yüksek maksimum yağış 359,7 mm ile Edremit istasyonunda, en düşük ise 89 mm ile Bilecik istasyonuna ait olmaktadır. Bu ay yağış değişim katsayısı da bir önceki aya göre azalarak Gökçeada ve Çanakkale istasyonlarında maksimum %0,71'e ulaşmaktadır (Tablo 2.12).

Tablo 2.12: Çalışma Alanın Sinoptik İstasyonlarında Kasım Ayı Yağışlarının Temel İstatistikleri (1960-2020).

İstasyon	Mean	Sdt. Deviation	Minimum	Maximum	Range	CV
Ayvalık	**103.6**	71.1	**0**	339	339	0.69
Bilecik	**37.27**	22.54	0.4	**89**	**88.6**	0.60
Bursa	73.9	35.87	1.6	141.5	139.9	0.49
Çanakkale	83.18	59.47	0.7	222.2	221.5	**0.71**
Edirne	65.35	43.99	0.4	218.3	217.9	0.67
Edremit	99.3	67.53	**0**	**359.7**	**359.7**	0.68
Florya	76.97	40.3	8.3	207.9	199.6	0.52
Gökçeada	99.29	70.11	**0**	287.6	287.6	**0.71**
Kırklareli	63.73	40.02	2.8	156.7	153.9	0.63
Kocaeli	79.56	41.16	18.8	160.5	141.7	0.52
Kum Köy-Kilyos	92.49	49.16	19	257.5	238.5	0.53
Sakarya	77.93	40	11.4	165.7	154.3	0.51
Sarıyer	100.64	47.25	25.5	226.2	200.7	**0.47**
Tekirdağ	68.13	47.88	1.2	242	240.8	0.70
Yalova	79.11	38.95	13.2	181.3	168.1	0.49

2.1.2.12. Aralık Ayı

Tablo 2.13, incelenen sinoptik istasyonların aralık ayında yağış miktarının temel istatistiklerini göstermektedir. Yukarıdaki tabloya göre, çalışılan istasyonlar arasında 60 yıl da kaydedilen yağış verilerine göre minimum ortalama yağış miktarı Bilecik istasyonunda 57,51 mm, maksimum ortalama yağış ise 133,6 mm Gökçeada istasyonuna ait olmaktadır. En yüksek minimum yağış miktarı Kum Köy-Kilyos istasyonunda 22,4 mm, en düşük yağış ise dört çalışma istasyonunda sıfır mm olmaktadır. En yüksek yağış dağılım genişliği 501.1 mm ile Edremit istasyonuna ve istasyonlar arasında yağışta en yüksek değişim katsayısına sahip olan %0,68 ile Kırklareli istasyonu olmaktadır. Ayrıca, 176 mm ile en düşük yağış dağılım genişliği Bilecik istasyonuna, en düşük yağış değişim katsayısı ise %0,43 ile Sarıyer istasyonuna ait olmaktadır.

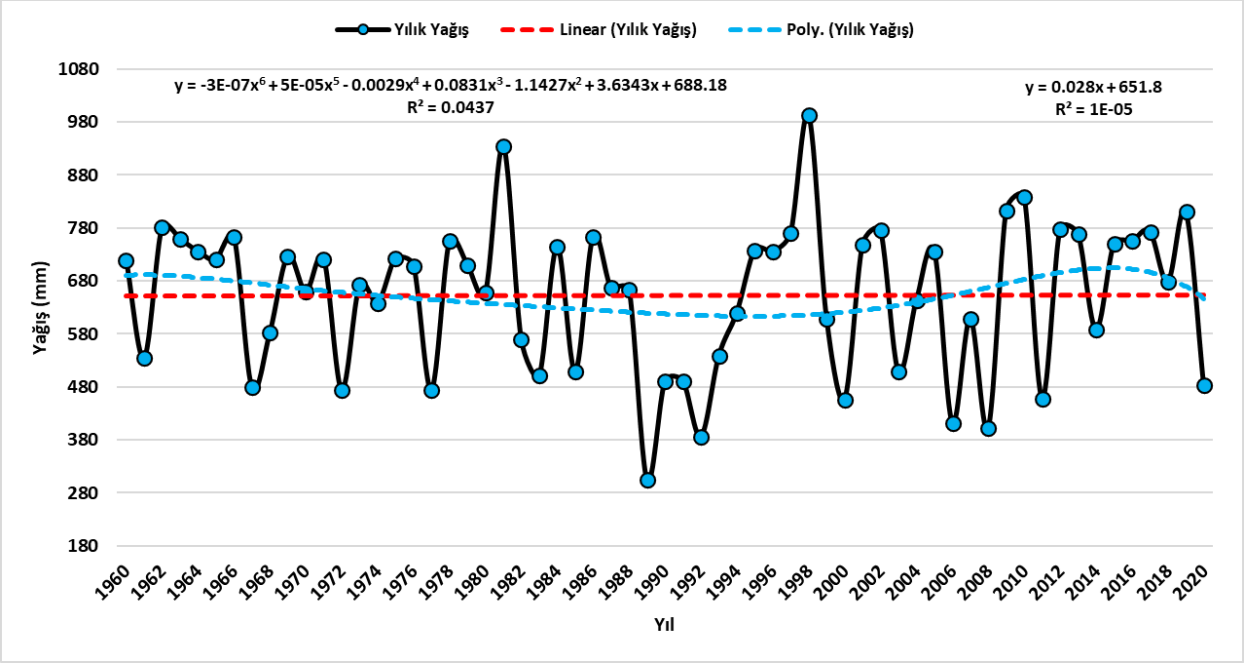
Tablo 2.13: Çalışma Alanın Sinoptik İstasyonlarında Aralık Ayı Yağışlarının Temel İstatistikleri (1960-2020).

İstasyon	Mean	Sdt. Deviation	Minimum	Maximum	Range	CV
Ayvalık	129.8	82.2	**0**	327.1	327.1	0.63
Bilecik	**57.51**	32.64	1.8	177.8	**176**	0.57
Bursa	107.03	55.84	4.8	244.2	239.4	0.52
Çanakkale	110.16	65.79	1.6	287.6	286	0.60
Edirne	69.97	42.34	**0**	**165.8**	165.8	0.61
Edremit	126.5	85.3	**0**	**501.1**	**501.1**	0.67
Florya	99.04	51.14	4.5	271.4	266.9	0.52
Gökçeada	**135.6**	87.1	0.2	378	377.8	0.64
Kırklareli	69.05	46.63	**0**	215	215	**0.68**
Kocaeli	111.87	52.82	17.3	279.8	262.5	0.47
Kum Köy-Kilyos	121.2	63.98	**22.4**	300.4	278	0.53
Sakarya	108.02	48.01	17.9	255.2	237.3	0.44
Sarıyer	127.76	55.38	16.4	337.8	321.4	**0.43**
Tekirdağ	82.04	52.46	0.7	210.6	209.9	0.64
Yalova	114.35	60.26	8.8	286.4	277.6	0.53

2.2. Yağış Verilerinin Zaman Serisi ve Mann-Kendall Testi Analizi

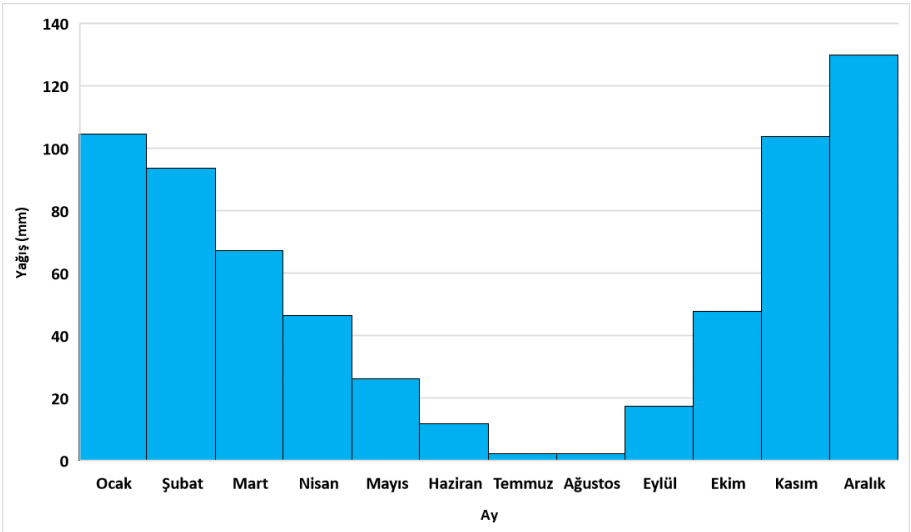
2.2.1. Ayvalık İstasyonu

Şekil 2.1, Ayvalık istasyonu yağışlarının 60 yıllık zaman serisi diyagramını göstermektedir. Yukarıdaki şemaya göre, bu istasyonun yağış zaman serisi uzun vadede fazla değişmemiştir. Doğrusal regresyon sonuçlarına göre, uzun vadede bu istasyonun yağış eğiliminin ne arttığını ne de azaldığını açıkça göstermektedir. Ancak kısa vadede yağışın durumu değişmiş ve bu istasyonun yağış eğiliminde artışlar ve düşüşler görülmektedir. Bu istasyonun zaman serisindeki somut değişiklikleri, özellikle 1981-1998 arasındaki dönemde belirgindir. Bu istasyonda kaydedilen maksimum yağış 1998'de meydana gelen 992,3 mm, minimum yağış ise 1989'da meydana gelen 304,6 mm'dir. 6 mertebe polinomial regresyon sonuçlarına göre, bu istasyonun yağış zaman serisinde bir azalan periyot ve bir artan periyot görülmektedir. Çok kuvvetli olmayan azalan yağış trendinin periyodu, 1964'ten 1993'e kadar devam etmiştir. 1993'ten sonra bu istasyondaki yağış eğilimi artış gösterip ve 2016 yılına kadar 23 yıl boyunca yükselişine devam etmiştir.



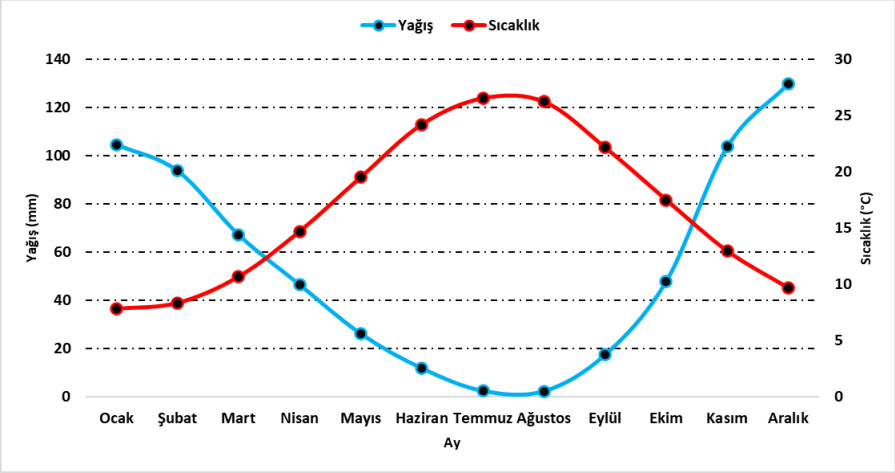
Şekil 2.1: Ayvalık İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Boyunca Yıllık Zaman Serisi Yağış Diyagramı.

Yılın aylarındaki yağış miktarı açısından Şekil 2.2'e göre bu istasyonun ortalama 129,76 mm ile en yüksek yağışı aralık ayında aldığını söyleyebiliriz. Söz konusu çizelgeye göre yağış miktarının ekim ayından itibaren kademeli olarak arttığı ve aralık ayında maksimuma ulaştığı, kış aylarında ise giderek azaldığı görülmektedir. Ağustos, temmuz ve haziran ayları, incelenen istasyonun en az yağış aldığı ve yılın kurak aylarını içerdiği aylardır.

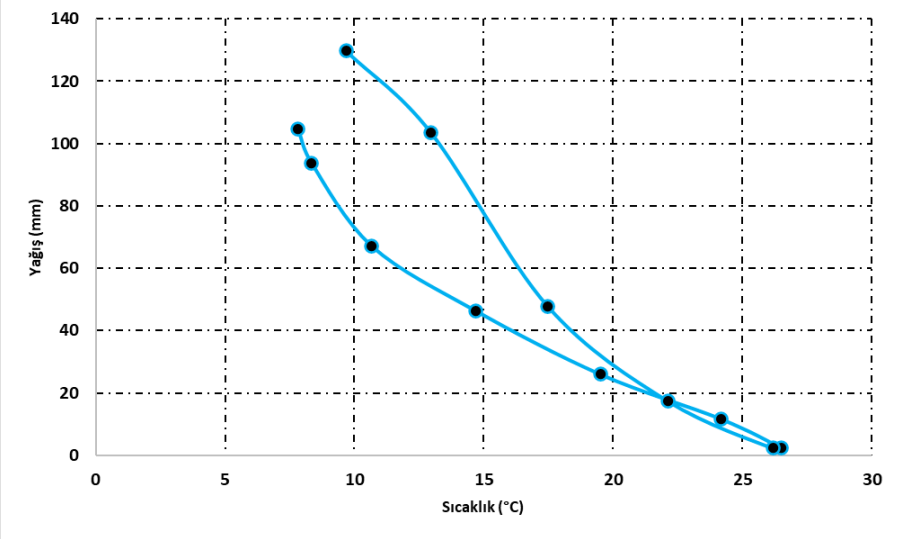


Şekil 2.2: Ayvalık İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Boyunca Aylık Ortalama Yağış Grafiği.

İstasyonun az yağış aldığı ayları (kurak aylar) gösteren Şekil 2.3'teki ambrotermik diyagrama göre, Ayvalık istasyonunun mart ortasından ekim ortasına kadar yılın sekiz ayı boyunca kuraklık stresi yaşadığı söylenebilir. Şekil 2.4 Ayvalık istasyonunun yağış parametresinin hythergraph grafiğini göstermektedir. Bu diyagrama göre diyagramın boylamasına uzaması nedeniyle bölgedeki yağış dalgalanmalarının sıcaklık dalgalanmalarından çok daha fazla olduğu ve bu istasyonun yağış stresi sıcaklık stresine göre daha yüksek olduğu söylenebilir.



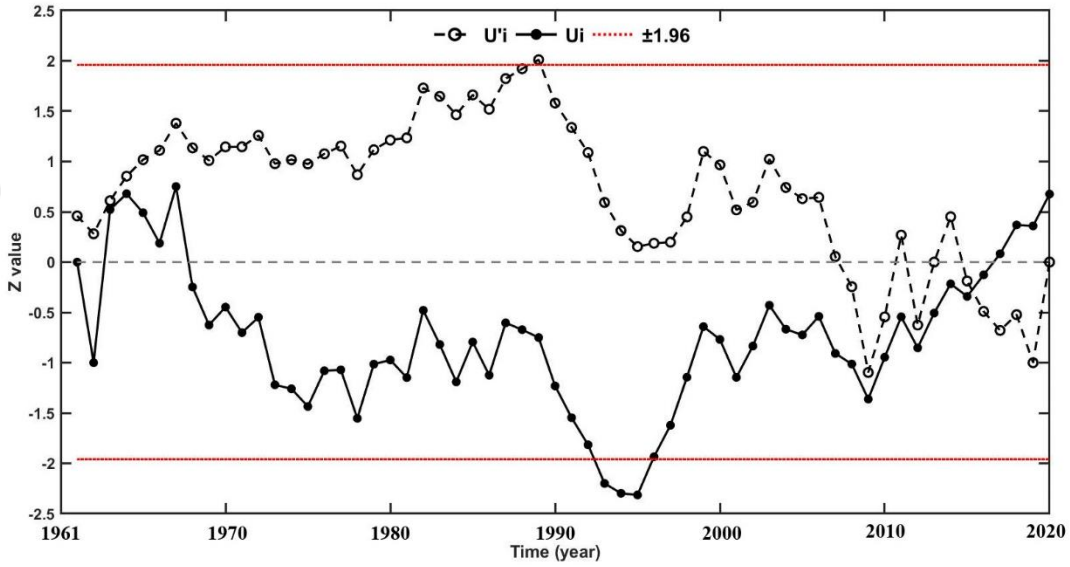
Şekil 2.3 Ayvalık İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Boyunca Ambrotermik Diyagramı.



Şekil 2.4: Ayvalık İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Boyunca Hythergraph Diyagramı.

Şekil 2.5, Ayvalık istasyonunun 60 yıllık çalışma süresi boyunca Mann-Kendall diyagramını göstermektedir. Söz konusu diyagrama göre, bu istasyonda bir artan periyot, bir azalan periyot, zaman serisi trendindeki değişimin anlamlı olması ve bu istasyonun yağış zaman serisinde bir sıçrama meydana gelmesi açıkça tespit edilebilmektedir. 1967'den 1995'e kadar uzun vadeli bir düşüş trendi görülmektedir ve bu

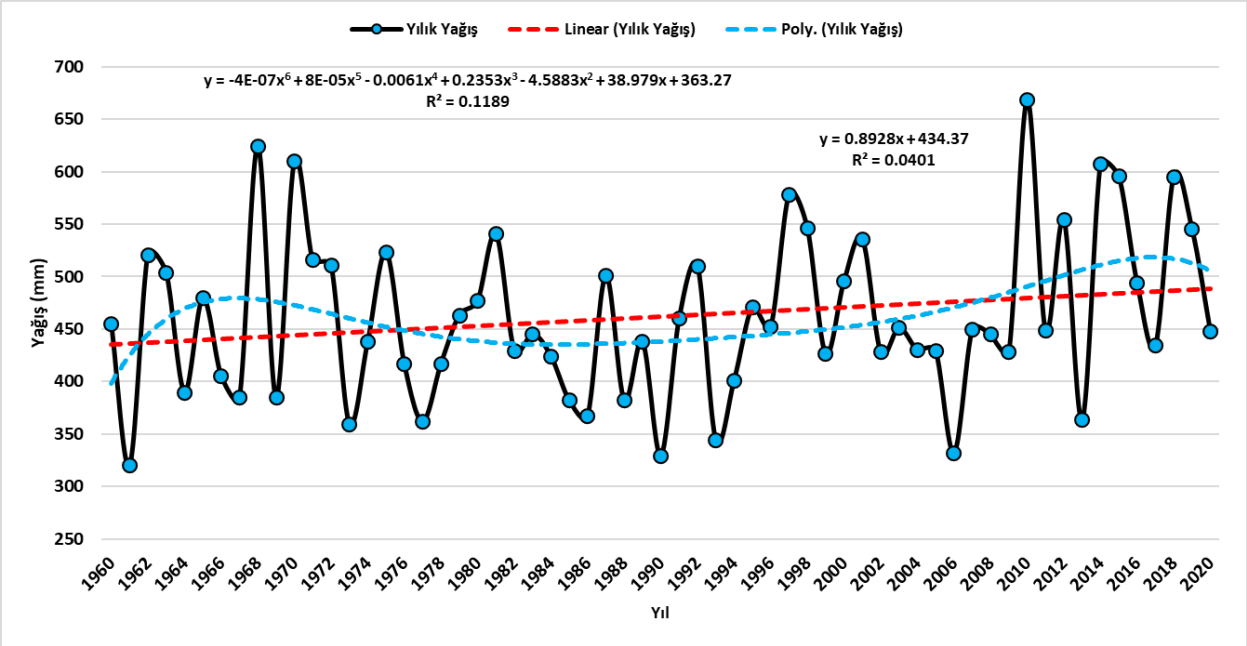
düşüş trend Ui çizgisinin ±1.96 aralığını geçmesiyle yağış eğiliminde anlamlı bir değişiklik meydana gelmesini göstermektedir. Ancak 1995'ten çalışma döneminin sonuna kadar yağış yükseliş eğilimine geçmiş ve tam artan bir trend oluşturmaktadır. Dikkate değer bir nokta bu istasyonun 2015 yılındaki zaman serisindeki sıçramadır ancak Ui hattının ±1.96 aralığını terk etmemesi nedeniyle bu sıçramanın anlamlı olmadığını söyleyebiliriz.



Şekil 2.5: Ayvalık İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Yıllık Yağış Mann-Kendall Diyagramı.

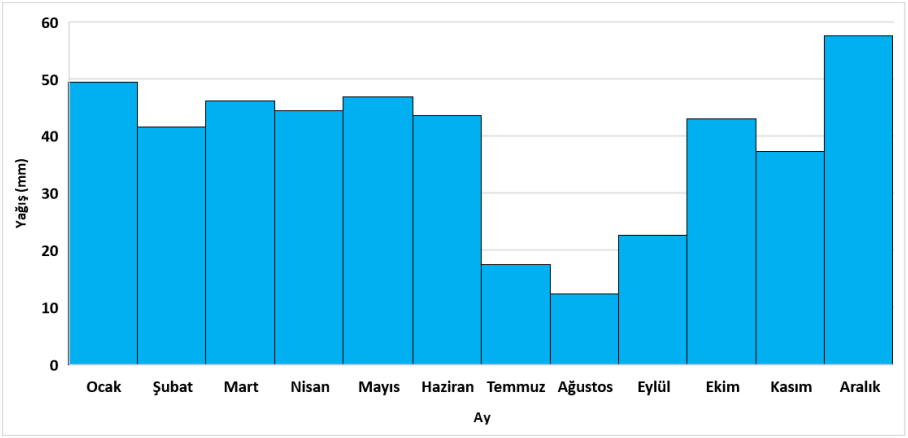
2.2.2. Bilecik İstasyonu

Şekil 2.6, 60 yıl çalışma süresi boyunca Bilecik istasyonunun yağış zaman serisi diyagramını göstermektedir. Bu istasyonun yağış zaman serilerinde görülebilen ilk fenomen, uzun vadede bu istasyonun yağışlarının yumuşak bir şekilde yukarı yönlü eğilimidir. Ancak kısa vadede, zaman serisi trendinde iki artan dönem ve bir azalan dönem görülmektedir. 6 mertebe polinomial regresyonun sonuçlarına dayanarak, bu istasyonun yağış zaman serisinde 1960'tan 1966'ya kadar kısa bir artış dönemi ve 1986'dan 2011'e kadar uzun vadeli bir artış döneminin görülebileceğini söyleyebiliriz. İstasyonun yağış parametresinde düşüş hafif eğimli olarak, 1966'dan 1986'ya kadar 20 yıl boyunca devam etmiştir.



Şekil 2.6: Bilecik İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Boyunca Yıllık Zaman Serisi Yağış Diyagramı.

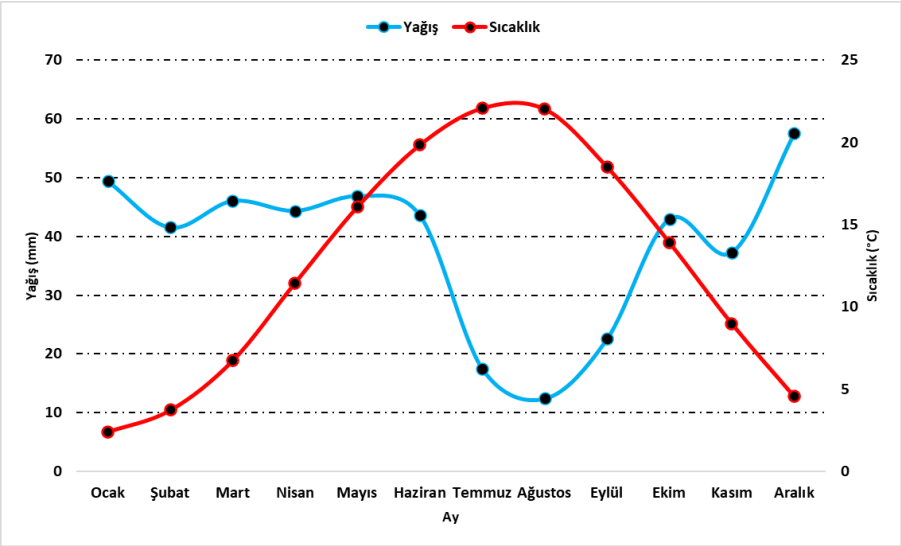
Şekil 2.7, çalışma döneminde Bilecik istasyonunun aylık ortalama yağış miktarını göstermektedir. Yukarıdaki şekle dayanarak, istasyonun aldığı yağış miktarının mümkün olan en düşük seviyeye ulaştığı 3 yaz ayı hariç, kalan aylarda ortalama 37 ila 57 mm'ye kadar yağış aldığı söylenebilir. Bu, yağışta aylık olarak önemli bir fark olmadığını ve çalışma istasyonunun ortalama yağış açısından neredeyse homojen olduğunu göstermektedir.



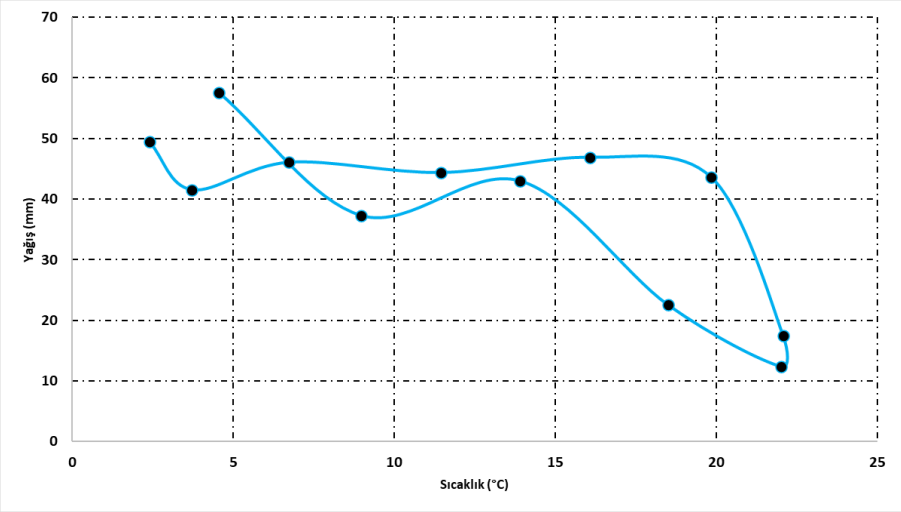
Şekil 2.7: Bilecik İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Boyunca Aylık Ortalama Yağış Grafiği.

Ambrotermik diyagrama göre, bu istasyon, mayıs ayının başından eylül ayının sonlarına kadar yılın yaklaşık 6 ayı boyunca düşük yağış stresi yaşıyor ve bu aylar bu istasyonun kurak aylarından biri olarak kabul edilmektedir (Şekil 2.8). Hythergraph diyagramlarına bakıldığında, söz konusu istasyonun,

diyagramın boylamasına ve enine uzaması nedeniyle hem yağış hem de sıcaklık açısından yıl içinde önemli değişiklikler gösterdiği görülmektedir (Şekil 2.9).

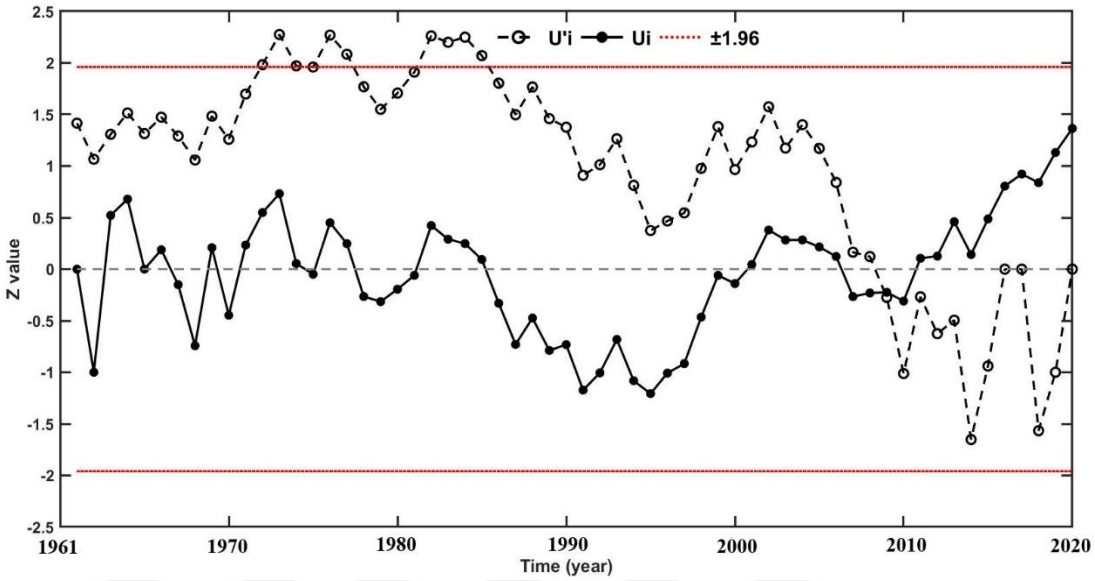


Şekil 2.8: Bilecik İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Boyunca Ambrotermik Diyagramı.



Şekil 2.9: Bilecik İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Boyunca Hythergraph Diyagramı.

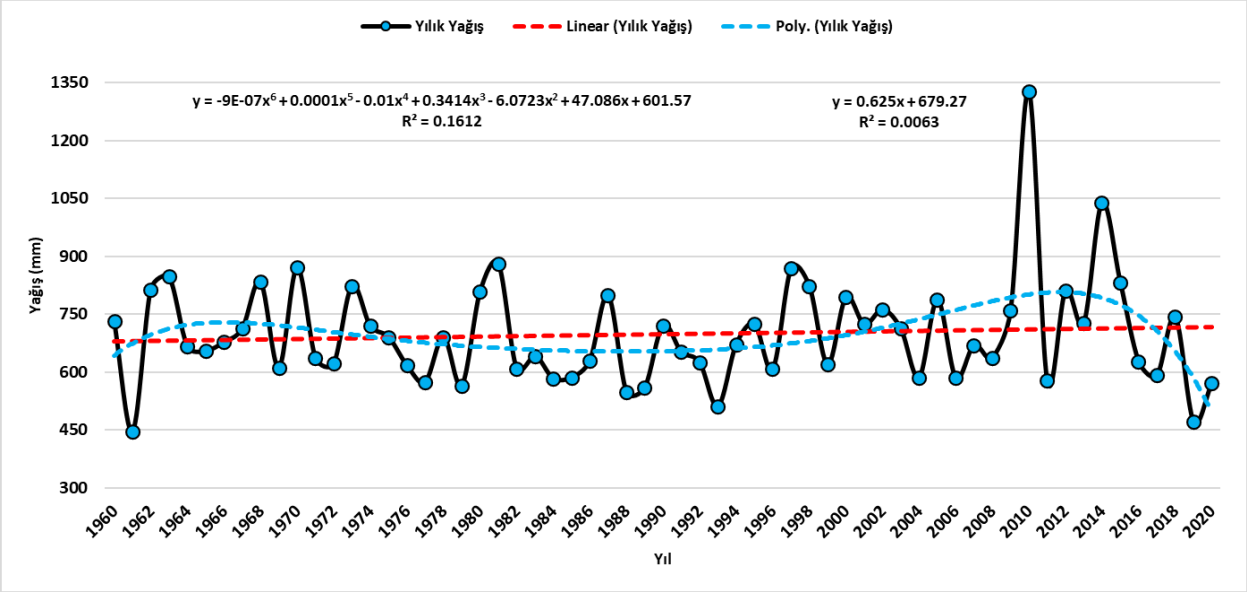
Şekil 2.10, Bilecik istasyonunun Man-Kendall diyagramını göstermektedir. Diyagramda görülen ilk fenomen, istasyonun 2009'daki yağış zaman serisindeki bir sıçramadır. Ui hattının ±1.96 aralığından ayrılmaması nedeniyle meydana gelen sıçrama önemli bir trend değişikliğine yol açmamış ve bu nedenle bu istasyonun 60 yıllık yağış zaman serisindeki trend değişikliği üzerinde hiçbir etkisi olmamaktadır. Bu istasyonun yağış zaman serilerinde 1970'ten 1994'e kadar azalan bir periyot varken, diğer yandan bu istasyonun yağış zaman serisinde 1994'ten 2020'ye sıçramaya yol açan artan bir periyot vardır.



Şekil 2.10: Bilecik İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Yıllık Yağış Mann-Kendall Diyagramı.

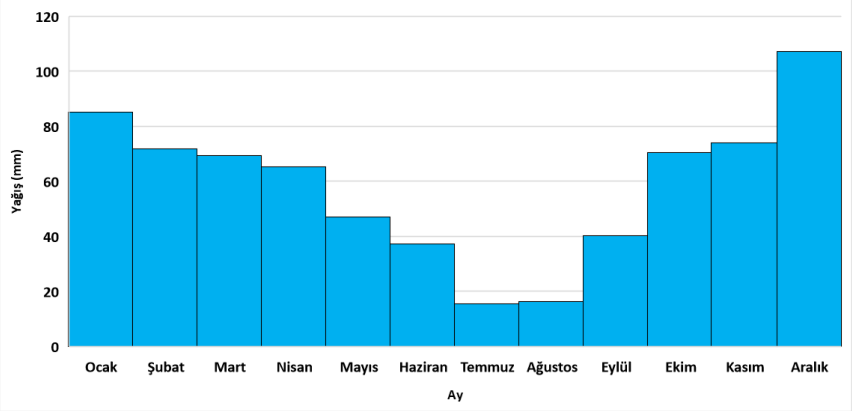
2.2.3. Bursa İstasyonu

Şekil 2.11 Bursa istasyonunun zaman serisi diyagramını göstermektedir. Yukarıdaki diyagramdan, doğrusal ve 6 mertebe polinomial regresyon sonuçlarından görülebileceği gibi, bu istasyonun yağışı uzun vadede çok hafif bir eğimle artmakta, ancak kısa vadede ve periyodik baktığımızda iki artan ve azalan periyotlar zaman serisinde görülmektedir. Bu istasyonda kaydedilen maksimum yağış miktarı 1328.2 mm ile 2010 yılında, minimum yağış miktarı ise 1961 yılında meydana gelen 446,4 mm olmaktadır. İlk kısa vadede yukarı yağış dönemi 1960'tan 1966'ya kadar olmakta ve bu istasyonda artan yağışların ikinci dönemi 1988'de başlamış ve 2012'ye kadar sürmektedir. 2012'den sonra, istasyonun yağışı 2020'ye kadar önemli bir düşüş eğilimi yaşamaktadır. Ayrıca, yukarıda belirtilen çizelgeye göre, 1966'dan 1988'e kadar, bu istasyonda az da olsa yağış miktarında bir azalma görülmektedir.



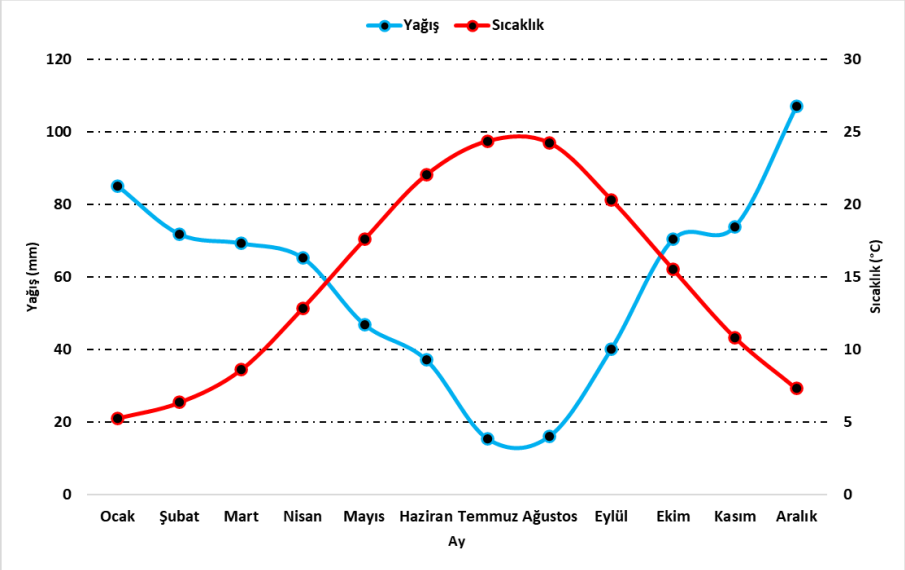
Şekil 2.11: Bursa İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Boyunca Yıllık Zaman Serisi Yağış Diyagramı.

Bu istasyonun aylık yağış grafiğine göre, alınan minimum yağış miktarının 15.37 mm'ye ulaştığı temmuz ayında olduğu görülmektedir. İstasyonda en fazla yağış ise 107 mm'ye ulaştığı aralık ayında meydana gelmektedir. Genel olarak Ocak'tan Temmuz'a doğru yağışta düşüş, Temmuz'dan aralığa ise artış eğilimi görülmektedir (Şekil 2.12).

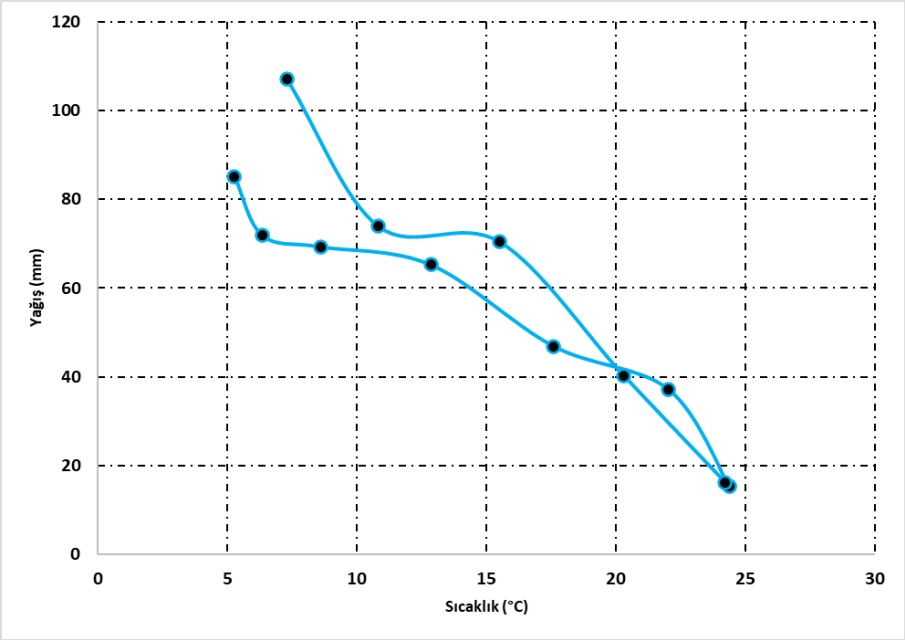


Şekil 2.12: Bursa İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Boyunca Aylık Ortalama Yağış Grafiği.

Şekil 2.13'teki ambrotermik diyagrama göre Bursa istasyonunun yılın yaklaşık 7 ayını nisan ortasından eylül sonuna kadar az yağışta geçirdiği ve bu ayların bu istasyonun kurak ayları arasında olduğunu söyleyebiliriz. Şekil 2.14 Bursa istasyonunun hythergraph diyagramını göstermektedir. Yukarıdaki şekle göre diyagramda meydana gelen boylamasına uzama nedeniyle bu istasyondaki yağış değişimlerinin sıcaklık değişimlerinden çok daha fazla olduğu söylenebilir.

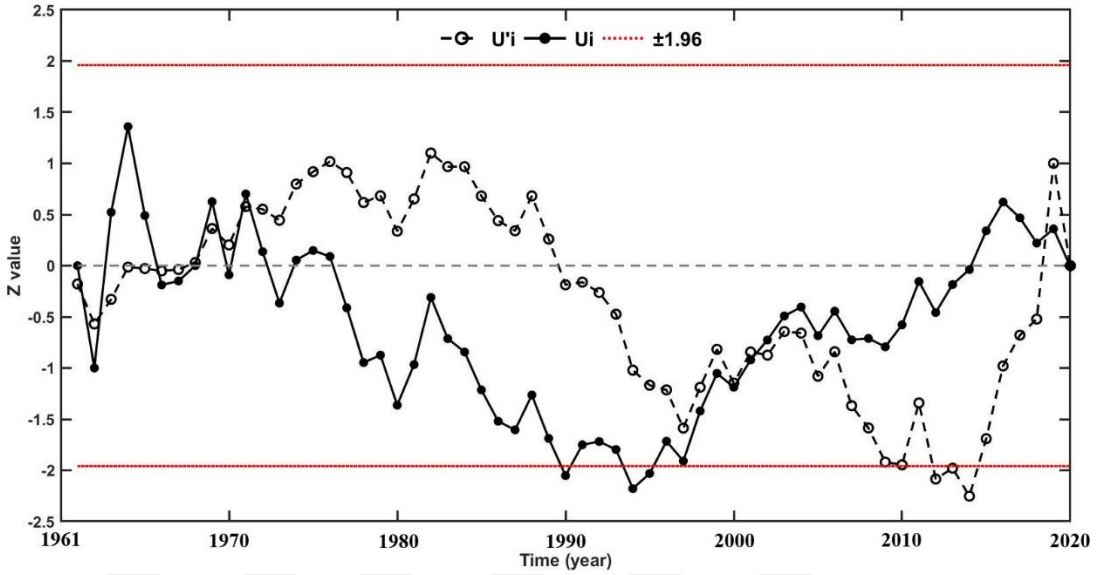


Şekil 2.13: Bursa İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Boyunca Ambrotermik Diyagramı.



Şekil 2.14: Bursa İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Boyunca Hythergraph Diyagramı.

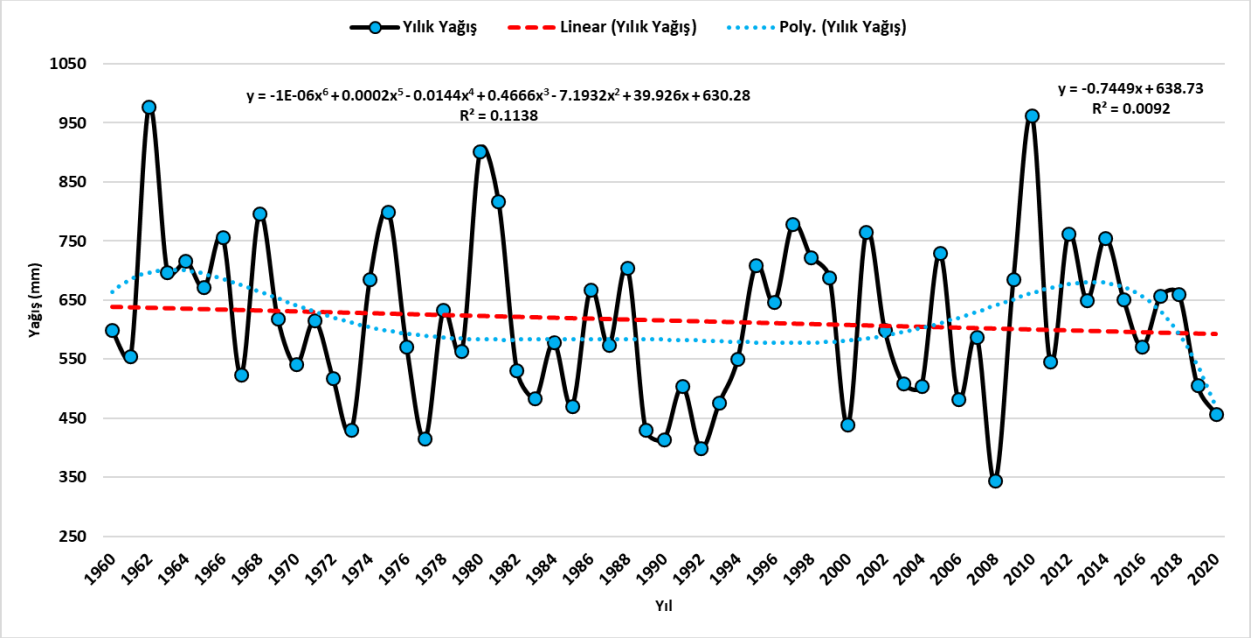
Şekil 2.15 Bursa istasyonunun Mann-Kendall diyagramını göstermektedir. Bu istasyonun Mann-Kendall diyagramında görülebilen ilk fenomen, yağış zaman serisinde bir sıçramanın meydana gelmesidir. Bursa istasyonunun yağış zaman serisindeki tüm sıçramalar arasından yalnızca 1971'de meydana gelen ve Ui hattının ±1.96 aralığından sapmasına neden olan sıçrama istasyondaki yağış trend değişikliğini doğrulamaktadır. 1964'ten 1994'e kadar yağışta azalma eğilimi oldukça belirgindir. Ayrıca bu istasyondaki yağış artış eğilimi 1994 yılında başlamış ve 2016 yılına kadar sürmüştür.



Şekil 2.15: Bursa İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Yıllık Yağış Mann-Kendall Diyagramı.

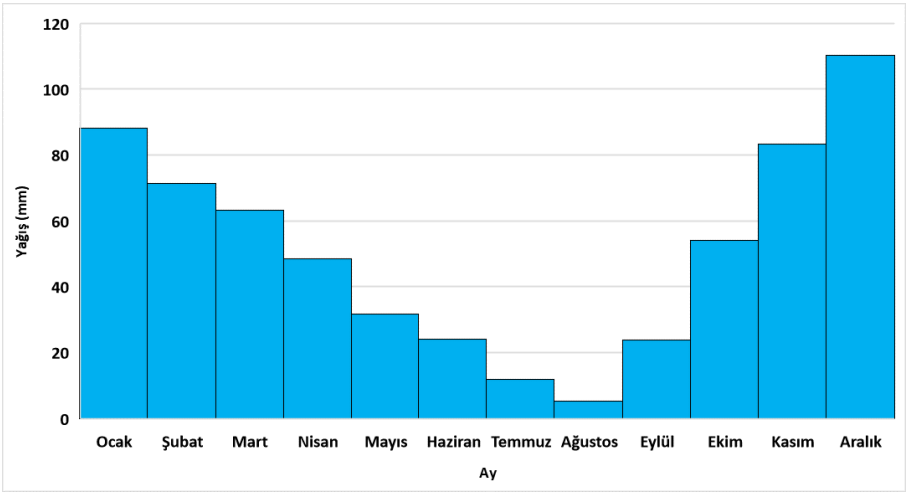
2.2.4. Çanakkale İstasyonu

Şekil 2.16 Çanakkale istasyonu yağışının 60 yıllık zaman serisi diyagramını göstermektedir. Grafiğe göre, uzun vadede trendi olmayan veya hafif bir yükseliş trendi gösteren önceki istasyonlardan farklı olarak, uzun vadede doğrusal regresyon sonuçlarına göre bu istasyon 0,7449 mm'lik bir eğimle azalan bir trende sahip olduğu görülmektedir. Öte yandan, 6 mertebe polinomial regresyonunun sonuçlarına göre, bu istasyonun yağış zaman serisinde ilki 1960'tan 1964'e ve ikincisi 2000'den 2014'e kadar iki yükseliş dönemi meydana gelmektedir. Bu istasyonun yağış zaman serisinde de iki düşüş dönemi görülmektedir. İlk uzun vadeli düşüş 1964'te başlamış ve 2000'e kadar sürmüştür. İkinci düşüş ise 2014'ten 2020'ye kadar olmaktadır.



Şekil 2.16: Çanakkale İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Boyunca Yıllık Zaman Serisi Yağış Diyagramı.

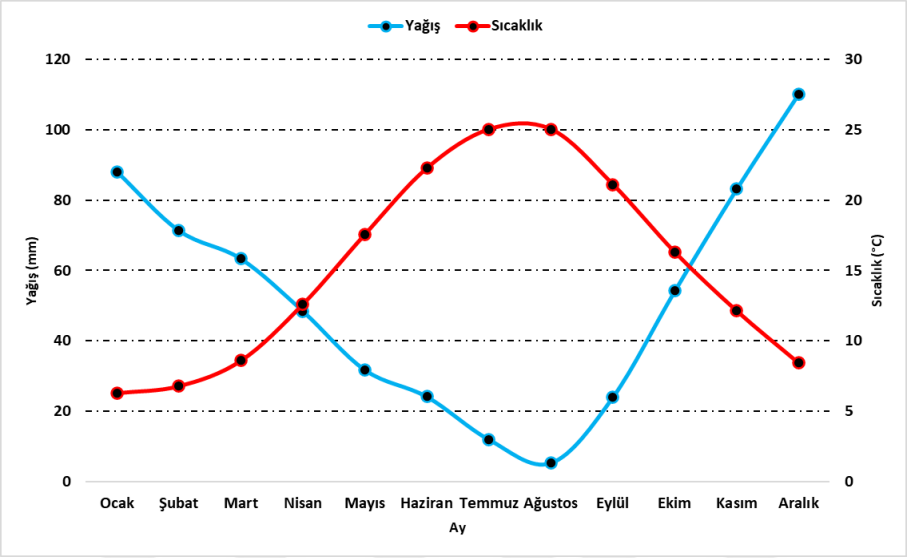
Bu istasyonun Şekil 2.17 göre ortalama aylık yağış miktarı açısından en yüksek yağışın sırasıyla 110 ve 88 mm ile aralık ve daha sonra ocak ayında olduğunu söyleyebiliriz. Çalışma alanındaki diğer istasyonlarda olduğu gibi en az yağış yaz aylarında görülüp ve en düşük yağış ise 5,27 mm ile ağustos ayında meydana gelmektedir. Yani ocak ayından ağustos ayına gidildikçe istasyondaki yağış miktarı azalmakta ve ağustos ayından itibaren yağış miktarı artmaktadır.



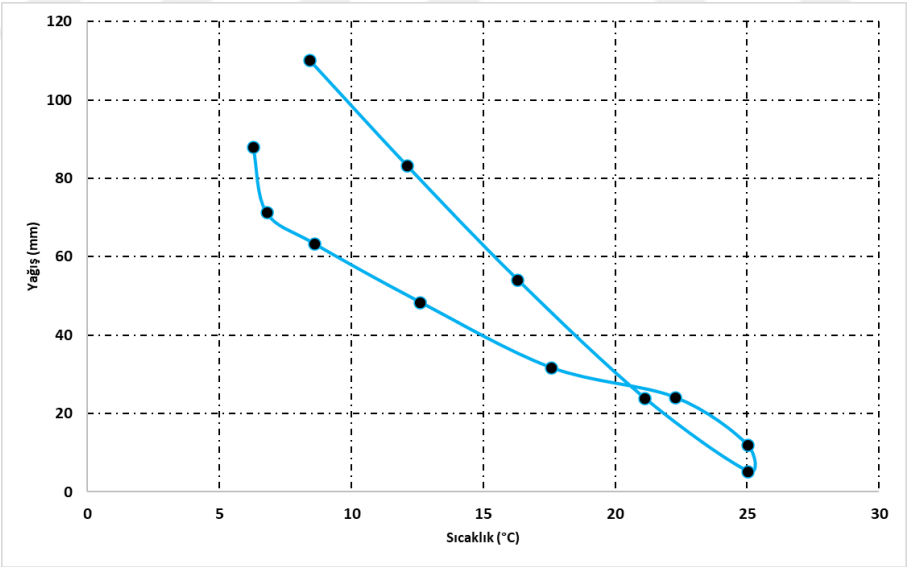
Şekil 2.17: Çanakkale İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Boyunca Aylık Ortalama Yağış Grafiği.

Şekil 2.18 Çanakkale istasyonunun ambrotermik diyagramını göstermektedir. Grafiğe göre bu istasyonun nisan ayından ekim ayının başlarına kadar yılın yaklaşık yedi buçuk ayı boyunca kurak olduğu

ve yağışsız kaldığı söylenebilir. Bu, istasyonun hythergraph grafiğinde açıkça görülmektedir. Bahsedilen şemaya göre, bu diyagramın enine uzamasından daha uzunlamasına uzamasını görüyoruz, bu olay, bu istasyondaki sıcaklık değişikliklerinden daha fazla yağış değişikliğini göstermektedir (Tablo 2.19).



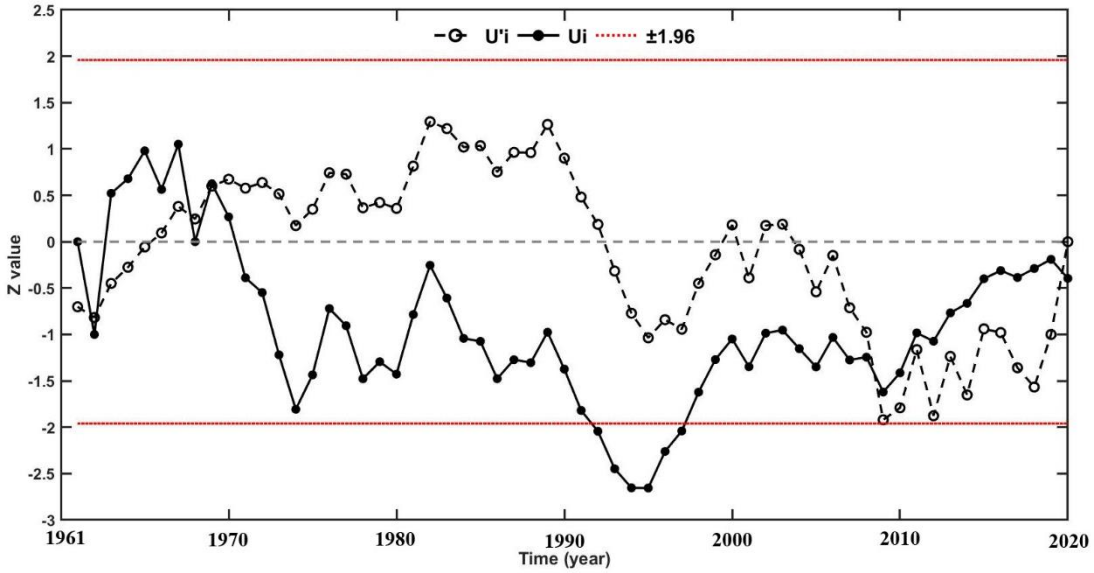
Şekil 2.18: Çanakkale İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Boyunca Ambrotermik Diyagramı.



Şekil 2.19: Çanakkale İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Boyunca Hythergraph Diyagramı.

Çanakkale istasyonunun Mann-Kendall diyagramına bakıldığında (Şekil 2.20) ilk göze çarpan olgu, bu istasyonun yağış zaman serisinde birbirini takip eden sıçramalardır. İstasyonun yağış zaman serisinde 1969'da bir sıçrama meydana gelmiş ve ardından 1995'e kadar düşüş eğilimi başlamıştır. Bu sıçrama ve istasyonun yağış zaman serisindeki trenddeki müteakip değişiklik, Ui hattının ±1.96 aralığından ayrılması nedeniyle oldukça anlamlıdır ve trenddeki değişikliği doğrulamaktadır. 1995 yılından sonra bu

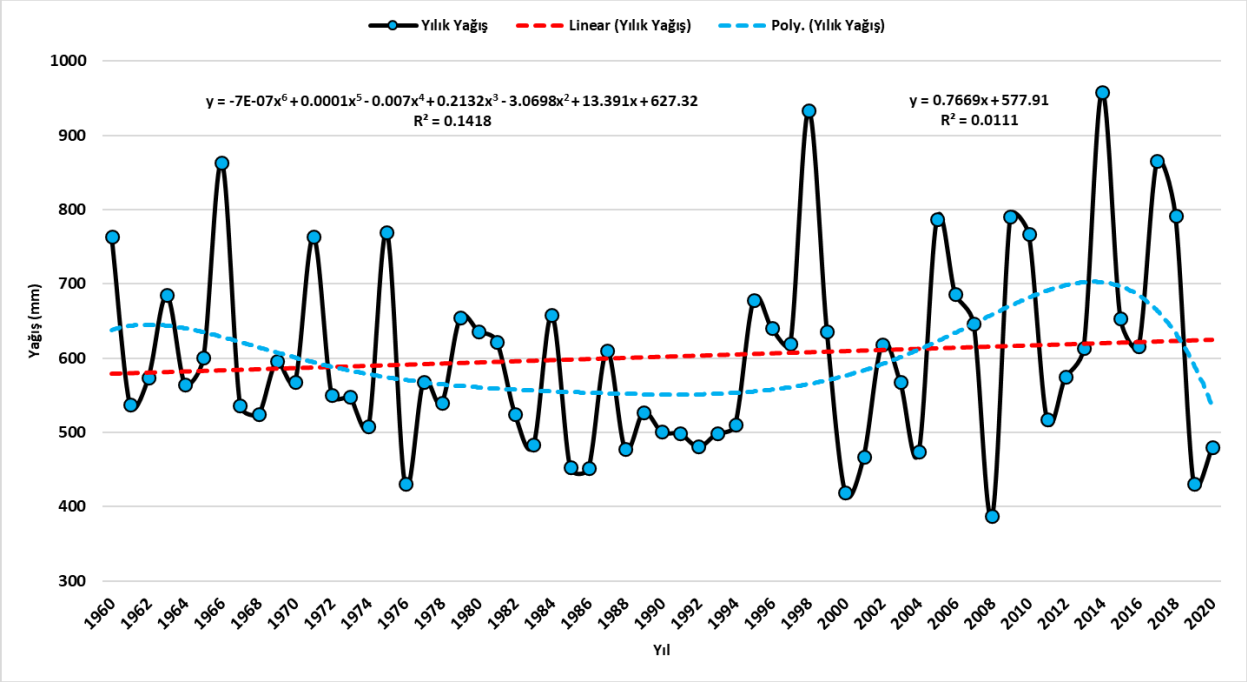
istasyonun yağış zaman serilerinde yukarı yönlü bir trendin oluştuğunu görmekteyiz. Bu istasyonun 2007, 2008 ve 2020 yağış zaman serisindeki bu yukarı yönlü trend sırasında ardışık sıçramalar gözlemlenmekte, ancak Ui hattının ±1.96 aralığını terk etmemesi nedeniyle trend değişimi anlamlı değildir.



Şekil 2.20: Çanakkale İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Yıllık Yağış Mann-Kendall Diyagramı.

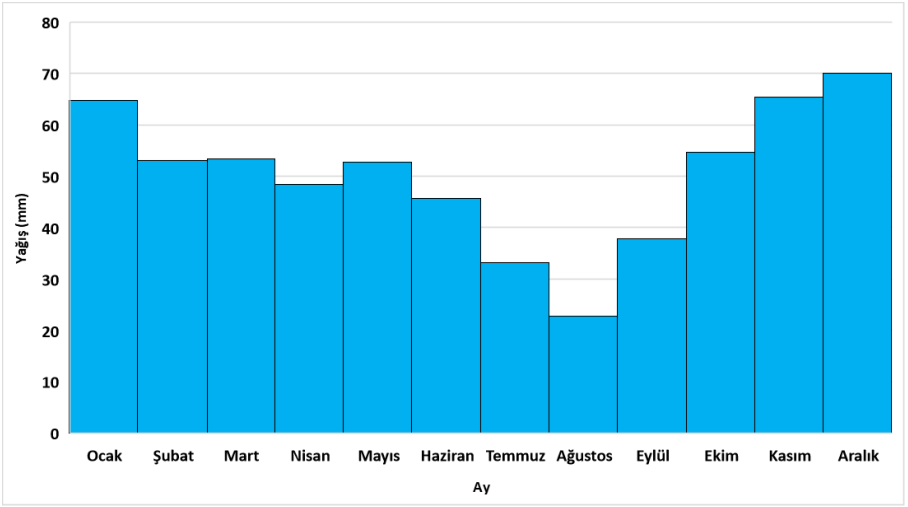
2.2.5. Edirne İstasyonu

Edirne istasyonun yağış zaman serisi diyagramı Şekil 2.21'de gösterilmiştir. Bu şemaya bakarak, bu istasyonda meydana gelen yağışlarda büyük dalgalanmaları görebiliriz. Bu istasyonda 2014 yılında meydana gelen maksimum yağış miktarı 958,6 mm iken, 2008 yılında kaydedilen minimum yağış miktarı 387 mm olmaktadır. Bu istasyonun zaman serisindeki yağış dalgalanmalarının çoğu 1996'dan sonra görülebilmektedir. Doğrusal regresyon sonuçlarına göre bu istasyonun uzun zaman serisinde 0.7669 mm'lik eğimle yağış parametresinde artış yaşadığını söyleyebiliriz. Bu istasyonun kısa ve periyodik zaman serisinde de bir artan periyot ve iki azalan periyot vardır. Uzun ve yaklaşık 35 yıl süren ilk düşüş eğilimi 1960 yılında başlamış ve 1994 yılında sona ermiştir. Bu dönemden sonra bu istasyonun 2014 yılına kadar devam eden yağış zaman serisinde yüksek eğimli bir yükseliş trendi görüyoruz. 2014'ten 2020 yılına kadar dik bir eğimle bu istasyonun yağış serisinde düşüş meydana gelmektedir.



Şekil 2.21: Edirne İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Boyunca Yıllık Zaman Serisi Yağış Diyagramı.

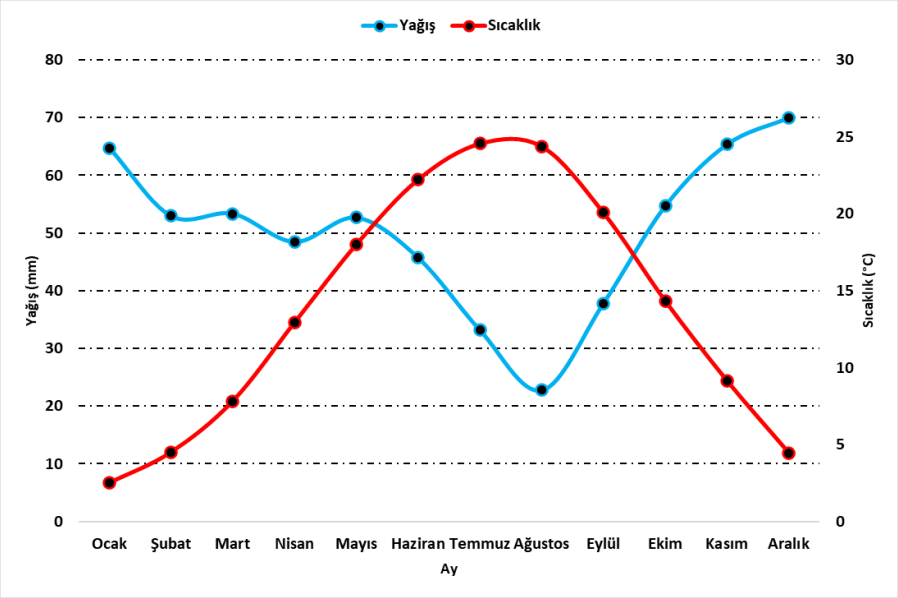
Aylık ortalama yağış miktarı bakımından en yüksek yağış 69,97 mm ile aralık ayında görülmektedir. Temmuz-Eylül ayları bu istasyonun en az yağışlı ayları olarak bilinir ve bu üç ayın dışında diğer aylardaki ortalama yağış yaklaşık 50 mm'lik hafif bir farkla birbirine yakınlardır (Şekil 2.22).



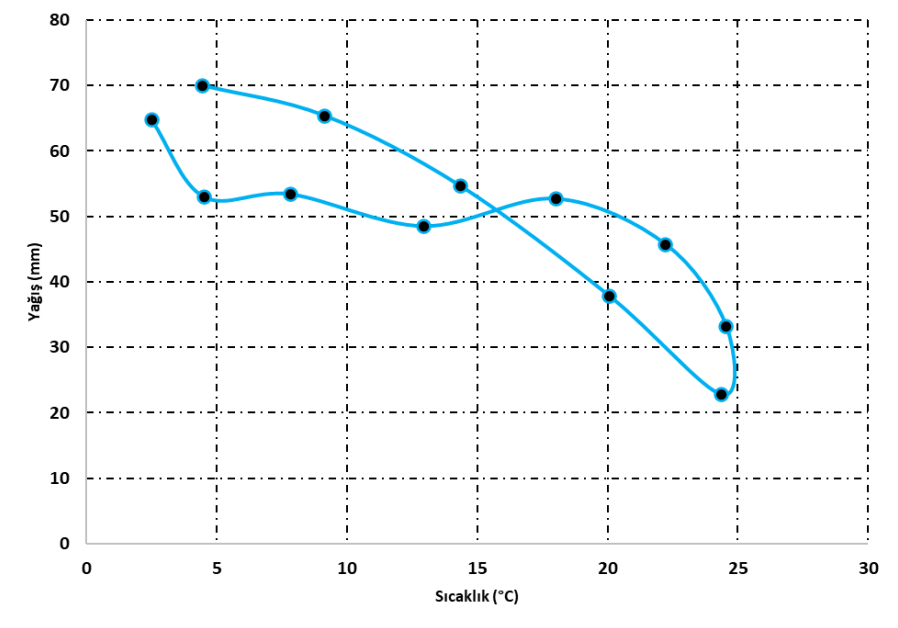
Şekil 2.22: Edirne İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Boyunca Aylık Ortalama Yağış Grafiği.

Şekil 2.23 ve 2.24 Edirne istasyonunun ambrotermik ve hythergraph diyagramlarını göstermektedir. Bu istasyon, mayıs ayının başından aralık ayının ortasına kadar yılın yaklaşık 5 ayı boyunca düşük yağış almaktadır ve bu aylar bu istasyon için yılın kurak ayları olarak sayılmaktadır. Öte yandan hem

boyuna hem de enine genişleyen hythergraph diyagramına bakıldığında, bu istasyonun 60 yıllık bir süreçte hem yağış hem de sıcaklık değişimleri yaşadığı söylenebilir.



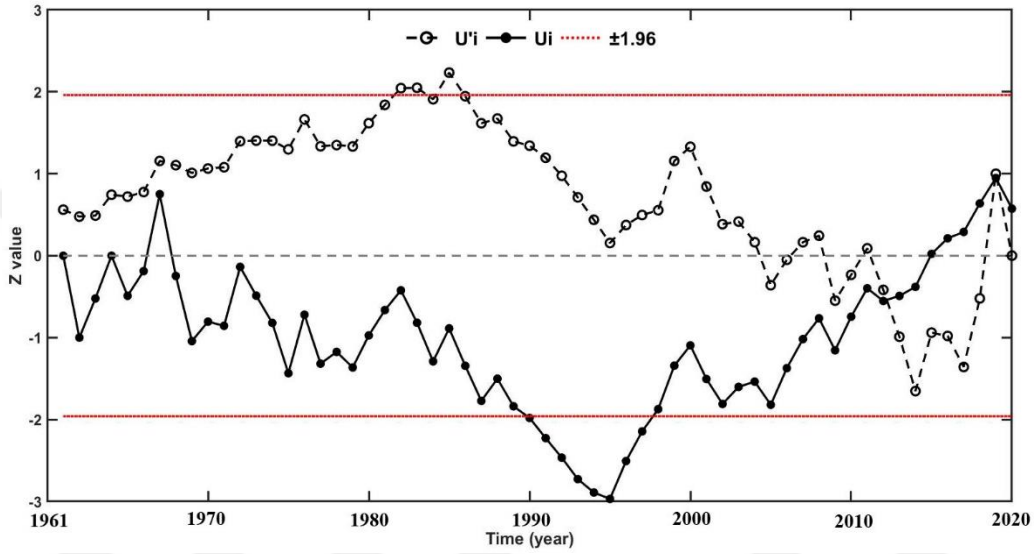
Şekil 2.23: Edirne İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Boyunca Ambrotermik Diyagramı.



Şekil 2.24: Edirne İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Boyunca Hythergraph Diyagramı.

Şekil 2.25, Edirne İstasyonu yağışlarının yıllık Mann-Kendall grafiğini göstermektedir. Bu istasyonun Mann-Kendall grafiğine baktığımızda, çalışma döneminin başlangıcındaki önceki istasyonlar gibi, 1966'dan 1995'e kadar uzun vadeli bir düşüş eğilimi görülmektedir. Ui hattının ±1.96 aralığından ayrılması nedeniyle oluşan düşüş eğilimindeki bu değişiklik oldukça anlamlıdır ve söz konusu dönemde bu

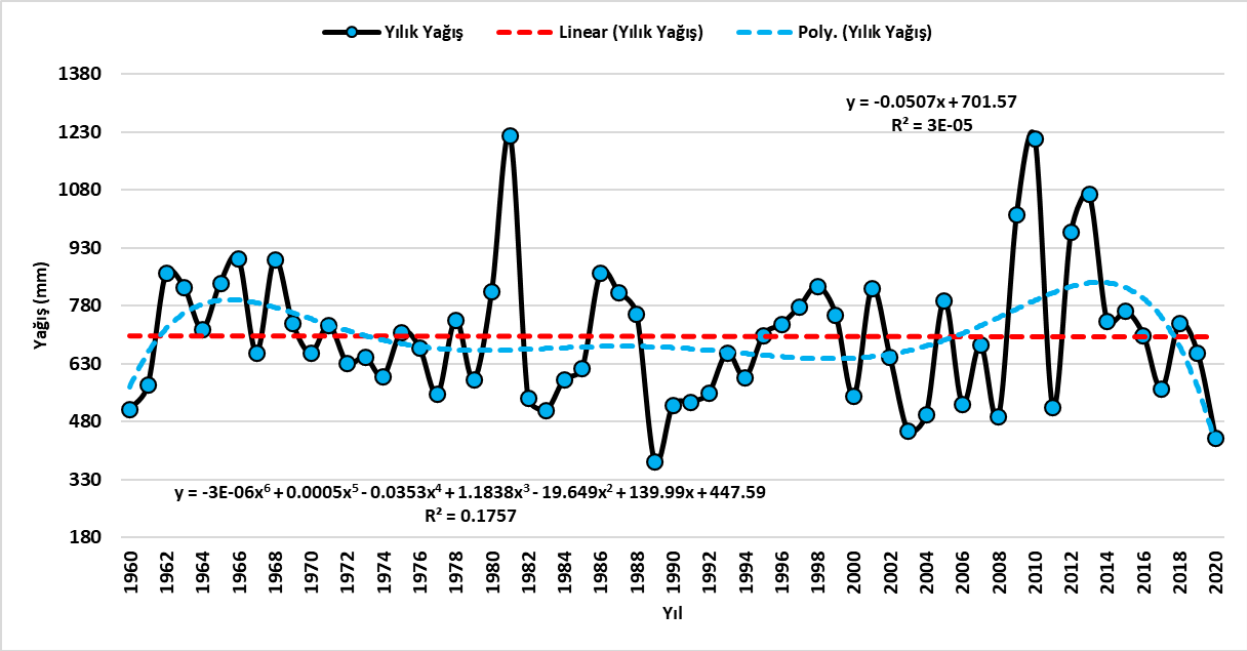
istasyonun yağış zaman serisindeki eğilimde değişimin bir teyidi olarak sayılmaktadır. Edirne istasyonunun 2020 yılına kadar devam eden yağış zaman serisinde 1995 yılından sonra yukarı yönlü bir trendin oluştuğunu görmekteyiz. Bu yükseliş trendi, bu istasyonun 2012 ve 2019 yıllarında yağış zaman serisi trendinde sıçramalara yol açmıştır ancak Ui hattının ±1.96 aralığını terk etmemesi nedeniyle yağış zaman serisindeki bu trend değişimi anlamlı olmamaktadır.



Şekil 2.25: Edirne İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Yıllık Yağış Mann-Kendall Diyagramı.

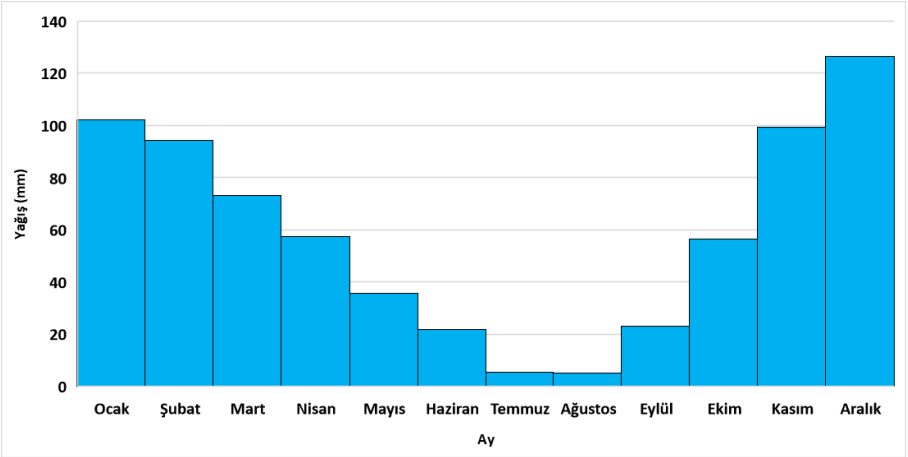
2.2.6. Edremit İstasyonu

Edremit istasyonunun 60 yıllık zaman serisi diyagramına göre doğrusal regresyon sonuçlarına baktığımızda bu istasyonun uzun dönemde aşağı veya yukarı yönlü bir trendi olmadığı söylenebilir. Ancak 6 mertebe polinomial regresyonu açısından bu istasyonun yağış zaman serisinde artan ve azalan iki periyot görülmektedir. Ayrıca, bu istasyondaki yağış dağılım genişliği miktarı 843 mm'nin üzerindedir. En yüksek yağış 1981 yılında 1220.3 mm ile ve en düşük yağış ise 1989 yılında 377 mm olarak meydana gelmiştir. Bu istasyonda yağış artışının ilk periyodu yedi yıl olup, 1960'tan 1966'ya kadar sürmüştür ve ikinci periyodu ise 14 yıl olup 2000 yılında başlayıp 2013'e kadar devam etmiştir. Bu istasyonda yağışta ilk düşüş eğilimi 1966 yılında başlamış ve 2000 yılına kadar sürmüştür. Öte yandan, bu yedi yıllık istasyonun zaman serisindeki ikinci düşüş eğilimi 2014'ten 2020'ye kadar olmuştur (Şekil 2.26).



Şekil 2.26: Edremit İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Boyunca Yıllık Zaman Serisi Yağış Diyagramı.

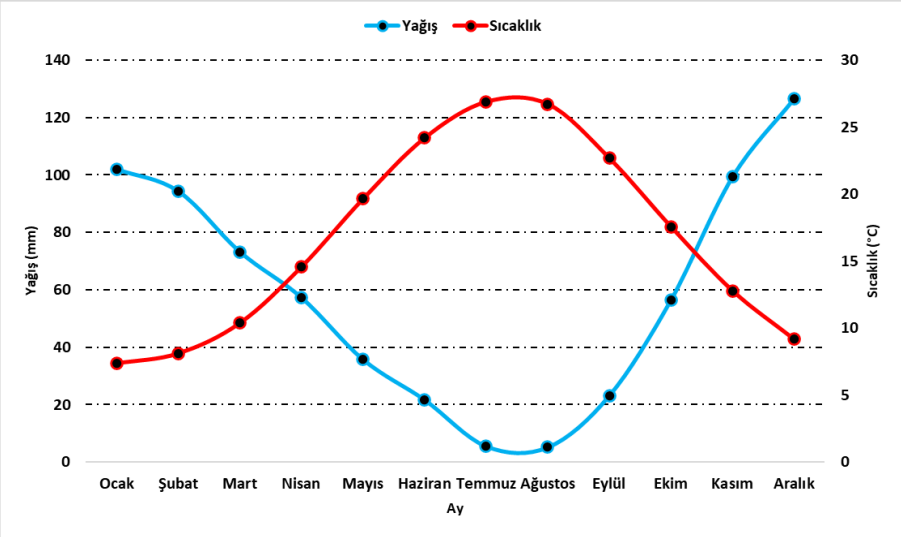
Aylık ortalama yağış miktarı bakımından en yüksek yağış 126,48 mm ile aralık ayı olurken, onu 101,94 mm ile ocak ayı izlemektedir. Daha önceki istasyonlarda olduğu gibi ocak ayından yaz aylarına doğru gidildikçe ortalama yağış miktarı azalmakta ve temmuz ve ağustos aylarında en düşük miktarına varmaktadır. Ağustos ayından sonra bu istasyonun ortalama yağış miktarında kademeli olarak artış görüyoruz ve aralık ayında maksimum miktarına ulaşmaktadır (Şekil 2.27).



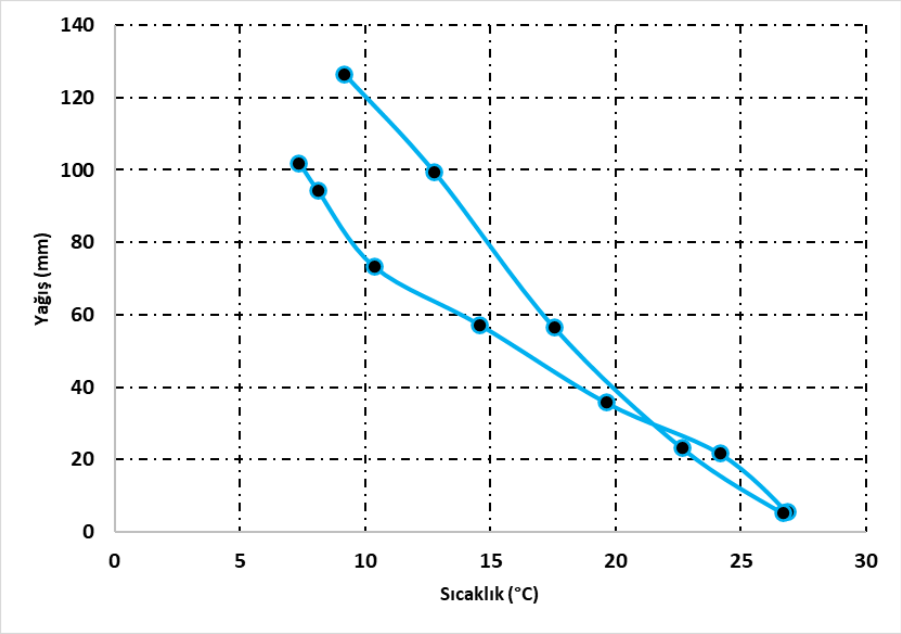
Şekil 2.27: Edremit İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Boyunca Aylık Ortalama Yağış Grafiği.

Edremit istasyonu mart ayının sonundan ekim ayının ortasına kadar yılın yaklaşık sekiz ayı düşük yağış stresi yaşamakta ve bu aylar istasyonun ambrotermik diyagramına göre kurak aylar arasında sayılmaktadır (Şekil 2.28). Öte yandan, bu istasyonun hythergraph diyagramına bakıldığında, bu

istasyondaki yağış değişimlerinin sıcaklık değişimlerinden çok daha fazla olduğu açıkça görülmektedir ve bu istasyon, 60 yıllık incelenen süre boyunca sıcaklıktan daha şiddetli yağış değişiklikleri yaşamaktadır (Şekil 2.29).



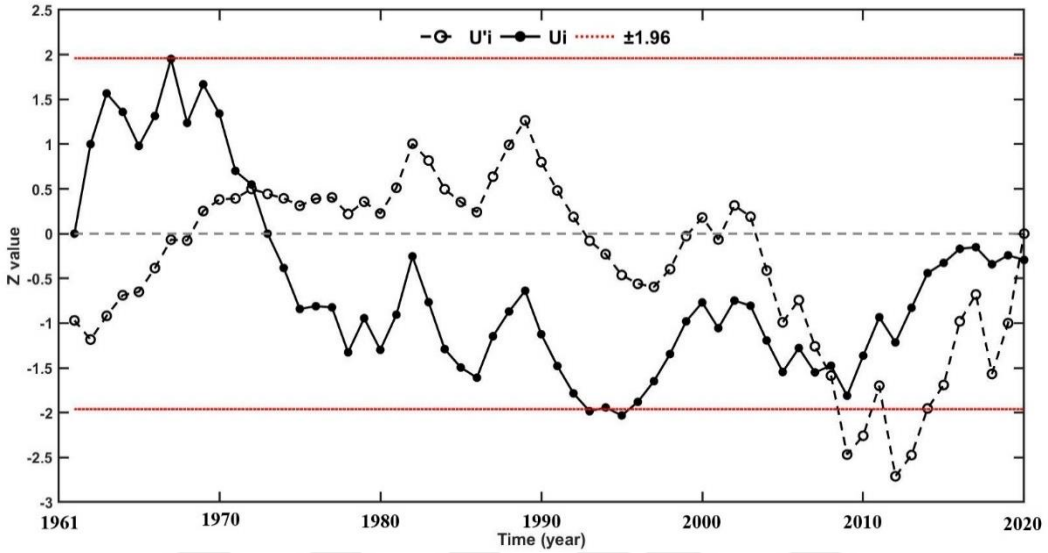
Şekil 2.28: Edremit İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Boyunca Ambrotermik Diyagramı.



Şekil 2.29: Edremit İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Boyunca Hythergraph Diyagramı.

Edremit istasyonu yağış zaman serisinin Mann-Kendall diyagramında tam olarak görülebilen bir olgu, 1967'den 1995'e kadar aşağı yönlü bir trendin varlığı ve 1972 yılında bu istasyonun yağış zaman serisinde bir sıçramanın meydana gelmesi, sıçrama oluşmasının ardından, Ui hattının ±1.96 aralığının dışına geçmesi ile, bu istasyonun yağış zaman serisindeki trend değişimi meydana gelmesidir. 1995'ten sonra bu

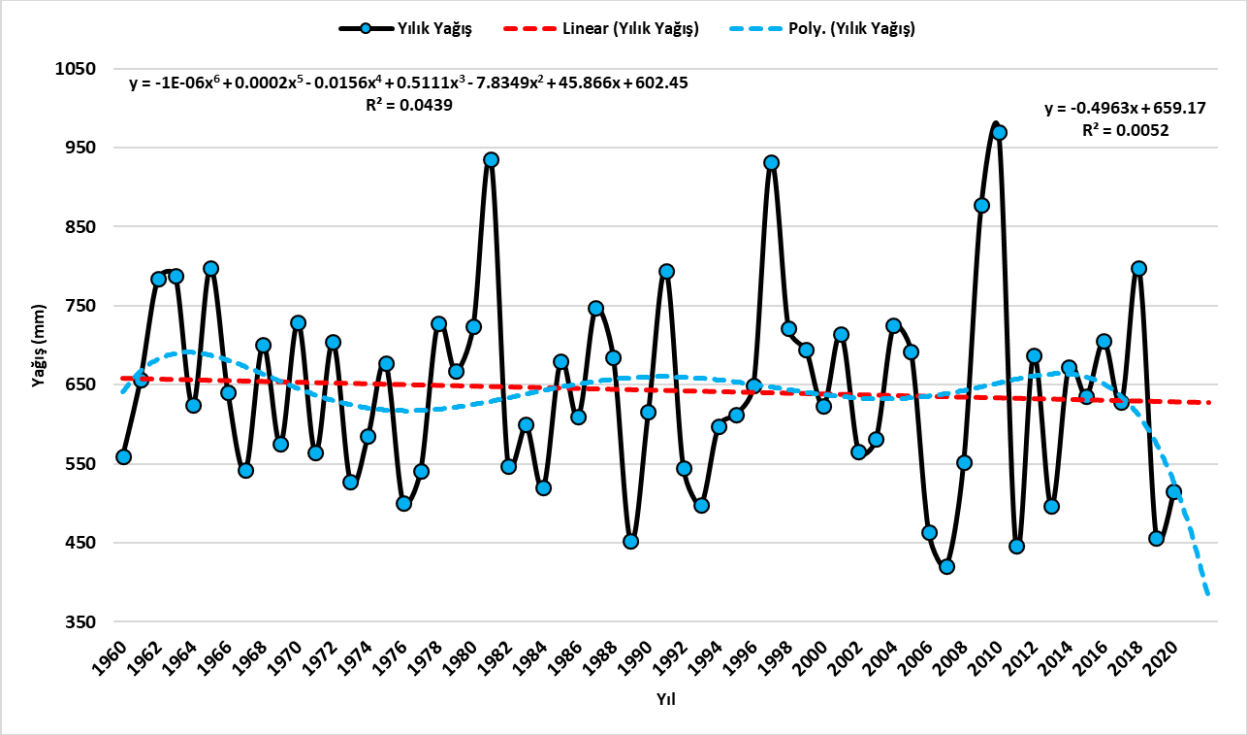
istasyonda yağışta bir artış ve 2008'de zaman serisinde bir sıçrama meydana geldiğini görmekteyiz, ancak Ui hattının ±1.96 seviyesinden ayrılmaması nedeniyle bu eğilim değişikliği anlamlı değildir ve trend değişikliğinin bir onayı olmamaktadır (Şekil 2.30).



Şekil 2.30: Edremit İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Yıllık Yağış Mann-Kendall Diyagramı.

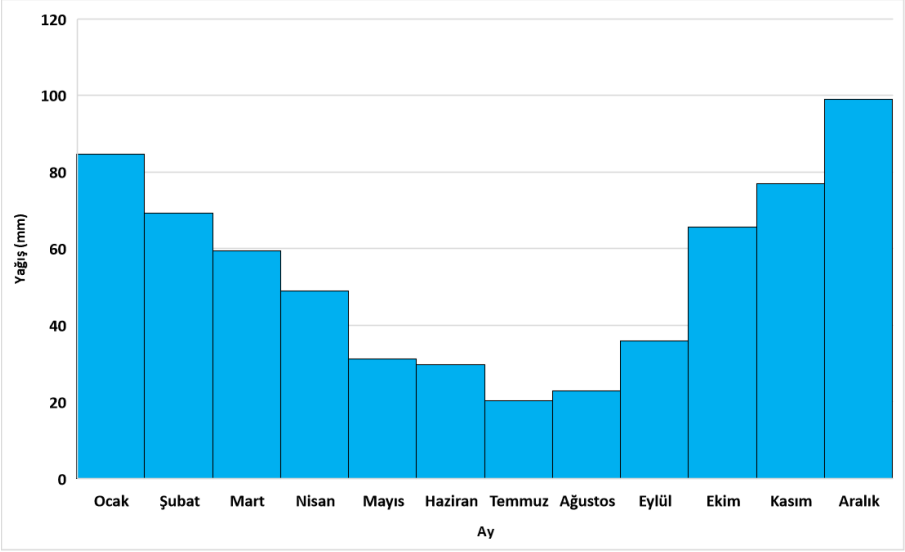
2.2.7. Florya İstasyonu

Şekil 2.31, Florya istasyonunun 60 yıllık çalışma periyodundaki yağış zaman serisi diyagramını göstermektedir. Diyagramda görülebilen ilk olgu, özellikle 1981'den itibaren yağışlardaki keskin dalgalanmalardır. Bu istasyonda 2010 ve 2007 yıllarında meydana gelen maksimum ve minimum yağış sırasıyla 969.1 ve 420,1 mm olmaktadır. Doğrusal regresyona göre, bu istasyonun yağışı uzun vadede hafif bir düşüş eğilimine sahiptir, ancak periyodik olarak 6 mertebe polinomial regresyon sonuçlarına göre, bu istasyonun yağış zaman serisinde üç artışlı ve azalan dönem tespit edilebilmektedir.



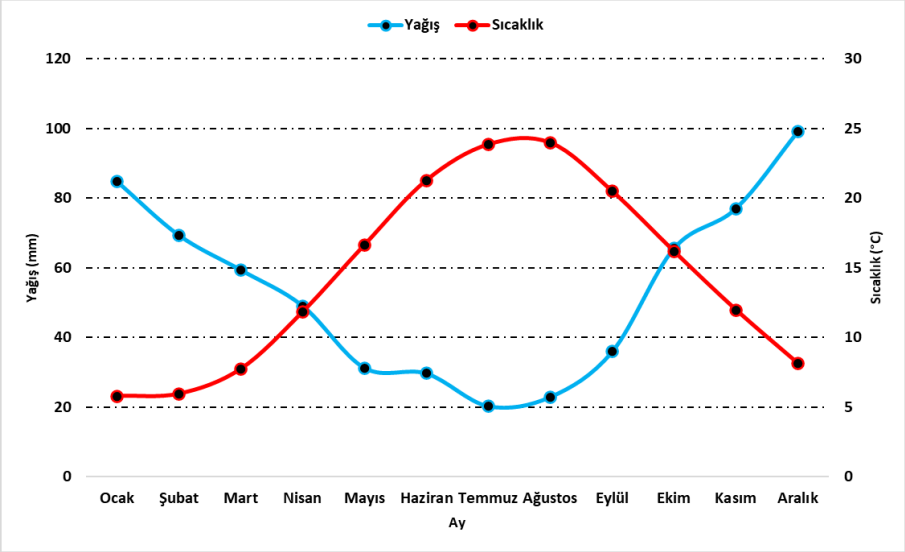
Şekil 2.31: Florya İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Boyunca Yıllık Zaman Serisi Yağış Diyagramı.

Aylık ortalama yağış miktarı açısından incelenen diğer istasyonlarda olduğu gibi aralık ayı 99,04 mm ile en yüksek ortalama yağışa sahiptir. En düşük yağış ise 20,25 mm ile temmuz ayında görülmektedir. Bu istasyonda temmuz ve ağustos yılın en az yağışlı ayları olup, ağustostan sonra yağışlarda artış görülmektedir (Şekil 2.32).

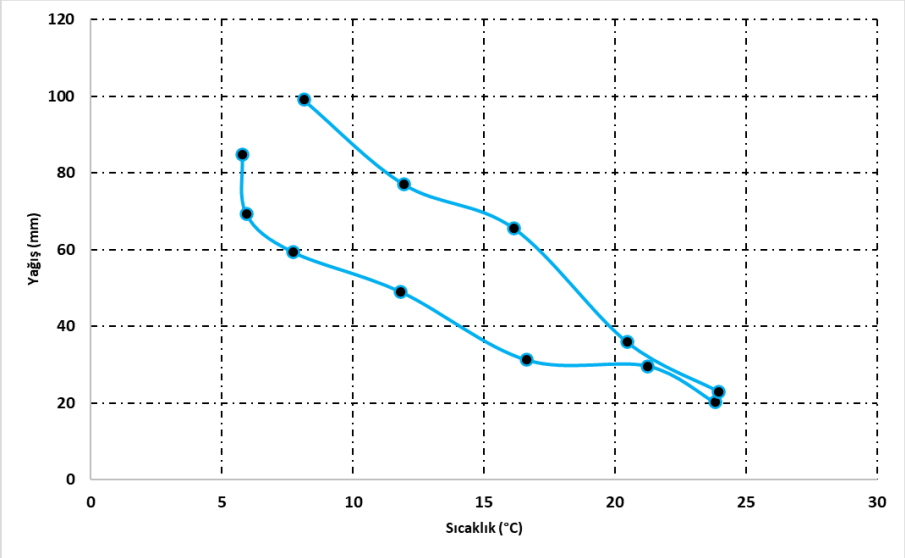


Şekil 2.32: Florya İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Boyunca Aylık Ortalama Yağış Grafiği.

Florya istasyonunun ambrotermik ve hythergraph diyagramlarına göre nisan-ekim ayları bu istasyonun kurak ayları sayılmaktadır ve hythergraph grafiğin daha fazla enine uzamasına dayanarak, bu istasyonun yıl boyunca yağış değişikliklerinden daha somut sıcaklık değişiklikleri olduğu söylenebilir (Şekil 2.33 ve 2.34).



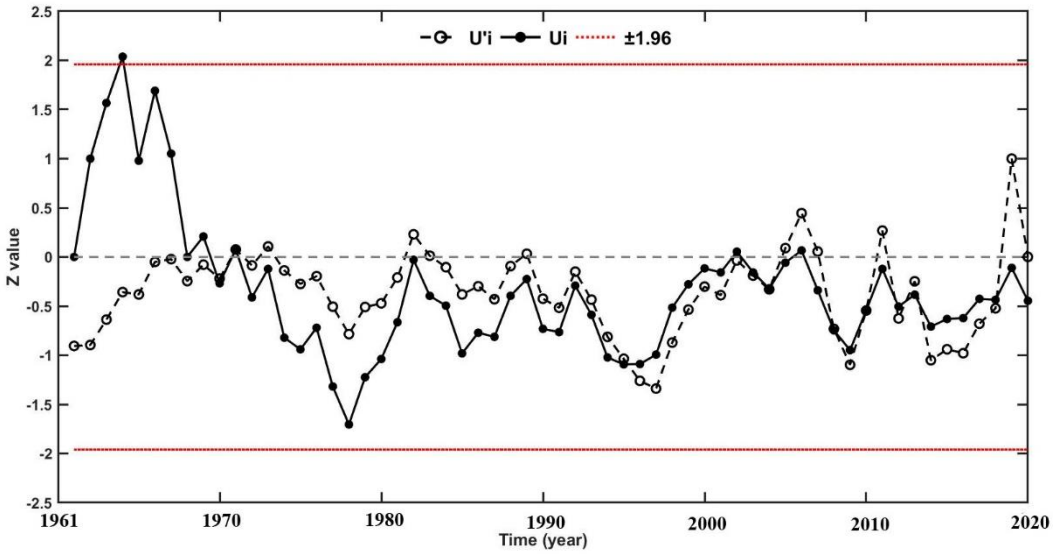
Şekil 2.33: Florya İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Boyunca Ambrotermik Diyagramı.



Şekil 2.34: Florya İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Boyunca Hythergraph Diyagramı.

Şekil 2.35, Florya istasyonunun incelenen 60 yıllık süre boyunca Mann-Kendall trend analizi diyagramını göstermektedir. Bu diyagramda dikkate değer bir nokta, bu istasyonun yağışı zaman serisinde meydana gelen birçok sıçramadır. Ancak, Ui hattının ±1.96 aralığını terk etmemesi nedeniyle bu istasyonun yağış zaman serisindeki sıçramalar, trend değişimine neden olmamıştır. Öte yandan, incelenen diğer

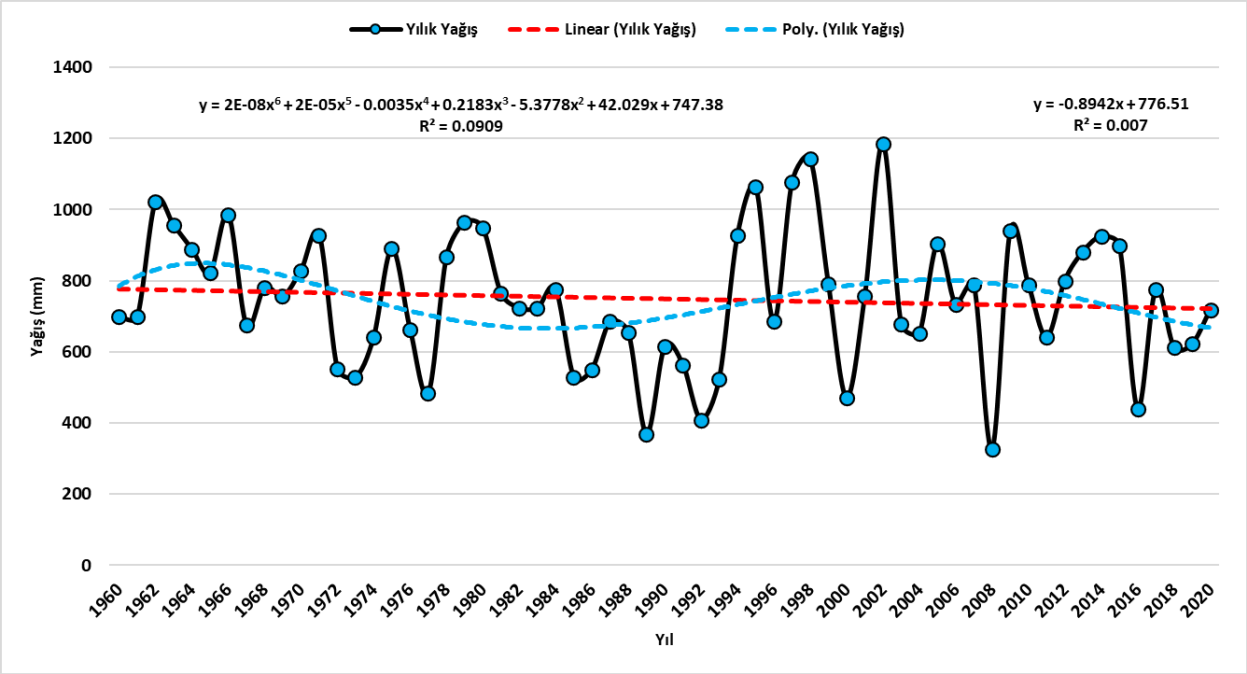
istasyonlar gibi, 1964'ten 1978'e kadar yağış zaman serisinde düşüş eğilimi görüyoruz, ancak diğer istasyonlardan farklı olarak, bu eğilimdeki değişiklik anlamlı değildir.



Şekil 2.35: Florya İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Yıllık Yağış Mann-Kendall Diyagramı.

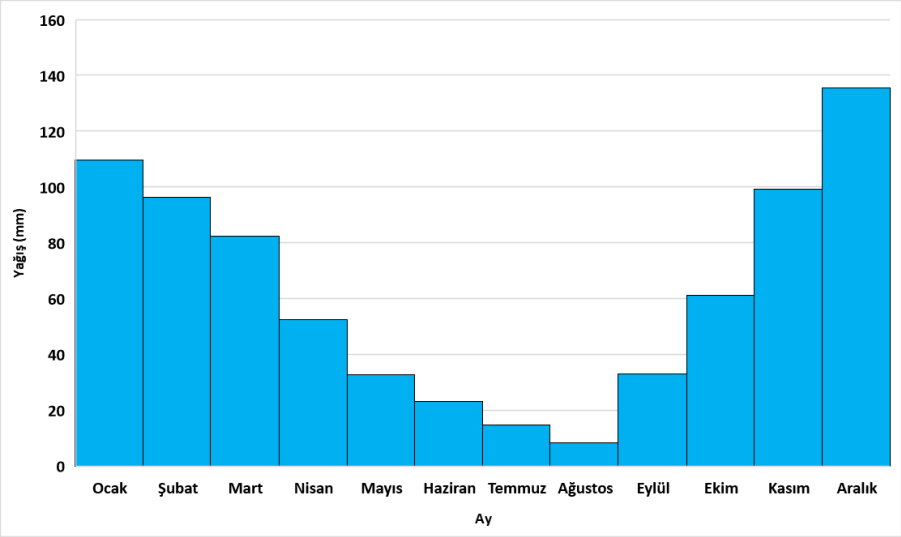
2.2.8. Gökçeada İstasyonu

Şekil 2.36 Gökçeada istasyonunun yağış zaman serisi diyagramını göstermektedir. İstasyonun yağış miktarı uzun vadede, doğrusal regresyon sonuçlarına göre çok düşük bir eğimle 60 yıllık zaman serisinde düşüş göstermektedir. Ancak polinomial regresyonundan elde edilen sonuçlara dayanan periyodik değişiklikler açısından, yağış zaman serisinde artan ve azalan iki dönem gözlenmektedir. İlk artış dönemi 1960'tan 1966'ya kadar olmakta ve ikinci artış dönemi ise yaklaşık olarak 1985'te başlamış ve 23 yıl boyunca 2007'ye kadar sürmektedir. Öte yandan, bu istasyon 1967'den 1985'e kadar ilk düşüş dönemini yaşamış ve ardından 2007'den 2020'ye kadar süren zaman serisinde yeni bir düşüş trendi oluşturmaktadır. İstasyon, 1992'den bu yana, 859.1 mm'ye ulaşan yağış dağılım aralığı ile keskin dalgalanmalar yaşamıştır.



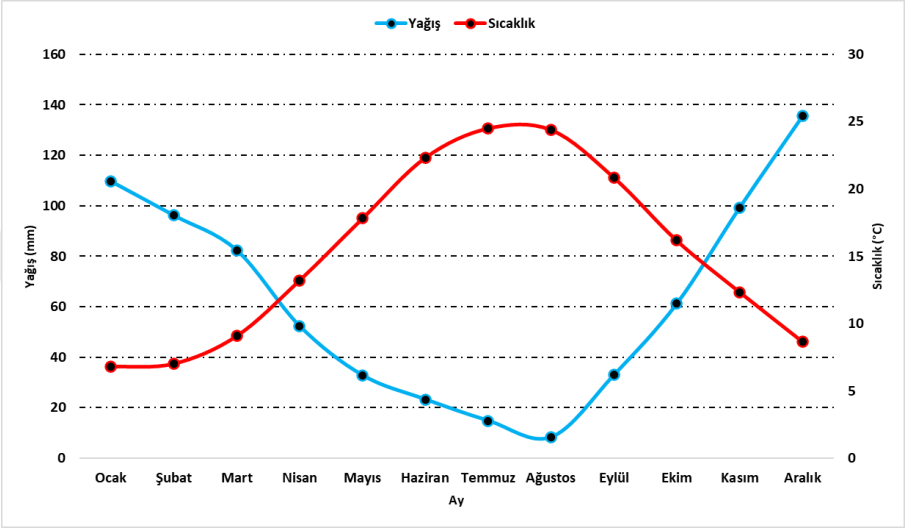
Şekil 2.36: Gökçeada İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Boyunca Yıllık Zaman Serisi Yağış Diyagramı.

Aylık ortalama yağış miktarına göre istasyon minimum yağış miktarını 8,25 mm ile ağustos ayında ve maksimum ortalama yağış miktarını 135,58 mm ile aralık ayında almaktadır. Ağustos'tan Aralığa kadar ortalama yağışta bir artış görüyoruz ve Aralık'tan Ağustos'a kadar bu istasyonun aldığı ortalama yağışta kademeli bir düşüş görmekteyiz. Bu, sonbahar ve kış aylarında daha fazla yağış birikimine işaret etmektedir (Şekil 2.37).

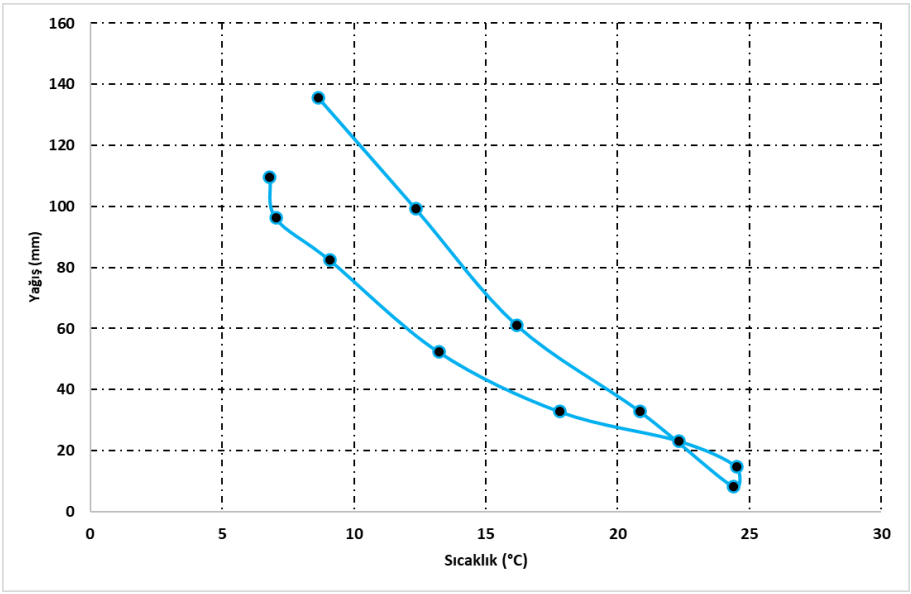


Şekil 2.37: Gökçeada İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Boyunca Aylık Ortalama Yağış Grafiği.

Mart ayının sonundan ekim ayının ortasına kadar olan yılın yaklaşık 8 ayı, ambrotermik diyagramda açıkça görülebilen Gökçeada istasyonunun kurak aylarıdır (Şekil 2.38). Öte yandan, hythergraph grafiğinin boyuna uzamasının enine uzamasından daha fazla olması nedeniyle, bu istasyonun yıl boyunca şiddetli sıcaklık değişikliklerinden daha şiddetli yağış değişiklikleri yaşadığı söylenebilir (Şekil 2.39).



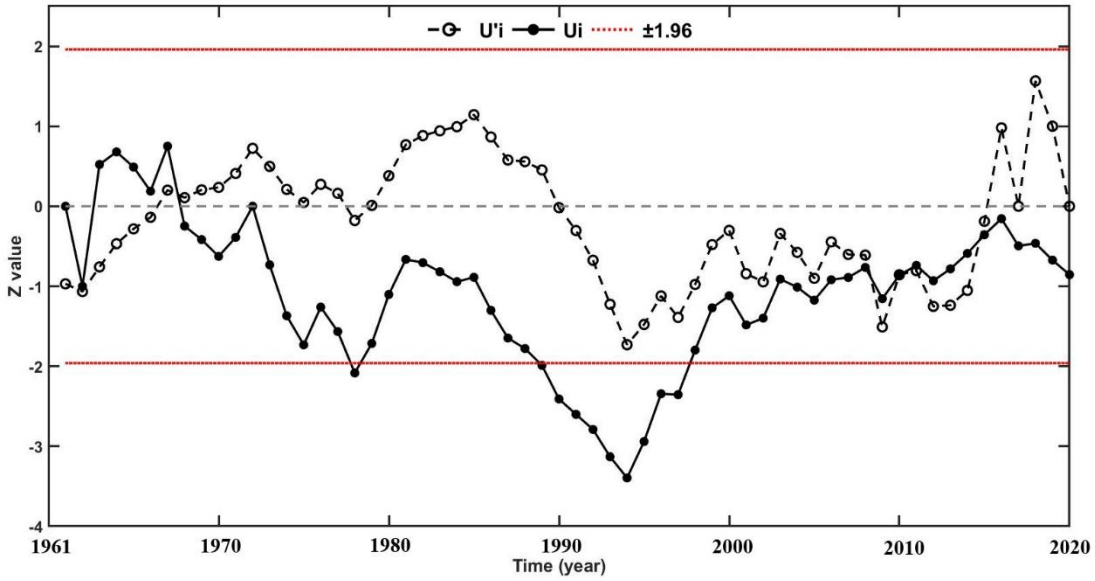
Şekil 2.38: Gökçeada İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Boyunca Ambrotermik Diyagramı.



Şekil 2.39: Gökçeada İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Boyunca Hythergraph Diyagramı.

Şekil 2.40 Gökçeada istasyonun 60 yıllık yağış zaman serisinin Mann-Kendall diyagramını göstermektedir. Şemaya göre, 1967 yılında bir sıçrama istasyonunun yağış zaman serisinde meydana gelmiştir ve Ui hattının ±1.96 aralığından ayrılması nedeniyle meydana gelen bu sıçrama oldukça

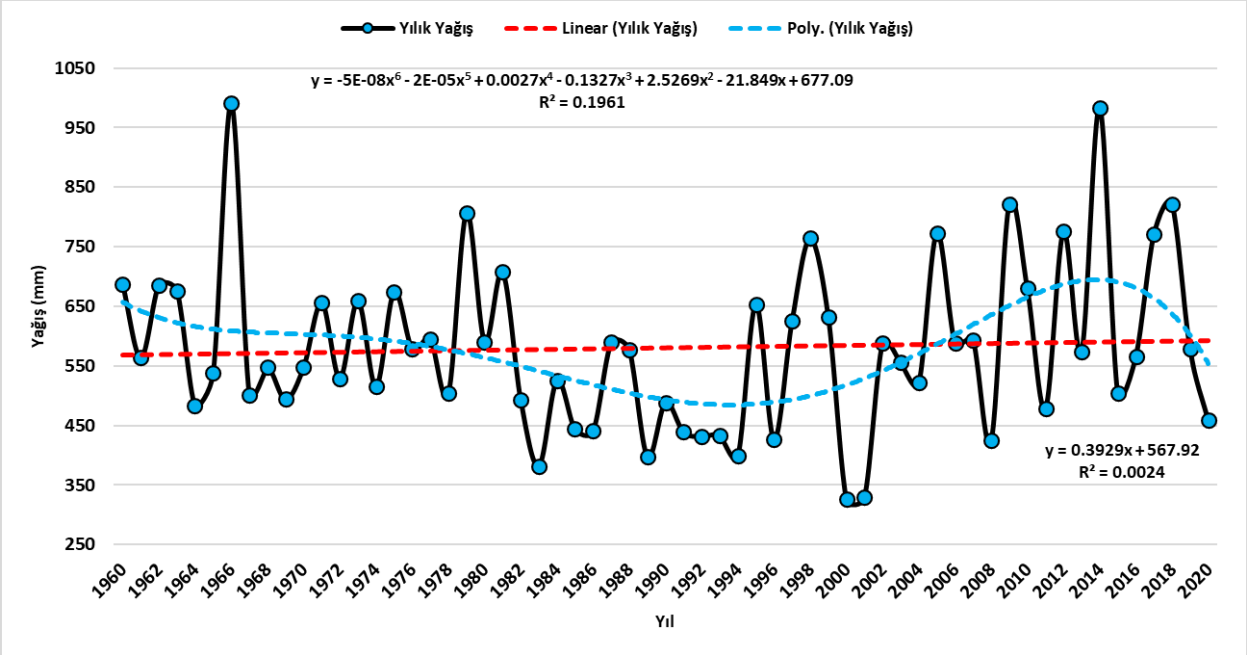
anlamlıdır ve bu istasyonun zaman serisindeki trend değişikliğini doğrulamaktadır. Çalışma alanındaki çoğu istasyonda Man-Kendall grafiğini incelediğimizde, çalışma periyodunun başlangıcından ortasına doğru bir düşüş trendi görmekte ve bulunduğu yağış verisi zaman serisindeki trendin değişimini teyit etmekteyiz, bu arada Gökçeada istasyonu istisna değildir ve 1967 yılından 1994 yılına kadar keskin bir düşüş yağış zaman serisinde meydana gelmektedir. 1994 yılından itibaren bu istasyonun yağış zaman serisinde yeni bir yükseliş trendinin oluştuğunu ve ardışık sıçramaların meydana geldiğini görmekteyiz, ancak Ui hattının ±1.96 aralığını terk etmemesi nedeniyle trenddeki değişim hiç anlamlı değildir.



Şekil 2.40: Gökçeada İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Yıllık Yağış Mann-Kendall Diyagramı.

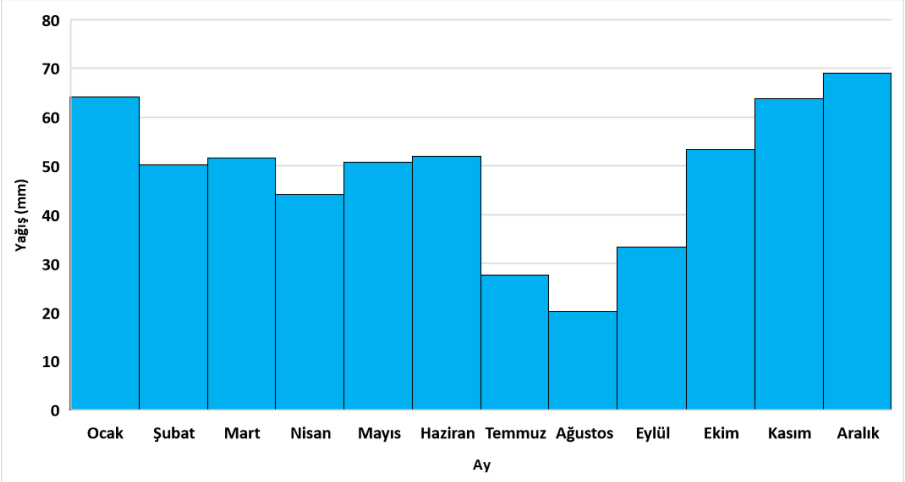
2.2.9. Kırklareli İstasyonu

Kırklareli istasyonunun uzun vadeli zaman serisi diyagramından görülebilen ilk olgu, doğrusal regresyon ile iyi bir şekilde gösterilen trendin neredeyse yokluğudur. Ancak periyodik olarak bu istasyon önemli değişikliklere uğramıştır ve zaman serisinde iki azalan ve bir artan dönem görülmektedir. Polinomial regresyonunun sonuçlarına göre, bu istasyon 1961'den 1994'e kadar aşağı yönlü bir yağış dönemine tanık olmaktadır. O yıldan 2014'e kadar, zaman serisinde keskin bir yükseliş eğilimi meydana gelmiş ve ardından çalışma döneminin sonuna kadar zaman serisinde tekrar düşüş eğilimi oluşmaktadır. Bu istasyonda maksimum yağış miktarı 990.3 mm olmakta, 1966 yılında meydana gelmiştir ve en düşük yağış miktarı ise 326.6 mm ile, 2000 yılında gerçekleşmiştir, bu nedenle Kırklareli istasyonu, 60 yıllık zaman serisinde 663,7 mm'lik nispeten keskin bir dalgalanma yaşamaktadır (Şekil 2.41).



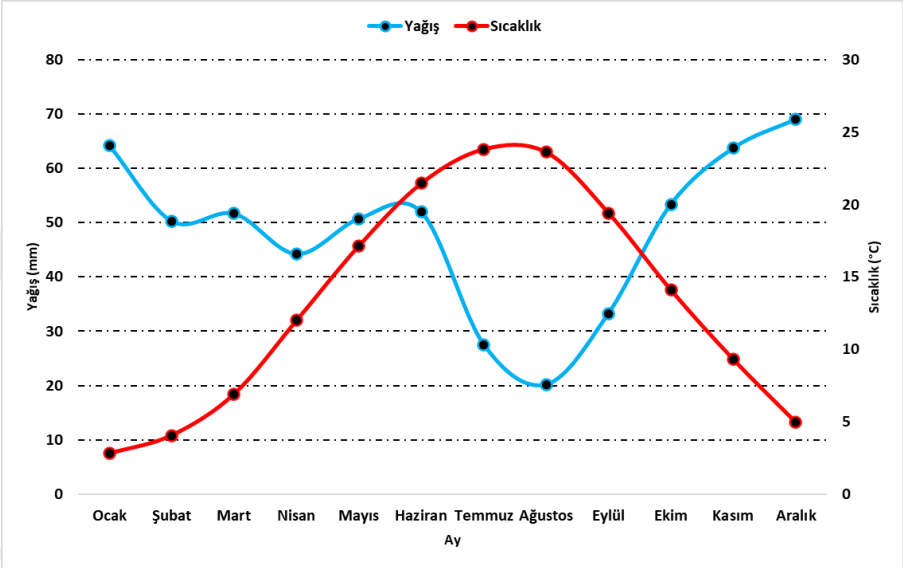
Şekil 2.41: Kırklareli İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Boyunca Yıllık Zaman Serisi Yağış Diyagramı.

Bu istasyonun aralık ayındaki aylık ortalama yağış miktarı diğer aylardan daha yüksek olup 69,05 mm varmaktadır. Ocak ayı, 64,5 mm ile yağış bakımından aralık ayından sonra ikinci sırada yer almaktadır. Temmuz, ağustos ve eylül, diğer aylara kıyasla 60 yıllık süre içinde en düşük ortalama yağışa sahiplerdir. Kış ve ilkbahar aylarında, yağış dağılımı hemen hemen tekdüzedir ve yaklaşık 50 mm olmaktadır; bu, yılın çoğu ayının iyi yağış aldığını ve kurak mevsimin daha az olduğunu göstermektedir (Şekil 2.42).

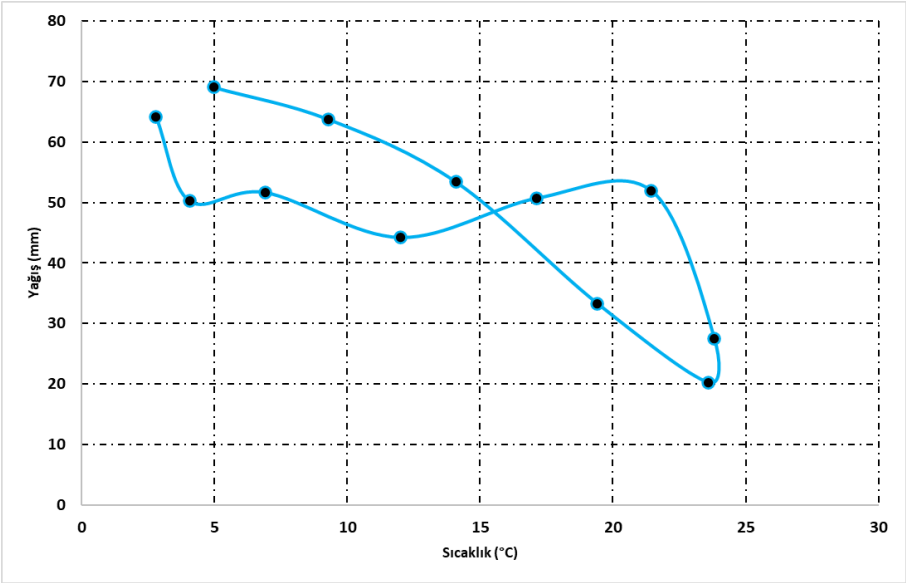


Şekil 2.42: Kırklareli İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Boyunca Aylık Ortalama Yağış Grafiği.

Bu istasyonun ambrotermik diyagramı da bunu kanıtlamaktadır. Söz konusu şemaya göre bu istasyon, mayıs sonundan eylül ortasına kadar yılın yaklaşık 5 ayı kuraklık stresi yaşamakta ve bu aylar istasyonun kurak aylarından biri olarak kabul edilmektedir. Hythergraph grafiği açısından, grafiğin enine boyutta daha fazla uzaması nedeniyle bu istasyondaki sıcaklık dalgalanmalarının yağış dalgalanmalarından daha fazla olduğu söylenebilir (Şekil 2.43 ve 2.44).



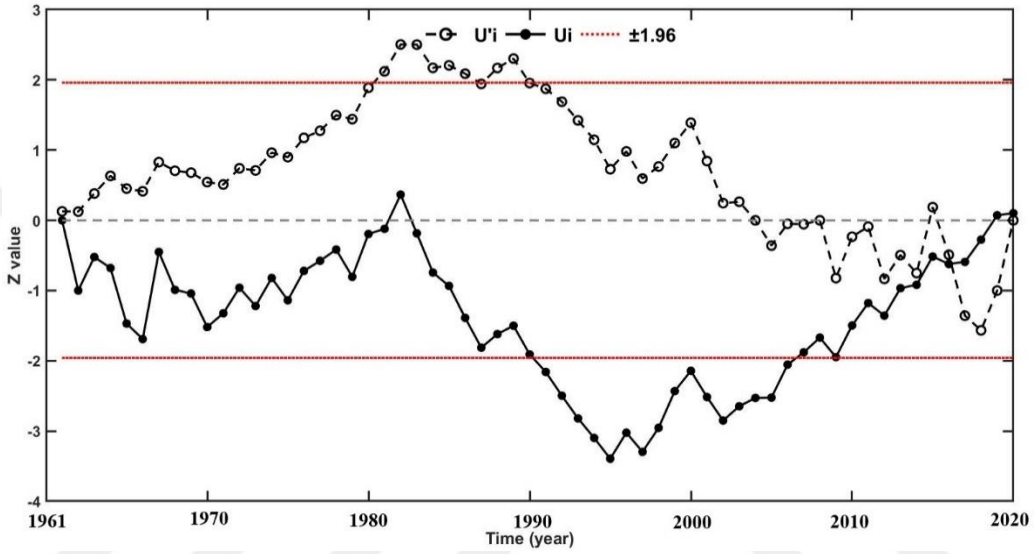
Şekil 2.43: Kırklareli İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Boyunca Ambrotermik Diyagramı.



Şekil 2.44: Kırklareli İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Boyunca Hythergraph Diyagramı.

Kırklareli istasyonunun Mann-Kendall değişim analiz diyagramında gözlemlenen ilk olgu, bu istasyonun 1960 ile 1995 yılları arasındaki yağış zaman serisinde aşağı yönlü bir trendin oluşmasıdır. Bu

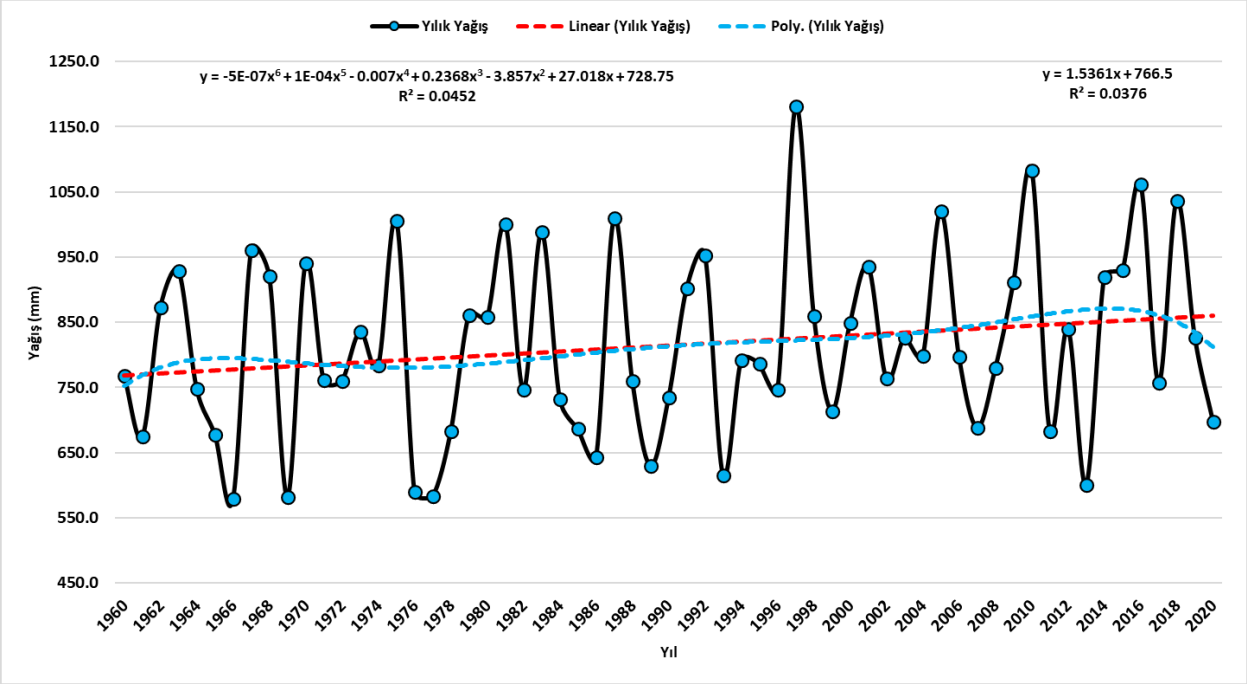
düşüş eğilimi 1982'den beri yoğunlaşmıştır ve Ui çizgisinin ±1.96 aralığından ayrılmasıyla, bu düşüş eğilimin değişimi anlamlı olması ve teyit olması iyice görülmektedir. 1995'ten 2020'ye kadar, istasyonun yağış zaman serisi trendi değişmiş ve tamamen yukarı yönde ilerlemiştir. 2016 yılında oluşan bu yükseliş trendi, bu istasyonun yağış zaman serisinde bir sıçramaya neden olmuş, ancak bu sıçrama bu istasyonun yağış trendinde bir değişikliğe yol açmamıştır (Şekil 2.45).



Şekil 2.45: Kırklareli İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Yıllık Yağış Mann-Kendall Diyagramı.

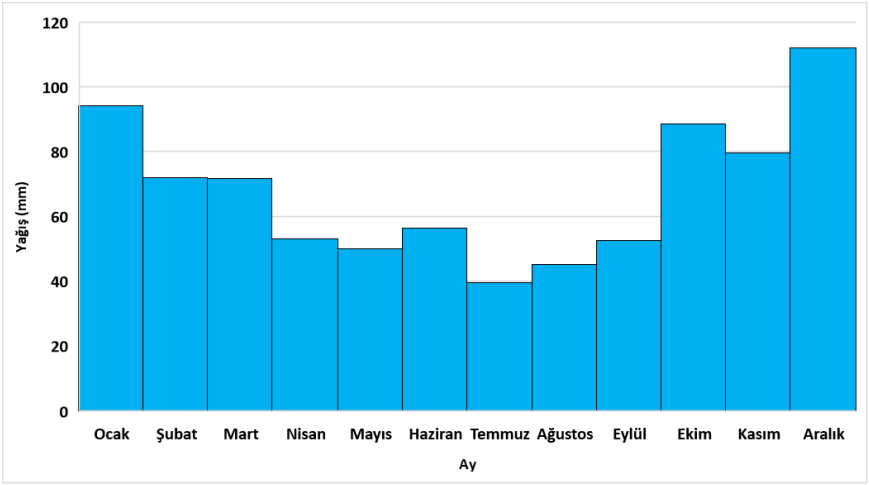
2.2.10. Kocaeli İstasyonu

Bu istasyonun 60 yıllık zaman serisi diyagramında dikkate değer bir nokta, bu istasyonun yağışının uzun vadede artış eğilimidir. Doğrusal regresyon sonuçlarına göre 1.5361 mm'lik eğime sahip bu istasyondaki yağış eğilimi zaman serisinde artış göstermektedir. Öte yandan, yağış verisinin zaman serisinde periyodik eğilimleri bulmak için kullanılan 6 mertebe polinomial regresyonun elde edilen sonuçlarına göre, bu istasyonun yağış zaman serisinde adeta bir alçalan periyodun olmadığını göstermekte ve yukarı yönlü bir eğilime sahip olmaktadır. Bu istasyonda sırasıyla 1997 ve 2013 yıllarında meydana gelen maksimum yağış 1180.8 mm ve minimum ise 601.1 mm olmaktadır (Şekil 2.46).

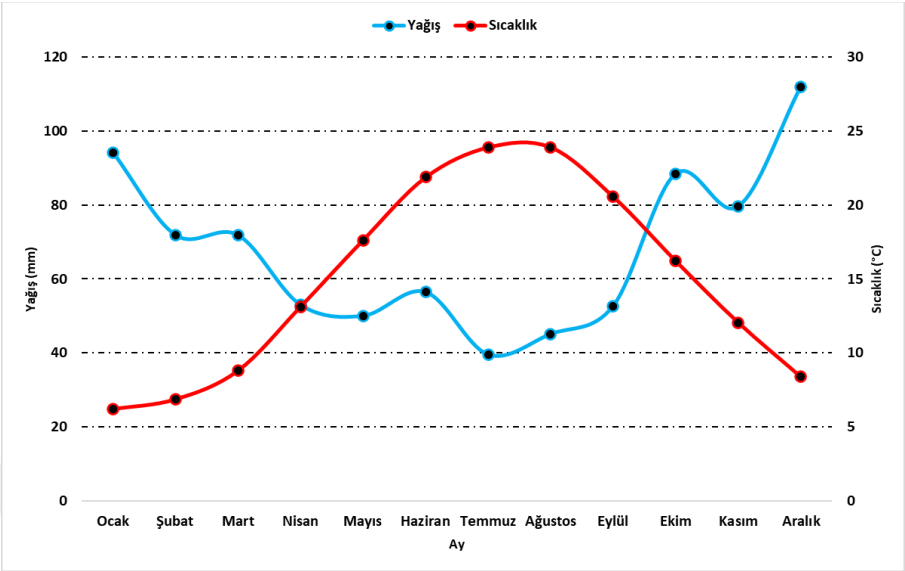


Şekil 2.46: Kocaeli İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Boyunca Yıllık Zaman Serisi Yağış Diyagramı.

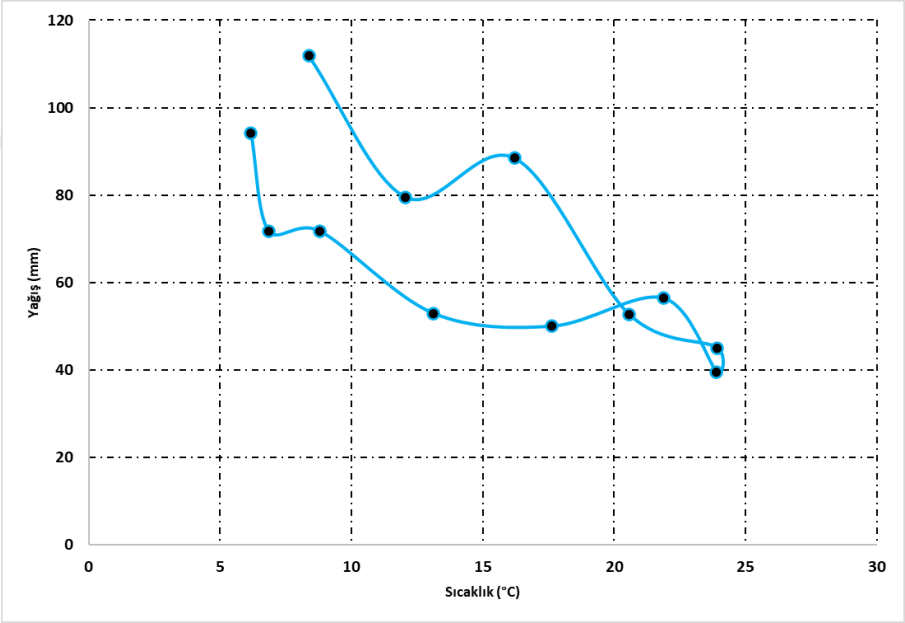
Aylık ortalama yağış miktarı bakımından diğer çalışma istasyonlarda olduğu gibi en yüksek ortalama yağış 111,87 mm ile eylül ayında, en düşük ortalama yağış 39,51 mm ile temmuz ayında kaydedilmiştir. Ortalama yağışın 50 mm'nin altında olduğu temmuz ve ağustos ayları hariç, yılın geri kalanında 50 mm'den fazla yağış alması Kocaeli istasyonunun yağış açısından elverişli olduğunu göstermektedir (Şekil 2.47). Ambrotermik çizelgeye göre, Nisan'dan eylül ortasına kadar bu istasyonun kurak ayları sayılmaktadır. Ayrıca, hythergraph grafiğinin boyuna uzamasından daha fazla enine uzaması nedeniyle, bu istasyonda yıl içinde sıcaklık değişikliklerinin yağış değişikliklerinden daha somut olduğu söylenebilir (Şekil 2.48 ve 2.49).



Şekil 2.47: Kocaeli İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Boyunca Aylık Ortalama Yağış Grafiği.

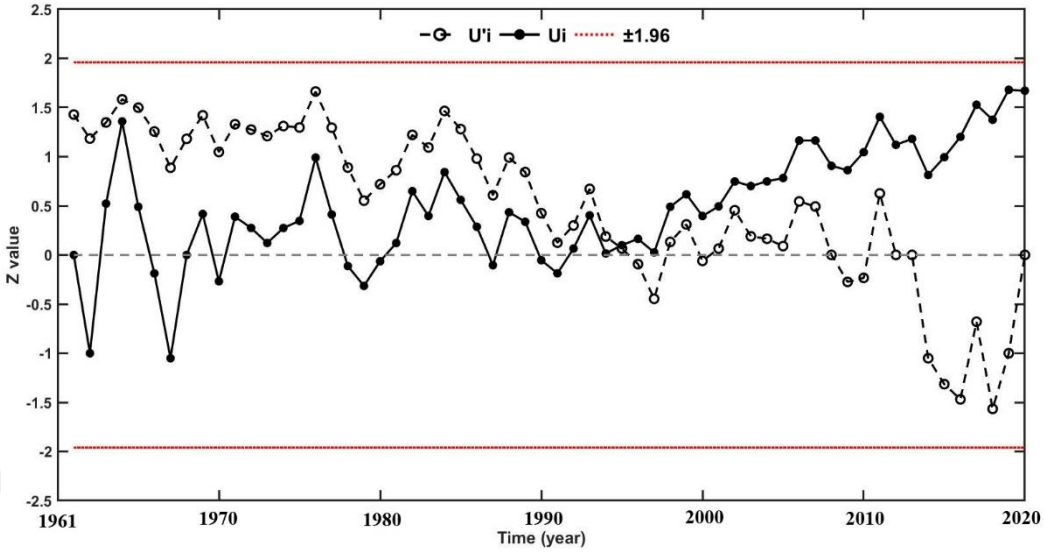


Şekil 2.48: Kocaeli İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Boyunca Ambrotermik Diyagramı.



Şekil 2.49: Kocaeli İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Boyunca Hythergraph Diyagramı.

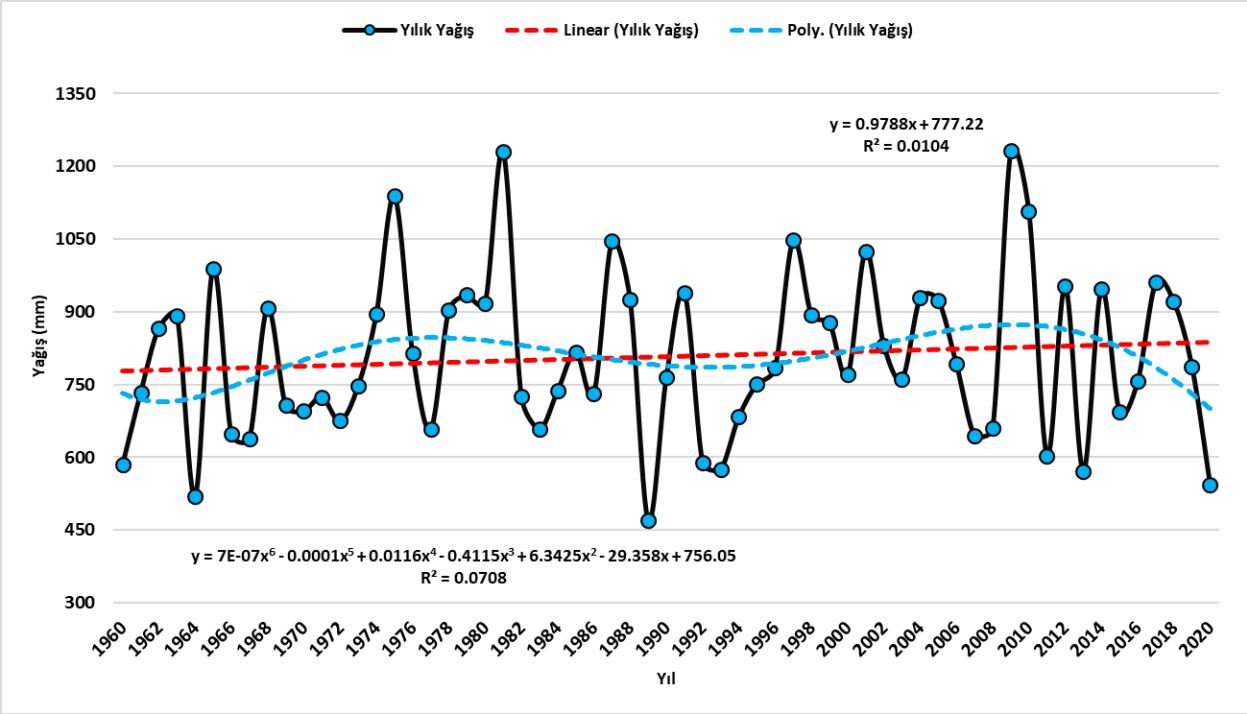
Kocaeli istasyonunun 60 yıllık yağış zaman serisinin yükseliş trendi, bu istasyonun Man-Kendall trend analizi grafiğinden de açıkça görülmektedir. Yağış zaman serisinin başlangıcında önemli bir trend değişimi gösteren önceki istasyonların Mann-Kendall grafiğinin aksine, bu istasyonda yağış eğilimi her zaman yukarı yönlüdür ve 1995 yılında zaman serisinde bir sıçrama görülmektedir. Ancak, bu istasyonun yağış zaman serisindeki bu sıçrama, Ui çizgisinin ±1.96'lık anlamlı aralıktan sapmadığı gerçeğinden dolayı trendde anlamlı bir değişikliğe yol açmamaktadır (Şekil 2.50).



Şekil 2.50: Kocaeli İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Yıllık Yağış Mann-Kendall Diyagramı.

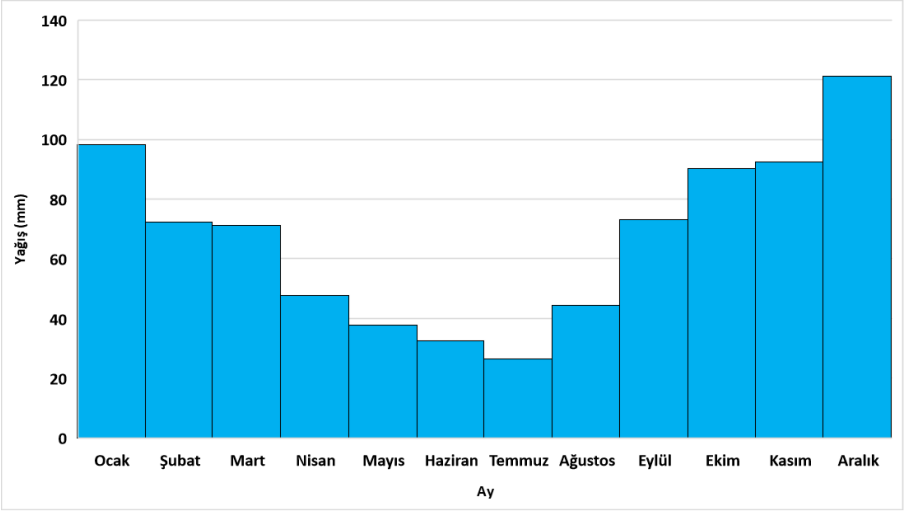
2.2.11. Kumköy-Kilyos İstasyonu

Şekil 2.51, Kumköy-Kilyos istasyonunun 60 yıllık çalışma süresi boyunca yağış zaman serisi diyagramını göstermektedir. Doğrusal regresyondan elde edilen sonuçlara dayanarak, bu istasyondaki yağışların uzun vadede 0.9788 mm'lik bir eğimle yukarı yönlü bir eğilim gösterdiği görülmektedir. Öte yandan 6 mertebe polinomial regresyonuna dayanarak, bu istasyonun yağış zaman serisinde artan ve azalan iki dönem olduğunu söyleyebiliriz. İlk artış dönemi 1962'de başlamış ve 1979'a kadar 17 yıl sürmüştür. Bu dönemden sonra, 1979'dan 1996'ya kadar 17 yıllık bir düşüş eğilimi görmekteyiz. Bu düşüş döneminden sonra bu istasyonun yağış eğilimi yukarıya doğru bir eğim almış ve bu yukarı eğim 2010 yılına kadar devam etmiştir. Oluşan yukarı eğimin ardından bu istasyonun 2020 yılına kadar yağış zaman serisinde aşağı yönlü bir trendin başladığını görüyoruz. Bu istasyonun 60 yıl boyunca yağış dağılım aralığı 760.4 mm olmaktadır. 2009 ve 1989 yıllarında meydana gelen maksimum ve minimum yağış sırasıyla 1231.2 ve 470.6 mm olmaktadır.



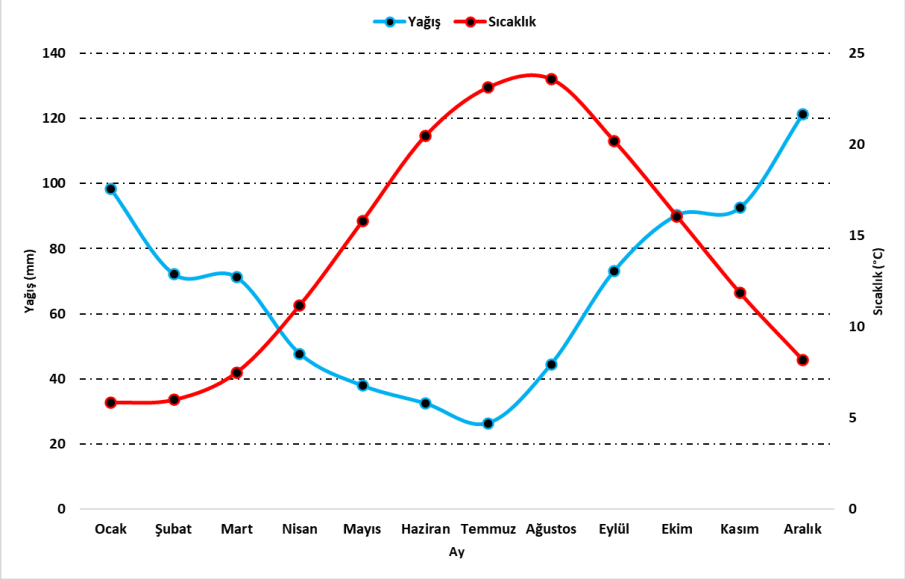
Şekil 2.51: Kumköy-Kilyos İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Boyunca Yıllık Zaman Serisi Yağış Diyagramı.

Aylık ortalama yağış miktarına göre; temmuz ayı ortalama 26,41 mm yağış miktarı ile yılın ayları arasında en düşük yağış miktarına sahiptir ve bu aydan itibaren yağışlardaki artış trendi başlamış ve maksimum ortalama yağışın 121,20 mm olduğu aralık ayına kadar devam etmiştir. Aralık ayından bu yana, ortalama yağışta kademeli bir düşüş görülmektedir. Kumköy-Kilyos istasyonunun sırasıyla sonbahar, kış, ilkbahar ve yaz aylarında en fazla yağış aldığı söylenebilir (Şekil 2.52).

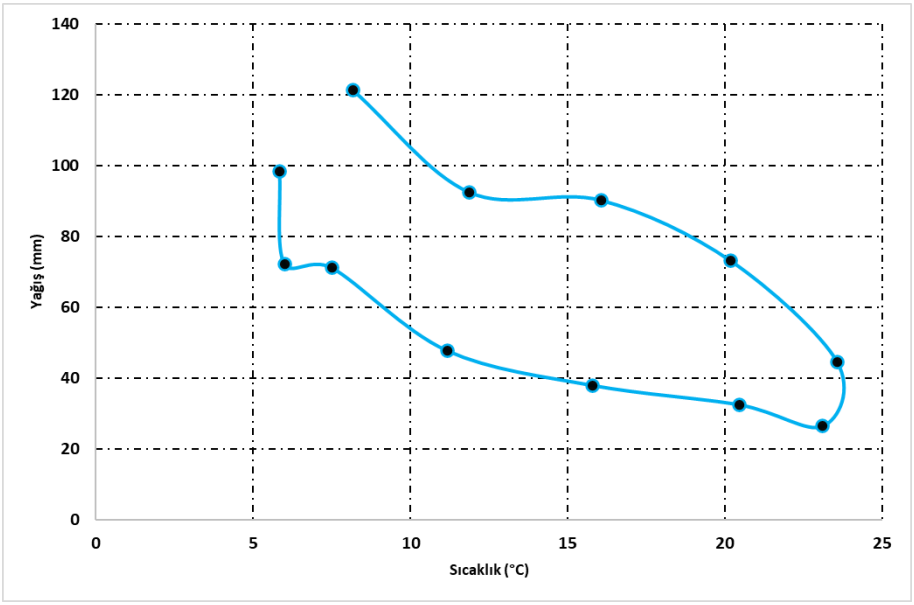


Şekil 2.52: Kumköy-Kilyos İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Boyunca Aylık Ortalama Yağış Grafiği.

Ambrotermik diyagrama göre, mart sonundan ekim ayına kadar yılın yedi buçuk ayı bu istasyonun kurak ayları arasındadır. Ayrıca, bu diyagramın enine uzamasından dolayı, uzun vadede yağış ve sıcaklıktaki değişimleri gösteren hythergraph diyagramına dayanarak, bu istasyonun 60 yıl boyunca yaşadığı sıcaklık değişimlerinin yağış parametresinin değişimlerinden çok daha büyük olduğu söylenebilir (Şekil 2.53 ve 2.54).



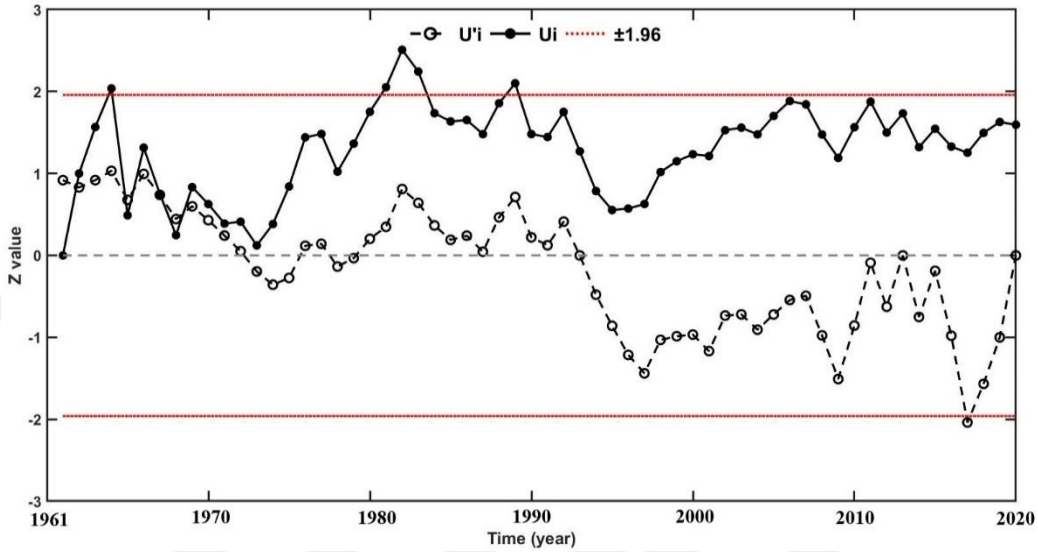
Şekil 2.53: Kumköy-Kilyos İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Boyunca Ambrotermik Diyagramı.



Şekil 2.54: Kumköy-Kilyos İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Boyunca Hythergraph Diyagramı.

Şekil 2.55 Kumköy-Kilyos istasyonunda 60 yıllık yağış zaman serisinin Mann-Kendall diyagramını göstermektedir. Bu diyagramda açıkça görülebilen fenomen, 1960'tan 1967'ye kadar birkaç

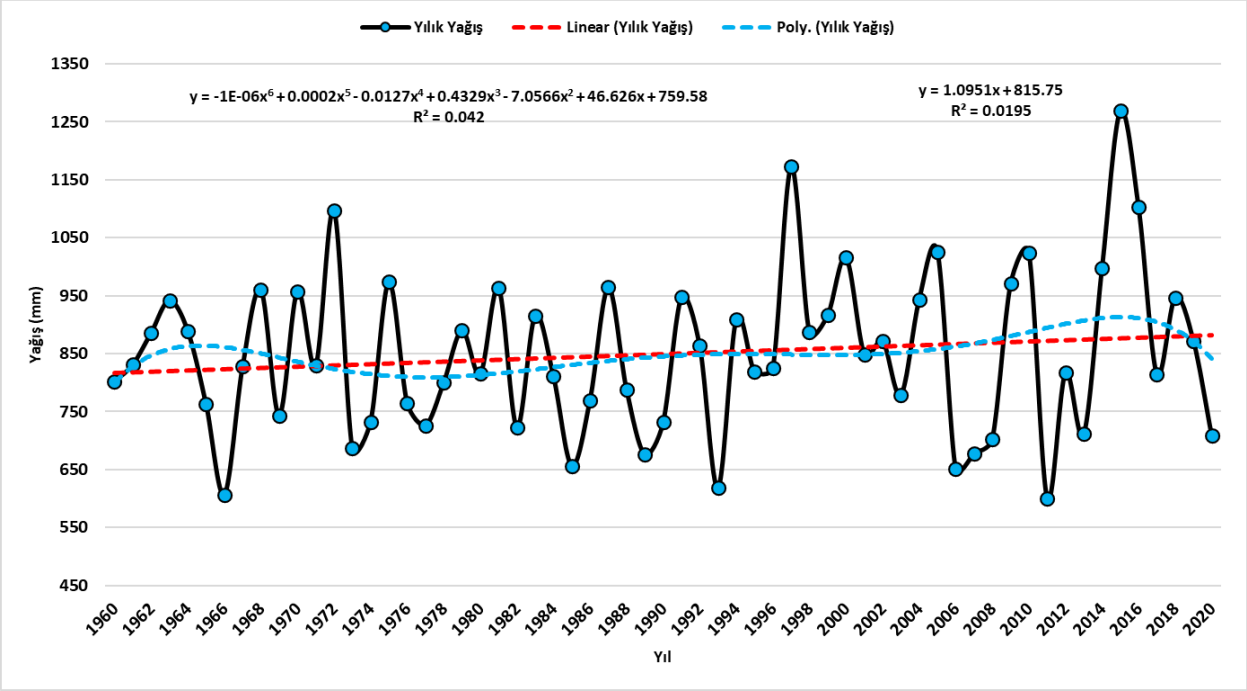
ardışık sıçramanın meydana gelmesi ve Ui çizgisinin ±1.96'lık önemli aralıktan ayrılmasıdır; bu olay, bu istasyonun yağış zaman serisindeki eğilimdeki değişikliği doğrulamaktadır. Kumköy-Kilyos istasyonun yağış eğilimi yükselme eğilimindedir ve düşüş eğilimi daha az görülmektedir.



Şekil 2.55: Kumköy-Kilyos İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Yıllık Yağış Mann-Kendall Diyagramı.

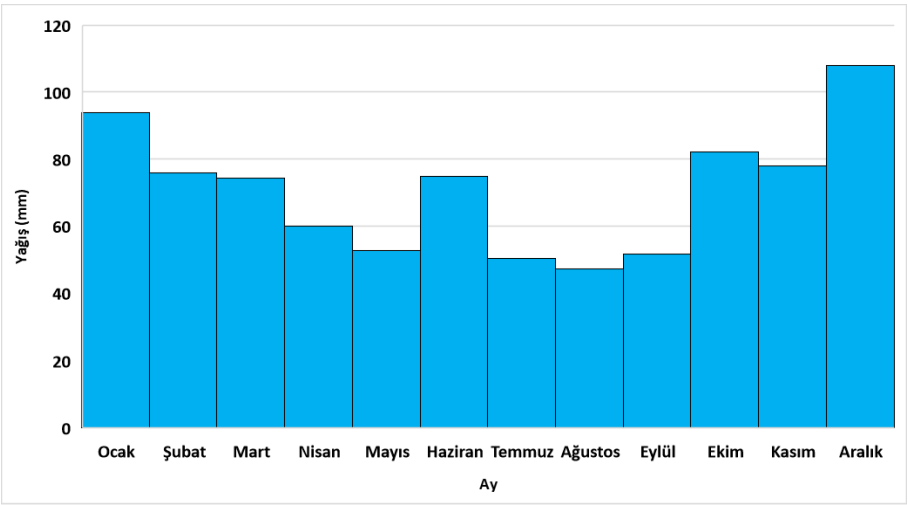
2.2.12. Sakarya İstasyonu

Şekil 2.56, Sakarya istasyonunun 60 yıllık çalışma periyodundaki zaman serisi diyagramını göstermektedir. Doğrusal regresyon sonuçlarına göre uzun dönemde bu istasyondaki yağış miktarı çok düşük bir yukarı eğime sahiptir, Ayrıca 6 mertebe polinomial regresyon sonuçları bu istasyonun yağış zaman serisinde bir türlü uzun vadeli iniş çıkışlar göstermemiş ve her zaman yukarı yönlü bir eğilim göstermektedir. Sakarya istasyonunda yağış dağılım aralığı 667,8 mm olmaktadır. Kaydedilen minimum ve maksimum yağış miktarı sırasıyla 2011 ve 2015 yıllarında meydana gelen 600,7 mm ve 1268,5 mm'dir. Ayrıca, bu istasyonun yağış zaman serisinde yağış miktarında dalgalanmalar 1996 yılından itibaren artmıştır ve bu dönemde maksimum ve minimum yağış meydana gelmesi kaydedilmiştir.



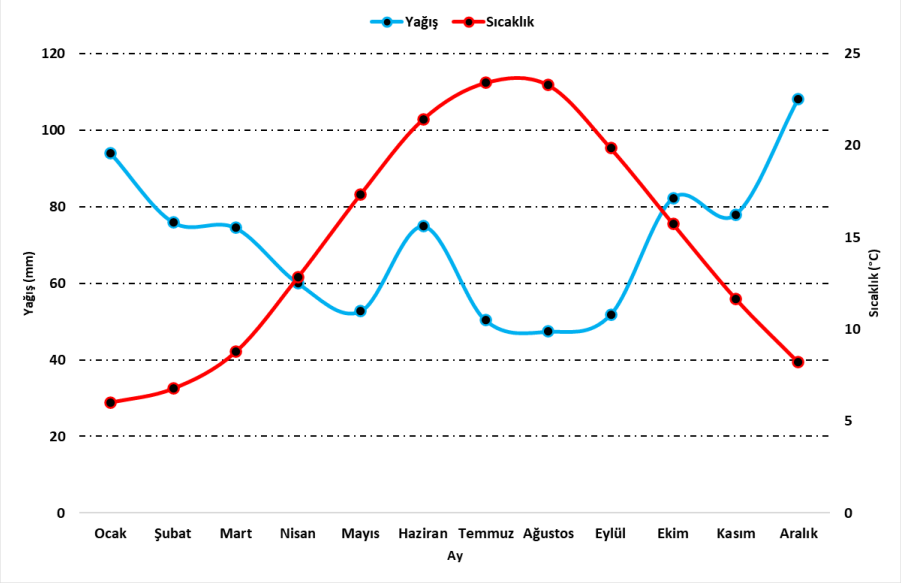
Şekil 2.56: Sakarya İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Boyunca Yıllık Zaman Serisi Yağış Diyagramı.

Daha önceki istasyonlarda olduğu gibi aralık ayında en yüksek ortalama yağış 108,2 mm ile meydana gelmektedir ve ardından 99,93 mm ile ocak ayı ikinci sırada yer almaktadır. Bu istasyon da yaz aylarında diğer istasyonlara kıyasla iyi yağış almış, böylece kaydedilen en düşük ortalama yağış ağustos ayında 407,41 mm'ye eşit olmaktadır. Bu nedenle yılın ayları ve mevsimleri boyunca yağış değişimleri açısından çok fazla değişiklik görülmediği söylenebilir (Şekil 2.57).

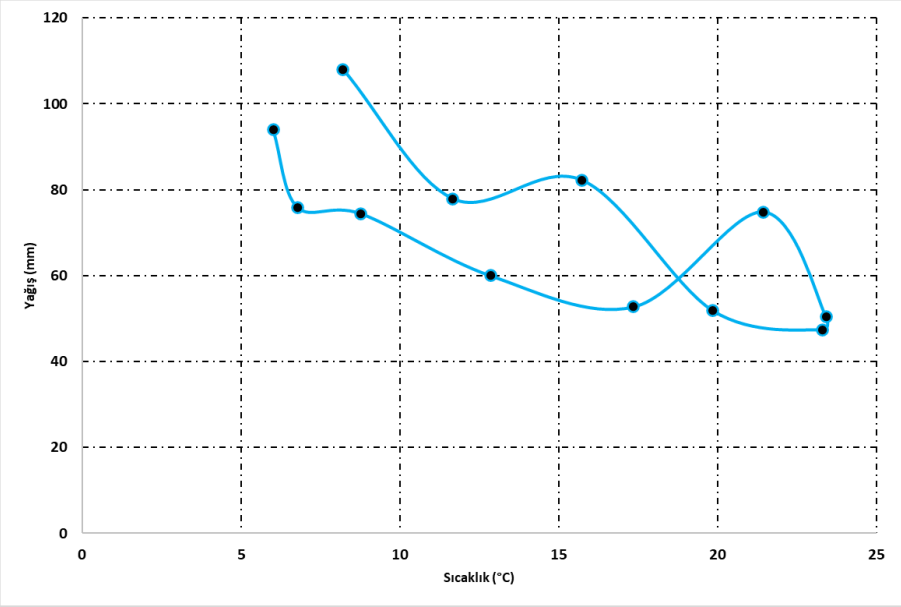


Şekil 2.57: Sakarya İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Boyunca Aylık Ortalama Yağış Grafiği.

Ambrotermik diyagrama göre, nisan ayından eylül ayının sonuna kadar 7 ay boyunca bu istasyonun kurak aylarından biri olarak kabul edilir ve temmuz, ortalama maksimum 23.4 °C sıcaklık ile yılın en sıcak ayı sayılmaktadır. Enine genişlemesi boylamasına uzamadan daha fazla olan Sakarya istasyonunun hythergraph diyagramına göre, bu istasyonun yıl içindeki sıcaklık değişimlerinin yağış değişimlerinden nispeten daha fazla olduğu söylenebilir (Şekil 2.58 ve 2.59).

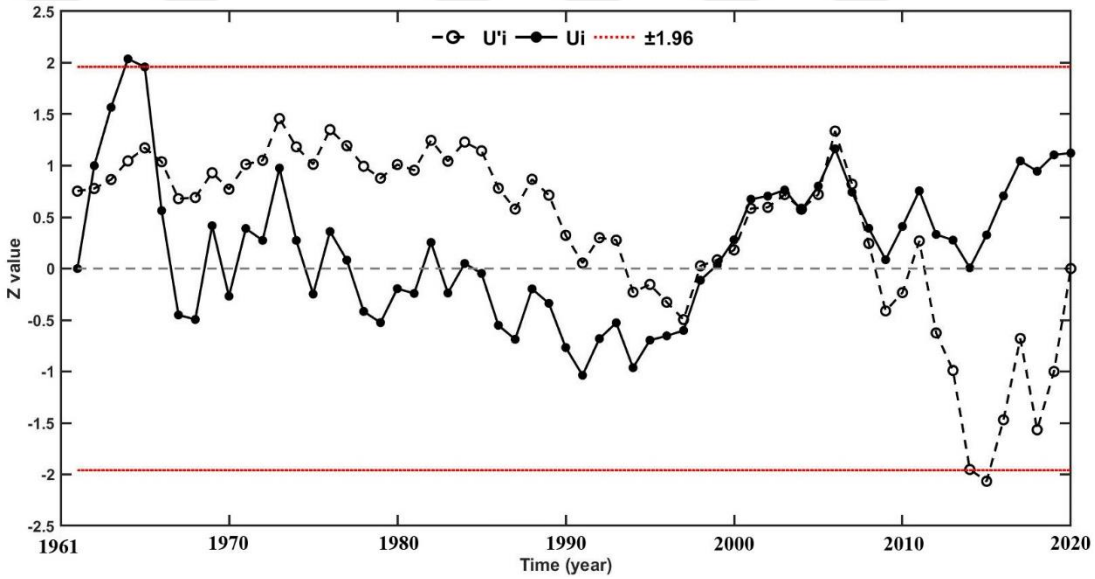


Şekil 2.58: Sakarya İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Boyunca Ambrotermik Diyagramı.



Şekil 2.59: Sakarya İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Boyunca Hythergraph Diyagramı.

Sakarya istasyonunun Mann-Kendall diyagramında (Şekil 2.60) ilk bakışta 1961'den 1994'e kadar bir düşüş eğilimi görüyoruz. Bu istasyonun yağış zaman serisinde de ardışık sıçramalar görülmektedir. Ancak 1960 yılında meydana gelen ve Ui ve U'i çizgilerinin kesişmesine yol açan ve Ui çizgisinin ±1.96'lık anlamlı aralıktan ayrılmasına neden olan ve trend değişikliğinin teyidini kanıtlayan sıçrama dışında, diğer durumlarda meydana gelen sıçramalar, bu istasyonun yağış zaman serisinde önemli bir değişikliğe yol açmamaktadır. Yukarıdaki şekilden de görülebileceği gibi, bu istasyondaki yağışlar 1994 yılından bu yana düzenli olarak artmakta ve zaman serisinde birbirini takip eden sıçramalara eşlik etmektedir. Ancak, Ui çizgisinin ±1.96'lık anlamlı aralıktan sapmadığı gerçeğinden dolayı, bu trend değişikliği anlamlı değildir ve bu istasyonun yağış zaman serisindeki trend değişikliğinin bir kanıtı olmamaktadır.

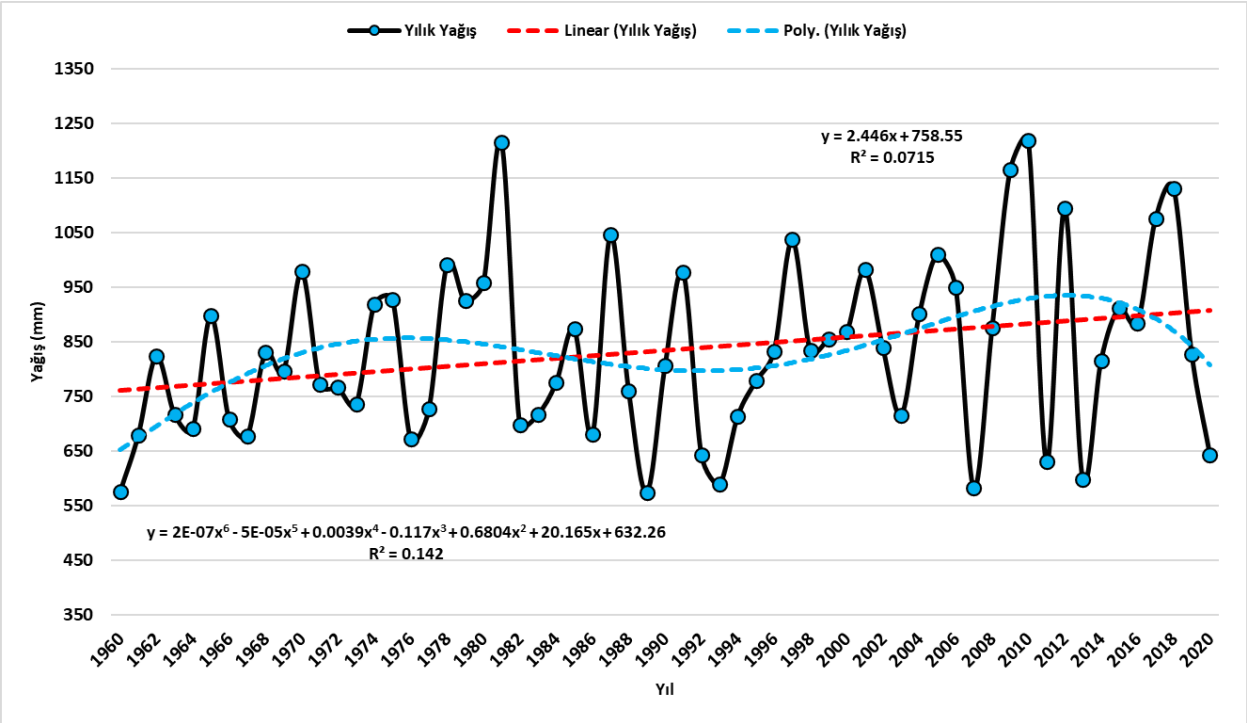


Şekil 2.60: Sakarya İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Yıllık Yağış Mann-Kendall Diyagramı.

2.2.13. Sarıyer İstasyonu

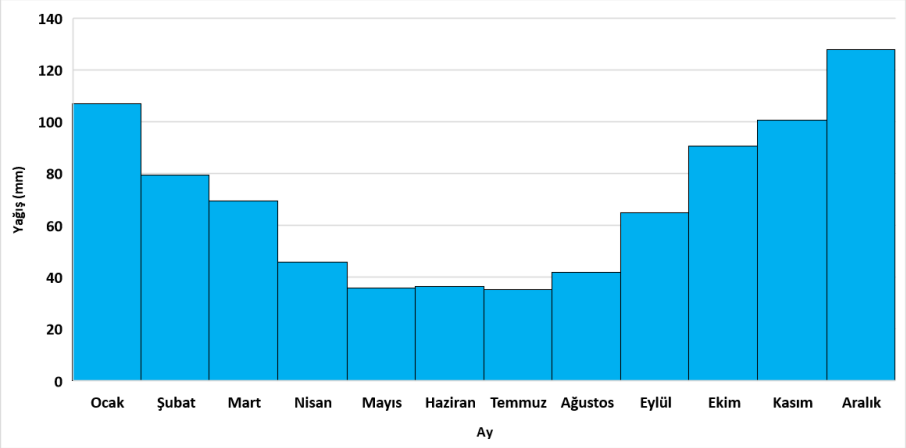
Sarıyer istasyonunun yağış zaman serisi diyagramına bakıldığında, bu istasyonda uzun vadeli yağış eğiliminin 2.446 mm'lik eğimle yukarı doğru olduğu ve 6 mertebe polinomial regresyonuna göre iki artan ve azalan periyot istasyonun yağış zaman serisinde görülmektedir. İstasyon ilk yükseliş dönemini 1960'tan 1978'e kadar yaşamış ve istasyonun yağış zaman serisindeki ikinci yükseliş dönemi 1993'te başlamış ve 2012'ye kadar sürmektedir. Öte yandan, 1978'den 1993'e kadar olan 15 yılda ilk düşüş periyodunun gerçekleştiğini görüyoruz ve 2012'den 2020'ye kadar sekiz yıl boyunca, bu istasyonun yağış zaman serisinde ikinci düşüş periyodunun meydana geldiğine tanık oluyoruz. Bu istasyonda meydana gelen

maksimum yağış, 2010 yılında kaydedilen 1218,8 mm olmakta ve kaydedilen minimum yağış miktarı ise, 1989 yılında istasyon yağış zaman serisinde gözlenen 574.2 mm'ye eşit olmaktadır (Şekil 2.61).

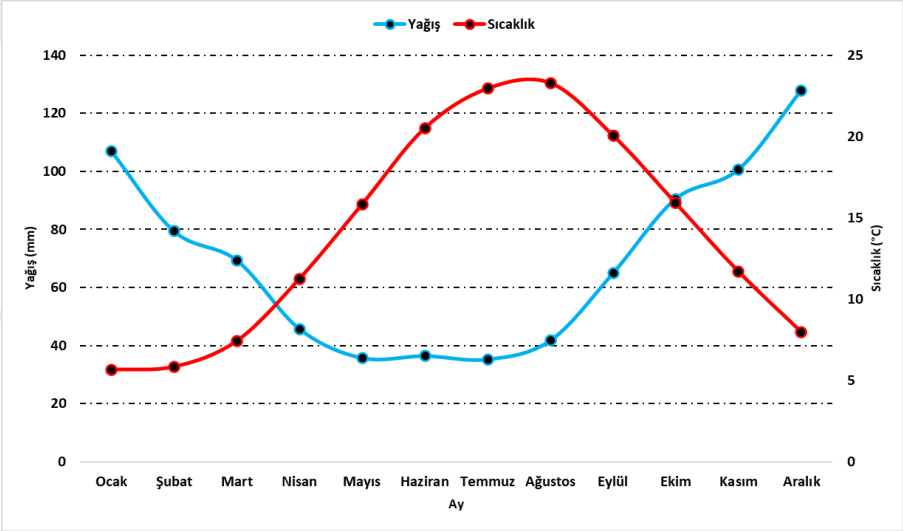


Şekil 2.61: Sarıyer İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Boyunca Yıllık Zaman Serisi Yağış Diyagramı.

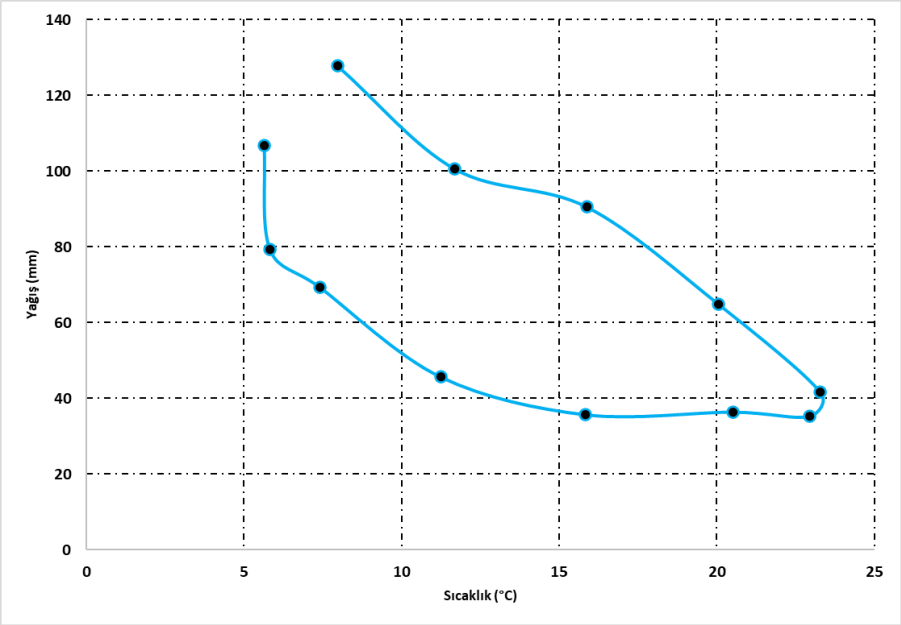
En düşük ortalama aylık yağış miktarı bu istasyonda yaklaşık 35.5 mm olmakta ve mayıs, haziran ve temmuz aylarında meydana gelmektedir. En yüksek ortalama yağış ise 127,76 mm ile aralık ayına ait olmaktadır. Ambrotermik diyagrama göre, yılın sekiz ayı, mart sonundan ekim ayına kadar bu istasyonun kurak ayları arasında kabul edilmektedir ve kaydedilen maksimum ortalama sıcaklık ise, ağustos ayına ait olan 23.3 °C olmaktadır. Sarıyer istasyonun hythergraph grafiğine göre, çalışma alanında boylamasına uzamadan daha fazla enine uzamayı göstermekte ve bu süreç yağıştan daha fazla sıcaklık değişimini göstermektedir (Şekil 2.62, 2.63 ve 2.64).



Şekil 2.62: Sarıyer İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Boyunca Aylık Ortalama Yağış Grafiği.

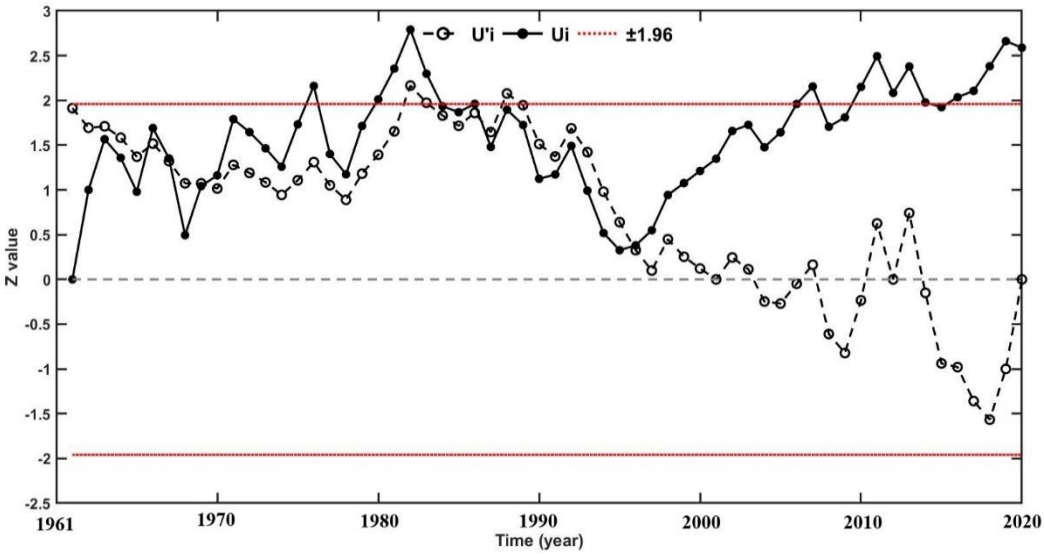


Şekil 2.63: Sarıyer İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Boyunca Ambrotermik Diyagramı.



Şekil 2.64: Sarıyer İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Boyunca Hythergraph Diyagramı.

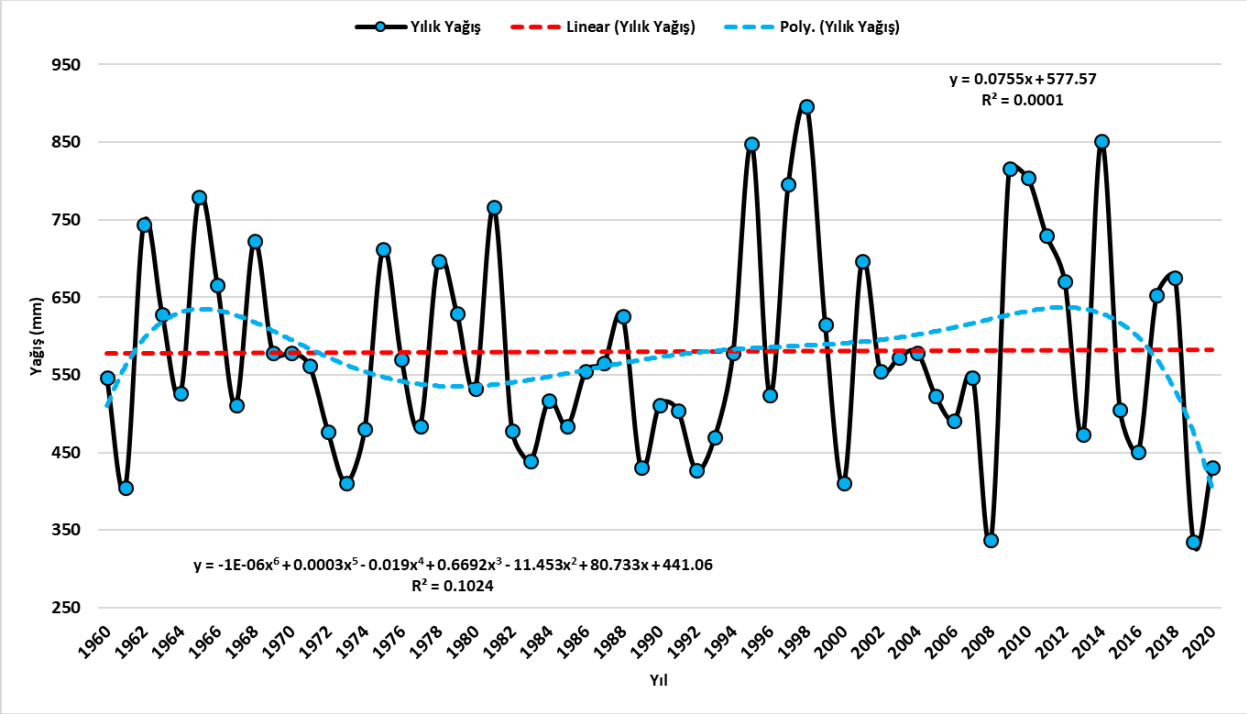
Sarıyer istasyonunun Mann-Kendall diyagramıyla ilgili ilginç olan şey, açıkça görülebilen iki yükseliş ve bir düşüş periyodun olmasıdır. 1961'de başlayan yağış eğiliminin ilk yükselme dönemi, zaman serisinde birbirini takip eden sıçramalara eşlik etmekte ve Ui hattının ±1.96 seviyesinin dışına çıkması ile, bu istasyonun yağış zaman serisindeki trend değişimini doğrulamaktadır. Ayrıca, 1996 yılında Ui ve U'i hatlarının kesişmesi bu istasyonun yağış trendinde yukarı yönlü bir sıçramanın oluşmasına neden olmuştur ve bu süreç İlk yükseliş trendinde olduğu gibi, Ui çizgisinin ±1.96 seviyesinin dışına çıkması ile trenddeki değişimi doğrulamaktadır (Şekil 2.65).



Şekil 2.65: Sarıyer İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Yıllık Yağış Mann-Kendall Diyagramı.

2.2.14. Tekirdağ İstasyonu

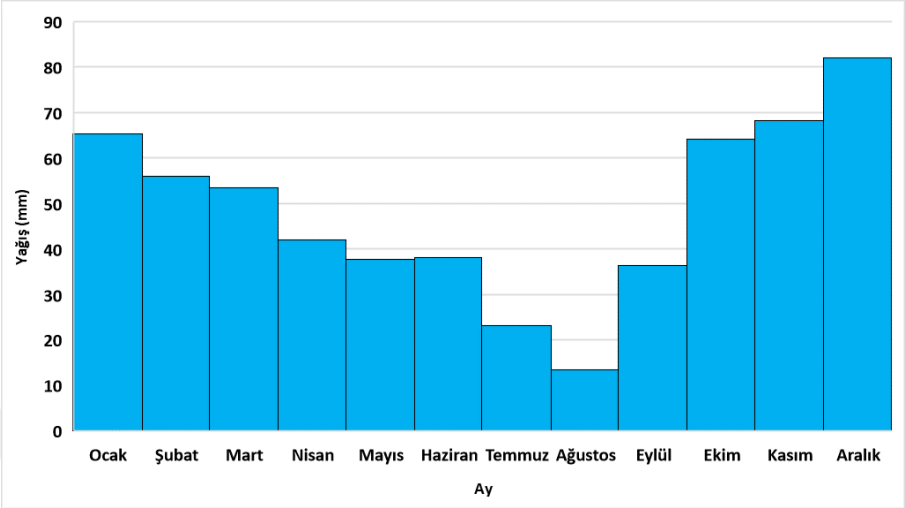
Şekil 2.66 Tekirdağ istasyonunun 60 yıllık zaman serisi diyagramını göstermektedir. Doğrusal regresyon sonuçlarına göre bu istasyonun uzun dönemde özel bir trende sahip olmadığı söylenebilir. Ancak 6 mertebe polinomial regresyon sonuçlarına dayanan kısa dönem ve periyodik trend çalışmasında, bu istasyonun 60 yıllık yağış zaman serisinde iki artan ve azalan dönem görülebilmektedir. İlk yükselme dönemi kısa ve 1960'tan 1966'ya kadar süren 7 yıl olmaktadır. 1966'dan sonra, 1983'e kadar 18 yıl boyunca yağış parametresinde aşağı yönlü bir dönemin başladığını görüyoruz. İkinci yükseliş trendi uzun ve 1983'ten 2014'e kadar 32 yıl sürmektedir. Unutulmamalıdır ki, bu uzun yükseliş döneminde Tekirdağ istasyonu çok fazla yağış dalgalanmasına tanık olmuştur, bu nedenle 1983'ten sonra bu istasyonun 60 yıllık zaman serisinde maksimum ve minimum yağışlar kaydedilmiştir. 1998 yılında meydana gelen maksimum yağış miktarı 896.3 mm, minimum yağış miktarı ise 2019 yılında 334,6 mm olmuştur. 2014 yılından sonra bu istasyonun yağış zaman serisinde aşağı yönlü bir trend oluşmuş ve çalışma döneminin sonuna kadar devam etmiştir.



Şekil 2.66: Tekirdağ İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Boyunca Yıllık Zaman Serisi Yağış Diyagramı.

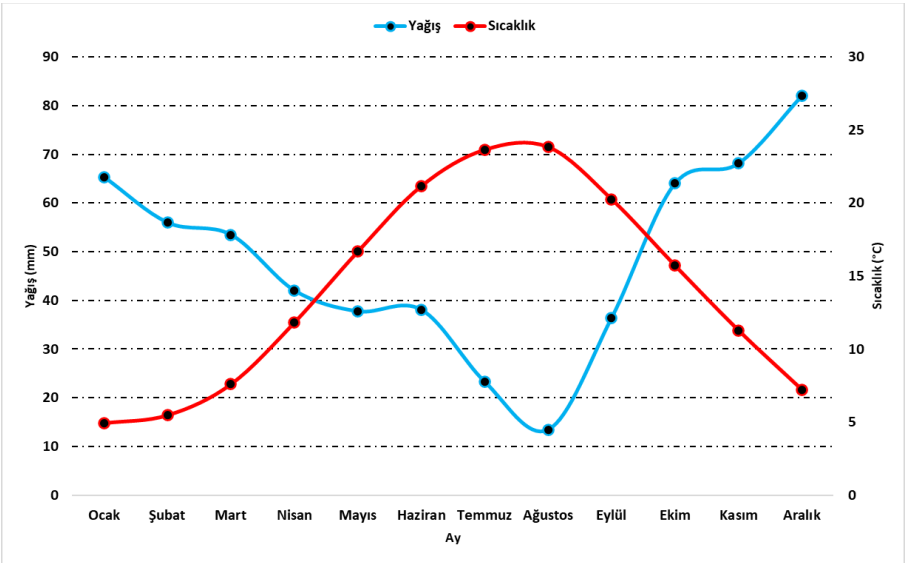
Aylık ortalama yağış miktarına göre; en az yağış 13,40 mm ile Ağustos, en yüksek yağış ise 82,04 mm ile aralık ayında meydana gelmektedir. Çalışma alanındaki diğer istasyonlar gibi en fazla yağış alan sonbahar

mevsimi olup, kış mevsimi ise ikinci sırada yer almaktadır. Ocak-ağustos ayları arasında yağış miktarı azalırken, ağustos ayından itibaren yağış miktarında önemli bir artış görmekteyiz (Şekil 2.67).

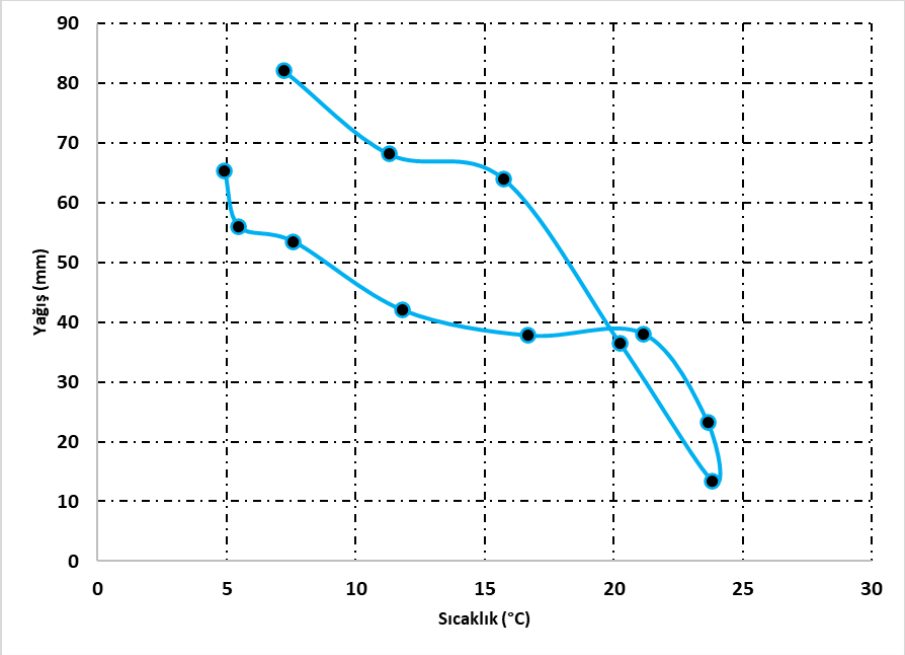


Şekil 2.67: Tekirdağ İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Boyunca Aylık Ortalama Yağış Grafiği.

Şekil 2.68 Tekirdağ istasyonunun ambrotermik diyagramını göstermektedir. Grafiğe göre söz konusu istasyonun ağustos ayındaki maksimum ortalama sıcaklığı 23,8 °C olup, kaydedilen minimum ortalama yağış miktarına denk gelmektedir. Nisan başından eylül ortasına kadar, istasyonun beş buçuk ay boyunca kurak olduğu ayları sayılmaktadır. Öte yandan Hythergraph diyagramlarının uzaması nedeniyle istasyonun 60 yıllık zaman serisinde yağış ve sıcaklıkta önemli değişiklikler yaşadığı söylenebilir, elbette bu istasyonda sıcaklık değişimleri yağış değişimlerinden daha belirgin olmaktadır (Şekil 2.69).

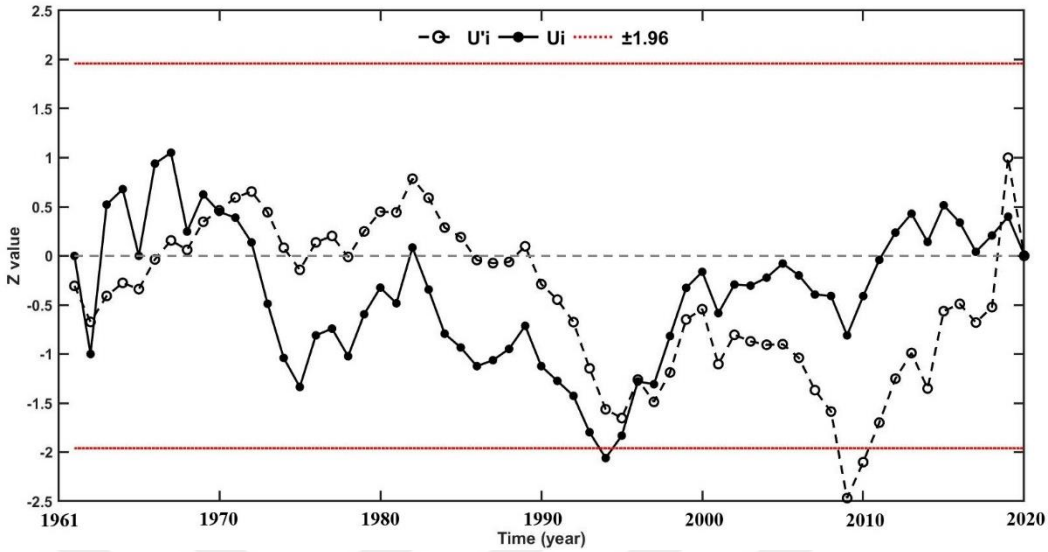


Şekil 2.68: Tekirdağ İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Boyunca Ambrotermik Diyagramı.



Şekil 2.69: Tekirdağ İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Boyunca Hythergraph Diyagramı.

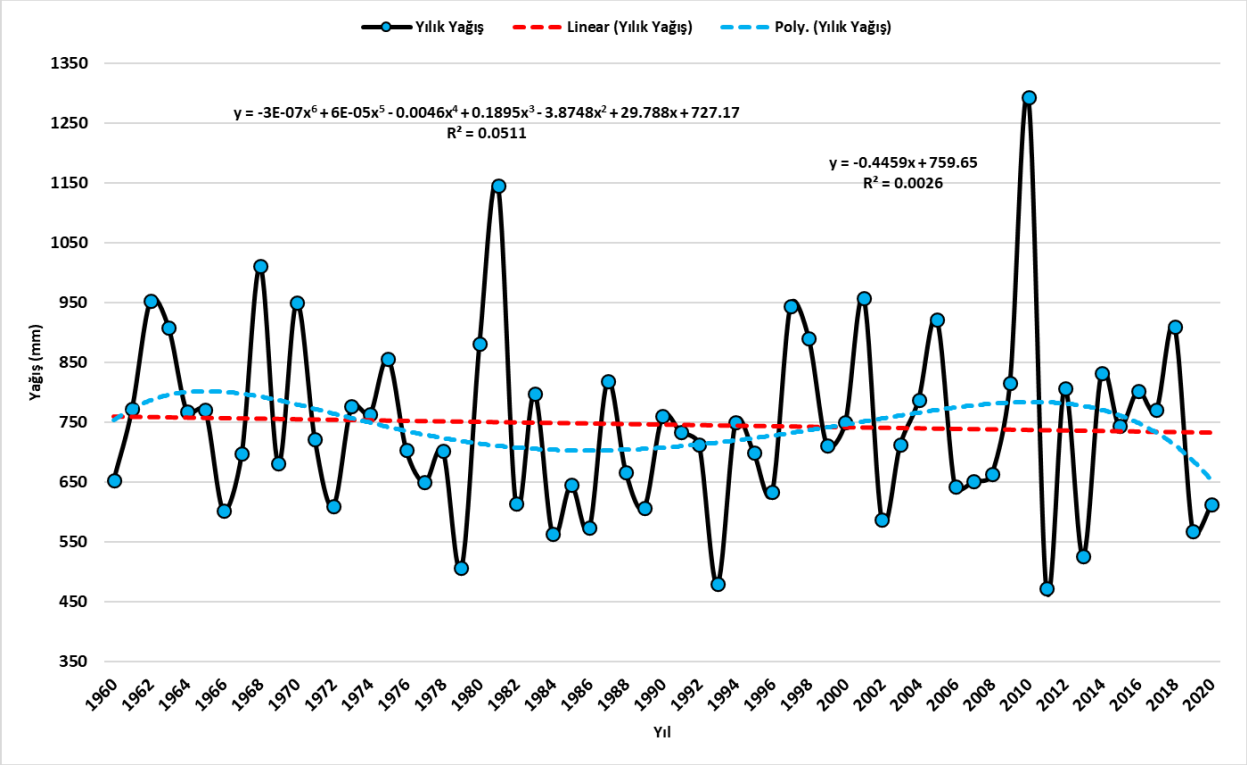
Şekil 2.70 Tekirdağ istasyonunun Man-Kendall diyagramını göstermektedir. İlk bakışta, istasyonun 60 yıllık yağış zaman serisinde açıkça görülen nokta, 1967'den bu yana yağış trendinin düşüş eğilimidir ve düşüş trendi 1970'te Ui ve U'i hatlarının çarpışması ile birlikte bir sıçramaya neden olmuştur, bu sıçrama, istasyonun yağış zaman serisinin trendinde bir değişikliğe yol açmış ve Ui hattının ±1.96 aralığından ayrılmasıyla bu trend değişikliği anlamlı olmaktadır. Bu düşüş eğilimi 1994 yılına kadar devam etmiş ve ardından yağış zaman serisinde yukarı yönlü bir trendin oluştuğunu görmekteyiz. Bu artış eğilimi, 1996 yılında bu istasyonun yağış zaman serisinde bir sıçramaya eşlik etmiş, ancak Ui çizgisinin ±1.96'lık anlamlı aralıktan sapmaması nedeniyle, bu istasyonun yağış zaman serisindeki bu değişiklik, anlamlı değildir.



Şekil 2.70: Tekirdağ İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Yıllık Yağış Mann-Kendall Diyagramı.

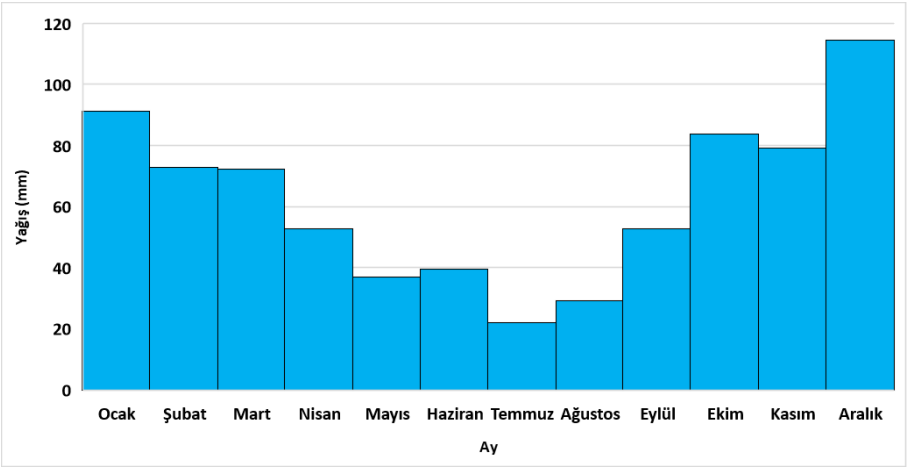
2.2.15. Yalova İstasyonu

Şekil 2.71, Yalova istasyonunun 1960-2020 yılları arasındaki 60 yıllık yağış zaman serisi diyagramını göstermektedir. Yukarıdaki diyagrama ve doğrusal regresyona göre, bu istasyonun -0,4459 mm'lik çok düşük bir eğimle uzun vadede yağış trendinde düşüş eğilimi göstermektedir. Bu istasyondaki yağış dalgalanmaları ve dağılım aralığı yüksek olmakta, böylece içindeki yağış değişikliklerinin aralığı 820.8 mm'ye ulaşmaktadır. Bu istasyonda 2010 ve 2011 yıllarında meydana gelen maksimum ve minimum yağış sırasıyla 1293.2 mm ve 472.4 mm olmaktadır. Bu istasyondaki kısa süreli ve periyodik yağış eğilimi, uzun vadeli eğilimden farklı olarak, sık sık iniş ve çıkışlara sahip olmakta, bu nedenle bu istasyonun yağış zaman serisinde iki düşüş ve artış dönemi görülmektedir. En uzun düşüş döneminin 1968'de başladığı ve 26 yıl boyunca 1993'e kadar sürdüğü söylenebilir. Bu uzun düşüş döneminden sonra bu istasyondaki yağış eğilimi değişmiş ve 1993'ten 2012'ye kadar 20 yılık artış eğilimi oluşturmuştur.



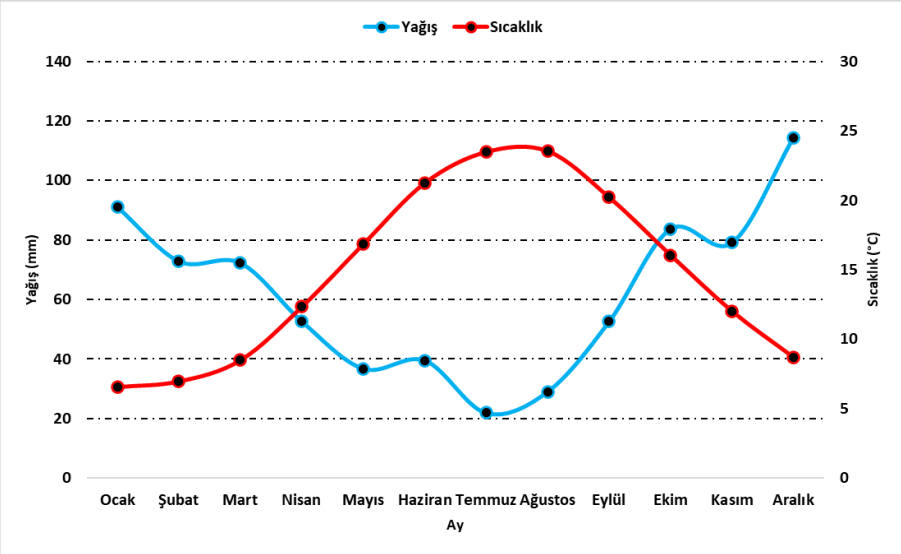
Şekil 2.71: Yalova İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Boyunca Yıllık Zaman Serisi Yağış Diyagramı.

Yalova istasyonunun aylık ortalama yağış miktarını gösteren Şekil 2.72'e göre, bu istasyon minimum yağışını temmuz ayında, maksimum yağışını ise aralık ayında sırasıyla 21.90 mm ve 114.35 mm ile aldığı söylenebilir. Bu istasyonda en yüksek yağış yoğunluğu önce sonbahar aylarında, ardından ilkbahar aylarında görülmektedir.

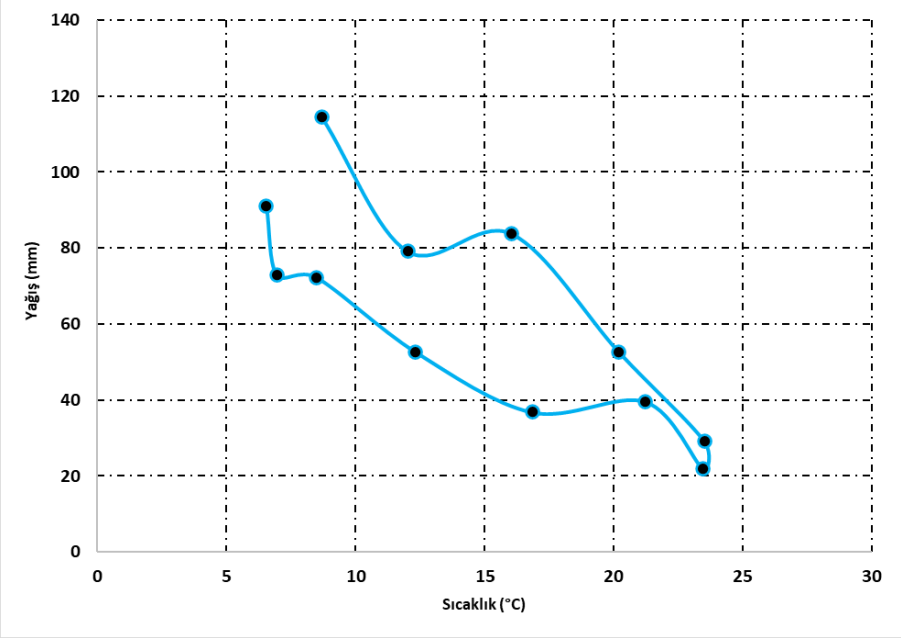


Şekil 2.72: Yalova İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Boyunca Aylık Ortalama Yağış Grafiği.

Nisan-Eylül ayları bu istasyonda yeterli yağışın olmadığı aylardır ve incelenen istasyonun ambrotermik diyagramına göre bu aylar bir şekilde kurak aylar olarak kabul edilmektedir. Kaydedilen maksimum ortalama sıcaklık 23,5 °C ile temmuz ve ağustos aylarında meydana gelmiş, minimum ortalama sıcaklık ise ocak ayında 6,5 °C olarak kaydedilmektedir (Şekil 2.73). Yalova istasyonunun hythergraph grafiği, bu istasyonda yağış ve sıcaklıkta büyük değişiklikleri göstermektedir (Şekil 2.74). Şekle göre bahsi geçen diyagramda boyuna ve enine uzamasının yaşandığı görülmektedir ancak enine uzamasının daha belirgin olduğu görülmekte olup bu hususta Yalova istasyonundaki sıcaklık değişimlerinin yağış değişimlerinden daha fazla olduğu söylenebilir.

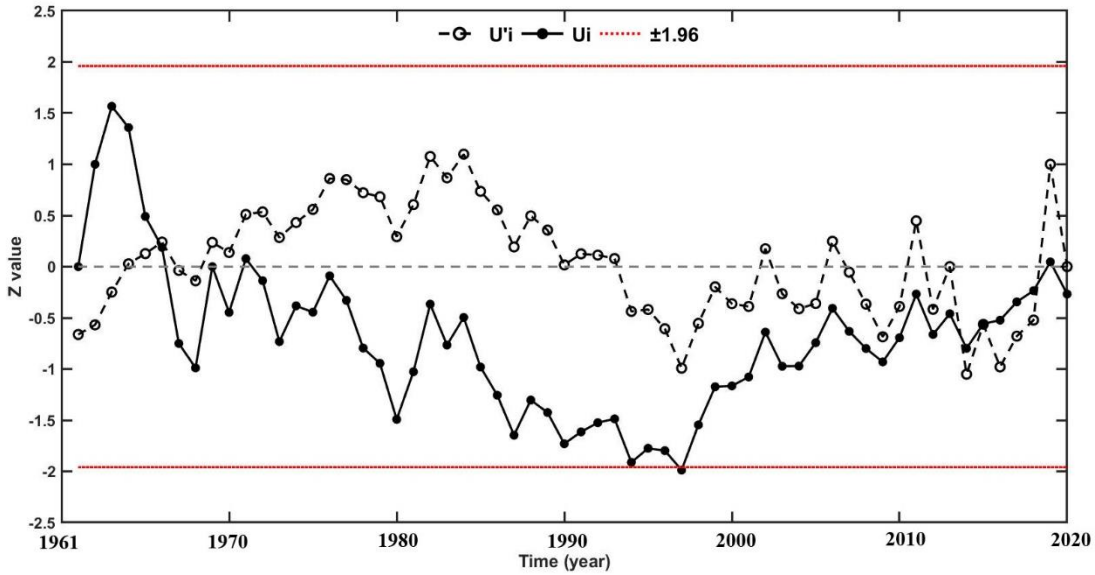


Şekil 2.73: Yalova İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Boyunca Ambrotermik Diyagramı.



Şekil 2.74: Yalova İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Boyunca Hythergraph Diyagramı.

Şekil 2.75, Yalova istasyonundaki 60 yıllık yağış zaman serisinin Mann-Kendall diyagramını göstermektedir. Çalışma alanındaki çoğu istasyon gibi Yalova İstasyonu da başlangıçta 1963'ten itibaren keskin bir düşüş yaşamıştır. Oluşan bu düşüş eğilimi, 1966 yılında Ui ve U'i çizgilerinin birbiriyle çarpışmasına ve yağış zaman serisinde sıçramaların oluşmasına neden olmuştur. Bu oluşmuş düşüş trendi 1997'ye kadar devam etmiş ve sonunda Ui çizgisinin ±1.96 aralığından çıkmasına neden olmuştur. Bu süreç, bu istasyondaki trend değişikliği olmasının bir teyidi olarak tanınmaktadır. 1997'den sonra, eğilim yukarı doğru değişmiş, bir şekildeki 2014 ve 2015'teki yağış zaman serisinde sıçrama meydana gelmişidir, ancak Ui çizgisinin ±1.96'lık anlamlı aralıktan sapmadığı gerçeği nedeniyle, trend de değişiklik doğrulanmamaktadır.



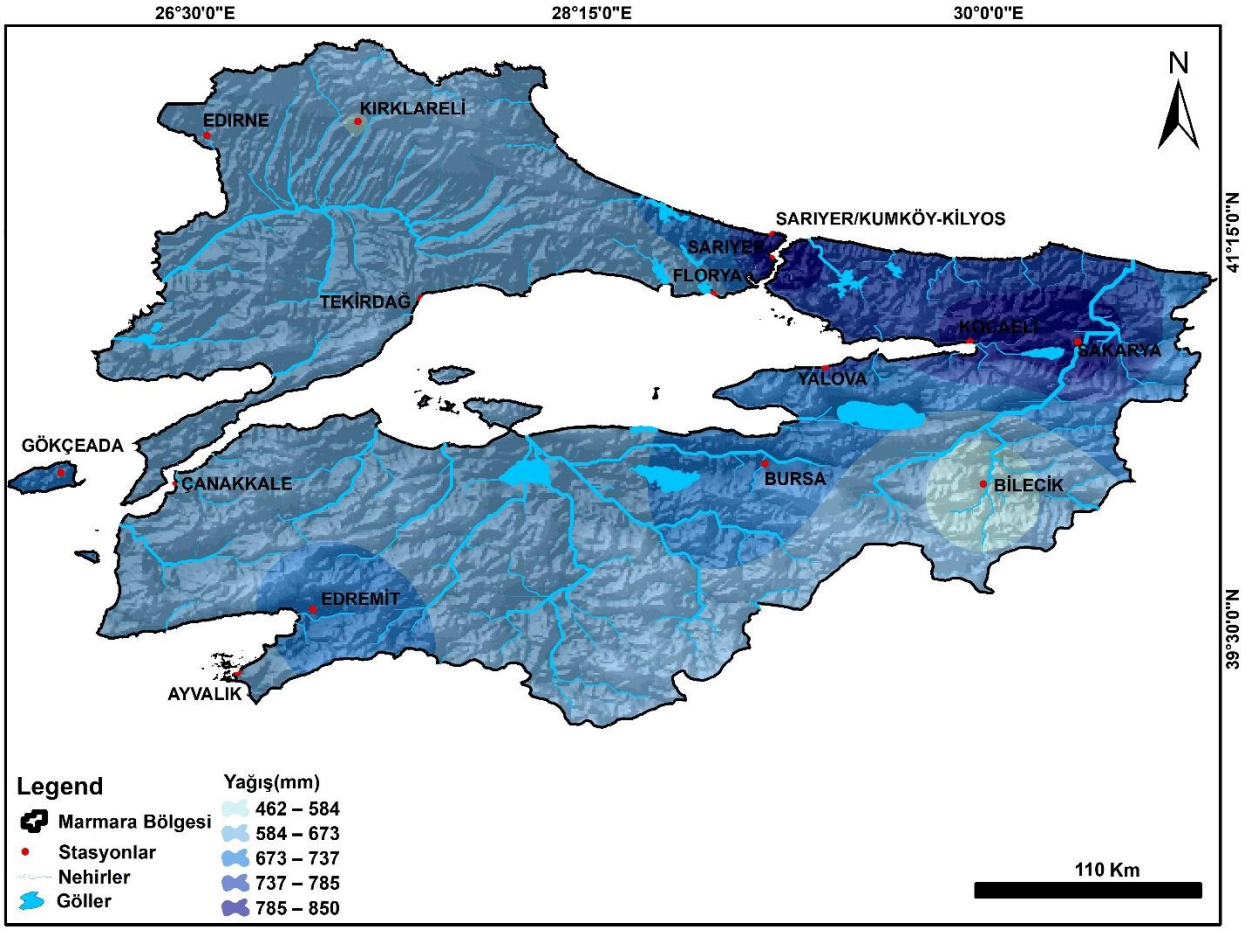
Şekil 2.75: Yalova İstasyonunun 60 Yıllık Çalışma Süresi Yıllık Yağış Mann-Kendall Diyagramı.

2.3. Çalışma alanındaki yağış dağılımının araştırılması

2.3.1. Yıllık ve Mevsimlik yağış dağılımı

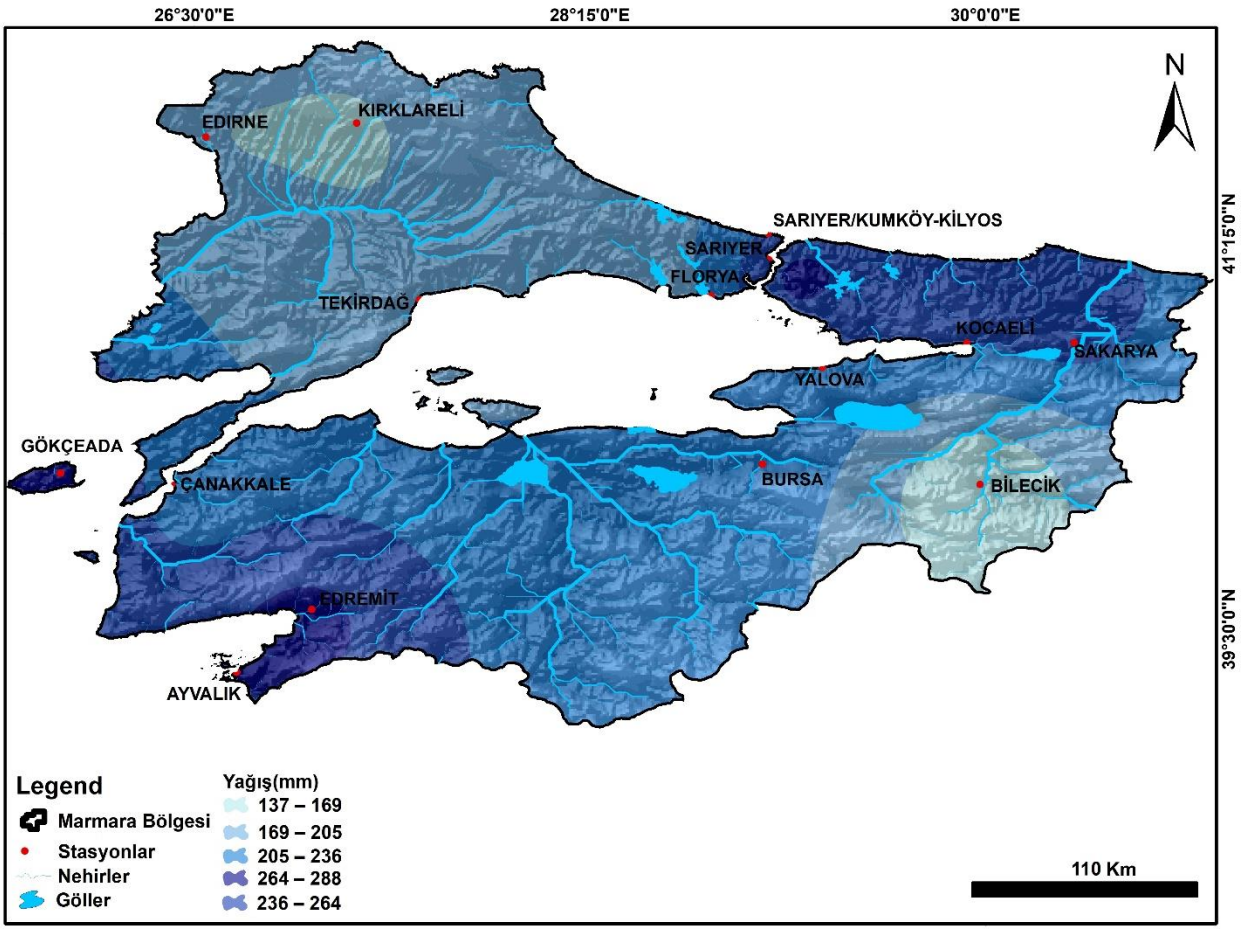
Şekil 2.76, Türkiye'nin Marmara Bölgesi'nin yıllık yağış dağılım haritasını göstermektedir. Bahsedilen şekle göre bölgede ortalama yağış miktarı 462 ile 850 mm arasındadır. Maksimum yağış miktarı Marmara Bölgesi'nin kuzeydoğu ve kuzeyine bağlıdır ve bu bölgeden güney, güneybatı ve batıya doğru gidildikçe yağış miktarı azalmaktadır. Minimum yağış miktarı çalışma alanının doğusu ve Bilecik istasyonu

ile ilgili olmaktadır. Bu süreç, denizden, özellikle Karadeniz kıyılarından iç kesimlere ne kadar çok hareket edersek, aldığımız yıllık yağış miktarının o kadar az olduğunu açıkça göstermektedir.



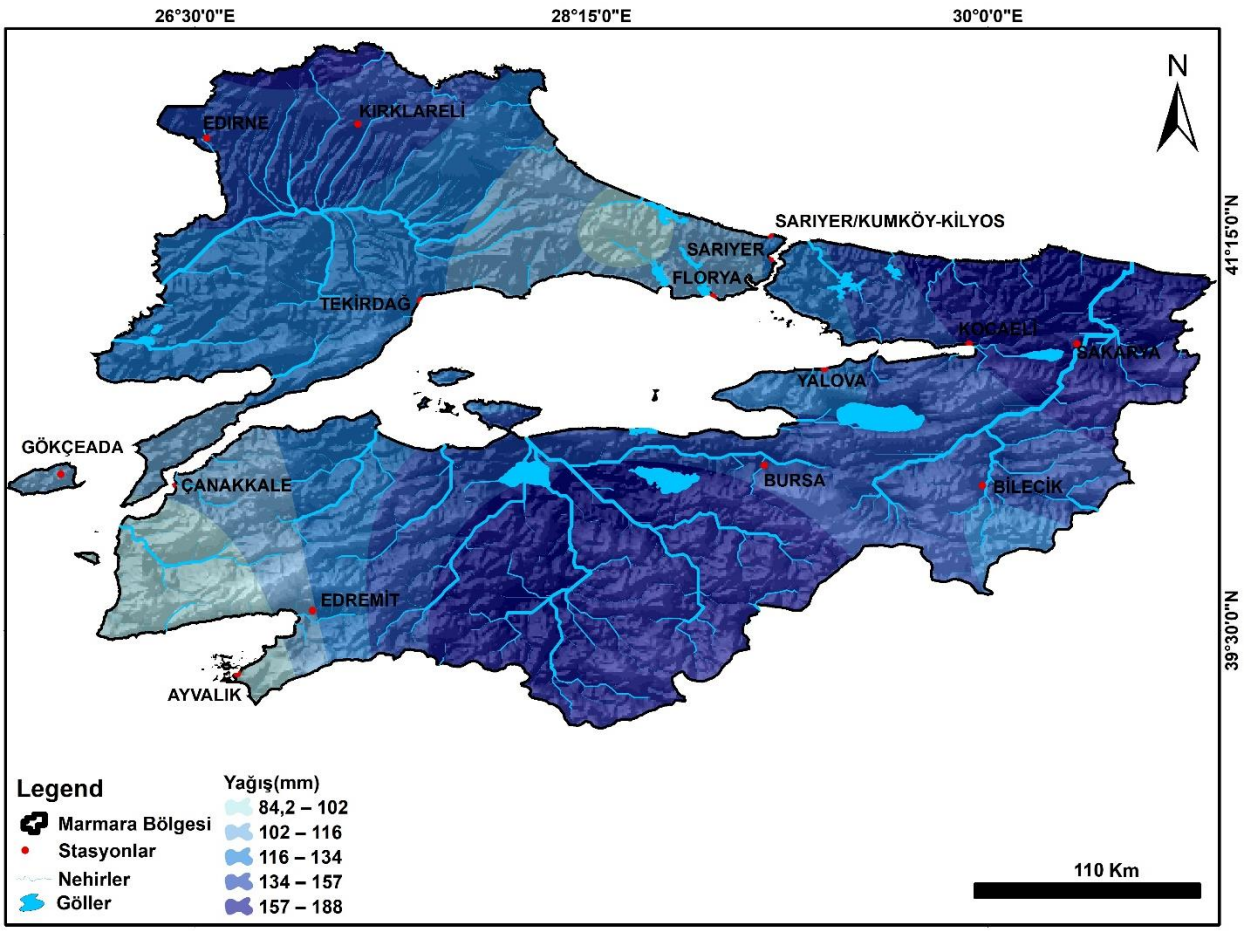
Şekil 2.76: Marmara Bölgesi'nin Yıllık Yağış Dağılım Haritası.

Şekil 2.77, çalışma alanında kışın alınan yağış miktarının haritasını göstermektedir. Bu haritaya göre, bu sezon yağışların büyük bir kısmının Karadeniz kıyılarını da içine alan kuzeydoğu ve kuzey bölgeleri ile Marmara Denizi kıyılarını da içine alan çalışma alanının güneybatısında olduğu oldukça açık olmaktadır. Bu alanlar 264-236 mm ile kış aylarında en fazla yağış miktarını almaktadırlar. Buna karşılık, Bilecik istasyonunun bulunduğu Doğu Marmara Bölgesi ile Kırklareli istasyonunun bulunduğu çalışma alanının batısı, bu mevsimde 169-137 mm arasında değişen minimum yağış miktarını almaktadırlar.



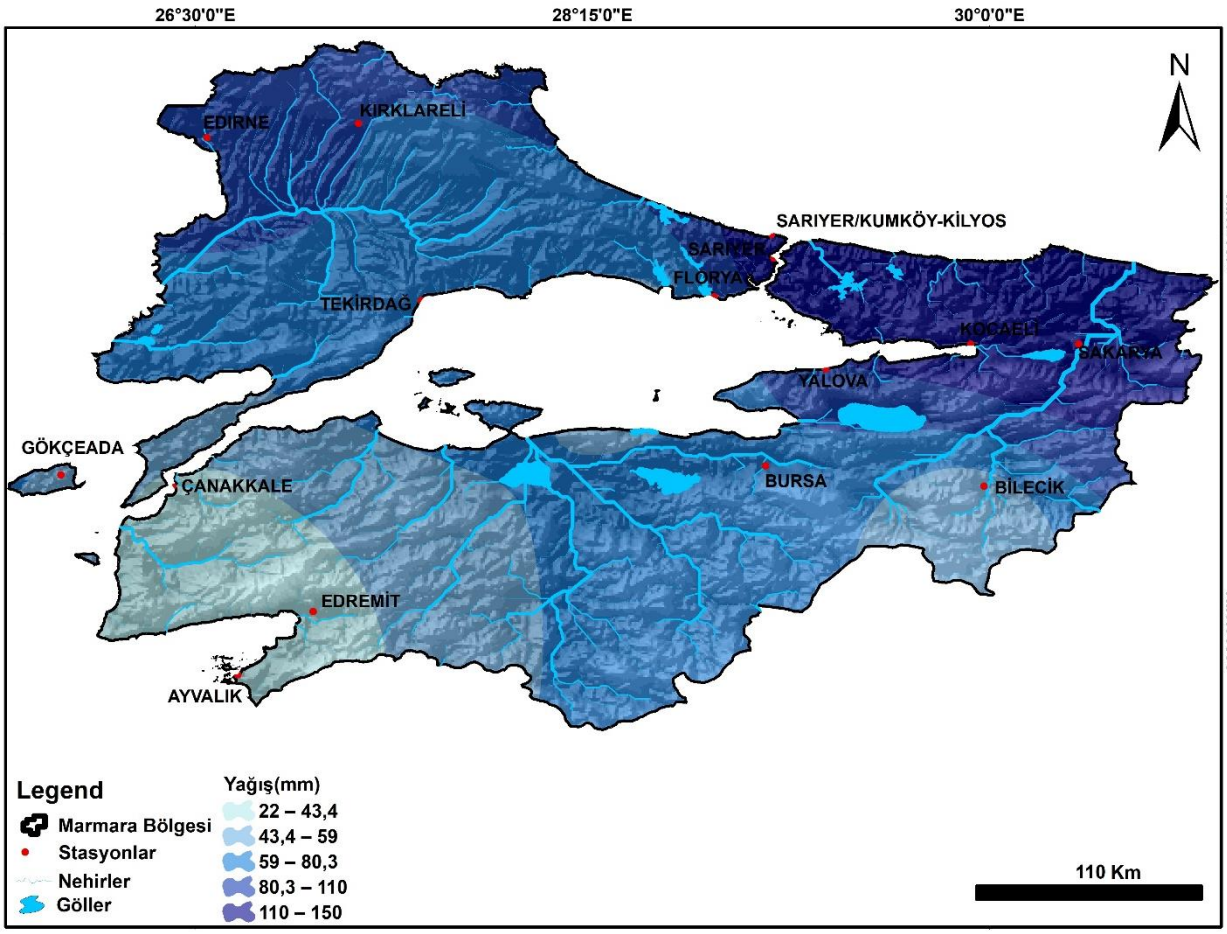
Şekil 2.77: Marmara Bölgesi'nin Kış Mevsimi Yağış Dağılım Haritası.

Ancak ilkbaharda, çalışma alanında alınan yağış miktarı açısından kışına göre koşullar biraz farklıdır ve buradaki toplam yağış miktarında bir azalma ile karşı karşıyayız. Bu mevsimde yağış miktarı 188-84,2 mm arasında dalgalanmakta olup, en fazla Karadeniz kıyılarının kuzeydoğu bölgelerinde, incelenen alanının kuzeybatı ve güneyinde gözlenmektedir. Bu mevsimde alınan en düşük yağış ise, Karadeniz kıyısının batı kesimine ve Marmara Denizi kıyısındaki çalışma alanının güneybatı kesimine ait olmaktadır (Şekil 2.78).



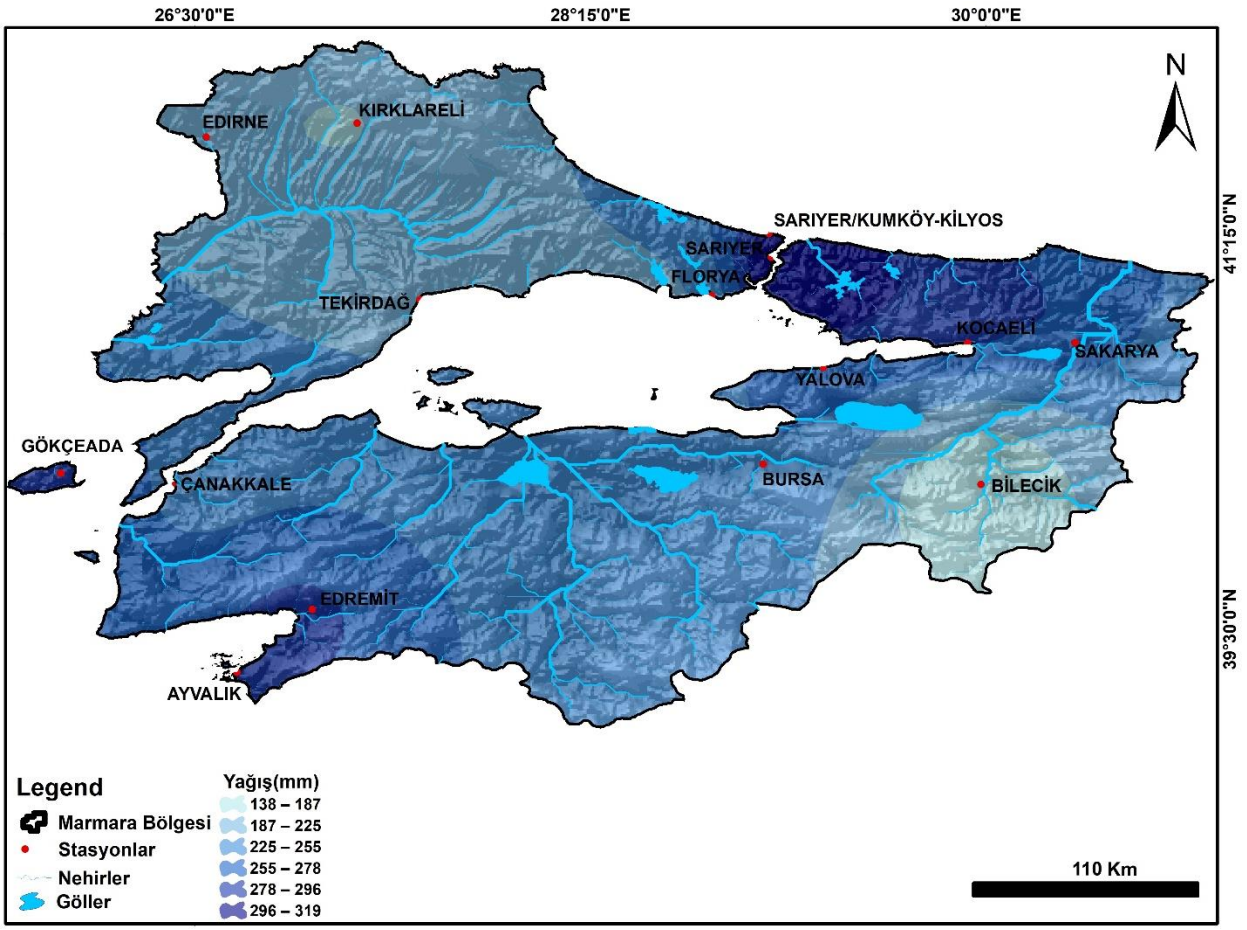
Şekil 2.78: Marmara Bölgesi'nin İlkbahar Mevsimi Yağış Dağılım Haritası.

Şekil 2.79, çalışma alanının yaz yağış haritasını göstermektedir. Bu mevsimde bölgede yağış minimum seviyeye ulaşmış, yani 150-22 mm arasında olmaktadır. Diğer mevsimlerde olduğu gibi en fazla yağış Karadeniz'in doğu kıyılarında görülmektedir. Ayrıca çalışma alanının kuzeybatı kesimleri de 150-110 mm'lik bir yağış miktarı almaktadır. Ancak dikkat çeken nokta, çalışma alanının bu mevsimde en az yağış alan doğu, güney ve güneybatı bölgeleridir. Bu alanlarda alınan yağış miktarı 80-22 mm arasındadır. Çalışma alanının güneybatısında, yani Marmara Denizi kıyılarında Çanakkale, Edremit ve Ayvalık istasyonlarında en az 43-22 mm gözlenmektedir.



Şekil 2.79: Marmara Bölgesi'nin Yaz Mevsimi Yağış Dağılım Haritası.

Sonbahar mevsimi, Marmara Bölgesi'nin en fazla yağış aldığı mevsimdir. Bu bölgede maksimum yıllık yağış miktarı bu sezon da meydana gelmektedir. Bu bölgenin bu mevsimde ortalama yağış miktarı 319-138 mm arasında olup, maksimumu çalışma alanının kuzeydoğu ve kuzeyinde Karadeniz kıyılarında, bölgenin güneybatısında ise Marmara Denizi kıyılarında gözlenmektedir. En düşük yağış miktarı da bölgenin doğusundaki Bilecik istasyonuna bağlı olmaktadır. Elbette Marmara Bölgesi'nin doğusu boyunca bu mevsimde batı ve kuzeybatı bölgeleri de diğer bölgelere göre daha az yağış almaktadır. Doğu bölgeleri gibi bu bölgede de ortalama yağış miktarı 225-138 mm arasındadır (Şekil 2.80).



Şekil 2.80: Marmara Bölgesi'nin Sonbahar Mevsimi Yağış Dağılım Haritası.

2.4. Küresel ısınmanın etkisini araştırma

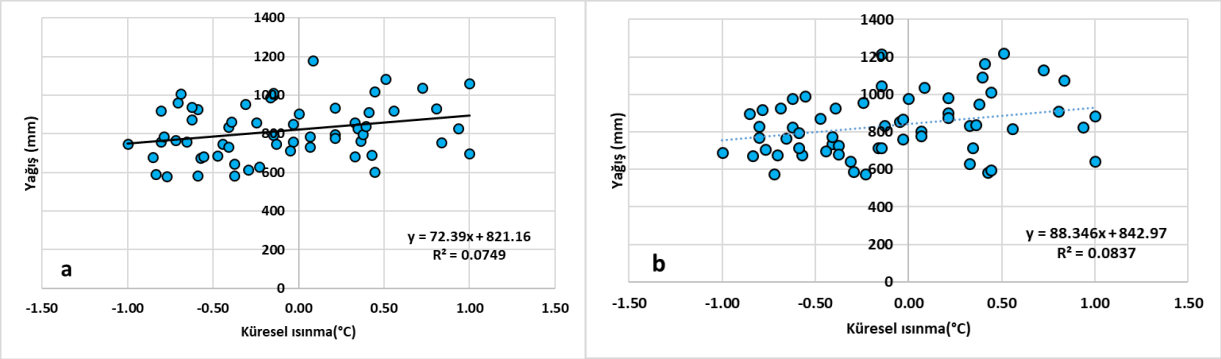
Tablo 2.14, küresel ısınma ile gözlemsel sinoptik istasyonların yağış miktarı arasındaki yıllık ve aylık korelasyonların yüzdesini göstermektedir. Yukarıdaki tabloya ve Pearson korelasyon analizi sonuçlarına göre, yıllık boyutta incelenen tüm istasyonlardan sadece Kocaeli ve Sarıyer istasyonlarının %0,95 gibi anlamlı düzeyde, Sırasıyla %0.274 ve %0.289 korelasyon katsayıları ve %0.075 ve %0.084 determinasyon katsayıları ile pozitif bir korelasyona sahiplerdir. Bu durum, küresel ısınmanın bu istasyonların yağış miktarında az da olsa doğrudan ve olumlu etkisini göstermektedir. Bu süreç, küresel ısınmanın artmasını yağışların artmasına ve küresel ısınmanın azalmasının yağışların azalmasına bu istasyonlarda neden olduğu anlamına gelmektedir. Diğer bir deyişle, bu istasyonlarda yağışın artış ve azalışlarının %0.075 ve %0.084'ünün küresel ısınmanın artması ve azalmasından kaynaklandığı söylenebilir (Şekil 2.81ab, 2.82 ve 2.83).

Tablo 2.14: Küresel Isınma ve İstasyonların Aylık ve Yıllık Yağış Parametresinin Arasındaki Pearson Korelasyon Katsayısı (1960-2020).

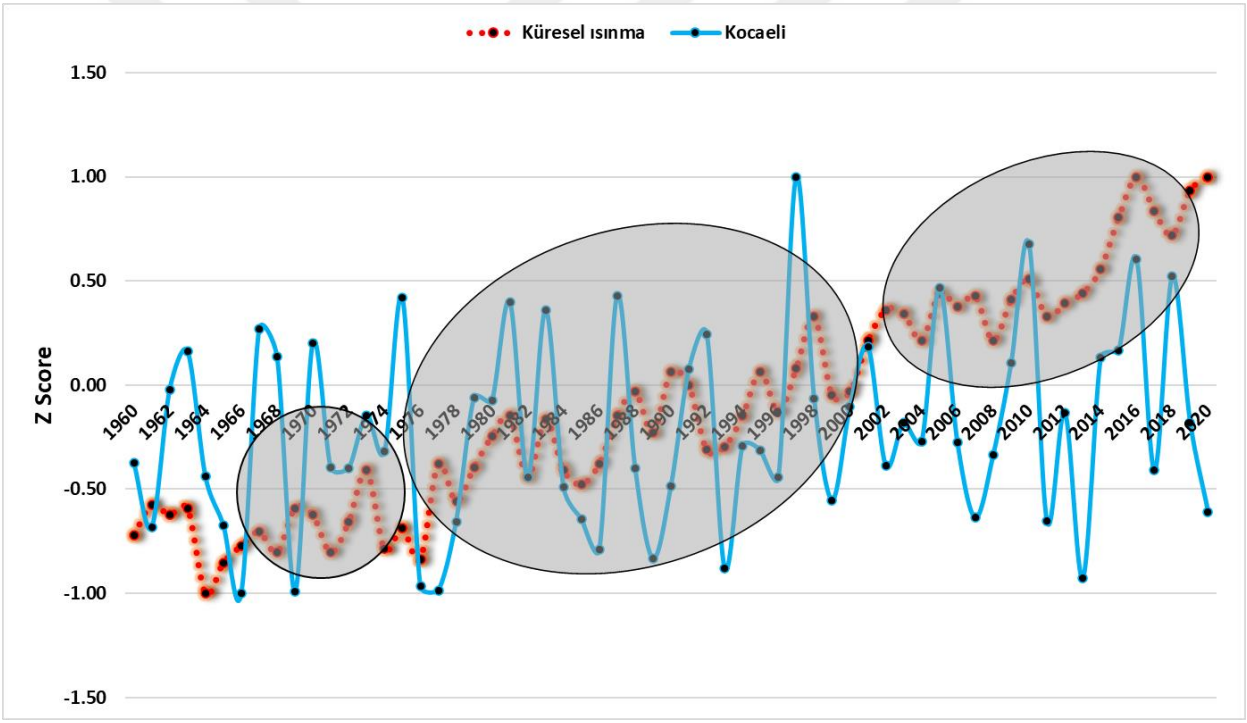
Station	Ocak	Şubat	Mart	Nisan	Mayıs	Haziran	Temmuz	Ağustos	Eylül	Ekim	Kasım	Aralık	Yılık
Ayvalık	0.122	0.010	-0.187	-0.041	-0.020	**0.358****	0.113	-0.048	-0.026	**0.347****	0.023	-0.170	0.085
Bilecik	0.063	0.154	-0.012	-0.022	-0.049	**0.335****	-0.040	-0.188	0.116	0.177	-0.113	-0.016	0.220
Bursa	0.020	0.081	0.050	-0.025	0.171	**0.272***	-0.007	-0.200	0.153	0.225	-0.155	-0.176	0.123
Çanakkale	-0.039	0.066	-0.039	0.036	-0.068	0.208	-0.088	-0.109	-0.076	0.185	-0.010	-0.183	-0.043
Edirne	0.161	0.062	0.048	-0.039	0.078	0.013	0.209	-0.192	0.013	**0.286***	-0.034	-0.059	0.183
Edremit	0.094	0.011	-0.057	-0.036	-0.079	0.098	0.095	-0.152	-0.027	**0.304***	0.031	-0.189	0.018
Florya	-0.021	0.150	0.007	-0.148	0.128	0.121	0.045	-0.112	0.091	0.116	-0.088	-0.194	0.000
Gökçeada	0.087	-0.203	0.007	0.045	0.085	0.186	-0.081	0.006	-0.007	0.197	-0.040	-0.128	-0.011
Kırklareli	0.079	0.024	-0.082	-0.179	0.092	0.186	0.205	-0.153	0.166	**0.266***	-0.014	-0.106	0.139
Kocaeli	0.228	0.122	0.065	0.005	0.218	0.234	0.204	-0.004	-0.051	0.056	-0.100	0.003	**0.274***
Kumköy-Kilyos	-0.049	0.134	-0.054	-0.060	0.005	0.079	0.202	-0.122	**0.276***	0.095	0.037	-0.065	0.131
Sakarya	0.156	0.124	-0.033	0.017	**0.303***	0.172	0.051	-0.067	-0.009	0.091	-0.141	0.012	0.208
Sarıyer	0.049	0.216	0.026	-0.145	0.065	**0.288***	0.127	-0.032	0.245	0.154	0.074	-0.031	**0.289***
Tekirdağ	-0.081	0.146	-0.148	-0.072	-0.006	0.021	0.210	-0.126	0.087	**0.274***	-0.133	-0.142	0.021
Yalova	-0.010	-0.110	-0.086	-0.116	0.223	0.170	-0.084	-0.005	0.029	0.198	0.020	-0.109	0.043

* Korelasyon 0,01 düzeyinde anlamlıdır (%99)

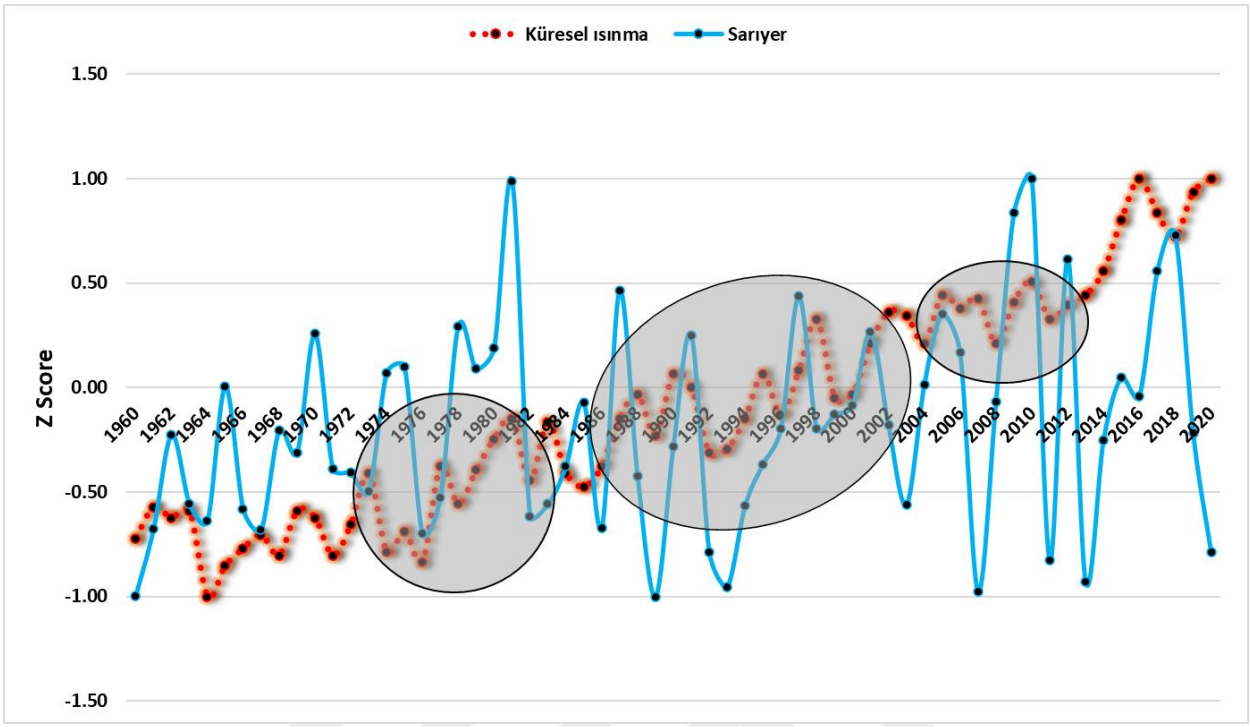
** Korelasyon 0,05 düzeyinde anlamlıdır (%95)



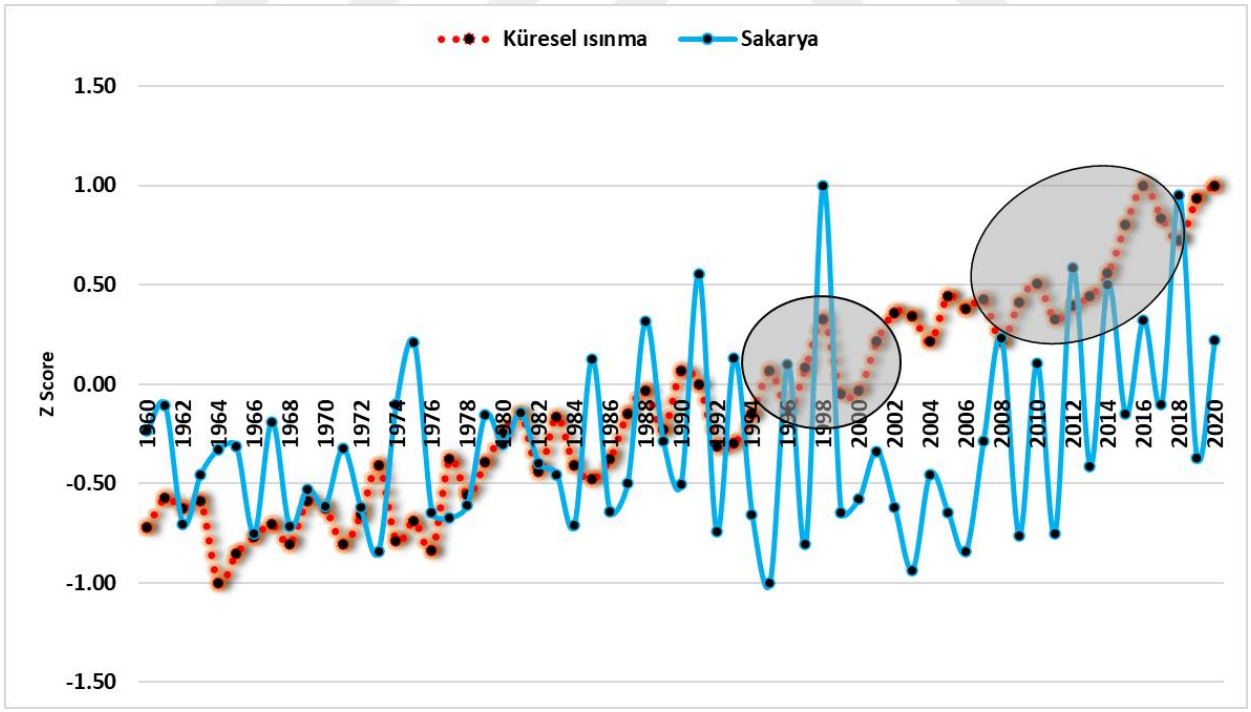
Şekil 2.81: Yıllık Yağış ve Küresel Isınma Arasındaki Dağılım Grafiği, A: Kocaeli İstasyonu Ve B: Sarıyer İstasyonu.



Şekil 2.82: Küresel Isınma ile Kocaeli İstasyonunun Yıllık Yağışının Standartlaştırılmış Karşılaştırma Grafiği.



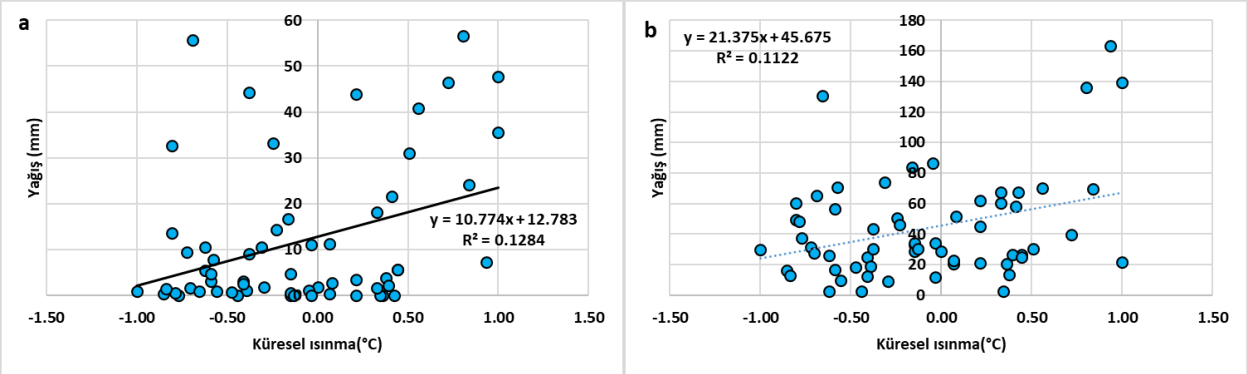
Şekil 2.83: Sakarya İstasyonun Mayıs Ayı Yağış ve Küresel Isınma Arasındaki Dağılım Grafiği.



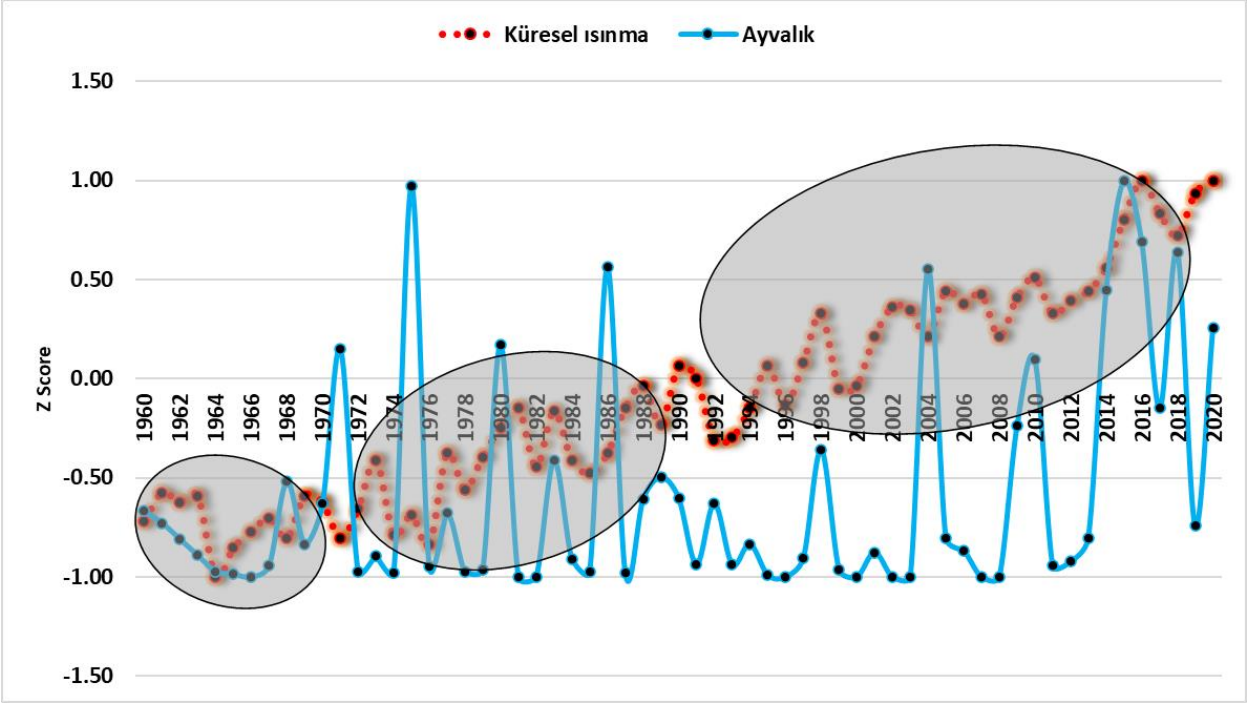
Şekil 2.85: Küresel Isınma ile Sakarya İstasyonunun Mayıs Ayı Yağışının Standartlaştırılmış Karşılaştırma Grafiği.

Haziran ayında küresel ısınmayla korelasyonu olan istasyon sayısı dörde yükselmektedir. Bu ayda Ayvalık, Bilecik, Bursa ve Sarıyer istasyonları sırasıyla yüzde 0,358, 0,335, 0,272 ve 0,288 korelasyon katsayısı ile

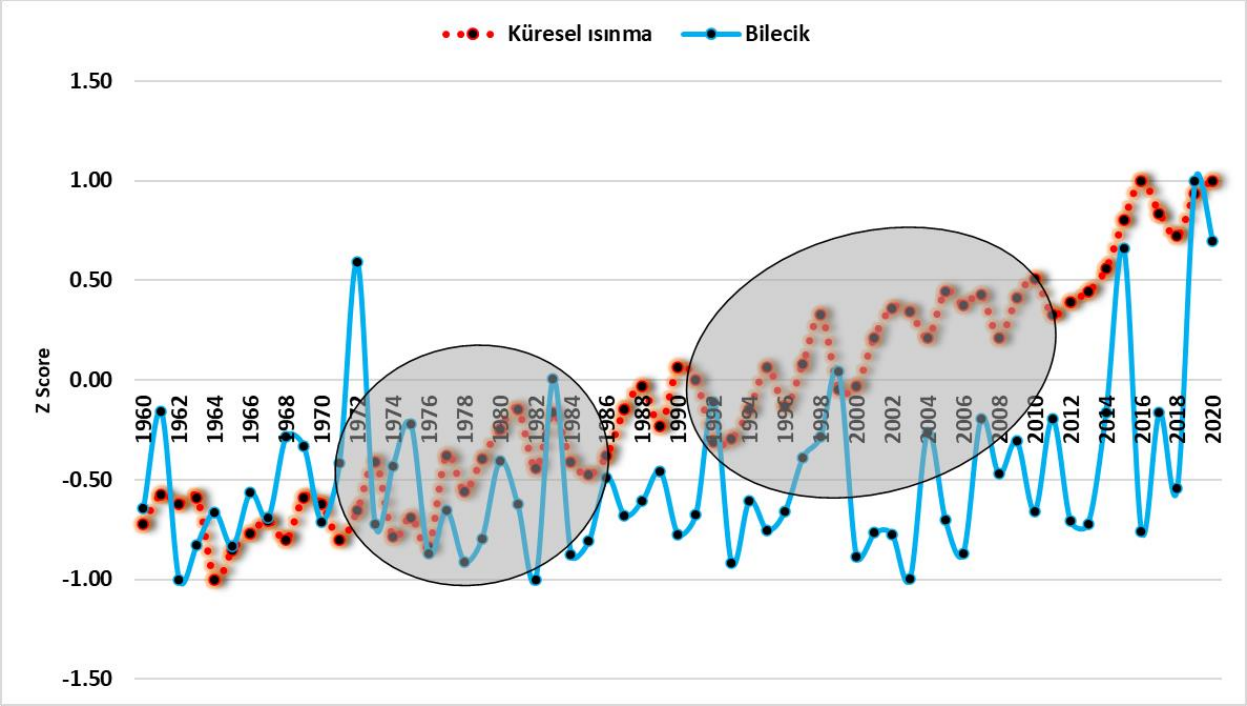
ve sırasıyla yüzde 0,13, 0,11, 0,074 ve 0,083 belirleme katsayısı ile küresel ısınma ile doğrudan pozitif bir korelasyona sahiplerdir. Ayvalık ve Bilecik istasyonları %0,99, Bursa ve Sarıyer istasyonları ise %0,95 anlamlılık düzeyinde küresel ısınma ile korelasyona sahiptirler. Haziran ayında yapılan Pearson korelasyon analizi sonuçlarına göre, Ayvalık, Bilecik, Bursa ve Sarıyer istasyonların yağışının artış ve azalışlarının sırasıyla %0,13, 0,11, 0,074 ve %0,083'ü küresel ısınmadan etkilenmiştir ve küresel ısınma bu istasyonların yağış eğiliminde doğrudan ve olumlu bir rol oynamaktadır (Şekil 2.86ab, 2.87 ve 2.88).



Şekil 2.86: Haziran Ayı Yağış ve Küresel Isınma Arasındaki Dağılım Grafiği, A: Ayvalık İstasyonu ve B: Bilecik İstasyonu.

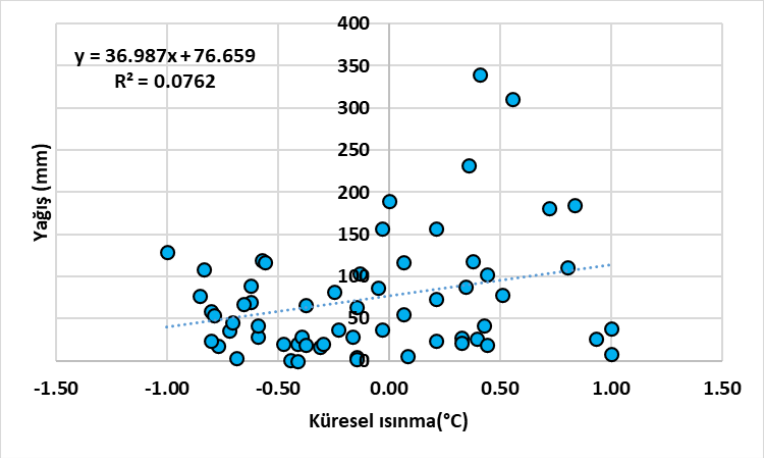


Şekil 2.87: Küresel Isınma ile Ayvalık İstasyonunun Haziran Ayı Yağışının Standartlaştırılmış Karşılaştırma Grafiği.

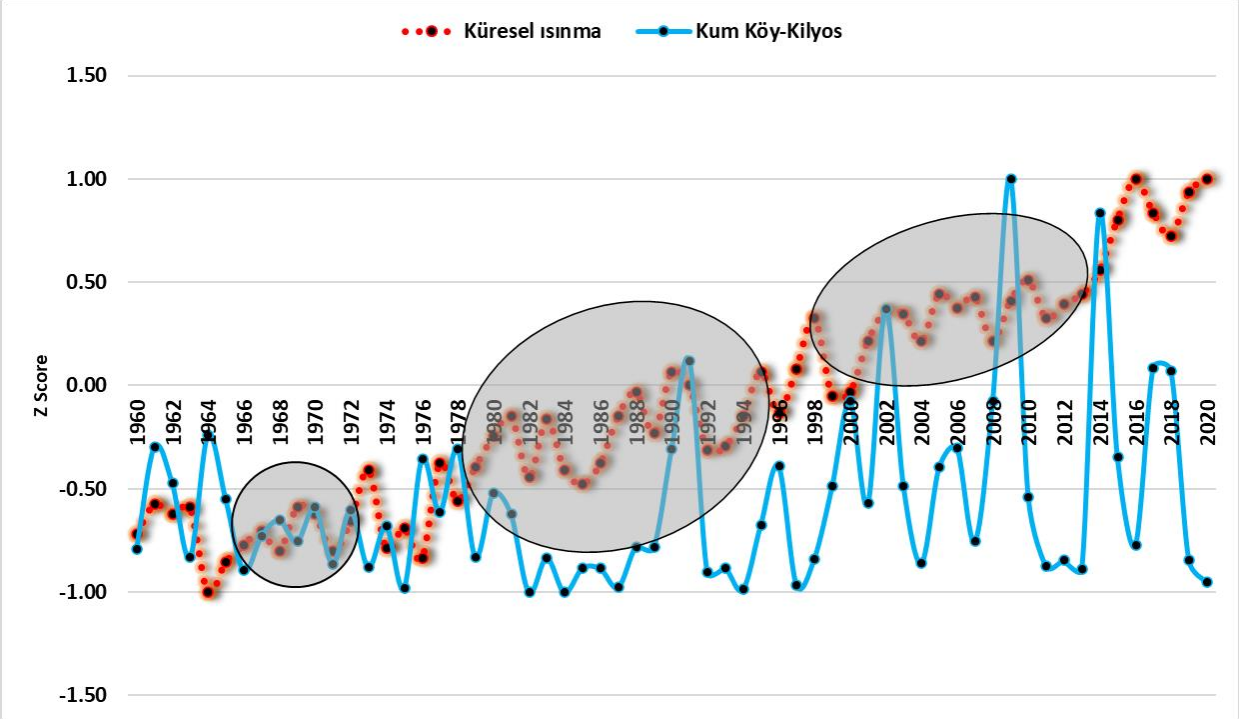


Şekil 2.88: Küresel Isınma ile Bilecik İstasyonunun Haziran Ayı Yağışının Standartlaştırılmış Karşılaştırma Grafiği.

Temmuz ve ağustos aylarında çalışılan istasyonlar ile küresel ısınma arasında bir bağlantı görülmemektedir. Ancak Eylül ayında tüm istasyonlar arasında sadece Kumköy-Kilyos istasyonu küresel ısınma ile %0,95 anlamlılık düzeyinde, %0,276 oranında pozitif bir korelasyona sahiptir. Bu korelasyonun determinasyon katsayısı %0.076 olmakta ve bu istasyonun yağışlarının sadece %0.076'sının küresel ısınmadan etkilendiği söylenebilir. Diğer bir deyişle, küresel ısınmanın yüzde 0.076 oranında artması ve azalması, bu istasyonda yağışların artmasına ve azalmasına neden olmuştur, çünkü korelasyon pozitif olmakta ve küresel ısınmadaki artış ve azalma, doğrudan yağışın artış ve azalmasına neden olmuştur (Şekil 2.89 ve 2.90).



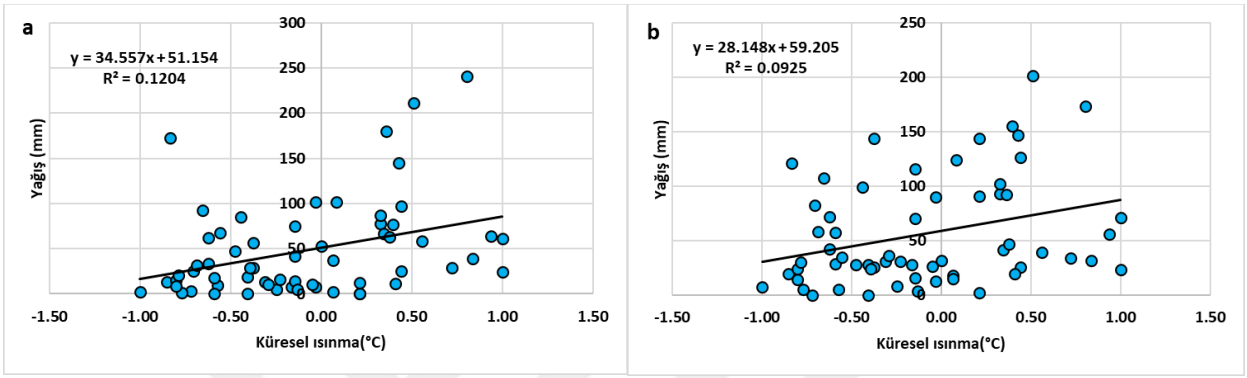
Şekil 2.89: Kumköy-Kilyos İstasyonun Eylül Ayı Yağış ve Küresel Isınma Arasındaki Dağılım Grafiği.



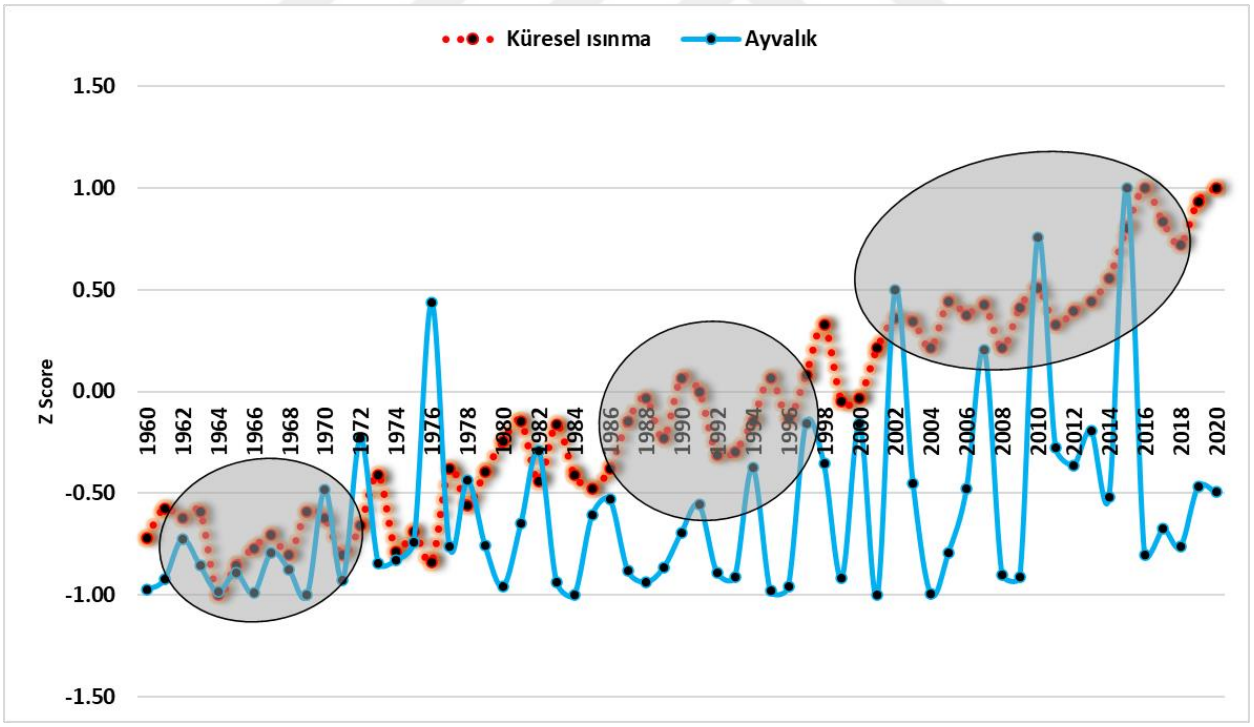
Şekil 2.90: Küresel Isınma ile Kumköy-Kilyos İstasyonunun Eylül Ayı Yağışının Standartlaştırılmış Karşılaştırma Grafiği.

Ancak Ekim, yılın ayları arasında yağış ve küresel ısınma arasında en yüksek korelasyona sahiptir. Bu ay, tüm istasyonlardan beşi, küresel ısınma ile doğrudan pozitif bir korelasyona sahiptirler. En yüksek korelasyon değeri %0,99 anlamlılık düzeyinde %0.347 korelasyon oranı ile Ayvalık istasyonuna ait olmaktadır. Sonraki sıralarda Edremit, Edirne, Tekirdağ ve Kırklareli istasyonlarının her biri sırasıyla %0,304, %0,286, %0,274 ve %0,266 korelasyon katsayısına sahiptirler. Yılın diğer aylarında olduğu gibi bu ayda da korelasyon pozitif ve doğrudan olmaktadır, yani küresel ısınmanın artması ve azalması bu

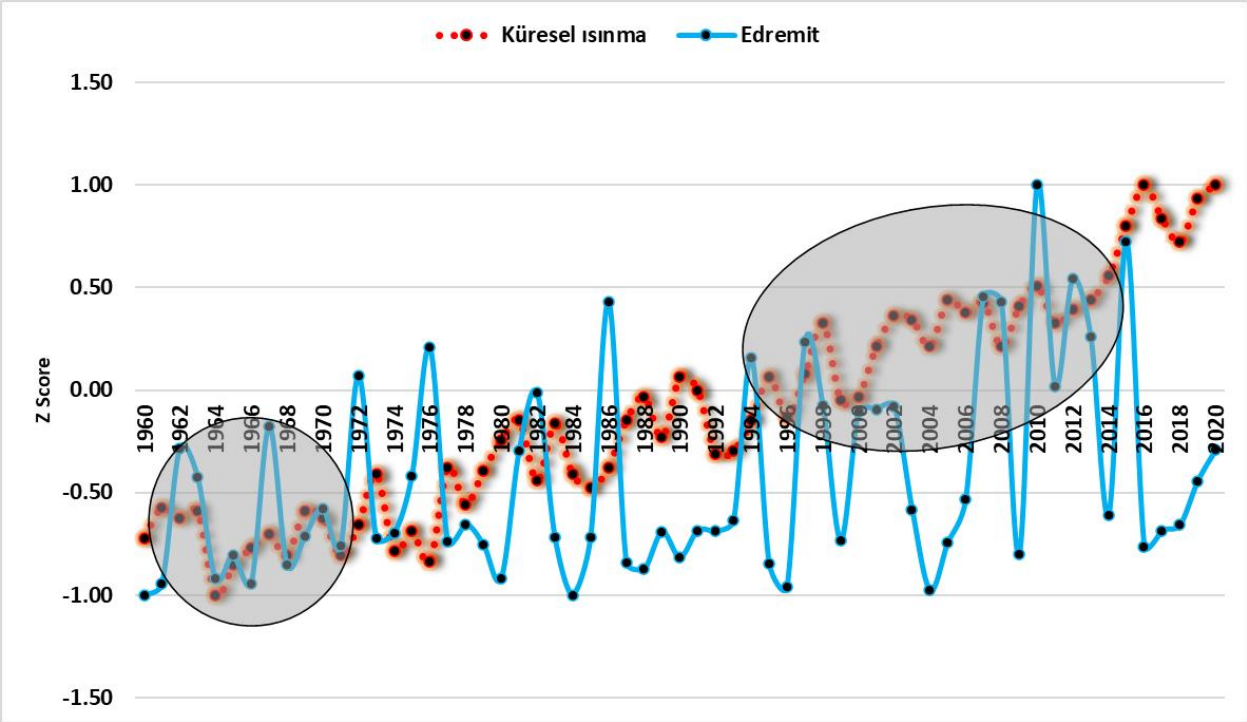
istasyonlarda yağışın doğrudan artmasına ve azalmasına neden olmaktadır. Elde edilen determinasyon katsayısına göre, Ayvalık, Edremit Edirne, Tekirdağ ve Kırklareli istasyonlarında yağıştaki azalmanın ve artışının sırasıyla %0,12, %0,092, %0,075 ve %0,070'i küresel ısınmanın etkisiyle gerçekleştiği söylenebilir (Şekil 2.91ab, 2.92 ve 2.93).



Şekil 2.91: Ekim Ayı Yağış ve Küresel Isınma Arasındaki Dağılım Grafiği, A: Ayvalık İstasyonu ve B: Edremit İstasyonu.



Şekil 2.92: Küresel Isınma ile Ayvalık İstasyonunun Ekim Ayı Yağışının Standartlaştırılmış Karşılaştırma Grafiği.



Şekil 2.93: Küresel Isınma ile Edremit İstasyonunun Ekim Ayı Yağışının Standartlaştırılmış Karşılaştırma Grafiği.

2.5. MLP-ANN ile Yağış Modellemesi

Marmara Bölgesi'ndeki yağışların tahmini ve modellenmesi için öncelikle çalışmada kullanılan on beş sinoptik istasyonun yıllık yağışlarının ortalaması alınarak tüm bölgenin yıllık yağışları belirlenmiştir. Daha sonra verilerin normal dağıldığından emin olmak için veriler normallik testine tabi tutulmuştur. Marmara Bölgesi'ndeki yıllık yağış miktarı belirlendikten sonra bölgedeki yağış değişkeninin öngörülebilirliği R/S yöntemi kullanılarak değerlendirilmiştir. Hurst üssü (H), tüm alanın yıllık yağışı için eğrinin eğimine göre hesaplandı. Hurst üssünün Marmara Bölgesi'ndeki seviyesi 0.803 ele geldi. Aralığına göre hesaplanan H değeri, zaman serisinin durağan davranışını temsil eder ve böyle bir durumda sistemin gelecekte bir dönemde aynı işlemi tekrarlama olasılığı vardır. Diğer bir deyişle hesaplanan H değerleri, bu bölgedeki yağış miktarını tahmin etmenin mümkün olduğunu göstermektedir. Yüksek bir Hurst eğrisi, zaman serilerinde yüksek bir uzun vadeli depolama etkisine işaret etmektedir (Kanounikov ve diğerleri, 1999).

Yağış zaman serisinin dinamikleri ve yapısı, yağışın zamansal değişimini ve çeşitli iklimsel faktörlerin yağış üzerindeki etkisini ifade eder. Bölgedeki yağışın optimum şekilde modellenmesi için bölgedeki yağışı etkileyen en önemli faktörlerin belirlenmesi ve simülasyon ve gelecek tahmini için YSA

modelinde kullanılması gerekir. Bu amaçla bölgedeki yağışları etkileyebilecek on dokuz farklı atmosferik değişken kullanılmıştır. Kullanılan değişkenlerin özellikleri Tablo 2.15'te listelenmiştir. Kullanılan on dokuz değişkenden Pearson korelasyon testi yapılarak, çalışma alanının yağış miktarı ile anlamlı korelasyona sahip olan sadece beş değişken, modelleme için YSA modeline girdi olarak sunulmuştur. Seçilen değişkenlerin özellikleri ve korelasyon katsayıları Tablo 2.16'da gösterilmektedir.

Tablo 2.15: Model İçin Girdi Olarak Kabul Edilen İklim Değişkenleri Seti.

Sıra	Basınç	Nemli	Bulut örtüsü	Güneş ışığı	Sıcaklık	Rüzgâr
1	Ortalama	Ortalama	Ortalama	Monthly-Sum	Ortalama	Ortalama
2	Maksimum	Maksimum	Maksimum	Daily Sum-Monthly Ave	Maksimum	-
3	Minimum	Minimum	Minimum	-	Minimum	-
4	-	Ort-Maks	-	-	Ort-Maks	-
5	-	Ort-Min	-	-	Ort-Min	-

Tablo 2.16: Bölgede Yıllık Yağış Miktarı ile Anlamlı Korelasyon Gösteren İklim Değişkenleri.

Değişkenler	Ort - Basınç	Ort - Sıcaklık	Min/Ortalama - Sıcaklık	Maks - Bulut	Ort - Nem
Korelasyon	- 0.482 **	0.28 *	0.312 *	0.281 *	0.301 *

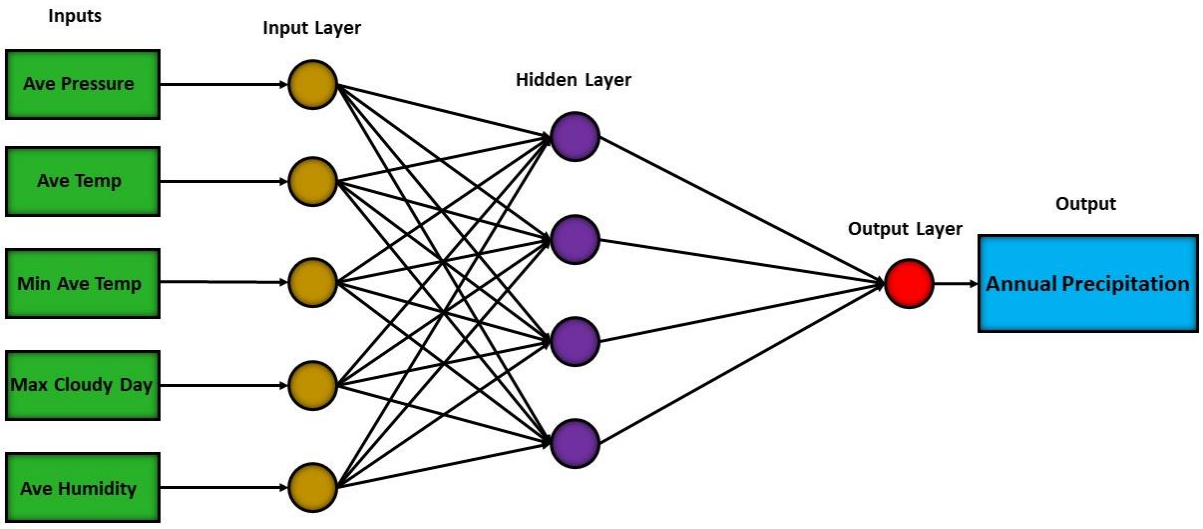
* 0,95 Anlamlı düzey, ** 0,99 Anlamlı düzey.

Tablo 3.16, bölgedeki yağış ile %0,99 anlamlılık düzeyinde negatif bir korelasyona sahip olan ortalama basınç değişkeni dışında kalan değişkenlerin %0,95 anlamlılık düzeyinde bir korelasyona sahip olduğunu göstermektedir. Yağış ile en yüksek negatif korelasyon katsayısına sahip olan ortalama basınç değişkeni dışında, diğer dört değişken pozitif korelasyona sahiptir. Bölgesel yağış ile pozitif korelasyon gösteren değişkenler arasında ortalama minimum sıcaklık değişkeni %0,312 ile en yüksek korelasyon katsayısına sahiptir. 0,301 ile ortalama nem, 0,281 ile maksimum bulutlu gün ve 0,28 korelasyon katsayısı ile ortalama sıcaklık değişkenleri aşağıdaki kategorilerdedir. Bu çalışmada kullanılan YSA modeli, BFGS öğrenme algoritması ile birlikte geri yayılım eğitimi (BP) kullanan üç katmanlı bir algılayıcı ağıdır. Tanımlı beş girdi katmanı ile Marmara Bölgesi'nin yağış modellemesinde kullanılan öğrenme algoritmasının diğer MLP algoritmalarına göre en düşük hata oranına sahip olduğu belirtilmelidir. Kullanılan YSA'nın topolojisi ve özellikleri Şekil 2.17 ve Tablo 2.17'de gösterilmektedir.

Tablo 2.17: Geliştirilen YSA Modelinin Özellikleri.

İsim	Gizli Katman	Nöron Sayısı	Eğitim Algoritması	Hata İşlevi	Gizli Aktivasyon	Çıkış Aktivasyonu

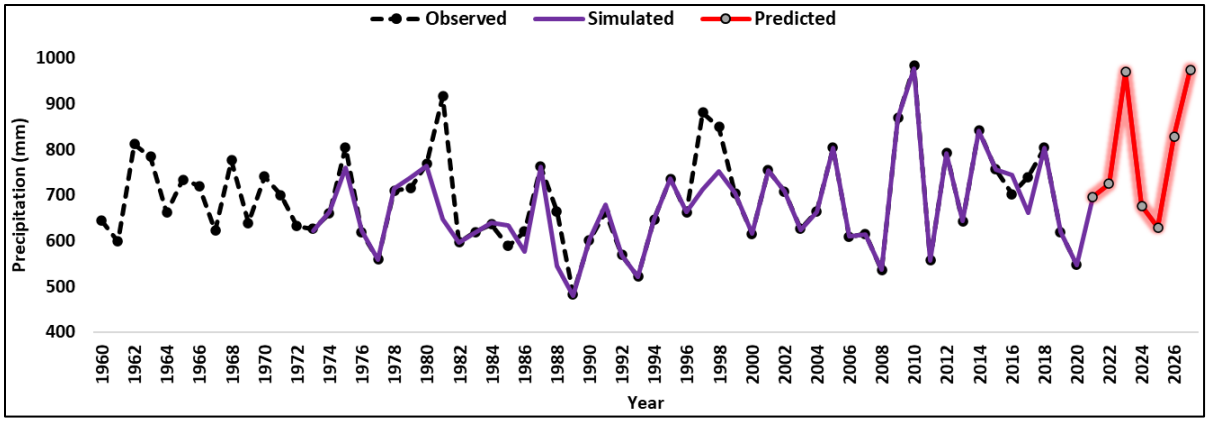
MLP	1	4	BFGS	SOS	Exponential	Tanh



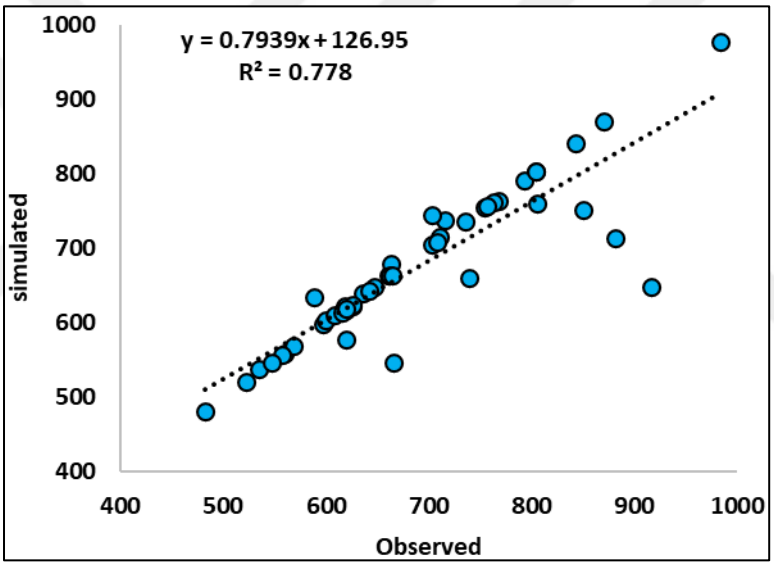
Şekil 2.94: Geliştirilen YSA'nın Topolojisi.

MLP-ANN'nin BFGS eğitim algoritması, beş iklim değişkenine dayalı olarak Marmara Bölgesi'ndeki gerçek yağış tahmininin etkinliğini oluşturmak, eğitmek, doğrulamak ve test etmek için kullanıldı. Altmış bir yıllık yerinde verinin yüzde yetmişi ağı eğitmek için, yüzde on beşi ağın aşırı uydurma eğilimini kontrol etmek için doğrulama için ve geri kalan yüzde on beşi YSA modellerinin doğruluğunu test etmek için kullanıldı. MLP-ANN ile BFGS algoritması kullanılarak Marmara Bölgesi'ndeki yağış modellemesinin sonuçları Şekil 2.95, 2.96 ve 2.97'de gösterilmektedir. Elde edilen sonuçlara göre seçilen YSA modeli Marmara Bölgesi'ndeki gerçek yağışları iyi bir şekilde simüle etmiştir.

Alandaki gerçek yağış değerleri ile YSA modelinin öngördüğü değer arasındaki ilişkiyi gösteren dağılım grafiğine bakıldığında, bu modellemenin R^2 değeri %0,778 olmaktadır. Şekil 2.95 ve 2.96'dan, özellikle 1999'dan 2021'e kadar olan dönem için belirgin olan, geliştirilen YSA modeli ile Marmara Bölgesi'ndeki gerçek yağış simülasyonunun başarılı bir şekilde yapıldığı görülmektedir.

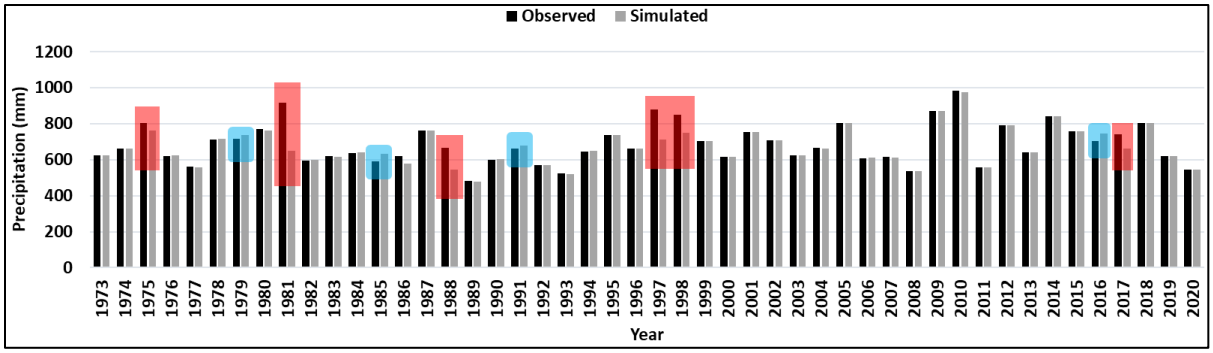


Şekil 2.95: Marmara Bölgesi'ndeki Yıllık Yağışın Zaman Serisi Grafiği ve Geliştirilen YSA ile Simüle Edilmiş/Öngörülen Yağış Miktarı.



Şekil 2.96: Geliştirilen YSA ile Gözlemlenen ve Simüle Edilen Yağış Miktarının Dağılım Grafiği.

Bölgedeki gerçek yağış miktarı, 1985 yılında en yüksek değer olan 44,2 mm ile YSA modeli tarafından dört kez fazla tahmin edilmiştir. Öte yandan, gerçek yağış miktarı, 1981'de kaydedilen en yüksek değer olan 268,11 mm ile beş kez eksik hesaplanmıştır (Şekil 2.97). Geliştirilen YSA modeli ile 2027 yılına kadar olan yağış miktarının tahmini ilerisi için yükseliş eğilimi göstermektedir. 2027 yılı için tahmin edilen maksimum yağış miktarı 974 mm ve 2025 yılı için tahmin edilen minimum yağış miktarı 629 mm olmaktadır. Genel olarak, YSA tarafından tahmin edilen yukarı yönlü senaryo, Marmara Bölgesi'ndeki son 61 yıllık genel yağış eğilimi ile tutarlı ve tam uyumludur.



Şekil 2.97: 1973-2020 Yılları Arasında Marmara Bölgesi'nde Simüle Edilmiş ve Gözlenen Yağışlar Arasındaki Farkların Grafiği.

BÖLÜM III

3. AŞIRI VE YAYGIN YAĞIŞLARIN İSTATİSTİKSEL VE SİNOPTİK ANALİZLERİ

3.1. Aşırı ve Yaygın Yağışların İstatistiksel Analizi

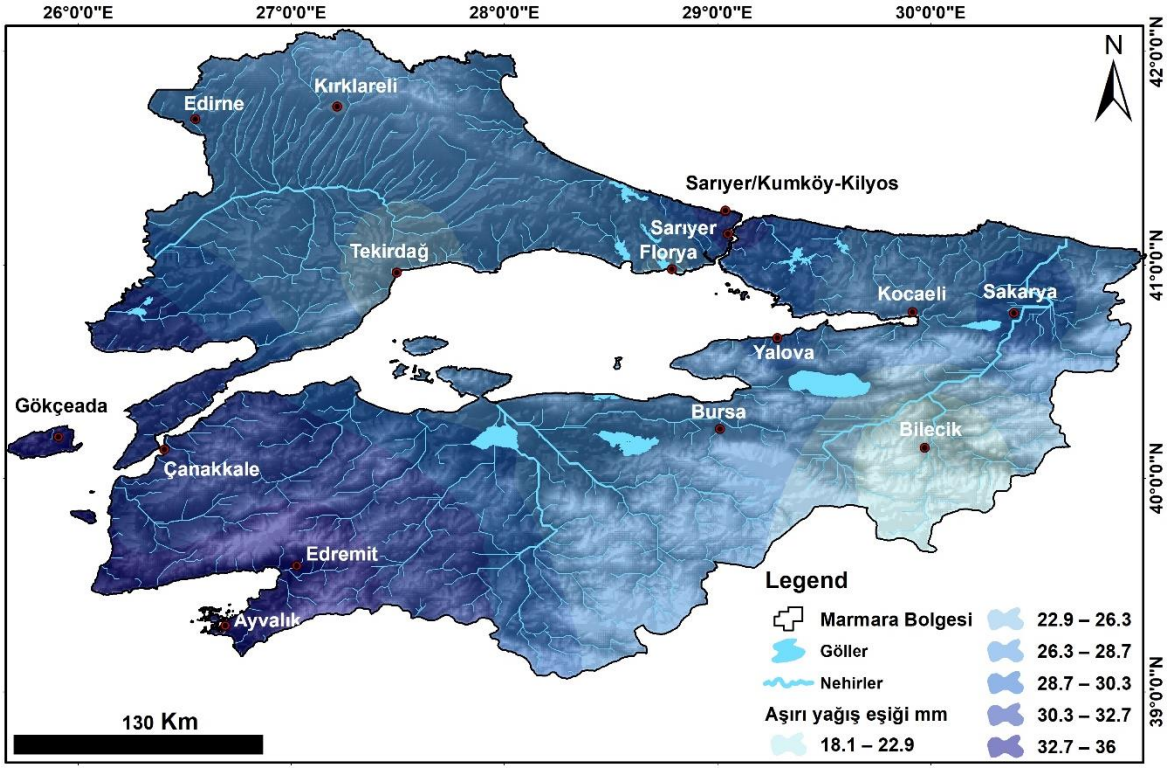
Bu araştırmada, araştırma yöntemi bölümünde bahsedildiği gibi, aşırı yağışlı günleri belirlemek için %0,99 yüzdelik dilim yöntemi kullanılmıştır. Tablo 3.1, çalışılan istasyonlarda aşırı yağışlı günleri belirlemek için belirlenen eşiklerin sınırlarını göstermektedir. Söz konusu tablodan hareketle, incelenen istasyonlar arasında 18,1 mm ile Bilecik istasyonunun aşırı yağış tespitinde en düşük eşik değerine sahip olduğu ve 36,04 mm ile Gökçeada istasyonunun bölgedeki aşırı yağış tespitinde en yüksek eşik değerine sahip olduğu görülmektedir. Bölgede incelenen 15 istasyondan 6'sının 30 mm'nin üzerinde aşırı yağış eşik sınırı, 8 istasyonun 20-30 mm arasında eşik sınırı ve sadece Bilecik istasyonunun bölgede 20 mm'nin altında aşırı yağışlı gün eşiği bulunmaktadır. Bu arada ilginç bir konu, tüm çalışma alanındaki aşırı yağışların eşik sınırıdır. Bölgedeki 15 sinoptik istasyonun günlük yağışlarının toplamından elde edilen tüm bölge için aşırı yağış eşik sınırı 282,34 mm olmaktadır. Yani bölgedeki 15 istasyonun toplam yağışının 282,34 mm'nin üzerinde olduğu gün, o gün bölgede aşırı yağış olarak bilinmektedir.

Tablo 3.1: Sinoptik İstasyonlarda ve Tüm Marmara Bölgesi'nde Aşırı Yağışlı Günleri Tespit Etmek İçin Belirlenen Eşik Değerler (1960-2020).

İstasyon	Yüzdelik %0,99 yağış eşiği (mm)	İstasyon	Yüzdelik %0,99 yağış eşiği (mm)	İstasyon	Yüzdelik %0,99 yağış eşiği (mm)
Ayvalık	34.14	Florya	25.5	Sarıyer	30.6
Bilecik	18.1	Gökçeada	36.04	Tekirdağ	25.5
Bursa	26.8	Kırklareli	26.3	Yalova	29.2
Çanakkale	30.32	Kocaeli	27.8		
Edirne	27.3	Sarıyer/Kumköy Kilyos	31.52	Tüm Bölge	282.34
Edremit	33.5	Sakarya	29.5		

Şekil 3.1, bölgedeki aşırı yağış eşiklerinin dağılım haritasını göstermektedir. Söz konusu haritaya göre, en yüksek aşırı yağış eşiğinin inceleme alanının güneybatısında, yani Akdeniz kıyılarında olduğu söylenebilir. Bu alandan uzaklaştıkça aşırı yağışların eşik değeri giderek azalmaktadır. Çalışma alanının kuzey kısmı, Kumköy-Kilyos ve Sarıyer istasyonlarının çevresi bu konuda sonraki sıralarda yer almaktadır. Karadeniz kıyıları, bu bölgede alınan yağışların yoğunluğunu ve miktarını gösteren 32.7-30,3 mm arasında

bir eşiğe sahip olmaktadır. Kıyılardan uzaklaştıkça orta yağışlı günlerin eşik değeri azalmaktadır. En düşük olanı, Bilecik istasyonunun bulunduğu bölgenin doğu bölgesine tekabül ediyor. En düşük değeri de Bilecik istasyonunun bulunduğu bölgenin doğu bölgesine tekabül etmektedir. Marmara Bölgesi'nin batı bölgelerinde, Tekirdağ istasyonunun bulunduğu ve eşik sınırı 22,9-26.3 mm olan kısım hariç, geri kalan bölgelerin eşik sınırı neredeyse 26.3-28.1 mm olmaktadır. Genel olarak kıyılardan ve nem kaynaklarından uzaklaştıkça yağış miktarı ve şiddeti azalmış olup, bu durum Marmara'nın doğu bölgelerinde daha belirgin olmaktadır.

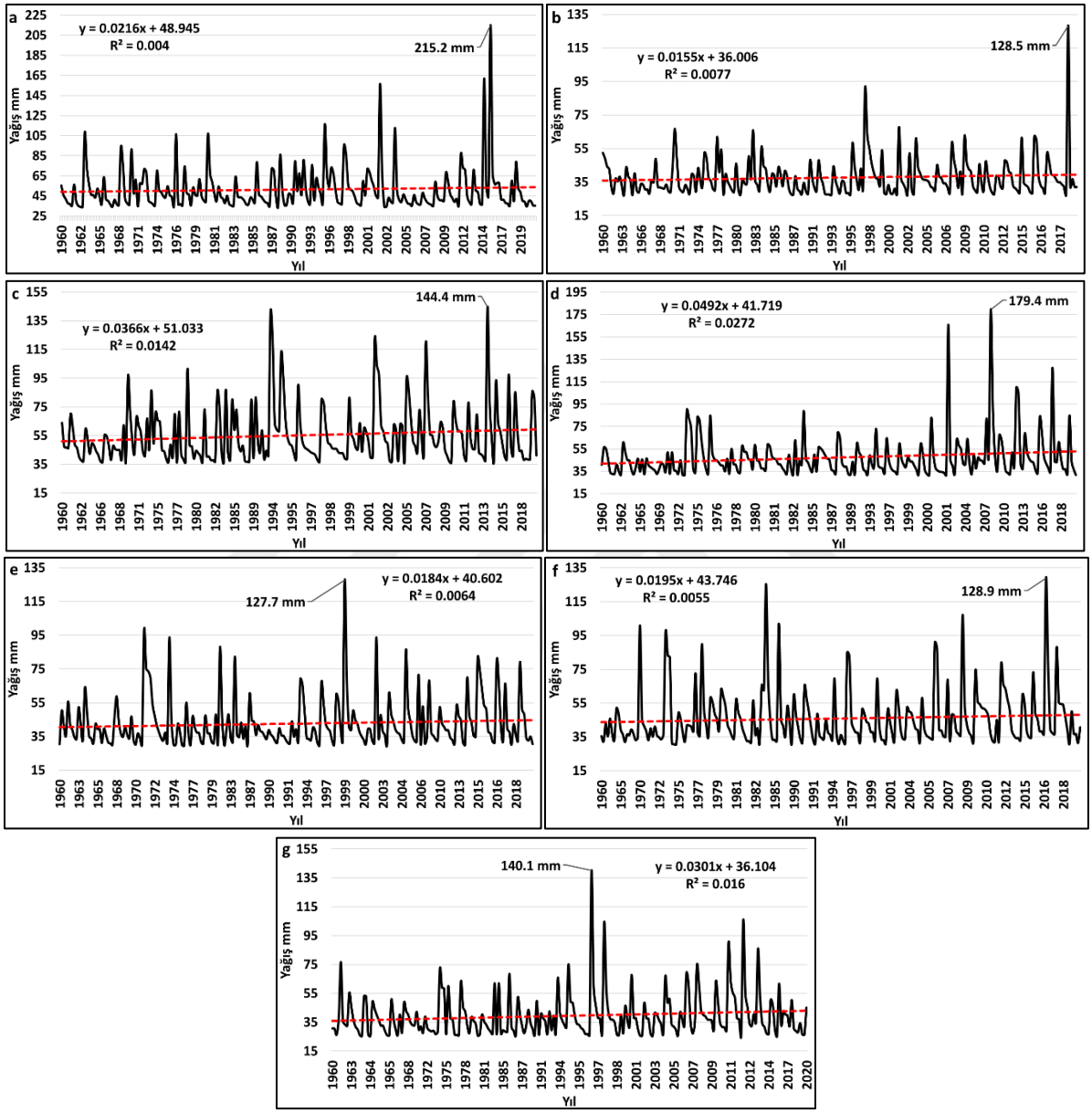


Şekil 3.1: Marmara Bölgesi'ndeki Aşırı Yağış Eşiklerinin Mekânsal Dağılım Haritası

3.1.1. Aşırı Yağışların Eşik Eğiliminin Analizi

Çalışılan alandaki istasyonlarda aşırı yağışlı günlerin eşik trendinin incelenmesi, incelenen zaman periyodundaki 61 yıllık süre boyunca artan, azalan ve trend olmayan olmak üzere üç trendin varlığını göstermektedir. Ayvalık, Edirne, Gökçeada, Kumköy-Kilyos, Sakarya, Sarıyer ve Tekirdağ istasyonlarında 61 yıllık eşik sınırı ve aşırı yağışların şiddeti artış eğilimi göstermektedir (Şekil 3.2). Bu, uzun vadede, bu istasyonlardaki aşırı yağışların her zaman %0,99 yüzdelik eşik değerlerinden daha yüksek yağış kayıtları kaydetme eğiliminde olduğu anlamına gelmektedir. Yani uzun vadede bu istasyonlarda aşırı yağışların

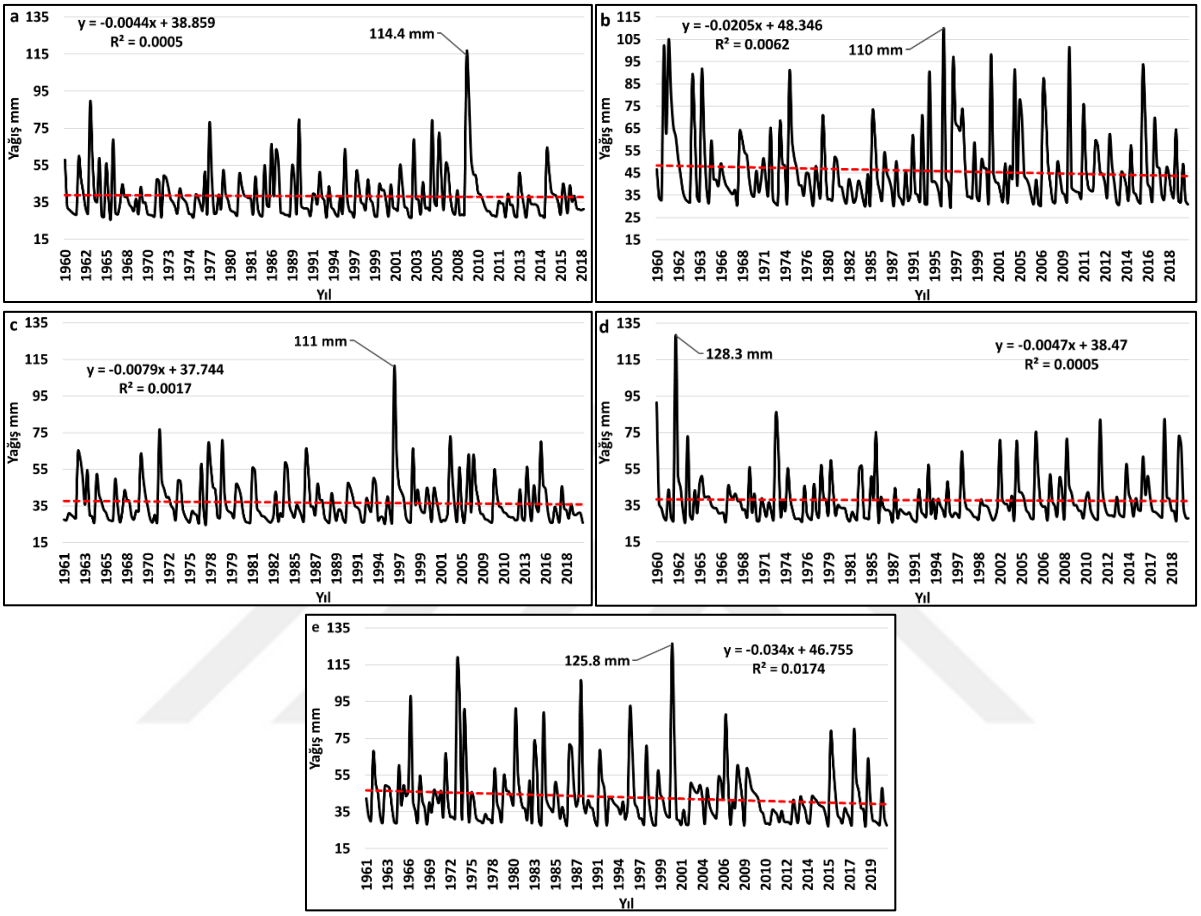
şiddeti artmıştır. Kumköy-Kilyos istasyonu, 0.0492 mm'lik eşit lineer regresyon katsayısı ile istasyonlar arasında en yüksek artış eğilimine sahip olmaktadır.



Şekil 3.2: Aşırı Yağışların Yoğunluğundaki Değişimlerin Zaman Serisi Trendinin Grafiği a: Ayvalık, b: Edirne, c: Gökçeada, d: Kumköy-Kilyos, e: Sakarya, f: Sarıyer, g: Tekirdağ.

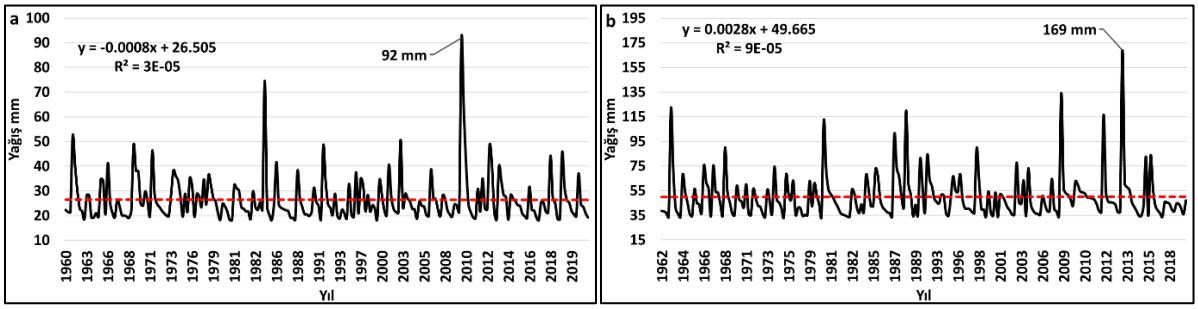
Öte yandan Bursa, Çanakkale, Florya, Kırklareli ve Kocaeli istasyonlarının uzun süreli zaman serilerinde aşırı yağışların şiddeti açısından düşüş eğilimi görülmektedir (Şekil 3.3). Bu istasyonlarda aşırı yağışların şiddeti uzun vadede azalmış olup, bu durum regresyon çizgisinin eğiminin -0.034 mm eşit olduğu Kocaeli istasyonunda daha belirgin olmaktadır. Unutulmamalıdır ki bu istasyonların aşağı eğimi, bu istasyonların aşırı yağış eşiklerinin düştüğü anlamına gelmemektedir. Bunun yerine, uzun vadede, bu

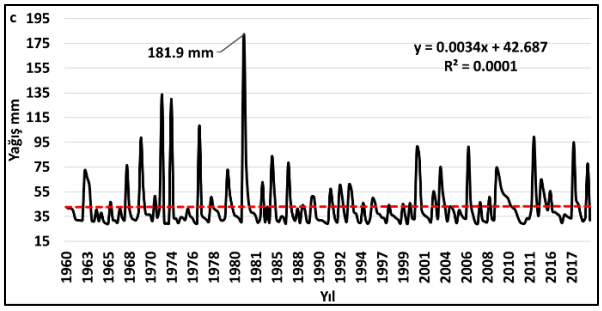
istasyonların aşırı yağışlarının çoğunun, yüzde 0.99'luk aşırı yağış eşiğine yaklaşma eğiliminde olduğu anlamına gelmektedir.



Şekil 3.3: Aşırı Yağışların Yoğunluğundaki Değişimlerin Zaman Serisi Trendinin grafiği a: Bursa, b: Çanakkale, c: Florya, d: Kırklareli, e: Kocaeli.

Ayrıca Bilecik, Edremit ve Yalova istasyonlarının aşırı yağış zaman serilerinde herhangi bir özel eğilim yaşanmamıştır (Şekil 3.4). Bu istasyonlarda aşırı yağışlar uzun süreli yukarı ve aşağı dalgalanmalar göstermemiş ve zaman serilerinde her zaman trendsiz bir seyir izlemiştir.





Şekil 3.4: Aşırı Yağışların Yoğunluğundaki Değişimlerin Zaman Serisi Trendinin Grafiği a: Bilecik, b: Edremit, c: Yalova.

Tablo 3.2, 61 yıl boyunca çalışılan istasyonlarda kaydedilen maksimum günlük aşırı yağış miktarını göstermektedir. Söz konusu tabloya göre günlük kaydedilen en yüksek aşırı yağış miktarı 2016 yılında Ayvalık istasyonunda 215,5 mm ile gerçekleşmiştir. İstasyonlar arasında kaydedilen en düşük maksimum aşırı yağış ise 2010 yılında meydana gelen 92 mm ile Bilecik istasyonuna ait olmaktadır. Dikkat çeken nokta, 2016 yılında bölgede incelenen 15 sinoptik istasyonun toplam yağışından elde edilen 881.2 mm'ye eşit olan tüm bölge için günlük maksimum aşırı yağış miktarıdır.

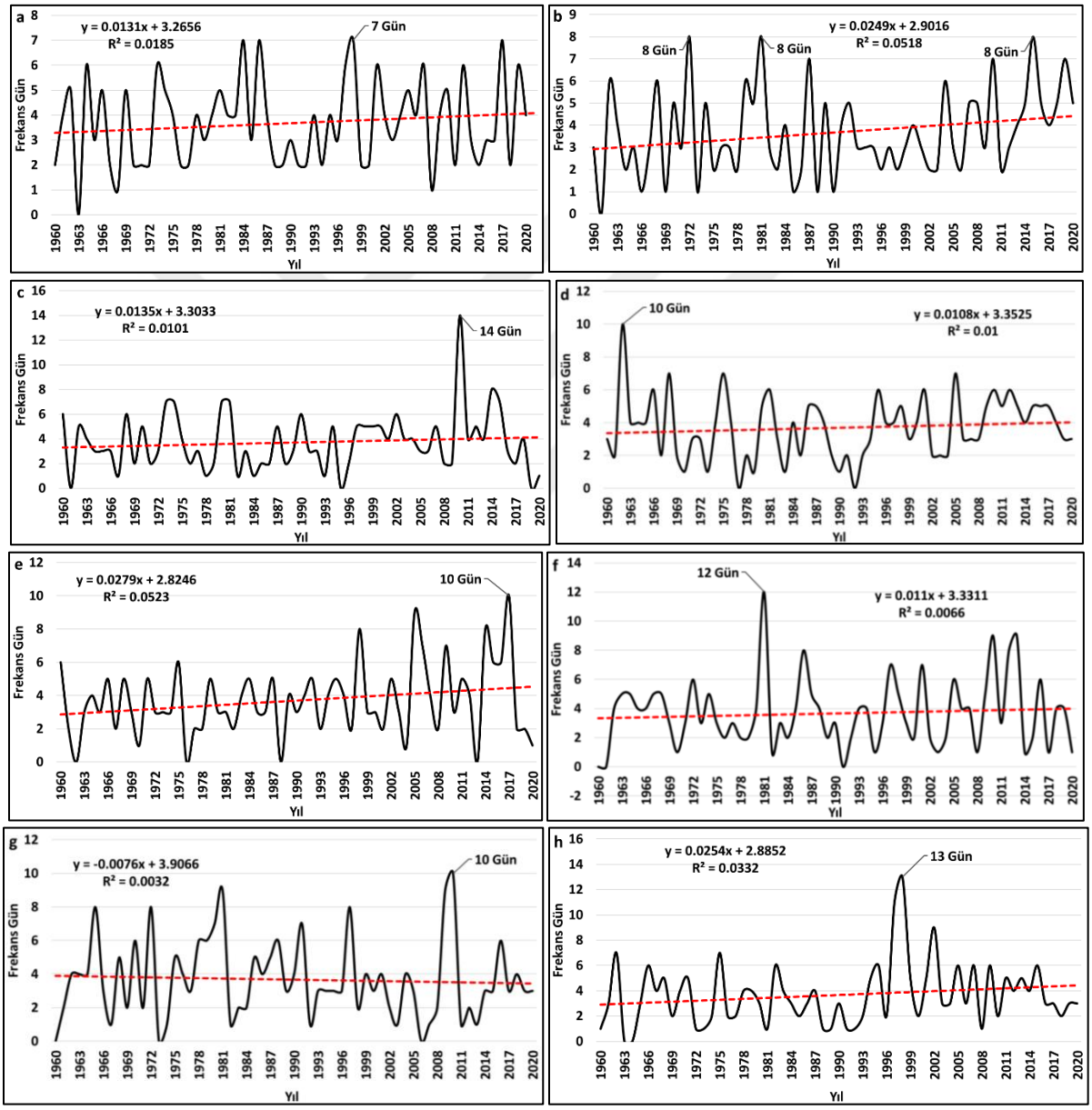
Tablo 3.2: Sinoptik İstasyonlarda ve Tüm Marmara Bölgesi'nde Meydana Gelen Maksimum Günlük Aşırı Yağış Miktarı (1960-2020).

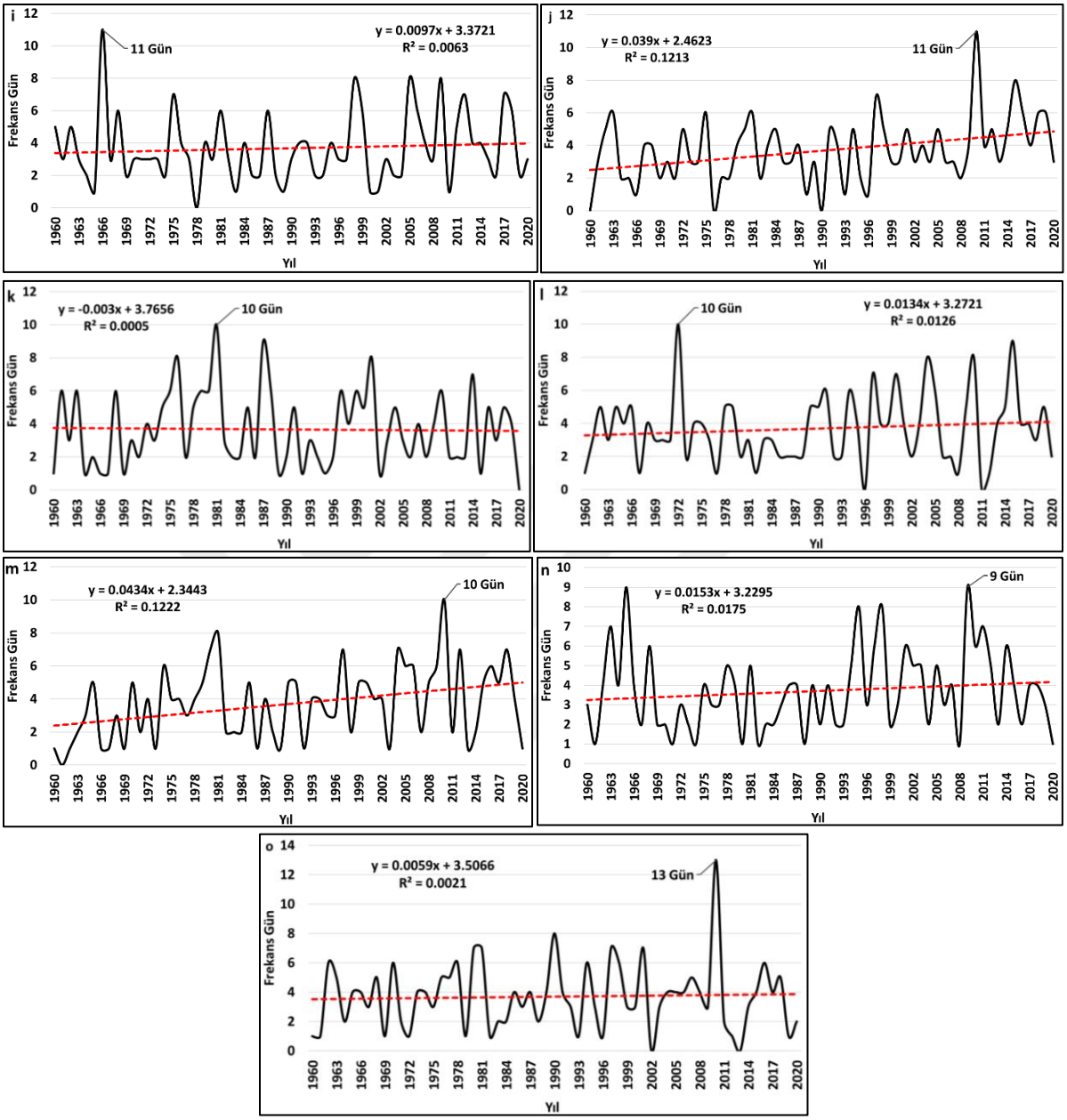
İstasyon	Maksimum aşırı yağış mm	İstasyon	Maksimum aşırı yağış mm	İstasyon	Maksimum aşırı yağış mm
Ayvalık	215.2	Florya	111	Sarıyer	128.9
Bilecik	92	Gökçeada	144.4	Tekirdağ	140.1
Bursa	114.4	Kırklareli	128.3	Yalova	181.9
Çanakkale	110	Kocaeli	125.8		
Edirne	128.5	Sarıyer/Kumköy Kilyos	179.4	Tüm Bölge	881.2
Edremit	169	Sakarya	127.7		

3.1.2. Aşırı Yağışların Frekans Analizi

Bölgede aşırı yağışların meydana gelme frekansının analizi, incelenen istasyonların çoğunda bölgede aşırı yağışlı günlerin meydana gelmesinde artış eğilimine işaret etmektedir (Şekil 3.5). Bu süreç, 61 yılda bölgede aşırı yağış olaylarının meydana gelme sayısında bir artışa işaret etmektedir. Çalışılan istasyonlardan sadece iki istasyon, Kumköy-Kilyos ve Florya, 61 yılda aşırı yağış sıklığı açısından düşüş eğilimi göstermiştir. Öte yandan, 13 sinoptik istasyonda, şiddetli yağışların meydana gelme sayısında her zaman bir artış görülmektedir. Bu, bölge için gelecek yıllar için bir uyanış çağrısı olabilir. Çünkü aşırı yağışların artması bölgede sel riskinin artması anlamına gelmekte ve bunun sonucunda önümüzdeki yıllarda

bölgede maddi ve insani kayıpların artmasına neden olabilmektedir. Geçtiğimiz yıllarda olduğu gibi Marmara Bölgesi'nde de şiddetli yağışlar sonucunda bölgede çok sayıda ani sel ve su baskını gördük. İncelenen istasyonlar arasında lineer regresyon eğimi 0.0434 gün olan Sarıyer istasyonu, bölgede aşırı yağış sıklığında en yüksek artış eğimine sahip istasyon olmaktadır. Bir yıl içinde en fazla şiddetli yağış 2010 yılında Bursa istasyonunda meydana gelen 14 gün olmaktadır.



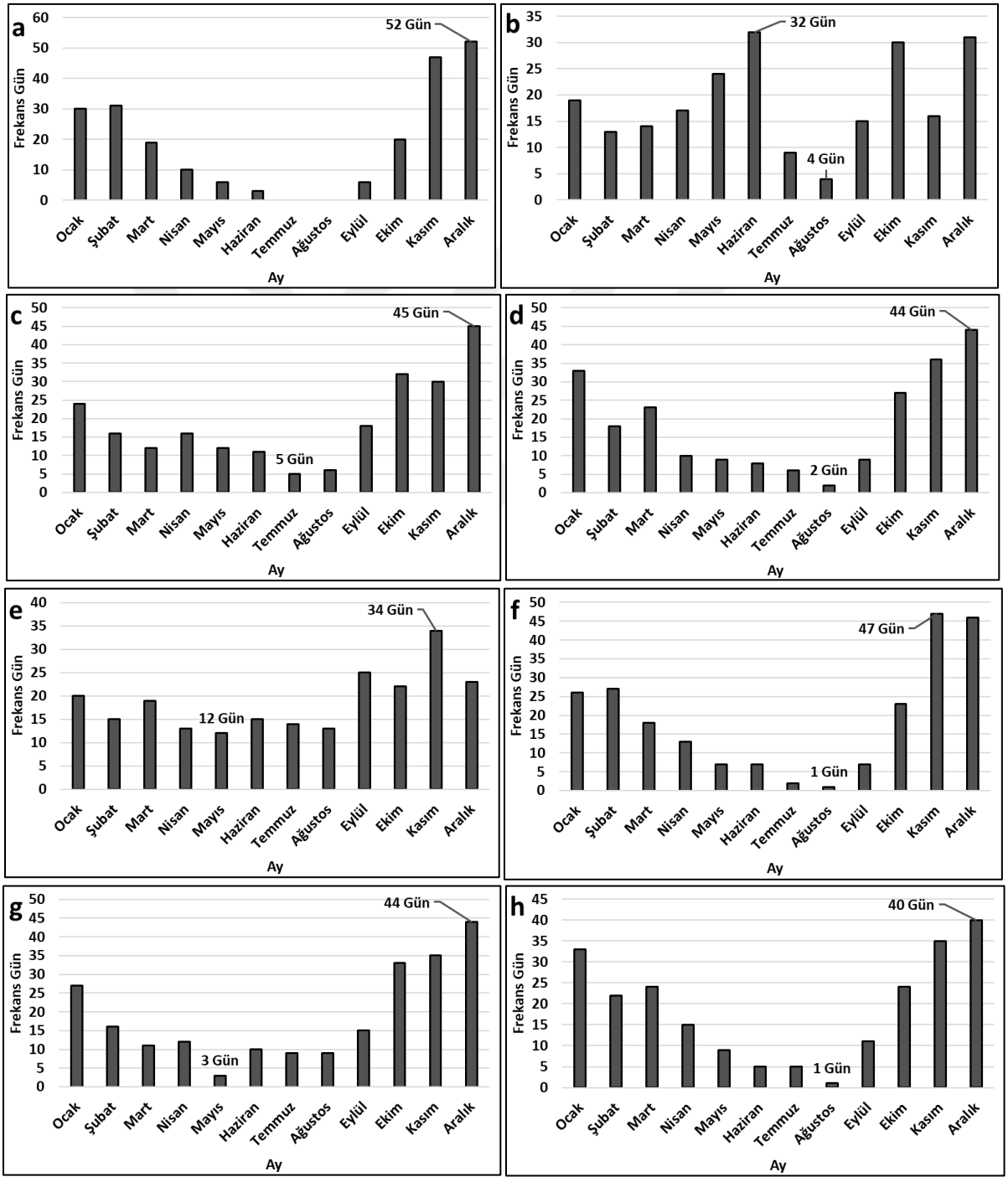


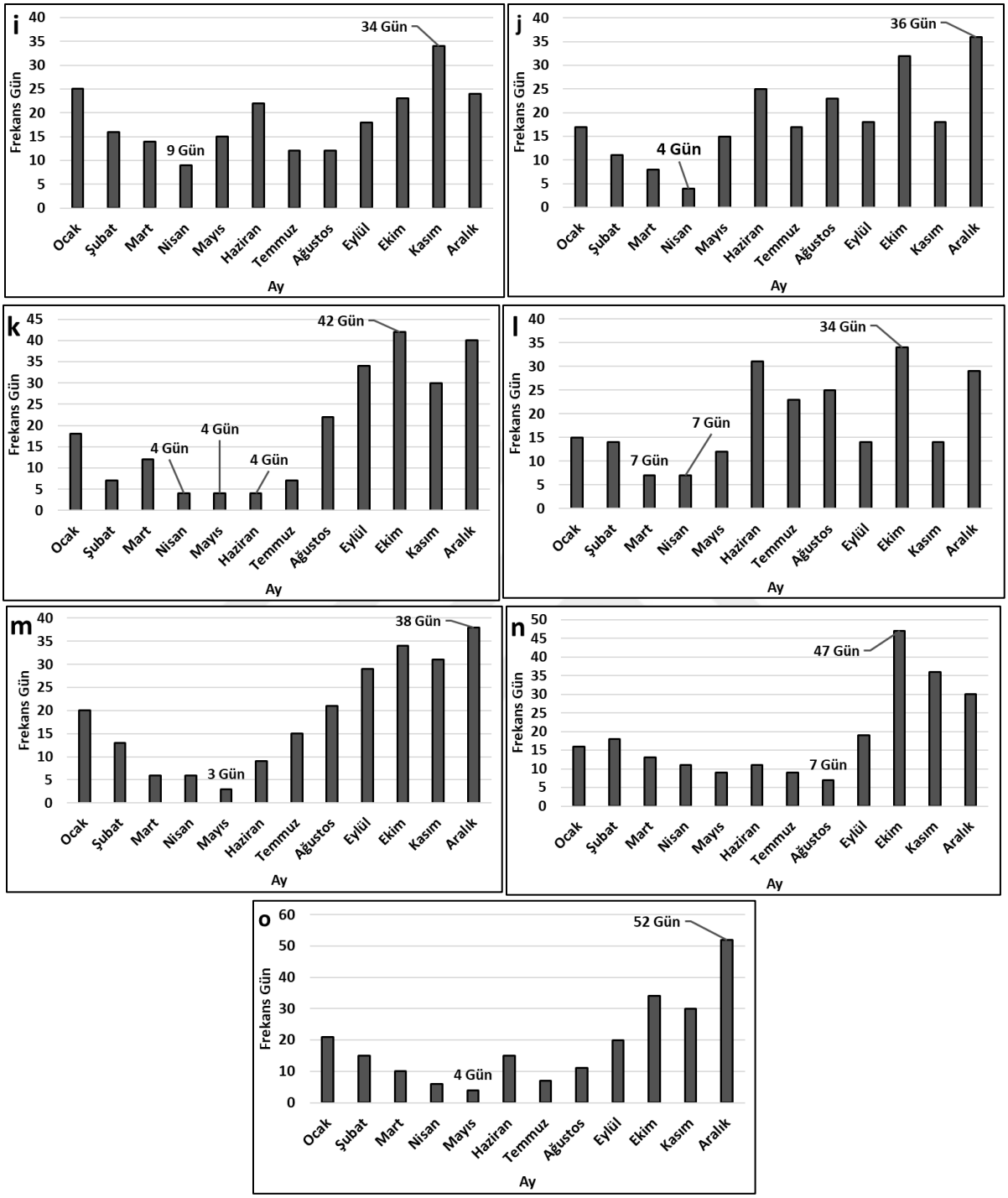
Şekil 3.5: Aşırı Yağışların Frekansındaki Değişimlerin Zaman Serisi Trendinin Grafiği a: Ayvalık, b: Bilecik, c: Bursa, d: Çanakkale, e: Edirne, f: Edremit, g: Florya, h: Gökçeada, i: Kırklareli, j: Kocaeli, k: Kumköy-Kilyos, l: Sakarya, m: Sarıyer, n: Tekirdağ, o: Yalova.

3.1.2.1. Aylık frekans

Çalışılan istasyonlarda aylık aşırı yağış frekansı açısından, bu aşırı olayların en yüksek frekansı önce 8 istasyonda aralık ayında, ardından 3 istasyonda ekim ve kasım aylarında ve son olarak da 1 istasyonda haziran ayında meydana gelmektedir (Şekil 3.6). Bu nedenle, aralık ayı, incelenen bölgedeki

istasyonların çoğunda en fazla aşırı yağış olayının yaşandığı ay olmaktadır. Ama aralık ayının tam tersi noktasında ise ağustos ayı vardır. Bu ayda, incelenen istasyonların çoğunda en düşük sayıda aşırı yağış görmekteyiz. Tabii ki mayıs ve nisan ayları aşırı yağışların en az görülme sıklığı açısından sonraki kategorilerde yer almaktadırlar.

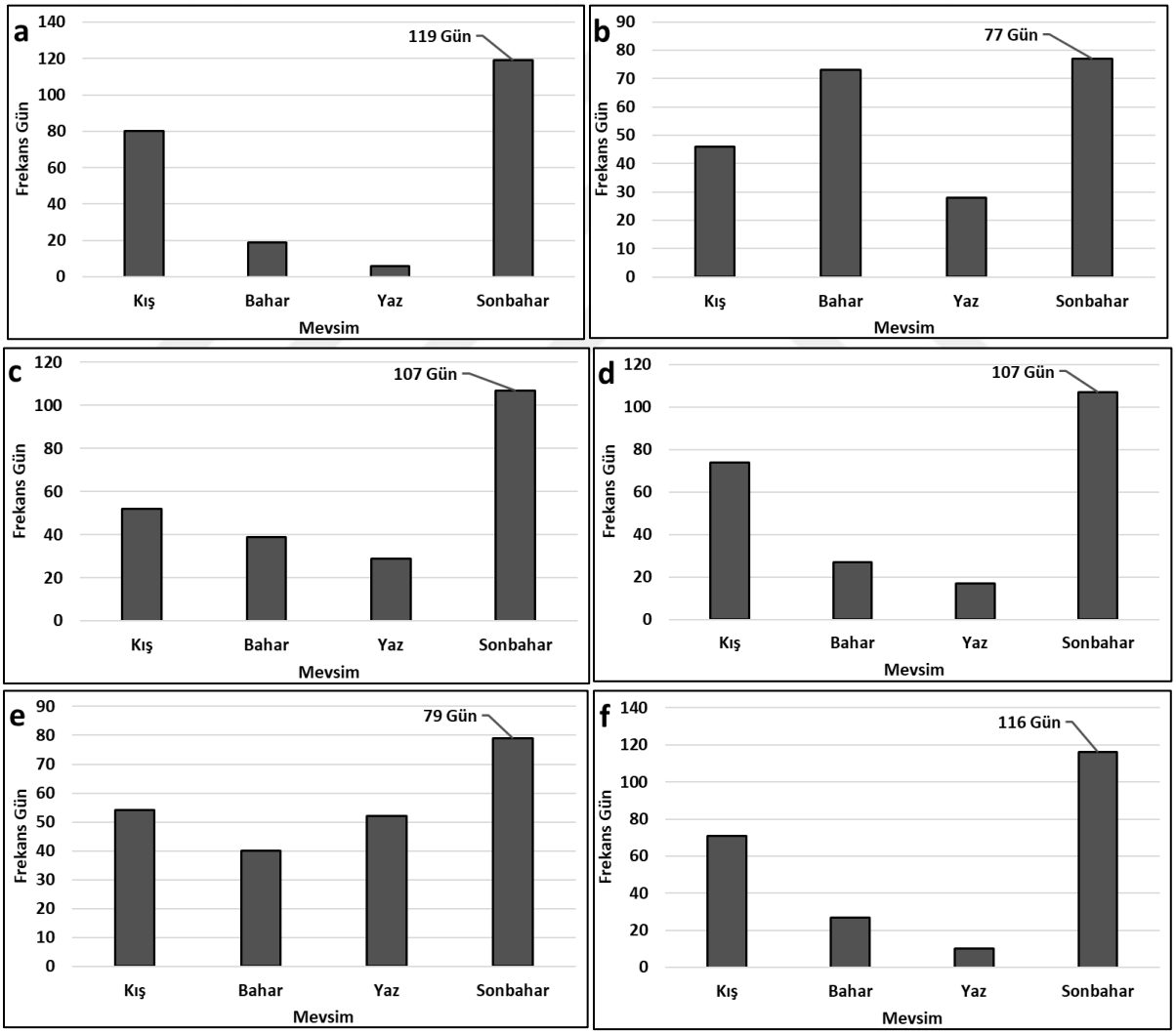


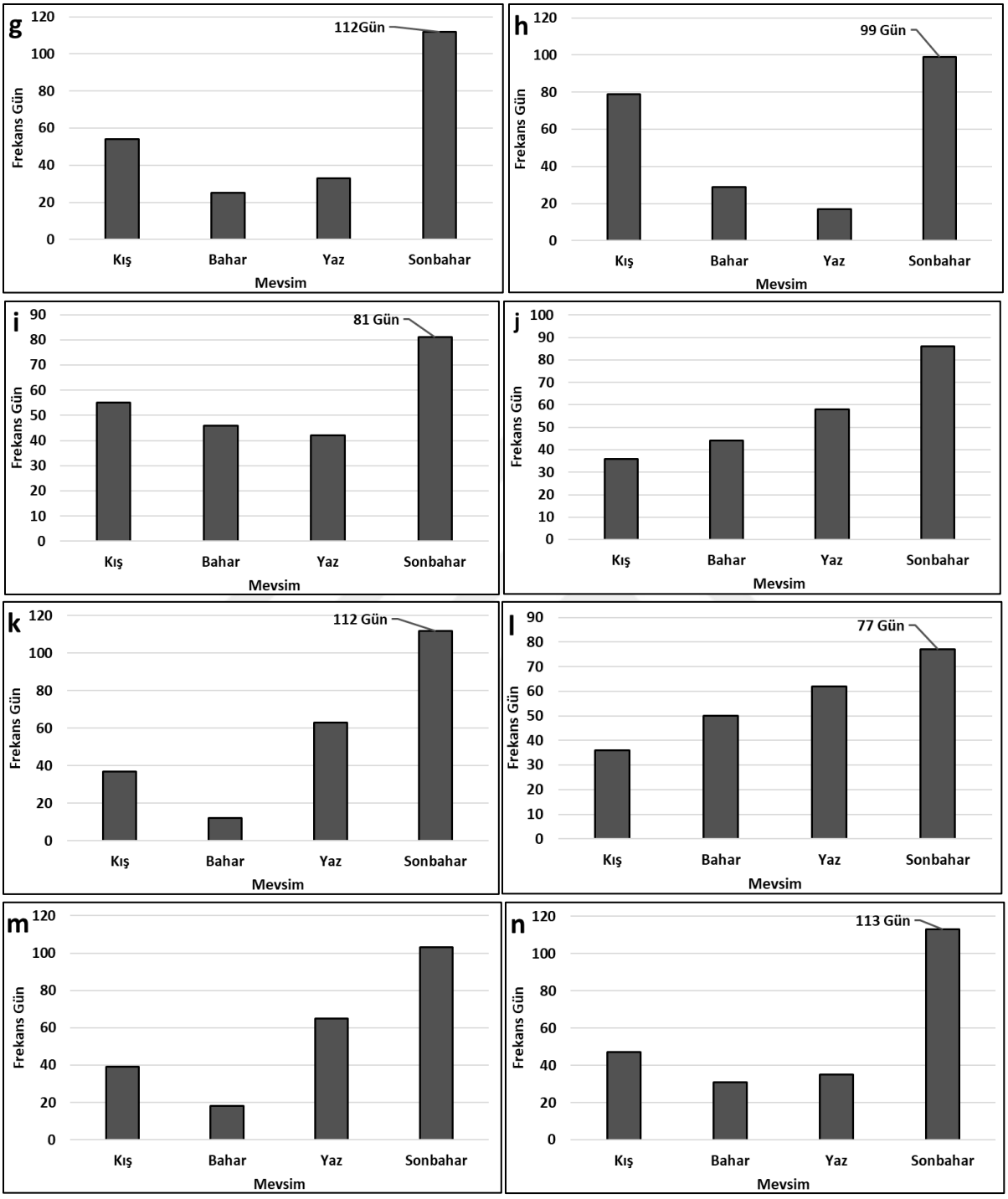


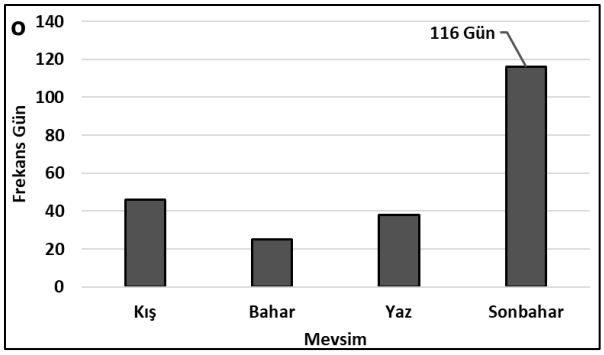
Şekil 3.6: Aşırı Yağışların Aylık Frekans Grafiği a: Ayvalık, b: Bilecik, c: Bursa, d: Çanakale, e: Edirne, f: Edremit, g: Florya, h: Gökçeada, i: Kırklareli, j: Kocaeli, k: Kumköy-Kilyos, l: Sakarya, m: Sarıyer, n: Tekirdağ, o: Yalova.

3.1.2.2. Mevsimsel frekans

Sonbahar mevsimi, Marmara Bölgesi'nin en çok aşırı yağışların yaşandığı mevsimdir. Bu mevsimde, incelenen tüm istasyonlarda en yüksek aşırı yağış frekansını görmekteyiz (Şekil 3.7). Sonbahar mevsiminden sonra, kış mevsimi aşırı yağışların frekansı açısından ikinci sırada yer almaktadır. Öyle ki Marmara Bölgesi'ndeki 15 sinoptik istasyondan 10'u sonbahar mevsiminden sonra en fazla aşırı yağış olaylarını kış mevsiminde yaşıyor. Kış mevsiminden sonra, bölgede 6 istasyon ile en yüksek aşırı yağış frekansının ilkbahar mevsiminde meydana gelmesini görmekteyiz. Son olarak, yaz mevsimi, bölgede en az aşırı yağış olaylarının yaşandığı mevsim olmaktadır.

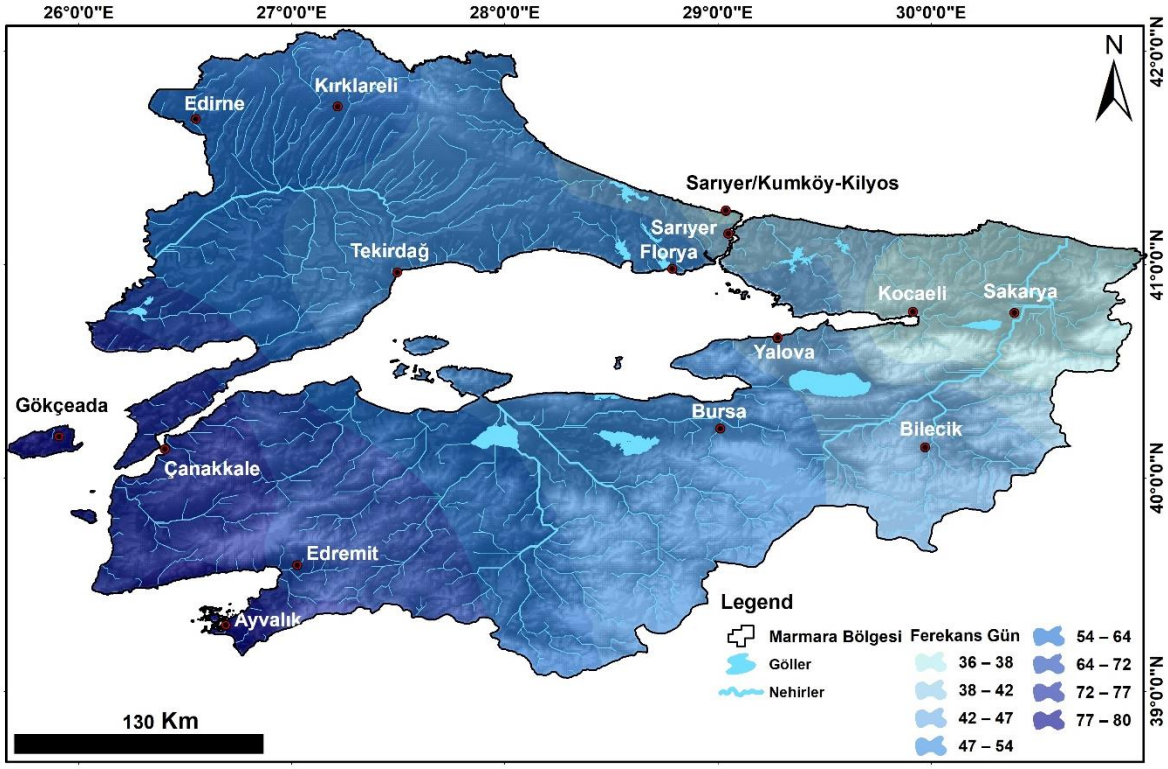



g
112Gün
h
99 Gün
i
81 Gün
j
k
112 Gün
l
77 Gün
m
n
113 Gün
Frekans Gün
Mevsim
Kış
Bahar
Yaz
Sonbahar



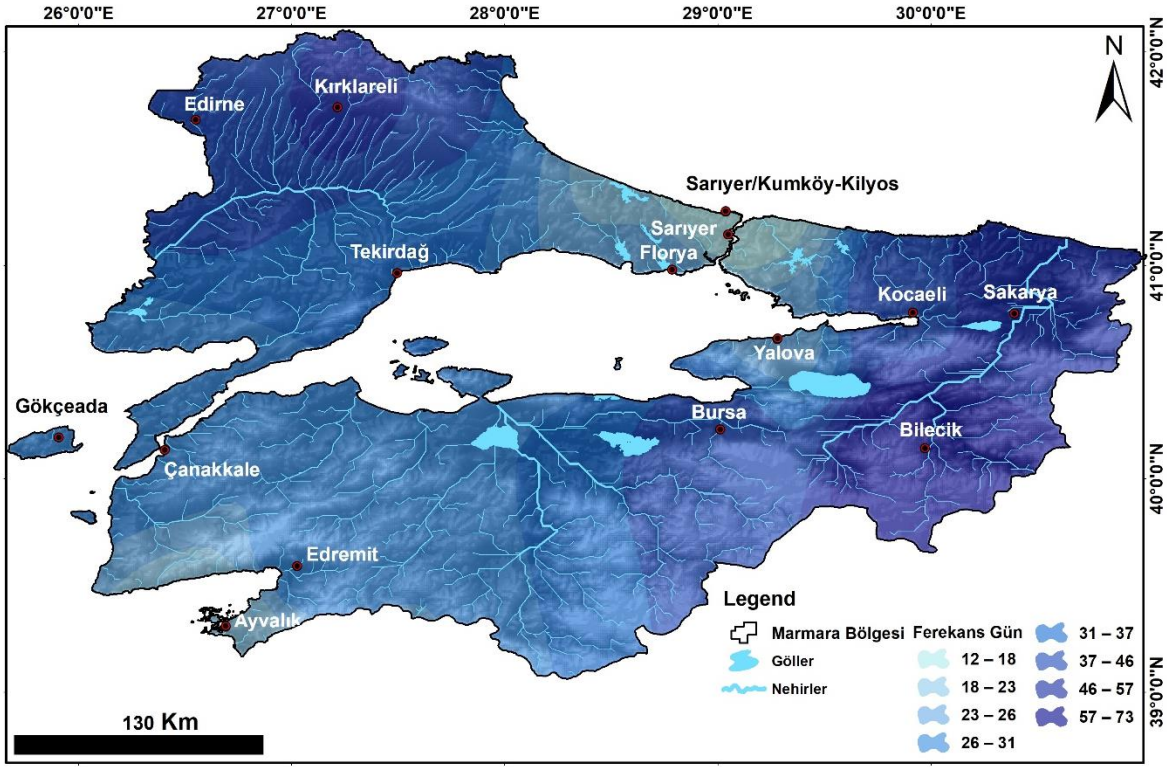
Şekil 3.7: Aşırı Yağışların Mevsimsel Frekans Grafiği a: Ayvalık, b: Bilecik, c: Bursa, d: Çanakkale, e: Edirne, f: Edremit, g: Florya, h: Gökçeada, i: Kırklareli, j: Kocaeli, k: Kumköy-Kilyos, l: Sakarya, m: Sarıyer, n: Tekirdağ, o: Yalova.

Şekil 3.8, 9, 10, ve 11, Marmara Bölgesi'ndeki aşırı yağışların mevsimsel frekanslarının dağılım haritalarını göstermektedir. Şekilden de anlaşılacağı gibi, kış mevsiminde, çalışma alanının güneybatı ve batısında maksimum aşırı yağış sıklığını görmekteyiz. Bölgenin kuzeyindeki Karadeniz kıyıları, en az aşırı yağış sıklığına sahip olmaktadır. Güneybatı ve batı bölgelerinden sonra kuzeybatı bölgeleri, 54-72 gün sıklığıyla en yüksek aşırı yağış sıklığına sahiptir. Bu mevsimde bölgenin kuzeydoğusu, 36-38 güne eşit olan aşırı yağış günlerinin sıklığı ile bu tip yağışların en düşük sıklığına sahip olmaktadır.



Şekil 3.8: Marmara Bölgesi'nde Aşırı Yağışların Kış Mevsiminde Frekans Dağılım Haritası.

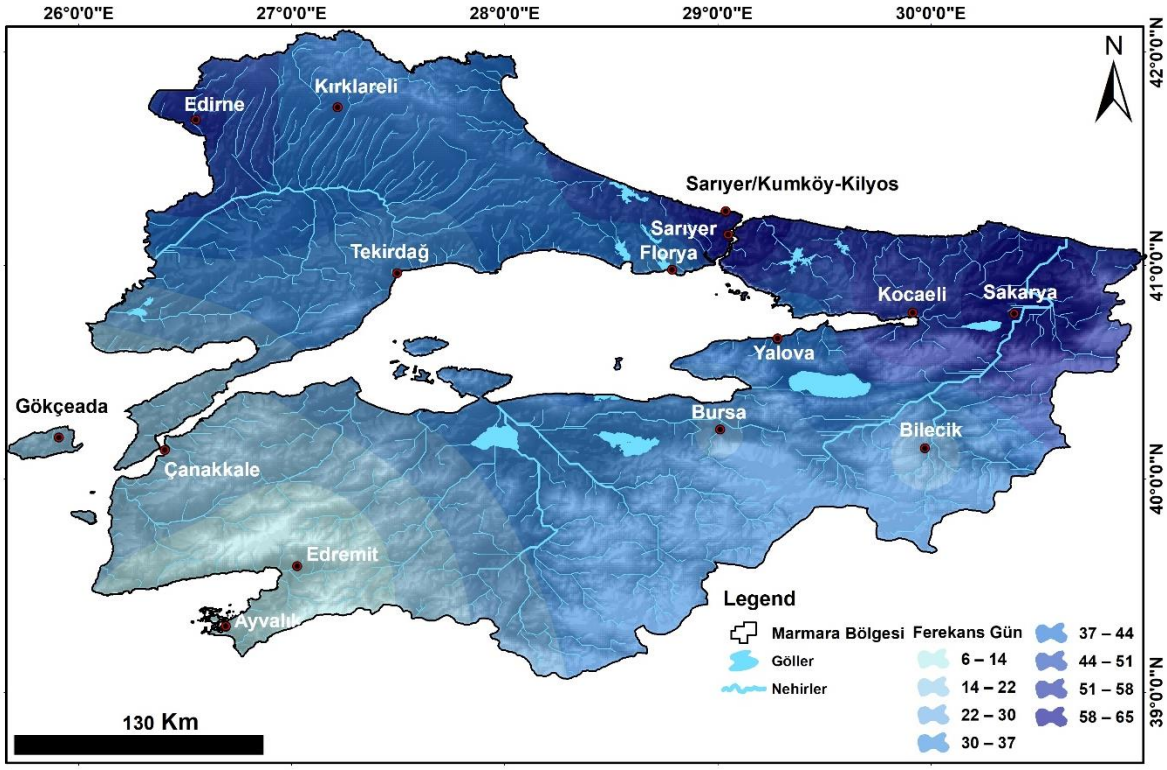
Ancak ilkbaharda durum farklı bir şekilde değişmektedir. Aşırı yağışların maksimum frekansı kıyı bölgelerinden uzakta ve iç bölgelere doğru yayılmaktadır. Bu mevsimde bu yağışlar en fazla bölgenin kuzeydoğu, doğu ve kuzeybatı bölgelerinde meydana gelmektedir. Ters noktada ise en düşük frekans öncelikle bölgenin kuzeyinde Karadeniz kıyılarında, ardından incelenen bölgenin güneybatısında Akdeniz kıyılarında görülmektedir. Bu mevsimde maksimum şiddetli yağışların iç bölgelere doğru kaymış olması, bu bölgelerde konvektif yağışların arttığının kanıtı olabilmektedir. Bu mevsimde yeterli nem kaynaklarının bulunması, yamaçların ve iç bölgelerin yoğun ısınmasıyla mevcut nem kaynaklarının güçlü bir konvektif yükselişine tanık olmaktayız. Nem kaynaklarının bu güçlü konvektif yükselişi bölgelerinde kümülonimbus bulutlarının oluşmasına neden olmuş ve son olarak bu bölgelerde diğer bölgelere göre aşırı yağışların artmasına neden olmaktadır.



Şekil 3.9: Marmara Bölgesi'nde Aşırı Yağışların İlkbahar Mevsiminde Frekans Dağılım Haritası.

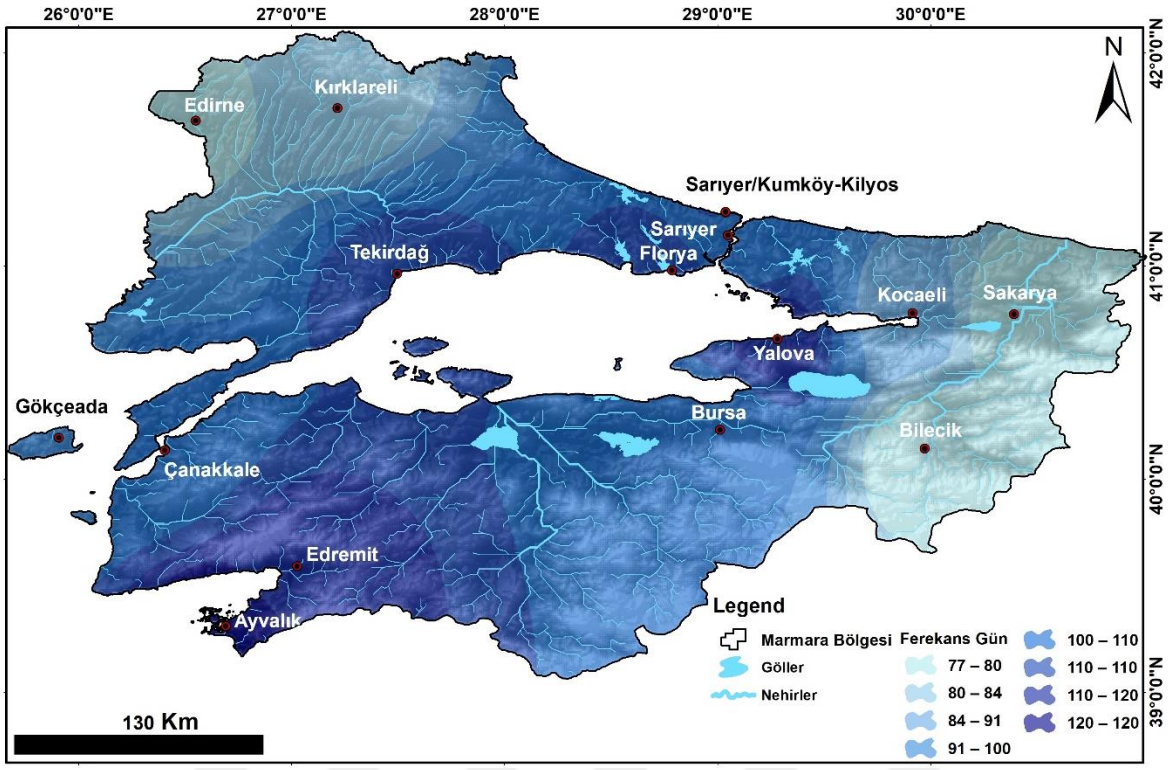
Yaz mevsiminde, Marmara Bölgesi'nin kuzeydoğu ve kuzey kesimlerinde maksimum aşırı yağış sıklığını görüyoruz. Karadeniz kıyıları bu mevsimde en aşırı yağış sıklığına (51-65 gün) sahiptir. Tabii Edirne istasyonunun bulunduğu bölgenin kuzeybatı köşesinde de bunun gibi yağışlara daha çok şahit olmaktayız. Bu bölgede 61 yıl boyunca aşırı yağışların sıklığı 51-58 gün arasındadır. Ancak yaz mevsiminde meydana gelen aşırı yağışların en düşük sıklığı bölgenin doğu ve güneybatı bölgelerine aittir.

Bu mevsimde Akdeniz kıyılarında en az aşırı yağış (6-14 gün) görülür ve bu bölgeden uzaklaştıkça aşırı yağış sıklığı artmaktadır.



Şekil 3.10: Marmara Bölgesi'nde Aşırı Yağışların Yaz Mevsiminde Frekans Dağılım Haritası.

Sonbaharda, aşırı yağışların sıklığı bölgenin güneybatı bölgelerinde daha yoğunlaşır. Bu mevsimde Marmara Bölgesi'nin güneybatı kıyıları, incelenen 61 yıllık süre boyunca 110-120 gün aşırı yağışlara maruz kalmaktadır. Güneybatı bölgelerinin yanı sıra, Marmara denizi kıyılarının Yalova, Florya ve Tekirdağ istasyonlarını kapsayan kısımları da diğer bölgelere göre daha fazla aşırı yağışa sahne olmaktadır. Bu mevsimde en az aşırı yağışlar önce doğu ve kuzeydoğuda, ardından batı ve kuzeybatıda yani kıyı bölgelerinden ve zengin nem kaynaklarından uzak yerlerde meydana gelmektedir. Bu mevsimde bölgenin kuzey kıyıları 61 yılda yaklaşık 100-110 gün aşırı yağışlar almıştır.



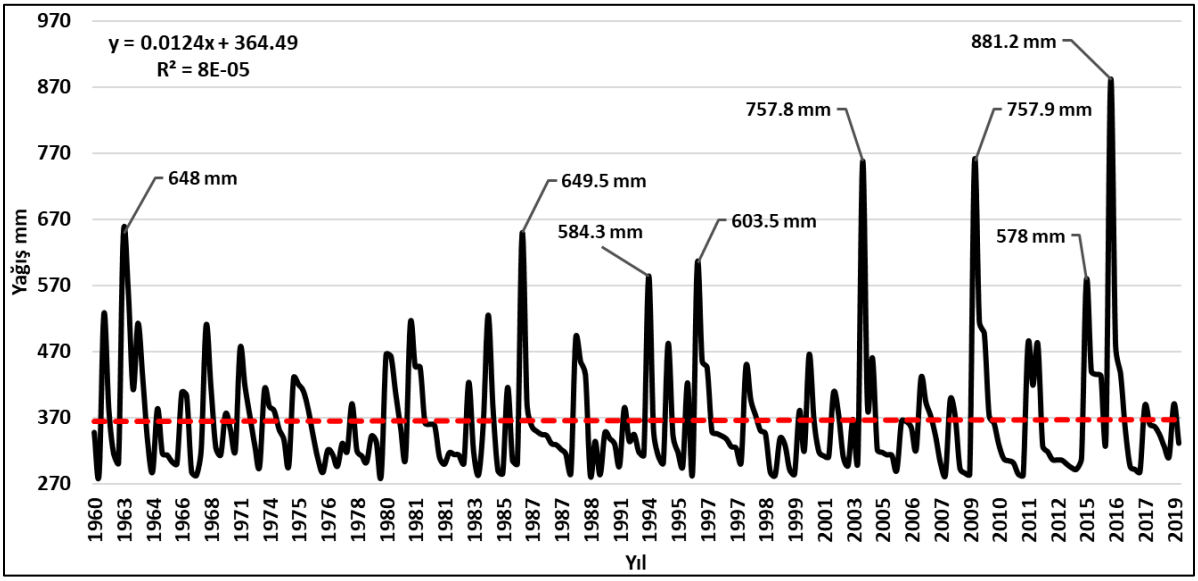
Şekil 3.11: Marmara Bölgesi'nde aşırı yağışların sonbahar mevsiminde frekans dağılım haritası.

3.2. Aşırı ve Yaygın Yağışların Sinoptik Analizleri

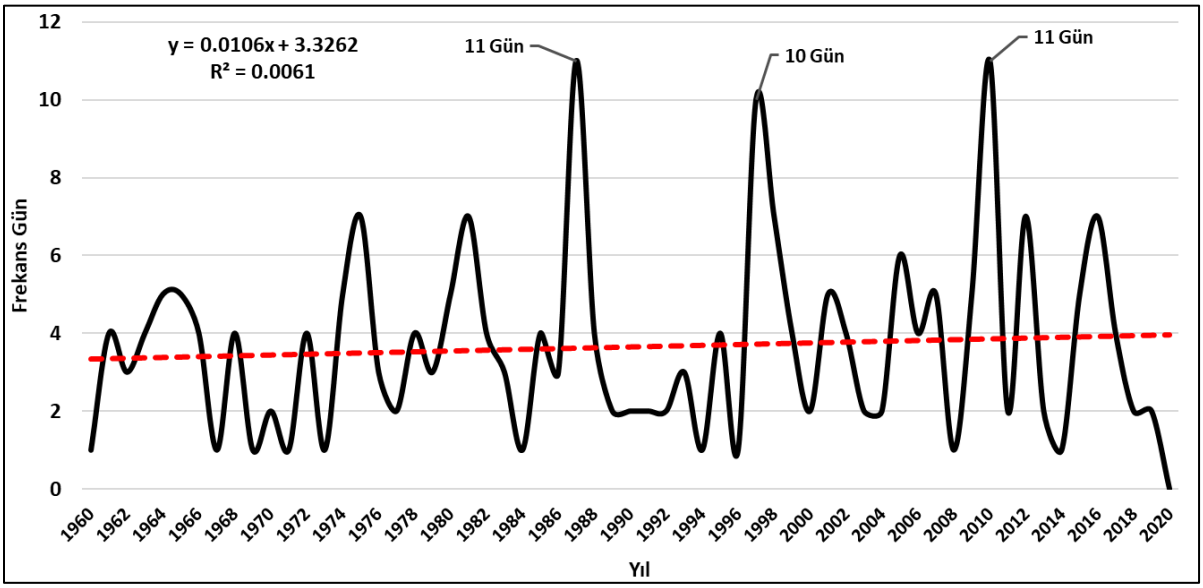
Sinoptik çalışmalar yapmak ve bölgede aşırı yağışlı günlerin hava koşullarını analiz etmek için öncelikle tüm bölgedeki yağış miktarını elde etmek için, incelenen dönemin 61 yılı boyunca bölgedeki 15 sinoptik istasyonun günlük yağışları toplanmıştır. Daha sonra aşırı yağışlı günleri belirlemek için %0,99 yüzdelik dilim yöntemi kullanılmıştır. Bu yöntemi kullanarak, incelenen alandaki aşırı yağış eşik sınırı 282,34 mm elde edildi. Dolaysıyla Marmara Bölgesi'nde incelenen 15 sinoptik istasyonun toplam yağış miktarının 282,34 mm'den fazla olduğu gün, bölgede aşırı yağışların meydana geldiği gün olarak bilinildi. Ancak, 15 istasyonda toplam yağış miktarının 282,34 mm'den fazla olduğu gün, diğer yandan istasyonların en az %0,50'sinin aşırı yağış eşiğini aşan yağış oluşumuna tanık olduğu gün, yaygın aşırı yağışların yaşandığı bir gün olarak bilinildi. Sonuçlara göre bölgede meydana gelen toplam aşırı yağış sayısı 224 gün, sinoptik analiz için kullanılan yaygın aşırı yağış sayısı ise 49 gün olmaktadır.

Şekil 3.12 ve 13, incelenen dönemin 61 yılı boyunca tüm bölgede aşırı yağışların meydana gelme yoğunluğunun ve sıklığının zaman serisi grafiklerini göstermektedir. Bölgenin tamamında aşırı yağışların yoğunluğunun grafiğine ilk bakıldığında, bu yağışların değişiminin uzun vadede trend siz olduğu görülmektedir. Ancak bu tip yağışların sıklığı uzun vadede yükselişte olmaktadır. Ancak aşırı yağış

yoğunluğu grafiğinde açıkça görülen olgu, son yıllarda meydana gelme yoğunluğunun artmasıdır. 1960'tan 2020'ye geçerken 500 mm'yi aşan yağış sayısı artmış, böylece 2016'da maksimum yağış miktarı bölgede 881,2 mm ile gerçekleşmiştir. Öte yandan, bu tip yağışların sıklığı zaman içinde giderek artmıştır. Meydana gelen maksimum sıklığı, 1987 ve 2010'da 11 güne eşit olmaktadır. Dolayısıyla bölgede bu tip yağışların yoğunluğunun ve sıklığının arttığı söylenebilir ki bu da önümüzdeki yıllarda sele neden olan yağışların meydana gelmesinin artmasını göstermekte ve bu nedenle bölge için büyük bir uyarı olmaktadır.

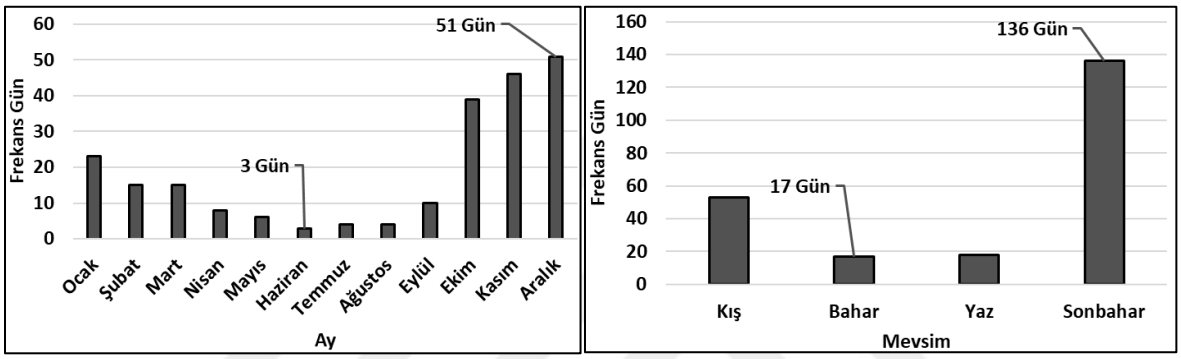


Şekil 3.12: Aşırı Yağışların Marmara Bölgesi'nde Yoğunluğundaki Değişimlerin Zaman Serisi Trendinin Grafiği.



Şekil 3.13: Aşırı Yağışların Marmara Bölgesi'nde Frekansındaki Değişimlerin Zaman Serisi Trendinin Grafiği.

Aylık olarak bakıldığında, bu tip yağışların maksimum sıklığı 61 yıl boyunca önce 51 gün ile aralık ayında, daha sonra 46 gün ile kasım ayında ve daha sonra 39 gün ile ekim ayında olmaktadır. Ancak tüm bölgede 61 yılda 3 gün ile en düşük aşırı yağış haziran ayına aittir. Bu ekstrem olayların sıklığının mevsimsel analizi de 136 gün ile sonbahar mevsiminin en yüksek aşırı yağış sıklığına sahip olduğunu, bunu 53 gün ile kış mevsimi, 18 gün ile yaz mevsimi ve 17 gün ile ilkbahar mevsiminin takip ettiğini göstermektedir. Bu nedenle sonbahar mevsimi, ekstrem yağışların neden olduğu hava tehlikelerinin çoğunu içeren mevsim olarak değerlendirilmelidir (Şekil 3.14).



Şekil 3.14: Aşırı Yağışların Marmara Bölgesi'nde Aylık ve Mevsimsel Frekans Grafiği.

Yukarıda bahsedildiği gibi, bölgede 61 yıl boyunca meydana gelen yaygın aşırı yağışların olduğu 49 gün den, sinoptik analizleri yapmak için ve bu tür olaylara neden olan 500 hPa düzeyi jeopotansiyel yüksekliği ve dünya yüzey basıncının desenlerini çıkarmak için kullanıldı.

Jeopotansiyel yüksekliğin atmosferik desenlerini tanımlamak ve çıkarmak için 500 hPa seviyesi kullanıldı. 500 hPa seviyesinin seçilmesi, bahsedilen seviyenin atmosferin orta seviyesi olması ve diğer taraftan atmosferin en kararsız ve değişken seviyesi olarak bilinmesinden kaynaklanmaktadır (Alijani, 2009; Qavidel Rahimi, 2010). Atmosferin üst seviyelerinin sirkülasyon desenlerini ve şiddetli yağışların oluşmasına neden olan yer yüzeyinin basınç desenlerini belirlemek için -70 - 10 derece boylam ve 10 - 70 derece enlem koordinatlarına sahip bir pencere Kullanılmıştır. Bu pencere, NOAA organizasyonunun 2.5*2.5 derecelik yeniden analiz edilmiş verileriyle 826 düğüm oluşturmaktadır. Daha sonra, dünya yüzeyi basınç ve 500 hPa jeopotansiyel yüksekliğinin desenlerini belirlemek için, alandaki çalışma günlerinin sayısı ve düğüm sayısından oluşan bir matris oluşturulmuştur. Yani Marmara Bölgesi'nde 49*826 boyutlarında bir matris oluşturulmuştur.

Hiyerarşik kümeleme yöntemi ve Öklid mesafesini kullanan Ward yöntemi, 500 hPa seviyesi jeopotansiyel yükseklik desenlerini çıkarmak için kullanıldı. Bahsedilen yöntem, aşırı yağışların meydana gelmesine yol açan 500 hPa jeopotansiyel yüksekliğinin atmosferik desenlerini iyi bir şekilde çıkarabildi.

Bu yöntem kullanılarak bölgede aşırı yağışların oluşmasına neden olan 11 jeopotansiyel yükseklik deseni çıkarılmıştır. Çıkarılan desenlerin haritaları ve analizleri aşağıda verilmiştir.

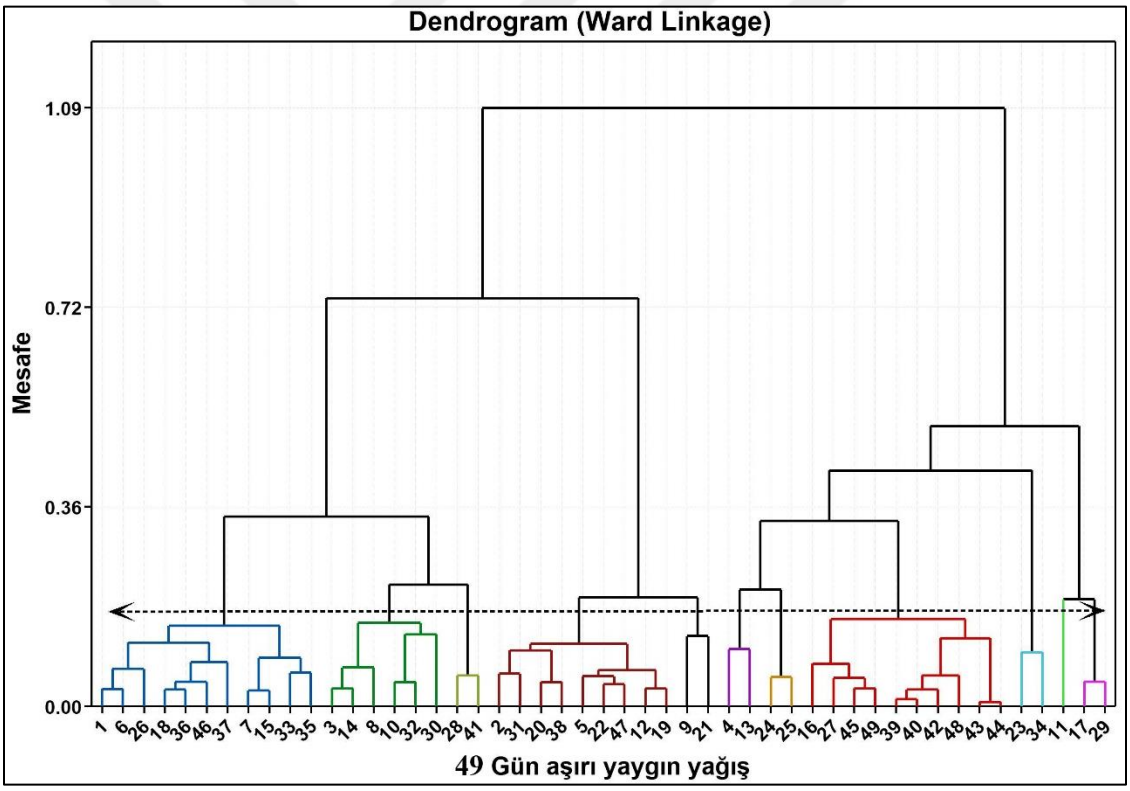
Deniz seviyesi basınç desenlerini çıkarmak için, çalışılan alanda çalışılan her gün için deniz seviyesi basıncına ilişkin veriler çıkarıldıktan sonra farklı kümeleme yöntemleri değerlendirilmiş ve karşılaştırılmıştır. Kullanılan yöntemler arasında Ward yaklaşımı ve Öklid mesafesi ile hiyerarşik kümeleme yöntemi, K-Ortalama kümeleme yöntemi ve son olarak Varimax yaklaşımıyla faktör analizi yöntemi yer almıştır. İncelenen yöntemlerden K-Ortalama yöntemi, kümeleme işlemi öncesinde küme sayısının belirlenmesi nedeniyle atmosferik desenlerin çıkarılmasında güvenilir bir yöntem değildir. Çünkü çalışılan günlerin bir şekilde belirlenen küme sayısına dâhil edilmesi gerekir. İncelenen günler arasında, çalışma süresi boyunca yalnızca bir veya iki kez bir desen meydana gelmiş olabilir. Bu yöntem kullanılırsa ilgili desen diğer desenlerle birleştirilecek yani bu desen hiçbir şekilde çalışmada görülmeyecek ve bir şekilde silinecek olabilir. Ancak, faktör analizi ve hiyerarşik kümeleme yöntemleri, maksimum grup içi benzerliğe ve maksimum grup dışı farklılaşmaya dayalı olarak kümeleme ve faktör analizi gerçekleştirir. Bu yöntemlerde küme ve faktör sayısı analizler yapıldıktan sonra sunulmaktadır. Bu durumda araştırmacının kendisi, hiyerarşik kümeleme dendrogram diyagramında kümeleri kesme ve faktör puanlarının değerlendirilmesine dayalı olarak faktörleri belirleme yolunda tam bir aristokrasiye sahiptir.

Başka bir deyişle, araştırmacı, elde edilen sonuçlara dayalı olarak kümelerin veya faktörlerin sayısını çıkarabilir ve bu şekilde, bahsedilen fenomenin çalışmasında daha az sıklıkla meydana gelen desenler ortadan kaldırılmaz. Bahsedilen farklı yöntemlerin araştırılmasından elde edilen sonuçlar, Marmara Bölgesi'ndeki yer basınç desenlerini çıkarılmasında hiyerarşik ve K-Ortalama yöntemlerinin tutarsızlığını ve yetersiz doğruluğunu göstermiştir. K-Ortalama yöntemi hiyerarşik yönteme göre daha kabul edilebilir bir kümeleme gerçekleştirmiştir, ancak kümelerin içine yerleştirilen günler uzamsal homojenlik açısından kabul edilebilir değildi. Örneğin, bir veya iki gün boyunca ağırlıklı olarak Sibirya yüksek basınç sistemini içeren bir küme, kümenin içinde Batı Göçmen Yüksek Basıncı gibi diğer basınç sistemleri de görüldü. Örneğin, ağırlıklı olarak Sibirya yüksek basınç sisteminin hâkimiyetini gösteren küme içinde, batı göçmen yüksek basınç sistemi gibi diğer basınç sistemleri de küme içinde bir veya iki gün boyunca görülmüştür. Bu problemden dolayı, yer yüzeyinin basınç desenleri faktör analizi ve varimax döndürme yöntemi kullanılarak çıkarılmıştır. Diğer yöntemlerle karşılaştırıldığında, söz konusu yöntem, yer yüzey basıncının karmaşık desenlerini iyi tanımlayabildi. Sayfaların sınırlılığı ve araştırmanın geniş kapsamı nedeniyle, kullanılan yöntemlerin karşılaştırılmasından elde edilen sonuçların ayrıntılı açıklaması ile faktör analizi yöntemine ait grafik ve tabloların analizi bu araştırmada yapılmamıştır. Faktör analizi

yöntemi kullanılarak Marmara Bölgesi için 12 yer basınç deseni çıkarılmıştır. Çıkarılan desenlerin haritası ve her bir desenin içerdiği günler aşağıda her bölümle ilgili tablo ve şekillerde verilmiştir. Son olarak, ayrıntılı sinoptik analizi yapmak için, her bir yer yüzeyi basınç deseninin en yüksek yağışlı günü kullanılmıştır.

3.2.1. 500 hPa Seviyesi Jeopotansiyel Yükseklik Desenleri

Şekil 3.15, aşırı yaygın yağışları incelemek için seçilen 49 indeks günün 500 hPa jeopotansiyel yükseklik verilerinin Ward yöntemini kullanan hiyerarşik kümeleme analizinin dendrogram diyagramını göstermektedir. 11 kümelik bir kesimle, söz konusu diyagram, Marmara Bölgesi'nde aşırı yağışların meydana gelmesine neden olan 11 jeopotansiyel yükseklik desenini tanımlayıp ve çıkarıldı.



Şekil 3.15: Seçilen Günlerin 500 Hpa Jeopotansiyel Yükseklik Verilerinin Dendrogram Diyagramı.

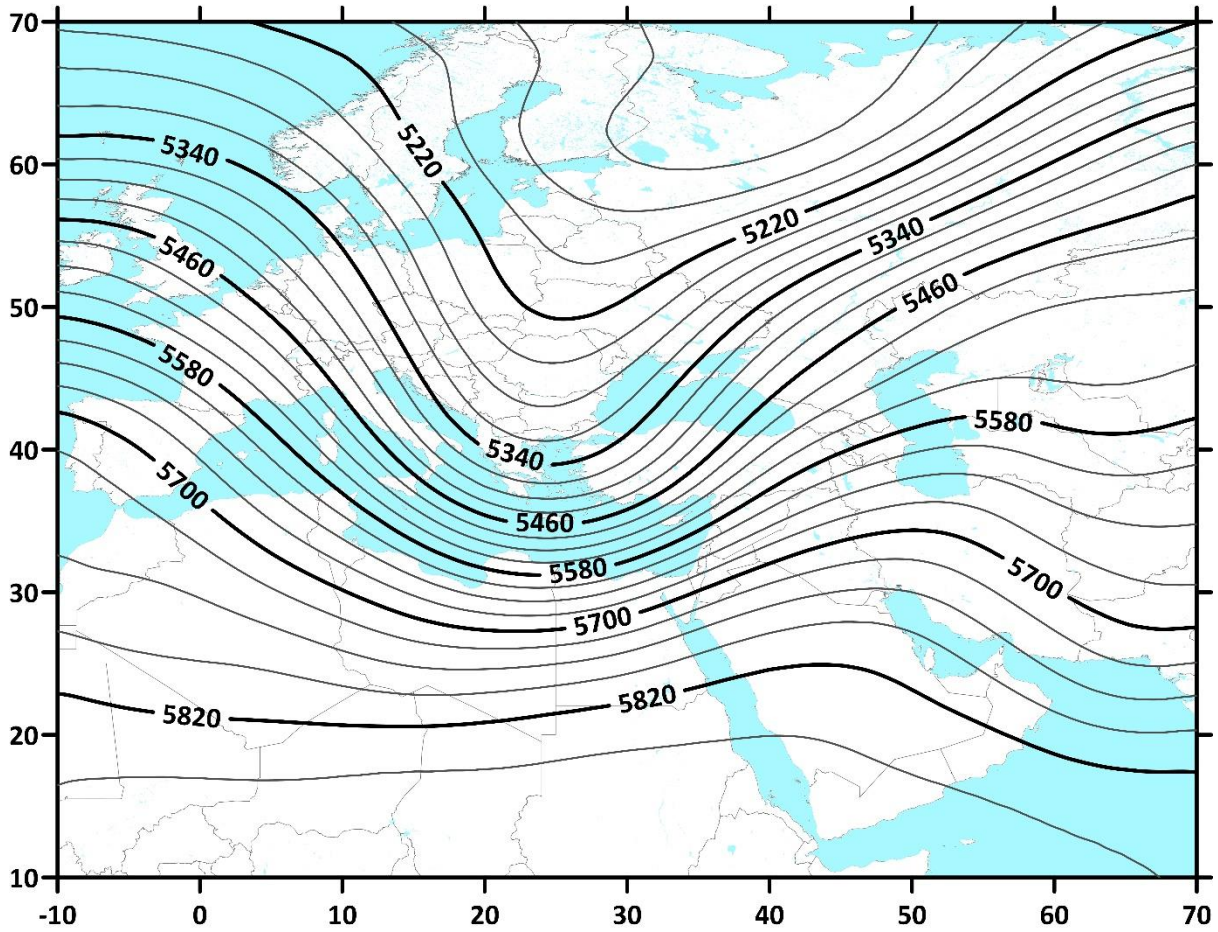
3.2.1.1. Desen 1

Tablo 3.3, 500 hPa jeopotansiyel yüksekliğin ilk deseninde yer alan günlerin özelliklerini göstermektedir. Bu desen11 günden oluşur ve çıkarılan 11 desen arasında en sık görülen desendir. Bu desende gözlemlenen maksimum yağış miktarı 757 mm, minimum yağış miktarı ise 364.1 mm olmaktadır ki sırasıyla 2004 ve 2006 yıllarında meydana gelmiştir.

Tablo 3.3: 500 hPa Jeopotansiyel Yüksekliğin İlk Deseninde Yer Alan Günlerin Özellikleri

Sıra	Kod	Gün	Yağış miktarı mm
1	1	1962-19-DEC	527.4
2	6	1968-12-JAN	509.5
3	26	1996-06-FEB	422.8
4	18	1981-15-DEC	447.6
5	36	2006-08-MAR	364.1
6	46	2016-18-JAN	437.6
7	37	2007-11-NOV	430.5
8	7	1968-12-MAR	416.2
9	15	1980-28-JAN	465.5
10	33	2004-22-JAN	757.8
11	35	2005-19-DEC	460.4

Şekil 3.16, bu kümede yer alan 11 günlük 500 hPa jeopotansiyel yüksekliğin ortalama desen haritasını göstermektedir. Bu desende gözlemlenen baskın fenomen, 60 derecenin üzerindeki enlemlerden 30 derecenin altındaki enlemlere kadar çok derin bir trofun oluşumudur. Bu desende dikkat çeken nokta, trof ekseninin Bulgaristan'ın kuzeybatı ve batı bölgelerinde, Yunanistan'ın kuzeydoğu bölgelerinde ve Akdeniz'deki konumudur. Bu alanlar, yüksek enlemlerden taşınan soğuk ve ağır havanın maksimum çökme yerleri olmaktadır. Karşı noktada, incelenen alan tam olarak trofun doğusunda, yani maksimum yukarı yönlü hareketlerin ve atmosferik dengesizliklerin meydana geldiği bölgede yer almaktadır. Bu desendeki jeopotansiyel yükseklik kontörlerin düzenine göre, Akdeniz'in üzerinden geçen trof ekseninden taşınan nemli hava, maksimum atmosferik bozulmaların ve pozitif vortisiti olduğu trofun doğu kısmına taşınmıştır ve bu nemli hava kütlesinin yükselmesiyle birlikte, Türkiye'nin Marmara Bölgesi’nde yaygın olarak aşırı yağışlara neden olmuştur.



Şekil 3.16: 500 hPa Jeopotansiyel Yükseklik Seviyesinin Bir Numaralı Desen Haritası.

3.2.1.2. Desen 2

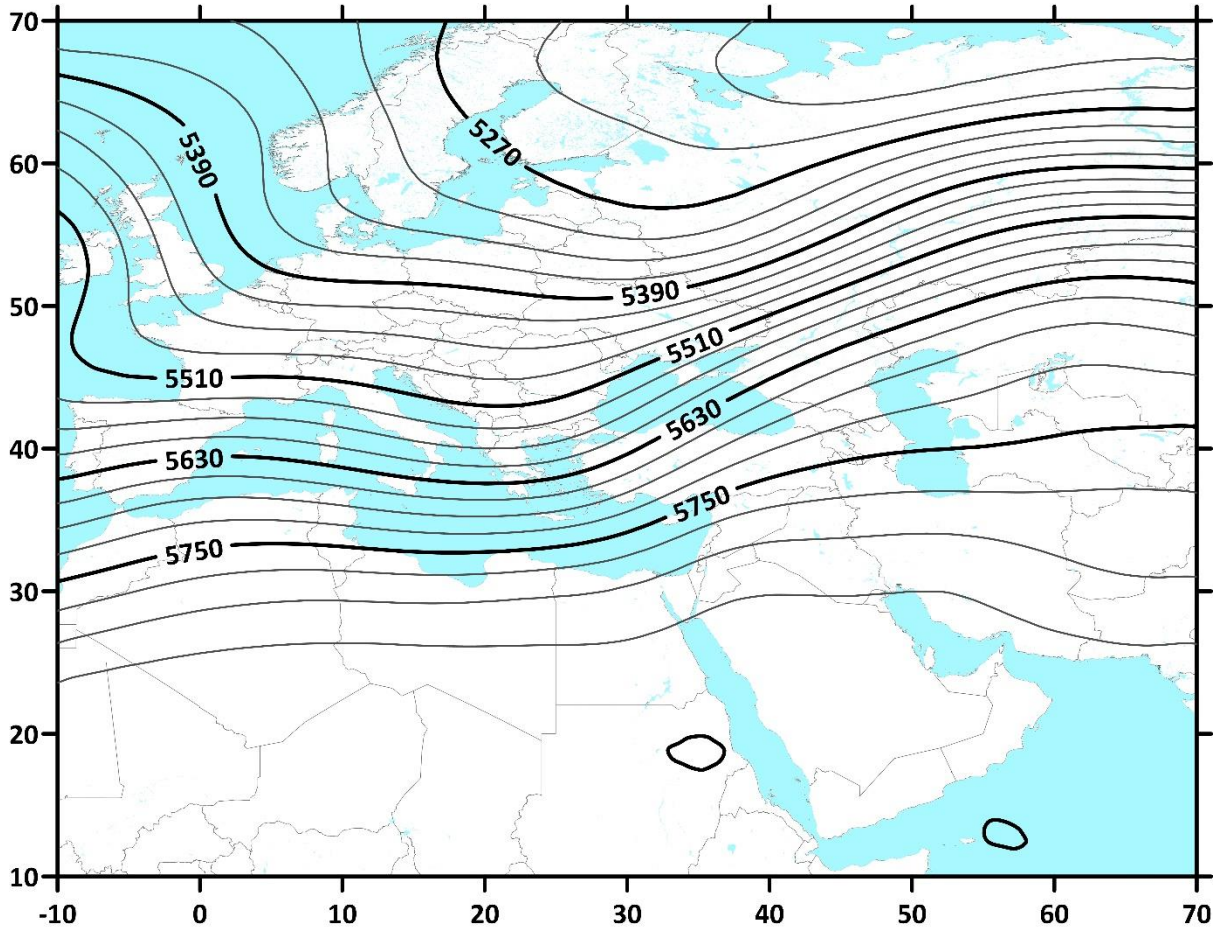
Tablo 3.4, bu kümede yaygın olarak aşırı yağışların olduğu günleri göstermektedir. 500 hPa'lık bu jeopotansiyel yükseklik modeli altı günden oluş maktadır. Bu desende kaydedilen maksimum yağış, aralık 1963'te meydana gelen 648 mm'ye eşit olmaktadır.

Tablo 3.4: 500 hPa Jeopotansiyel Yüksekliğin İkinci Deseninde Yer Alan Günlerin Özellikleri.

Sıra	Kod	Gün	Yağış miktarı
1	3	1963-19-DEC	648
2	14	1980-11-NOV	463.2
3	8	1971-22-NOV	475.2
4	10	1974-15-AUG	387.3
5	32	2003-25-OCT	367.5
6	30	1998-30-SEP	397.1

Şekil 3.17, bu kümede 6 gün yer alan 500 hPa seviyesi jeopotansiyel yüksekliğin ortalama desen haritasını göstermektedir. Bahsedilen haritaya ilk bakışta açıkça görülebilen desen, Atlantik Okyanusu'nun

doğusundan incelenen alanı etkileyen ve son olarak Marmara Bölgesi'ni geçerek yüksek enlemlere giren bir iniş oluşumudur. Bu desende dikkat çeken nokta, çalışılan alan üzerinden geçen jeopotansiyel yükseklik kontörleridir. Bu kontörler doğu Atlantik Okyanusu'nu geçtikten ve bu bölgeden nemi absorbe etikten sonra, Akdeniz'e girer ve nemini absorbe edip ve taşıyarak Marmara Bölgesi'ne girer. Bu desende Marmara Bölgesi trofun doğusunda yer almaktadır. Dolayısıyla çok baroklinik ve kararsız hava içeren bu bölgede bahsi geçen sistemin taşıdığı çok nemli hava yükselmiş ve bölgede yaygın aşırı yağışlara neden olmuştur.



Şekil 3.17: 500 hPa Jeopotansiyel Yükseklik Seviyesinin İki Numaralı Desen Haritası.

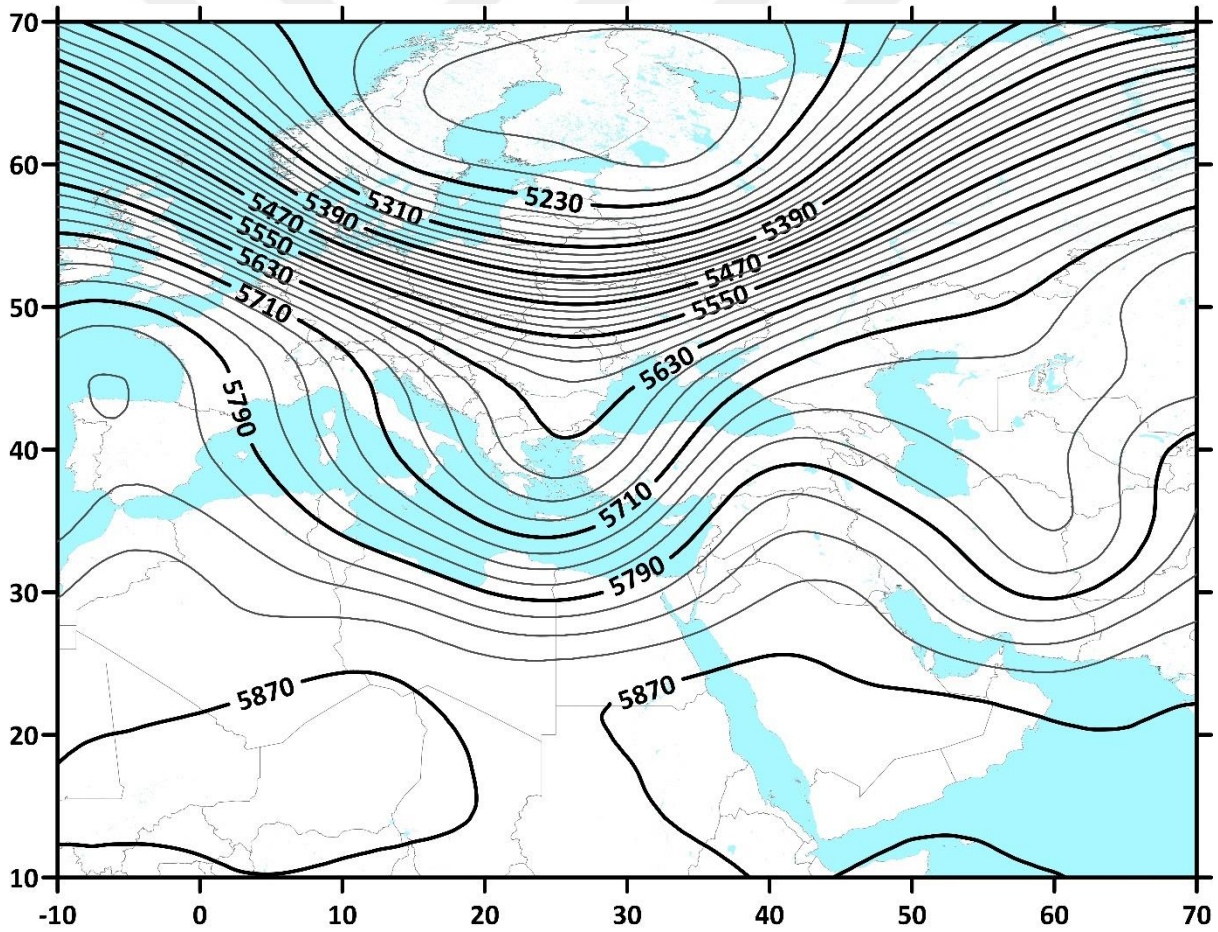
3.2.1.3. Desen 3

Tablo 3.5, bu desene dâhil edilen günleri gösterir. Söz konusu tabloya göre bu desenin iki günden oluştuğu görülmektedir. Bu desende meydana gelen maksimum yağış miktarı 482,36 mm olmaktadır.

Tablo 3.5: 500 hPa Jeopotansiyel Yüksekliğin Üçüncü Deseninde Yer Alan Günlerin Özellikleri.

Sıra	Kod	Gün	Yağış miktarı
1	28	1997-25-OCT	446.2
2	41	2011-11-OCT	482.6

Bu atmosferik desende belirgin olan fenomenler, bir yandan Finlandiya, Norveç ve İsveç merkezli çok düşük irtifalı bir bölgenin oluşumu, diğer yandan ise doğu Atlantik Okyanusu ve İspanya üzerinde yüksek irtifalı bir bölgenin oluşumudur. Bahsedilen bu iki desenin sonucu, cut off alçağı blokingin meydana gelmesi ve Marmara Bölgesi'nden başlayıp Kuzeydoğu Afrika'ya kadar devam eden derin trof oluşumudur. Cut off alçağı blokingin oluşması, Marmara Bölgesi'nde çok kararsız bir atmosfer oluşmasına neden olmuştur. Cut off alçağı blokingleri, siklon benzeri ve saat yönünün tersine hareket mekanizmasına sahiptirler. Bu blokinglerin çalışma alanı ve Akdeniz kıyıları üzerindeki oluşumu ve saat yönünün tersine hareketi ile bu alanlardaki nemi absorbe ederek, absorbe etiği nemin Marmara Bölgesi'nin bulunduğu blokingin doğusunda yükselmesiyle, yüksek nem içeren bulutların oluşumuna ve ardından aşırı yaygın yağışların meydana gelmesine neden olmuştur (Şekil 3.18).



Şekil 3.18: 500 hPa Jeopotansiyel Yükseklik Seviyesinin Üç Numaralı Desen Haritası.

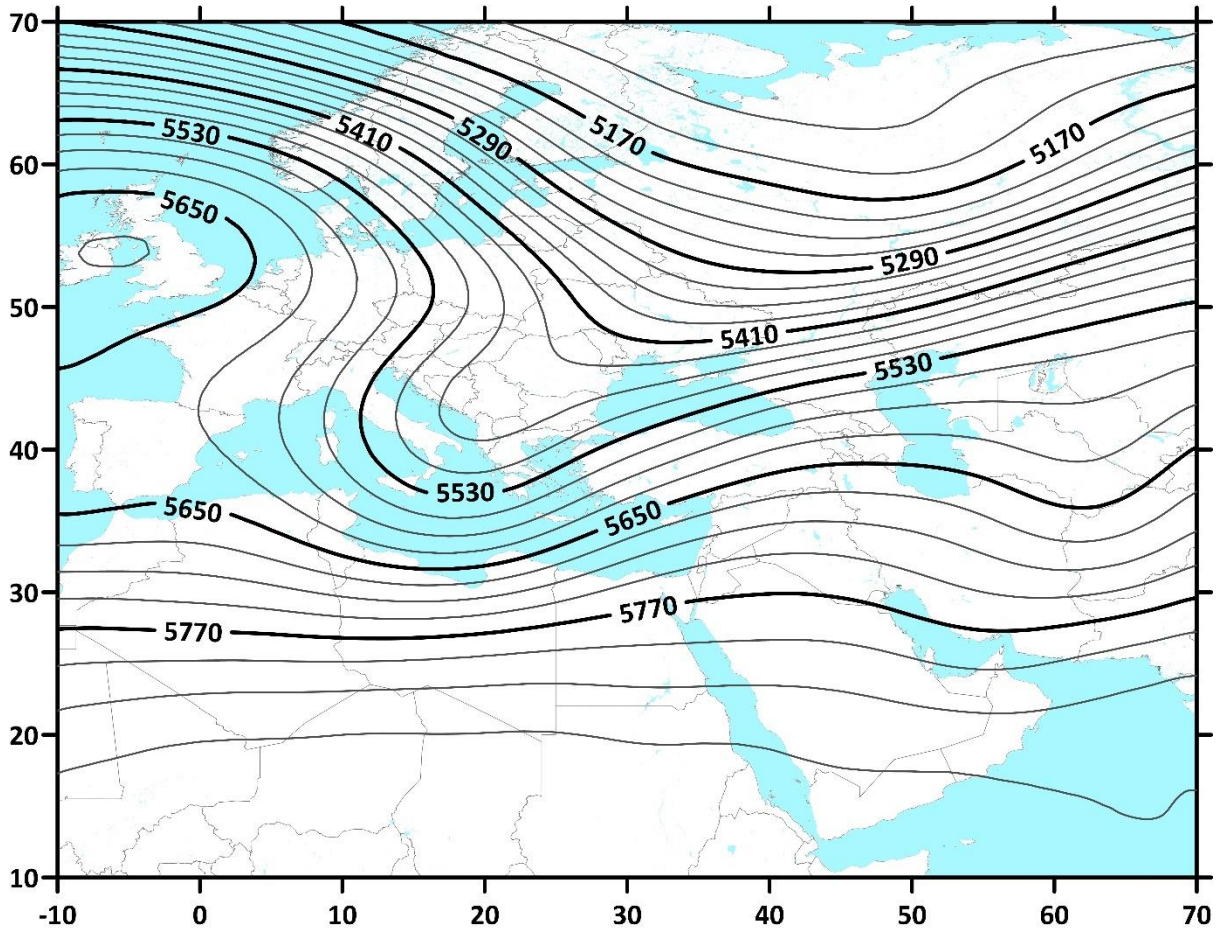
3.2.1.4. Desen 4

9 günü kapsayan bu desen, Marmara Bölgesi'nde 61 yıllık tüm sürenin en yağışlı gününü içermektedir. Bu kümede kaydedilen maksimum yağış, 29 Kasım 2016'da meydana gelen 881.2 mm'dir. Bu kümede yer alan tüm günlerde meydana gelen yağış miktarı 400 mm'den fazla olmakta, bu nedenle en yağışlı kümelerden biri sayılmaktadır (Tablo 3.6).

Tablo 3.6: 500 hPa Jeopotansiyel Yüksekliğin Dördüncü Deseninde Yer Alan Günlerin Özellikleri.

Sıra	Kod	Gün	Yağış miktarı
1	2	1963-07-DEC	561.3
2	31	2001-17-DEC	465.7
3	20	1987-10-DEC	649.5
4	38	2010-14-OCT	497.6
5	5	1966-16-MAR	403.1
6	22	1988-24-NOV	434.7
7	47	2016-29-NOV	881.2
8	12	1975-20-DEC	430.6
9	19	1983-21-JAN	423.5

Şekil 3.19, bu kümenin 500 hPa jeopotansiyel yükseklik deseninin haritasını göstermektedir. İlk bakışta görülebilen fenomen, Balkan ülkeleri ve Yunanistan, İtalya ve Kuzey Akdeniz'in bazı kısımları üzerinde cut off alçağı blokingin oluşmasıdır. Yağışların, özellikle yoğun yağışların meydana gelmesinde önemli rol oynayan atmosferik sistemlerden biri de cut off alçağı blokingidir. Çünkü siklonik ve saat yönünün tersine hareketi nedeniyle hava kütlesinin hızla yükselmesine neden olur. Bu yukarı doğru akış, özellikle blokingin doğu ve kuzeydoğu bölgelerinde zirvede olmaktadir. Bu desende, Marmara Bölgesi tam olarak engellemenin doğu kesiminde, yani atmosferin maksimum diverjans ve yükselme süreçlerinin gerçekleştiği yerde bulunmaktadır. Bu blokingin oluşumu ve çalışma alanının doğusunda yer alması, bu sistemin Akdeniz'den absorbe etiği çok zengin nemi inceleme alanına taşımasını sağlamıştır. Daha sonra saat yönünün tersine hareketle ve nemli hava kütlesinin yükselmesi için gerekli koşulları sağlayarak Marmara Bölgesi'nde yaygın aşırı yağışların oluşmasına neden olmuştur.



Şekil 3.19: 500 hPa Jeopotansiyel Yükseklik Seviyesinin Dört Numaralı Desen Haritası.

3.2.1.5. Desen 5

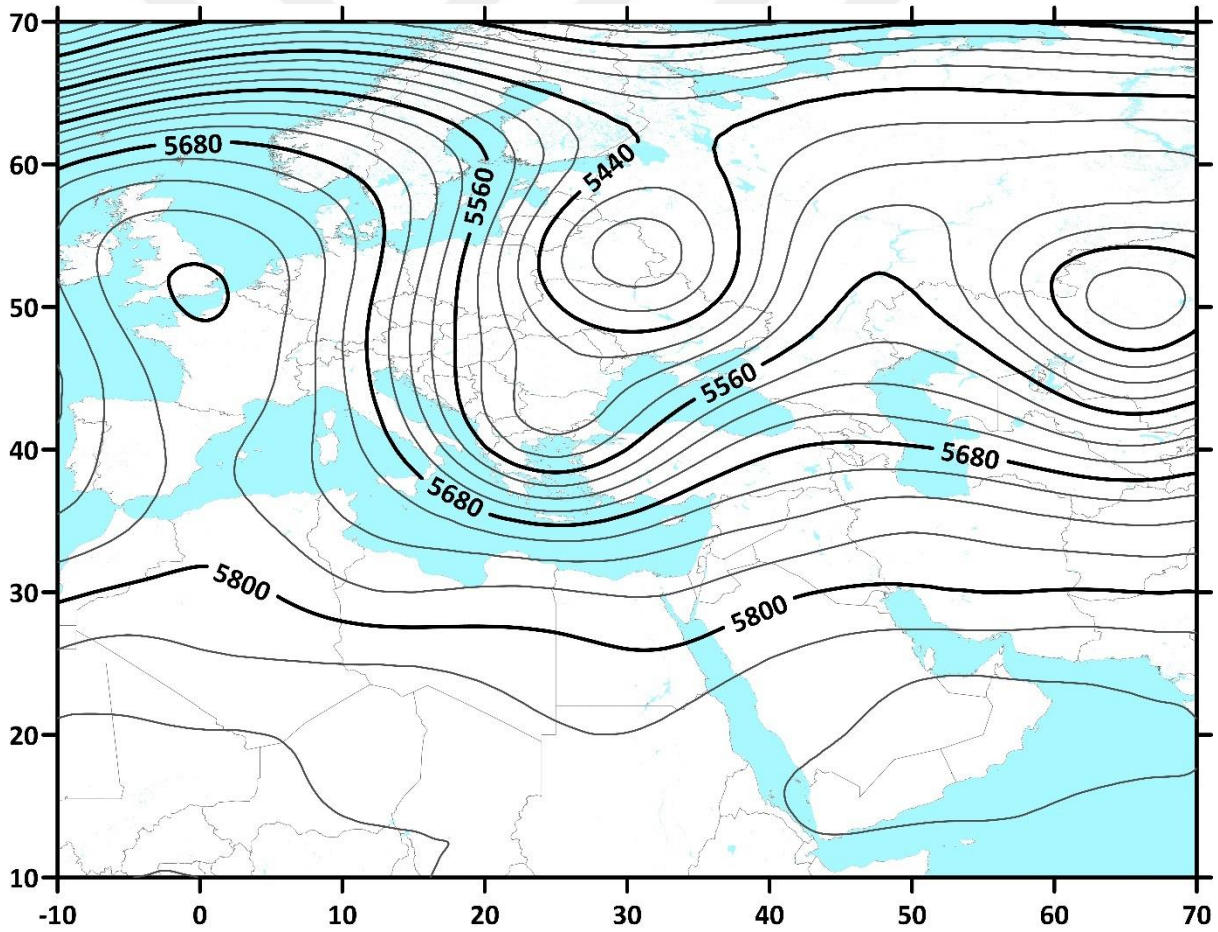
500 hPa'lık bu jeopotansiyel yükseklik deseni, meydana gelen maksimum yağışın 454,7 mm'ye eşit olduğu iki günden oluşmaktadır (Tablo 3.7).

Tablo 3.7: 500 hPa Jeopotansiyel Yüksekliğin Beşinci Deseninde Yer Alan Günlerin Özellikleri.

Sıra	Kod	Gün	Yağış miktarı
1	9	1972-16-OCT	372.5
2	21	1988-15-NOV	454.7

Bu desende, açıkça tanımlanabilen ve yorumlanabilen bir olgu, omega şekilli bloking ve cut off alçağı blokingin meydana gelmesidir. İngiltere merkezli batı Avrupa ve doğu Atlantik Okyanusu üzerinde Omega şekilli blokingi oluşmuş ve 50 derece enleminin üzerindeki doğu Avrupa ülkelerinde de cut off alçağı blokingi görülmektedir. Bu iki blokingin oluşumu, 50 derece kuzey enleminden Akdeniz'in ortasına kadar derin bir trof oluşumuna yol açmıştır. Bu desende incelenen alanı etkileyen sistemler bir yanda omega şeklindeki blokingin doğu kısmı, diğer yanda Marmara Bölgesi'nin trofun doğusundaki yer alması

konumudur. Merkezde sakin ve pürüzsüz hava içeren, güney doğu ve güney batı Kenarlarında kontrolü altındaki alanlara çok dengesiz ve kararsız hava empoze eden omega şeklindeki bloking mekanizması nedeniyle, Marmara Bölgesi'nin blokaingin güney doğu kesiminde yer alması bu bölgede türbülanslı ve siklonik havanın hâkim olmasına neden olmuştur. Öte yandan, atmosferin üst seviyelerinde diverjans ve yükselen akımların en fazla faaliyet gösterdiği yer olan trofun doğu kesiminde yer alması nedeniyle, koşullar, havanın yükselmesi ve çalışılan alan üzerinde kararsız atmosferin hüküm sürmesi için tamamen hazırlanmıştır. Ayrıca, inceleme alanı üzerinden geçen jeopotansiyel yükseklik eğrilerinin topolojisine göre, bu eğrileri Akdeniz'in doğu kesimlerinden geçirerek ve nemini absorbe edip Marmara Bölgesi'ne ileterek, incelenen alan üzerinde yer alan çok kararsız ve susuz hava kütlesinin yaygın aşırı yağışlar üretebilmesi için gerekli olan nemi tamamen sağlanmıştır (Şekil 3.20).



Şekil 3.20: 500 hPa Jeopotansiyel Yükseklik Seviyesinin Beş Numaralı Desen Haritası.

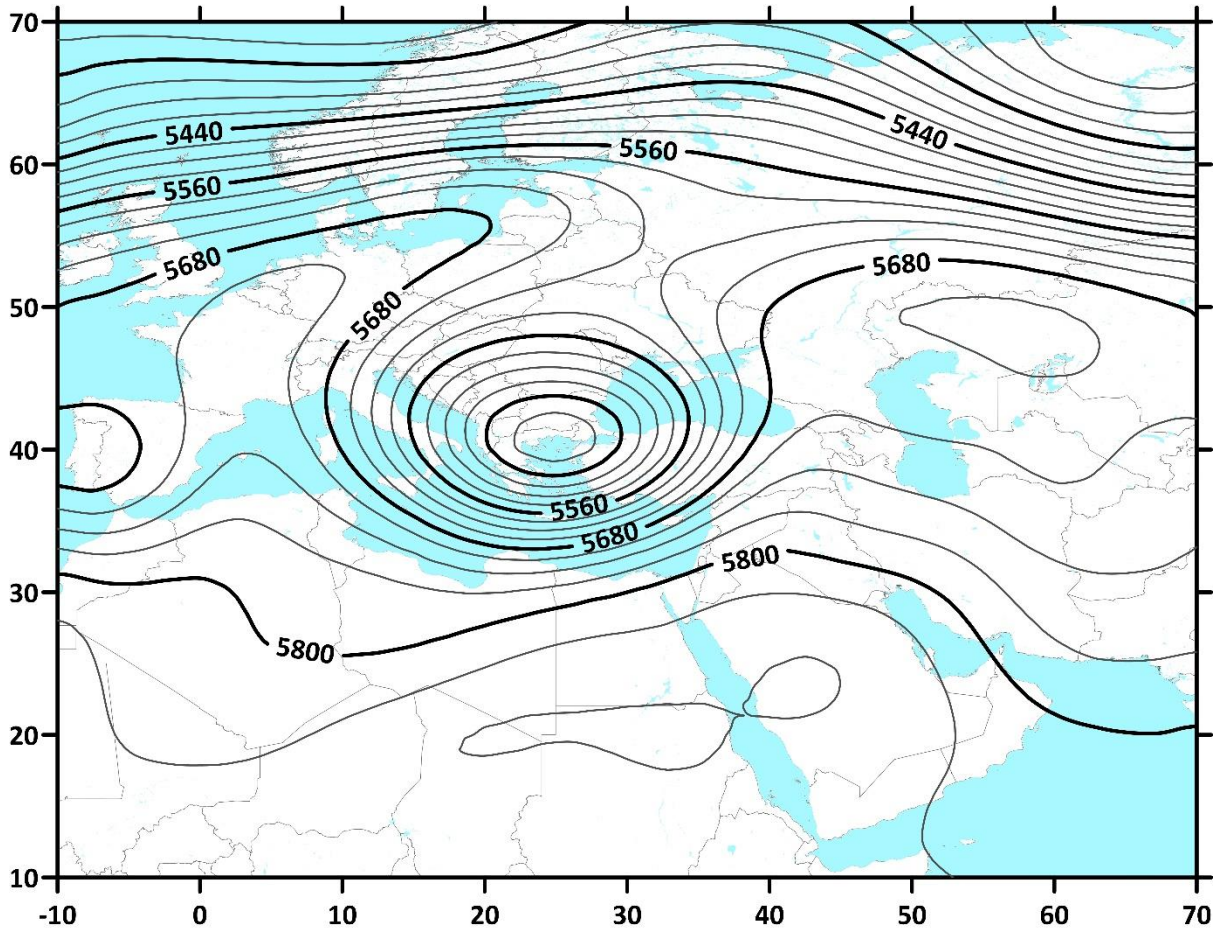
3.2.1.6. Desen 6

Bu jeopotansiyel yükseklik deseni, önceki desen gibi, iki günü içerir ve bu kümede kaydedilen maksimum yağış, 13 Kasım 1994'te meydana gelen 584.3 mm'ye eşittir (Tablo 3.8).

Tablo 3.8: 500 hPa Jeopotansiyel Yüksekliğin Altıncı Deseninde Yer Alan Günlerin Özellikleri.

Sıra	Kod	Gün	Yağış miktarı
1	4	1964-23-SEP	512.9
2	13	1975-24-NOV	410.3

Bu desenin jeopotansiyel yükseklik haritasına bakıldığında, güney Marmara Denizi, kuzey Ege Denizi, Marmara Bölgesi'nin büyük bölümleri, güney Bulgaristan ve Yunanistan'ın doğu ve kuzeydoğu bölgeleri üzerinde çok güçlü bir cut off alçağı bloking olayı ile karakterize olduğu söylenebilir. Bu atmosferik desende Marmara Bölgesi, cut off alçağı engellemesinden doğrudan etkilenmektedir. Bu desende Marmara Bölgesi blokingin doğu ve kuzeydoğu kesimlerinde yer almaktadır. Siklonik hareketi ile oldukça kararsız olan bloking sisteminin bu kısmı, kontrolü altındaki denizlerin nemini absorbe ederek, doğu ve kuzeydoğu bölgelerinde kuvvetli yükselişi ile incelenen alanda aşırı yaygın yağışlara neden olmuştur (Şekil 3.21).



Şekil 3.21: 500 hPa Jeopotansiyel Yükseklik Seviyesinin Altı Numaralı Desen Haritası.

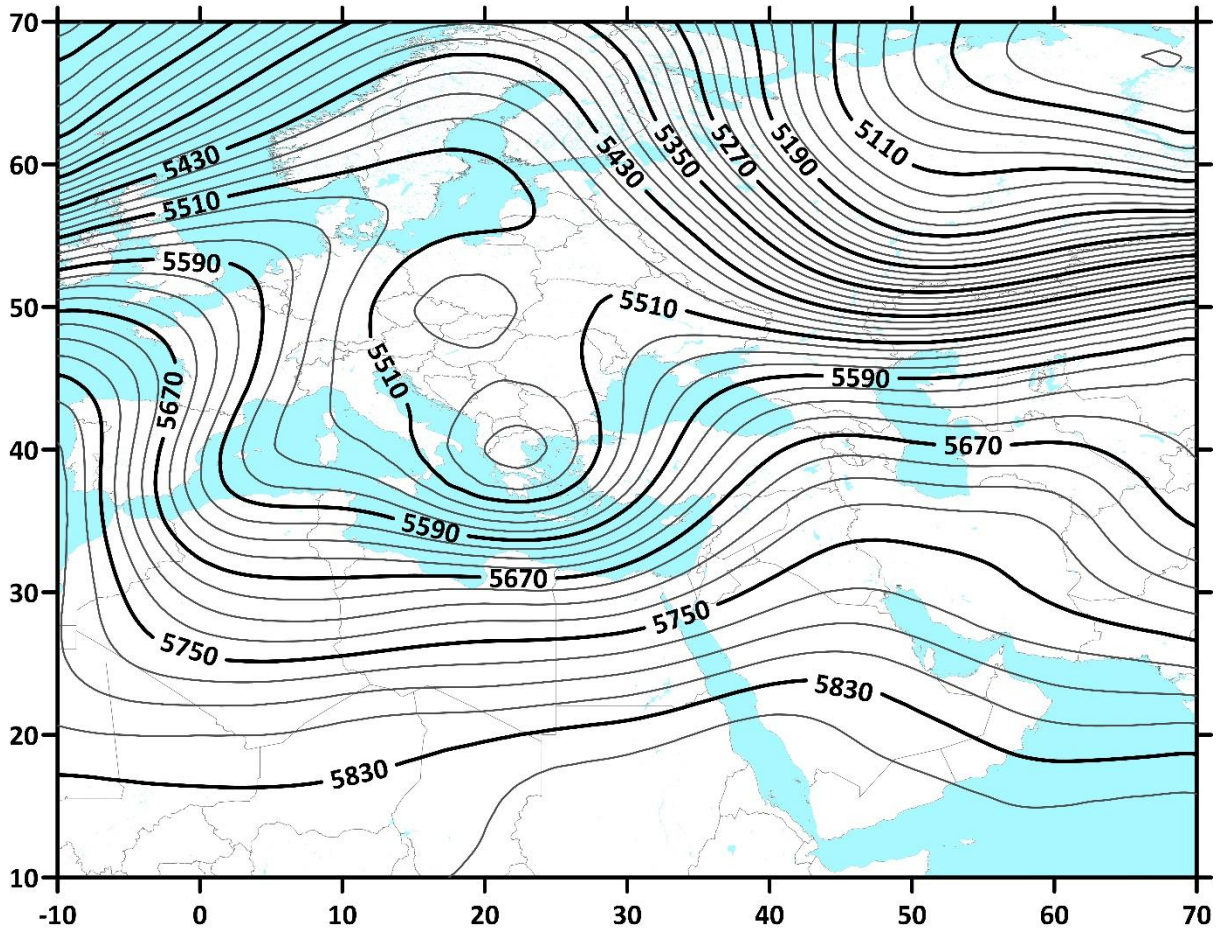
3.2.1.7. Desen 7

İki günden oluşan bu desende en fazla yağış miktarı 584,3 mm olmaktadır (Tablo 3.9).

Tablo 3.9: 500 hPa Jeopotansiyel Yüksekliğin Yedinci Deseninde Yer Alan Günlerin Özellikleri.

Sıra	Kod	Gün	Yağış miktarı
1	24	1994-13-NOV	584.3
2	25	1995-04-JAN	482.3

Bu iki günde aşırı yaygın yağışların meydana gelmesine neden olan desen, 6, 4 ve 3 numaralı desenlere benzer şekilde blokingin meydana gelmesidir. Bu desende Yunanistan, Makedonya ülkesinin güney kısmında ve Arnavutluk üzerinde cut off alçağı bloking deseni oluşmuştur. Bu tip engelleme mekanizmasına göre ve ayrıca Akdeniz ve Ege Denizi'nin nem kaynaklarını kolayca absorbe eden oluşum yerine göre, maksimum diverjans ve yükselen hava akımlarının yeri olan bu atmosferik sistemin doğu ve kuzeydoğusunda yer alan Marmara Bölgesi'nde yaygın aşırı yağışların meydana gelmesi beklenenden uzak olmayacaktır (Şekil 3.22).



Şekil 3.22: 500 hPa Jeopotansiyel Yükseklik Seviyesinin Yedi Numaralı Desen Haritası.

3.2.1.8. Desen 8

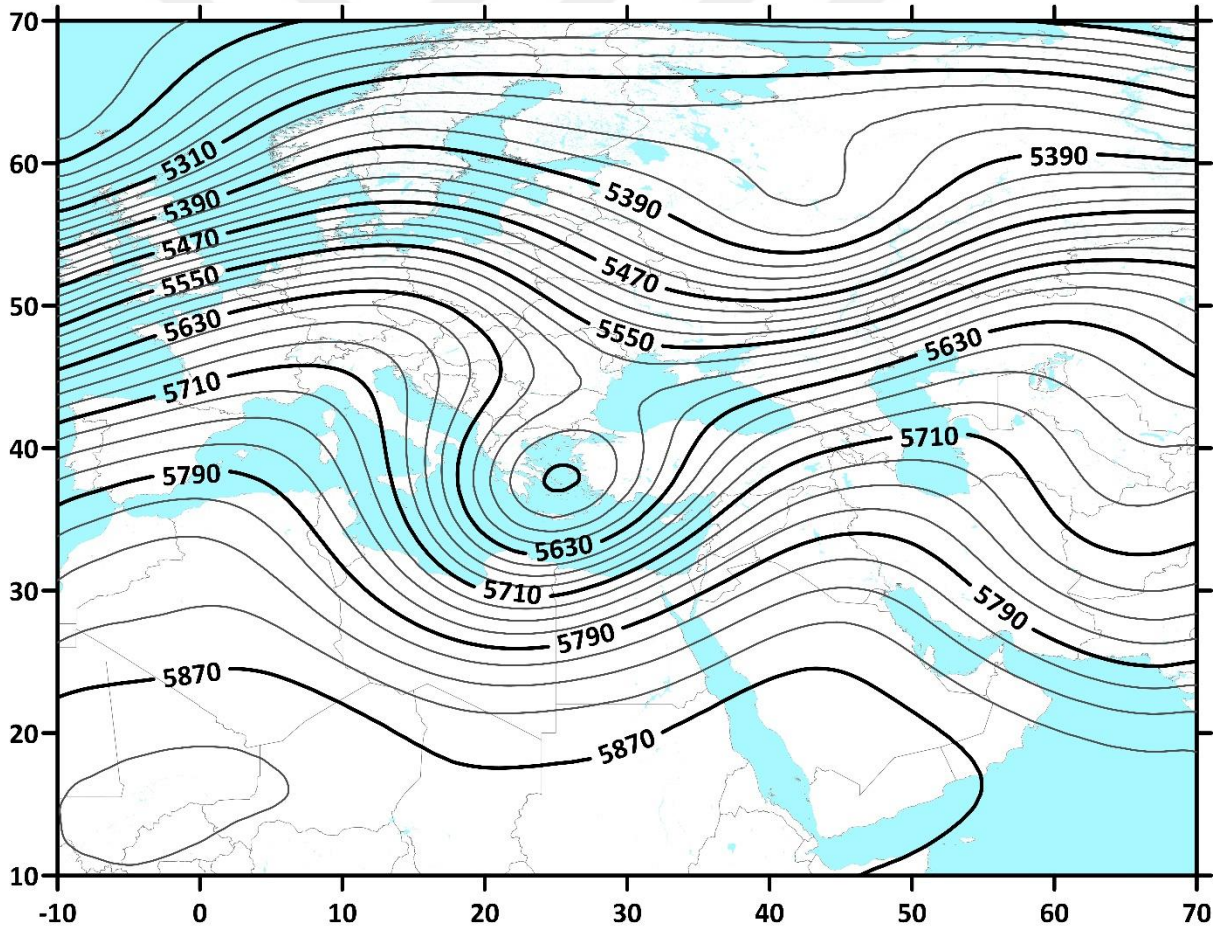
Bu desen 1 numaralı desenden sonra Marmara Bölgesi'nde aşırı yağışların meydana gelmesine neden olan 500 hPa jeopotansiyel yüksekliğin en sık görülen desenidir. Bu desen, 28 Ekim 2010'da meydana gelen en yüksek yağışın 757.9 mm'ye ulaştığı on günü içerir. Bu desene dâhil olan günlere göre, 345,1 mm yağışlı bir gün dışında, geri kalan günlerde 400 mm'den fazla yağışlı günler bu kümeye dâhil edilmiştir (Tablo 3.10).

Tablo 3.10: 500 hPa Jeopotansiyel Yüksekliğin Sekizinci Deseninde Yer Alan Günlerin Özellikleri.

Sıra	Kod	Gün	Yağış miktarı
1	16	1980-28-MAR	406.1
2	27	1997-08-DEC	603.5
3	45	2016-06-FEB	479.4
4	49	2019-13-MAR	391.1
5	39	2010-28-OCT	757.9
6	40	2010-29-OCT	514.8
7	42	2015-13-JAN	435.6

8	48	2017-26-OCT	345.1
9	43	2015-23-OCT	578
10	44	2015-24-OCT	432.9

Şekil 3.23, bu kümenin 500 hPa jeopotansiyel yükseklik deseninin haritasını göstermektedir. Bu desende ilk bakışta görülebilen fenomen, 7, 6, 4 ve 3 numaralı desenlere benzer tipik bir cut off alçağı blokingin meydana gelmesidir. Ancak bu desenle diğer desenler arasındaki tek fark, bu cut off alçağı blokingin güney Ege Denizi'nin merkezinde meydana gelmesi ve Marmara Bölgesi'nin bu blokingin kuzeydoğu ve kuzey kesimlerinde yer almasıdır. Marmara, Ege ve Akdeniz denizlerinde bu blokingin kurulması ve bunun sonucunda oluşan siklonik hareket, bu alanlarda büyük miktarda nemin absorbe edilmesine yol açmış ve doğu, kuzeydoğu ve kuzey kesimlerde bu nemli havanın kuvvetli yükselişi ile Marmara Bölgesi'nde yaygın şiddetli yağışlara neden olmuştur.



Şekil 3.23: 500 hPa Jeopotansiyel Yükseklik Seviyesinin Sekiz Numaralı Desen Haritası.

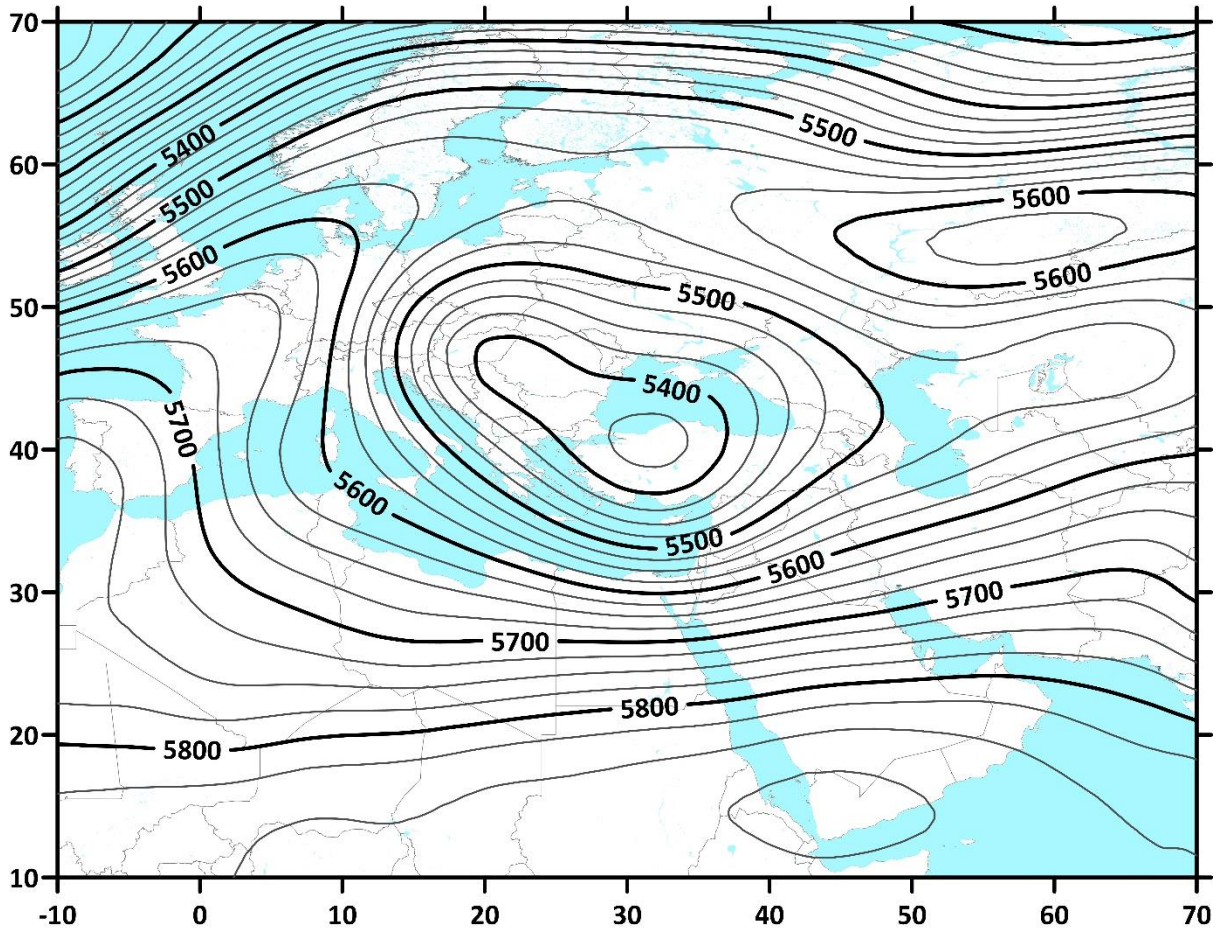
3.2.1.9. Desen 9

Tablo 3.11, bu 500 hPa jeopotansiyel yükseklik desenine dâhil edilen günlerin özelliklerini göstermektedir. Bu desene dâhil edilen günler iki gündür ve kaydedilen maksimum yağış miktarı ise 23 Ocak 2004'te meydana gelen 385,7 mm olmaktadır.

Tablo 3.11: 500 hPa Jeopotansiyel Yüksekliğin Dokuzuncu Deseninde Yer Alan Günlerin Özellikleri.

Sıra	Kod	Gün	Yağış miktarı
1	23	1991-10-APR	330
2	34	2004-23-JAN	385.7

Şekil 3.24, bu kümenin 500 hPa jeopotansiyel yükseklik deseninin ortalama haritasını göstermektedir. Bu desende, Marmara Bölgesi'nin merkezi ile çok kuvvetli bir cut off alçağının meydana gelmesini görüyoruz. Atmosferik cut off alçaklarının, güçlü bir siklona benzer bir hareket mekanizmasına sahip en kararsız atmosferik desenler arasında sayılmaktadır, bu nedenle hareket sistemleri saat yönünün tersinde olmakta ve her zaman hava kütlesinin güçlü bir şekilde yükselmesine yol açan diverjans bir harekete sahip olmaktadır. Bu yukarı yönlü hareket, özellikle doğu ve kuzeydoğu bölgelerinde maksimum miktarına ulaşmaktadır. Bu hava düzeninin oluşması nedeniyle, Marmara Bölgesi'nin atmosferi oldukça kararsız olmuş ve hava yükselişi için koşulları çok elverişli olmuştur. Karadeniz'in güneybatı ve batı kesimlerinin yanı sıra Marmara Denizi'nde de bu atmosferik sistemin kurulması nedeni ile bölgede aşırı yağışların oluşması için gerekli nem sağlanmıştır. Dolayısıyla bu cut off alçağı siklonik hareketi ile Karadeniz ve Marmara Denizi'nin nemini absorbe edip, öte yandan saat yönünün tersine hareketi ile nemli hava kütlesinin yükselmesine neden olmuş ve son olarak inceleme alanında yaygın olarak aşırı yağışların meydana gelmesine neden olmuştur.



Şekil 3.24: 500 hPa Jeopotansiyel Yükseklik Seviyesinin Dokuz Numaralı Desen Haritası.

3.2.1.10. Desen 10

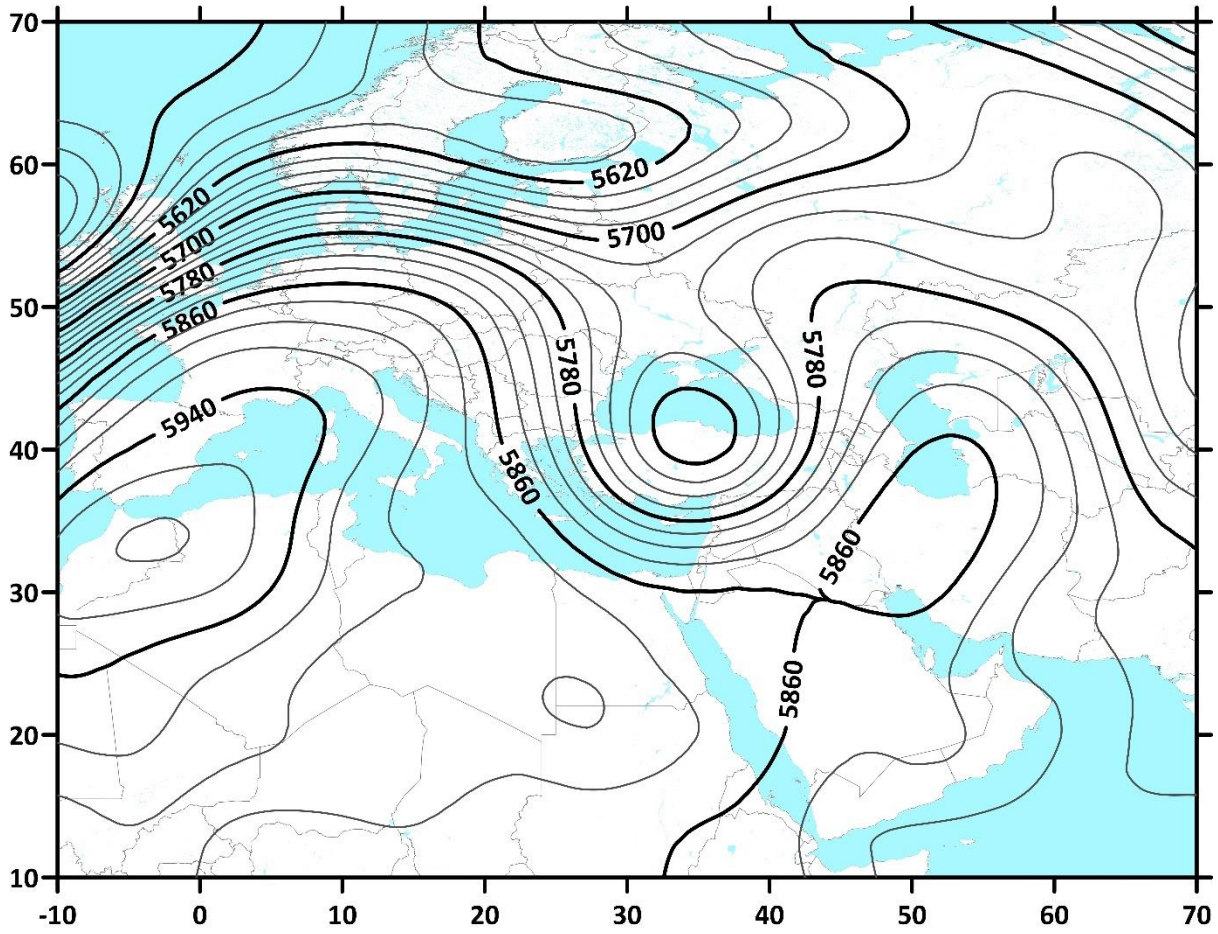
Bu desen Marmara Bölgesi'nde 387,3 mm yağışın meydana geldiği bir günü içermektedir (Tablo 3.12).

Tablo 3.12: 500 hPa Jeopotansiyel Yüksekliğin Onuncu Deseninde Yer Alan Günlerin Özellikleri.

Sıra	Kod	Gün	Yağış miktarı
1	11	1974-15-AUG	387.3

Bugün 500 hPa olan jeopotansiyel yükseklik deseni, önceki desenlerin çoğu gibi, cut off alçağı blokingi göstermektedir, bu durumda bu bloking Türkiye'nin kuzey bölgesinde ve Karadeniz'in güneyi ve merkezinde oluşmuştur. Bugün de Marmara Bölgesi blokingin doğu veya kuzeydoğu tarafında yer aldığı diğer desenlerden farklı olarak, çalışma alanı hemen hemen batısında yer almaktadır, ancak doğu bölgelerinde çok güçlü bir alçak irtifalı kapalı hücre hâkim olmaktadır ve bu, bölgenin doğu kısımları üzerinde kararsız havanın hâkimiyetini göstermektedir. Bu atmosferik sistemin Karadeniz'in büyük bir bölümünde kurulması nedeni ile yaygın yağışların oluşması için gerekli ve yeterli nem sağlanmıştır. Bu

nedenle, bu faktörlerin birleşimi, Marmara Bölgesi'nde yaygın olarak aşırı yağışların meydana gelmesine yol açmıştır, elbette, cut off alçağı engelleme sisteminin konumuna bağlı olarak yağışların en yoğun olduğu yer, Marmara Bölgesi'nin doğu kısımlarına dayanmaktadır (Şekil 3.25).



Şekil 3.25: 500 hPa Jeopotansiyel Yükseklik Seviyesinin On Numaralı Desen Haritası.

3.2.1.11. Desen 11

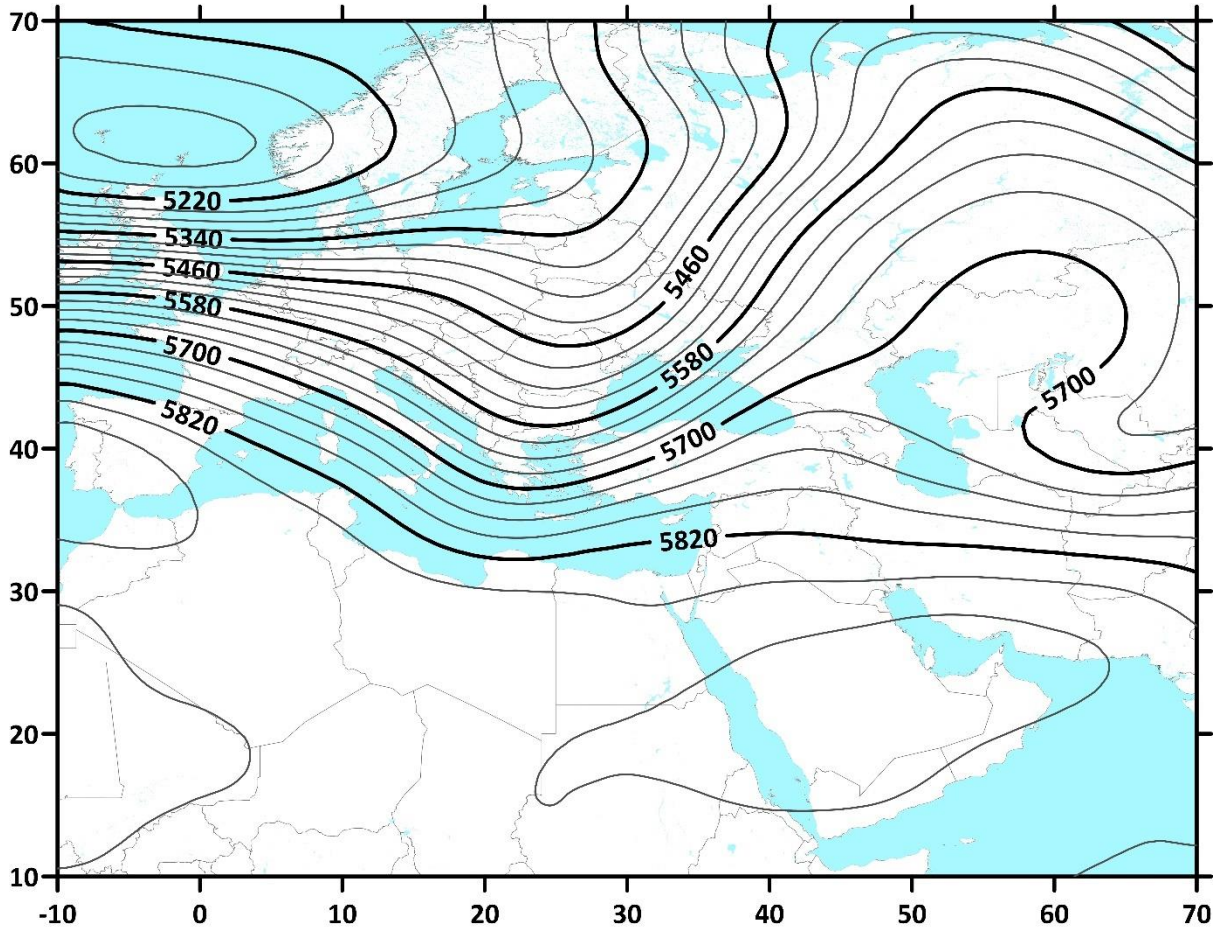
Bu atmosferik desen iki günden oluşmakta olup, bu kümeye dâhil olan günlerin özellikleri Tablo 1'de verilmiştir (Tablo 3.13).

Tablo 3.13: 500 hPa Jeopotansiyel Yüksekliğin On birinci Deseninde Yer Alan Günlerin Özellikleri.

Sıra	Kod	Gün	Yağış miktarı
1	17	1981-14-OCT	358.1
2	29	1998-27-OCT	448

500 hPa jeopotansiyel yükseklik desenine ilk bakışta (Şekil 3.26), İngiltere'nin kuzeyinde ve 60 derecenin üzerinde enlemlerde çok alçak irtifalı bir merkezin oluşması ve doğuya doğru Kuzey Avrupa'ya genişlemesi tanımlanabilecek bir olgudur. Bu sistemin doğuya doğru genişlemesi, 55 derece enlemlerin

üzerinden, Baltık Denizi'nin kuzeyi ve doğusundan Afrika'nın kuzeydoğusuna kadar çok derin bir trofun oluşmasına yol açmıştır. Tarif edilen desende Marmara Bölgesi trofun doğusunda yer almaktadır. Bu desendeki jeopotansiyel yükseklik kontörlerin düzenlenmesine göre, kontörlerin Atlantik Okyanusu, Akdeniz, Ege Denizi ve Marmara Denizi üzerinden geçişi ile bölgede aşırı yaygın yağış oluşturmak için gerekli ve yeterli nemin sağlandığını göstermektedir. Bu nedenle, çalışma alanının trofun doğusundaki konumu ile, üst atmosferin maksimum diverjans süreçlerinin gerçekleştiği bu bölgedeki nem bakımından zengin hava kütlesi yükselmiş ve bu bölgede aşırı yağışların oluşmasına neden olmuştur.



Şekil 3.26: 500 hPa Jeopotansiyel Yükseklik Seviyesinin On Bir Numaralı Desen Haritası.

3.2.2. Yer Yüzeyi Basınç Desenleri

3.2.2.1. Desen 1

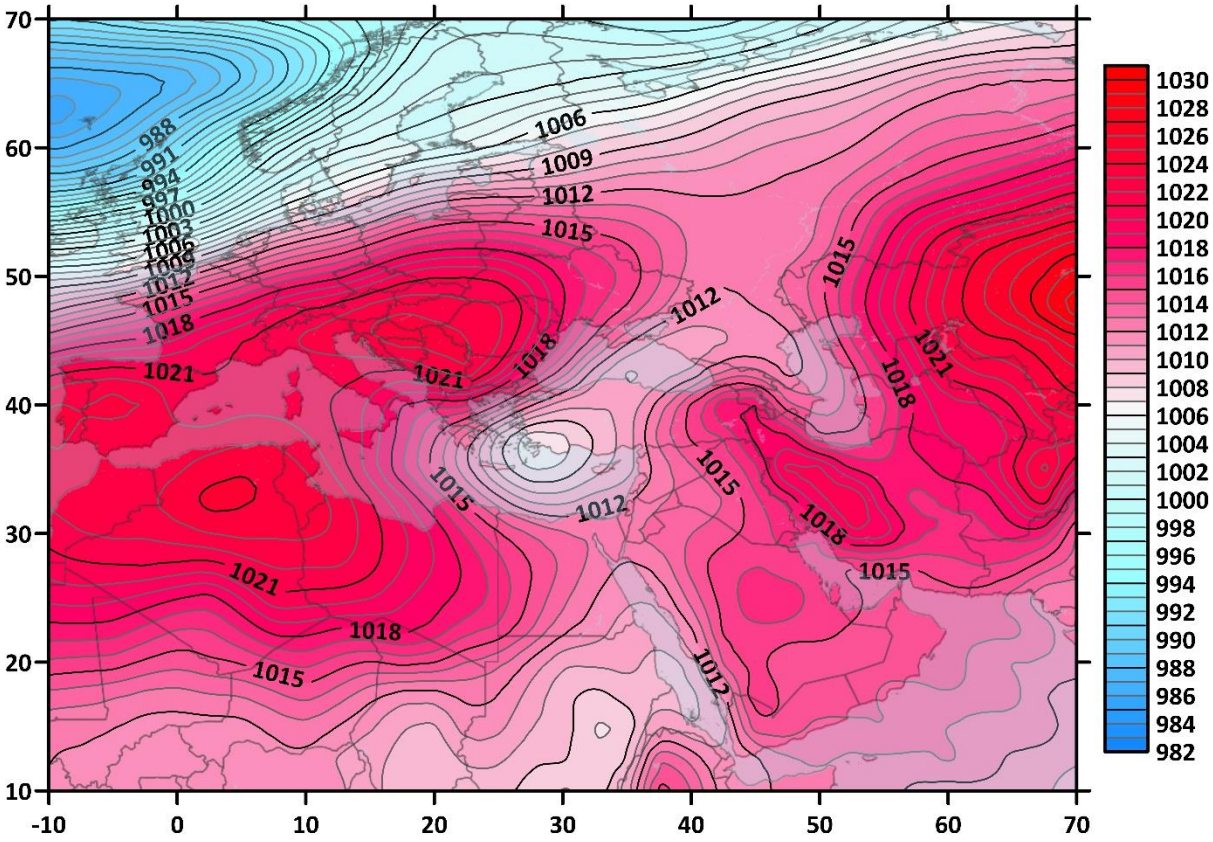
Bu yer yüzeyi basıncı deseni 11 günü içerir ve günlerin ayrıntıları tabloda 1'de verilmiştir. Bu desende kaydedilen maksimum yağış miktarı 757,9 mm ve minimum yağış miktarı ise 364,1 mm olmaktadır (Tablo 3.14).

Tablo 3.14: Yer Yüzeyi Basıncının İlk Deseninde Yer Alan Günlerin Özellikleri.

Sıra	Kod	Gün	Yağış miktarı mm
1	27	199708DEC	603.5
2	29	199827OCT	448
3	34	200423JAN	385.7
4	36	200608MAR	364.1
5	39	201028OCT	757.9
6	40	201029OCT	514.8
7	42	201513JAN	435.6
8	43	201523OCT	578
9	44	201524OCT	432.9
10	45	201606FEB	479.4
11	49	201913MAR	391.1

Yer yüzeyinin bu basınç deseninde, incelenen alanı etkileyen yüksek basınçların ve düşük basınçların aktivitesini görüyoruz. Bir yandan Sibirya'nın yüksek basınçlı faaliyetine ve Türkiye'nin doğusuna doğru ilerlemesine tanık oluyoruz, öte yandan, batı Avrupa'dan, Avrupa'nın merkezine ve Kuzey Afrika'nın bazı kısımlarını etkileyen yüksek basınçlı batı aktivitesi görülmektedir. Ancak dikkat edilmesi gereken ilginç olan olay, İzlanda'daki alçak basıncın oluşup güçlenmesi ve doğuya ve güney doğuya doğru genişlemesidir. Çalışma alanını ciddi şekilde etkileyen olay, bahsedilen alçak basınç sistemin çalışma alanı üzerine genişlemesidir. Bu desende, yüksek basınç sisteminin kontrolü altındaki Marmara Bölgesi'nin komşu bölgelerinden farklı olarak, Türkiye'nin güneybatısında ve Ege Denizi'nde İzlanda siklonun bölgeye nüfuz nedeni ile bir alçak basınç merkezi oluşumunu görüyoruz. Marmara Bölgesi de komşu bölgelerine göre bu düşük basınçtan etkilenmektedir. Balkan ülkeleri, Kuzey Afrika, batı İran ve Zagros Dağları üzerinde yüksek basınç sistemlerinin merkezlerinin kurulması ve Türkiye'nin güneybatı, batı, kuzeybatı, orta ve kuzey bölgelerinde alçak basınç sisteminin egemenliği, havanın yüksek basınç alanlarından alçak basınç alanlarına doğru hareketine yol açmış ve bu alanlardaki konverjans akımlarını güçlendirmiştir. İzobar kontörlerin çalışılan alan üzerinde sıkışması, bu alandaki basınç farkının ve kararsızlığın yoğunluğunu göstermektedir. Yüksek basınç merkezlerinden alçak basınç merkezlerine doğru olan hava kütlesi hareketinin yönüne göre, oluşan desen, geçişinin nem kaynaklarından (Karadeniz, Ege Denizi ve

Marmara Denizi) incelenen alana nemin transferine yol açmış ve yer yüzeyindeki konverjans ve siklonik akımların hâkimiyeti ile bölgeye yönelik nemli havanın yükselmesini sağlamıştır ve son olarak, bölgede yaygın aşırı yağışların meydana gelmesine yol açmıştır (Şekil 3.27).

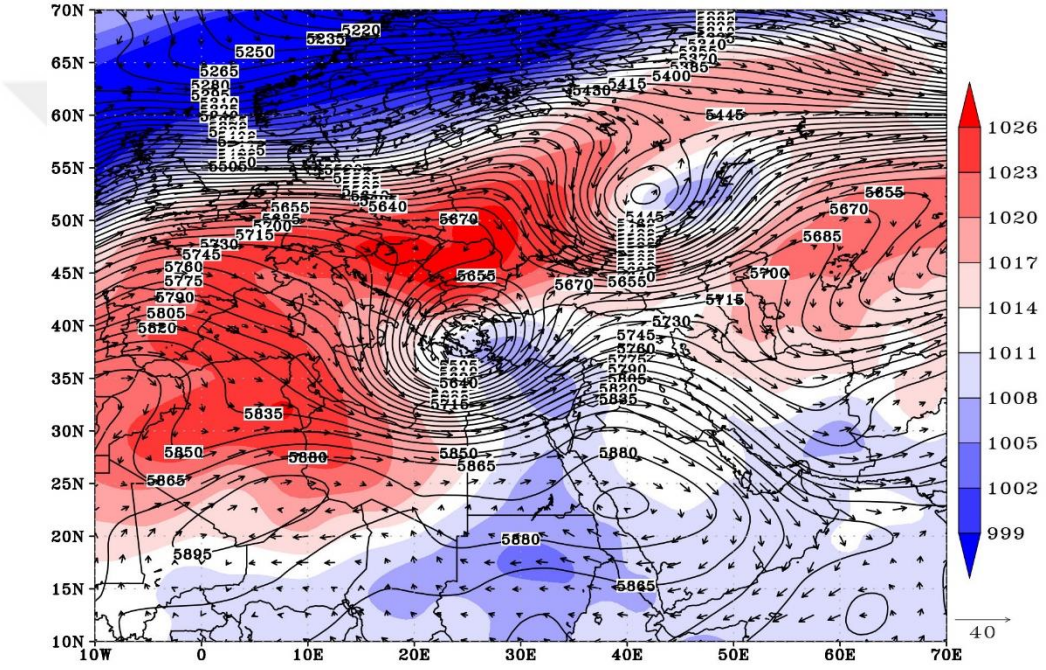


Şekil 3.27: Yer Yüzeyi Basıncının Bir Numaralı Desen Haritası.

3.2.2.1.1. Desen 1 İndeksi Günü, 28 Ekim 2010

Bugün de yer yüzeyinde, bir yandan batı göçmen yüksek basıncının (Azor yüksek basıncı) batı, orta ve doğu Avrupa ile kuzey ve kuzeybatı Afrika'nın büyük bir kısmı üzerindeki egemenliğini görüyoruz ve öte yandan İzlanda'daki alçak basıncın güçlenmesine ve güneye doğru uzandığına ve Türkiye'nin güneybatısında ve Ege Denizi'nin bazı kısımlarında kapalı bir alçak basınç oluşumuna tanık olmaktayız. Alçak basınç sisteminin çalışılan alan üzerindeki hâkimiyeti nedeniyle, bugün de atmosfer tamamen kararsız ve havanın yükselmesi için elverişli olmuştur. Söz konusu siklon, Azorlar yüksek basınç sistemine karşı bir bariyer görevi görmüş ve Türkiye üzerinden doğuya doğru genişlemesini engellemiştir. Yer yüzeyinde oluşan bu desen, atmosferin üst seviyelerinde cut off alçağı blokingin oluşmasına neden olmuştur. Jeopotansiyel yükseklik ve rüzgâr akış seviyesi 500 hPa ve yer yüzey basıncının birleşik haritasına bakıldığında, açıkça görülebilen ilk olgu, güney Ege Denizi'nin merkeziyeti ile cut off engelleme

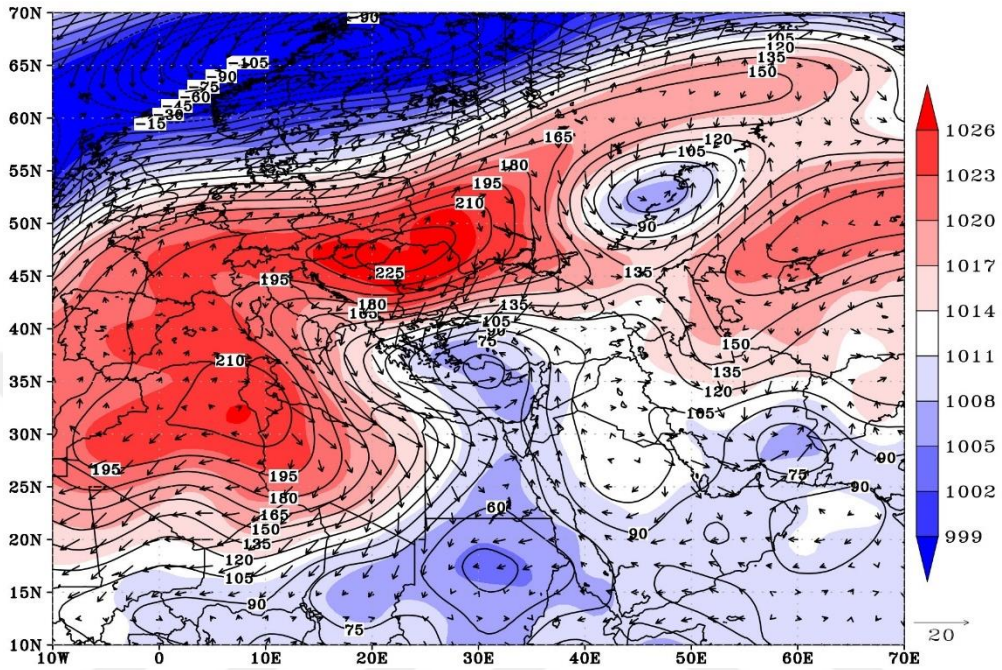
olayının oluşması ve alçak kapalı konturlarının Marmara Bölgesi üzerinde uzanmasıdır. Maksimum kararsızlık faaliyetlerinin merkezi olarak bilinen ve tamamen saat yönünün tersine hareket eden cut off alçağı blokingleri, kontrolleri altındaki alan için çok dengesiz ve elverişli hava sağlarlar. Bu bloking içinde oluşan rüzgâr akımı da siklonik hareketin kontrolü altındaki alanlar üzerindeki hâkimiyetini göstermektedir. 850 hPa seviyesine kadar, oluşan bloking bölge atmosferi üzerinde hâkim örüntü olarak rol oynamakta ve yer yüzeyine yaklaştıkça jeopotansiyel yükseklik eğrilerinin düzenlenmesi, yer yüzeyinde oluşan basınç desenlerine daha yakın hale gelmektedir (Şekil 3.28).



Şekil 3.28: Yer Yüzeyi Basıncı, Jeopotansiyel Yüksekliği ve Rüzgâr Akışının 500 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, Gün: 28 Ekim 2010, Saat: 12:00 Zulu.

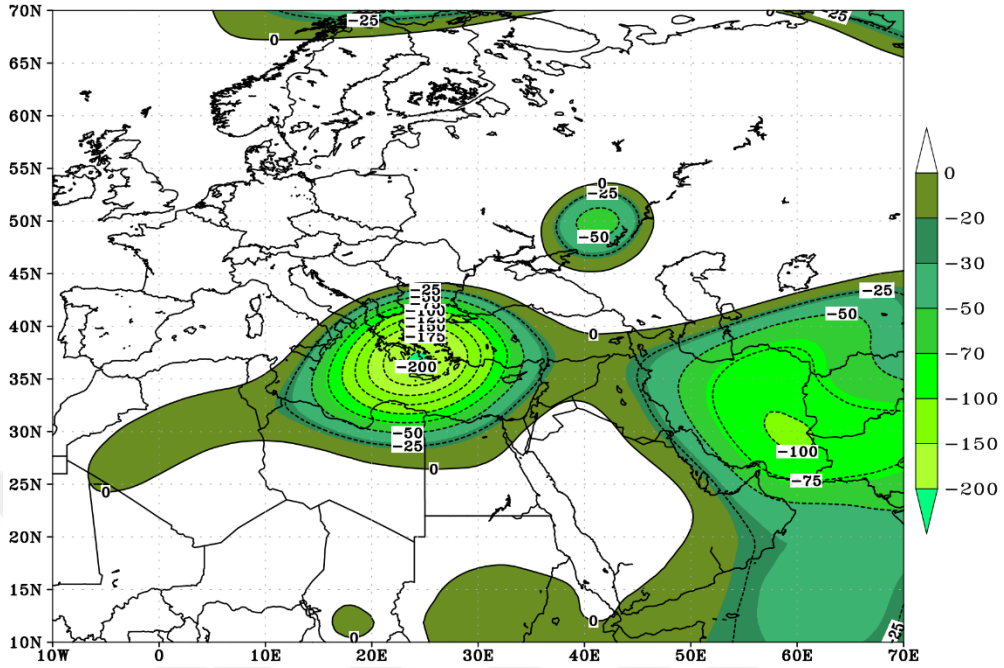
İncelenen alanın atmosferinin üzerinde 500, 600 ve 700 hPa seviyelerinde oluşan rüzgâr akımı tamamen batıdan bir akımdır ve bu batıdan rüzgâr akımı cut off alçağı bloking kesimine girdikten sonra Akdeniz'in üzerinden geçerek nem kaynaklarını Marmara Bölgesi'ne pompalamıştır. Ancak yer yüzeyine yaklaştıkça, 850 hPa seviyesinden itibaren, Orta Avrupa üzerinde yüksek basınçlı Azorlar sistemi ve güneybatı Türkiye üzerinde alçak basınç oluşması nedeniyle oluşan kuzey rüzgârı akımı, Karadeniz'i geçerek Marmara Bölgesi'ne girmektedir. Bu nedenle, bu yaygın aşırı yağışın nem arzı açısından, yer yüzeyine yakın seviyelerde Karadeniz'in daha belirgin bir rol oynadığı söylenebilir. Bu basınç deseninin yer yüzeyinde oluşması ve çalışılan alanın maksimum bozulmaların ve diverjans akımların yeri olarak

bilinen cut off alçağı blokinginin kuzeydoğu kesimlerinde konumu ile, koşullar, incelenen alanda yaygın aşırı yağışların meydana gelmesi için tamamen hazırlanmıştır (Şekil 3.29).



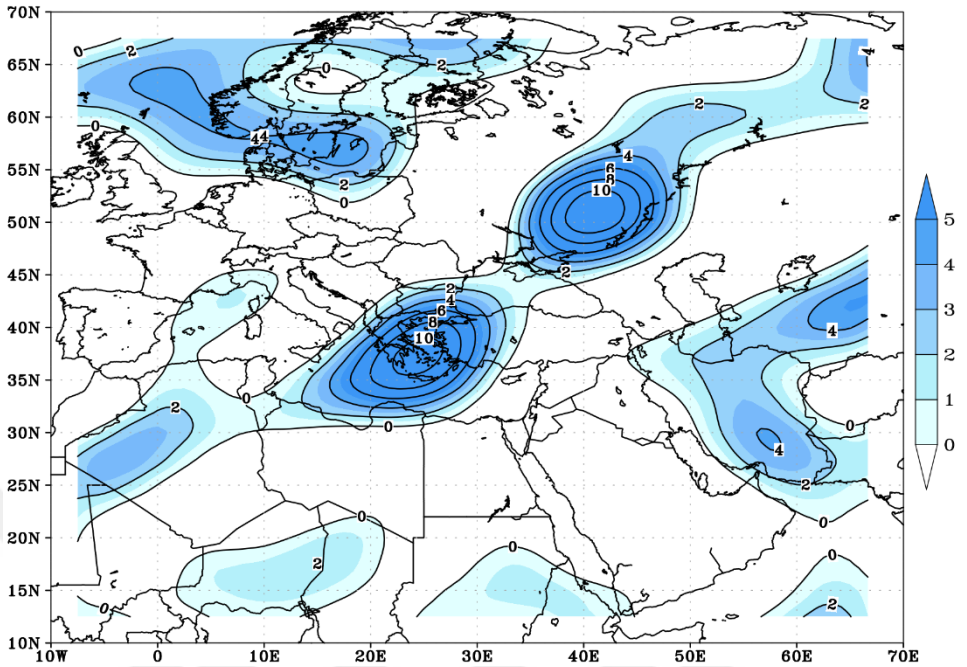
Şekil 3.29: Yer Yüzeyi Basıncı, Jeopotansiyel Yüksekliği Ve Rüzgâr Akışının 1000 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, Gün: 28 Ekim 2010, Saat: 12:00 Zulu.

Bugün de çalışılan alanın atmosferi üzerinde atmosferik eddylerin durumu da Marmara Bölgesi'nin atmosferinde çok kararsız koşulların kuralını kanıtlıyor. Bugün de incelenen tüm seviyelerde, bölge üzerinde negatif atmosferik eddylerin egemenliğine tanık olmaktayız. Negatif eddyler tamamen siklonik bir sirkülasyona sahiplerdir ve bölgeye son derece istikrarsız bir atmosfer vermektedirler. Bugün de 500 hPa seviyesinde, -200 jeopotansiyel metreye eşit bir merkezi çekirdeği ile oluşmuş eddy, Ege Denizi'nin güneyinde yer almaktadır. Yer seviyesine yaklaştıkça, bu eddynin merkezi çekirdeği Türkiye'nin güneybatısında uzamakta ve yoğunluğu -125 jeopotansiyel metreye düşmektedir. Ancak 500 ile 1000 hPa arasında incelenen tüm seviyelerde, Marmara Bölgesi'nin atmosferinde -50 jeopotansiyel metreden daha az negatif eddylerin hâkimiyetini her zaman görmekteyiz ve bu da bu bölgede oluşan kararsızlıkların yoğunluğunu arttırmıştır (Şekil 3.30).



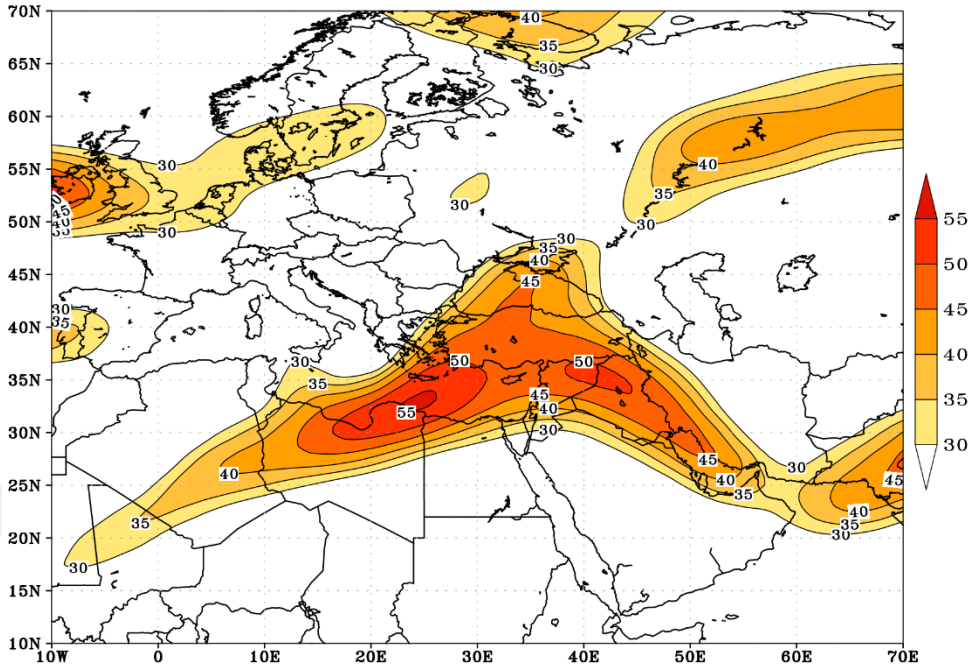
Şekil 3.30: 500 hPa Seviyesinin Atmosferik Eddy Haritası, gün: 28 Ekim 2010, Saat: 12:00 Zulu.

Öte yandan üst seviyelerde cut off alçağı blokinginin oluşması ve siklonun yer yüzeyindeki hâkimiyeti nedeniyle vortisiti akımı da bu sistemden etkilenmiştir. Bugün de bölgeye vortisitinin pozitif akışı hâkimdir. Hava paketinin saat yönünün tersine hareketini gösteren pozitif vortisiti akımı, atmosferde konverjans akımının oluşmasına ve güçlenmesine yol açar. Marmara Bölgesi'nde yaygın aşırı yağışlara tanık olduğumuz bugün de 500'den 1000 hPa'a kadar tüm seviyelerde, bölgeye nüfuz eden nemli hava kütlesinin yükselmesi için koşulları sağlayan bölgenin atmosferine pozitif bir vortisiti hâkim olmaktadır (Şekil 3.31).



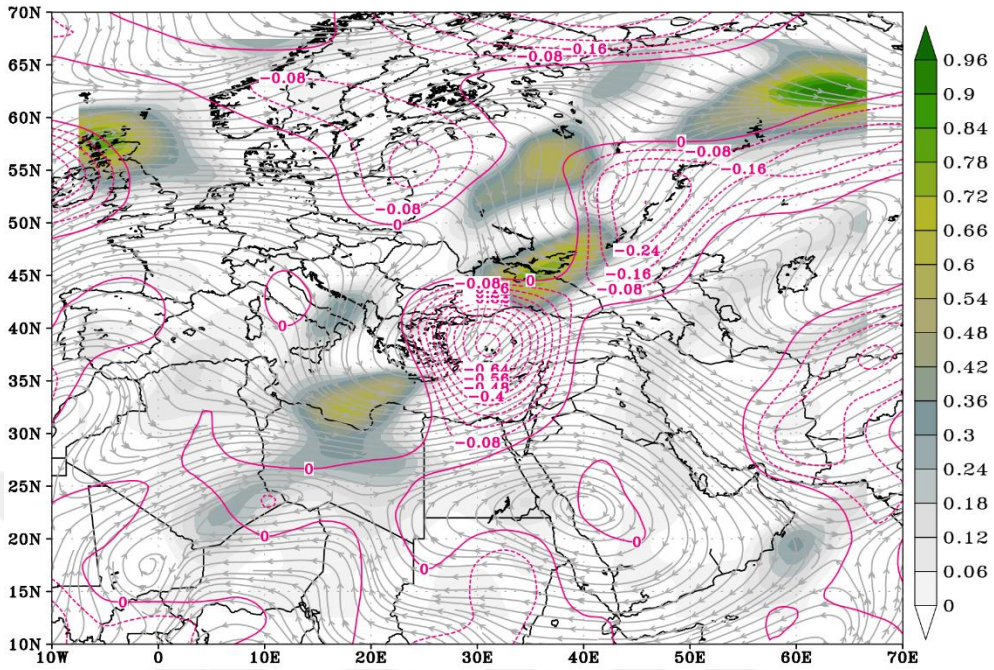
Şekil 3.31: 500 hPa Seviyesinin Vortisiti Haritası, gün: 28 Ekim 2010, Saat: 12:00 Zulu.

Öte yandan, çalışılan alanın atmosferinin üzerindeki atmosferik jet akımların aktivitesi de şiddetli yağışlara yol açan rahatsızlıkların oluşmasında önemli bir rol oynamıştır. Atmosferik jet akımlarını tanımlamak için kullanılan 250 ve 300 hPa seviyelerinde, güneybatı-kuzeydoğu yönünde Kuzey Afrika'dan Karadeniz'in kuzeyine uzanan ve kuzeybatı-güneydoğu yönü ile Fars Körfezi'ne yayılarak Hindistan'a giren çok büyük bir jet akımının oluşumunu görüyoruz. Bu atmosferik jet akımın merkezi çekirdeğinin hızı, Akdeniz'in güneyinde yer alan saniyede 55 metreye ulaşmaktadır. 250 hPa seviyesinde, Marmara Bölgesi üzerindeki rüzgâr hızı saniyede 30 ila 45 metre arasında, 300 hPa seviyesinde ise saniyede 30 ila 40 metreye ulaşmaktadır. Atmosferik jet akımları, kontrolleri altındaki alanlarda Yükselen ve inen hareketler üretmeye yardımcı olan atmosferik sistemlerdir. Genel olarak, bir jet akımının çekirdeği, gövdesinde yükselen ve inen iki kışımı içermektedir. Jet akımlarının sağ girişi ve sol çıkışı, maksimum diverjans ve yükselen akımların olduğu yerlerdir. Bugün de 250 ve 300 hPa seviyelerinde Marmara Bölgesi bu jet rüzgârının sol çıkışında yer almaktadır. Bu kalıbın oluşumu, bölgedeki hava yükselme akımlarının güçlenmesine ve atmosferik kararsızlığın yoğunlaşmasına yol açmıştır (Şekil 3.32).



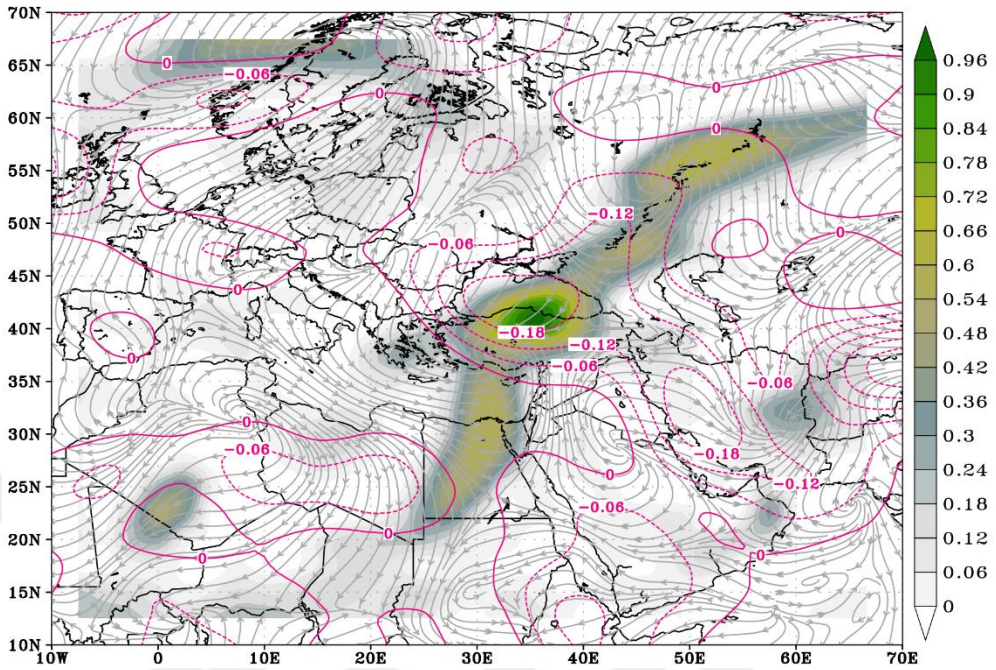
Şekil 3.32: 250 hPa Seviyesinin Jet Akımı Haritası, gün: 28 Ekim 2010, Saat: 12:00 Zulu.

Bugün de yaygın olarak aşırı yağışların oluşmasında, cephelerin rolünü ve atmosferin yukarı doğru akışı (negatif omega) açısından koşulların hazır olduğunu göz ardı edilmemelidir. Bugün de 500'den 1000 hPa'a kadar tüm seviyelerde, bölgedeki aktif cephelerin faaliyetini gözlemliyoruz ve bu da incelenen bölge üzerinde etkisi olmuştur. 500 hPa seviyesinde, Marmara Bölgesi üzerinde beş cephe formasyon zonu etkili olmuştur. Bu seviyede, İngiltere üzerinde 0,84°K çekirdek yoğunluğuna sahip aktif bir cephe, Güney İtalya üzerinde 0,3°K merkezi çekirdek yoğunluğuna sahip daha zayıf bir aktif cephe, Güney Akdeniz üzerinde 0,66°K ile başka bir aktif cephe çekirdeği oluşumunun, diğer cephe merkezlerinden daha güçlü olan bir diğer aktif cephe ise, merkezi çekirdek kuvveti 0,84°K'e eşit olan kuzey Karadeniz üzerinde, ve son olarak, Rusya'nın batısında 0,72°K'e eşit bir merkez çekirdek kuvvetine sahip bir cephe merkezi oluşmuş ve Marmara Bölgesi'ni etkilemiştir. Bu cephe merkezlerin üzerinden geçen rüzgârların yönüne bakıldığında, incelenen alan üzerindeki etkileri daha somut hale gelir. 600 ila 700 hPa seviyelerinde, söz konusu frontal merkezlerin zayıflamasını görüyoruz. Ancak 850 hPa seviyesinde, bir yandan ön merkezlerin gücünü tekrar görüyoruz. Öte yandan doğuya doğru hareketi ile Akdeniz'in güneydoğusunda yerleşmiş olan Akdeniz'in güneyi üzerinde oluşan aktif merkez başta olmak üzere cephe oluşum merkezlerinde kaymalar görmekteyiz. Bu seviyede, bölgede aktif rol oynayan Macaristan, Slovakya ve Avusturya ülkeleri üzerinde 0,48°K'e eşit merkezi çekirdeğe sahip bir başka aktif cephe merkezi de oluşmuştur. Ayrıca, bu atmosferik seviyede oluşan rüzgâr akış desenine göre, batı Rusya'nın cephe merkezinin artan etkisini görüyoruz (Şekil 3.33).



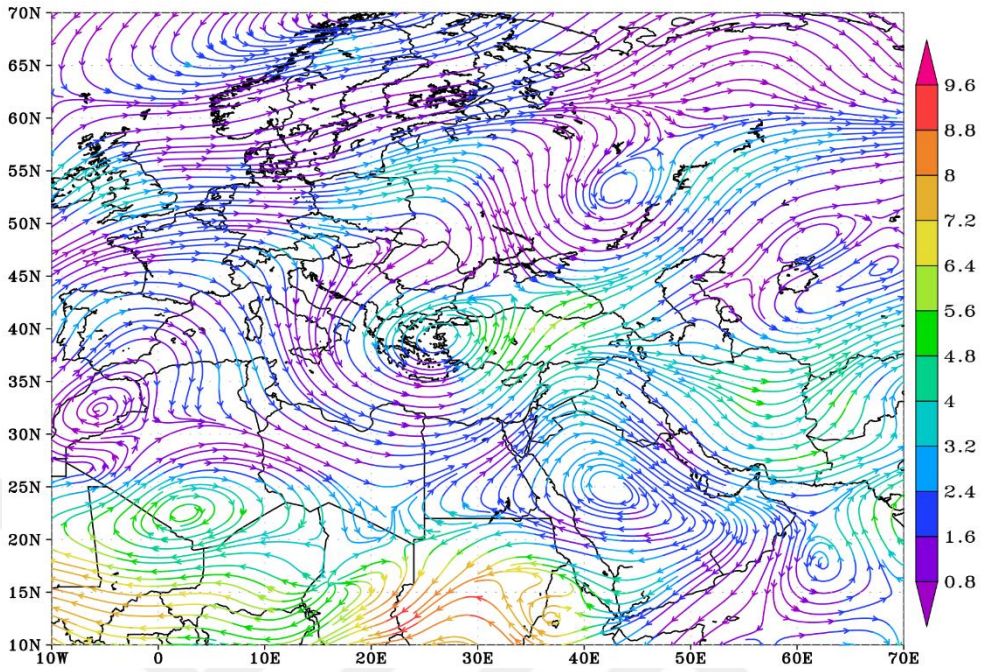
Şekil 3.33: Aktif Cephe Oluşum Alanlarının, Omega ve Rüzgâr Akışının 500 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, gün: 28 Ekim 2010, Saat: 12:00 Zulu.

Yer yüzeyine yaklaştıkça uzaktaki frontal merkezlerin etkisi azalmış, ancak Karadeniz'in kuzeyinde ve Akdeniz'in güneydoğusunda yer alan frontal merkezlerin bütünleştiğini görüyoruz. Bu iki cephe merkezinin birleşmesi ile merkez çekirdeği Karadeniz'in güneyine ve Türkiye'nin kuzeyine taşınmış ve merkez çekirdeğinin yoğunluğu 1°K'nin üzerine çıkmıştır. Tabii ki, Rusya ve Macaristan'ın batısında oluşan cephe merkezleri, incelenen alanı etkilemeye devam etmesini görüyoruz. 1000 hPa seviyesinde, güneybatı Akdeniz, kuzey Karadeniz ve Rusya'nın orta bölgelerindeki aktif cephe merkezlerinin tam entegrasyonu ile, Rusya'nın kuzeybatı ve orta bölgelerinden Mısır'ın güneyine doğru devasa bir cephe alanı oluşmuştur. Bu frontal merkezin maksimumu, incelenen alanın iklimini kontrol ederek 1°K'den fazla şiddet ile Türkiye'nin kuzeyinde yer almaktadır. Bahsedilen tüm seviyelerde, Karadeniz ve Akdeniz'de oluşan cephelerin önündeki Omeganın negative olması nedeniyle, Marmara Bölgesi üzerindeki atmosfer koşulları tamamen kararsız olmuş ve tam olarak hava kütlesinin yükselişi için hazır olmuştur. Atmosferin yüksek seviyelerinde, Türkiye'nin batı bölgeleri üzerinde oluşan negatif omeganın merkez çekirdeği -0,72 paskal/saniyelik bir yoğunluğa sahiptir ve yer yüzeyi seviyelerine yaklaştıkça negatif omeganın merkez çekirdeği kuzey bölgelerine doğru taşınmış ve 1000 hPa seviyesinde ise yoğunluğu -0,18 paskal/saniye'nin üzerine çıkmıştır (Şekil 3.34).



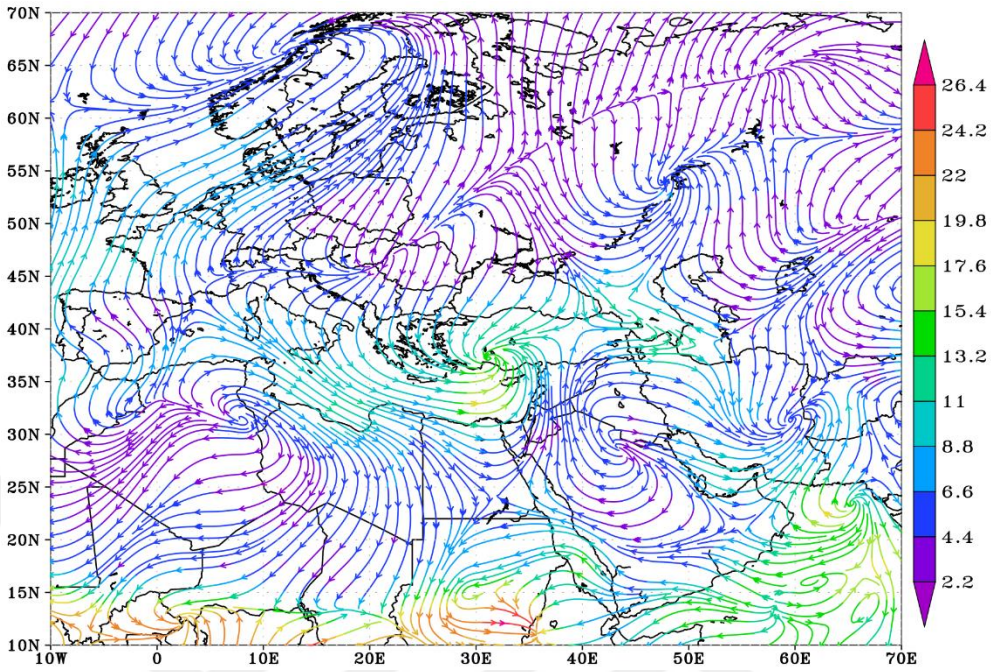
Şekil 3.34: Aktif Cephe Oluşum Alanlarının, Omega ve Rüzgâr Akışının 1000 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, Gün: 28 Ekim 2010, Saat: 12:00 Zulu.

Bölgede yaygın aşırı yağışlar üretmek için giren nem kaynaklarını belirlemek için iki parametre kullanıldı. Nem üfleme parametresinden yatay nem üflemesini göstermek için ve ayrıca nem paketinin dikey yöndeki hareketini göstermek için de nem akışı diverjans ve konverjans parametresinden istifade edildi. Bugün de Ege Denizi'nde ve Türkiye'nin batısında bir nem konverjans zonunun oluşması nedeniyle, farklı nem kaynaklarının absorbe etmesi için koşullar sağlanmıştır. Bu yağışlı günün 500 ila 700 hPa seviyelerindeki nem üfleme haritaları, bugün de aşırı yağışların meydana gelmesinde Atlantik Okyanusu, Akdeniz, Ege Denizi, Marmara Denizi ve Karadeniz'in güneybatı ve kuzeybatısının nem kaynaklarının rolünü göstermektedir. Bu arada Atlantik Okyanusu'nun bölgeye uzaklığı nedeniyle doğrudan rolü daha az, ancak Akdeniz ve Karadeniz üzerinden geçişi nedeniyle dolaylı olarak nem sağlanmasında daha büyük rol oynamıştır. Ancak Türkiye'nin batısında ve Ege Denizi'nde nem konverjansının oluşması nedeniyle Akdeniz, Ege Denizi, Marmara Denizi ve Karadeniz'in rolü çok daha büyük olmuştur. Böylece 700 hPa seviyesinde Karadeniz'den esen nemin yoğunlaştığını ve miktarı 4,8 g/kg'a ulaştığını görüyoruz (Şekil 3.35).



Şekil 3.35: 700 hPa Seviyesinin Nem Üfleme Haritası, Gün: 28 Ekim 2010, Saat: 12:00 Zulu.

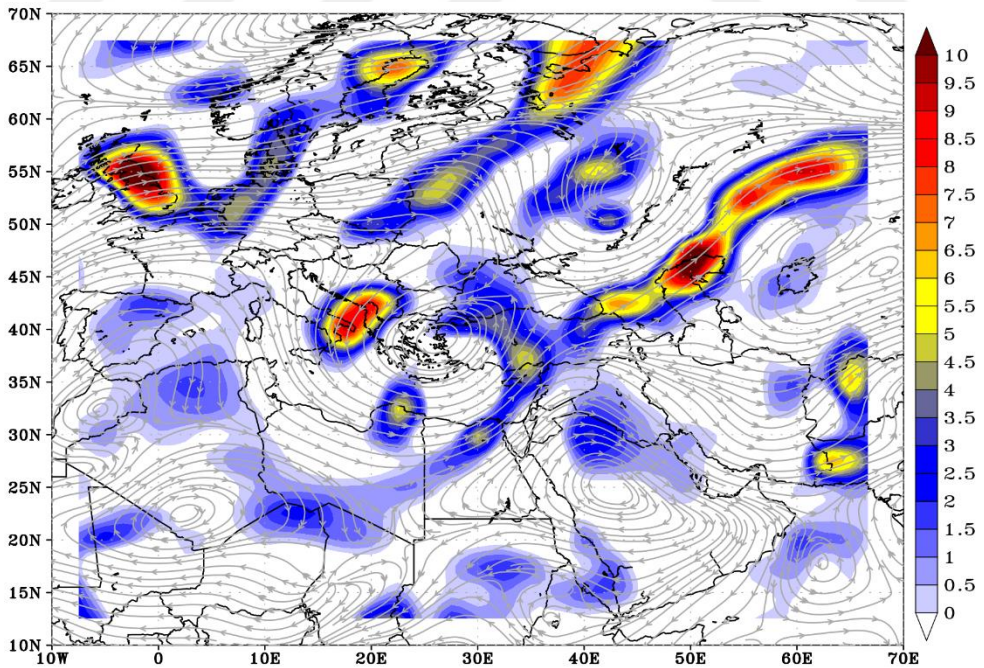
850 hPa seviyesinde koşullar değişmiş ve oluşan nem konverjansı Türkiye'nin güneybatısında taşınmıştır. Öte yandan Atlantik Okyanusu kıyısından oluşan nem esmesinin şiddeti artarak Marmara Bölgesi'ne üç bölgeden giriyor. Bunlardan biri Orta ve Doğu Avrupa'dan geçerek Karadeniz'e kuzey yönünde girdikten sonra Marmara Bölgesi'nden geçiyor, bir diğeri ise Akdeniz'i geçtikten sonra bölgeyi etkiliyor ve Kuzeydoğu Afrika'dan geçen üçüncü kol ise Kızıldeniz'in kuzey kısımlarına girerek çalışma alanına doğru pompalanmaktadır. Ayrıca, bu atmosferik seviyede, Ege Denizi ve Marmara Denizi'nin bu yağışlı günün nem arzı üzerindeki etkisini artık görmüyoruz. Ancak çok geniş bir seviyede, Karadeniz'den kuzeydoğu-güneybatı yönünde Marmara Bölgesi'ne nem girişini görüyoruz. Halbuki 9,6 g/kg'dan daha fazla nem ile girilen maksimum nem miktarı Akdeniz'in doğu yakasından olmaktadır. 925 ve 1000 hPa seviyelerinde iki olgu daha belirgindir, biri oluşan konverjansın güneye doğru uzanması, diğeri ise Karadeniz dışındaki diğer nem kaynaklarının rolünün kaybolmasıdır. Bu seviyelerde Marmara Bölgesi atmosferinin üzerinde oluşan kuzeydoğu-güneybatı akıntıları Karadeniz'in zengin nemini bölgeye getirmektedir (Şekil 3.36).



Şekil 3.36: 1000 hPa Seviyesinin Nem Üfleme Haritası, Gün: 28 Ekim 2010, Saat: 12:00 Zulu.

Hava parsellerinin yükselmesi ve atmosferik yağış için gerekli enerjiyi sağlamak üzere bölgedeki nem akısının konverjansını incelemek için nem akı konverjans fonksiyonu kullanılmıştır. Bugünün nem akısı haritaları incelendiğinde, Avrupa'nın kuzeybatısında, merkez çekirdeklerinde nem akısı değerleri 5.5 g/kg'a eşit olan, 500 hPa düzeyinde üç nem akısı konverjans zonu oluştuğu görülmüştür. Ayrıca Balkan ülkeleri üzerinde 6 g/kg değerinde daha güçlü bir nem akışı konverjans merkezi oluşmuştur. Tabii ki, bahsedilen merkezlerden izole edilen nem akışı konverjansının çekirdekleri, maksimum 3 g/kg değerinde Batı Akdeniz ve orta bölgelerinde de oluşmuştur. 500 hPa seviyesindeki cut off alçağı blokingin yapı nedeniyle oluşan rüzgârların esme yönü, bu nem akışı konverjans çekirdeklerinin bugünün yağışını beslemedeki rolünü ortaya koymaktadır. 600 hPa seviyesinde, Kuzey-Batı Avrupa'da üç nem akışı konverjans merkezi birleşmiş ve merkezi çekirdeğinin nem akışı 6 g/kg'a ulaşmıştır. Öte yandan, Batı Akdeniz'de zayıf nem akışı konverjans bölgesinin kaybolduğunu ve 4 g/kg'a eşit bir nem akışıyla Orta Akdeniz konverjans merkezinin güçlendiğini görüyoruz. Ancak bu seviyede dikkat çeken nokta, Balkan ülkeleri üzerinde oluşan nem akısı konverjans zonunun, Rusya'nın kuzeyinden kuzeydoğu-güneybatı yönünde Türkiye'nin merkezine ve batısına doğru uzanan konverjans merkezi ile Karadeniz'in üzerinden geçerek bütünleşmesidir. Bu süreç Balkan ülkeleri üzerinde oluşan merkezi konverjans çekirdeğinde nem akışının artmasına neden olmuş, öyle ki merkezi çekirdeğinde nem akışı miktarı 10 g/kg'ın üzerine çıkmıştır. Oluşan rüzgâr akışı, bu konverjans merkezinden gelen nem kaynaklarının Marmara Bölgesi üzerine pompalandığını iyi göstermektedir. Bu atmosferik seviyede, Marmara Bölgesi'nin yarısından

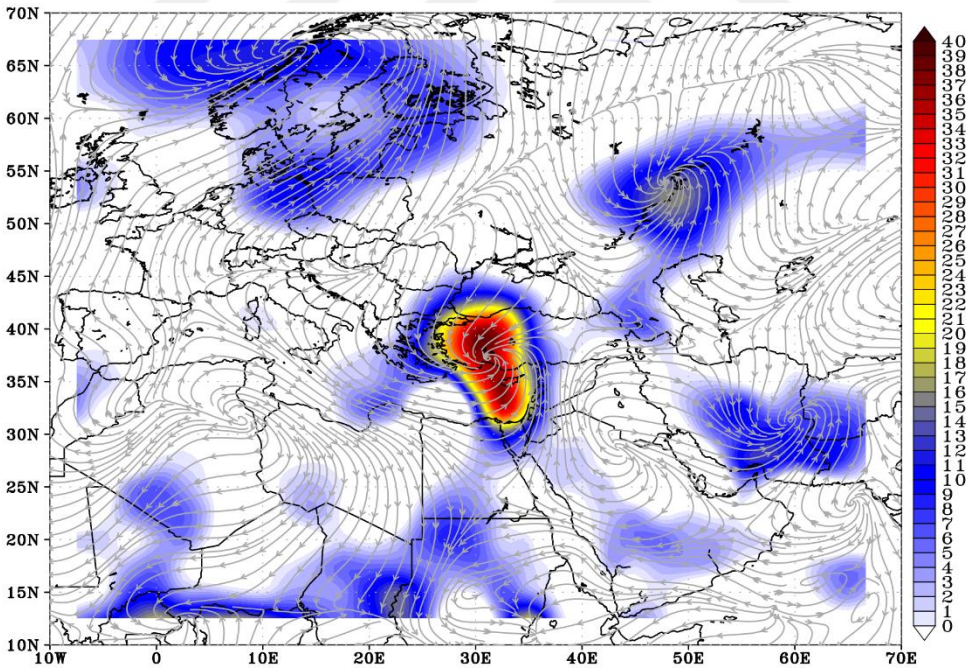
fazlasının 0,5 ila 1 g/kg'lık bir nem akışı ile kaplandığı belirtilmelidir. 700 hPa seviyesinde, Balkan ülkeleri üzerinde bulunan nem konverjans çekirdeğinin güçlendiğini ve Akdeniz ve güneydoğu İtalya üzerinde güneye doğru hareketini görüyoruz. Bu atmosferik seviyede kuzeybatı Avrupa'daki nem konverjans merkezinin yoğunluğu 10 g/kg'ın üzerine çıkmış ve Balkan ülkeleri ve güneydoğu İtalya bölgesinde oluşan nem konverjans yoğunluğu 8 g/kg'ın üzerine çıkmıştır. Bu seviyedeki rüzgâr akış desenine göre, bu alanların bu yağışlı günde nem sağlamadaki doğrudan etkisi oldukça açıktır. Öte yandan, kuzey bölgesinden kuzeydoğu-güneybatı yönünde bir nem akışı konverjans bölgesi Avrupa'ya girmiştir ve güney çekirdeğinin nem akışı değeri 4,5 ila 5 g/kg'a ulaşmaktadır. Ancak bu atmosferik seviyedeki en belirgin nokta, bölgeyi doğrudan etkileyen nem akı konverjans bölgesidir. Bu atmosferik seviyede, birbiriyle bütünleşmiş çok geniş bir nem akısının konverjans alanının oluşumunu görüyoruz. Entegre nem akışının konverjans çekirdekleri, Batı Avrupa, Kuzey ve Kuzeydoğu Afrika, Güney Akdeniz, Kuzeydoğu Akdeniz, Güney Türkiye, Kafkaslar ve Kuzey Hazar bölgeleri ve Rusya'nın orta bölgelerini içermektedir. Bu nem akısı konverjans bölgesi genişletilmiş bir koridor olarak oluşturulmuş ve 0,5 ila 4 g/kg nem akışının Marmara Bölgesi atmosferine iletilmesine yol açmıştır. Bu atmosfer seviyesinde oluşan rüzgâr deseni bu hipotezi doğrulamaktadır (Şekil 3.37).



Şekil 3.37: Nem Konverjans Akışı ve Rüzgâr Akışının 700 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, Gün: 28 Ekim 2010, Saat: 12:00 Zulu.

850 hPa seviyesinde, Balkan ülkeleri üzerindeki nem akışı konverjans bölgesinin zayıflamasını görüyoruz. Ancak dikkat çeken nokta, kuzeybatı, batı, kuzey ve orta Avrupa, güney Akdeniz, kuzeydoğu

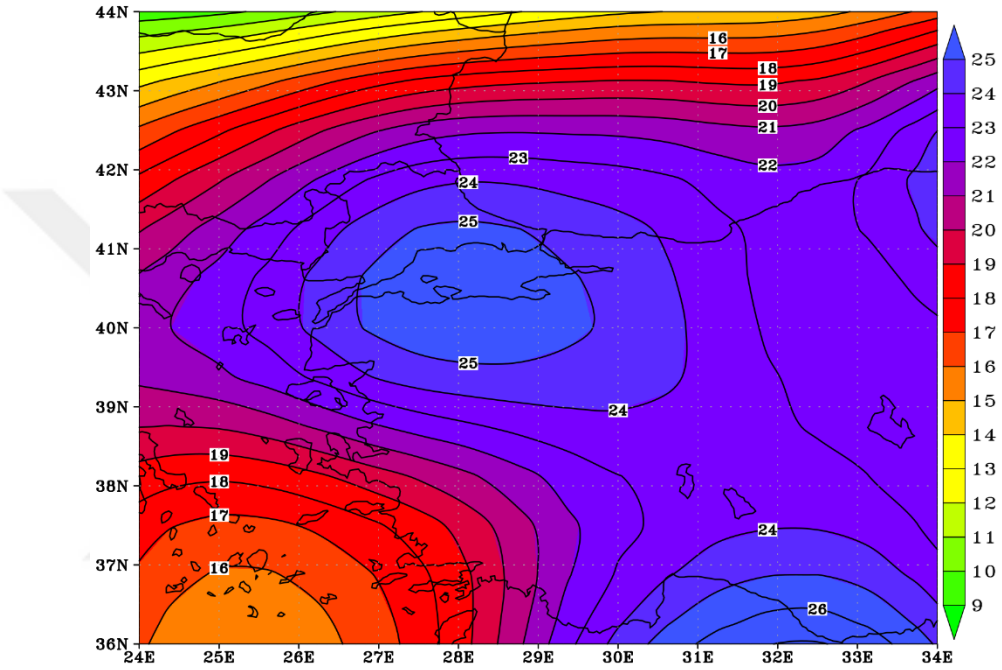
Afrika ve Sudan'da hâkim olan nem akışı konverjans merkezlerinin, Türkiye'nin güneyinde ve kuzeydoğu Akdeniz'de oluşan nem akışı konverjans merkezi ile birleşmesidir. Ortaya çıkan rüzgâr akış deseni, bölgeye aşırı nemin pompalanmasına neden olmuş ve Türkiye'nin güneyi ve kuzeydoğu Akdeniz üzerinde 14 g/kg'ın üzerinde çok güçlü bir nem akışı konverjans bölgesi yaratmıştır. Oluşan bu desen, Marmara Bölgesi üzerinde 1 ila 12 g/kg yoğunlukta nem konverjans bölgelerinin uzanmasına yol açmıştır. 925 ve 1000 hPa seviyesinde, diğer nem akışı konverjans bölgelerinin rolü kaybolur ve Türkiye'nin güneyindeki nem akışı konverjans bölgesinin kuvvetinde ve kuzeye doğru transferinde bir artış görürüz. Yukarıda belirtilen seviyelerde, Kuzeydoğu Afrika üzerinde oluşan nem konverjans merkezlerinin Türkiye'nin güneyinde ve batısındaki nem konverjans merkezleriyle bütünleştiğini görmekteyiz. Sudan bölgesinden Türkiye'nin batı ve güneybatı bölgelerine siklon sisteminin girmesi nedeniyle bu desenin oluşması beklenenden uzak değildir. Bu nem akışı konverjans bölgesinin merkezi çekirdeğinin gücü, 925 hPa seviyesinde 32 g/kg'dan fazla ve 1000 hPa seviyesinde 40 g/kg'dan fazla olmaktadır. Bu iki atmosferik seviyede 10 ile 33 g/kg arasındaki nem akışı miktarı çalışılan alanı kaplamıştır (Şekil 3.38).



Şekil 3.38: Nem Konverjans Akışı ve Rüzgâr Akışının 1000 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, Gün: 28 Ekim 2010, Saat: 12:00 Zulu.

Zengin nem kaynaklarının transferi ve bölge atmosferinin üzerinde farklı seviyelerde güçlü nem akışı çekirdeklerinin varlığı, Marmara Bölgesi'nde atmosferik rahatsızlıklar üretmek için bölgede bulunan kararsız sistemleri beslemek için gerekli gücü tamamen sağlamıştır. Bu şekilde, bugün de yağışa dönüşe bilen su miktarı haritasının kontrol edilmesi, bölgenin atmosferinin üzerinde önemli miktarda nemin

varlığını göstermektedir. Bugün de 23 kg/m³'ü aşan maksimum yağış miktarı tüm Marmara Bölgesi'ni kaplamaktadır. Marmara Bölgesi'nin batı ve güney kesimlerinde maksimum miktarı 25 kg/m³'ü aşmaktadır. Bölge atmosferine çok yüksek nem kaynaklarının transferi ve atmosfer koşullarının kararsızlık oluşturma ve nemli hava kütlelerinin yükselmesi açısından hazır olması, bu günde Marmara Bölgesi'nde yaygın olarak aşırı yağışların meydana gelmesine neden olmuştur (Şekil 3.39).



Şekil 3.39: Yer Yüzeyi Seviyesinin Yağışa Dönüşe Bilen Su Miktarı Haritası, Gün: 28 Ekim 2010, Saat: 12:00 Zulu.

3.2.2.2. Desen 2

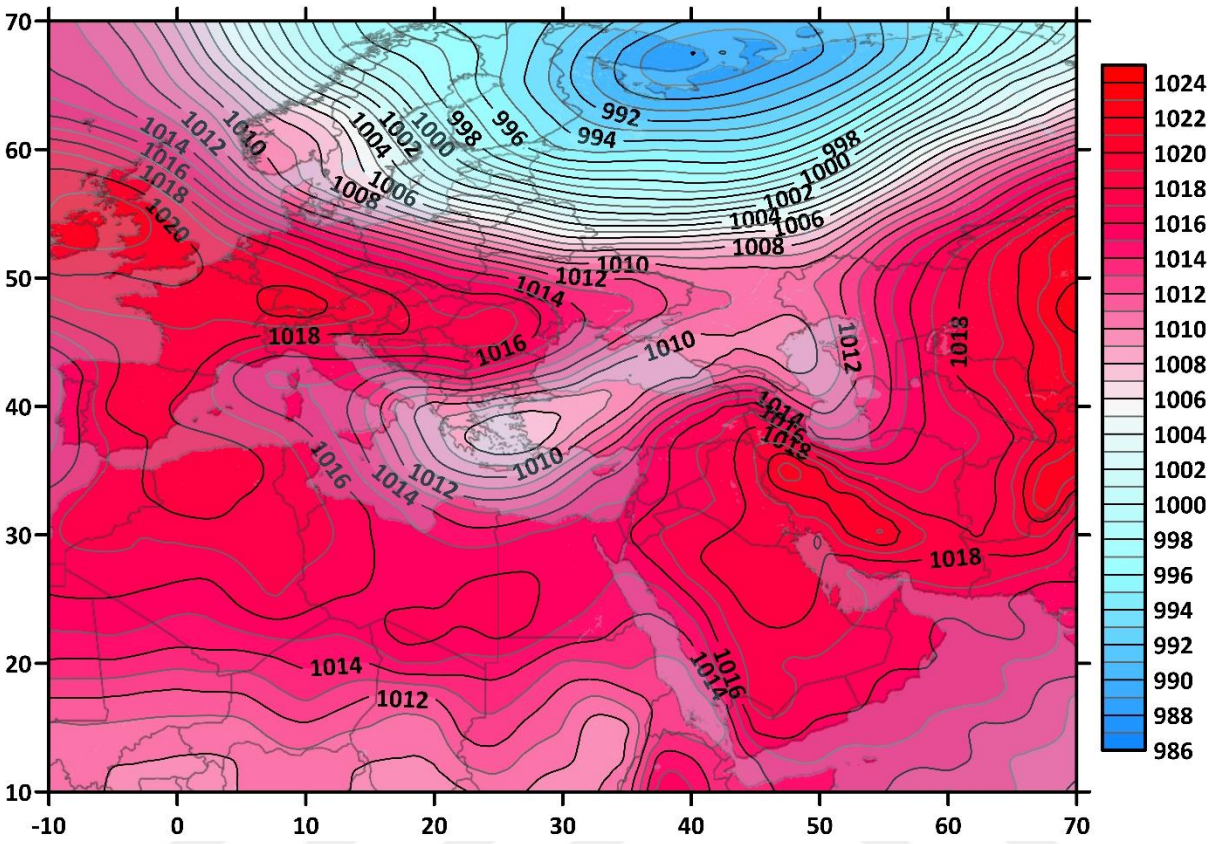
Bu yer yüzeyi basıncı deseni, Marmara Bölgesi'nde yaygın şiddetli yağışların meydana gelmesi sırasında en çok tekrarlanan yer basıncı deseni olarak kabul edilen 13 günden oluşmaktadır. Bu desende meydana gelen maksimum yağış miktarı, 10 Aralık 1987'de kaydedilen 649,5 mm olmaktadır (Tablo 3.15).

Tablo 3.15: Yer Yüzeyi Basıncının İkinci Deseninde Yer Alan Günlerin Özellikleri.

Sıra	Kod	Gün	Yağış miktarı mm
1	2	196307DEC	561.3
2	7	196812MAR	416.2
3	14	198011NOV	463.2
4	17	198114OCT	358.1
5	18	198115DEC	447.6
6	19	198321JAN	423.5
7	20	198710DEC	649.5
8	22	198824NOV	434.7

9	28	199725OCT	446.2
10	31	200117DEC	465.7
11	32	200325OCT	367.5
12	38	201014OCT	497.6
13	41	201111OCT	482.6

Bu desende Marmara Bölgesi'nde aşırı yaygın yağışlara yol açan atmosferik sistemler, bir yandan Rusya'nın kuzey batısı, Barents Denizi ve Finlanda üzerinde çok güçlü bir alçak basınç oluşması ve bunun güney bölgelerine ve Marmara Bölgesi'ne yayılması, öte yandan, Marmara Bölgesi'ni çevreleyen Sibirya ve Kuzey Atlantik Okyanusu'nun (Azor) yüksek basınçlarının faaliyetidir. Rusya'nın kuzeyinden güney bölgelere düşük basınçlı sistemin nüfuzu ile oluşan bu yer yüzeyi basınç deseninde, Türkiye'nin batı ve güneybatı bölgelerinde ve Ege Denizi'nde 1008 hPa'a eşit merkezi çekirdek basıncına sahip bir alçak basınç merkezinin oluşumuna tanık oluyoruz. Bu bölgede oluşan alçak basınç Marmara Bölgesi'ni de etkilemiş ve alçak basınç sisteminin bu bölgenin atmosferine hâkimiyetine tanık oluyoruz. Türkiye'nin güneybatısında ve batısında alçak basınç merkezinin oluşması ve incelenen alan üzerinde alçak basınç sisteminin hâkim olması, doğu, kuzeybatı, batı, güney ve güneydoğuda oluşan yüksek basınçlardan hava emişine yol açmıştır. Oluşan bu mekanizma, bir yandan geçtiği nem kaynakların üzerinden (Karadeniz, Marmara Denizi ve Ege Denizi) nemi bölgeye absorbe etmesine, taşınmasına ve yönlendirilmesine yol açarken, diğer yandan, İncelenen bölgenin atmosferinde oldukça kararsız bir sistemin kurulması nedeniyle, bölgeye taşınan nemli havanın yükselmesine neden olmuş ve son olarak Marmara Bölgesi'nde aşırı yaygın yağışlara yol açmıştır (Şekil 3.40).

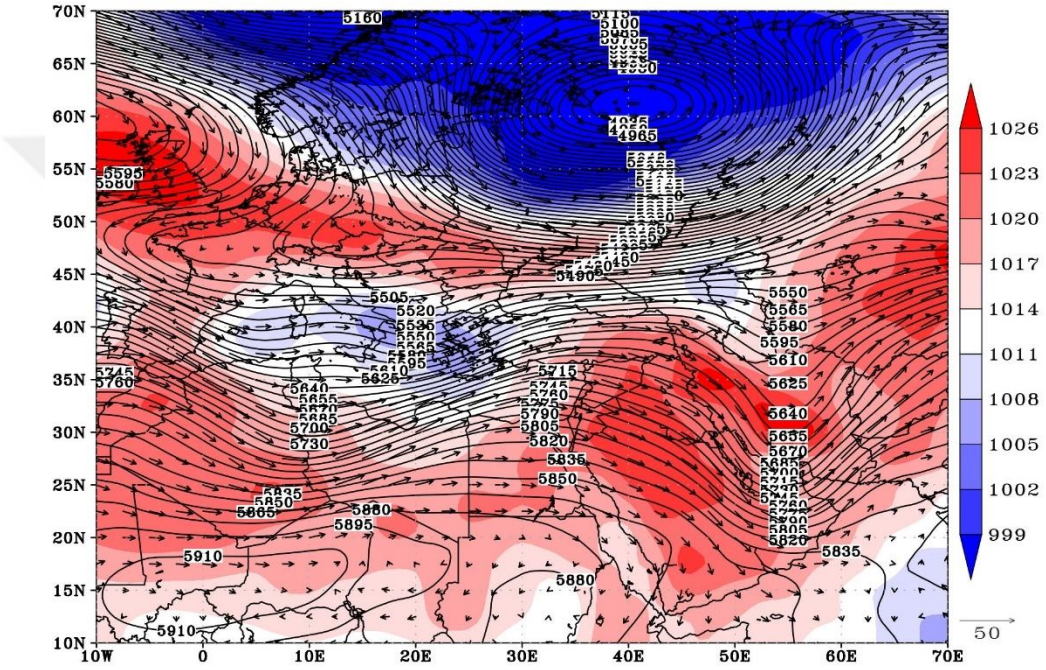


Şekil 3.40: Yer Yüzeyi Basıncının İki Numaralı Desen Haritası.

3.2.2.2.1. Desen 2 İndeksi Günü, 10 Aralık 1987

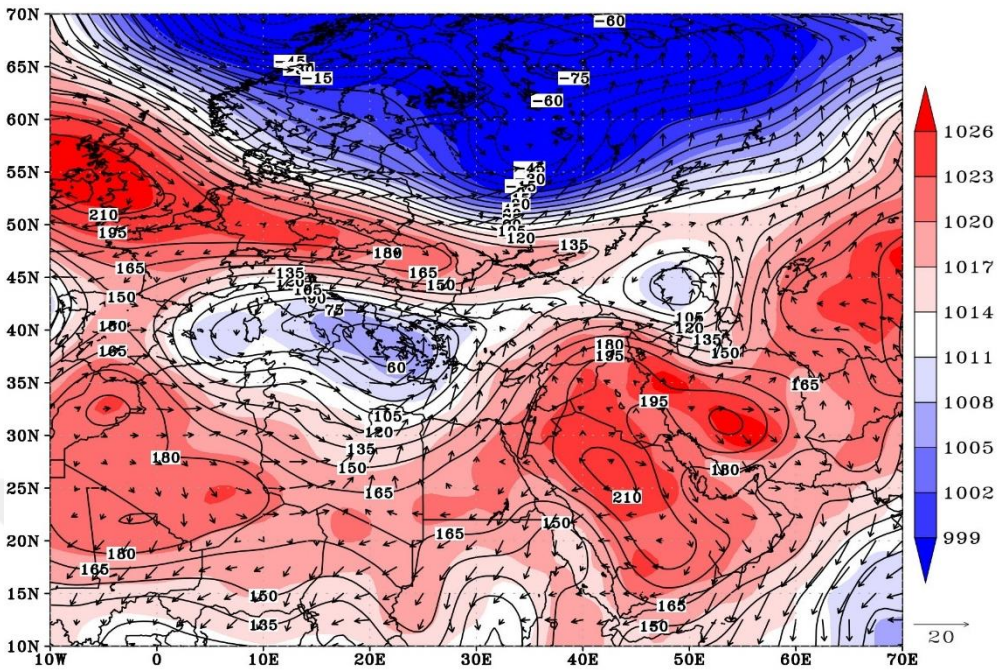
Bu günkü yer yüzey basıncı haritasının incelenmesi, Azorlar ve Sibirya'daki yüksek basınçların faaliyetini ve genişlemesini göstermektedir. 70 derece kuzey enlemlerinde son derece alçak basınç alanının oluşması ve güney enlemlere doğru uzanması, Azor ve Sibirya yüksek basınçlarına karşı bariyer oluşturmasına neden olmuş ve ardından bu yüksek basınçların doğuya ve batıya doğru genişlemelerini engellenmiştir. Oluşan bu desen, bu yüksek basınçlı sistemlerin düşük enlemlere yönelmesine yol açmıştır. Aradaki dikkat çekici şey, güney Ege Denizi üzerinde ve Yunanistan merkezli bir alçak basınç alanının oluşmasıdır. Bu basınç sisteminin merkezi çekirdeğinin basıncı 1005 hPa'a ulaşmaktadır. Bu alçak basınç sistemi Türkiye'nin kuzeybatı, batı ve güneybatı bölgelerini etkilemiştir. Saat yönünün tersine hareket ve konverjans özelliğine sahip olan ve çevresindeki yüksek basınçlı hava kütlesinden kendine doğru havayı absorbe etme görevi olan bir alçak basınç sisteminin yer yüzeyinde kurulması, bölgenin üzerinde tamamen kararsız bir atmosfer oluşumuna yol açmıştır. Bölgede hâkim olan alçak basınç ile onu çevreleyen yüksek basınç arasında oluşan basınç farkı, Marmara Bölgesi'nde kuzeydoğu-güneybatı ve güneydoğu-kuzeybatı basınç farklarının oluşmasına neden olmuştur. Bu durum Marmara denizin ve Karadeniz'in nem

kaynaklarının çalışma alanına yönlendirilmesine yol açmıştır. Tarif edilen desen, yer yüzey basıncı ve 1000 hPa'lık seviyesi rüzgâr akış haritalarından tanınabilmektedir. Öte yandan, yer yüzeyinde bu basınç desenin oluşmasını takiben, üst seviyelerde, Batı Avrupa'dan oluşan ve incelenen alanın üzerinden geçen uzun bir trofun meydana geldiğine tanık oluyoruz. Bugün incelenen alan, atmosferin üst seviyelerinde maksimum istikrarsızlıkların bulunduğu trofun doğusunda yer almaktadır. Bu süreç bölgeye tamamen istikrarsız bir hava hâkim etmiştir (Şekil 3.41).



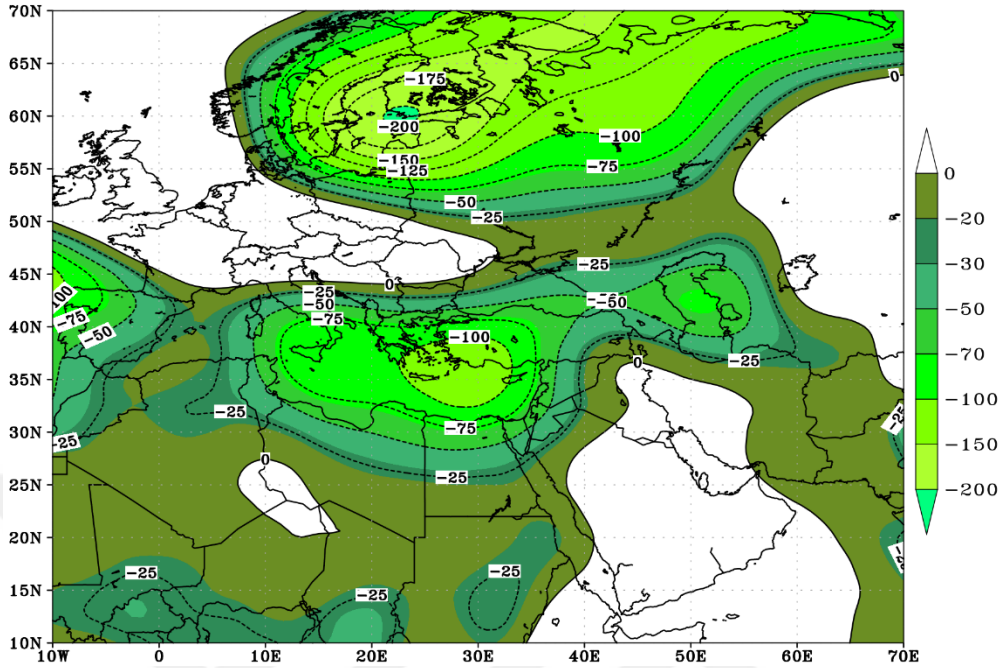
Şekil 3.41: Yer Yüzeyi Basıncı, Jeopotansiyel Yüksekliği ve Rüzgâr Akışının 500 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, Gün: 10 Aralık 1987, Saat: 00:00 Zulu.

Bahsedilen koşullar 700 hPa seviyesine kadar devam etmiştir. 850 hPa seviyesinde, atmosferik bir cut off alçağı oluşumunun ardından var olan trof derinleşmiş ve güneybatı-kuzeydoğu rüzgâr akışını inceleme alanı üzerine getirmiştir. Yer yüzeyinin seviyesine yaklaşırken, eşit yükseklikteki eğrilerin düzeni, izobar eğrilerin düzeninin şekline yaklaşır ve rüzgâr akışının eşit yükseklikteki eğrilerin düzeniyle uyumlu olduğunu görürüz. Üst seviyelerde böyle bir desenin oluşumu ve çalışma alanın trofun doğusundaki konumu ve Atlantik Okyanusu, Akdeniz ve Ege Denizi, Marmara Denizi ve Karadeniz'in zengin nem kaynakları üzerinden aynı yükseklikteki eğrilerin ve rüzgâr akışının geçmesi göz önüne alındığında, koşullar kararsızlık üretimi ve yönlendirilmiş nemli hava kütlesinin yükselmesi ve yağış üretimi için tamamen sağlanmıştır (Şekil 3.42).



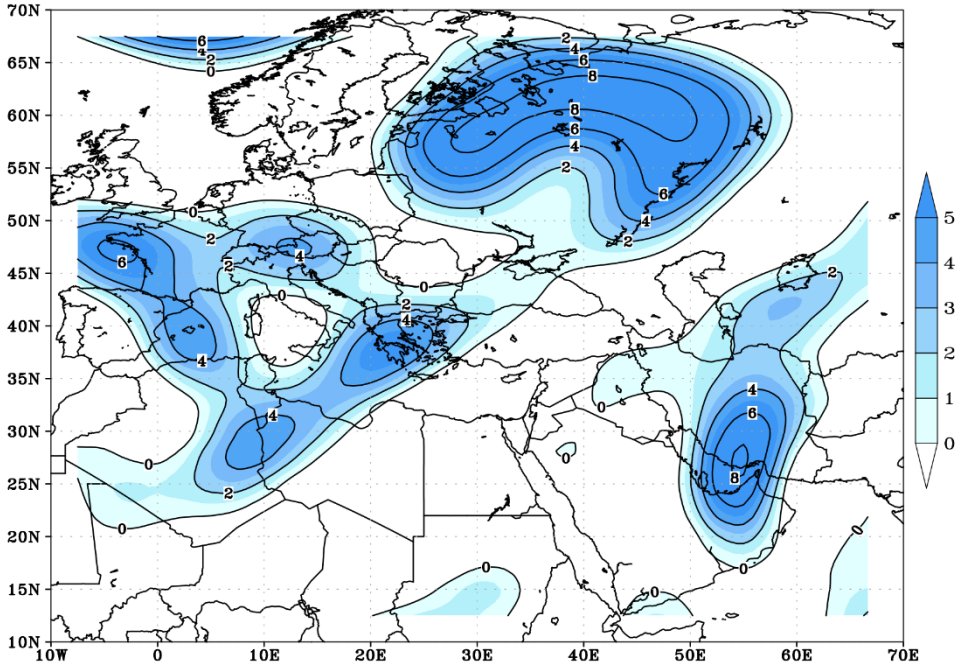
Şekil 3.42: Yer Yüzeyi Basıncı, Jeopotansiyel Yüksekliği ve Rüzgâr Akışının 1000 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, Gün: 10 Aralık 1987, Saat: 00:00 Zulu.

Bu günkü atmosferik eddylerin incelenmesi, bölgenin atmosferinin tamamen kararsız olduğunu göstermektedir. Bugün de incelenen tüm seviyelerde, 500 ila 1000 hPa arasında, bölge üzerinde negatif eddy hâkimiyetini görüyoruz. 500 hPa seviyesinde, üç güçlü eddy merkezi görülmektedir. -100 jeopotansiyel metre çekirdek yoğunluğu ile Akdeniz'in güneyindeki ilk negatif eddy merkezi, İkincisi, -300 jeopotansiyel metrelik merkezi çekirdek yoğunluğu ile Rusya'nın kuzeybatısında ve üçüncü negatif eddy merkezi ise -75 jeopotansiyel metre ile İran'ın güneydoğusunda oluşmaktadır. 600 hPa seviyesinde, birinci ve ikinci eddyler kuzey ve güney uzantılarıyla birleşmiştir ve eddynin Marmara Bölgesi üzerinde -25 ila -50 jeopotansiyel metreye kadar uzandığını görüyoruz. 700 hPa seviyesinden itibaren, İran üzerinde oluşan eddynin kuzeybatı yer değiştirmesini görüyoruz. 850 hPa seviyesinde, üç eddy merkezi birleşmiş ve bölgede -25 ila -75 jeopotansiyel metrelik negatif eddynin hâkimiyetini görüyoruz. Her üç eddy merkezinin 925 ve 1000 hPa seviyelerinde entegrasyonu ile Batı Avrupa, Türkiye'nin güneybatısı ve Ege Denizinde, Doğu Avrupa ve Hazar Denizi'nin merkezi üzerinde 4 negatif eddy çekirdeğin oluşumunu görmekteyiz. Tarif edilen bu desenin oluşumu, Marmara Bölgesi üzerinde -25 ila -100 metrelik bir negatif eddy kurulmasına yol açmış ve bölgedeki konverjans akışını güçlendirerek, hava kütlesinin yükselişi için elverişli tamamen kararsız koşulları sağlamıştır (Şekil 3.43).



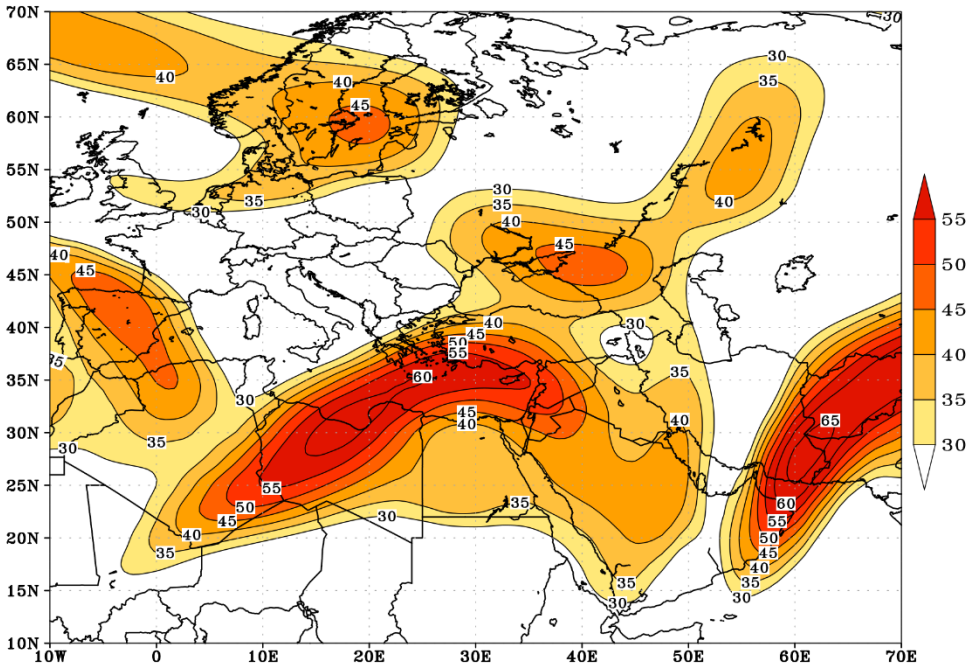
Şekil 3.43: 1000 hPa Seviyesinin Atmosferik Eddy Haritası, Gün: 10 Aralık 1987, Saat: 00:00 Zulu.

Atmosfer vortisitisinin bugün de incelenmesi, aynı zamanda atmosferde konverjans ve yukarı doğru akımları gösteren pozitif vortisitinin kurulduğunu da gösterir. Bu pozitif vortisiti tüm atmosferik seviyelerde gözlenmektedir. Sadece 1000 hPa seviyesinde, Marmara Bölge'sinin batı kısımları pozitif vortisiti altından çıkmıştır. Ancak incelenen seviyelerin geri kalanında, çalışılan alanın atmosferine her zaman siklonik ve saat yönünün tersine koşullar hâkim olmuştur (Şekil 3.44).



Şekil 3.44: 500 hPa Seviyesinin Vortisiti Haritası, Gün: Gün: 10 Aralık 1987, Saat: 00:00 Zulu.

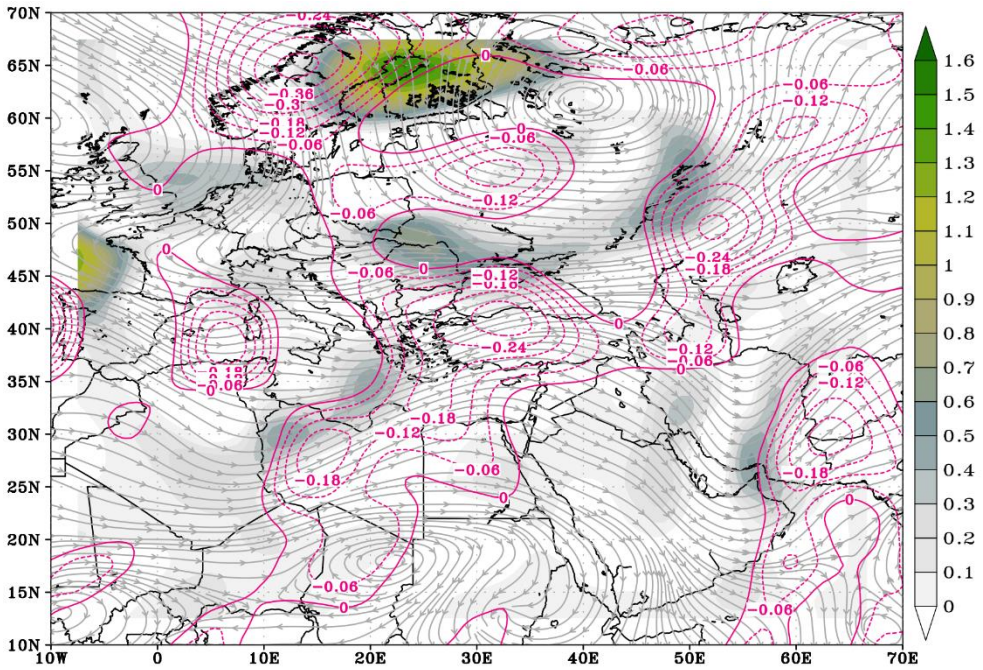
Öte yandan, çalışılan alan üzerinde 250 ve 300 hPa seviyelerinde atmosferik jet akımların kurulması, kararsızlık yoğunluğunun artmasını körüklemiştir. Yukarıda belirtilen seviyelerin her ikisinde de bölgede, Batı Avrupa'dan Kuzey Afrika'ya kuzeybatı-güneydoğu yönünde ve Rusya'nın kuzeyine doğru güneybatı-kuzeydoğu yönünde uzanan devasa bir jet rüzgâr alanı görüyoruz. Bu süreç, farklı bölgelerde farklı jet akımı çekirdeklerinin oluşmasına neden olmuştur. Ancak rüzgâr akışının saniyede 60 metreden fazla ulaştığı ana çekirdeği Afrika'nın kuzeydoğusunda ve Ege Denizi'nin güneyinde yer almaktadır. Bölge atmosferi üzerinde böyle bir jet rüzgâr deseninin oluşması, özellikle jet rüzgârın sağ giriş ve sol çıkışında istikrarsızlıkların yoğunlaşmasına neden olmuştur. Marmara Bölgesi'nin bu devasa jet akımların sol çıkışındaki konumu nedeniyle, atmosferik bozulmaları güçlendirecek ve ciddi istikrarsızlıklar üretecek koşullar sağlanmıştır (Şekil 3.45).



Şekil 3.45: 250 hPa Seviyesinin Jet Akımı Haritası, Gün: 10 Aralık 1987, Saat: 00:00 Zulu.

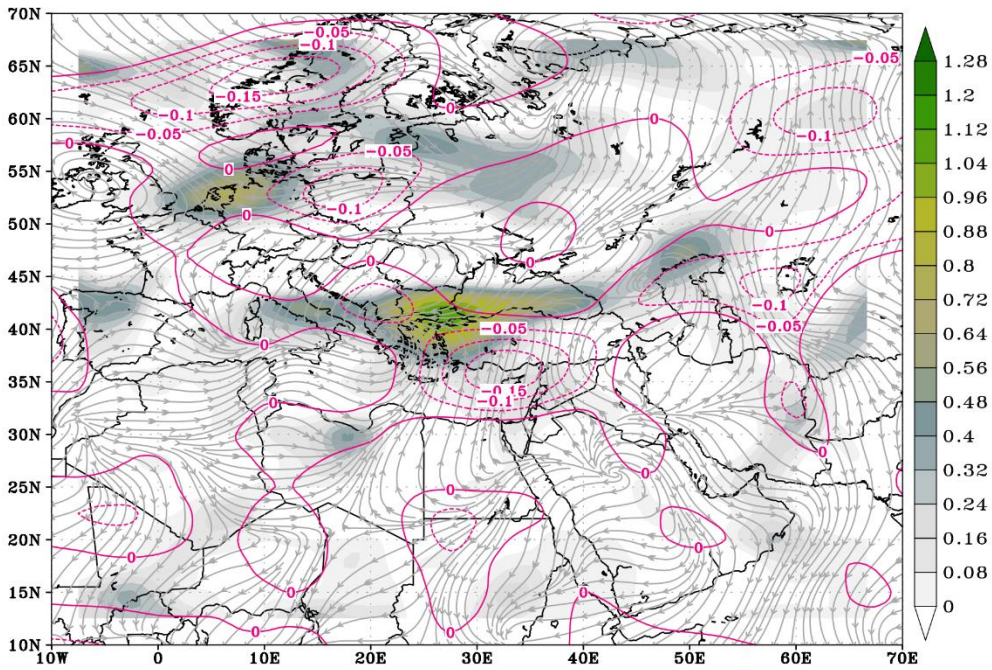
Atmosferik cepheler ve bölgede faaliyetlerinden kaynaklanan istikrarsızlık üretimi de aşırı yağışların oluşmasında önemli rol oynamaktadır. Bu günkü 500 ve 600 hPa seviyelerinin cephe oluşumu, omega ve rüzgâr akışının birleşik haritalarının incelenmesi, Batı Avrupa üzerinde 1,2°K ve 0,88°K'den daha fazla bir kuvvete sahip aktif bir cephe oluşumu merkezinin varlığını sırasıyla 500 ve 600 hPa seviyelerinde göstermektedir. Akdeniz'in merkezinde ve güneyinde ve kuzeydoğu Afrika'da 0,5 ila 0,6°K yoğunlukta başka bir cephe oluşumu merkezi oluşmuştur. Bu atmosferik desende bahsedilen cephe oluşum merkezleri, çalışılan alanı etkilemiş ve atmosferik kararsızlıkların oluşmasında rol oynamıştır. Diğer yandan Balkan ülkeleri üzerinde 500 ve 600 hPa seviyelerinde 0,48 ila 0,7°K yoğunlukta bir başka aktif

cephe oluşum merkezi gözlenmektedir. Bu cephe oluşum merkezi, çalışılan alanı doğrudan etkilemese de Marmara Bölgesi'nin bu aktif cephe merkezinin güneybatısında ve Akdeniz'de oluşan aktif cephenin kuzeydoğu kesiminde yer alması nedeniyle tamamen kararsız koşullar çalışma alanına hâkim olmuştur. Omeganın bölgedeki olumsuzluğu ve -0.24 ile -0.28 paskal/saniye arasındaki omega değerinin Marmara Bölgesi'ne hâkim olması bu iddianın kanıtıdır. Bu koşullar, bölgenin yukarı ve dikey hareketler için uygun bir atmosfere sahip olmasına neden olmuştur. 700 hPa seviyesinde, Batı Avrupa ve Akdeniz cephelerinin etkinliğini hala daha az yoğunlukta görüyoruz. Ancak daha önemli olan nokta, Balkan ülkeleri üzerinde aktif cephe oluşumunun merkezinin güneye doğru genişlemesi ve güneydoğu tarafının Marmara Bölgesi'ne üzerinde 0.08 ila 0.16°K yoğunlukta hâkim olmasıdır. 850 hPa seviyesinde Marmara Bölgesi'ne giren aktif cephenin güçlendiğini görüyoruz. Bu aktif cephenin merkezi çekirdeği, tam olarak Marmara Bölgesi'nin atmosferinde bulunan 0,6 ila 0,64°K'den daha fazla bir güce ulaşmıştır. Bölgede bu aktif cephenin oluşmasıyla, güneybatı kesiminde, Türkiye'nin güneybatısında yer alan merkezi çekirdekli negatif omega oluşumunu görüyoruz. -0,12 ile -0,24 paskal/saniye arasındaki omega eğrileri tüm Marmara Bölgesi'ni kaplamış ve ona tamamen kararsız bir atmosfer vermiştir. Bu atmosferik deseninde Batı Avrupa ve Güney Akdeniz'in aktif cephe oluşum merkezlerinin istikrarsızlığın yoğunlaşmasındaki rolü göz ardı edilmemelidir (Şekil 3.46).



Şekil 3.46: Aktif Cephe Oluşum Alanlarının, Omega ve Rüzgâr Akışının 500 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, Gün: 10 Aralık 1987, Saat: 00:00 Zulu.

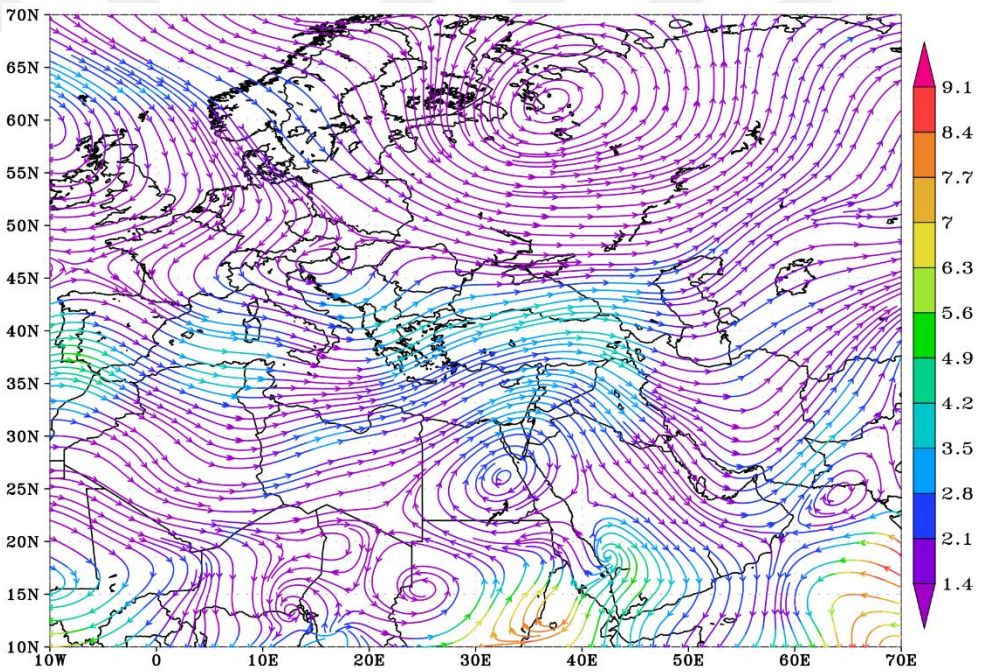
925 hPa seviyesinde Marmara Bölgesi'ni etkileyen aktif cephe oluşum merkezleri 5 merkeze ulaşmaktadır. Bu seviyede Marmara Bölgesi'nde yer alan aktif frontal merkezin yoğunluğu artmış olup, Marmara Denizi ve incelenen alan üzerinde 1,28°K'den daha yoğun bir yoğunlukta merkez çekirdeğinin oluşumunu görmekteyiz. Öte yandan, kuzeybatı, batı ve güney Avrupa'nın aktif cephe merkezleri ve güney Akdeniz ile kuzeydoğu Afrika'nın cephe merkezi, Marmara Bölgesi'nde atmosferik rahatsızlıkların iletilmesinde ve kararsızlıkların oluşmasında önemli bir rol oynamıştır. Bölge üzerinde güçlü bir cephe merkezinin kurulmasıyla birlikte, cephenin merkezinde, doğu ve güneydoğusunda istikrarsız koşulların hâkimiyetine ve atmosferin yukarıya doğru dikey akışına tanık oluyoruz. Bu desende negatif omega Marmara Bölgesi'ne tamamen hâkimdir. Ancak 1000 hPa seviyesinde bölge üzerinde oluşan cephe oluşum merkezinin boyutu büyümüş ve Hazar Denizi'nin kuzeyinde ve İtalya'da yer alan aktif cephe merkezleri ile birleşmiştir. Ancak ilginç olan nokta, bu cephe merkezinin güçlü çekirdeğinin Marmara Bölgesi'nin batı kısmı üzerinde 1,28°K'den fazla bir yoğunlukla hâkimiyetidir. Oluşan aktif soğuk cephe bölgedeki bozulmaların şiddetini arttırmış ve çalışma alanının bulunduğu cephenin merkezinde ve önünde üst atmosferik akımları yoğunlaştırarak, nemli hava kütlesinin kuvvetli yükselişi ile bölgede yaygın aşırı yağışlara neden olmuştur (Şekil 3.47).



Şekil 3.47: Aktif Cephe Oluşum Alanlarının, Omega ve Rüzgâr Akışının 1000 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, Gün: 10 Aralık 1987, Saat: 00:00 Zulu.

500 ila 1000 hPa seviyelerinin nem üfleme haritalarının incelenmesi, bugünün yağışını beslemede farklı nem kaynaklarının birleşik rolünü göstermektedir. 500 ila 600 hPa seviyelerinde, Atlantik

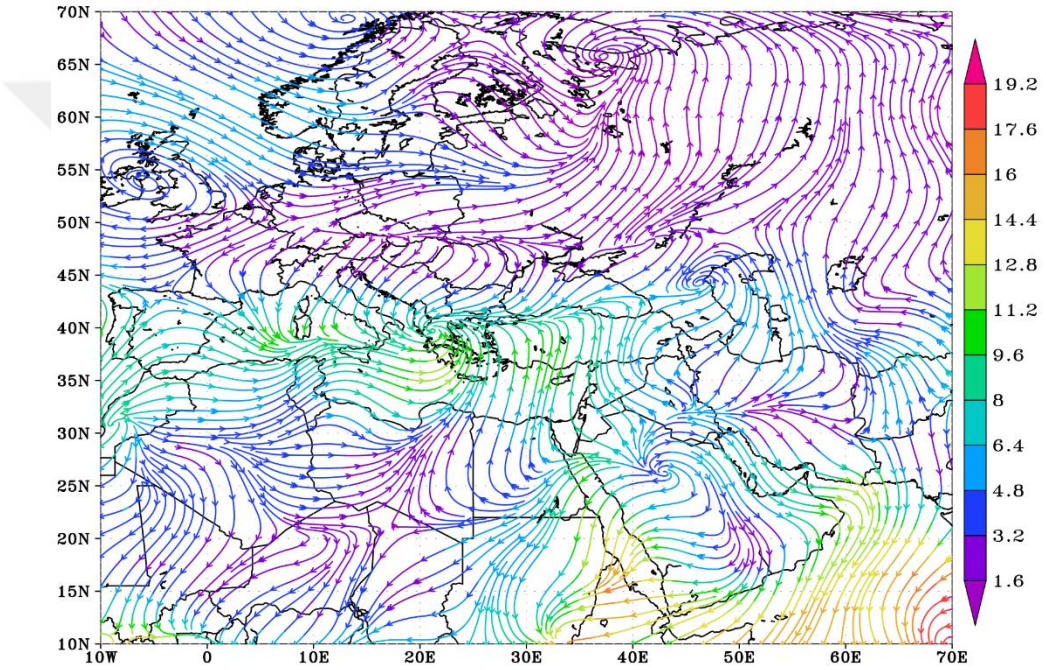
Okyanusu'ndan bölgeye nem akışının girişini görüyoruz. Bu nem akışı Akdeniz, Ege Denizi ve Marmara Denizi üzerinden geçerek bu bölgelerin nemini absorbe edip ve Marmara Bölgesi'ne 1,14 ila 3,6 g/kg'dan fazla nem pompalamaktadır. 700 hPa seviyesinde, 500 ve 600 hPa seviyelerinin nem kaynakları ile birlikte, kuzey nem kaynaklarından bölgeye nem girişini görmekteyiz. Bu atmosferik seviyesinde bölgeye yönlendirilen nem miktarı 4,9 g/kg'a ulaşmaktadır. Ancak 850 hPa seviyesinde, Hırvatistan ve Bosna ülkeleri ve Adriyatik Denizi üzerinde büyük miktarda nemi absorbe eden bir nem konverjans bölgesi oluşmuştur. Bölgeyi etkileyen nem kaynakları, 500 ila 700 hPa seviyelerinin nem kaynakları ile ayni olmaktadır. Fakat bu farkla ki, bu seviyede bölgeye giren nem miktarı artmış ve kilogram başına 5 ila 6 gramdan fazla olmuştur (Şekil 3.48).



Şekil 3.48: 700 hPa Seviyesinin Nem Üfleme Haritası, Gün: 10 Aralık 1987, Saat: 00:00 Zulu.

925 hPa seviyesinde, üst seviyelerin nem kaynakları ile birlikte kuzeydoğu-güneybatı yönünde Karadeniz'den zengin nemin gelmeye başladığını görüyoruz. Bu atmosferik seviyesinde, Karadeniz'den bölge atmosferine yönlendirilen nem 3,9 ila 5,2 g/kg'a ulaşmaktadır. Elbette doğu Akdeniz'in nemini bölgeye yönlendiren oluşan güneydoğu-kuzeybatı akıntıları, bu yağışlı günün nem temininde daha aktif ve zengin bir rol oynamıştır. Böylece bu akımdan pompalanan nem miktarı bölgede 7,8 g/kg'ın üzerine çıkmaktadır. Oluşan nem konverjans bölgesinin doğuya doğru uzanması ve Yunanistan'ın batısında kurulması bu atmosferik seviyesinin nem akışının oluşmasında önemli rol oynamıştır. 1000 hPa seviyesinde, konverjans akımlarının yoğunluğu büyük ölçüde artmıştır, böylece Atlantik Okyanusu, Akdeniz ve Karadeniz kaynaklarından bu konverjans bölgesine büyük bir nem absorbe edilmesini

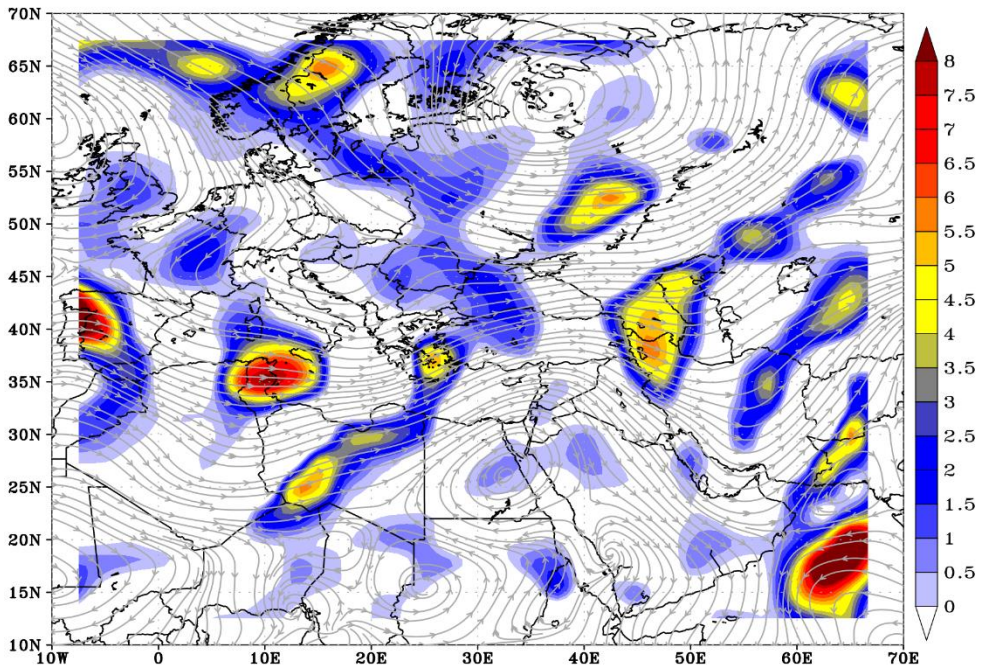
görüyoruz. Marmara Bölgesi nem transferi akışının yolu üzerinde olması nedeniyle üzerinden gecen nemli hava kütlesinden faydalanmıştır. Bu atmosferik seviyesinde Karadeniz, Marmara Denizi ve Akdeniz bu yaygın aşırı yağışın nem temininde başrolü oynamıştır. Gelen nemin en büyük miktarı Akdeniz'in doğusundan kaynaklanan ve Marmara Bölgesi'ne 8 gram/kg'dan fazla nem gönderen güneydoğu-kuzeybatı akıntılarına ait olmaktadır. Ters noktada ise inceleme alanında oluşan kuzeydoğu-güneybatı akıntısı da Karadeniz'den 6.4 ila 8 g/kg hacimde Marmara Bölgesi'ne nemin absorbe edilmesine ve iletilmesine neden olmuştur (Şekil 3.49).



Şekil 3.49: 1000 hPa Seviyesinin Nem Üfleme Haritası, Gün: 10 Aralık 1987, Saat: 00:00 Zulu.

Yaygın aşırı yağışların analizinde ve bu yağışları besleyen nem kaynaklarının belirlenmesinde büyük önem taşıyan çok önemli parametrelerden biri de nem akışının diverjans ve konverjans haritalarının incelenmesidir. Bugünün 500 hPa seviyesindeki nem akısı konverjans haritalarının incelenmesi, 3 nem akısı konverjans bölgesinin Marmara Bölgesi üzerindeki etkisini göstermektedir. İspanya üzerinde 3 ila 3.5 g/kg merkezi çekirdekli başka bir nem konverjans bölgesi, Batı Akdeniz'de 2 ila 2,5 g/kg ile bir başka nem konverjans çekirdeği oluşmuştur ve rüzgâr akımına göre nem bu alanlardan incelenen alana doğru yönlendirilmiştir. Ancak maksimum nem konverjans çekirdeği Türkiye'nin güneybatısında oluşmuştur. Afrika'nın kuzeydoğu bölgelerinden bir nem konverjans koridoru oluşmuş ve 65 derece kuzey enlemlerine kadar uzanmıştır. Bu yoğun nem konverjans bölgesi, Türkiye'nin güneyinde 5 g/kg'dan fazla merkezi bir çekirdek ile çok güçlü bir konverjans bölgesi oluşturmuştur. Bu nem konverjans bölgesinin oluşmasıyla birlikte Marmara Bölgesi'nin batısında 0 ila 1.5 g/kg'lık bir nem akışının hâkimiyetini görüyoruz. 600 ve

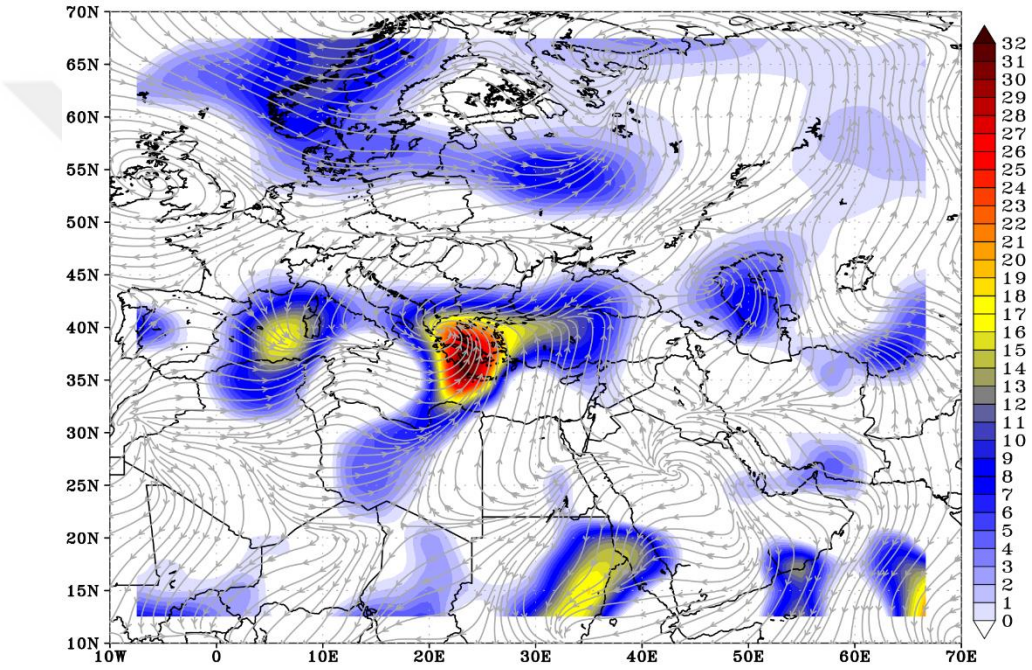
700 hPa seviyelerinde, bölgeyi 500 hPa seviyesinde etkileyen nem akı konverjans bölgeleri hala aktiftir ve konverjans akımlarının yoğunluğu artmıştır. Öte yandan, Türkiye'nin güneybatısında yer alan konverjans bölgesinin batıya doğru hareketine tanık oluyoruz, öyle ki 700 hPa seviyesinde bu konverjans merkezi Ege Denizi'nin güneyinde yer almaktadır. 600 hPa seviyesinde, yoğunluğu artmış ve merkezi çekirdeğinin içindeki nem akışı miktarı 6 g/kg'dan fazla olmuştur. Ancak 700 hPa seviyesinde yoğunluğu biraz azalmış ve maksimum 5 ila 5.5 g/kg'a ulaşmıştır. Öte yandan İspanya ve Kuzey Afrika üzerinde oluşan nem konverjans bölgelerinin nem akışı artırılmıştır. 700 hPa seviyesinde, Marmara Bölgesi üzerine 0 ila 1.5 g/kg nem konverjans bölgesi hâkim olmuştur. 850 hPa seviyesinde, bölgeyi etkileyen nem akı konverjans merkezleri, Faroe Adaları, kuzeybatı Avrupa, batı İspanya, Kuzey Afrika ve güney Akdeniz'de oluşan nem akı konverjans merkezleri ve öte yandan Kuzey Doğu ve Doğu Afrika'dan Kuzey Avrupa'ya kadar nem konverjans koridorunun oluşmasıdır. İlginç bir nokta, İran'ın kuzeybatısında oluşan konverjans bölgesinin Türkiye'nin kuzeybatısı ve Yunanistan'ın doğusunda yer alan konverjans bölgesi ile bütünleşmesidir. Bu işlem, Marmara Bölgesi'nin batısında 0 ila 2 g/kg değerinde bir nem konverjans bölgesinin kurulmasına yol açmıştır. Ancak rüzgâr akımı nedeniyle Yunanistan'ın doğusu ve Akdeniz'in güneyi üzerinde oluşan nem konverjans zonu Marmara Bölgesi'ni doğrudan etkilemiştir (Şekil 3.50).



Şekil 3.50: Nem Konverjans Akışı ve Rüzgâr Akışının 700 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, Gün: 10 Aralık 1987, Saat: 00:00 Zulu.

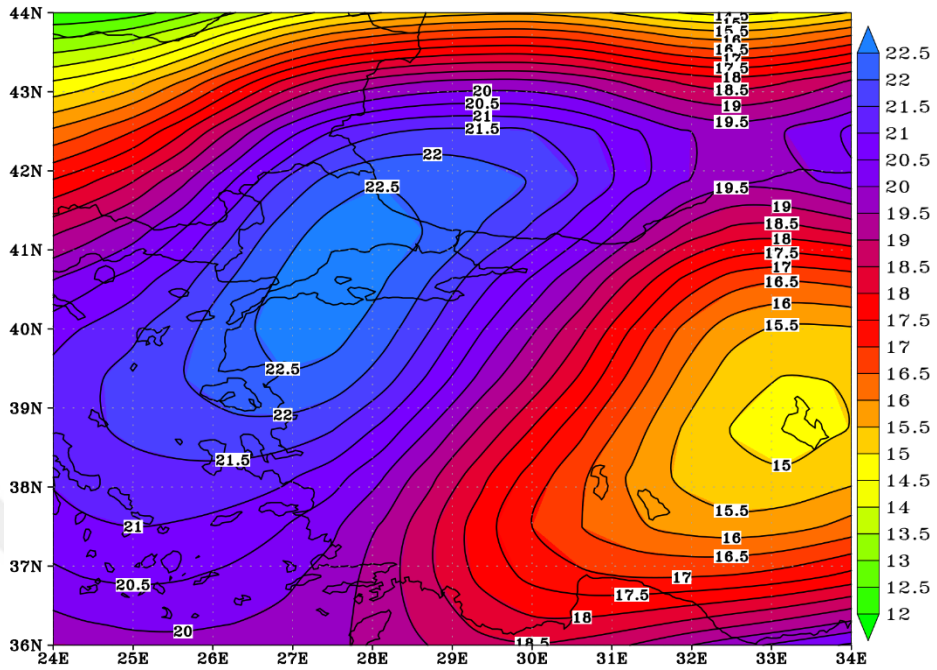
925 ve 1000 hPa seviyelerinde, doğu Yunanistan ve batı Türkiye'nin konverjans merkezinin, Kuzey Afrika ve Akdeniz'in merkezi üzerinde oluşan nem akışı konverjans bölgesi ile yavaş yavaş bütünleştiğini

görüyoruz. Bahsedilen desenden dolayı, Marmara Bölgesi'nde oluşan nem akışının 925 hPa seviyesinde 8 g/kg'dan fazla ve 1000 hPa seviyesinde 8 ila 16 g/kg arasında olmasına neden olmuştur. 1000 hPa seviyesinde, doğu Yunanistan ve Ege Denizi üzerinde oluşan nem akışının konverjans bölgesinin yoğunluğu 32 g/kg'ın üzerine çıkmıştır. Unutulmamalıdır ki, 1000 hPa seviyesindeki bu son derece güçlü konverjans bölgesinin oluşmasında ve genişlemesinde, yer yüzeyinde oluşan alçak basınç sisteminin önemli bir rolü olmuştur ve bölgeye büyük miktarda yükselebilecek nem getirmiştir. Bu güne ait yağışa dönüşe bilen su miktarı haritasının incelenmesi de bu iddianın bir kanıtı olmaktadır (Şekil 3.51).



Şekil 3.51: Nem Konverjans Akışı ve Rüzgâr Akışının 1000 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, Gün: 10 Aralık 1987, Saat: 00:00 Zulu.

Bu günkü yağışa dönüşe bilen su miktarı haritası, çalışılan alanda maksimum yağışa dönüşe bilen su miktarı çekirdeğinin oluşumunu göstermektedir. Özellikle 22,5 kg/m³'ten fazla yağışa dönüşe bilen suyu içeren bu sistemin maksimumu Marmara Bölgesi'nin batı kesiminde yer almaktadır. Genel olarak, tüm Marmara Bölgesi'nde, bugün komşu bölgelere kıyasla yağışa dönüşe bilen su miktarı maksimumda ve farklı alanlarda metreküp başına 18 ila 22,5 kg arasında değişmektedir (Şekil 3.52).



Şekil 3.52: Yer Yüzeyi Seviyesinin Yağışa Dönüşe Bilen Su Miktarı Haritası, Gün: 10 Aralık 1987, Saat: 00:00 Zulu.

3.2.2.3. Desen 3

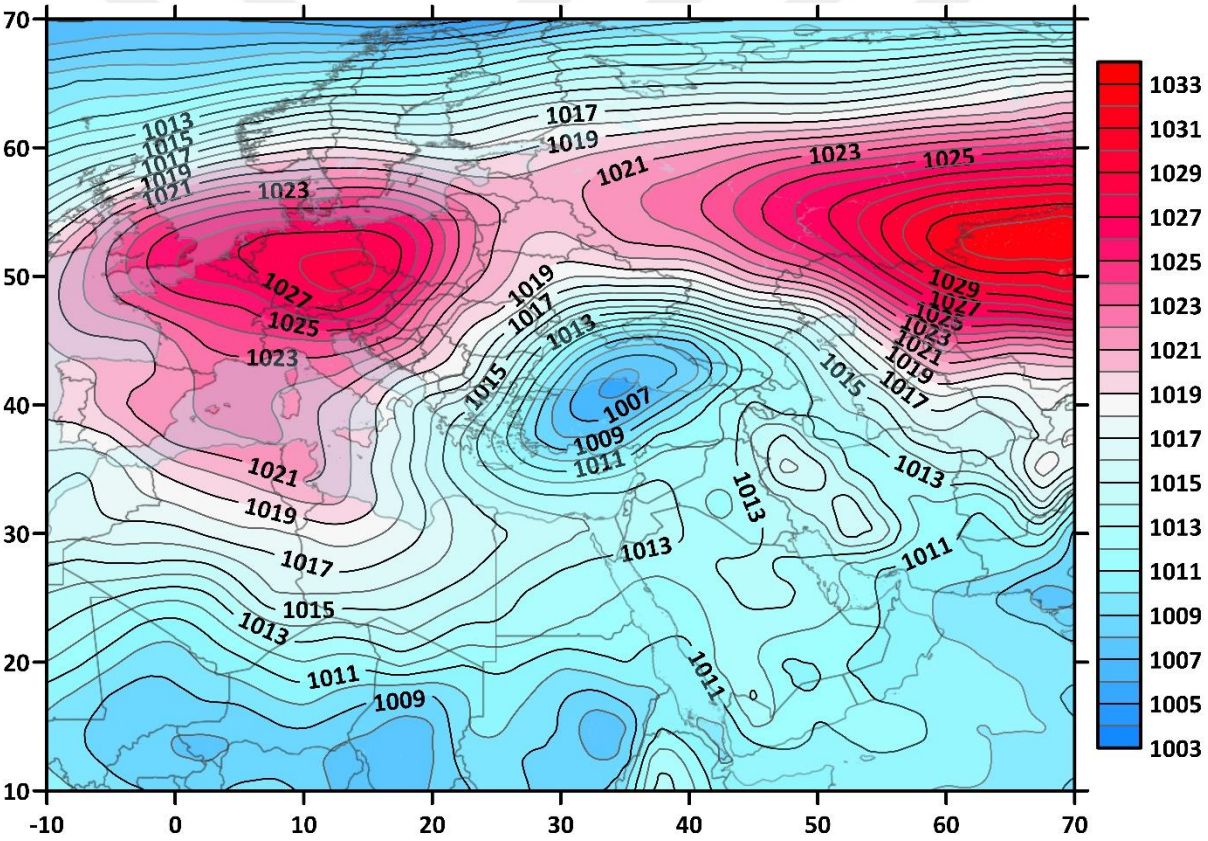
Bu desene dâhil edilen günler tablo 3.16'da verilmiştir. Bu desen, 1 ve 2 numaralı desenlerden sonra en sık görülen yedi günden oluşmaktadır. Bu desende kaydedilen maksimum ve minimum yağış miktarı, 23 Eylül 1964 ve 10 Nisan 1991'de meydana gelen sırasıyla 512,9 mm ve 330 mm'dir.

Tablo 3.16: Yer Yüzeyi Basıncının Üçüncü Deseninde Yer Alan Günlerin Özellikleri.

Sıra	Kod	Gün	Yağış miktarı mm
1	4	196423SEP	512.9
2	5	196616MAR	403.1
3	9	197216OCT	372.5
4	13	197524NOV	410.3
5	15	198028JAN	465.5
6	23	199110APR	330
7	48	201726OCT	345.1

Şekil 3.53, bu atmosferik desenin yer ortalama yüzey basınç haritasını göstermektedir. Bu yer yüzeyi basınç deseninde, incelenen alan gergin ve kararsız bir atmosfer yaşamaktadır. Bu desende, Sibirya'da yüksek basınç faaliyetine ve doğu Rusya üzerinde merkezi yüksek basınç çekirdeklerinin oluşumuna ve bunun Batı Avrupa'ya yayılmasını ve Batı Avrupa'da güçlü bir yüksek basınç çekirdeğinin oluşumuna tanık olmaktayız. Öte yandan, Türkiye'nin kuzeyinde ve Karadeniz'in güneyinde 1005 hPa'a eşit merkezi çekirdek basıncına sahip güçlü bir alçak basınç sisteminin oluştuğunu görüyoruz. Konverjans ve

saat yönünün tersine hareket eden ve antisiklonlar tarafından hava emme görevine sahip alçak basınç sistemlerinin özelliklerinden dolayı, bu desende 30 ve 25 hPa basınç farkıyla sırasıyla kuzeydoğu-güneybatı ve kuzeybatı-güneydoğu basınç farkının oluşumunu da görüyoruz. Yüksek basınç ve alçak basınç merkezleri arasındaki bu basınç farkı, incelenen alan üzerindeki konverjans ve kararsız akışın güçlenmesine yol açmıştır. Alçak basınç sisteminin bulunduğu yerin yanı sıra basınç farkı nedeniyle Karadeniz, Akdeniz, Ege ve Marmara denizlerinin nemi çalışılan alanın atmosferine yönlendirilmiştir. Nem kaynaklarının bölgeye girmesi ve atmosferinde tamamen baroklinik koşulların hâkim olması ile bölgeye taşınan zengin nem kaynakları yükselmiş ve son olarak bu bölgede aşırı yaygın yağışların meydana gelmesine neden olmuştur.

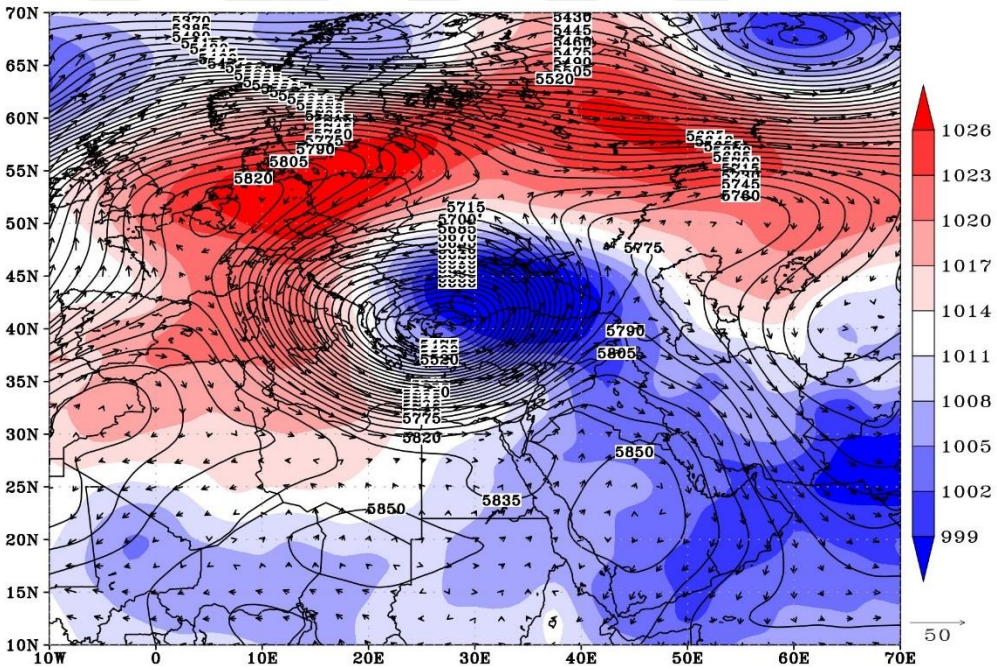


Şekil 3.53: Yer Yüzeyi Basıncının Üç Numaralı Desen Haritası.

3.2.2.3.1. Desen 3 İndeksi Günü, 23 Eylül 1964

Marmara Bölgesi'nde 500 mm'den fazla yağmurun kaydedildiği bugün de yer yüzeyinde aktif olan basınç sistemi, merkezi çekirdek basıncı 999 hPa'dan az olan çok güçlü bir siklondur. Bu alçak basınç sistemi tüm Türkiye'yi de ele geçirmiştir. Bu siklonun ana çekirdeği, Türkiye'nin kuzeyi ve kuzeybatısında ve tüm Karadeniz'de yer almaktadır. Saat yönünün tersine hareket eden siklonlar, türbülans ve

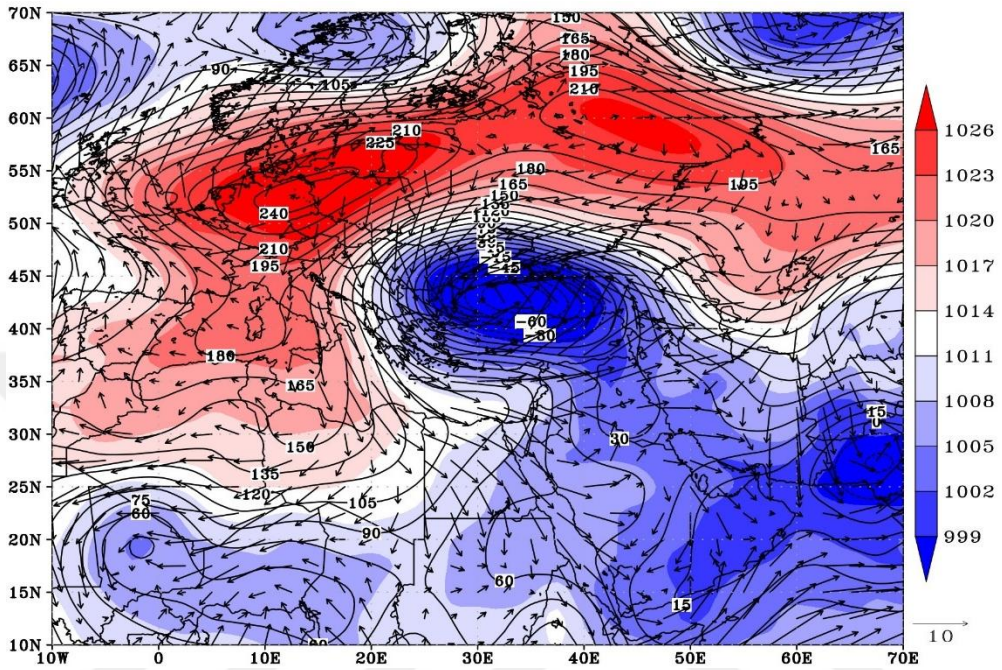
kararsızlıkların ana kaynağı olarak bilinen çok yoğun konverjans bölgeleri oluştururlar. Öte yandan, bugün faaliyet gösteren yüksek basınç sistemi, batıya doğru hareketi ile tüm Avrupa bölgesini kaplayan Sibirya yüksek basınç sistemidir ve merkezi çekirdeğinin Avrupa ve kuzey Rusya üzerindeki yoğunluğu 1026 hPa'a ulaşmaktadır. Bölge üzerinde oluşan alçak basınç hücresinin merkez çekirdeği ile yüksek basınç hücresi arasında oluşan basınç farkının yoğunluğu 30 hPa'ın üzerine çıkmakta, bu da bölge atmosferi üzerinde kuzeybatı-güneydoğu akımlarının oluşmasına neden olmuştur. Bölgeye giren siklonun şiddeti o kadar fazladır ki, batı rüzgârlarına karşı bariyer görevi görmekte ve incelenen bölge üzerinde üst seviyelerde cut off alçağı blokingin oluşmasına neden olmuştur. Blokingin merkez çekirdeği Marmara Bölgesi'ne tekabül etmekte ve bölge üzerinde saat yönünün tersine bir rüzgâr akışının oluştuğunu görüyoruz. Bahsedilen cut off alçağı blokingi, kuzey Avrupa üzerindeki omega şeklindeki blokingin güneydoğu tarafında oluşmuştur (Şekil 3.54).



Şekil 3.54: Yer Yüzeyi Basıncı, Jeopotansiyel Yüksekliği ve Rüzgâr Akışının 500 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, Gün: 23 Eylül 1964, Saat: 12:00 Zulu.

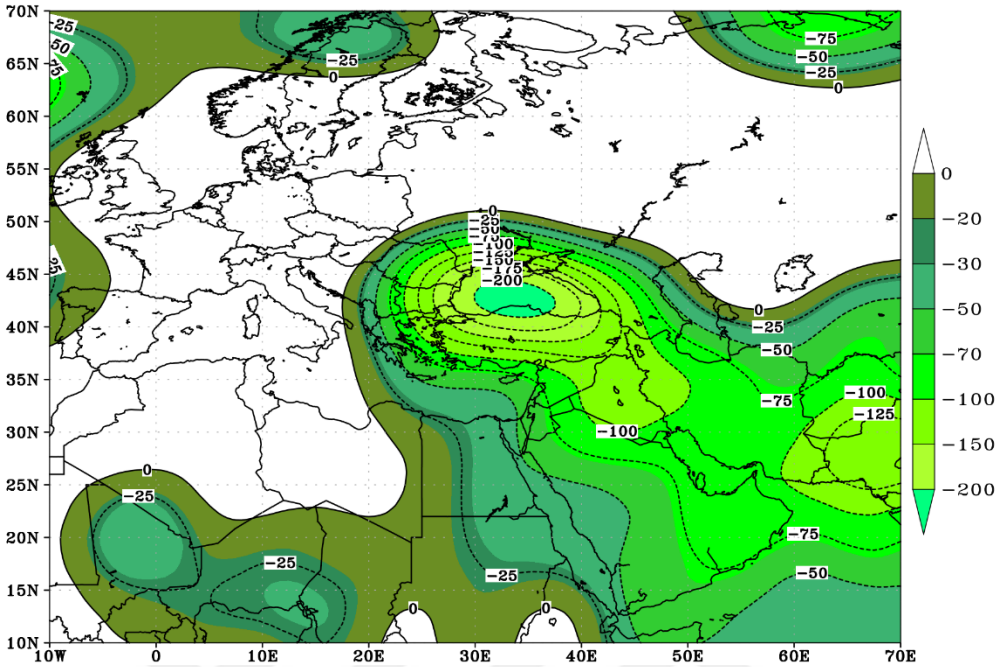
700 hPa seviyesine kadar cut off alçağı blokingi tespit edilebilmektedir ve bu seviyeden sonra eşit yükseklikteki eğrilerin düzenlenmesi, yer yüzeyinin izobar eğrilerinin düzenlenmesine benzer, böylece 1000 hPa seviyesinde eşit yükseklik eğrilerinin değerleri negatif -30 hPa'la ulaşmış ve bu içindeki kararsızlıkların yoğunluğunu göstermektedir. Maksimum yükselme ve diverjans yeri olan omega şeklindeki blokingin güneydoğu tarafında cut off alçağı blokingin oluşumu bu sistemin ürettiği kararsızlıkların yoğunluğunu artırmıştır. İncelenen alanın, atmosferin üst seviyelerinde cut off alçağı blokingin orta

kısmında yer alması ve yer yüzeyinde son derece düşük bir basınç sisteminin kurulması, Marmara Bölgesi'ne aşırı yağış üretmeye hazır son derece kararsız bir atmosfer hâkim etmiştir (Şekil 3.55).



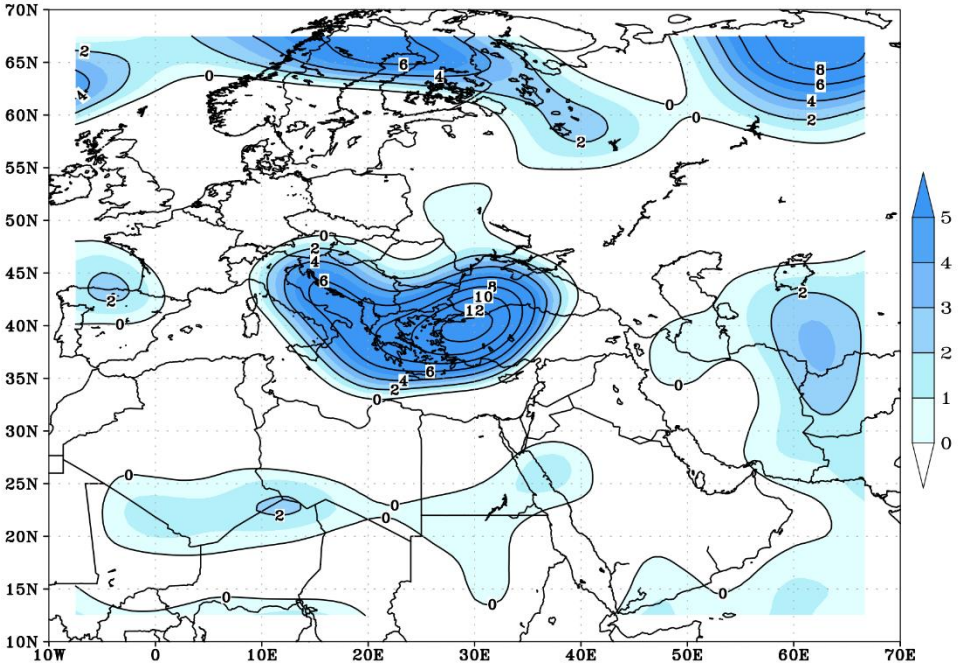
Şekil 3.55: Yer Yüzeyi Basıncı, Jeopotansiyel Yüksekliği ve Rüzgâr Akışının 1000 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, Gün: 23 Eylül 1964, Saat: 12:00 Zulu.

Bahsedilen basınç sistemlerinin üst seviyelerde ve yer yüzeyinde faaliyet göstermesi ile birlikte, incelenen alanın atmosferi üzerindeki negatif eddylerin ve pozitif vortisiti akımlarının hâkimiyeti beklenenden uzak değildir. Bu iki atmosferik parametrenin 500 ila 1000 hPa seviyelerinin haritalarının incelenmesi bunu doğrulamaktadır. Bugün de bahsedilen tüm seviyelerde, incelenen alan üzerinde negatif eddylerin ve pozitif vortisitilerin meydana geldiğini görüyoruz. 700 hPa seviyesine kadar oluşan negatif eddynin merkez çekirdeği Marmara Bölgesi'nde yer almakta ve yoğunluğu 500 ila 700 hPa seviyelerinde sırasıyla -300, -250 ve -200 jeopotansiyel metreye ulaşmaktadır. 850 ila 1000 hPa seviyelerinde, eddynin merkezi çekirdeği Karadeniz'in güneyine taşınmış, ancak -150 ila -175 jeopotansiyel metrelik eddy Marmara Bölgesi'ne hâkim olmaktadır (Şekil 3.56).



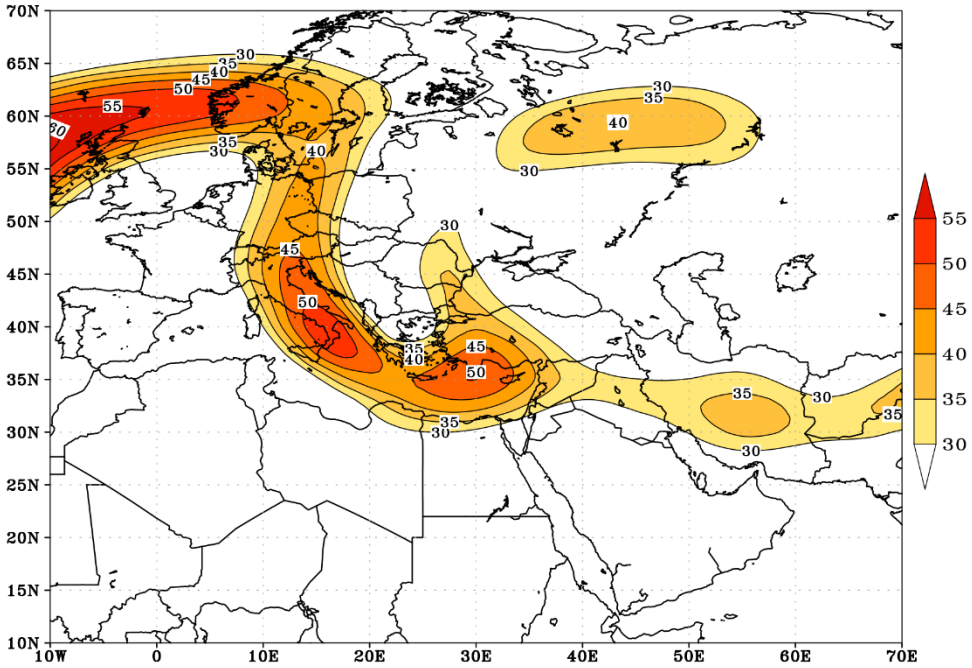
Şekil 3.56: 1000 hPa Seviyesinin Atmosferik Eddy Haritası, Gün: 23 Eylül 1964, Saat: 12:00 Zulu.

Vortisiti açısından, maksimum pozitif vortisiti değeri, çalışılan tüm seviyelerde tüm Marmara Bölgesi'nde veya büyük bir bölümüne her zaman hâkim olmaktadır. Maksimum pozitif vortisitinin yanı sıra maksimum negatif atmosferik eddylerin oluşturulması, konverjans akımların ve saat yönünün tersine hareketin güçlendirilmesine yol açmış ve hava kütlesinin keskin bir şekilde yükselmesine neden olmuştur (Şekil 3.57).



Şekil 3.57: 500 hPa Seviyesinin Vortisiti Haritası, Gün: 23 Eylül 1964, Saat: 12:00 Zulu.

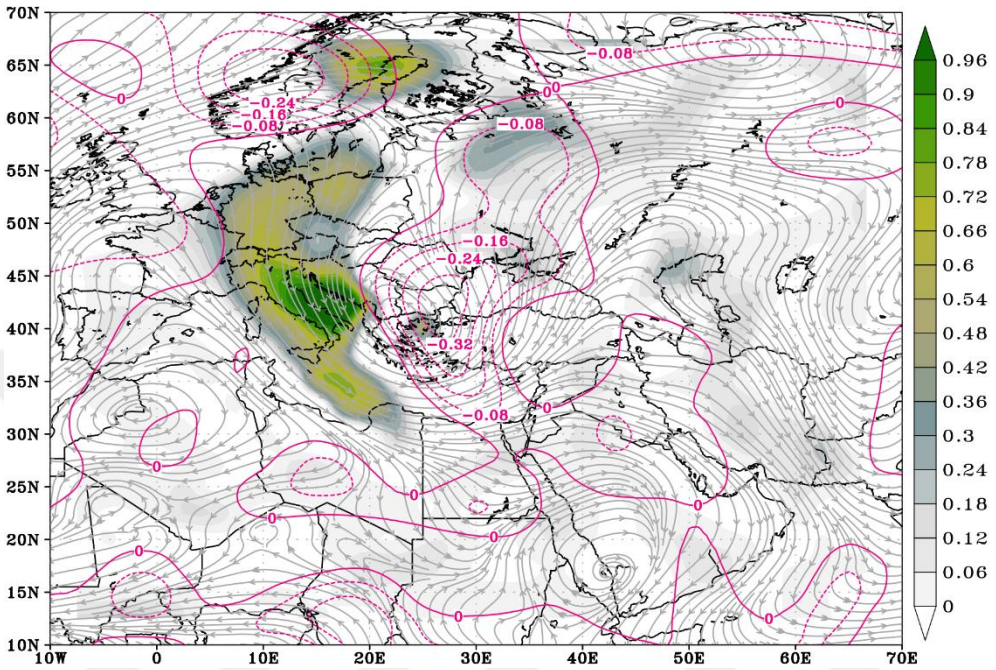
İncelenen alan üzerinde 250 ve 300 hPa seviyelerinde jet rüzgârın faaliyeti ile kararsızlıklar daha da yoğunlaşmaktadır. Bugün de İngiltere'nin batısında çok büyük bir jet rüzgâr koridorunun oluştuğunu görüyoruz. Söz konusu jet akımı, Avrupa'nın kuzey-batısına nüfuz ettikten sonra, kuzey-batı-güneydoğu yönünde 30 derece enlemlere nüfuz etmiş ve sonra doğu yönü ile İran ve Afganistan'a doğru hareket etmiştir. Atmosferik jet akımları, bozulmalar ve kararsızlıkları üreten ana faktörlerden biri olarak kabul edilir. Öyle ki sağ giriş ve sol çıkışları aşırı yükselme ve diverjans hareketlerin oluşmasına neden olup ve yoğun yağışların meydana gelmesinde büyük bir rol oynamaktadır. Bugün de Marmara Bölgesi bu devasa jet akımının tam sol çıkışında yer almaktadır. Dolayısıyla alt seviyelerin konverjansının güçlenmesine neden olmuş ve bu bölgedeki hava kütlesinin yükselişinin hızlanmasına yol açmıştır (Şekil 3.58).



Şekil 3.58: 250 hPa Seviyesinin Jet Akımı Haritası, Gün: 23 Eylül 1964, Saat: 12:00 Zulu.

Bu yağışlı günde, 500 hPa seviyesinde aktif olan frontal merkezler, Adriyatik Denizi üzerinde yer alan ve yoğunluğu 0,96°K'i aşan merkezi bir çekirdeğe sahip aktif bir frontal merkezdir. Ve bu frontal merkezi oluşan rüzgâr desenine göre Marmara Bölgesi'ni etkilemektedir. Kuzey Ege Denizi üzerinde, çok daha küçük ve 0,48 ila 0,54°K yoğunlukta başka bir cephe merkezi oluşmuştur. Bahsedilen frontal merkezlerin inceleme alanını kapsayan doğu kısımları, -0.24 ile -0.32 paskal/saniye yoğunluğundaki negatif omega oluşumundan dolayı çok kararsız hava ve atmosfere doğru dikey hareketler hâkim olmuştur. 600 hPa düzeyinde, bölgeyi etkileyen cephelerin yoğunluğu azalmış, ancak bölgesel boyutları artmıştır. 600 hPa düzeyinde olduğu gibi, 700 hPa düzeyinde de egemen cephelerin yoğunluğunda bir azalma görüyoruz.

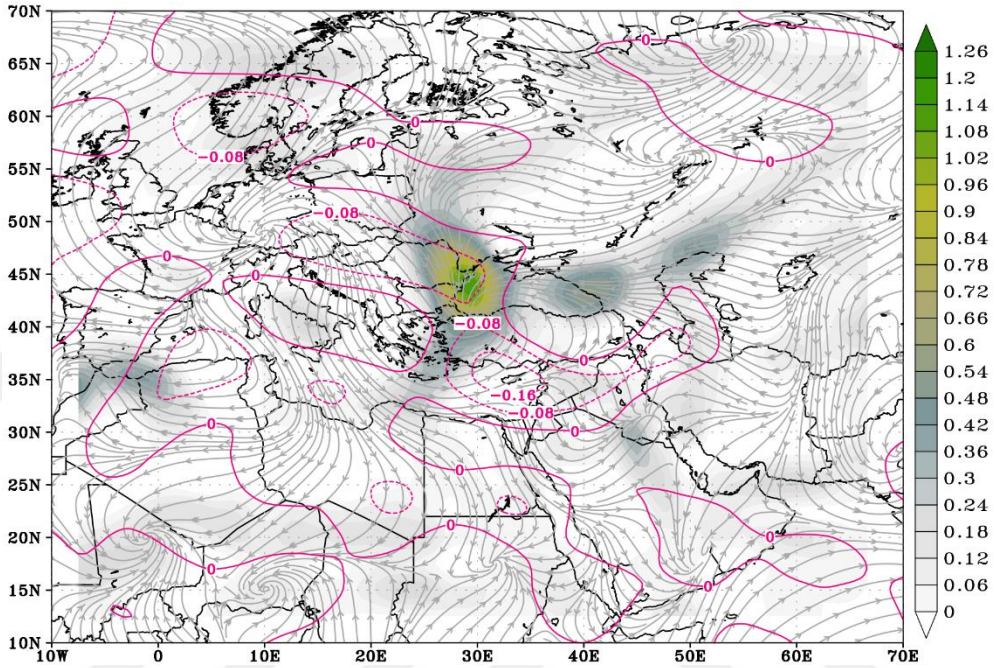
Ancak Ege Denizi'nde yer alan aktif cephe merkezinin boyutu artmış ve merkez çekirdeği 0,54 ila 0,6°K yoğunlukta Akdeniz'in güneyine doğru genişletilmiştir (Şekil 3.59).



Şekil 3.59: Aktif Cephe Oluşum Alanlarının, Omega ve Rüzgâr Akışının 500 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, Gün: 23 Eylül 1964, Saat: 12:00 Zulu.

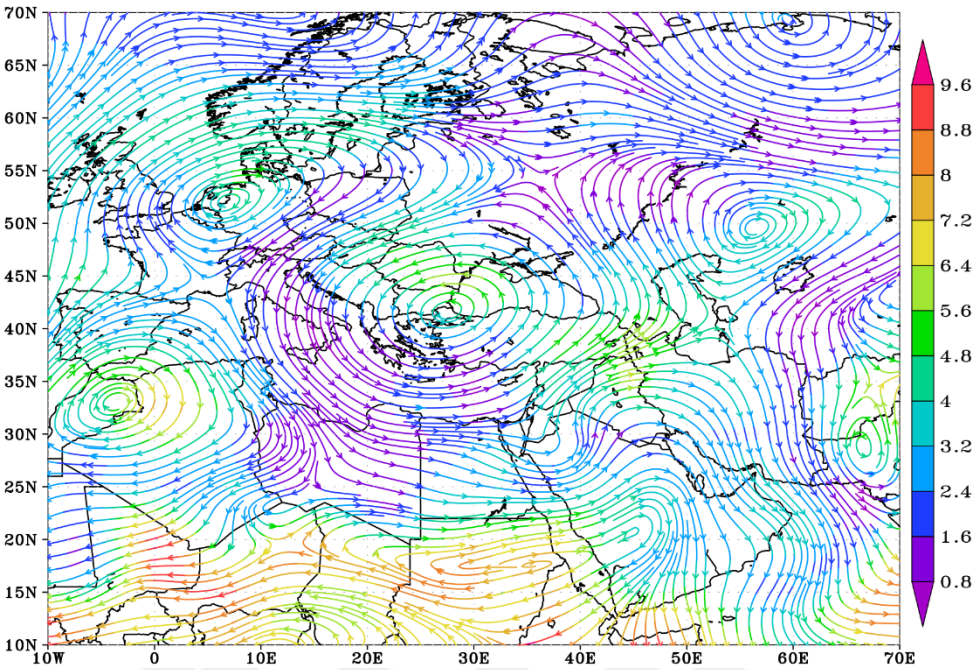
Ancak 850 hPa seviyesinde, bölgedeki cephe oluşum merkezleri artmıştır. Adriyatik Denizi'nde oluşan cephe merkezi, Batı Avrupa'dan Yunanistan'a kadar uzanmış ve Akdeniz'de bulunan cephe merkezi ile birleşmiştir. Ortaya çıkan birleşme, Afrika'nın kuzey ve kuzeydoğu bölgelerinden kuzey Karadeniz'e kadar aktif bir cephe koridorunun oluşmasına yol açmıştır. Tabii ki, Kuzey Avrupa'daki cephe oluşum merkezlerinin rolünü de göz ardı etmemeliyiz. Oluşan rüzgâr akışı, bu frontal merkezlerin bölgenin iklimini kontrol etmedeki rolünü ortaya koymaktadır. Bu atmosferik seviyesinde, incelenen alanın atmosferi üzerinde negatif omeganın baskınlığı hala gözlenmektedir. 925 ve 1000 hPa seviyelerinde bir yandan bölgedeki aktif cephe oluşum merkezlerinin azaldığını, diğer yandan bölgede bulunan aktif cephelerin güçlendiğini görüyoruz. Bu atmosferik seviyelerde, istikrarsızlıkların oluşmasında ve yoğunlaşmasında en büyük etkiye sahip olan cephe oluşum merkezi, Karadeniz'in kuzeybatısındaki cephe oluşum merkezidir ki onun merkez çekirdeğinin yoğunluğu 1,26°K'den fazla olmaktadır. Marmara Bölgesi üzerinde rüzgâr akışının konverjans bölgesinin oluşmasıyla birlikte, bu cephe merkezinin Marmara Bölgesi atmosferi üzerindeki kararsızlıkların yoğunlaşmasında tartışılmaz etkisini görüyoruz. Yukarıda bahsedilen seviyelerin her ikisinde de negatif omega, incelenen alana hâkim olmuştur. Negatif omeganın varlığı,

çalışılan alandaki kararsız koşulların ve atmosferin yukarıya doğru dikey akışının baskın olduğunun kanıtı olmaktadır (Şekil 3.60).



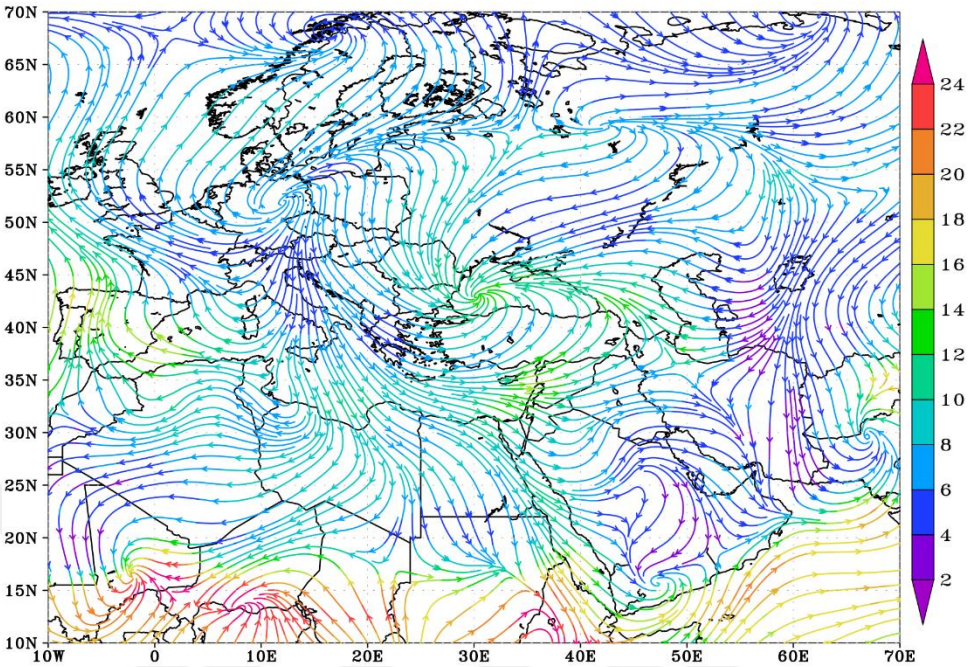
Şekil 3.60: Aktif Cephe Oluşum Alanlarının, Omega ve Rüzgâr Akışının 1000 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, Gün: 23 Eylül 1964, Saat: 12:00 Zulu.

Çoğu durumda, yaygın aşırı yağışlar, tek bir nem kaynağına sahip olmak yerine birkaç farklı nem kaynağı tarafından besleniyorlardır. Bugün de 500 ila 1000 hPa seviyelerinde, bölgede şiddetli yağışların meydana gelmesinde farklı nem kaynaklarının ve bunların entegrasyonunun etkisini görüyoruz. Nem üfleme haritaları 500 ila 700 hPa seviyelerinde incelendiğinde, ters omega blokingin oluşması nedeniyle oluşmuş batı rüzgâr akımı, Atlantik Okyanusu'nu geçtikten sonra Kuzey Avrupa'da Baltık Denizi'ne girmiş ve sonra güneye doğru yönü ile 30 derece enlemlere girmiştir. Bu oluşmuş nem üfleme akıntısı, Akdeniz, Ege Denizi, Marmara Denizi ve Karadeniz'i geçtikten sonra Marmara Bölgesi'ne girmektedir. Elbette, Marmara Bölgesi'nin batı kesiminde yer alan nem konverjans bölgesinin her üç seviyedeki rolünü de göz ardı etmemeliyiz (Şekil 3.61).



Şekil 3.61: 700 hPa Seviyesinin Nem Üfleme Haritası, Gün: 23 Eylül 1964, Saat: 12:00 Zulu.

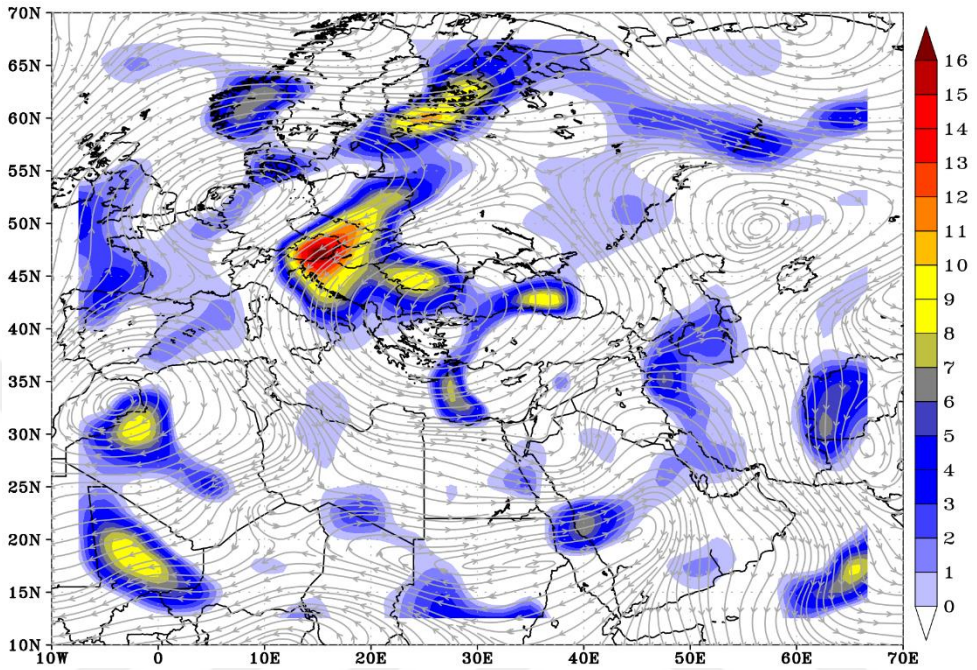
850 hPa seviyesinde, Atlantik Okyanusu'nun nemli akışı yönlendirmedeki rolü ortadan kalkmış ve nem konverjans merkezi Karadeniz'in güneybatısında yer almıştır. Bu yağışlı günün nem temininde diğer nem kaynaklarının rolü halen devam etmekte ve Marmara Bölgesi'ne pompalanan maksimum nem miktarı 6,5 ila 7,8 g/kg'a ulaşmaktadır. Ancak bu atmosfer seviyesinde dikkat edilmesi gereken ilginç nokta, Rusya'nın kuzeybatısı üzerinde yüksek basınç merkezinin kurulmasına bağlı olarak bir nem diverjans zonunun oluşmasıdır. Çünkü oluşan bu diverjans zonu, Hazar Denizi'nin nemini 925 ve 1000 hPa seviyelerinde açıkça görülen Marmara Bölgesi'ne yönlendirmekten sorumlu olmuştur. 925 ve 1000 hPa seviyelerinde, Karadeniz'in batısında oluşan konverjans akışının yoğunlaşması ve Marmara Bölgesi'nde hâkim rüzgâr akışının yönü nedeniyle, Ege ve Marmara Denizi'nden nem kaynaklarının girişinin doğrudan etkisi daha belirgindir. Ancak Baltık Denizi, Akdeniz, Hazar Denizi ve Karadeniz gibi bahsedilen diğer nem kaynakları da bu nem konverjans merkezinin nem sağlanmasında önemli bir rol oynamıştır (Şekil 3.62).



Şekil 3.62: 1000 hPa Seviyesinin Nem Üfleme Haritası, Gün: 23 Eylül 1964, Saat: 12:00 Zulu.

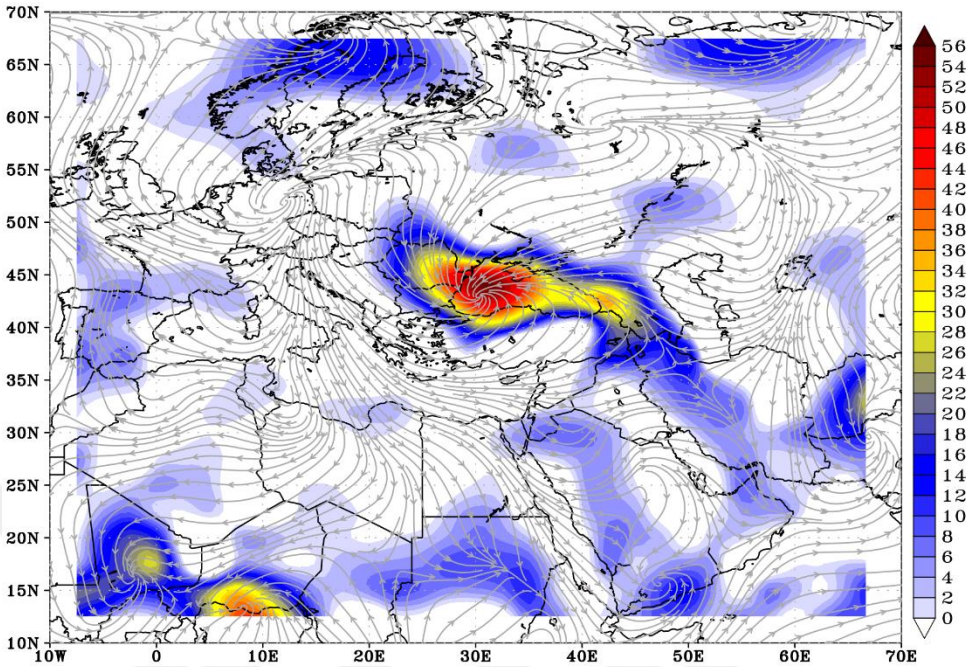
Nem konverjans haritalarının 500 ila 1000 hPa seviyelerinde incelenmesi, bu yağmurlu günde birkaç nem akışı konverjans merkezinin entegrasyonunu göstermektedir. 500 hPa seviyesinde, batı, kuzeybatı, kuzey ve orta Avrupa gibi farklı nem akışı konverjans çekirdeklerinin, Akdeniz'in merkezinde ve son olarak Türkiye'nin Batı'sında oluşan bir nem akışı konverjans çekirdeğinin aktivitesini görüyoruz. Bugün de oluşan rüzgâr akışının yönüne göre, bölgeye nem transferinde adı geçen tüm nem konverjans merkezlerinin payı vardır. Ancak bu arada, Orta Avrupa'da yer alan 6 ila 7 g/kg nem akışına sahip nem konverjans merkezinin katkısı ve Türkiye'nin batısında 12 g/kg'dan fazla nem akışıyla oluşan nem konverjans zonunun katkısı, bu yağmurlu günde nem transferi ve beslenmesinde ana rol oynamıştır. Elbette Akdeniz'in merkezinde oluşan 4 ila 4,5 g/kg nem akış konverjans çekirdeği de bu alanda aktif rolü varmış. 600 hPa seviyesinde, bahsedilen nem akışı konverjans çekirdekleri hala aktiftir ve sadece Türkiye'nin batısı ve Akdeniz'in merkezi üzerinde yer alan nem konverjansın doğuya doğru hareketini görüyoruz. Öte yandan, Avrupa'nın merkezinde, Akdeniz'de ve Türkiye'nin güneydoğusunda yer alan nem akışı konverjans çekirdeklerinde nem konverjans akışının yoğunluğu artmıştır. Cut off alçağı blokingin oluşması ve bölgeye hâkim olan siklonik rüzgâr akışı nedeniyle, bu üç nem akışı konverjans çekirdeğinin rolü çok daha belirgindir. 700 hPa seviyesinde, Orta Avrupa'da oluşan ve yoğunluğu 16 g/kg'ın üzerine çıkan nem akış konverjans çekirdeği doğuya yayılıp ve Doğu Türkiye ve Güney Akdeniz'in nem akış konverjans merkezi ile birleşmiştir. Bu süreç, bu iki nem akış konverjans merkezinin zayıflamasına ve Orta Avrupa konverjans merkezinin yoğunlaşmasına neden olmuş ve 0 ila 2 g/kg nem konverjans bölgelerinin Marmara Bölgesi

üzerinde gerilmesine neden olmuştur. Bu atmosferik seviyede, 500 hPa seviyesinde oluşan nem akışı konverjans merkezinin nemi bölgeye yönlendirmedeki etkisi halen gözlemlenmektedir (Şekil 3.53).



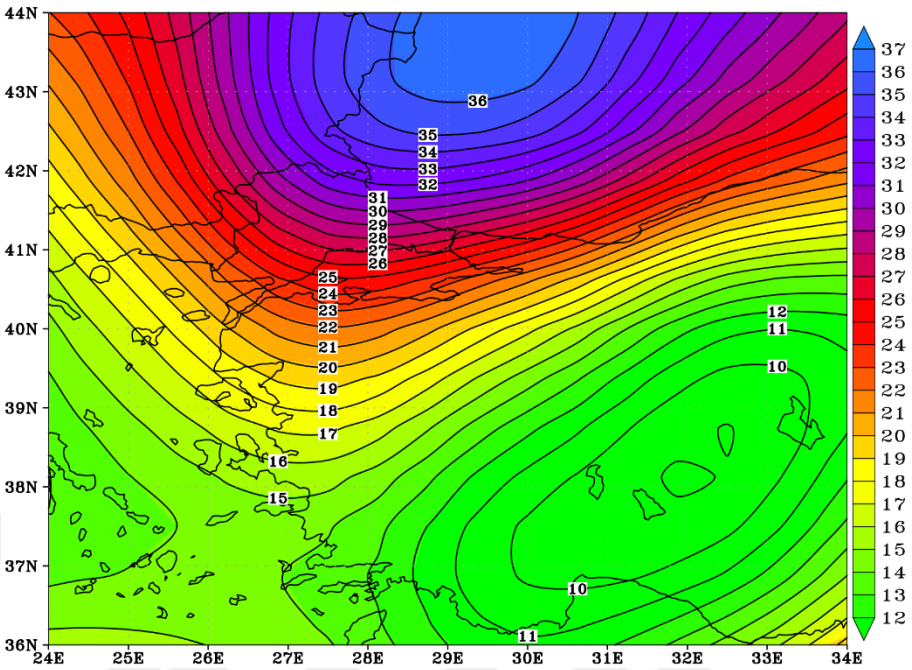
Şekil 3.63: Nem Konverjans Akışı ve Rüzgâr Akışının 700 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, Gün: 23 Eylül 1964, Saat: 12:00 Zulu.

850 hPa seviyesinde, bir yandan Orta Avrupa üzerinde oluşan nem konverjans çekirdeğinin yoğunluğu artarken, diğer yandan doğuya doğru hareket ederek ve doğu Romanya'ya yerleşerek kuzeybatı İran'daki nem yakınsama çekirdeği ile birleşir. Bu iki merkezin birleşmesi ile 6 ila 15 g/kg'lık nem konverjans akışı tüm Marmara Bölgesi'ni ele geçirmiştir ve merkezi çekirdeğindeki nem yakınsama akışının miktarı 26 g/kg'dan fazlaya ulaşmıştır. Öte yandan, yer yüzeyinde bir antisiklon kurulması nedeniyle Avrupa'nın kuzeybatısında bir diverjans rüzgâr akış merkezinin oluşması nedeniyle, Avrupa'nın batısı, kuzeybatısı ve kuzeyinde oluşan nem akısı konverjans bölgelerinin nemi de uzun bir yolculuktan sonra çalışma alanına girmektedir. 925 ve 1000 hPa seviyelerinde görülebilen olgu, Romanya'nın doğusunda oluşan nem konverjans akışının merkezi Karadeniz'in batısına doğru gerilmesi ve yoğunluğunun 925 hPa seviyesinde 48 g/kg'ın üzerine ve 1000 hPa seviyesinde 56 g/kg'ın üzerine yükselmesidir. Bu seviyelerde, 12 ila 32 g/kg nem akışı konverjans bölgesi Marmara Bölgesi'ni kaplamıştır. Güneydoğu Asya, Kuzey ve Kuzeydoğu Afrika'dan Kuzey Avrupa'ya bir koridor gibi uzanan ve Karadeniz'in Batısındaki nem akışı konverjans çekirdeğinin oluşturulmasında ve beslenmesinde önemli bir rol oynayan devasa nem akışı konverjans bölgesinin oluştuğu belirtilmelidir. Ayrıca bu nem akışı konverjans merkezine çok zengin nem aktararak yoğunluğunun 925 ve 1000 hPa seviyelerinde artmasına neden olmuştur (Şekil 3.64).



Şekil 3.64: Nem Konverjans Akışı ve Rüzgâr Akışının 1000 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, Gün: 23 Eylül 1964, Saat: 12:00 Zulu.

Bugünün yağışa dönüşe bilen su miktarı haritası yukarıdaki analizleri doğrulamaktadır. Bu haritanın incelenmesi, bu gündeki maksimum yağışa dönüşe bilen su miktarı Karadeniz'in batısına, yani nem akışı konverjans bölgesinin ana çekirdeğinin bulunduğu yere tekabül ettiğini göstermektedir. Bu alandaki yağışa dönüşe bilen su miktarı çok önemli bir miktar olan 36 kg/m³'e ulaşmaktadır. Öte yandan Marmara Bölgesi'nde yağışa dönüşe bilen su miktarı bu çekirdeğe yakın bölgelerde yüksek olup kuzeybatı kesimde maksimuma yani 30 ila 33 kg/m³'e ulaşmaktadır. Bu bölgeden güneye ve doğuya doğru gidildikçe yağışa dönüşe bilen su miktarı azalır ve güneydoğu ve güney bölgelerinde en düşük miktarına 18 kg/m³'e ulaşmaktadır. Aşırı yağışların oluşmasında etkili olabilecek tüm faktörler üzerinde yapılan araştırmalar, bugün incelenen alanda, yaygın aşırı yağışların meydana gelmesi için alana hem gerekli hem de yeterli miktarda nemin aktarıldığını ve nemli hava kütlesinin yükselmesi için şartlar tam olarak sağlanmıştır. Sonuç olarak, Marmara Bölgesi'nde yaygın aşırı yağışların meydana gelmesine neden olmuştur (Şekil 3.65).



Şekil 3.65: Yer Yüzeyi Seviyesinin Yağışa Dönüşe Bilen Su Miktarı Haritası, Gün: 23 Eylül 1964, Saat: 12:00 Zulu.

3.2.2.4. Desen 4

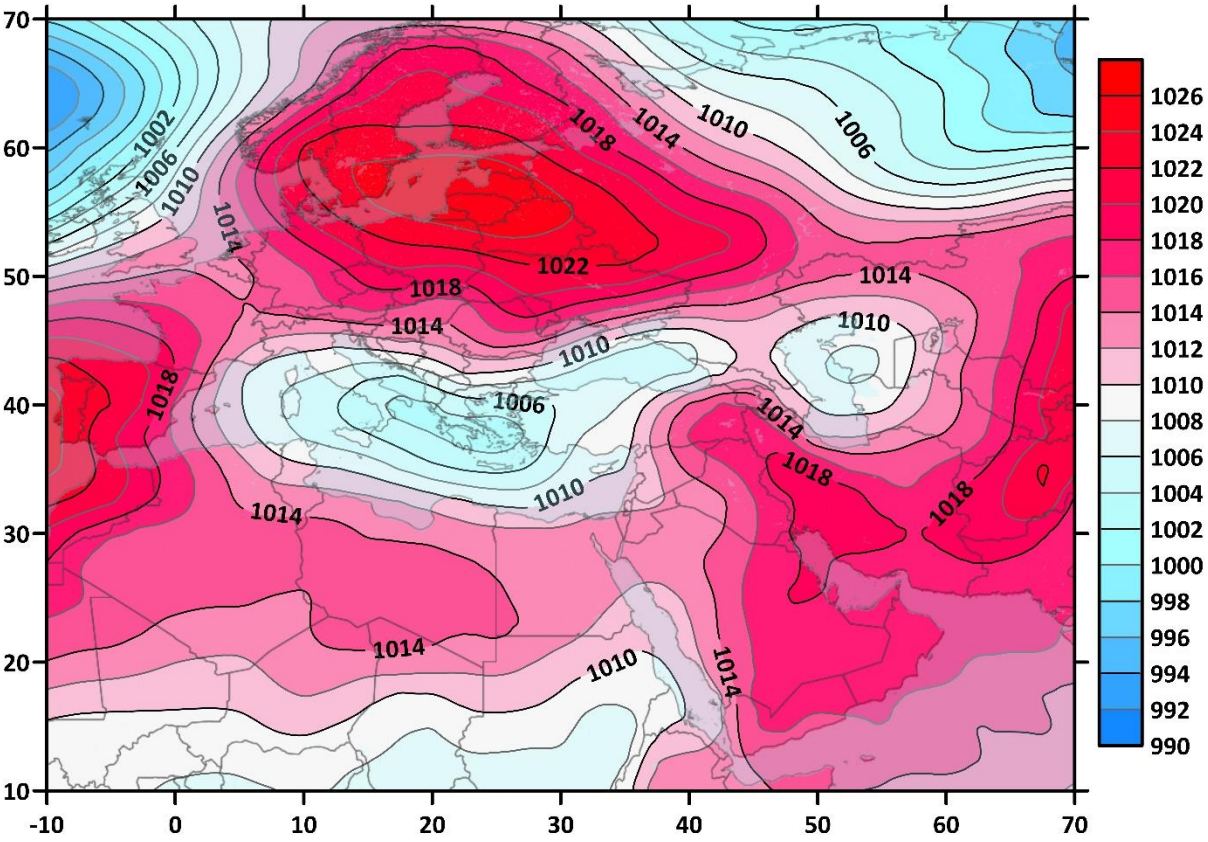
Bu yer basıncı deseni, çalışılan süre boyunca 4 kez meydana gelmiştir ve özellikleri tablo 3.17'de verilmiştir. Bu desene dâhil olan tüm günler 400 mm'den fazla yağış almış ve kaydedilen maksimum yağış, 19 Aralık 1962'de meydana gelen 527,4 mm'ye ulaşmaktadır.

Tablo 3.17: Yer Yüzeyi Basıncının Dördüncü Deseninde Yer Alan Günlerin Özellikleri.

Sıra	Kod	Gün	Yağış miktarı mm
1	1	196219DEC	527.4
2	24	199413NOV	584.3
3	25	199504JAN	482.3
4	26	199606FEB	422.8

Bu yer yüzey basıncı deseninin ana özelliği, Ege Denizi, Akdeniz, güney Yunanistan ve İtalya üzerinde 1004 hPa'a eşit bir merkezi çekirdek basıncına sahip güçlü bir alçak basınç merkezinin oluşmasıdır. Bu alçak basınç Marmara Bölgesi'ni de etkilemektedir. Öyle ki 1008 hPa izobarı tüm Marmara Bölgesi'ni kaplamakta ve bu alçak basıncı bölge üzerinde tamamen kararsız bir atmosferin hâkim olmasına neden olmuştur. Öte yandan, bu alçak basınç merkezinin yüksek basınç merkezleri ile çevrili olduğunu görüyoruz. Yer yüzeyinde bu basınç deseninin oluşmasını takiben, Atlantik Okyanusu'nun doğu yakasından, batı Akdeniz'den, kuzeydoğu Afrika'dan, batı İran'dan, kuzey Avrupa'dan ve Baltık Denizi'nden incelenen alana doğru hava akımının oluştuğuna tanık olmaktayız. Bu hava akımının oluşumu,

geçişindeki nem kaynaklarından nemi bölgeye yönlendirmesine neden olmuş ve bölgenin atmosferinde tamamen istikrarsız koşulların oluşmasıyla, gelen nemli hava kütlesi yükselerek bölgede aşırı yaygın yağışlara neden olmuştur (Şekil 3.66).

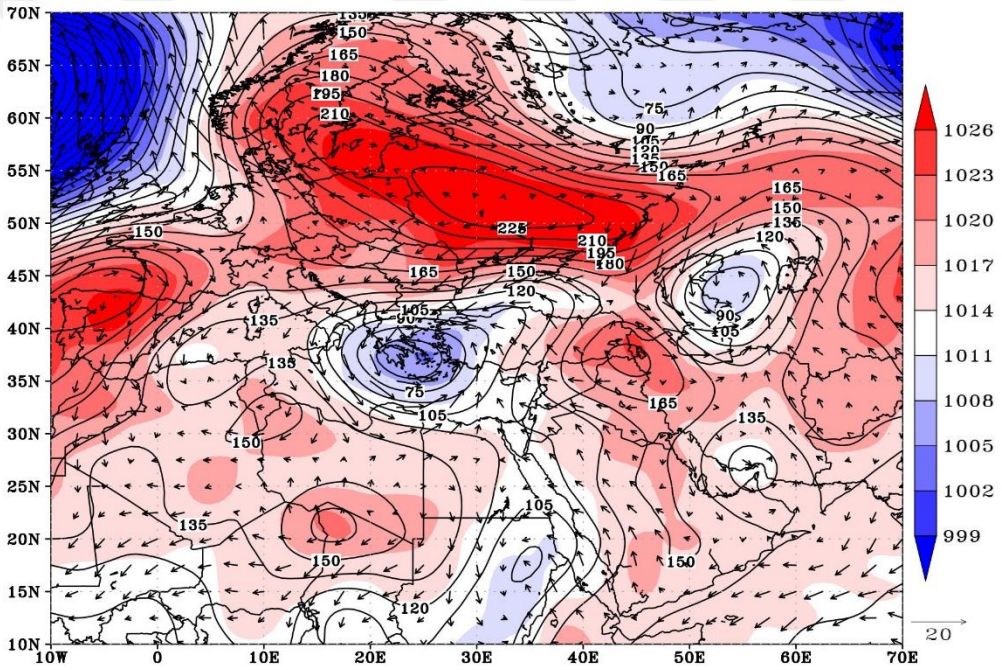


Şekil 3.66: Yer Yüzeyi Basıncının Dört Numaralı Desen Haritası.

3.2.2.4.1. Desen 4 indeks günü, 13 Kasım 1994

Marmara Bölgesi'nde 580 mm'den fazla yağışın kaydedildiği bugün de, yer yüzeyinde Ege Denizi'nin güneyinde yer alan siklonun yüksek basınç sistemleriyle çevrili olduğunu görülmektedir. Yer yüzeyi basınç haritasının incelenmesi, güney Ege Denizi üzerinde merkezi çekirdek basıncı 1002 hPa'dan daha az olan saat yönünün tersine bir sistemin bulunduğunu ve bu sistemin 1008 ila 1011 hPa basınca sahip bölümlerinin tüm Marmara Bölgesi'ni kapladığını göstermektedir. Oluşan bu siklon sistemi bölgede konverjans akışının oluşmasına yol açmış ve ciddi bozuklukların meydana gelmesine neden olmuştur. Siklonik sistemlerin hareket mekanizması güçlü bir konverjans ve saat yönünün tersine hareket olduğundan dolayı, sonuçta bozuklukluya ve hava kütlesinin yükselmesine yol açar. Öte yandan, tüm bölge, doğudan ve batıdan nüfuz eden Sibirya ve batı göçmeni (Azor) antisiklonları ile çevrilidir. Orta ve Doğu Avrupa üzerinde merkezi çekirdek basıncı 1026 hPa'ın üzerinde olan yüksek basınçlı bir hücre oluşmuş, bu da

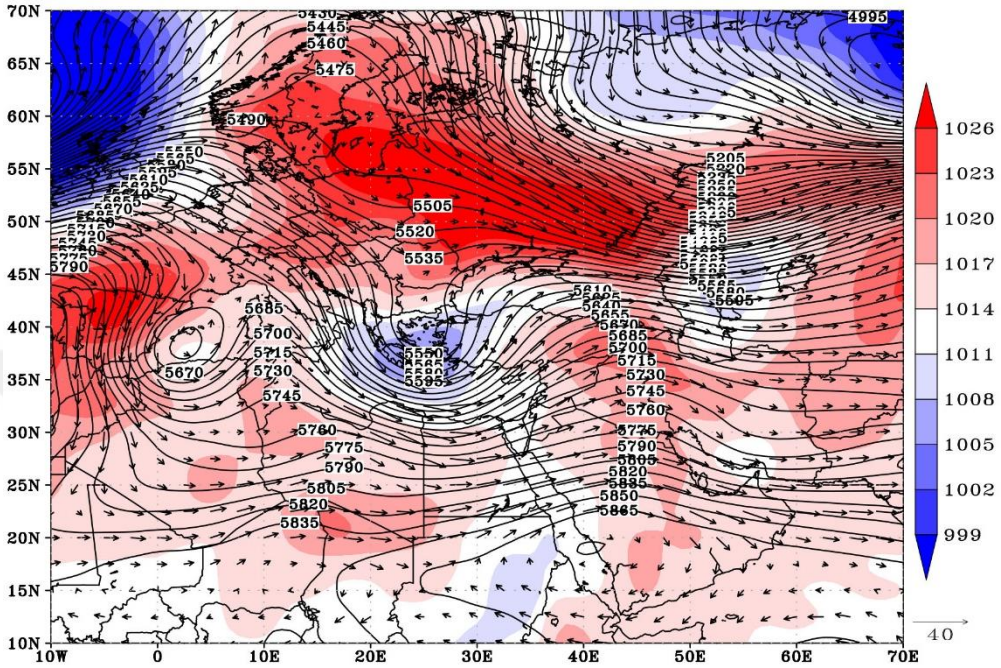
bölgede basınç farklılıklarının oluşmasında ve Marmara Bölgesi'nde hâkim olan siklonda konveksiyon akımının güçlendirilmesinde önemli rol oynamıştır. Öte yandan yer yüzeyi seviyesinde ise Karadeniz'den Marmara Bölgesi'ne nem transferinde önemli rol oynamıştır. Bugünün kompozit yer yüzeyi basınç haritasından da anlaşılacağı üzere bölgede yer alan yüksek basınç ve alçak basınç merkezi arasında oluşan basınç farkı bölgede kuzeydoğu-güneybatı rüzgâr akımının oluşmasına neden olmuştur. Bu rüzgâr akımı Karadeniz'in nem kaynaklarının Marmara Bölgesi'ne doğru yönlenmesini sağlamıştır. Ayrıca Kuzeydoğu Afrika üzerinde yüksek basıncın oluşması bölgeye güneydoğu-kuzeybatı rüzgâr akımının oluşmasına neden olmuş, bu da Akdeniz'in zengin neminin bölgeye absorbe edilmesine ve taşınmasına yol açmıştır (Şekil 3.67).



Şekil 3.67: Yer Yüzeyi Basıncı, Jeopotansiyel Yüksekliği ve Rüzgâr Akışının 1000 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, Gün: 13 Kasım 1994, Saat: 06:00 Zulu.

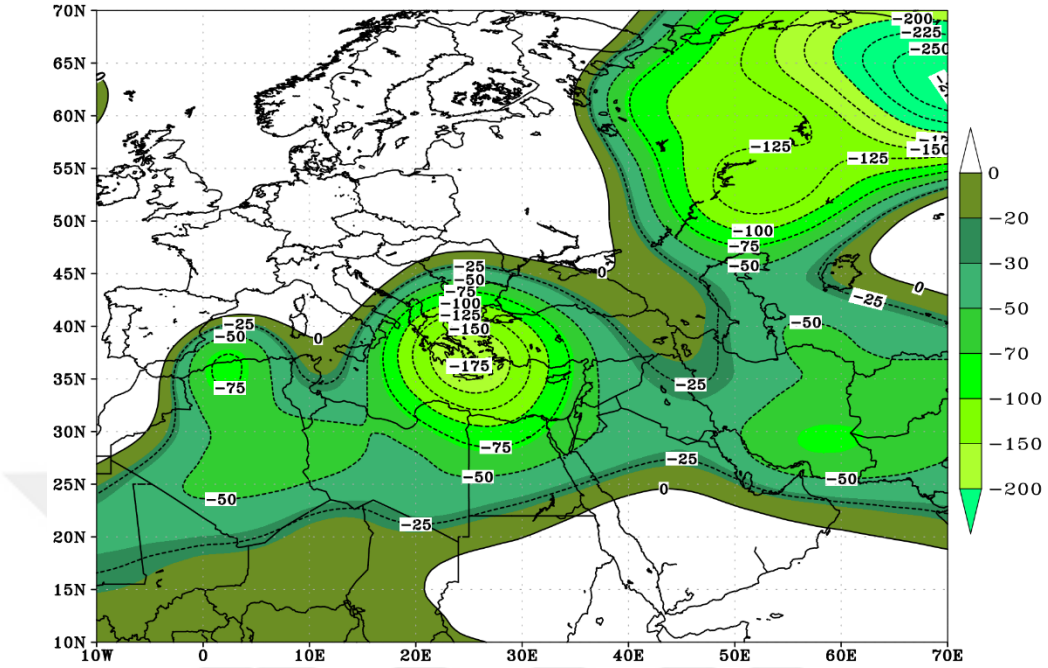
Batı rüzgârlarına engel oluşturarak yer yüzeyinde oluşan alçak basınç, Ege Denizi ile Türkiye'nin batısı ve Yunanistan'ın doğusu üzerinde cut off alçağı blokingin meydana gelmesi ile sonuçlanmıştır. Atlantik Okyanusu, Akdeniz, Ege Denizi ve Marmara Denizi'nin zengin kaynaklarından yönlendirilen nemli hava akımı, bu blokingin orta kısmında toplanmış ve bu tip blokinglerin ana özelliği olan saat yönünün tersine hareketlerle, tüm Marmara Bölgesi'ni kapsayan doğu ve kuzeydoğu kesimlerinde yükselmiş ve aşırı yağışların meydana gelmesine neden olmuştur. Oluşan bu cut off alçağı blokingi, çalışılan alanın havasını 850 hPa seviyesine kadar kontrol etmiştir. Bu cut off alçağı blokingin içinde oluşan

rüzgâr akışı, onun saat yönünün tersine hareketini kanıtlamakta ve bu da çok ciddi bozuklukların ve kararsızlıkların üretilmesine yol açmıştır (Şekil 3.68).

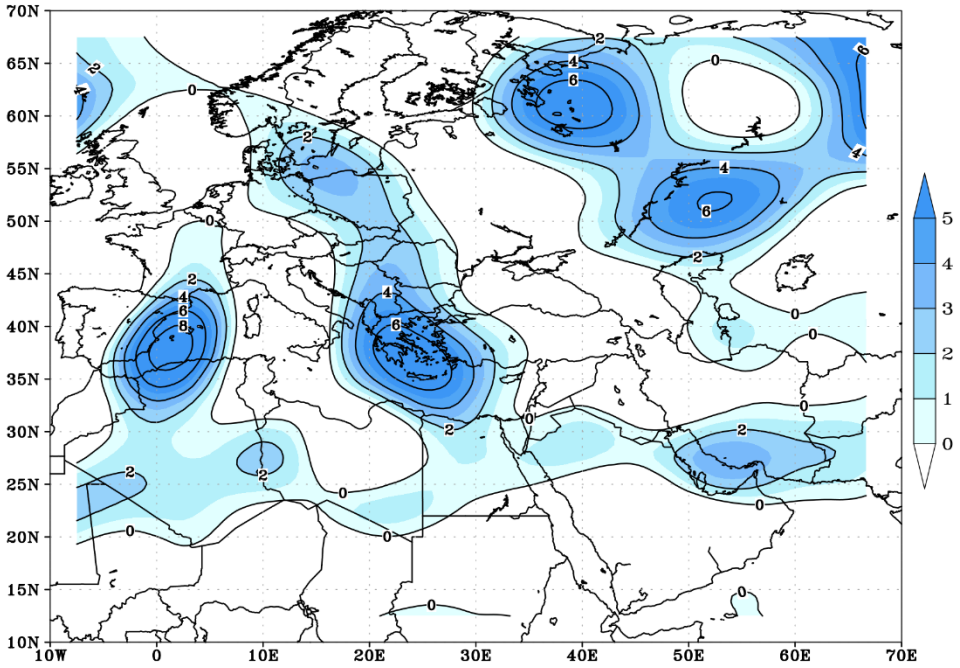


Şekil 3.68: Yer Yüzeyi Basıncı, Jeopotansiyel Yüksekliği ve Rüzgâr Akışının 500 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, Gün: 13 Kasım 1994, Saat: 06:00 Zulu.

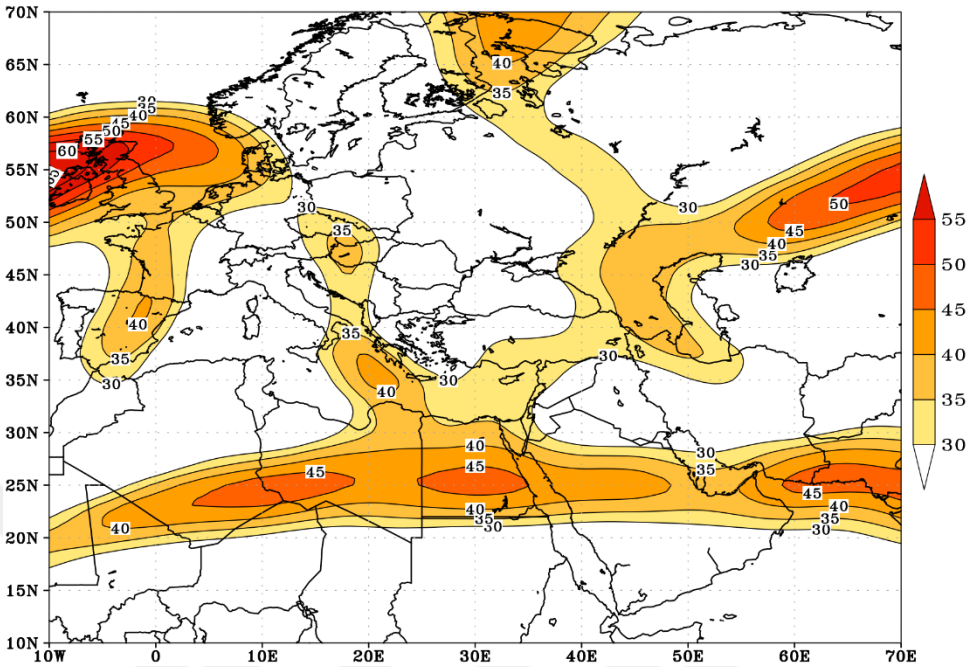
İncelenen alanın atmosferinde 500 ila 1000 hPa seviyelerinde negatif eddyler ve pozitif vortisitilerin kurulması, bölgenin atmosferinin kararsızlığını ve bugün de hava kütlesinin yükseliş için koşullarının sağlandığını göstermektedir. Her iki parametrenin maksimum çekirdeği Yunanistan'ın güney doğusunda ve Ege Denizi'nin güneyinde yer almaktadır, ancak bölgede tüm seviyelerde negatif eddy ve pozitif vortisiti aktivitesini görmekteyiz (Şekil 3.69 ve 70). 250 ve 300 hPa seviyelerindeki jet akımların araştırılması, atmosferik jet akımların aktivitesinin gözlemlendiği diğer indeks günlerin aksine, bugün de her iki seviyede de atmosferik jet akımların varlığına dair bir işaret olmadığını göstermektedir (Şekil 3.71).



Şekil 3.69: 500 hPa Seviyesinin Atmosferik Eddy Haritası, Gün: 13 Kasım 1994, Saat: 06:00 Zulu.

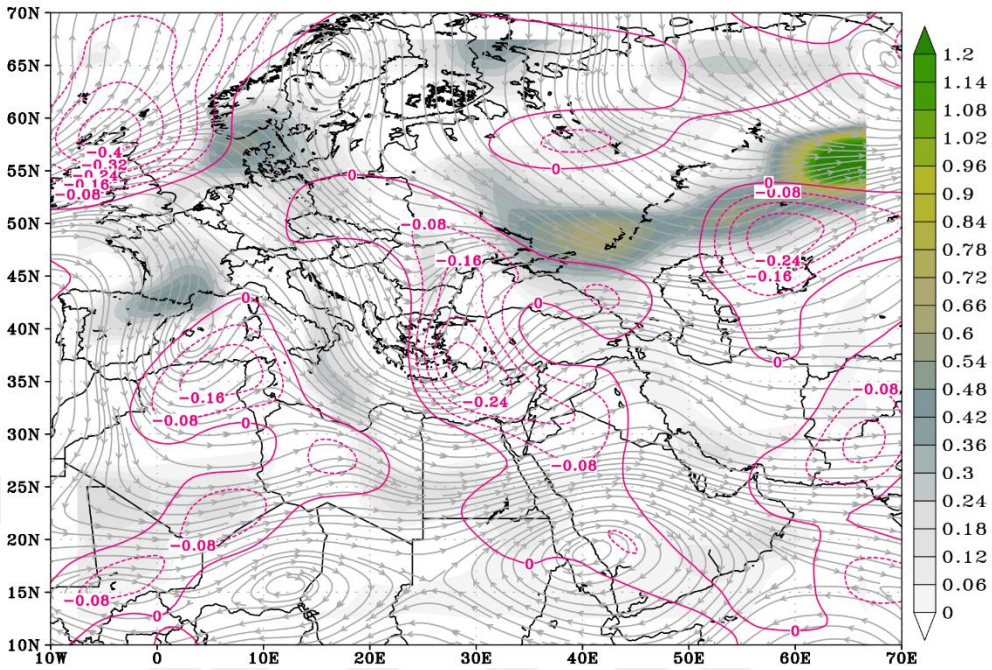


Şekil 3.70: 500 hPa Seviyesinin Vortisiti Haritası, Gün: 13 Kasım 1994, Saat: 06:00 Zulu.



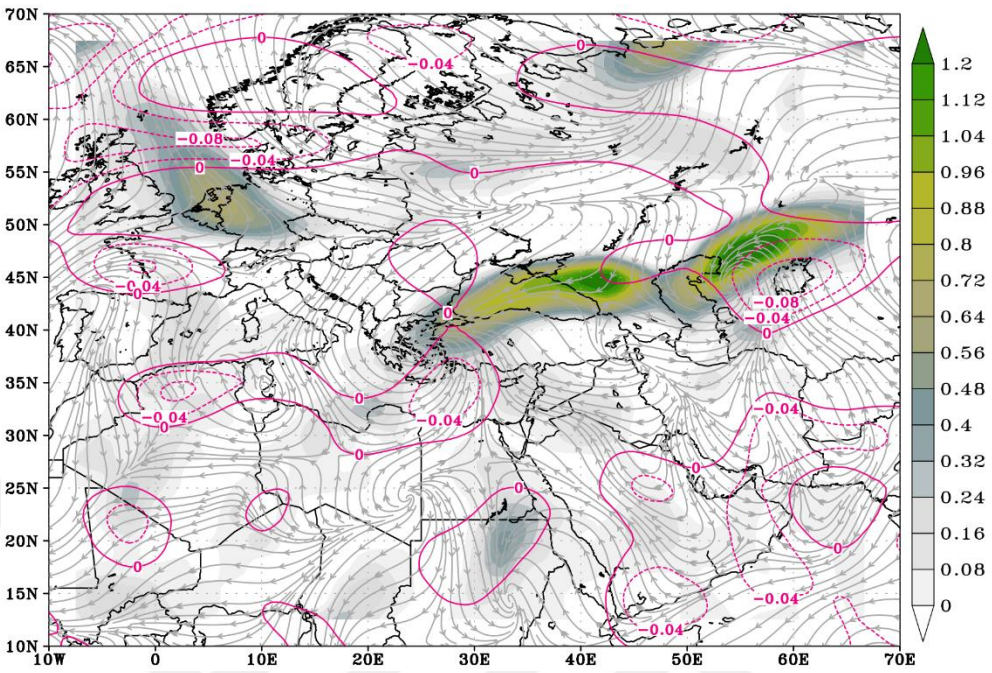
Şekil 3.71: 250 hPa Seviyesinin Jet Akımı Haritası, Gün: 13 Kasım 1994, Saat: 06:00 Zulu.

Bugün 500 hPa seviyesindeki aktif cephe oluşum merkezleri, maksimum 0,54 ila 0,6°K kuvvete sahip kuzeybatı ve batı Avrupa'nın o kadar güçlü olmayan merkezleri ve maksimum 0.18 ila 0.24°K mukavemeti ile Akdeniz'deki aktif cephe oluşum merkezleridir. Bahsedilen aktif cepheler, oluşan rüzgâr akışı desenine göre çalışma alanını etkilemiştir. Ancak Rusya'nın merkezinde 1,5°K yoğunlukta çok güçlü aktif cephe merkezleri oluşmuş ve kuzeydoğu-güneybatı yönünde Karadeniz'e yayılmıştır. Bu güçlü cephe oluşum merkezi, bu atmosferik seviyede Marmara Bölgesi'ni etkilemese de bölgenin üst seviyelerdeki istikrarsızlığında ana rolü oynamıştır. Bu atmosferik seviyesinde, atmosferdeki yukarı doğru dikey hareketi gösteren -0.16 ila -0.24 paskal/saniye yoğunluğunda negatif omega aktivitesini de görmekteyiz. 600 hPa seviyesinde, 500 hPa seviyesinde frontal merkezler hala aktifti ancak Avrupa'nın kuzeybatısında yer alan frontal merkezin yoğunluğu artarak 0,96°K'in üzerine çıkmıştır. Ayrıca bu seviyede Akdeniz cephe merkezinin güçlenmesine de tanık olmaktayız. Ancak dikkat çeken nokta, Rusya'nın cephe oluşum merkezinin alt bölümlerinin bölgenin batı ve güneydoğu kısımlarına hâkim olmasıdır. Öte yandan, bu atmosferik seviyede negatif omeganın baskınlığı Marmara Bölgesi atmosferinde de gözlenmekte olup, bu da bu bölgedeki hava kütlesi için yükselen koşulların hâkimiyetini göstermektedir. 700 hPa seviyesinde, üst seviyelerin frontal merkezlerin yoğunlukları biraz azalarak hala aktiftirler (Şekil 3.72).



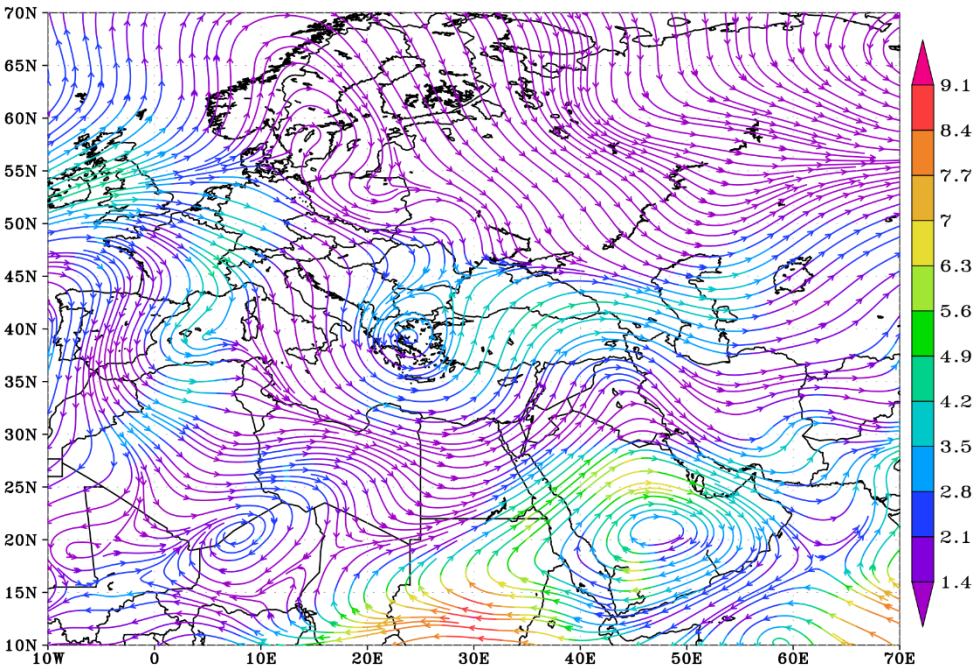
Şekil 3.72: Aktif Cephe Oluşum Alanlarının, Omega ve Rüzgâr Akışının 500 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, Gün: 13 Kasım 1994, Saat: 06:00 Zulu.

850 hPa seviyesinde, üst seviyelerin frontal merkezleri hala aktiftir ve incelenen alanı etkilemektedir. Ancak önemli olan nokta, çok aktif bir cephe oluşumu çekirdeğinin Rusya'nın merkezinden ayrılması ve güneybatıya doğru genişlemesidir. Bu cephe merkezinin 0,06 ila 0,36°K yoğunluğundaki alt bölümleri Marmara Bölgesi'ni kaplamış ve bu aktif frontal alanın merkez çekirdeğinin yoğunluğu 0,96°K'den fazlaya ulaşmaktadır. 925 ve 1000 hPa seviyelerinde, Avrupa cephe merkezlerinin etkisi ortadan kalkmış ve sadece güney Akdeniz, güneybatı Rusya ve Doğu Karadeniz üzerindeki aktif cephe merkezleri çalışma alanını etkilemiştir. 925 hPa seviyesinde dikkati çeken nokta, Marmara Bölgesi üzerinde 0,4 ila 0,48°K yoğunlukta frontal alt çekirdeğin oluşması ve 1000 hPa seviyesinde güney Rusya'nın frontal merkezinin Batı Karadeniz'in merkezi ile yeniden bütünleşmesidir. Bu iki cephe merkezinin entegrasyonu ile yoğunluğu 1,2°K'in üzerine çıkmıştır ve güneybatı kesimleri ise 0,64°K'in üzerinde yoğunlukla tüm Marmara Bölgesi'ni etkilemiştir. Bu sistemin kurulmasıyla 925 hPa seviyesine kadar tüm Marmara Bölgesi her zaman negatif eddy egemenliğinde olmuştur ve 1000 hPa seviyesinde bölgenin kuzeybatı ve güneydoğu bölgelerinin çoğu negatif omega hâkimiyetini yaşamaktadır (Şekil 3.73).



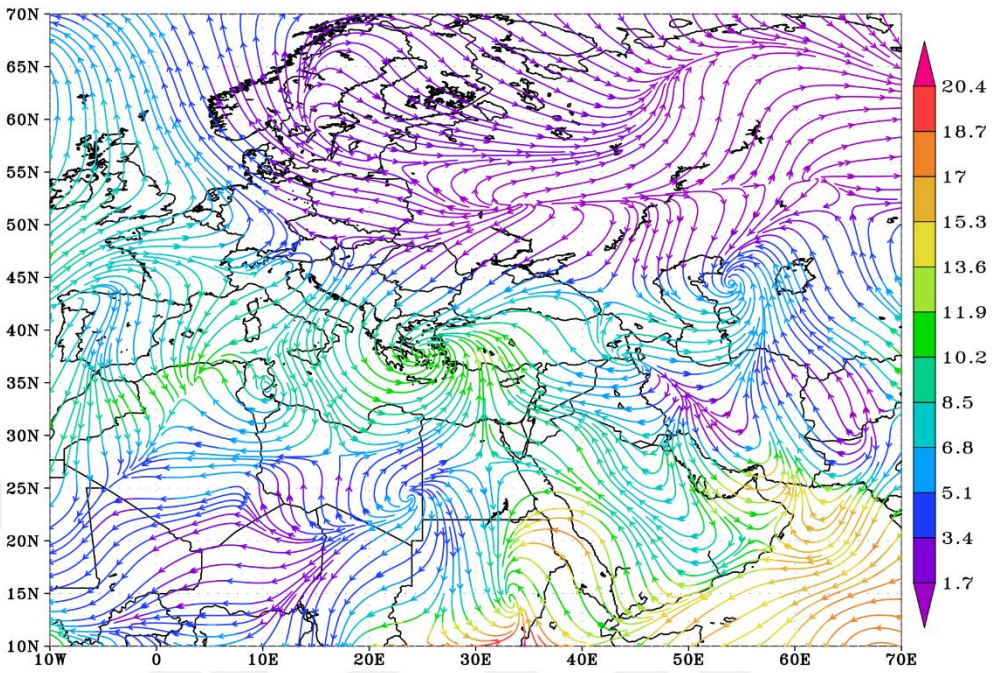
Şekil 3.73: Aktif Cephe Oluşum Alanlarının, Omega ve Rüzgâr Akışının 1000 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, Gün: 13 Kasım 1994, Saat: 06:00 Zulu.

Bugün de oluşan nem üfleme, incelenen alana 500 ila 1000 hPa seviyelerinde farklı kaynaklardan nemi yönlendirmiştir. Aşırı şiddetli yağışların meydana gelmesinde farklı nem kaynaklarının birbiriyle entegre edilmesi ve bölgeye yönlendirilmesi ana noktalardan biridir. Bugün de bu kuralın bir istisnası değildir ve bu yağışlı günün beslenmesinde farklı nem kaynaklarının varlığına tanık oluyoruz. Kuzeybatı Avrupa'da Atlantik Okyanusu'ndan gelen nem akıntısı 500, 600 ve 700 hPa seviyelerinde iki kola ayrılır, bunlardan biri kuzeybatı ve orta Avrupa'yı kuzeybatı-güneydoğu yönünde geçerek, Adriyatik Denizi'ne girer ve Akdeniz'i, Ege Denizi ve Marmara Denizinin üzerinden geçtikten sonra Marmara Bölgesi'ne doğru esmektedir (Şekil 3.74).



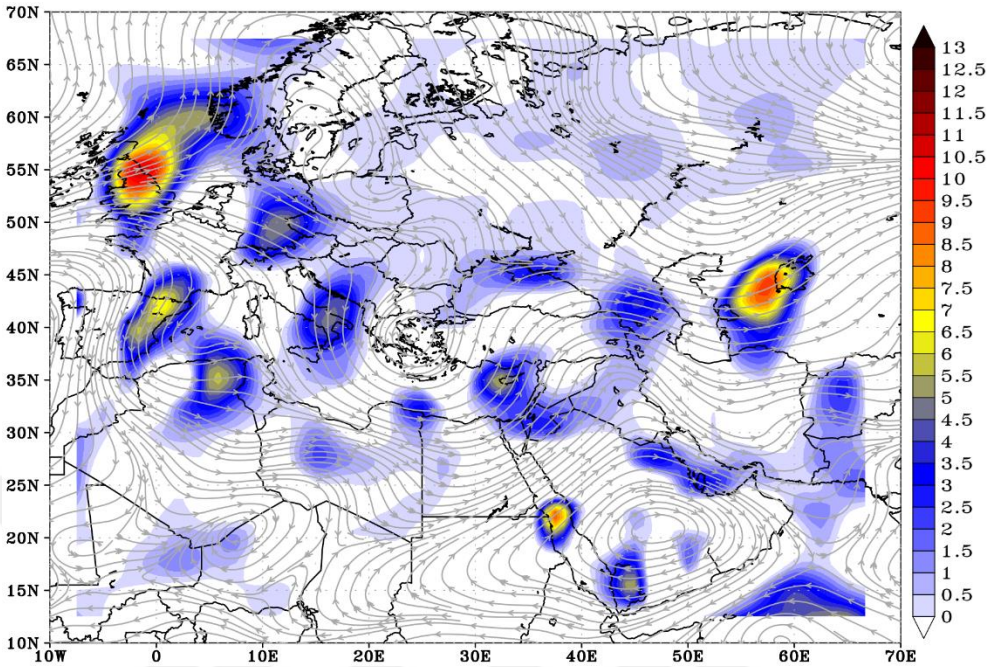
Şekil 3.74: 700 hPa Seviyesinin Nem Üfleme Haritası, Gün: 13 Kasım 1994, Saat: 06:00 Zulu.

Üst seviyelerde oluşan nem üfleme akısı 850 hPa seviyesinde görülmektedir. Ancak şu farkla ki, bu seviyeden itibaren bölgeye giren Karadeniz neminin başladığını tanık olmaktayız. Ve en önemlisi, Hint Okyanusu, Arap Denizi ve Kızıldeniz gibi güneydoğu bölgelerinin 4 ila 5 g/kg nem içeriğine sahip okyanuslarının ve ılık denizlerinin nemi de çalışmaya alanına yönlendirilmektedir. Güneydoğu bölgelerinin çok zengin nem kaynaklarının bu atmosferik seviyeden Marmara Bölgesi'ne yönlendirilmesindeki ana etken, Yunanistan'ın güneydoğusunda yer alan ve uzak kaynaklardan büyük güçle nemi absorbe etmekle sorumlu olan nem konverjans bölgesinin yoğunlaşmasıdır. 925 hPa seviyesinde Atlantik Okyanusu ve Baltık Denizi'nin rolü kaybolurken, Karadeniz'in ve güneydoğu bölgelerin zengin nem kaynaklarının rolü artmaktadır. 1000 hPa seviyesinde, Marmara ve Ege denizlerinin nem arzındaki rolü ortadan kalkmıştır ve Karadeniz'in nem akışının kuzeydoğu-güneybatı yönünde ve güneydoğu kaynaklarının zengin nem akışını maksimum 8,5 ila 10,2 g/kg değerle inceleme alana yönlendirmesini görüyoruz (Şekil 3.75).



Şekil 3.75: 1000 hPa Seviyesinin Nem Üfleme Haritası, Gün: 13 Kasım 1994, Saat: 06:00 Zulu.

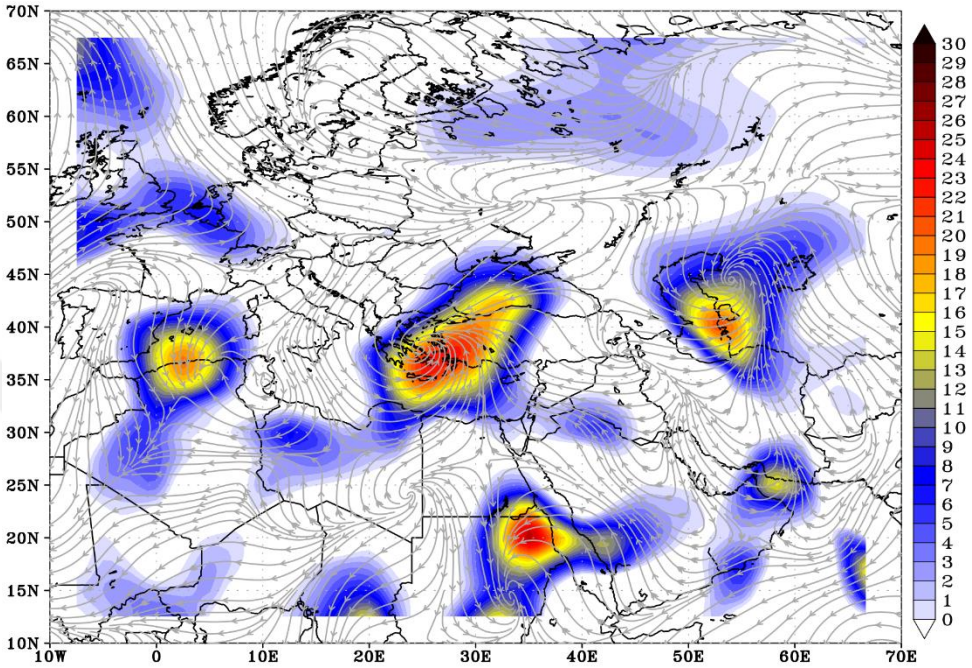
500 hPa seviyesinin nem akışı konverjans haritalarının incelenmesi, kuzeybatı ve orta Avrupa'da ve Adriyatik Denizi'nin güneydoğusunda oluşan üç nem akışı konverjans merkezinin bu atmosferik seviyesinde nem sağlanmasında önemli bir rol oynadığını göstermektedir. Avrupa'nın kuzeybatısında oluşan konverjans merkezinin nem akışı miktarı 5 g/kg'dan fazla olmaktadır. 600 hPa seviyesinde, bahsedilen üç nem akışı konverjans merkezi hala aktiftir ve yoğunlukları artmıştır, böylece kuzeybatı Avrupa'nın konverjans merkezinin nem akışı miktarı 11 g/kg'in üzerine çekmiştir. Dikkat çeken nokta, Karadeniz'in kuzeydoğusunda oluşan konverjans bölgesinin alt bölümlerinin Marmara Bölgesi'nin batı kesimlerine gerilmesidir ki taşınan nem akışının miktarı 0,5 g/kg'a ulaşmaktadır. 700 hPa seviyesinde hala 600 hPa seviyesinde olan nem akısı konverjans merkezlerinin aktivitesini görüyoruz, fakat arada olan fark bu ki, taşınan nem akısının yoğunluğu artmıştır. Kuzeybatı Avrupa'nın konverjans merkezinin nem akışı 11 g/kg'dan fazlaya ve orta Avrupa ile Adriyatik Denizi'nin konverjans merkezinin nem akışı 4,5 ila 5 g/kg'a ulaşmaktadır. Öte yandan Marmara Bölgesi'nin batısını kaplayan nem yakınsama zonu bu bölgenin doğu kısımlarını da etkilemiştir (Şekil 3.76).



Şekil 3.76: Nem Konverjans Akışı ve Rüzgâr Akışının 700 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, Gün: 13 Kasım 1994, Saat: 06:00 Zulu.

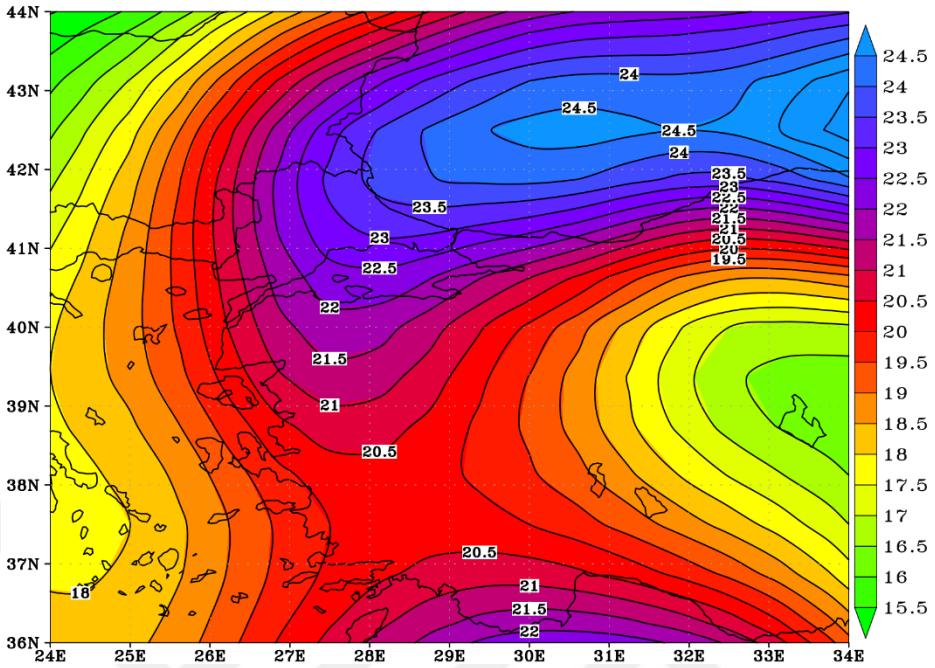
850 hPa seviyesinde, Avrupa'nın kuzeybatısındaki konverjans merkezinin yoğunluğu 28 g/kg'ın üzerine çıkmıştır. Öte yandan Yunanistan'ın güneyinde rüzgâr konverjans bölgesinin oluşması ve yoğunlaşması nedeniyle, güney Akdeniz'de oluşan nem akışının konverjans bölgesinin nemi Marmara Bölgesi'ne yönelmiştir. Ayrıca bu atmosferik seviyede, Karadeniz'in doğusunda ve Türkiye'nin güneyinde oluşan nem akışının konverjansının batı tarafı Marmara Bölgesi üzerine uzanmış ve nem akışının yoğunluğu 0 ila 2 g/kg'a ulaşmıştır. 925 hPa seviyesinde, oluşan rüzgâr akışına göre, Avrupa'da oluşan nem akışı konverjans merkezleri arasında, sadece 3 ila 4 gram/kg nem akışı ile Adriyatik Denizi'nin zayıf konverjans bölgesinin etkisini görüyoruz. Ancak önemli olan nokta, doğu Karadeniz, güney Türkiye ve Kızıldeniz'in entegre nem akışının konverjans merkezinin batıya doğru gerilmesi ve 15 ila 16 g/kg değerinde nem akışının yakınsama merkezinin Akdeniz merkezinin üzerinde oluşmasıdır. Öte yandan, bu atmosferik seviyesinde Yunanistan'ın güneyindeki rüzgâr konverjans bölgesinin yoğunluğu nedeniyle, Arabistan'ın güneybatısında ve Kızıldeniz'de oluşan nem akışı konverjans bölgelerinden nemin Marmara Bölgesi'ne doğru taşındığına tanık oluyoruz. Bu süreç aynı zamanda Akdeniz ve Türkiye'nin batısında oluşan nem konverjans akışının da güçlenmesine neden olmuştur. Oluşan bu desen, Marmara Bölgesi'nde 3 ila 8 g/kg nem akışının hâkimiyetine yol açmıştır.1000 hPa seviyesinde, bölge üzerinde oluşan nem akışının konverjans yoğunluğu artarken, merkez çekirdeği Türkiye'nin güneybatısında ve Ege Denizi'nin güneyine doğru hareket etmiştir. Bu konverjans çekirdeğinin maksimum nem akışı 23 g/kg'dan fazla

olmaktadır. Bu nem akış konverjans bölgesi tüm Marmara Bölgesi'ni etkilemiş ve bu seviyeye kadar nem sağlanmasında ana rolü oynamıştır, böylece içindeki nem akış miktarı 8 ila 18 g/kg'a ulaşmıştır (Şekil 3.77).



Şekil 3.77: Nem Konverjans Akışı ve Rüzgâr Akışının 1000 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, Gün: 13 Kasım 1994, Saat: 06:00 Zulu.

Bu günkü nem üfleme ve nem akısı konverjans haritalarından elde edilen sonuçlara göre, Marmara Bölgesi'ne çok önemli miktarda nemin kombine olarak farklı kaynaklardan gönderildiği söylenebilir. Bu büyük miktardaki nemin transferi, oluşan yaygın aşırı yağışların nem sağlanmasında önemli rol oynamıştır. Bugünün yağışa dönüşe bilen su miktarı haritasının incelenmesi de nem analizlerinin bir teyidi olarak kanıtlamaktadır. Yağışa dönüşe bilen su miktarı haritasından da anlaşılacağı gibi, Karadeniz'de bulunan yağışa dönüşe bilen su miktarının maksimum merkez çekirdeği 24,5 kg/m³'e ulaşmaktadır. Marmara Bölgesi'nin tamamını kaplayan yağışa dönüşe bilen su miktarı 20,5 ile 23,5 kg/m³ arasında olmaktadır (Şekil 3.78). İncelenen alanda yer yüzeyine yakın atmosferdeki bu hacimde yağışa dönüşe bilen su miktarının konsantrasyonu ve öte yandan havanın yükselmesi için koşulların sağlanmasıyla birlikte, bölgede yaygın olarak aşırı yağışların oluşmasına neden olmuştur.



Şekil 3.78: Yer Yüzeyi Seviyesinin Yağışa Dönüşe Bilen Su Miktarı Haritası, Gün: 13 Kasım 1994, Saat: 06:00 Zulu.

3.2.2.5. Desen 5

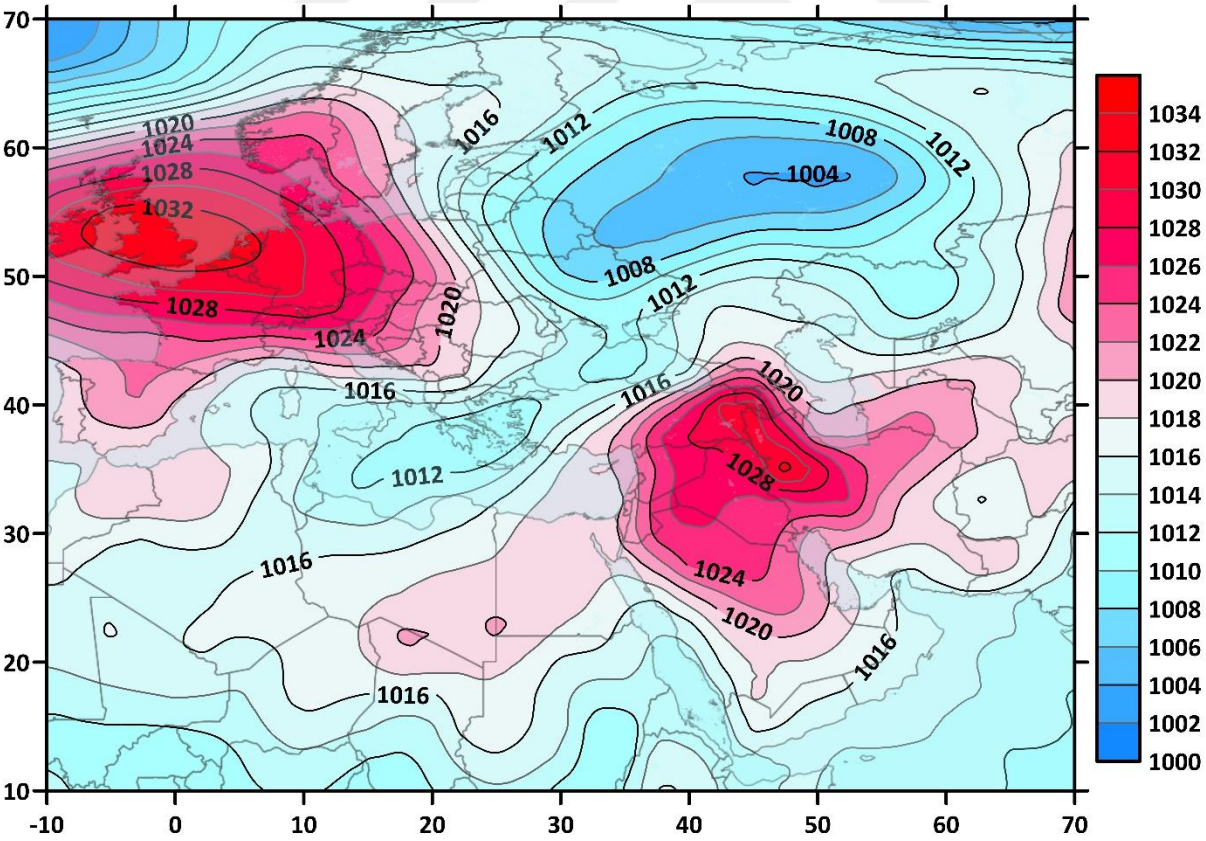
Bu atmosferik desen, tüm çalışma döneminin en yağışlı gününü içeren iki günden oluşmaktadır (Tablo 3.18.

Tablo 3.18: Yer Yüzeyi Basıncının Beşinci Deseninde Yer Alan Günlerin Özellikleri.

Sıra	Kod	Gün	Yağış miktarı mm
1	21	198815NOV	454.7
2	47	201629NOV	881.2

Yer yüzeyinin bu basınç deseninde, Kuzey-Doğu Atlantik Okyanusu ve Kuzey-Batı Avrupa'nın yüksek basıncının (Azor Yüksek Basınç) güçlendiğini ve doğuya doğra nüfuzunu görüyoruz. Bu yüksek basınç sistemi Balkan ülkelerine nüfuz etmiş ve Kuzey Afrika'nın bazı kısımlarını kontrol altına almıştır. Bu yüksek basıncın merkezi hücresi, 1032 hPa basınçla İngiltere'nin üzerinde bulunmaktadır. Öte yandan doğu bölgelerinde, güçlü Sibirya yüksek basıncının batıya doğru hareketini görüyoruz. Bu yüksek basınç İran'ın kuzeydoğusundan nüfuz etmesiyle Zagros Dağları'nda merkezi çekirdek basıncı 1032 hPa'a eşit güçlü bir yüksek basınç merkezinin oluşmasına neden olmakta ve Arap ülkelerini geçerek Afrika'nın kuzeydoğu bölgelerine girmektedir. Öte yandan, yer yüzeyinin bu basınç deseninde, Rusya'nın batısında 1004 hPa'a eşit merkezi çekirdek basıncı ile alçak basınç oluşumunu ve güneybatı bölgelerine doğru uzandığına tanık olmaktayız. Söz konusu alçak basınç, güneybatı nüfuzu ile Karadeniz ve Türkiye'nin Kuzey, Kuzey-Batı,

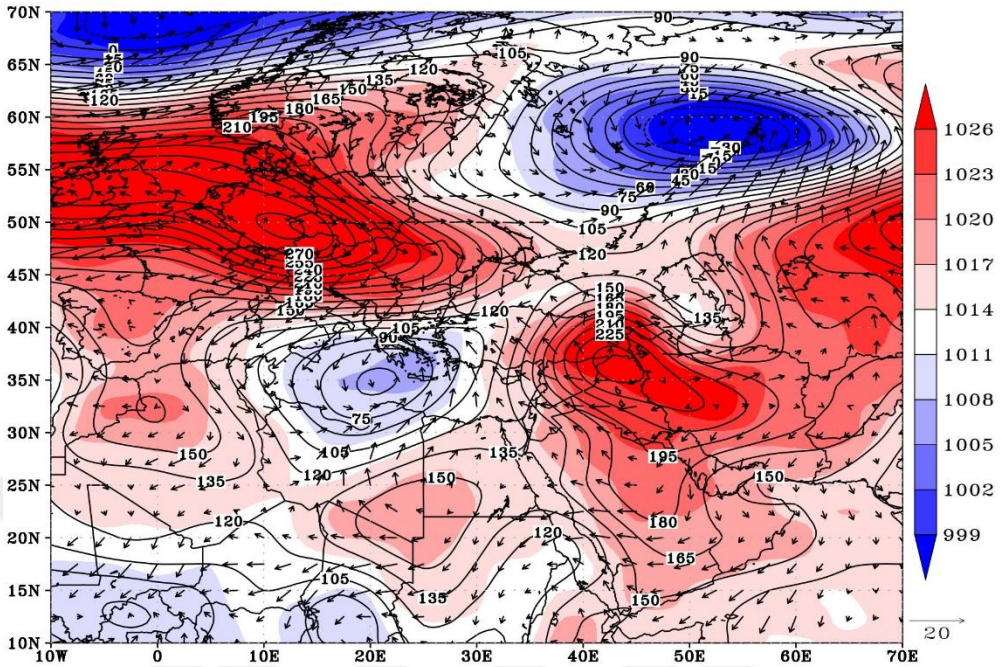
Batı ve Güney-Batı ve Ege Denizi ve Akdeniz'in işgal etmiş ve bu bölgelere istikrarsız bir hava hâkim etmiştir. Oluşan alçak basınç sisteminin konumu ve çalışma alanını etkileyen yüksek basınçlar, Marmara Bölgesi'nde kuzeybatı-güneydoğu ve doğu-batı basınç farkının oluşmasına neden olmuş ve yolunda olan nem kaynaklarını çalışma alanına doğru yönlendirmiştir. Bölgeye zengin nem kaynaklarının gelmesiyle, bölge üzerinde siklonik sistemin kurulması nedeniyle hava kütlesinin yükselmesi için uygun koşulların varlığından dolayı, nemli hava kütlesi yükselmiş ve ardından bölgede yaygın olarak aşırı yağışların meydana gelmesi neden olmuştur. Unutulmamalıdır ki, Rusya'nın doğusunda oluşan güçlü alçak basınç nüfuzu bir yandan yüksek enlemlerden gelen soğuk havayı taşırken, öte yandan, Karadeniz üzerinde saat yönünün tersine hareketi ile aşağıdan daha sıcak ve daha kararsız hale gelmiştir ve Karadeniz'in nemini absorbe ettikten sonra daha alçak enlemlere nüfuz ederek Marmara Bölgesi'ni de içine alan Karadeniz'in güney kıyılarına girmiştir. Gelen hava kütlesi, düşük basınçlar ile çevredeki yüksek basınçlar arasındaki basınç farkının taşıdığı nemli hava akışının güçlenmesine yol açmış ve incelenen alan çok daha yoğun yağışlara maruz kalmıştır (Şekil 3.79).



Şekil 3.79: Yer Yüzeyi Basıncının Beş Numaralı Desen Haritası.

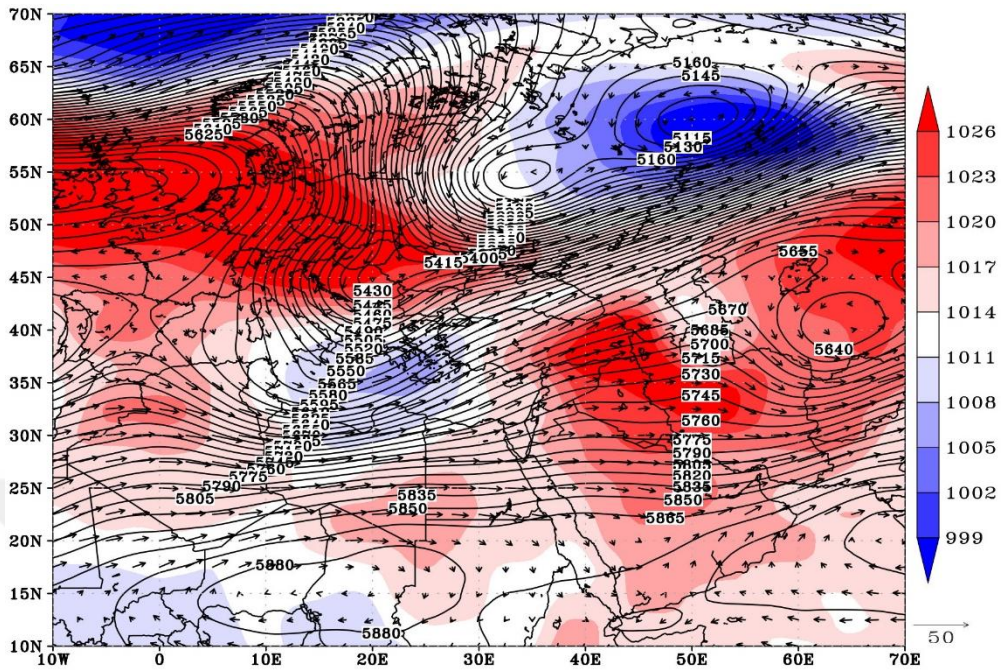
3.2.2.5.1. Desen 5 İndeks Günü, 29 Kasım 2016

Marmara Bölgesi'nde 61 yılda kaydedilen en fazla yağış 881.2 mm ile bugün de meydana gelmiştir. Bu gündeki antisiklonların ve aktif siklonların varlığı, bu yaygın aşırı yağısın meydana gelmesinde büyük bir rol oynamıştır. 60 derecenin üzerindeki enlemlerde, alt kutup alçak basıncının güçlenmesi ile onun doğuya doğru hareketini ve Rusya'nın kuzeyine doğru görüyoruz, öyle ki alçak basınç sistemi, 999 hPa'dan daha düşük bir merkezi çekirdek basıncıyla Rusya'nın kuzeybatısına hâkim olmuştur. Ayrıca bu siklonun kuzeydoğu-güneybatı yönündeki hareketi ile bir kısmı Rusya'nın güneybatısından ve Karadeniz'den geçerek Türkiye'nin Marmara Bölgesi'nin bulunduğu kuzeydoğusundan Türkiye'ye girmiştir ve güney Yunanistan ve Akdeniz üzerinde 1005 hPa'dan daha düşük bir basınca sahip kapalı bir alçak basınç hücresinin oluşmasına neden olmuştur. Nüfuz eden basınç sistemi, bölge üzerinde kararsız havanın hâkimiyetine yol açmıştır. Bölgeye hâkim olan antisiklonlar ile güçlü bir basınç farkının oluşması ile bu sistemin ürettiği kararsızlıkların yoğunluğu artmıştır. Bugün de çalışma alanında Kuzey-Batı Avrupa ve Sibirya'daki yüksek basınçlar olmak üzere iki yüksek basınç sisteminin faaliyeti görmekteyiz. Kuzeybatı Avrupa'nın yüksek basıncı, Avrupa'nın doğusunu ve Kuzey Afrika'nın güneyini kaplamıştır. Öte yandan Sibirya yüksek basıncı güneybatıya doğru genişlemesiyle kuzeydoğudan İran'a girmiş ve İran'ın batısı ve kuzeybatısı ile Türkiye'nin doğusunda 1026 hPa'dan fazla basınçla güçlü bir yüksek basınç hücresi oluşturmuştur. Öte yandan, bir kısmı Kuzey Doğu Afrika'ya bile nüfuz etmiş ve Kuzey Batı Avrupa'nın yüksek basıncı ile birleşmiştir. Kuzeybatı Avrupa'da yüksek basıncın doğuya doğru ve Sibirya'da ise yüksek basıncın batıya doğru genişlemesi, kuzeybatı Rusya üzerinde oluşan siklon nedeniyle tam olarak tamamlanmamış ve bu, bu yüksek basınç sistemlerinin hareket yolunda bir sapmaya neden olmuştur. Marmara Bölgesi'nin kuzeybatı ve güneydoğusunda yüksek basınç merkezlerinin kurulması, üzerinde kuzeybatı-güneydoğu ve güneydoğu-kuzeybatı basınç gradyanlarının oluşmasına neden olmuş ve içindeki konverjans ve siklonik akıntıların güçlendirilmesine katkıda bulunmuştur (Şekil 3.80).



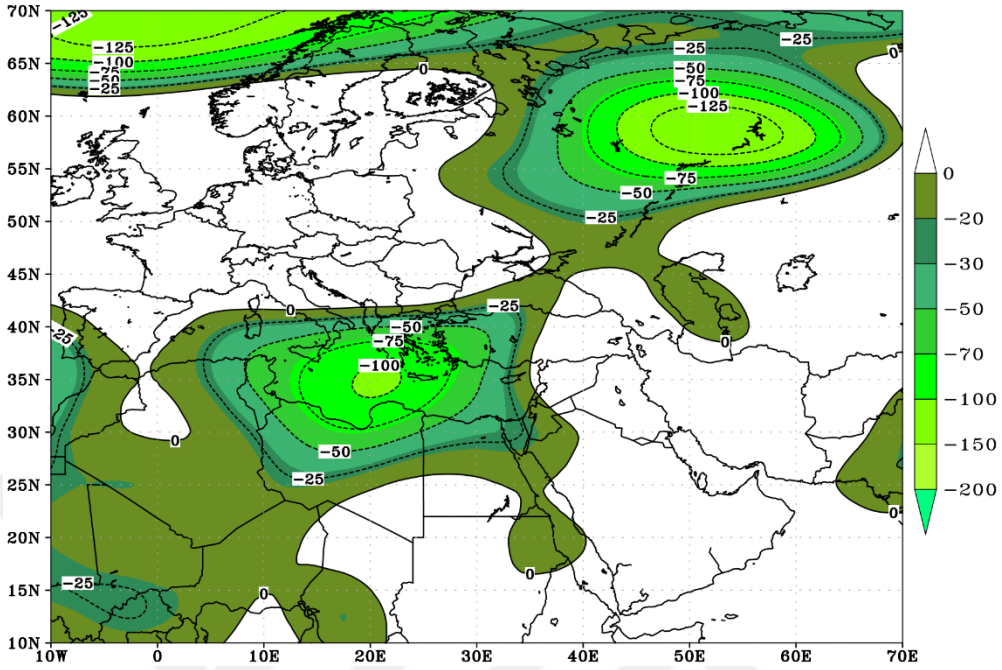
Şekil 3.80: Yer Yüzeyi Basıncı, Jeopotansiyel Yüksekliği ve Rüzgâr Akışının 1000 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, Gün: 29 Kasım 2016, Saat: 06:00 Zulu.

Yer yüzeyinde bu basınç modelinin oluşmasıyla birlikte, Rusya'nın kuzeybatısı ile Yunanistan'ın güneyi ve Akdeniz'de oluşan iki alçak basınç hücresine karşılık gelen iki cut off alçağı blokingin oluştuğunu görüyoruz. Akdeniz siklonu, cut off alçağı engellemesinin oluşturduğu trofun tam doğu ve kuzeydoğu kesiminde yer almaktadır. Atmosferin maksimum yükselen ve diverjans akımlarının yeri olan trofun doğusu, yer yüzeyinde konverjans hareketlerin güçlenmesine ve Marmara Bölgesi'ni de içine alan bu alanda üretilen kararsızlıkların yoğunluğunun artmasına neden olmuştur. Bahsedilen koşulların toplamı, nihayet Marmara Bölgesi'nde hava kütlesinin yükselmesine ve yağışların oluşmasına yol açmıştır (Şekil 3.81).

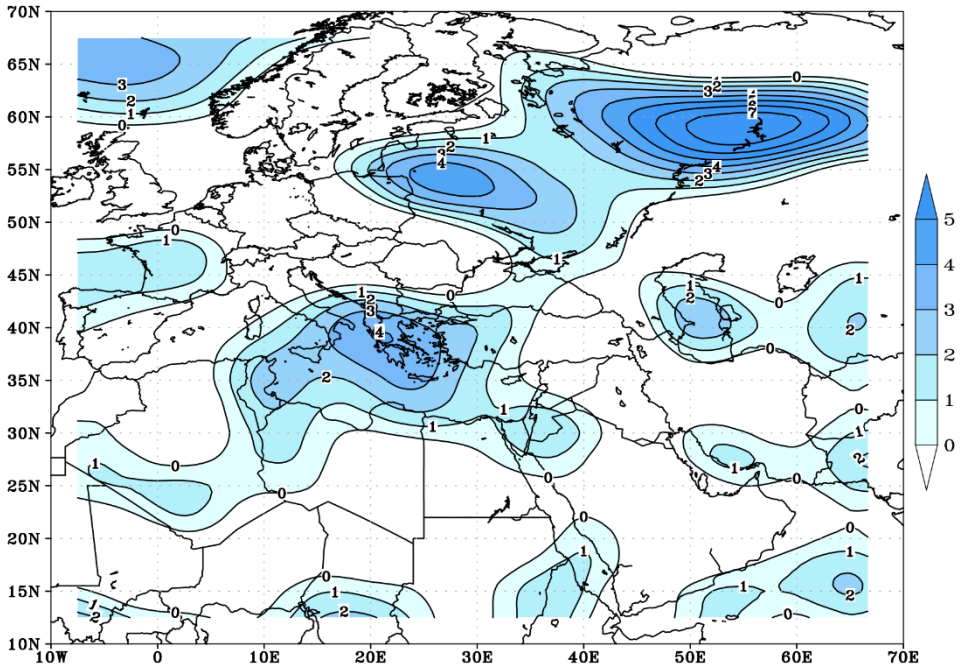


Şekil 3.81: Yer Yüzeyi Basıncı, Jeopotansiyel Yüksekliği ve Rüzgâr Akışının 500 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, Gün: 29 Kasım 2016, Saat: 06:00 Zulu.

Bölgedeki siklonun kuzeydoğu-güneybatı giriş yoluna ve ayrıca üst seviyelerde oluşan trofun konumuna göre büyük bir negatif eddy ve pozitif vortisitinin oluşumunu görüyoruz ki Rusya'nın kuzeydoğusundan Akdeniz'in güneyine kadar olan bölgeye kapsamaktadır. Bahsedilen koşullar 500'den 1000 hPa seviyesine kadar bölge atmosferinde görülmektedir. Marmara Bölgesi'nde sadece 500 ve 600 hPa seviyelerinde negatif vortisiti hâkimdir ve öte yandan tüm seviyelerde negatif eddynin faaliyeti görmekteyiz. Oluşan desen, hava kütlesinde çok yüksek yükselme kabiliyetine sahip atmosferdeki tamamen kararsız koşulların baskınlığını göstermektedir (Şekil 3.82 ve 83).



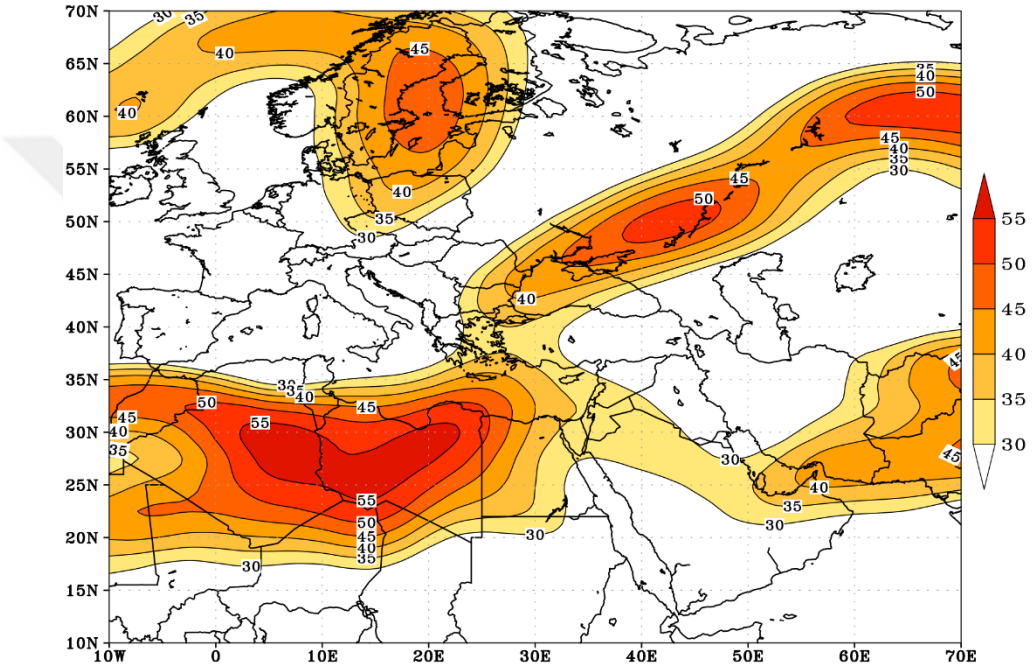
Şekil 3.82: 1000 hPa Seviyesinin Atmosferik Eddy Haritası, Gün: 29 Kasım 2016, Saat: 06:00 Zulu.



Şekil 3.83 500 hPa Seviyesinin Vortisiti Haritası, Gün: 29 Kasım 2016, Saat: 06:00 Zulu.

Jet akımlarının Marmara Bölgesi'nde 250 ve 300 hPa seviyelerinde uzanması da üretilen istikrarsızlıkların yoğunluğunu artmıştır. 250 hPa seviyesinde, merkezi basınç yoğunluğu 55 m/s'den fazla olan kuzeybatı Afrika'dan doğu Çin ve kuzey Rusya'ya uzanan devasa bir jet akımları alanı oluşmuştur. Marmara Bölgesi'nden geçen bu jet akımlarının kuzeydoğu tarafı 300 hPa seviyesinde, güney jet

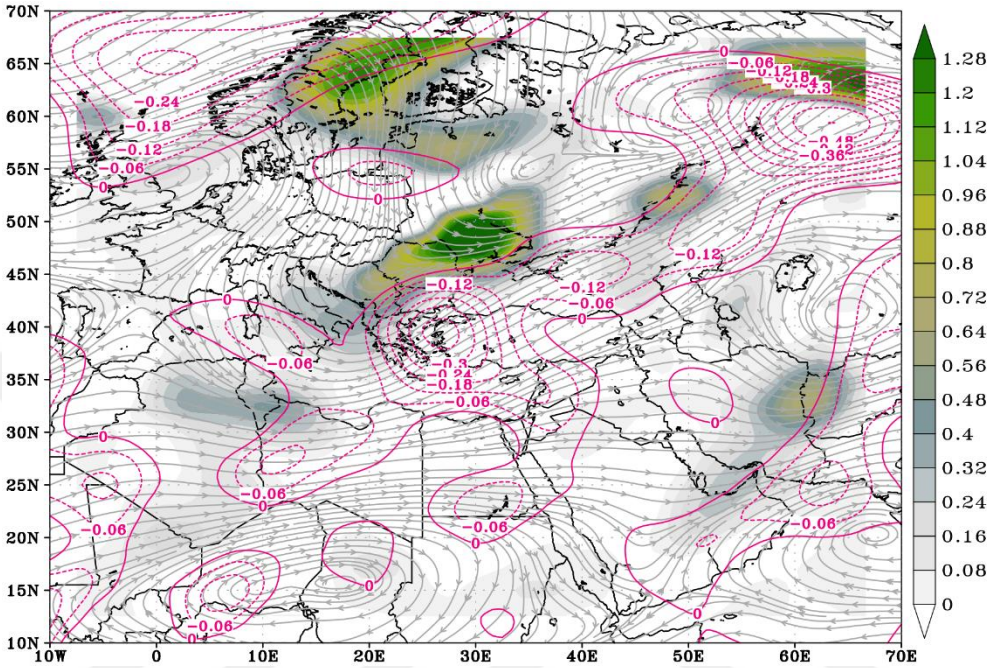
akımlarının çekirdeğinden kesilip ve merkezi çekirdeğindeki rüzgâr şiddeti 55 m/s'nin üzerine çıkmıştır. Bahsedilen seviyelerin her ikisinde de Marmara Bölgesi, maksimum hava kütlesinin yükselme ve atmosferik bozuklukların yeri olan jet akımının tam sağ girişinde yer almaktadır. Jet akımlarının bölge atmosferi üzerinde esnemesi, alt seviyelerin kararsızlıklarının güçlenmesine neden olmuş ve yukarı yönlü akımları yoğunlaştırarak ve bozuklukları üreterek, yaygın aşırı yağışların oluşumunu yoğunlaştırmıştır (Şekil 3.84).



Şekil 3.84: 250 hPa Seviyesinin Jet Akımı Haritası, Gün: 29 Kasım 2016, Saat: 06:00 Zulu.

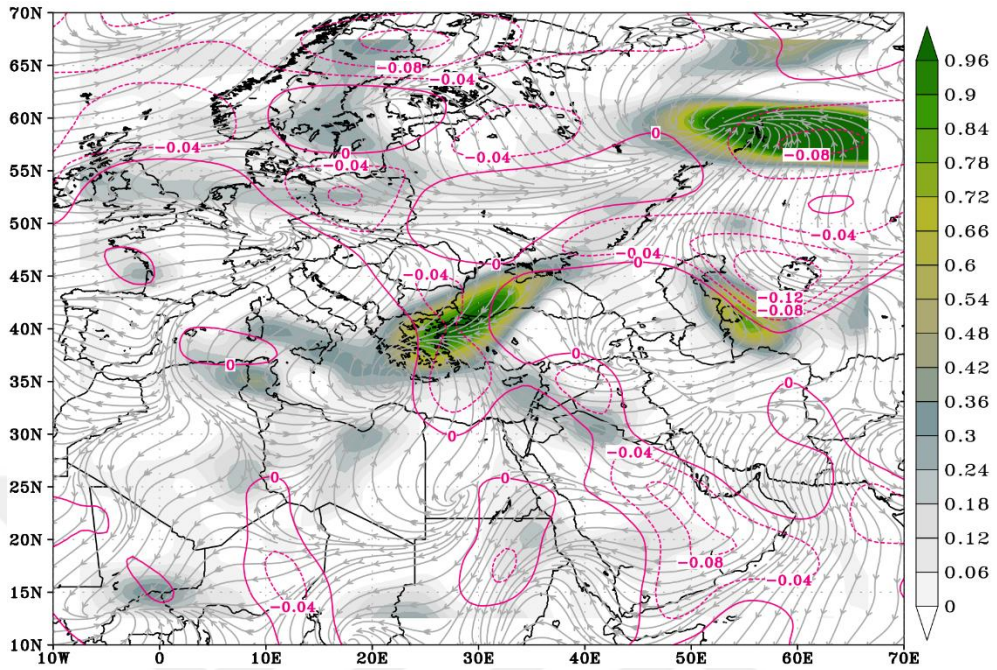
Bugün aktif cephe oluşum merkezleri, üretilen kararsızlıkların yoğunluğunu artmıştır. 600 ve 500 hPa seviyelerinde, İngiltere'nin kuzeyinde, İsveç'in doğusunda ve Kuzey Afrika'da aktif cephe oluşum merkezleri ve güneybatı genişlemesi ile İtalya'ya kadar uzanan Ukrayna'da aktif bir cephe oluşum alanı görülmektedir. Bahsedilen frontal merkezler, oluşturulan rüzgâr akış deseninden açıkça anlaşılacağı üzere, çalışma alanında kararsızlıkların oluşmasında aktif rol oynamıştır. Dikkat edilmesi gereken ilginç bir nokta, atmosferin yukarı doğru hareketinin yoğunluğunun 0.48 paskal/saniyeye ulaştığı Ukrayna'nın frontal merkezinin güneydoğusunda, havanın yukarı doğru hareketini gösteren negatif omega merkezinin oluşumudur. 700 hPa seviyesinde, üst seviyelerinde olan frontal merkezleri hala aktiftir, ancak yoğunlukları azalmıştır. Ayrıca, Ukrayna'nın aktif cephe merkezinin Marmara Bölgesi'nin üzerine uzanan bölümlerinin başlangıcına tanık oluyoruz. 850 hPa seviyesinde bu cephe merkezi Karadeniz üzerinde yer almakta ve tüm Marmara Bölgesi'ni kaplamaktadır. Oluşan cephenin merkezi çekirdeğinin yoğunluğu 1,08°K 'den fazlaya

ulaşmaktadır. 700 ve 850 hPa seviyelerinde, 500 ve 600 hPa seviyelerinde olduğu gibi, tüm Marmara Bölgesi'ni kapsayan cephenin güneydoğusunda negatif omega aktivitesine tanık olmaktayız (Şekil 3.85).



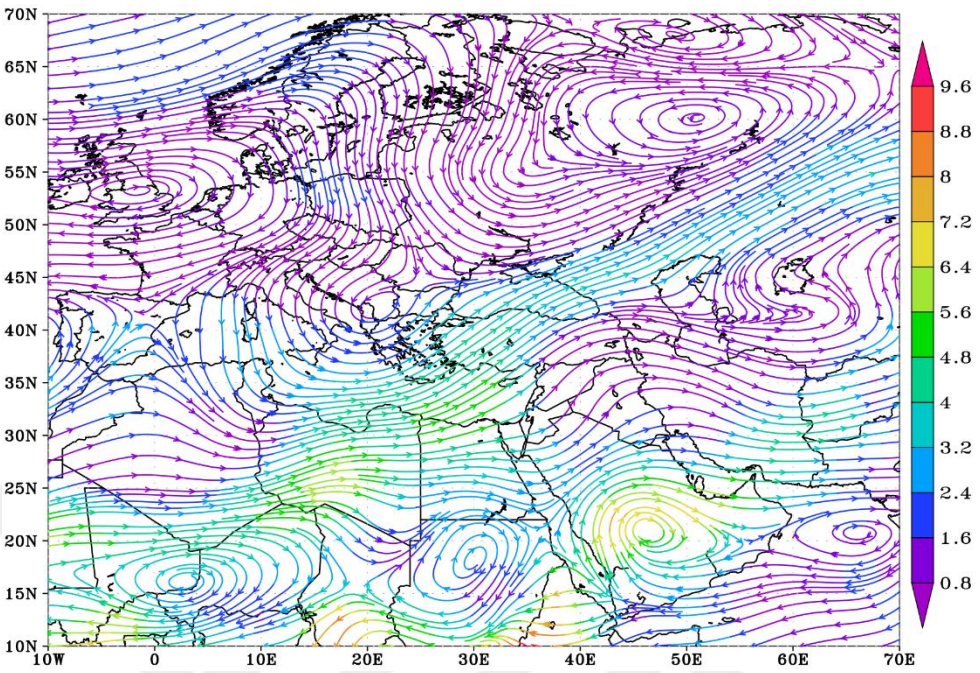
Şekil 3.85: Aktif Cephe Oluşum Alanlarının, Omega ve Rüzgâr Akışının 500 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, Gün: 29 Kasım 2016, Saat: 06:00 Zulu.

925 ve 1000 hPa seviyelerinde bir yandan Marmara Bölgesi'ni yöneten cephenin yoğunluğu artarken, diğer yandan cephe oluşumunun ana merkezi tam olarak Marmara Bölgesi üzerinde yer almaktadır. Bu seviyelerde Marmara Bölgesi aktif bir cephe oluşum bölgesi olarak rol oynamaktadır. Böyle bir desenin oluşması Marmara Bölgesi'ni bozuklukların ve istikrarsızlıkların merkezine dönüştürmüştür. Omeganın her iki seviyede de Marmara Bölgesi atmosferi üzerindeki olumsuzluğu, bu bölgedeki atmosferdeki yukarı doğru hava akışının yoğunluğunu göstermektedir (Şekil 3.86).



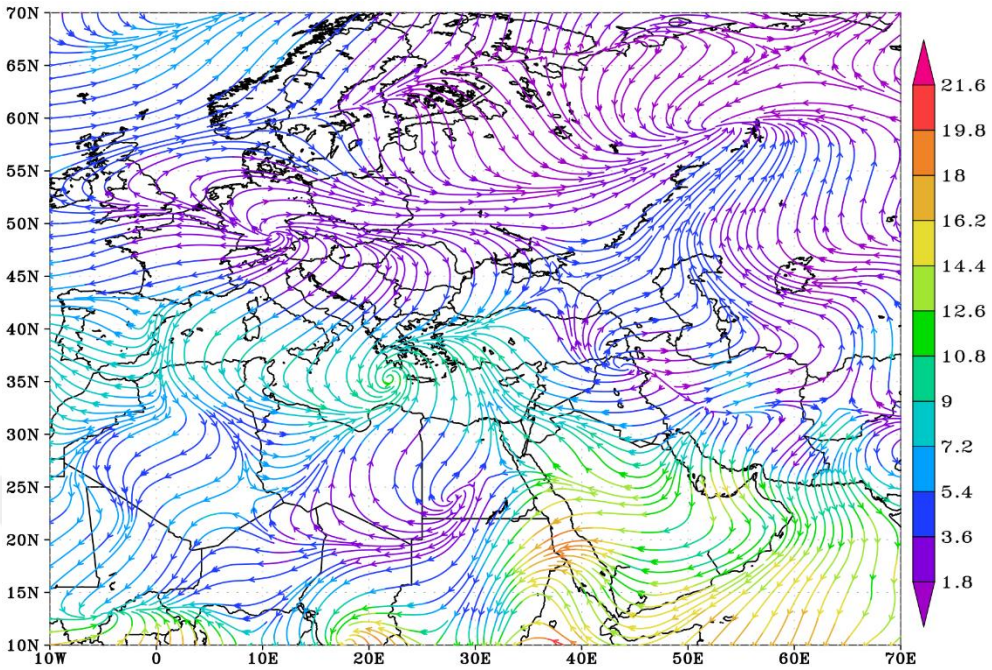
Şekil 3.86: Aktif Cephe Oluşum Alanlarının, Omega ve Rüzgâr Akışının 1000 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, Gün: 29 Kasım 2016, Saat: 06:00 Zulu.

Bugün de yaygın aşırı yağışların oluşması için gerekli nemin sağlanması, uzak kaynaklardan bölgeye yakın kaynaklara kadar farklı nem kaynakları ile yapılmıştır. 500, 600 ve 700 hPa seviyelerinde bir nem akışı oluşumunu görüyoruz ki Atlantik Okyanusu, Kuzey Denizi, Adriyatik Denizi, Akdeniz, Marmara Denizi ve Ege Denizi'nden nem kaynaklarını absorbe ederek Marmara Bölgesi'ne doğru yönlendirir. Oluşan bu nem akışı önce Atlantik Okyanusu'ndan başlayıp daha sonra Avrupa'nın kuzeybatısı ile Kuzey ve Baltık Denizlerine girmekte ve bu kaynaklardan gelen nemi alarak kuzey-güney yönünde Akdeniz'e dökülmektedir. Akdeniz'i aşıp yoğun nemi absorbe ederek, Ege Denizi'ne ve Marmara Denizi'ne girip ve son olarak Marmara Bölgesi'ne esmektedir. Belirtilen desen 850 hPa seviyesine kadar devam etmiştir. Ancak bu atmosferik seviyesinde diğer nem kaynaklarıyla birlikte Karadeniz neminin Marmara Bölgesi'ne girmeye başladığını görüyoruz. Bölgeye üflenen nem miktarı bu seviyede kilogram başına 4,8 ila 6 grama ulaşmaktadır (Şekil 3.87).



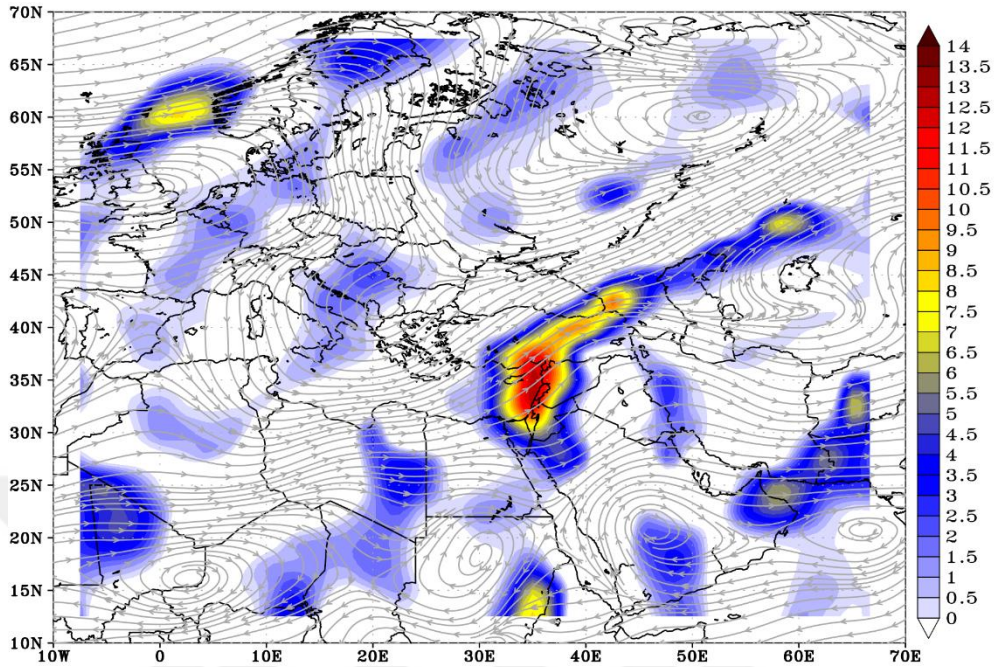
Şekil 3.87: 700 hPa Seviyesinin Nem Üfleme Haritası, Gün: 29 Kasım 2016, Saat: 06:00 Zulu.

Yer yüzeyine yaklaştıkça Ege ve Marmara denizlerinin nem kaynaklarının etkisinin ortadan kalktığını görüyoruz. Ancak, Yunanistan'ın güneyindeki nem konverjans oluşumu ve güçlenmesi nedeniyle, Fars Körfezi'nden Marmara Bölgesi'ne nem girişine tanık oluyoruz. Ancak 1000 hPa seviyesinde, yer yüzeyinin basınç desenini takip eden bir nem üfleme oluşmasıyla, sadece Karadeniz'in zengin neminin Marmara Bölgesi'ne girişini görüyoruz. Almanya'nın güneyinde, orada bulunan yüksek basınca karşılık gelen bir nem diverjans merkezinin oluşması ve Yunanistan'ın güneyinde ve Akdeniz'de orada bulunan siklona karşılık gelen bir nem konverjans merkezinin oluşması, bölgeye sadece Karadeniz'in neminin girmesine izin vermiş ve Fars Körfezi, Akdeniz, Ege ve Marmara denizleri gibi diğer nem kaynakları da Türkiye'nin batısından geçerek oluşan konverjans bölgesine pompalanırlar (Şekil 3.88).



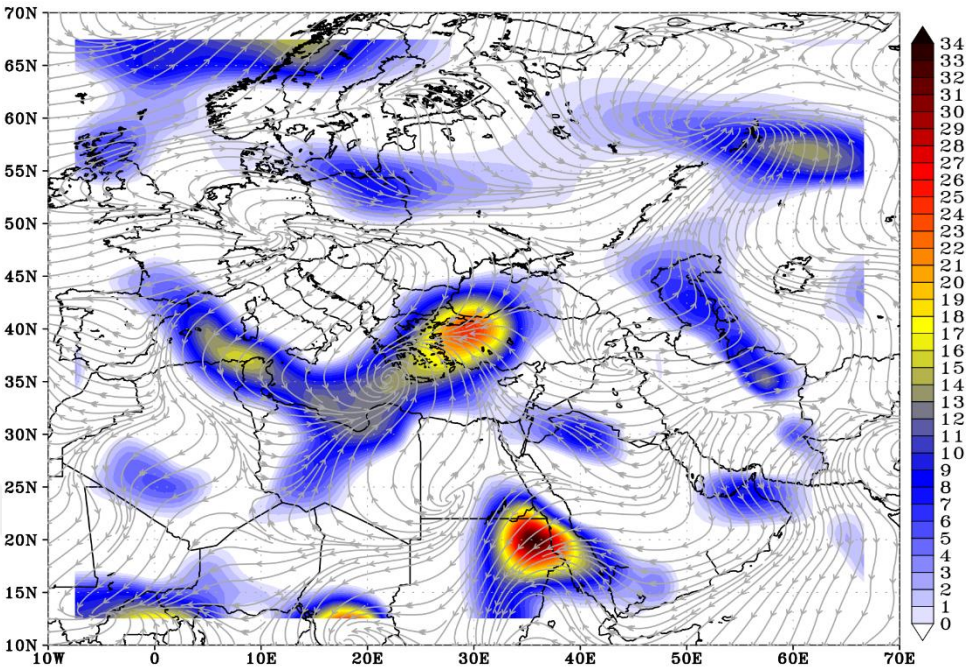
Şekil 3.88: 1000 hPa Seviyesinin Nem Üfleme Haritası, Gün: 29 Kasım 2016, Saat: 06:00 Zulu.

Oluşan nem üfleme haritalarının analizinin yanı sıra, nem akışının yukarı mı aşağı mı olduğunu gösteren atmosferik nem akışının konverjans ve diverjans haritalarının analizi de oldukça önemlidir. 500 ila 700 hPa seviyelerinde nem akısı konverjans haritaları incelendiğinde, kuzeybatı, kuzey, batı, orta ve güney Avrupa'da oluşan ve birbirine entegre olan nem akısı konverjans merkezlerinin nemin Marmara Bölgesi'ne taşınmasındaki etkisi görülmektedir. Oluşan rüzgâr akışının izlediği yol, oluşan bu nem konverjans merkezlerinin nemin Marmara Bölgesi'ne taşınmasındaki rolünü çok iyi göstermektedir. Bu konverjans merkezlerinin yanı sıra, Kızıldeniz'in kuzeyinden Rusya'nın güneyine kadar uzanan çok güçlü nem akışının konverjans merkezinin faaliyetini görüyoruz, ancak bu seviyelerde bölgeyi etkilememiştir (Şekil 3.89).



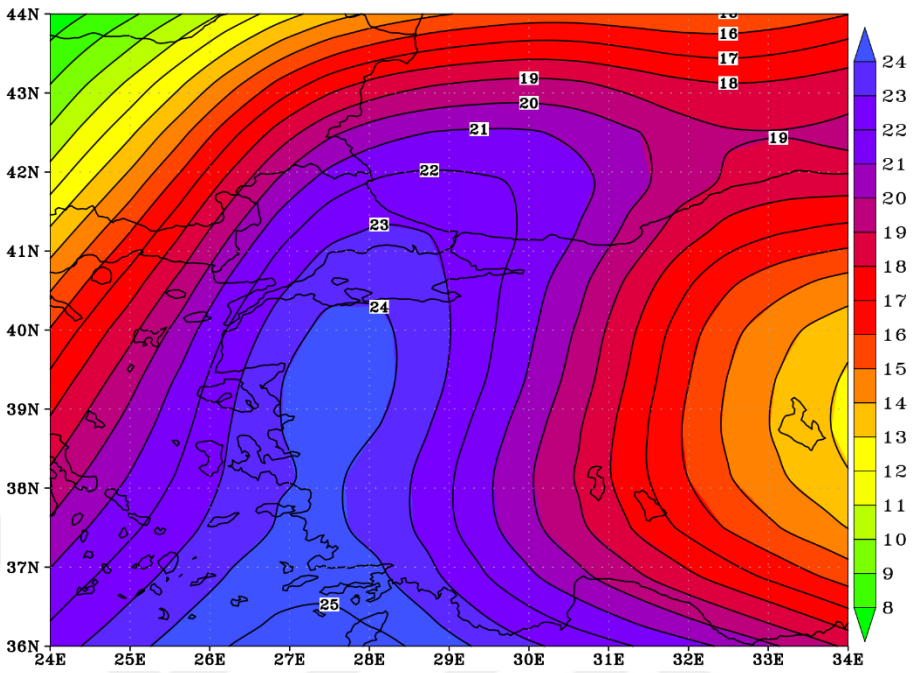
Şekil 3.89: Nem Konverjans Akışı ve Rüzgâr Akışının 700 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, Gün: 29 Kasım 2016, Saat: 06:00 Zulu.

Ancak 850 hPa seviyesinde, bahsedilen nem akışı konverjans alanlarının yanı sıra, Doğu Akdeniz'in nem akışının konverjans merkezi Türkiye'nin merkezine ve kuzeyine doğru yönelmiştir ve güney Rusya ve Kazakistan'dan kuzeydoğu ve kuzeybatı Afrika ve batı Avrupa'ya kadar büyük bir nem akışı konverjans alanı oluşmuştur. Bu nem akışı konverjans bölgesinin maksimum değeri, 13 g/kg'dan fazla olmakla Türkiye'nin orta kesimlerinde yer almakta ve bu değer Marmara Bölgesi'nde 6,5 ila 7 g/kg'a ulaşmaktadır. 925 ve 1000 hPa seviyelerinde bu zengin nem konverjans merkezi Türkiye'nin merkezinden Türkiye'nin batısına doğru uzanmıştır ve bu seviyelerde, en yüksek nem akışı konverjansı Marmara Bölgesi'nin güneydoğusunda hâkim olmaktadır. 925 hPa seviyesinde oluşan bu nem akışının şiddeti 15 g/kg'ın üzerine, 1000 hPa seviyesinde ise bu değer 26 g/kg'ın üzerine çıkmaktadır (Şekil 3.90).



Şekil 3.90: Nem Konverjans Akışı ve Rüzgâr Akışının 1000 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, Gün: 29 Kasım 2016, Saat: 06:00 Zulu.

Oluşan desen, Marmara Bölgesi'ne büyük miktarda nem göndermiştir ki bu, bugünün yağışa dönüşe bilen su miktarı haritasından da açıkça görülmektedir. Bugünün yağışa dönüşe bilen su miktarı haritası, bölgedeki maksimum yağışa dönüşe bilen su miktarın Marmara Bölgesi'nin güneydoğu bölgelerinde yoğunlaşarak 24 kg/m³'e ulaştığını göstermektedir. Bugün de Marmara Bölgesi atmosferinin üzerinde yağışa dönüşe bilen su miktarı 18 ile 24 kg/m³ arasında yoğunlaşmıştır ve bu, yaygın şiddetli yağışların meydana gelmesi için önemli bir miktardır (Şekil 3.91). Bu faktör, bu önemli nemin yükselmesine neden olan diğer faktörlerle birlikte, incelenen 61 yıllık süre boyunca bölgede kaydedilen en yüksek yağış miktarının oluşmasına neden olmuştur.



Şekil 3.91: Yer Yüzeyi Seviyesinin Yağışa Dönüşe Bilen Su Miktarı Haritası, Gün: 29 Kasım 2016, Saat: 06:00 Zulu.

3.2.2.6. Desen 6

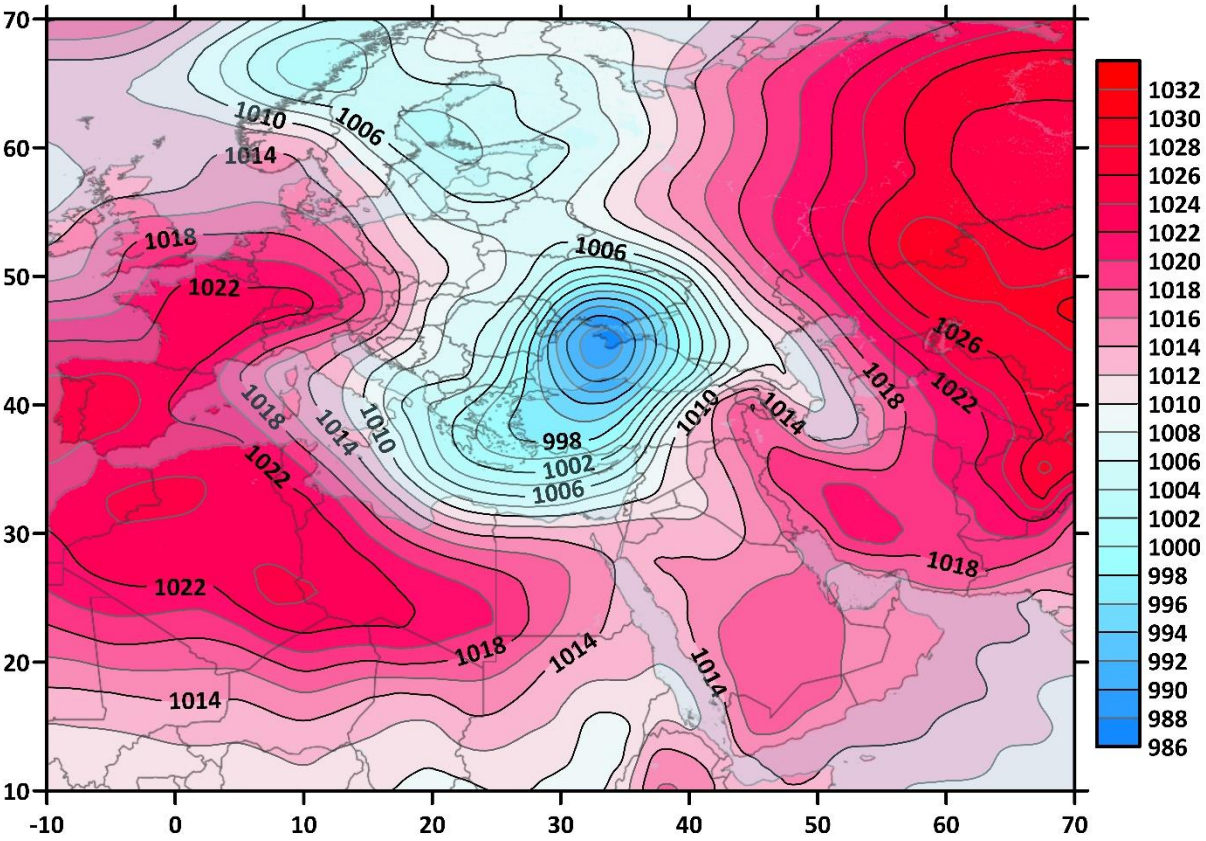
Bu yer yüzeyi basınç deseni üç günden oluşmuş ve içerdiği günlerin detayları tablo 3.19'da verilmiştir. Bu desende yer alan tüm günler 400 mm'nin üzerinde yağış almış ve maksimum yağış miktarı ise 509.5 mm olmaktadır.

Tablo 3.19: Yer Yüzeyi Basıncının Altıncı Deseninde Yer Alan Günlerin Özellikleri.

Sıra	Kod	Gün	Yağış miktarı mm
1	6	196812JAN	509.5
2	37	200711NOV	430.5
3	46	201618JAN	437.6

Bu yer yüzeyi basınç deseninde görülebilen atmosferik fenomen, merkezi çekirdek basıncı 988 hPa'a eşit olan, kuzey Karadeniz üzerinde çok güçlü bir siklonun oluşmasıdır. Söz konusu siklon, İzlanda siklonunun güçlenmesi ve güneye doğru hareketinin ardından oluşmuş ve tüm Marmara Bölgesi'ni etkilemiştir. Siklonik basınç sistemleri, merkez çekirdeklerindeki konverjans hareketi nedeniyle çok kararsız basınç sistemleri olarak tanınmakta ve bu da kontrolleri altındaki bölgeler üzerinde baroklinik ve gergin atmosferin hâkimiyetine yol açmaktadır. Öte yandan fonksiyonel mekanizmaları ve saat yönünün tersine dönmeleri nedeniyle kontrolleri altındaki alanların havasını absorbe etme ve taşınmasına yol açmaktadır. Ayrica, daha büyük ölçekte, etraflarında oluşan antisiklonlardan hava emişine neden

olmaktadırlar. Bu yer yüzeyi basınç deseninde bir yandan Karadeniz'de bu alçak basınç sisteminin kurulması nedeniyle Karadeniz'in zengin nem kaynakları Marmara Bölgesi'ne yönlendirilmiştir, diğer yandan mevcut alçak basınçlar ile yüksek basınçlar (Sibirya ve Azorlar yüksek basıncı) arasında oluşan basınç farkından dolayı, Marmara Denizi, Ege Denizi ve Akdeniz'in nem kaynakları da incelenen alanın atmosferine girerek mevcut nemli atmosferinin güçlenmesine neden olmuştur. Nemli hava kütlesinin bölgeye gelmesi ve bölgede hava kütlesinin yükselmesi açısından uygun koşulların varlığı ile birlikte, süper aşırı yağışların oluşması için şartlar tam olarak hazırlanmıştır (Şekil 3.92).

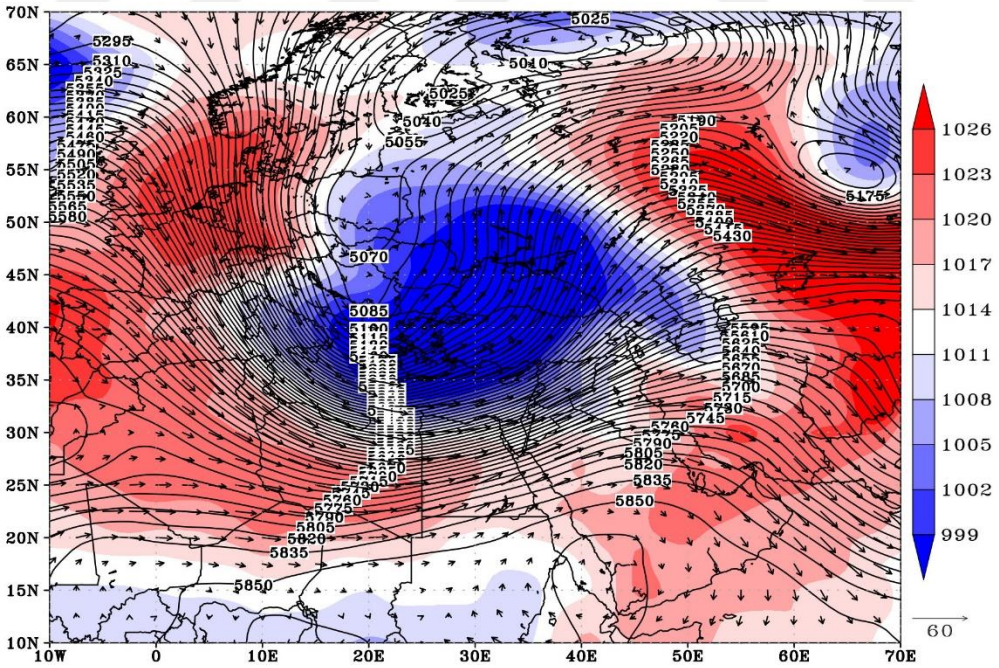


Şekil 3.92: Yer Yüzeyi Basıncının Altı Numaralı Desen Haritası.

3.2.2.6.1. Desen 6 İndeksi Günü, 12 Ocak 1968

Bugün, incelenen alan 508,5 mm miktarında yağış almıştır. Farklı atmosferik seviyelerin birleşik yer basıncı, rüzgâr akışı ve jeopotansiyel yükseklik haritalarının incelenmesi, bugün, çalışılan alanda yer yüzeyinde görülebilen baskın fenomen, Karadeniz ve Marmara Bölgesi üzerinde merkezi çekirdek basıncı 960 hPa olan çok kuvvetli bir siklonun faaliyetinin oluşmasıdır. Bu siklon, İzlanda siklonunun güçlenmesi ve Karadeniz ile Türkiye'nin yarısı üzerinde doğuya doğru hareket etmesinden dolayı meydana gelmiştir. Böylesine güçlü bir siklonun oluşması bölgede istikrarsızlığa neden olmuştur. Bu son derece düşük basınçlı

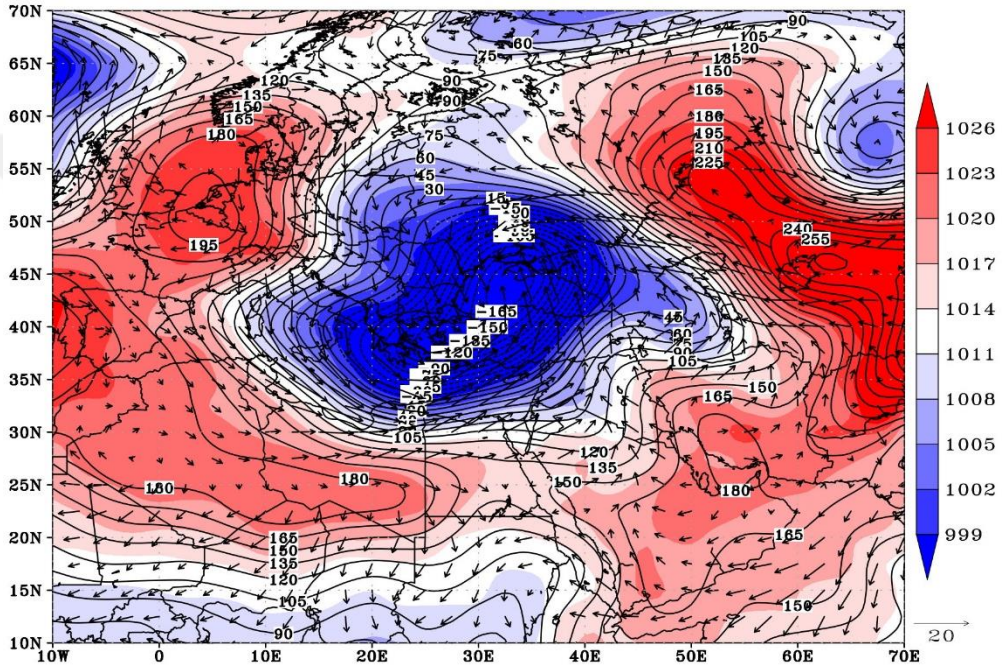
çekirdeğin içindeki saat yönünün tersine hareket hem Karadeniz'den gelen nemi absorbe etmiş hem de bu nemli hava kütlesinin yükselişi için gerekli koşulları sağlamıştır. Bölgede bu kuvvetli siklonun faaliyetine ek olarak, Sibirya ve Azor yüksek basınçların da etkisine tanık oluyoruz. Oluşan siklon nedeniyle söz konusu yüksek basınçlar siklon alanına girememiş ve güneybatı, güneydoğu, kuzeybatı ve kuzeydoğu yönünde genişleyerek incelenen alanı güney, doğu ve batı yönlerinden çevrelemiştir. Yüksek basınç ve alçak basınç merkezleri arasında oluşan aşırı basınç farkı, bir yandan siklonun içindeki konvektif akımların güçlenmesine neden olurken, diğer yandan bölge üzerinde kuzeybatı-güneydoğu rüzgâr akışının oluşmasına neden olmuştur. Bu atmosferik sistemin yer yüzeyinde oluşmasını takiben, atmosferin üst seviyelerinde, yer yüzeyinde siklonun batı kısmına karşılık gelen ve siklon ve antisiklon arasında sınır olan çok derin bir trofun oluştuğunu görmekteyiz. Bu oluşan trof, 60 derecenin üzerindeki enlemlerden başlayarak Kuzey Doğu Afrika'ya kadar uzanmıştır. Dikkat çeken nokta, çalışma alanının söz konusu trofun doğusunda yer almasıdır. 50 derecenin üzerindeki enlemlerden nüfuz eden soğuk hava, trofun merkez ekseninde toplanarak alçak enlemlere girerek ısınmış ve atmosferik bozulmaların, diverjans ve yükselen hareketlerin en fazla olduğu trofun doğusunda yükselmiştir ve bulutların oluşumuna ve yağışın meydana gelmesine neden olmuştur (Şekil 3.93).



Şekil 3.93: Yer Yüzeyi Basıncı, Jeopotansiyel Yüksekliği ve Rüzgâr Akışının 500 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, Gün: 12 Ocak 1968, Saat: 18:00 Zulu.

700 hPa seviyesinde oluşan derin trof, yer yüzeyinde oluşan siklon çekirdeğine karşılık gelen devasa bir atmosferik cut off alçağı haline gelmiştir. Atmosferik cut off alçakları tamamen siklonik ve saat

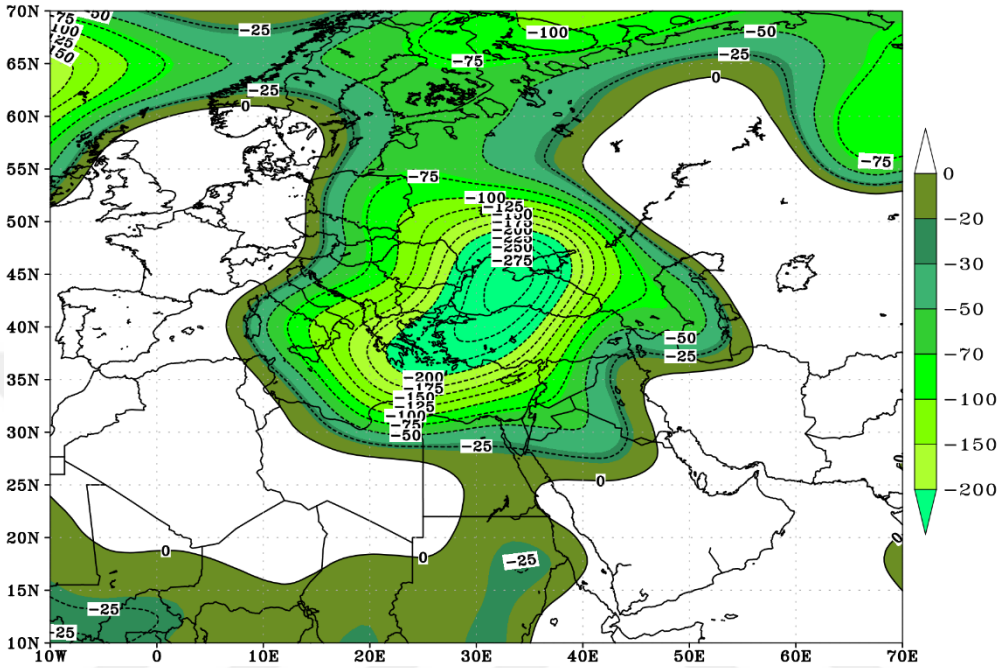
yönünün tersine bir harekete sahiptirler ve büyük ölçekte istikrarsızlık üretip ve kontrolleri altındaki alanlarda rahatsızlıkların yoğunluğunun artmasına neden olmaktadırlar. Bugün de bölge üzerinde böyle bir atmosferik sistemin kurulması ile aşırı yağışların oluşması için her açıdan şartlar hazırlanmıştır. Hâkim atmosferik sistemin yoğunluğu öyle olmuştur ki, yer yüzeyinde oluşan siklonun merkezi çekirdeğine karşılık gelen 1000 hPa seviyesinde -165 jeopotansiyel metrelik negatif bir jeopotansiyel yüksekliğin oluştuğunu görürüz. Bu, bölge atmosferinin aşırı istikrarsızlığını göstermektedir (Şekil 3.94).



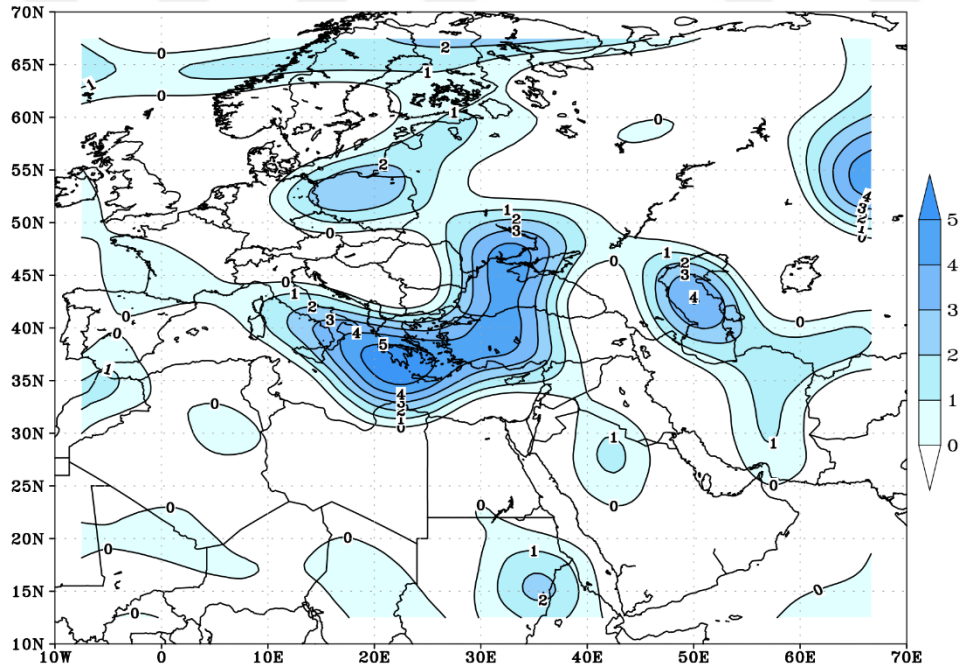
Şekil 3.94: Yer Yüzeyi Basıncı, Jeopotansiyel Yüksekliği ve Rüzgâr Akışının 1000 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, Gün: 12 Ocak 1968, Saat: 18:00 Zulu.

Yukarı ve aşağıya doğru hareketler açısından hâkim durumu bulmak için atmosferik eddy ve vortisiti haritalarını kontrol etmek gerekmektedir. Söz konusu haritaların 500 ila 1000 hPa seviyelerinde incelenmesi, 70 derecenin üzerindeki enlemlerden başlayıp güney yönüyle çalışma alanına giren çok büyük bir negatif eddy ve pozitif vortisiti alanının hâkimiyetini göstermektedir. Çalışılan tüm seviyelerde, negatif eddy ve pozitif vortisiti her zaman çalışılan alana hükmetmiştir. -375 jeopotansiyel metrelik bir kuvvete sahip 500 hPa seviyesindeki negatif eddynin merkezi çekirdeği Yunanistan üzerinde yer almaktadır ve yer yüzeyi seviyesine yaklaştıkça yavaş yavaş kuzeydoğuya doğru hareket edip ve sonunda Karadeniz'in merkezine yerleşmiştir. Atmosfer seviyelerinin çoğunda, -250 jeopotansiyel metre gücündeki atmosferik eddy Marmara Bölgesi'ne hâkim olup ve bu da bölgede saat yönünün tersine ve yükselen hareketlere işaret etmektedir (Şekil 3.95). Vortisiti açısından da hava kütlesinin yükselişi için koşullar tam hazır olmaktadır. Tüm seviyelerde, bölgenin üzerindeki vortisiti her zaman pozitif olmakta ve 700 hPa seviyesinden itibaren,

Marmara Bölgesi atmosferi üzerinde maksimum pozitif vortisitinin hâkimiyetini görüyoruz, bu da kararsız koşulların hâkimiyetini ve hava kütlesinin yükselişi için elverişli koşulları göstermektedir (Şekil 3.96).



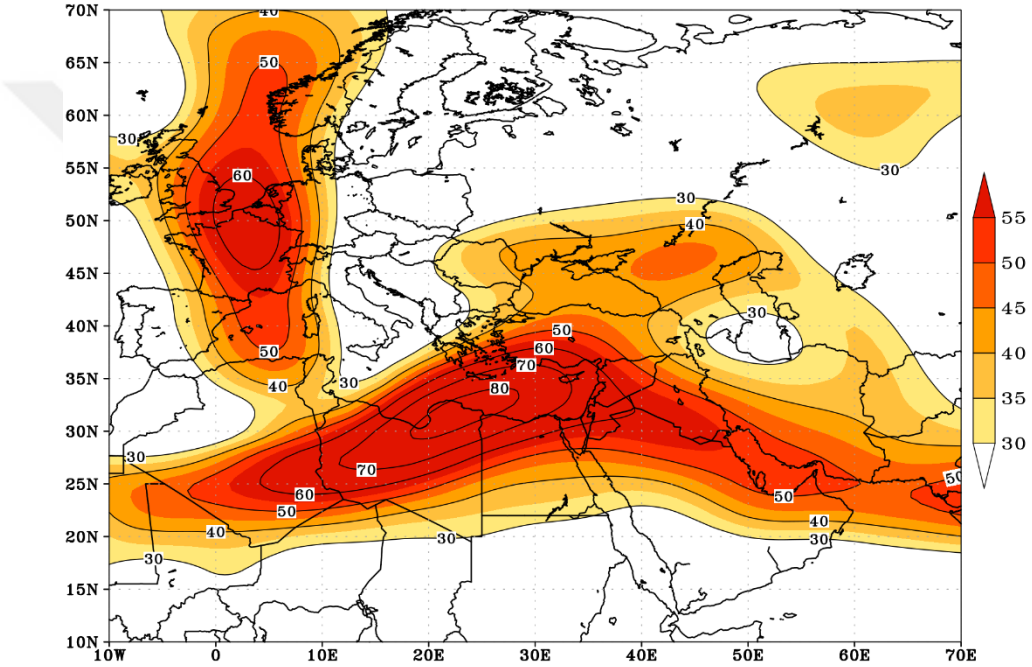
Şekil 3.95: 1000 hPa Seviyesinin Atmosferik Eddy Haritası, Gün: 12 Ocak 1968, Saat: 18:00 Zulu.



Şekil 3.96: 1000 hPa Seviyesinin Vortisiti Haritası, Gün: 12 Ocak 1968, Saat: 18:00 Zulu.

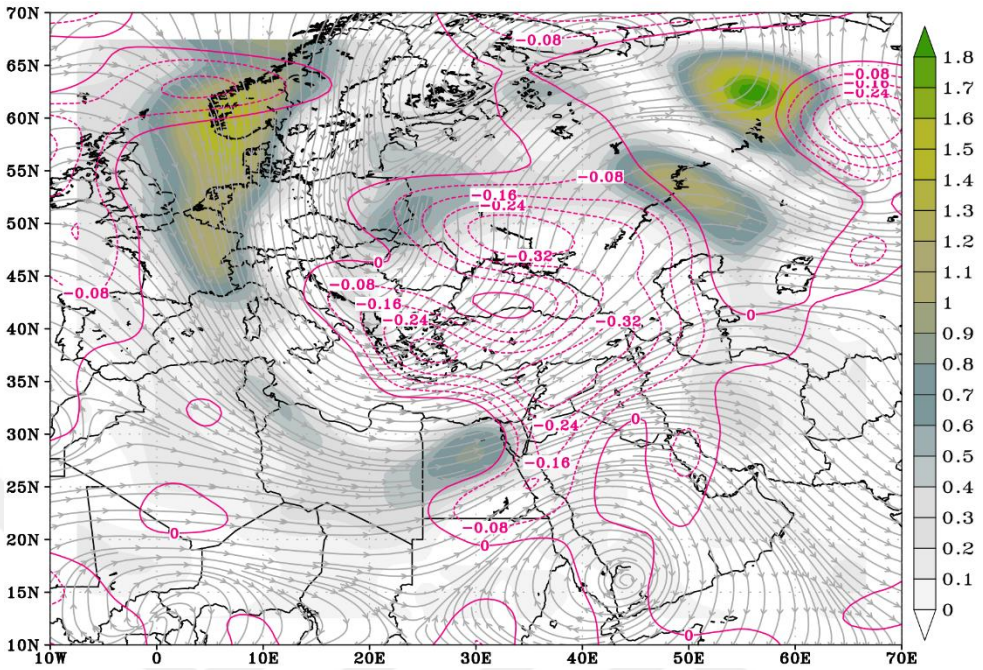
Marmara Bölgesi üzerinde 250 ve 300 hPa seviyesindeki atmosferik jet akımların akışı alt seviyelerdeki bozuklukların yoğunluğunu artırmıştır. Yukarıda belirtilen her iki seviyede de 70 derecenin üzerindeki enlemlerin jet rüzgârları ile 20 derecenin üzerindeki jet rüzgârları birbirine bağlayan devasa bir

jet rüzgâr alanı oluşmuştur. Bahsedilen jet rüzgârların merkezi çekirdeğinin yoğunluğu saniyede 60 ila 80 metreyi aşmaktadır. Marmara Bölgesi üzerindeki jet rüzgâr akışının yoğunluğu bazı bölgelerde saniyede 40 metreyi aşmaktadır. Önceki endeks günlerindeki jet akımları desenlerinin çoğu gibi, Marmara Bölgesi de bugün de jet akımının sol çıkışında yer almaktadır. Jet rüzgârların sol çıkışı, atmosferik diverjans akımlarının yeridir ve bu bölgede yükseliş hareketlerin yoğunluğu ve istikrarsızlık ve atmosferik bozulmalar çok yüksek olmaktadır. Dolayısıyla çalışma alanının bu alanda yer almasıyla birlikte istikrarsızlıkların yoğunluğu da artmıştır (Şekil 3.97).



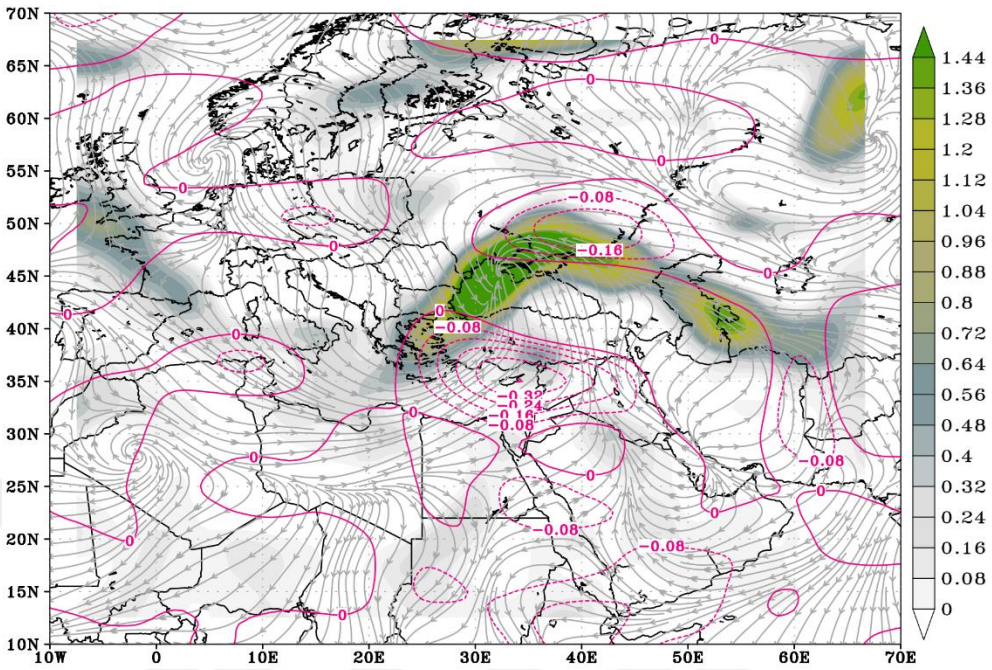
Şekil 3.97: 250 hPa Seviyesinin Jet Akımı Haritası, Gün: 12 Ocak 1968, Saat: 18:00 Zulu.

500 hPa seviyesinde, rüzgâr yönüne göre çalışma alanını etkileyen aktif frontal formasyonun merkezi, Avrupa'nın kuzeybatısında Kuzey Denizi ve Norveç ülkesinde oluşan aktif frontal formasyon alanıdır. Öte yandan Hazar Denizi'nin kuzeyinde, Ukrayna'nın batısında ve Polonya'nın doğusunda aktif cephe oluşum merkezlerinin oluştuğuna tanık oluyoruz. Bu cephe üretim merkezleri, çalışma alanında 500, 600 ve 700 hPa gibi yüksek seviyelerde kararsızlıkların oluşmasında büyük rolü olmasa da 850 hPa seviyesinden itibaren bölgedeki ana cephe üretim merkezleri olarak görev yapmaktadırlar. 850 hPa seviyesinde, Doğu Avrupa frontal merkezinin genişlemesine, yoğunluğunun artmasına ve Marmara Bölgesi'ne yayılmasına yol açan bu iki frontal merkezin birleşmesini görüyoruz. Bu atmosferik seviyede çalışılan alan üzerindeki frontal bölgenin yoğunluğu 0,54°K'in üzerine çıkmaktadır. Tabii bu seviyede rüzgârın akış desenine göre Finlandiya üzerinde oluşan frontal merkezler Marmara Bölgesi'ni de etkilemiştir (Şekil 3.98).



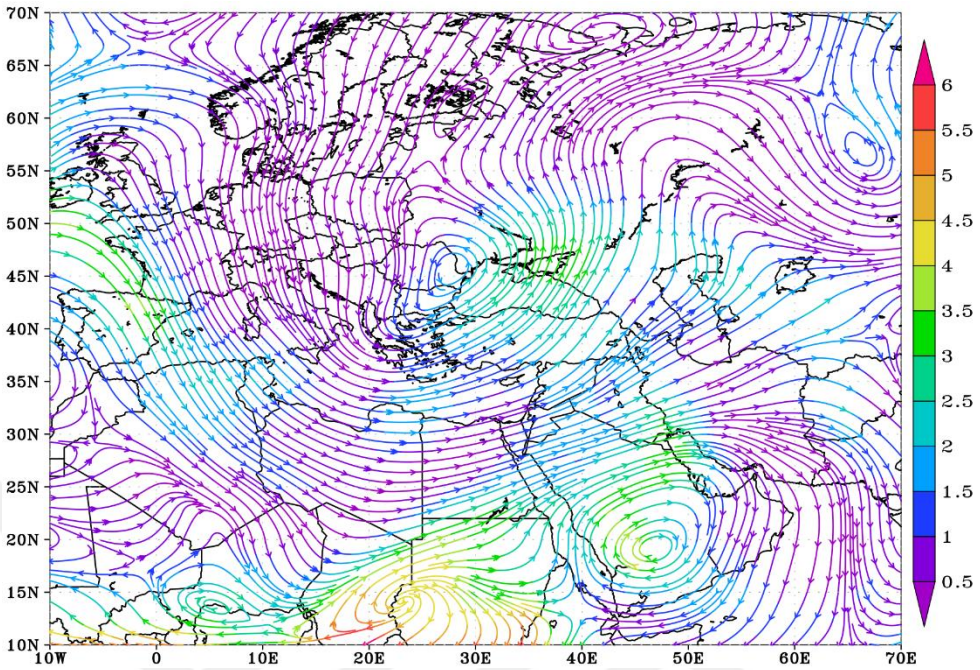
Şekil 3.98: Aktif Cephe Oluşum Alanlarının, Omega ve Rüzgâr Akışının 500 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, Gün: 12 Ocak 1968, Saat: 18:00 Zulu.

925 hPa seviyesinde, Kuzey Avrupa'daki frontal formasyon merkezinin etkisi azalırken, Ukrayna'daki frontal formasyon merkezinin yoğunluğu artmış ve güneye doğru hareket ederek, Kara Denizin kuzeybatısında yer almıştır. Bu cephe merkezin yoğunluğu merkezi çekirdeğinde 1,26°K'in üzerine çıkmaktadır. Bu aktif cephe oluşum merkezi Marmara Bölgesi'ni tamamen kaplayarak bu bölgeyi aktif bir cephe oluşum merkezi haline getirmektedir. 1000 hPa seviyesinde, bu frontal merkezin yoğunluğunun arttığını ve doğuya doğru genişlediğini görüyoruz. Bu frontal aktif bölgenin merkezi çekirdeğinin yoğunluğu Karadeniz'in kuzeybatısından güneybatısına kadar 1,44°K'in üzerine çıkmıştır ve kuvveti 1,28°K'den fazla olan frontal bölge tüm Marmara Bölgesi'ni kaplatmıştır. Dolayısıyla çalışma alanı üzerinde 850 ila 1000 hPa seviyelerinde aktif bir cephe oluşum zonunun oluşması ile Marmara Bölgesi'nde atmosferik dengesizliklerin şiddetlenmesi ve yaygın aşırı yağışların üretilmesi için çok ideal koşullar sağlanmıştır. Bunun işareti, Marmara Bölgesi üzerinde bu gün atmosferin dikey ve yukarı doğru hareketlerini gösteren negatif omeganın Marmara Bölgesi üzerindeki 500 ila 1000 hPa seviyelerinde hâkimiyetidir (Şekil 3.99).



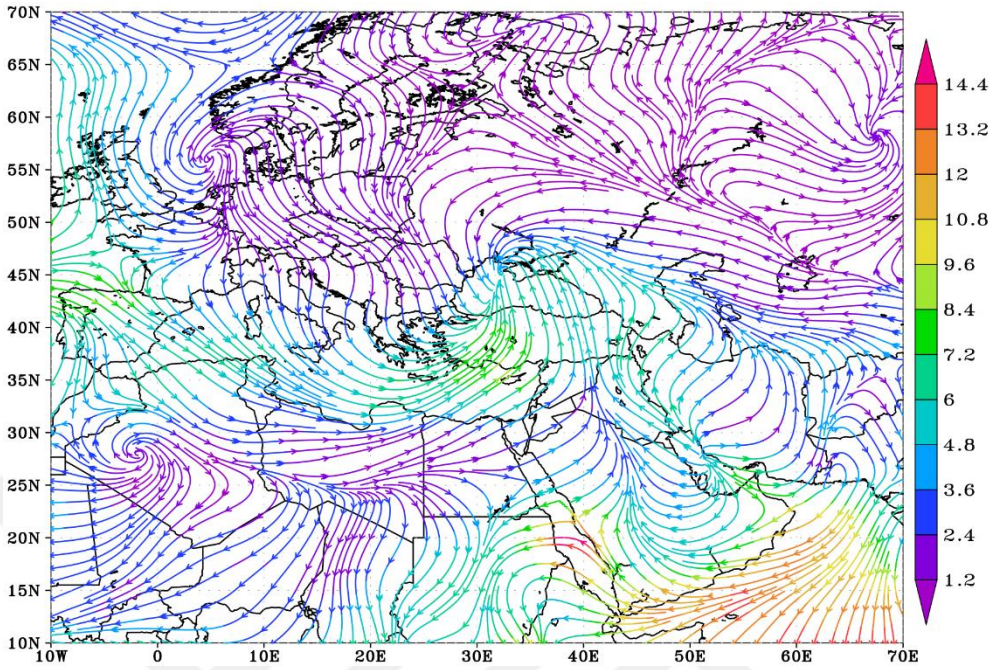
Şekil 3.99: Aktif Cephe Oluşum Alanlarının, Omega ve Rüzgâr Akışının 1000 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, Gün: 12 Ocak 1968, Saat: 18:00 Zulu.

Nem üfleme haritalarının incelenmesi, bu günkü nem arzının farklı seviyelerde birkaç kaynak tarafından yapıldığını göstermektedir. 500 hPa seviyesinde Norveç Denizi, Baltık Denizi, Adriyatik Denizi, Akdeniz, Marmara Denizi ve Ege Denizi'nin nem kaynaklarından nemin girdiğini görüyoruz. 500 hPa seviyesinde, kuzeybatı-güneydoğu nem üflemesi yönü ile Norveç Denizi, Baltık Denizi, Adriyatik Denizi, Akdeniz, Marmara Denizi, Ege Denizi kaynaklarından incelenen alana nem girdiğini görmekteyiz. Bahsedilen nem kaynaklarının üzerinden geçtikten sonra oluşan nem üflemesi, bölgeye büyük miktarda nem yönlendirmiştir ve bu miktar, incelenen alanda 0,54 ila 0,72 g/kg'a ulaşmaktadır. 600 hPa seviyesinde, oluşan nem üflemesi 500 hPa seviyesindeki ile aynıdır ve sadece Ukrayna ve Polonya sınırında bir nem konverjans bölgesinin oluşumunu görüyoruz. Bu atmosferik seviyesinde Marmara Bölgesi'ne giren nem 1,08 ile 1,44 g/kg'a ulaşmaktadır. 700 hPa seviyesi, nem konverjans bölgesinin güneydoğu hareketi ile Romanya ülkesinde yer alması farkı ile üst seviyelerle aynı olmaktadır (Şekil 3.100).



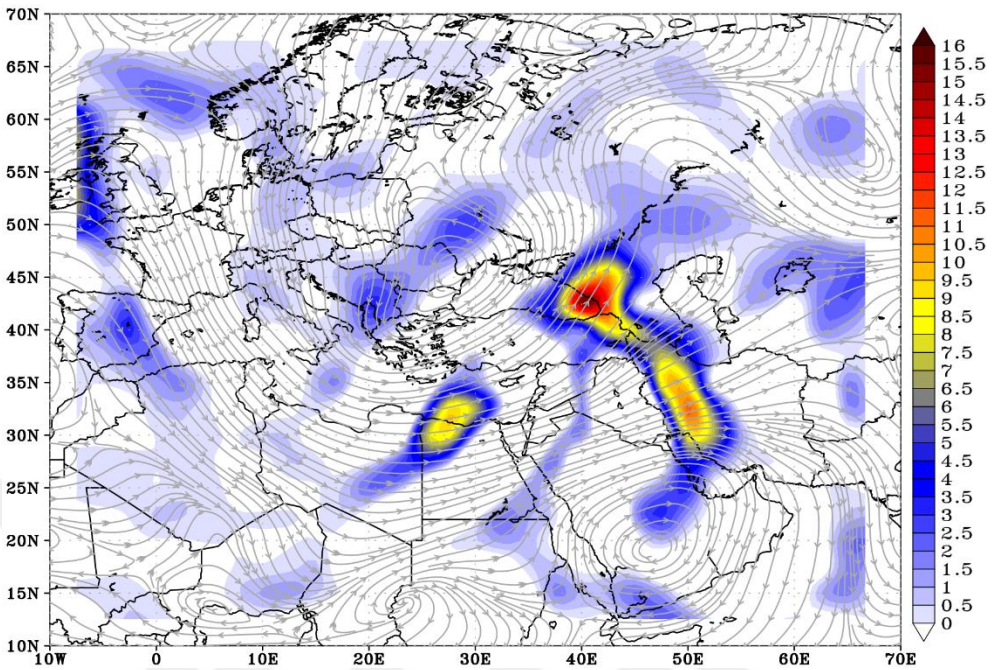
Şekil 3.100: 700 hPa Seviyesinin Nem Üfleme Haritası, Gün: 12 Ocak 1968, Saat: 18:00 Zulu.

850 hPa seviyesinde ise 500, 600 ve 700 hPa seviyelerinde olan nem kaynaklarının girişini görmekteyiz ancak Karadeniz'in kuzeybatı, batı ve güneybatısında oluşan nem yakınsama zonunun yer değiştirmesi ile birlikte Karadeniz'in nem kaynaklarının bölgeye girişinin başlangıcını görmekteyiz. Marmara Bölgesi üzerine esen maksimum nem miktarı 4 ila 4,8 g/kg'a ulaşmaktadır. 925 hPa seviyesinde, Kuzey Afrika ve Fras Körfezi üzerinde diverjans zonunun oluşması nedeniyle üst seviyelerin nem kaynaklarına ek olarak, Kızıldeniz, Fars Körfezi, Umman Denizi ve Hazar Denizi'nin zengin nem kaynakları çalışma alanı üzerine pompalanır, bunun sonucunda Marmara Bölgesi'nin atmosferine giren nem miktarı maksimumda kilogram başına 5 ila 6 grama ulaşmaktadır. Bu atmosferik seviyesinde nem konverjans bölgesi Karadeniz'in kuzeybatısına kaymıştır ve nem diverjans bölgelerinden güçlü bir nem absorbe etmesini gerçekleştirmiştir. Ancak 1000 hPa seviyesinde Karadeniz'in kuzeybatısında oluşan nem konverjans zonu, Kızıldeniz, Fars Körfezi, Umman Denizi ve Hazar Denizi'nin zengin nem kaynaklarını absorbe ederek Marmara Bölgesi'ne girmelerini engellemiştir. Bu atmosferik seviyesinde sadece Kuzey Denizi, Marmara Denizi, Ege Denizi ve Karadeniz'den Marmara Bölgesi'ne giren nem kaynaklarını görüyoruz. Marmara Bölgesi'ne üflenen maksimum nem miktarı, güneydoğu bölgelerinde gözlenen 4,8 ila 6 g/kg'a ulaşmaktadır (Şekil 3.101).



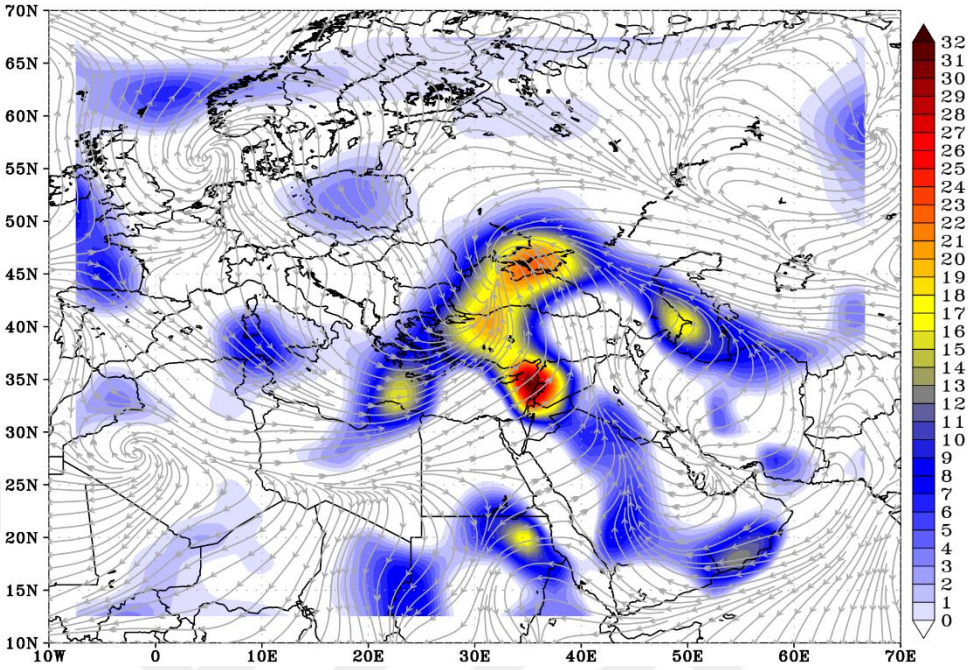
Şekil 3.101: 1000 hPa Seviyesinin Nem Üfleme Haritası, Gün: 12 Ocak 1968, Saat: 18:00 Zulu.

500 ve 600 hPa seviyesindeki nem akısı konverjans merkezlerinin haritaları, Kuzey Avrupa'dan Kuzeydoğu Afrika'ya kadar oluşan nem akısı konverjans merkezlerinin bugünün yağışlarını beslemedeki etkisini göstermektedir. Bununla birlikte, belirtilen seviyelerin her ikisinde de nem akışı miktarı maksimum 0 ila 1 g/kg'a ulaşmaktadır. Öte yandan, bahsedilen her iki seviyede de Türkiye'nin güneydoğusu üzerinde maksimum nem akışı 7 g/kg'dan fazla olan çok güçlü bir nem akışı konverjans merkezinin oluştuğu görülmektedir ve İran, Suudi Arabistan ve Kuzey Afrika'nın nem akışı konverjans bölgeleriyle birleşerek çok geniş bir alanı kaplamıştır. Yer yüzeyine yakın seviyelerdeki bu nem akışı konverjans bölgesinin etkileri Marmara Bölgesi'nde giderek görünür hale gelmektedir. 700 hPa seviyesinde Ukrayna ve Balkan ülkelerinin nem akışının konverjans bölgesi güçlenmiş ve merkezi çekirdekteki miktarı 3 g/kg'a ulaşmaktadır. Bu atmosferik seviyedeki hâkim rüzgâr akışı desenine göre, 500 ve 600 seviyelerindeki nem akışı konverjans merkezleriyle birlikte, bu iki nem akışı konverjans merkezi, bu yağışlı günde nem tedarikinde önemli bir rol oynamıştır. Öte yandan, Türkiye'nin doğusunda oluşan büyük nem konverjans akışının olduğu bölge, kuzeye doğru ilerleyerek Karadeniz'in doğusunda yerleşmiş ve İran'ın Zagros Dağları'nda bulunan nem akışının konverjans merkezi ile birleşmiştir (Şekil 3.102).



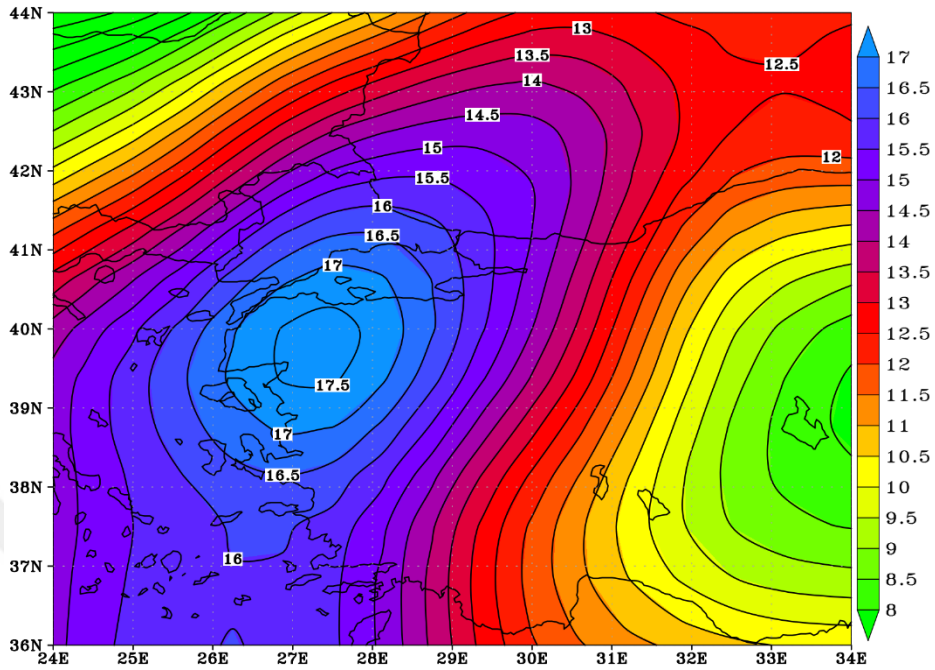
Şekil 3.102: Nem Konverjans Akışı ve Rüzgâr Akışının 700 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, Gün: 12 Ocak 1968, Saat: 18:00 Zulu.

850 hPa seviyesinde, nem akışı konverjans merkezlerinin kapsamlı entegrasyonunu görüyoruz, bu da bu nem akışı konverjans bölgelerinin incelenen alan üzerinde gerilmesine yol açmıştır. Marmara Bölgesi atmosferindeki maksimum nem akışı 6 g/kg'a ulaşmaktadır. Suriye'nin batısında yer alan bu entegre nem konverjans bölgesinin merkezi çekirdeği, 20 g/kg'ın üzerine çıkmış ve bu da oluşan rüzgâr akışı deseni ile incelenen alanı etkilemiştir. 925 ve 1000 hPa seviyelerinde nem akışı konverjans merkezlerinin birleşmesinden dolayı Marmara Bölgesi üzerinde nem akışının yoğunlaştığını görmekteyiz. Marmara Bölgesi'nin güneybatısında maksimum değerindeki nem akısı miktarı 925 hPa düzeyinde 13 g/kg'ı, 1000 hPa düzeyinde ise 20 g/kg'ı geçmektedir. Öte yandan, Suriye'nin batısında yer alan ana konverjans merkezi, maksimum nem akışı 1000 hPa seviyesinde 32 g/kg'ı aşan batıya doğru kaymasıyla Doğu Akdeniz'de yer almaktadır. Bu iki atmosferik seviyesinde, tüm bölgeyi kaplayan nem akısı konverjans bölgelerine ek olarak, kuzey ve orta Avrupa'da oluşan nem konverjans bölgeleri, nemin Marmara Bölgesi'ne taşınmasında küçük bir rol oynamıştır (Şekil 3.103).



Şekil 3.103: Nem Konverjans Akışı ve Rüzgâr Akışının 1000 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, Gün: 12 Ocak 1968, Saat: 18:00 Zulu.

Bugüne ait yağışa dönüşe bilen su miktarı haritası, yağışa dönüşe bilen suyun maksimum miktarının Marmara Bölgesi'nin güneydoğusundaki atmosferde yoğunlaştığını göstermektedir. Bugün de maksimum yağışa dönüşe bilen su miktarı 17,5 kg/m³'e ulaşarak bölgenin güneydoğusunu kaplamaktadır. Tüm alandaki yağışa dönüşe bilen su miktarı 12,5 ile 17,5 kg/m³ arasında olmaktadır (Şekil 3.104). Oluşan nem akışına ve çalışma alanına taşınan önemli miktarda neme göre ve bölgede bulunan nemli hava kütlesinin yükselmesi açısından tamamen elverişli koşullara rağmen, bölgede yaygın aşırı yağışların oluşması beklenenden uzak değildir.



Şekil 3.104: Yer Yüzeyi Seviyesinin Yağışa Dönüşe Bilen Su Miktarı Haritası, Gün: 12 Ocak 1968, Saat: 18:00 Zulu.

3.2.2.7. Desen 7

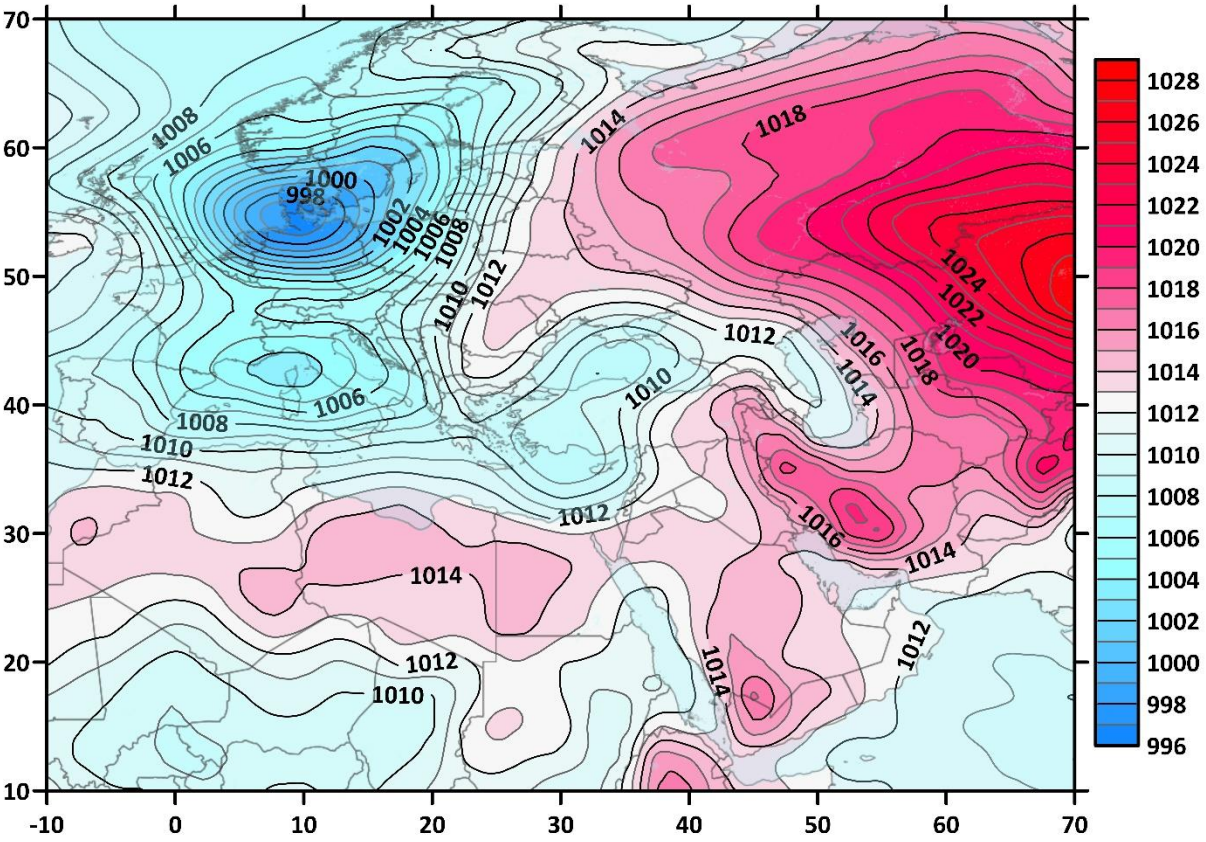
Bir önceki desen gibi bu desen de üç günden oluşmaktadır. Bu desene dâhil olan günlerin detayları tablo 3.20'de verilmiştir.

Tablo 3.20: Yer Yüzeyi Basıncının Yedinci Deseninde Yer Alan Günlerin Özellikleri.

Sıra	Kod	Gün	Yağış miktarı mm
1	3	196319DEC	648
2	8	197122NOV	475.2
3	11	197415AUG	387.3

Bu yer yüzeyi basınç deseninin ana özelliği, merkezi çekirdeği Danimarka üzerinde bulunan Kuzey-Batı Avrupa üzerinde çok güçlü bir siklon oluşmasıdır. Bu alçak basınç sistemi, İzlanda siklonundan kaynaklanan ve güneye doğru hareketi ile kuzey-Batı Avrupa'ya giren bir siklonudur. Bu güçlü siklonun güney ve güneydoğu hareketi ile inceleme alanına girmiştir. Diğer yandan Sibirya yüksek basıncının batı ve Avrupa ülkelerine yönelik güçlü nüfuzuna tanık oluyoruz. Ayrıca, bu yüksek basınç sistemi güneybatı ülkeleri ve İran'a doğru nüfuz etmesi ile, İran'ın batısındaki Zagros Dağları'nda yüksek basınç merkezlerinin oluşmasına neden olmuştur. Bu desende oluşan basınç sistemi, bölge üzerindeki istikrarsızlık ve baro klinik koşulların hâkimiyetini açıkça göstermektedir. Öte yandan, alçak basınçlar ile yüksek basınçlar arasında oluşan basınç farkının yanı sıra hareket yolu ve kuzeybatı Avrupa siklonunun etkisi

nedeniyle, bölgede yaygın aşırı yağışların oluşması için gerekli ve yeterli nem kaynakları tam olarak sağlanmıştır. Oluşan bu desenin sonucu, Marmara Bölgesi'ne taşınan nemli hava kütlesinin güçlü bir şekilde yükselmesi ve bu bölgede aşırı yağışların meydana gelmesidir (Şekil 3.105).

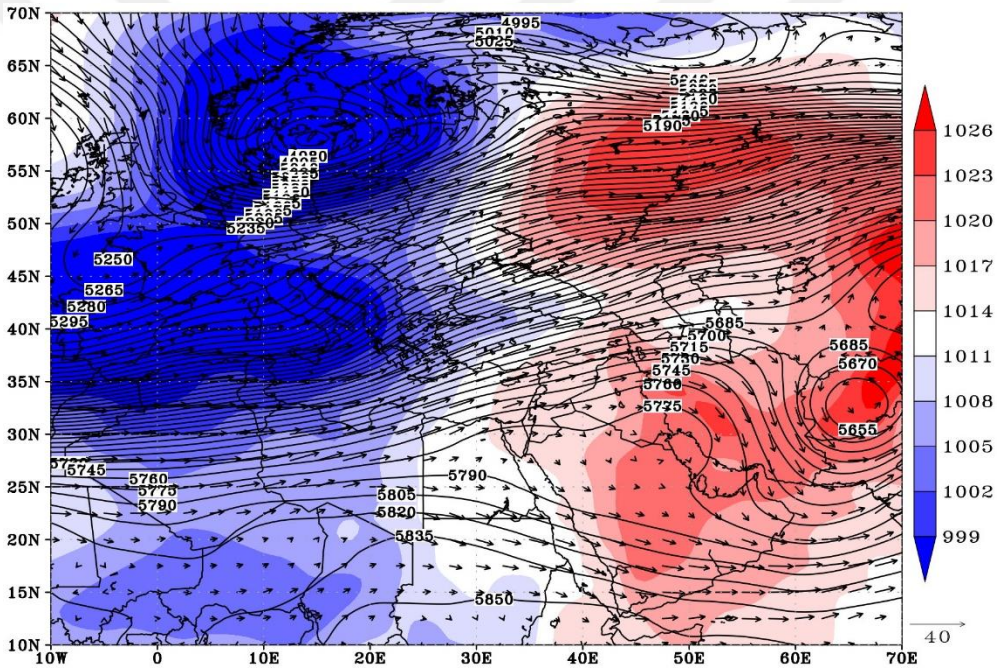


Şekil 3.105: Yer Yüzeyi Basıncının Yedi Numaralı Desen Haritası.

3.2.2.7.1. Desen 7 İndeksi Günü, 19 Aralık 1963

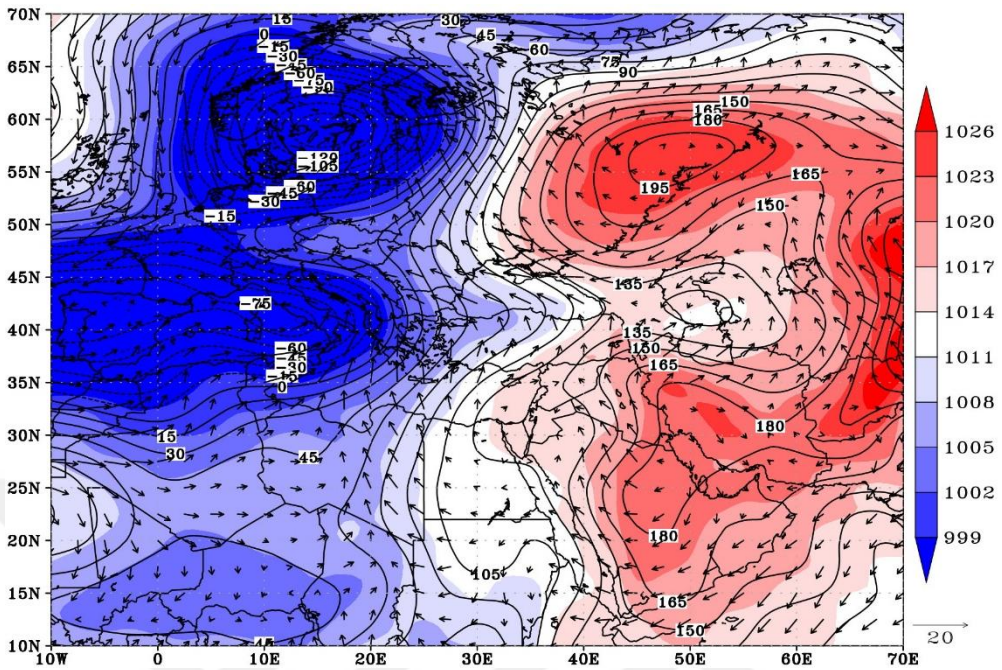
Marmara Bölgesi'nde yaygın aşırı yağışların eşlik ettiği bugün de tüm Marmara Bölgesi'nde 648 mm yağışın meydana geldiğine tanık olmaktayız. Bugünün yer yüzeyi basıncı haritası, bölgede iki alçak basınç ve yüksek basınç duvarının oluşumunu göstermektedir. Kuzey Avrupa'dan Kuzey Afrika'ya bir alçak basınç duvarı, Kuzey Rusya'dan Güney Arabistan'a bir yüksek basınç duvarı oluşmuştur. Bugün bölgeye batıdan giren ve tüm Avrupa'yı etkisi altına alan alçak basınç, İzlanda siklonu olmaktadır. Bölgeye giren siklon, merkezi çekirdek basıncı 970 hPa'nın altına ulaşan kuzeybatı ve batı Avrupa'da çok yoğun alçak basınç hücrelerinin oluşumuna neden olmuştur ve bu alçak basınç sisteminin bazı bölümleri Marmara Bölgesi üzerinde 1005 HPa'lık bir basınçla çekilmiştir. Öte yandan, Doğu Rusya üzerinde 1026 hPa'dan fazla bir basınçla bir yüksek basınç hücresi oluşturan Sibirya yüksek basıncının bugün güçlendiğine tanık olmaktayız. Ayrıca güneybatı nüfuzu ile İran'a girerek Kızıldeniz'e kadar ilerlemiş ve bu bölgelere istikrarlı

bir atmosfer hâkim etmiştir. Oluşan yer yüzeyi baskı deseni, doğu ülkeleri üzerinde istikrarlı bir sistem hâkimiyetine, batı ülkeleri üzerinde ise tamamen istikrarsız bir sistemin hâkimiyetine yol açmıştır. Siklonlar ve antisiklonlar arasında oluşan şiddetli basınç farkı, alçak basınç bölgelerindeki kararsızlıkların yoğunluğunu arttırmış ve konverjans akımlarının güçlenmesine neden olmuştur. Oluşan basınç farkı, Marmara Bölgesi üzerinde güneydoğu-kuzeybatı rüzgâr akışının oluşmasına neden olmuş ve daha sonra Akdeniz, Ege ve Marmara denizleri gibi zengin nem kaynaklarının nemi yer seviyesinde bölgeye gönderilmiştir. Yer yüzeyinde böyle bir basınç sisteminin kurulmasıyla birlikte bölgenin atmosferi son derece kararsız hale gelmiş ve nemli hava kütlesinin yükselmesi için koşullar hazır hale gelmiştir (Şekil 3.106).



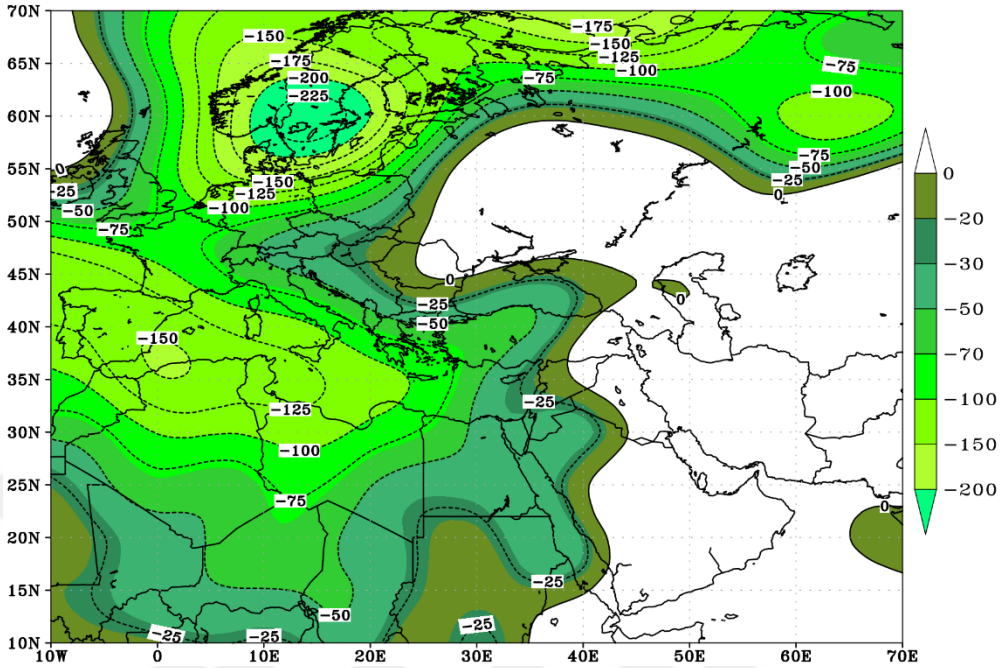
Şekil 3.106: Yer Yüzeyi Basıncı, Jeopotansiyel Yüksekliği ve Rüzgâr Akışının 1000 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, Gün: 19 Aralık 1963, Saat: 18:00 Zulu.

Atmosferin üst seviyelerinde yer yüzeyinde böyle bir basınç sisteminin oluşmasını takiben Batı Avrupa'dan büyük bir trof oluşmuş ve tüm bölgeyi kaplamıştır. Marmara Bölgesi oluşan trofun doğusunda yer alması, alt seviyelerdeki konverjans akımlarını kuvvetlendirmiş ve istikrarsızlıkların yoğunluğunu artırmıştır. Trofun doğusu, atmosferin maksimum yükselişinin olduğu yerdir ve bu alana giren nemli hava kütlesi, yeterli koşulların mevcudiyeti nedeniyle yükselip ve yağışın meydana gelmesine neden oluyorlar. Söz konusu mekanizma bugün de çalışmış ve bunun sonucunda Marmara Bölgesi'nde yaygın aşırı yağışlar meydana gelmiştir (Şekil 3.107).

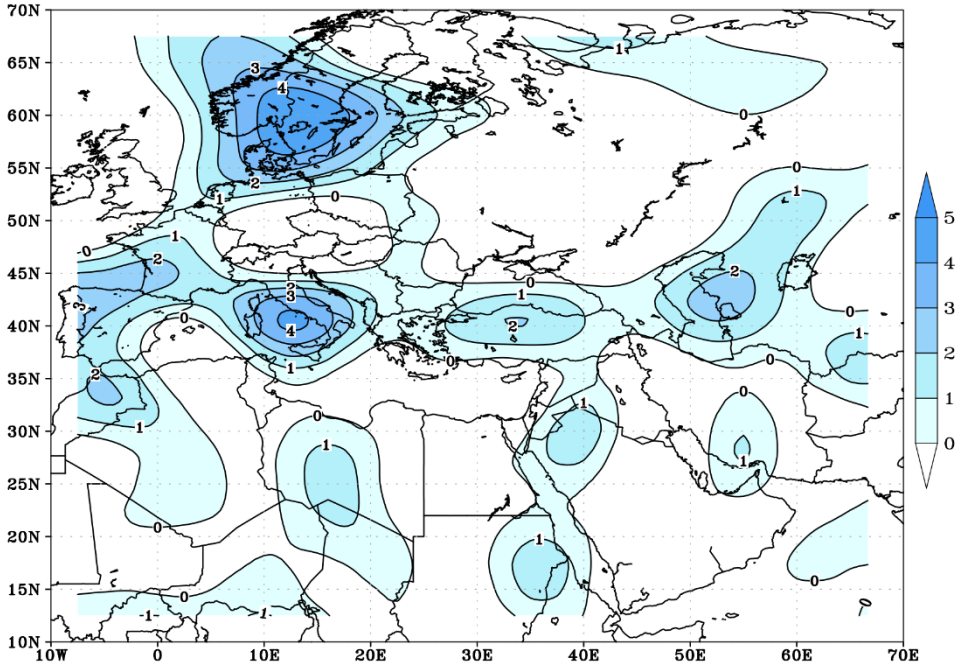


Şekil 3.107: Yer Yüzeyi Basıncı, Jeopotansiyel Yüksekliği ve Rüzgâr Akışının 500 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, Gün: 19 Aralık 1963, Saat: 18:00 Zulu.

Araştırılan diğer endeks günlerinden farklı olarak, bugün, çalışılan alanın atmosferi üzerinde 500 ve 600 hPa seviyelerinde negatif atmosferik eddye ve pozitif vortisitiye dair herhangi bir haber yoktu. 700 hPa seviyesinde Marmara Bölgesi'nin batısında negatif eddy, doğusunda ise pozitif bir vortisiti hâkim olmaktadır. Ancak 850 ila 1000 hPa seviyesinde her zaman negatif bir eddy ve pozitif bir vortisitinin hâkimiyetini görüyoruz, bu da bölgede saat yönünün tersine ve siklonik hareketlere işaret etmektedir. Dolayısıyla bu seviyelerde eddy ve vortisiti hava göstergeleri açısından hava kütlesinin yükselişi için gerekli koşullar tam olarak sağlanmıştır (Şekil 3.108 ve 109).



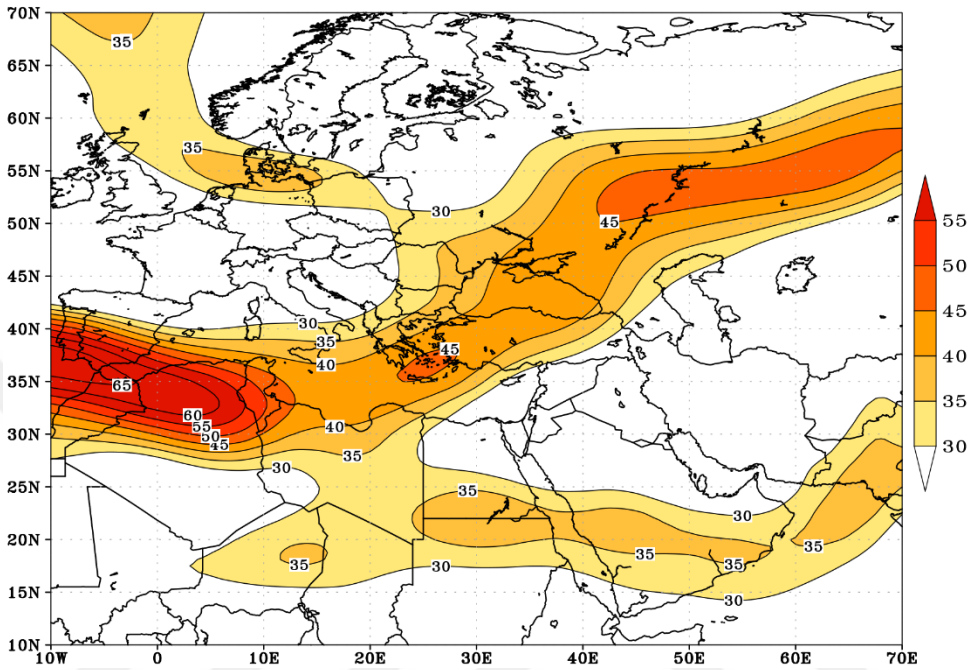
Şekil 3.108: 1000 hPa Seviyesinin Atmosferik Eddy Haritası, Gün: 19 Aralık 1963, Saat: 18:00 Zulu.



Şekil 3.109: 1000 hPa Seviyesinin Vortisiti Haritası, Gün: 19 Aralık 1963, Saat: 18:00 Zulu.

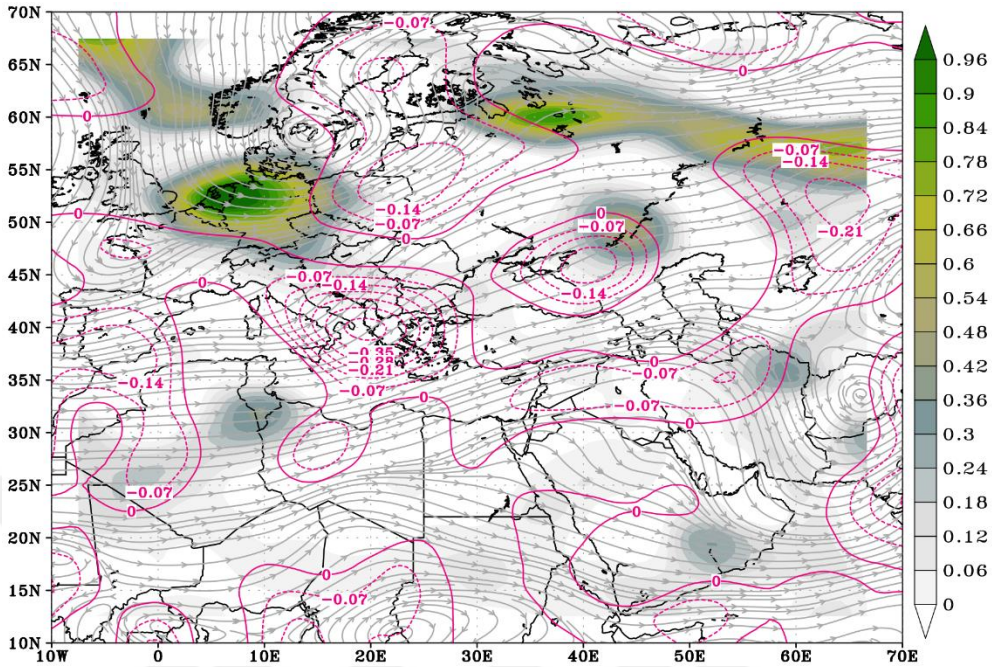
250 ve 300 hPa seviyesinin jet rüzgârları haritası incelendiğinde, incelenen alan üzerinde çok büyük bir jet rüzgârın geçişi görülmektedir. Yukarıda belirtilen her iki seviyede de jet rüzgârlarının hareketliliğini gösteren saniyede 30 metrenin üzerinde bir hızla rüzgâr akışı bölgenin atmosferine hâkim olmuştur. Jet rüzgârlarının Marmara Bölgesi'ne hâkimiyeti, bozukluklara neden olan ve istikrarsızlıkların yoğunluğunu

artıran faktörlerden biri olup, bölgede yaygın aşırı yağışların oluşmasında etkili faktörlerden biri olarak bilinmektedir (Şekil 3.110).



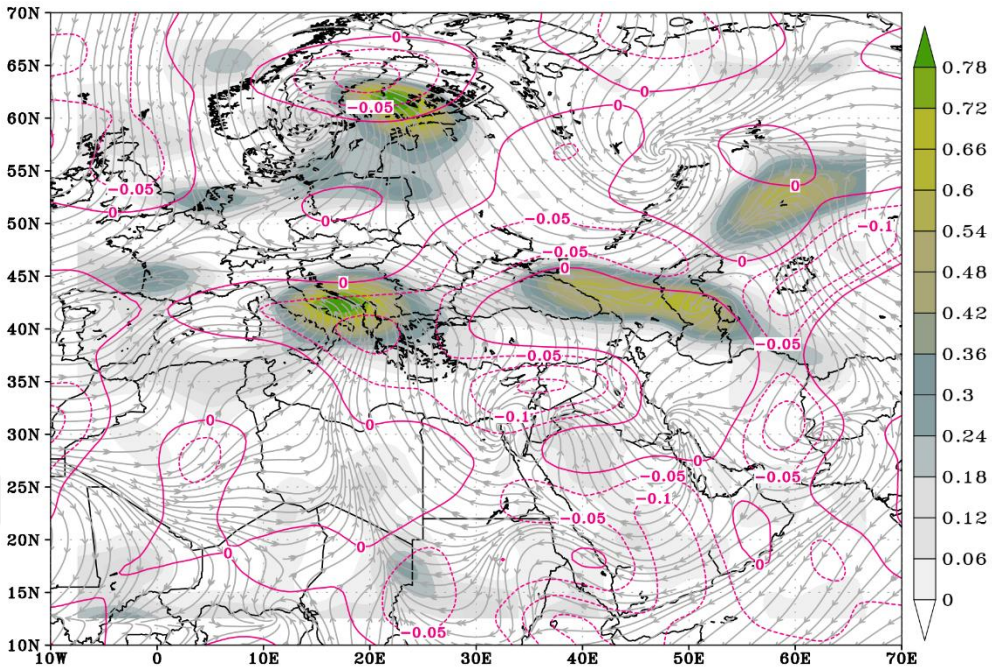
Şekil 3.110: 250 hPa Seviyesinin Jet Akımı Haritası, Gün: 19 Aralık 1963, Saat: 18:00 Zulu.

Bugün çalışma alanını etkileyen aktif cephe oluşum bölgeleri, Avrupa'nın kuzeydoğusundaki bir cephe oluşum bölgesidir. Öte yandan, kuzeybatı Avrupa'nın çok güçlü cephe merkezinin güneydoğu Rusya ile birleşmesi, 0.06°K'lik zayıf bir alt cephe bölgesinin Marmara Bölgesi'nin doğusuna doğru genişlemesine yol açmıştır. 600 ve 700 hPa seviyelerinde, Kuzeydoğu Afrika'nın çok güçlü olmayan frontal merkezi, çalışma alanını etkileyen tek frontal merkezdir. 850 hPa seviyesinde, Kuzey Afrika'da oluşan ve maksimum gücü 0,18 ila 0,24°K olan zayıf ama yaygın cephe merkezleri, bölgeyi etkileyen yegâne cephe merkezlerdir (Şekil 3.111).



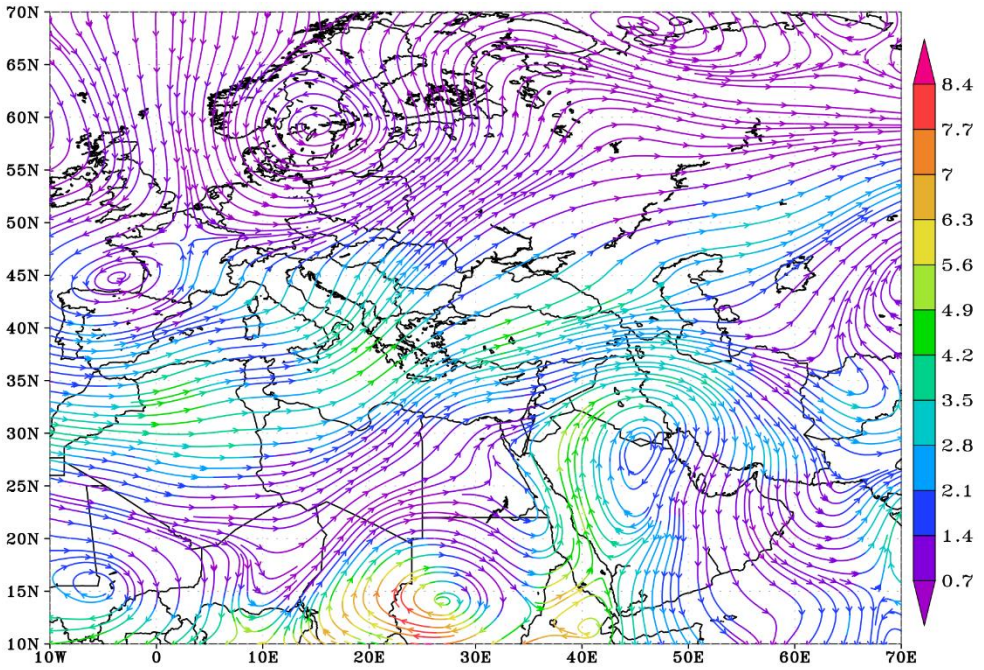
Şekil 3.111: Aktif Cephe Oluşum Alanlarının, Omega ve Rüzgâr Akışının 500 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, Gün: 19 Aralık 1963, Saat: 18:00 Zulu.

Ancak 925 hPa seviyesinde, Macaristan'daki aktif cephe merkezinin güneye doğru genişlemesiyle, bir kısmı Türkiye'nin güneybatısına nüfuz etmiş ve Kuzey Doğu Afrika'daki çok güçlü olmayan aktif cephe merkezleriyle birlikte, bölgede atmosferik kararsızlıkların üretilmesinde önemli bir rol oynamıştır. 1000 hPa seviyesinde oluşan frontal merkezin bazı kısımları bölgeye yayılarak iklimini etkilemiştir. Bu atmosferik seviyesinde, Kuzeydoğu Afrika'daki cephe oluşum merkezlerinin etkisine dair bir haber yok ve sadece Hırvatistan ve Adriyatik Denizi üzerinde oluşan cephe oluşum alanının bazı bölümlerinin bölge üzerindeki etkisini görmekteyiz. Arada dikkat çekici olan omeganın durumu ve atmosferin 500 ila 1000 hPa seviyelerinde havanın yukarı doğru hareketleridir. İncelenen tüm seviyelerde, Yunanistan'ın batı kesimlerinde ve İtalya doğusunda negatif omega merkezinin oluşumunu görüyoruz. Bu negatif omega merkezi Marmara Bölgesi'ni de etkilemiştir. Ancak çoğu durumda, bölgenin batı kesimlerinde geniş düzeyde negatif omega baskınlığı gözlenmekte ve Marmara Bölgesi'nde Karadeniz'in doğu kıyısı çoğunlukla negatif omeganın dışında kalmıştır. Bu, Marmara Bölgesi'nin büyük bir bölümünde yukarı doğru dikey atmosferik akımların hâkimiyetini gösterip ve hava kütlesinin yükselişi için koşulların bölgede mükemmel olduğunu göstermektedir (Şekil 3.112).



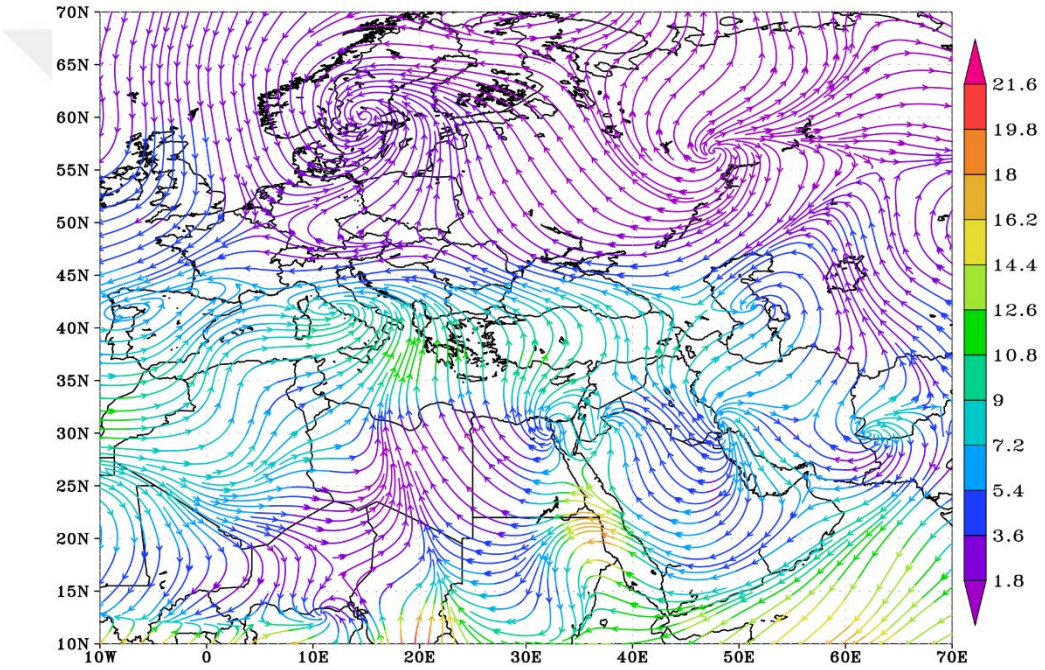
Şekil 3.112: Aktif Cephe Oluşum Alanlarının, Omega ve Rüzgâr Akışının 1000 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, Gün: 19 Aralık 1963, Saat: 18:00 Zulu.

Bu günkü nem üfleme haritaları incelendiğinde, oluşan nem üfleme nedeniyle 500 ila 850 hektopascal seviyelerinde Atlantik Okyanusu, Akdeniz, Ege ve Marmara denizlerin zengin nem kaynaklarından Marmara Bölgesi'ne nem pompalandığı görülmektedir. Tabii ki, bu şekilde üflenen nem, üst seviyelerin jeopotansiyel yükseklik deseni nedeniyle beklenenden uzak değildir (Şekil 3.113).



Şekil 3.113: 700 hPa Seviyesinin Nem Üfleme Haritası, Gün: 19 Aralık 1963, Saat: 18:00 Zulu.

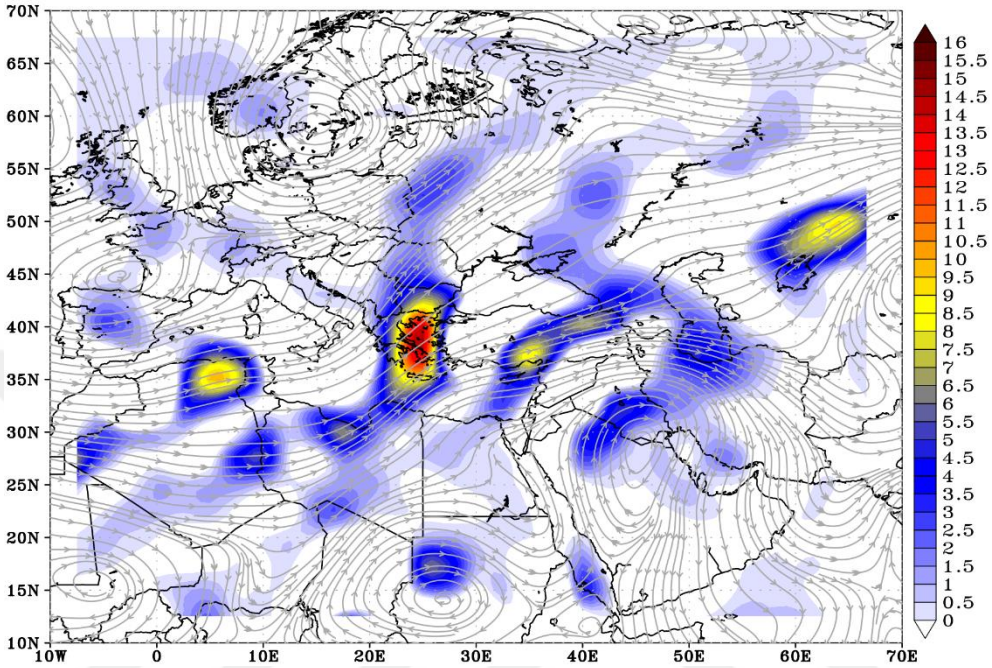
925 hPa seviyesinde, Fars Körfezi'nin kuzeybatısında nem diverjans merkezinin oluşmasıyla birlikte nemin Fars Körfezi ve Kızıldeniz'den Marmara Bölgesi'ne doğru yöneldiğini görüyoruz. Bu atmosferik seviyesinde ve bu yağışlı günün nem arzında Akdeniz, Marmara ve Ege denizlerinin rolü elbette göz ardı edilmemelidir. Bu seviyede bölgeye üflenen maksimum nem miktarı 7,8 ile 9,1 g/kg'a ulaşmaktadır. Ancak 1000 hPa seviyesinde Mısır'ın kuzeydoğusunda oluşan nem diverjans bölgesinin faaliyete başlamasıyla birlikte fars Körfezi neminin Marmara Bölgesi'ne girmesine izin verilmemiş ve Kızıldeniz, Akdeniz ve Marmara Denizi'nden bölgeye nem pompalandığını görüyoruz. Bu atmosferik seviyede Marmara Bölgesi'ne üflenen maksimum nem miktarı 9 ile 10,8 g/kg'a ulaşmaktadır (Şekil 3.114).



Şekil 3.114: 1000 hPa Seviyesinin Nem Üfleme Haritası, Gün: 19 Aralık 1963, Saat: 18:00 Zulu.

500 ve 600 hPa seviyelerinde nem akış konverjans haritaları incelendiğinde, bu seviyelerde Türkiye'nin batı bölgesi ve Marmara Bölgesi'ne kadar uzanan Ege Denizi üzerinde bir nem akış konverjans zonu oluştuğu görülmektedir. Merkezi çekirdeğindeki nem akışının yoğunluğu 500 hPa düzeyinde 4,5 ila 5 g/kg'a ve 600 hPa seviyesinde14 g/kg'ın üzerine ulaşmaktadır. Ancak 700 hPa seviyesinde, Ege Denizi'nde bulunan bu nem akışı çekirdeğinin batıya doğru hareketini görüyoruz. Nem konverjans merkezinin batıya kayması ile Marmara Bölgesi'nin doğusu nem akış konverjans bölgesinin altından çıkmış, ancak bölgenin batısı hala bundan etkilenmektedir. Bu konverjans bölgesinin merkezi çekirdeğindeki nem akışının yoğunluğu 16 g/kg'ın üzerine çıkmaktadır. Marmara Bölgesi'nin doğusu, nem konverjans bölgesinin dışında olmasına rağmen, hâkim rüzgâr akış desenine göre, nem konverjans bölgesinin oluşturduğu devasa nem kaynağından yoksun değildir. Bahsedilen her üç seviyede de Batı

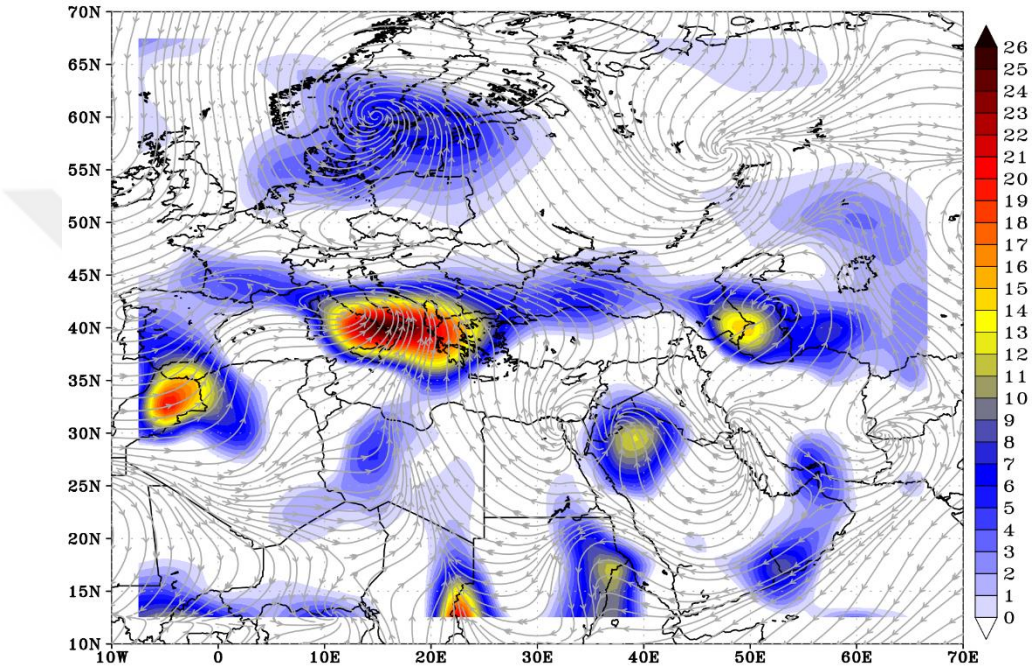
Akdeniz ve Kuzey Afrika'da oluşan nem akısı konverjans zonlarının nemin çalışma alanına taşınmasındaki rolü göz ardı edilmemelidir (Şekil 3.115).



Şekil 3.115: Nem Konverjans Akışı ve Rüzgâr Akışının 700 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, Gün: 19 Aralık 1963, Saat: 18:00 Zulu.

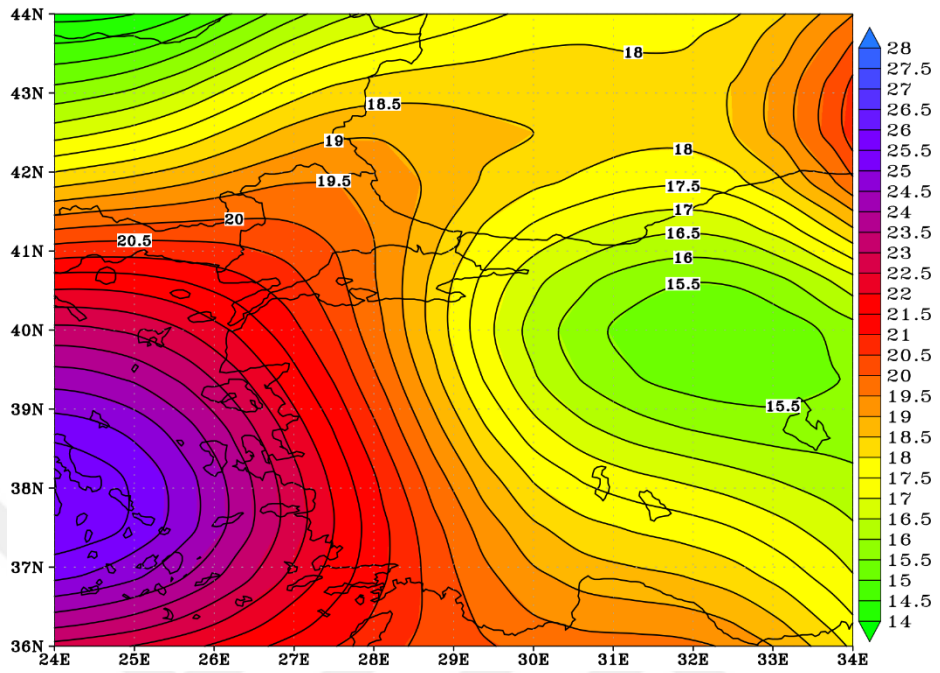
850 hPa seviyesinde, Ege Denizi üzerinde oluşan nem akışının konverjans bölgesi, birleşmiş iki aktif çekirdeğe ayrılmıştır. Maksimum nem akışı 8 g/kg olan daha zayıf çekirdek, Ege Denizi'nin kuzeybatısında ve Yunanistan sınırında yer almıştır ve nem akışı yakınsama merkezinin daha güçlü çekirdeği, maksimum nem akışı 15 g/kg'dan fazla olan Akdeniz merkezi üzerinde yer almaktadır. Rüzgâr akışının yönüne göre, incelenen alan bu nem akışı konverjans çekirdeklerinin her ikisinden de yararlanmıştır. 925 hPa seviyesinde, iki nem akışı konverjans merkezinin birleştiğini görüyoruz, bu da merkezi çekirdeğinin nem akışında bir artışa yol açmıştır, böylece merkezi çekirdeğindeki maksimum nem akışı 18 g/kg'ın üzerine çıkmıştır. Ancak bu atmosferik seviyesinde görülebilen dikkat çekici şey, Marmara Bölgesi'nin batı kesiminin bu oluşmuş nem akışı konverjans bölgesinden beslenmesidir. Bölgede bu seviyedeki hâkim rüzgâr akış desenine göre, Fars Körfezi ve Hürmüz Boğazı ile Arabistan'ın güneyi ve Umman Denizi üzerinde oluşan nem akısı konverjans zonları ve diğer yandan Kuzey-Doğu Afrika'da yer alan nem akısı yakınsama bölgeleri, Marmara Bölgesi'nin doğu kesimlerine nemin taşınmasında ve beslenmesinde önemli rol oynamıştır. Bu atmosferik seviyesinin nem haritalarının analizinde ise, bu kaynakların nemi bölgeye aktarmadaki rolü oldukça açık olmuştur. 1000 hPa seviyesinde, nem akısı konverjans bölgesinin merkezi İtalya'nın güneyinde yer almıştır. Bu aynı zamanda nem akışının

yoğunluğunun artmasına ve Kuzey Afrika ve Batı Avrupa'dan güney Rusya'ya yayılmasına neden olmuştur. Bu nem konverjans merkezlerinin birleşmesi, merkezi çekirdeğindeki nem akışı 26 g/kg'dan fazla olan İtalya üzerinde bulunan konverjans merkezinin güçlenmesine yol açmıştır. Bu konverjans merkezinin çalışma alanı üzerinde genişlemesi, üzerinde 3 ila 7 g/kg nem konverjans bölgesinin hâkim olmasına yol açmıştır (Şekil 3.116).



Şekil 3.116: Nem Konverjans Akışı ve Rüzgâr Akışının 1000 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, Gün: 19 Aralık 1963, Saat: 18:00 Zulu.

Bu günkü nem üfleme ve nem akışının konverjans haritalarının analizine göre, Marmara Bölgesi'ne önemli miktarda nem yönlendirilmiştir ki yağışa dönüşe bilen su miktarı haritasından da iyi bilinmektedir. Bugün çalışılan bölgenin atmosferi üzerindeki yağışa dönüşe bilen su miktarı doğu bölgelerinde 17 kg/m³, güneydoğu bölgelerinde ise 23,5 kg/m³'e ulaşmaktadır (Şekil 3.117). Çalışma alanının atmosferinde önemli miktarda yağışa dönüşe bilen su miktarı bulunması nedeniyle, alanda yaygın aşırı yağışların oluşması için gerekli ve yeterli nem sağlanmıştır.



Şekil 3.117: Yer Yüzeyi Seviyesinin Yağışa Dönüşe Bilen Su Miktarı Haritası, Gün: 19 Aralık 1963, Saat: 18:00 Zulu.

3.2.2.8. Desen 8

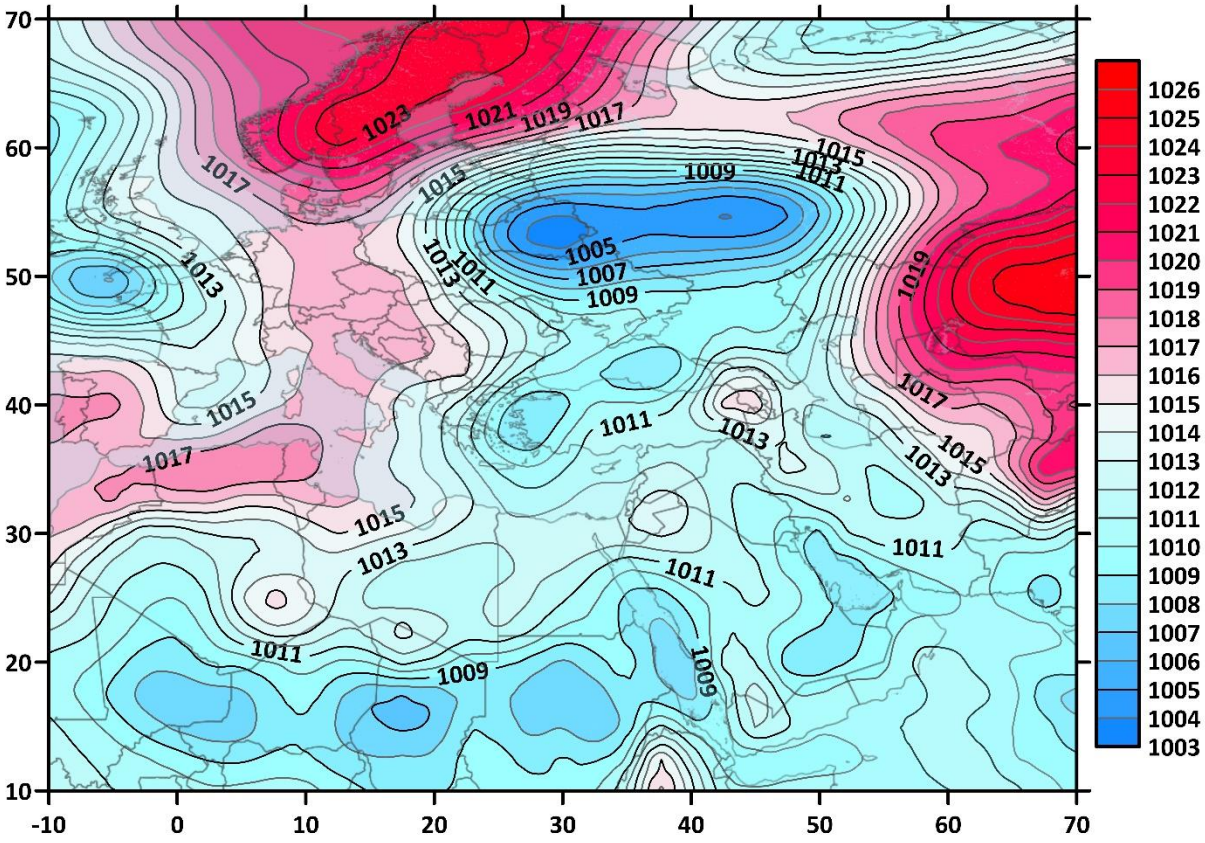
Yer yüzeyinin bu basınç deseni, incelenen zaman diliminde yalnızca iki kez, incelenen alanda aşırı yağışların oluşmasına neden olmuştur. Bu desene dâhil olan günlerin detayları tablo 3.21'de verilmiştir.

Tablo 3.21: Yer Yüzeyi Basıncının Sekizinci Deseninde Yer Alan Günlerin Özellikleri.

Sıra	Kod	Gün	Yağış miktarı mm
1	10	197229SEP	417.7
2	30	199830SEP	397.1

Bu yer yüzeyi basıncı deseninde, batı Rusya ve Beyaz Rusya üzerinde 1003 hPa'a eşit bir merkezi çekirdek basıncına sahip çok düşük basınçlı bir sistemin oluşumunu görüyoruz. Oluşan bu alçak basınç sisteminin parçaları güney bölgelerine nüfuz etmiş ve Karadeniz ile Türkiye'nin Marmara Bölgesi'ni de kapsayan kuzeybatı ve batı bölgeleri üzerinde kapalı alçak basınç eğrilerinin oluşmasına neden olmuştur. Yer yüzeyinin bu basınç deseninde, orada bulunan alçak basınç sisteminin etkisiyle, incelenen alan tamamen kararsız ve gergin bir atmosfere sahip olmuştur. Öte yandan doğu bölgelerinde de Sibirya yüksek basıncının gösteriş yapmasını görüyoruz. Elbette, Eylül ayında şiddetli yağışların meydana geldiği bu desendeki günlere göre, Sibirya yüksek basıncının gücü daha azdır ve batıya doğru o kadar fazla yayılmamıştır. Öte yandan, Finlandiya ve Norveç ülkeleri üzerinde, 1023 hPa'a eşit bir merkezi çekirdek basıncı ile yüksek basınç oluşmuştur. Bu yüksek basınç sisteminin parçaları, güney yönü ile alçak enlemlere

nüfuz etmiştir. Bu desende, bölgede yaygın aşırı yağışlara doğrudan yol açan olgu, siklonik sistemin atmosferine hâkim olması ve Karadeniz ile Marmara Denizi'nin zengin nem kaynaklarına ulaşımı olmaktadır. Ayrıca bölgeye hâkim olan alçak basınç sistemi ile komşu arazilerde hâkim olan yüksek basınç arasında oluşan basınç farkı, bu siklonun konverjans akımlarının şiddetini artırmış ve içindeki konveksiyonu güçlendirmiştir. İncelenen alanın atmosferi üzerinde böyle bir basınç sisteminin sonucu, bölgede aşırı yağışların meydana gelmesi olmuştur (Şekil 3.118).

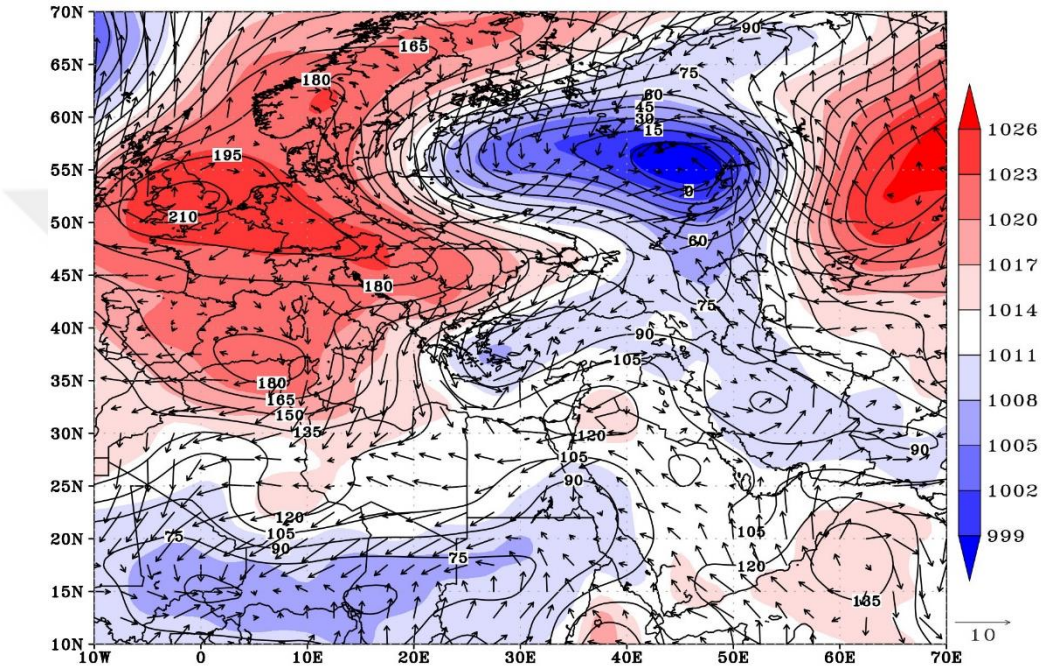


Şekil 3.118: Yer Yüzeyi Basıncının Sekiz Numaralı Desen Haritası.

3.2.2.8.1. Desen 8 indeksi günü, 29 Eylül 1972

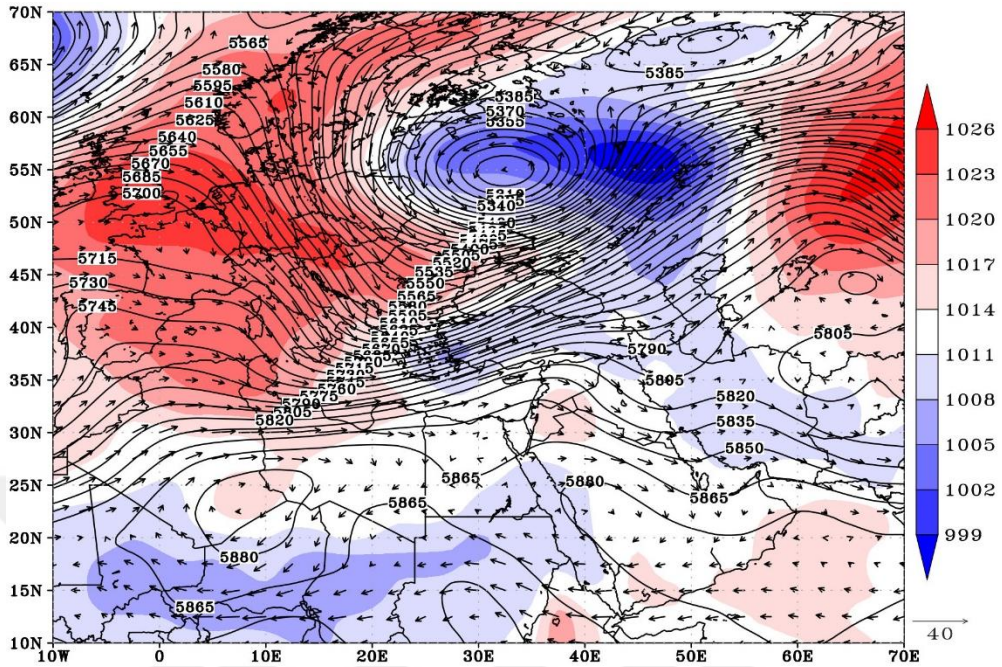
Bu günkü yer yüzey basınç haritasının analizi, kuzeyde düşük basınçlar olarak bilinen 50 derece enleminin üzerindeki siklonların güney enlemlerine nüfuz ederek Rusya'nın batısı ve Türkiye'nin güneybatısında çok yoğun konvektif hücrelerin oluşumuna neden olduğunu göstermektedir. Rusya'nın batısında oluşan alçak basınç hücresinin merkez çekirdeğinin basınç yoğunluğu 990 hPa'lın altına ve Türkiye'nin güneybatısında oluşan alçak basınç alanının yoğunluğu ise 1002 hPa'la ulaşmıştır. Bu alçak basınç sisteminin nüfuz etmesinin ardından Türkiye'nin tüm bölgesi alçak basınç sisteminin kontrolü altına girmiş ve atmosferi tamamen istikrarsız hale gelmiştir. Öte yandan Sibirya ve Azor yüksek basınçların

hareketliliğini görüyoruz. Sibirya yüksek basıncı, Eylül ayındaki konumu nedeniyle o kadar güçlü değildir. Çalışma alanının kuzey, kuzeybatı ve batısında yüksek basınç alanlarının oluşması, alanın atmosferi üzerinde kuzeybatı-güneydoğu basınç farkının oluşmasına ve alanda kuzeybatı rüzgârlarının hâkim olmasına neden olmuştur. Bunun sonucu, nemin Karadeniz'den Marmara Bölgesi'nin atmosferine, yer yüzeyine yakın seviyelerde taşınması olmuştur (Şekil 3.119).



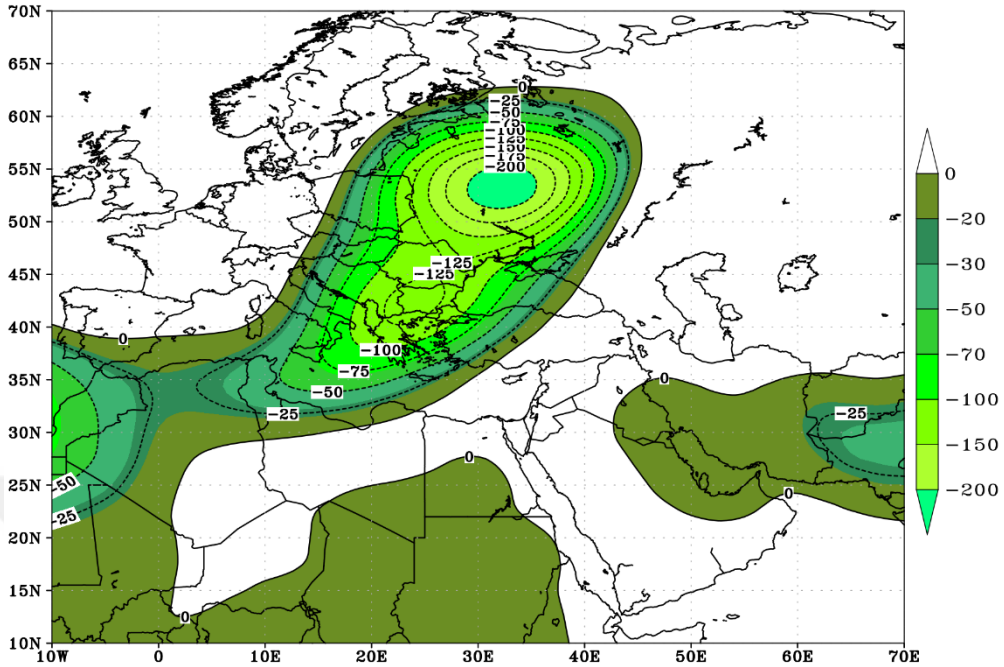
Şekil 3.119: Yer Yüzeyi Basıncı, Jeopotansiyel Yüksekliği ve Rüzgâr Akışının 1000 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, Gün: 29 Eylül 1972, Saat: 00:00 Zulu.

Yer yüzeyinde böyle bir desenin oluşmasıyla birlikte 500 ila 700 hPa seviyelerinde, 50 derecenin üzerindeki enlemlerden başlayıp Kuzey Doğu Afrika'ya kadar uzanan derin bir trofun oluştuğunu görmekteyiz. Yukarıda belirtilen seviyelerdeki rüzgâr yönüne göre 60 derecenin üzerindeki enlemlerin soğuk havası, Marmara Bölgesi'nin batısında yer alan trofun merkez aksına doğru çökmüştür. Kuzey enlemlerde soğuk ve ağır havanın çökmesi ve aşağı enlemlere nüfuz etmesi, ısınmasına ve istikrarsızlığına yol açmış ve Marmara Bölgesi'nin bulunduğu trofun doğusunda yükselerek büyük bir ölçekte aşırı yaygın yağış oluşturmasına neden olmuştur (Şekil 3.120).

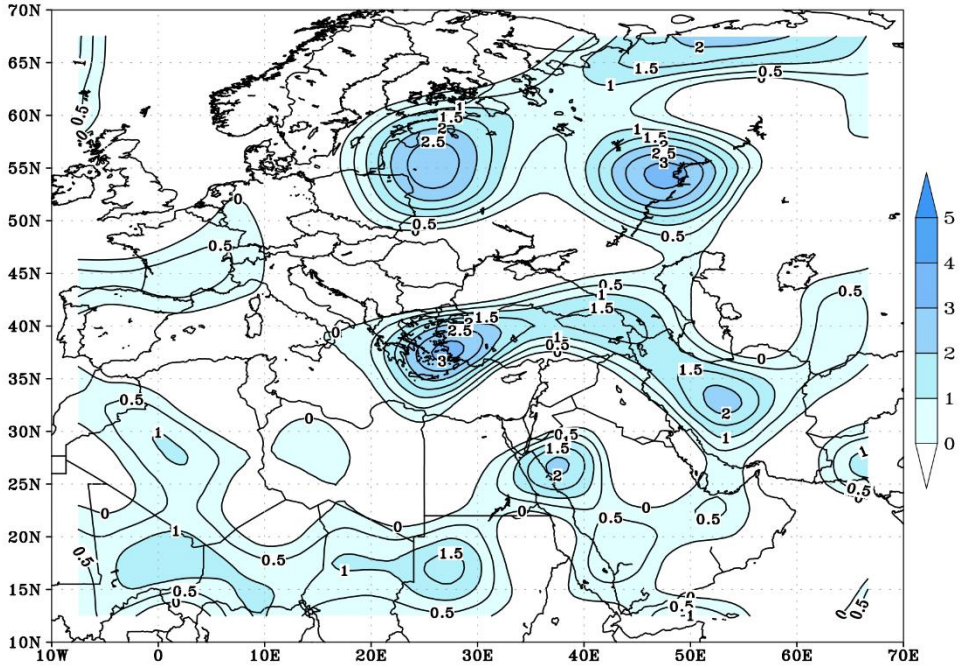


Şekil 3.120: Yer Yüzeyi Basıncı, Jeopotansiyel Yüksekliği ve Rüzgâr Akışının 500 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, Gün: 29 Eylül 1972, Saat: 00:00 Zulu.

İncelenen alana hâkim dengesizliklerin yoğunluğu, bu günkü atmosferik eddylerin ve vortisitilerin durumundan açıkça anlaşılmaktadır. 500 ila 1000 hPa seviyelerinde, Marmara Bölgesi'ne negatif eddyler ve pozitif vortisitiler hâkim olmuştur. Bu da saat yönünün tersine ve yükselen akımların hâkimiyetini göstermektedir. Negatif eddy merkezin ana çekirdeği, Doğu Avrupa üzerinde 500 hPa seviyesinde yer almaktadır. Ayrıca yoğunluğu -125 jeopotansiyel metreye ulaşan Bulgaristan üzerinde bir başka negatif eddy hücresi bulunmaktadır. Bu negatif eddy hücresi 700 hPa seviyesinden itibaren Marmara Bölgesi'nin bazı kısımlarında hâkim olmaktadır ki bu da bölgedeki saat yönünün tersine ve yükselen hareketlerin yoğunluğunu göstermektedir (Şekil 3.121). 500 hPa seviyesinde maksimum pozitif vortisiti çekirdeği Marmara Bölgesi'nin batısındaki kesimlere hâkim olmuş ve yer yüzeyine yaklaştıkça Türkiye'nin güneybatısında yerleşmiştir. Bununla birlikte, incelenen alanda hala pozitif bir vortisiti akışı vardır ve alana giren hava kütlesinin yükselmesi için koşullar tam sağlanmıştır (Şekil 3.122).

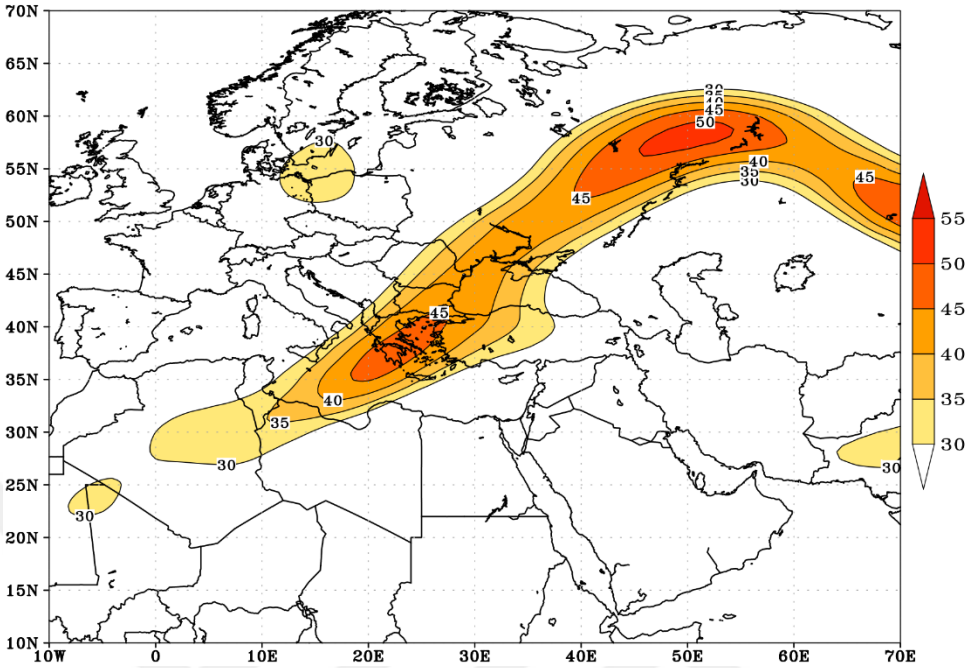


Şekil 3.121: 500 hPa Seviyesinin Atmosferik Eddy Haritası, Gün: 29 Eylül 1972, Saat: 00:00 Zulu.



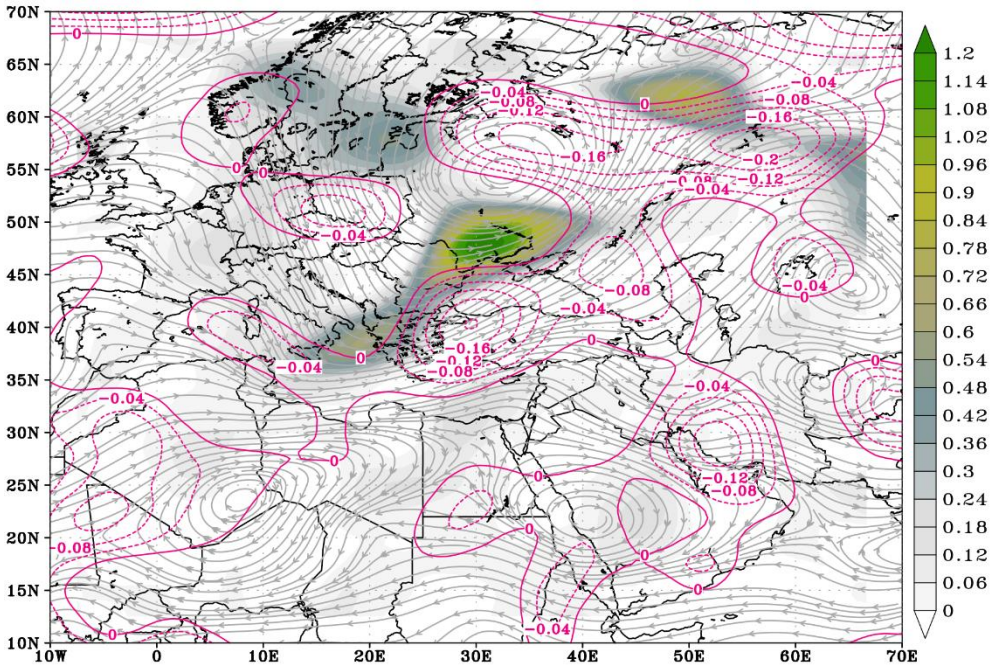
Şekil 3.122: 1000 hPa Seviyesinin Vortisiti Haritası, Gün: 29 Eylül 1972, Saat: 00:00 Zulu.

Atmosferik jet rüzgârların çalışma alanı üzerinde 250 ve 300 hPa seviyelerinde akışı ile üretilen bozuklukların şiddeti artmıştır. Jet rüzgârın bölge atmosferi üzerindeki şiddeti her iki seviyede de saniyede 40 metreyi geçmektedir. Bölgeye hâkim olan bu güçlü jet akıntısı, alt seviyelerde oluşan konverjans hareketlerinin yoğunluğunu arttırmış ve dengesizliklerin yoğunlaşmasına ve atmosferik bozuklukların güçlenmesine neden olmuştur (Şekil 3.123).



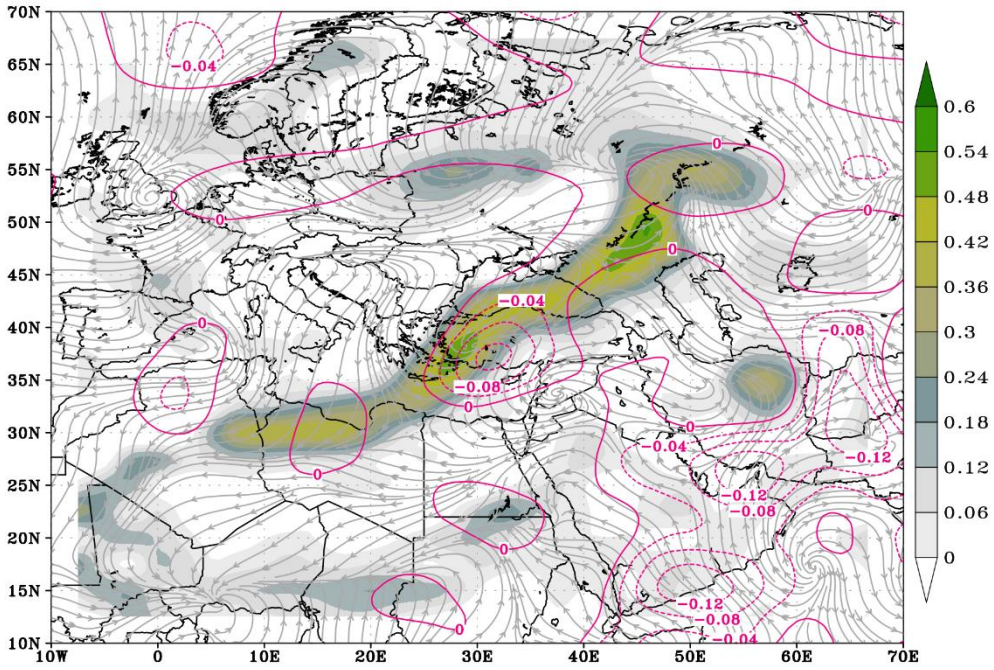
Şekil 3.123: 250 hPa Seviyesinin Jet Akımı Haritası, Gün: 29 Eylül 1972, Saat: 00:00 Zulu.

Bugün mevcut olan ve çalışılan alan için 500 ila 925 hPa seviyesinde istikrarsızlık üreten aktif frontal merkezler, Ukrayna üzerinde oluşturulan frontal merkezle birlikte Kuzey ve Kuzeybatı Avrupa'nın frontal merkezleridir. Merkez çekirdekte maksimum kuvveti 1,2°K'e ulaşan bu aktif cephe oluşum bölgesi, 600 hPa seviyesinden kademeli olarak Marmara Bölgesi üzerine gerilir ve üzerinde aktif bir cephe oluşum bölgesi oluşturmaktadır (Şekil 3.124).



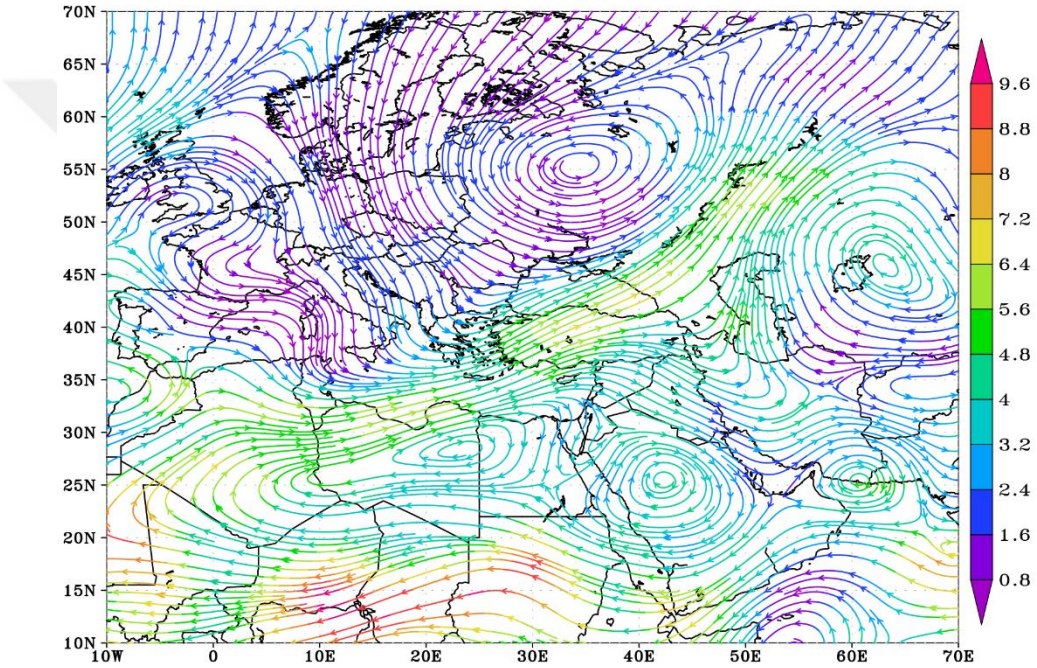
Şekil 3.124: Aktif Cephe Oluşum Alanlarının, Omega ve Rüzgâr Akışının 500 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, Gün: 29 Eylül 1972, Saat: 00:00 Zulu.

Öte yandan, yer seviyesine yaklaştıkça bu cephe oluşum bölgesinin genişlediğini görüyoruz. Öyle ki 1000 hPa seviyesinde Rusya'nın kuzeybatısından ve batısından Kuzey Afrika'ya uzanan bir koridoru kaplamış ve cephe oluşumun aktif bölgesini oluşturmuş. 1000 hPa seviyesinde, Marmara Bölgesi'nde maksimum yoğunluğu 0,42 ila 0,48°K'e ulaşan bölgede sadece bu frontal bölgenin etkisi görülebilmektedir. Bu aktif cephe oluşum merkezinin oluşumu ve çalışma alanı üzerindeki etkisini takiben, burada üretilen bozuklukların yoğunlaşmasına tanık oluyoruz. Bu süreç, bugünün omega haritalarının incelenmesinden de anlaşılmaktadır. İncelenen tüm seviyelerde negatif omega, bölgenin atmosferine her zaman hâkim olmuştur. 500 ila 700 hPa seviyesinde, negatif omeganın merkez hücresi Marmara Bölgesi'nin batı ve güneybatı bölgelerine hâkim olmuş ve atmosferdeki yukarı doğru dikey akımların şiddeti 700 hPa düzeyinde maksimum -0,24 paskal/saniyeye ulaşmıştır. 700 hPa seviyesinden itibaren negatif omega merkezi kademeli olarak güneydoğu yönünde Türkiye'nin güney bölgelerine doğru hareket etmiştir. Ancak dikkat çeken nokta, Marmara Bölgesi'nin 1000 hPa seviyesindeki batı kesimleri dışında, Marmara Bölgesi'nde bahsedilen tüm seviyelerde negatif omeganın hâkimiyetini görüyoruz ki bu da bugün atmosferin dikey hareketlerinin yukarı yönlü olduğuna işaret etmektedir (Şekil 3.125).



Şekil 3.125: Aktif Cephe Oluşum Alanlarının, Omega ve Rüzgâr Akışının 1000 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, Gün: 29 Eylül 1972, Saat: 00:00 Zulu.

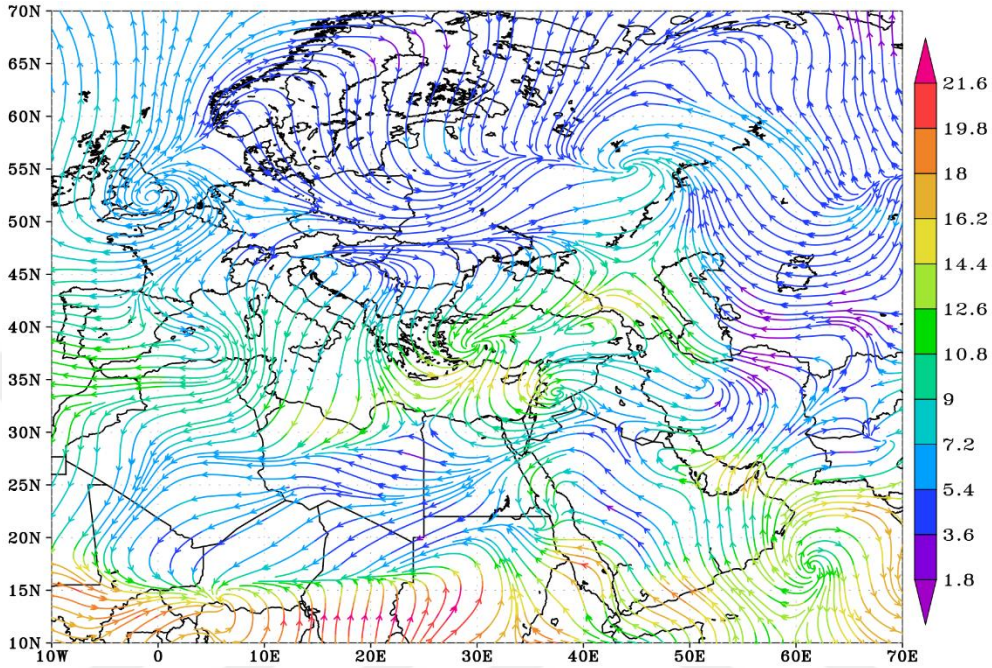
Bugün de yaygın aşırı yağışların oluşması için gerekli nem, farklı nem kaynaklarından sağlanmıştır. Bu nem kaynakları ister tek tek ister bir arada ve entegre olarak çalışılan alana çok zengin nem yönlendirmiştir. Bölgede kuzey akıntılarının hâkimiyetini takiben 500 ila 700 hPa seviyelerinde Norveç Denizi, Baltık Denizi, Kuzey Denizi, Adriyatik Denizi, Akdeniz ve Ege denizinin nemi Marmara Bölgesi'ne yönelmiştir. 500 hPa seviyelerinde oluşan nem üfleme miktarı Marmara'nın doğu bölgelerinde maksimum 2,04 g/kg'a ulaşmaktadır. Ancak yer yüzeyine yaklaştıkça nem üfleme miktarı artarak 700 hPa seviyesinde 5,6 g/kg'ın üzerine çıkmaktadır (Şekil 3.126).



Şekil 3.126: 700 hPa Seviyesinin Nem Üfleme Haritası, Gün: 29 Eylül 1972, Saat: 00:00 Zulu.

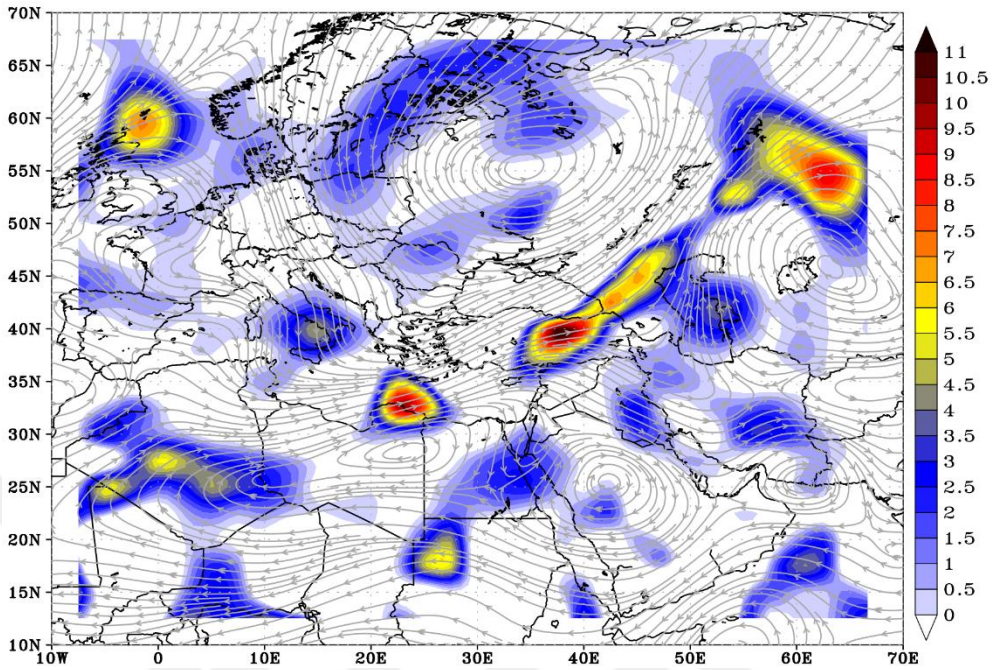
850 hPa seviyesinde, Türkiye'nin batısında nem konverjans zonunun oluşmasını takiben, kuzey kaynaklarından nem absorbe edilmesi yoğunlaşmıştır. Öyle ki 70 derecenin üzerindeki enlemlerde Barents Denizi'nin nemi çok uzun mesafeler katederek ve Karadeniz'i aşıp daha fazla beslenerek Marmara Bölgesi'ne kuzeydoğu-güneybatı doğrultusunda esmektedir. Elbette üst seviyelerde aktif olan diğer nem kaynakları da bu atmosferik seviyesinde nemin bölgeye taşınmasında özel bir rol oynamaktadır. Bu atmosferik seviyesinde Marmara Bölgesi'ne giren maksimum nem miktarı, bölgenin güneydoğu kısımlarında görülen 8,8 g/kg'ın üzerine çıkmaktadır. 925 hPa seviyesinde, 850 hPa seviyesindeki koşulların aynısı görülmekte olup, tek fark, nem konverjans zonunun Türkiye'nin batısının iç kesimlerine kadar uzanmasıdır. Bu seviyede Marmara Bölgesi'ne esen nem miktarı 10,2 g/kg'ın üzerine çıkmaktadır. 1000 hPa seviyesinde oluşan nem üfleme akıntısı değişmiş, böylece oluşan akıntı nedeniyle sadece

Karadeniz'in zengin nemi maksimum 12,6 g/kg ile Marmara Bölgesi'ne girmiş ve aşırı yağış üretimi için gerekli nemi sağlamıştır (Şekil 3.127).



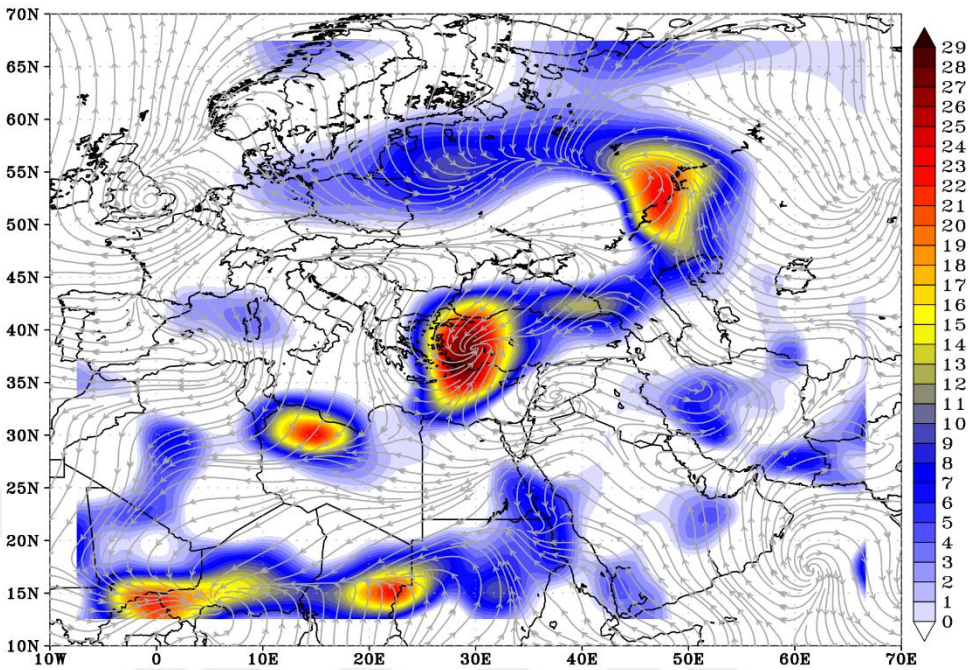
Şekil 3.127: 1000 hPa Seviyesinin Nem Üfleme Haritası, Gün: 29 Eylül 1972, Saat: 00:00 Zulu.

500 ila 700 hPa seviyelerinde nem akısı konverjans haritalarının analizi, bu seviyelerde kuzeybatı, kuzey, batı, orta ve güney Avrupa'da oluşan nem akısı konverjans zonlarının nemin Marmara Bölgesi'ne aktarılmasında ana rolü oynadığını göstermektedir. Ancak bu merkezde oluşan nem akışı miktarı düşük olmakta ve 700 hPa seviyesindeki kuzeybatı Avrupa'nın konverjans bölgesinde maksimum 7 g/kg'a ulaşmaktadır. Ancak 850 ve 925 hPa seviyelerinde, üst seviyelerde bahsedilen nem akısı konverjans zonlarının yanında, Türkiye'nin batısında kuvvetli bir rüzgâr alanı konverjans zonunun oluşmasıyla birlikte, incelenen alan üzerinde nem akısı konverjans zonlarının yoğunlaştığını görmekteyiz (Şekil 3.128).



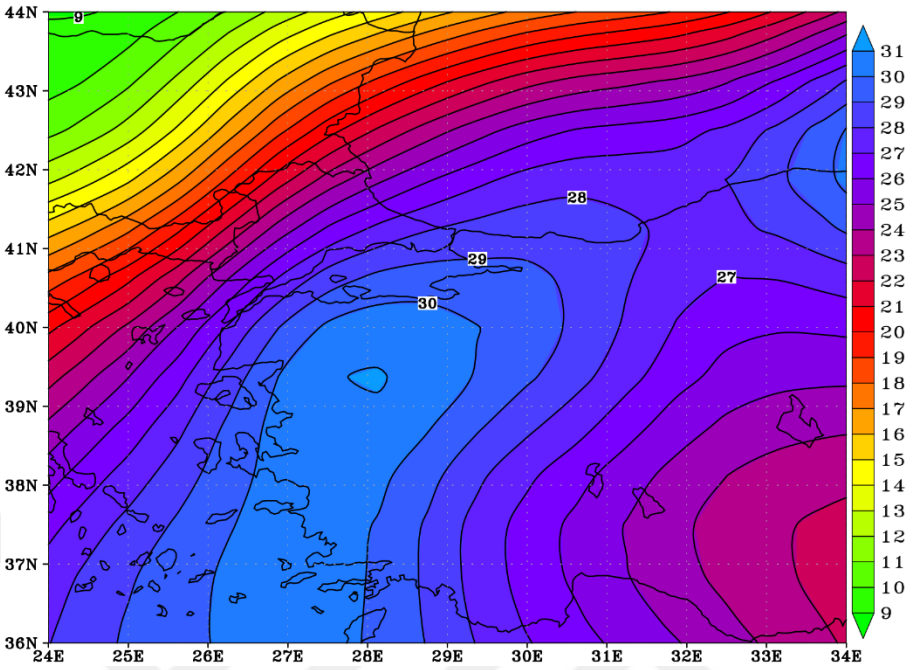
Şekil 3.128: Nem Konverjans Akışı ve Rüzgâr Akışının 700 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, Gün: 29 Eylül 1972, Saat: 00:00 Zulu.

Bölge atmosferi üzerinde 850 hPa seviyesindeki nem akısı miktarı 7 g/kg'a ulaşırken, 925 hPa seviyesinde konverjans bölgesinin güçlenmesini takiben değeri 16 g/kg'ın üzerine çıkmaktadır. Ancak 1000 hPa seviyesinde, rüzgâr akışının konverjans bölgesinin kuvvetlenmesi ile nem akışının konverjans bölgesinin bu alanda da yoğunlaştığını görüyoruz. Bölgedeki maksimum nem akısı konverjans miktarı, 29 g/kg'ı aşan Türkiye'nin güneybatısında yoğunlaşmaktadır. Oluşan nem akışının bu konverjans bölgesi tüm Marmara Bölgesi'ni kapsamaktadır. Öyle ki, güneydoğuda maksimum nem akışı miktarı 26 g/kg'ın üzerine, Marmara Bölgesi'nin batı bölgelerinde ise minimum 13 g/kg'a ulaşmaktadır (Şekil 3.129).



Şekil 3.129: Nem Konverjans Akışı ve Rüzgâr Akışının 1000 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, Gün: 29 Eylül 1972, Saat: 00:00 Zulu.

Bu nedenle Marmara Bölgesi'nin doğu ve güneydoğu bölgelerinin bugün de daha fazla nem aldığı söylenebilir. Bu konu, bugünün yağışa dönüşe bilen su miktarı haritasından açıkça görülmektedir. Yağışa dönüşe bilen su miktarı haritasına ilk bakışta, maksimum miktarı 31 kg/m³ nem değeri ile Marmara Bölgesi'nin güneydoğusuna, minimum miktarı ise 20 kg/m³ değeri ile batı kesimlerine bağlı olmaktadır (Şekil 3.130). Genel olarak hava kütlesinin yükselişi için yer yüzeyi ve atmosferin üst seviyelerinde şartların mevcut olduğu ve bölge atmosferinde tamamen kararsız şartların hâkim olması, ayrıca zengin nem kaynaklarının transferi ve bölgenin atmosferi üzerinde bol miktarda yağışa dönüşe bilen su bulunması ile birlikte Marmara Bölgesi'nde yaygın aşırı yağışların oluşması için gerekli ve yeterli şartları sağlamıştır.



Şekil 3.130: Yer Yüzeyi Seviyesinin Yağışa Dönüşe Bilen Su Miktarı Haritası, Gün: 29 Eylül 1972, Saat: 00:00 Zulu.

3.2.2.9. Desen 9

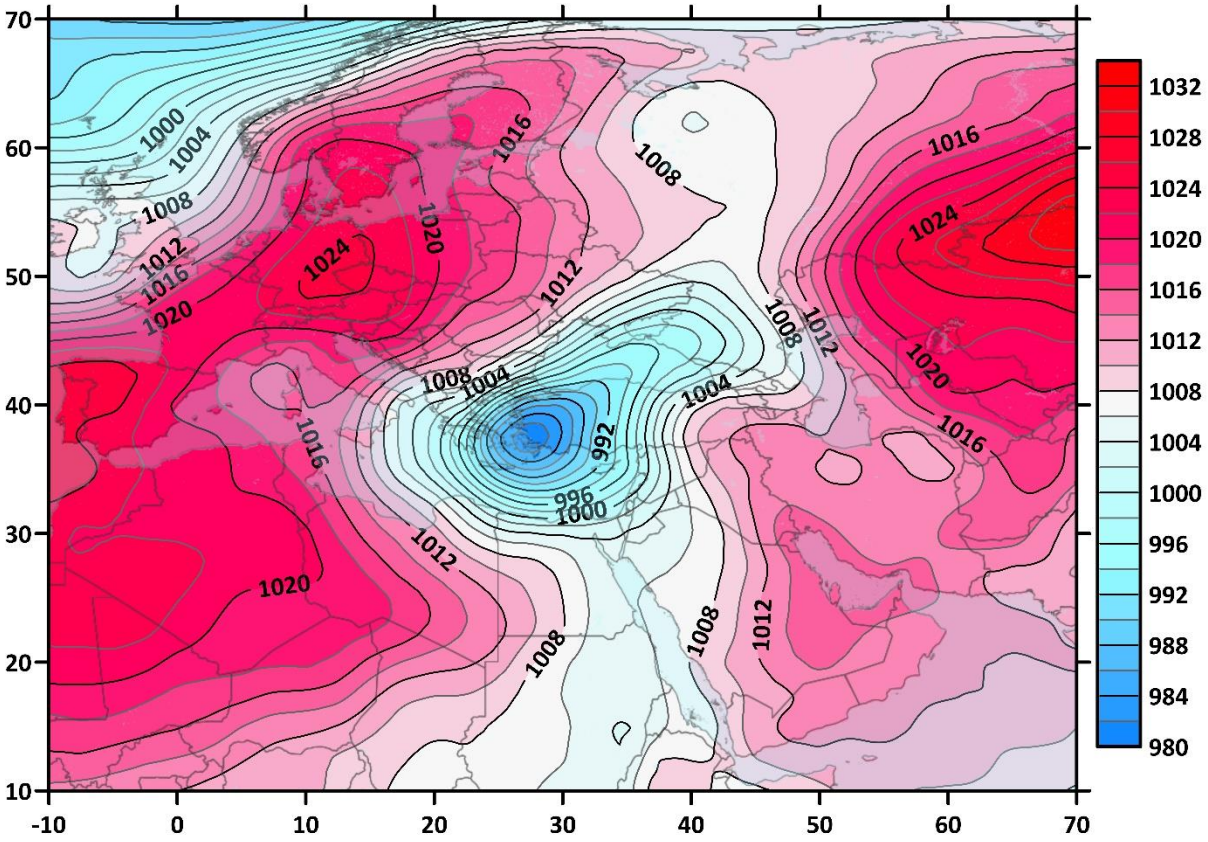
İncelenen dönem boyunca bölgede yalnızca bir kez yoğun yağışlara yol açan yer yüzeyinin bu basınç deseni, bölge için 757,8 mm yağışla sonuçlanmıştır (Tablo 3.22).

Tablo 3.22: Yer Yüzeyi Basıncının Dokuzuncu Deseninde Yer Alan Günlerin Özellikleri.

Sıra	Kod	Gün	Yağış miktarı mm
1	33	200422JAN	757.8

Şekil 3.131, 22 Ocak 2004 tarihindeki yer basıncı haritasını göstermektedir. Bugün de bir yandan doğu ve güneydoğudan Sibirya yüksek basıncı ve kuzeybatı, batı ve güneybatıdan batı göçmen yüksek basıncı (Azor yüksek basıncı) ile çevrili çalışma alanını görüyoruz. Öte yandan, Türkiye'nin güneybatısında ve Ege Denizi'nde 982 hPa'a eşit merkezi çekirdek basıncına sahip çok güçlü bir siklon oluşumuna tanık olmaktayız. Bu güçlü siklonun kapalı hücreleri tüm Marmara Bölgesi'ni, Türkiye'nin batısını ve kuzeybatısını etkilemiştir. Söz konusu siklon, Türkiye'nin güneybatısında oluşan doğu ve güneydoğu hareketi ile İzlanda siklonundan ayrılan çok güçlü bir konvektif hücresidir. Bu alçak basınç sisteminin Marmara Bölgesi'nin güneyine hâkim olmasıyla, Sibirya yüksek basınç sisteminin merkezi çekirdeği ile 48 hPa basınç farkı ve Orta Avrupa ve Kuzey Afrika üzerinde yer alan merkezi yüksek basınç (bati göçmen yüksek basınç sistemi) çekirdeği ile 42 hPa basınç farkı oluşmuştur. Oluşan bu basınç farkı bir yandan

oluşan siklonun güçlenmesine neden olurken, diğer yandan yolundaki nem kaynaklarından nemin absorbe edilmesine ve taşınmasına neden olmuştur. Marmara Bölgesi'nin atmosferine istikrarsız koşulların hâkimiyeti, Ayrıca bölgeye çok miktarda nemin girmesiyle birlikte, havanın yükselmesi ve nem bakımından zengin bulutların oluşması ve son olarak bölgede aşırı yaygın yağışların oluşması için gerekli ve yeterli koşullar sağlanmıştır.

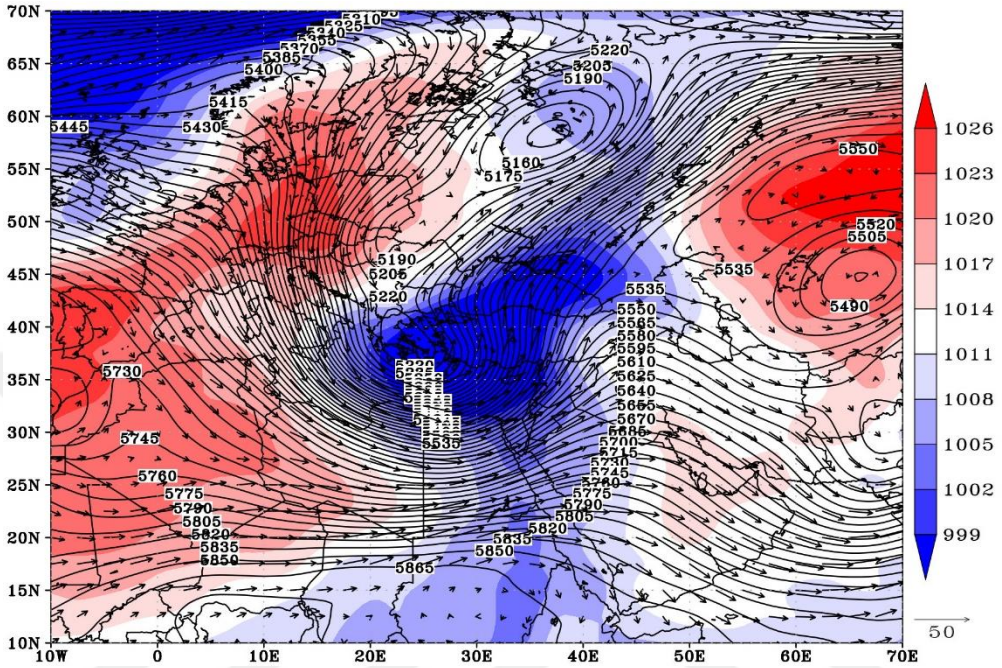


Şekil 3.131: Yer Yüzeyi Basıncının Dokuz Numaralı Desen Haritası.

3.2.2.9.1. Desen 9 İndeksi Günü, 22 Ocak 2004

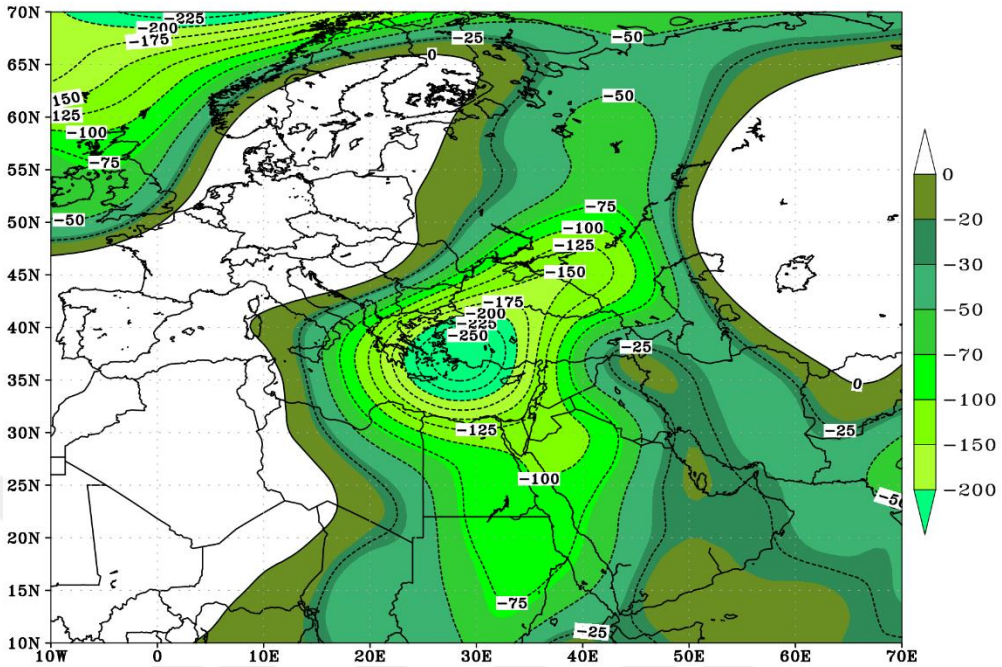
Yer yüzeyinde böyle bir basınç sisteminin oluşması Yunanistan ve Ege Denizi üzerinde üst seviyelerde çok şiddetli bir cut off alçağı oluşmasına neden olmuştur. Cut off alçağı 850 hPa seviyesine kadar halen aktif olmakta ve bölgenin atmosferini kontrolünde tutmaktadır. Saat yönünün tersine ve siklonik hareketlerin maksimum olduğu yer olan kuvvetli cut off alçakları, hâkimiyetleri altındaki bölgelere şiddetli yağışlar empoze etmektedirler. Bugün de Marmara Bölgesi'nin, maksimum diverjans ve yükselen akımların yeri olan bu atmosferik cut off alçağın kuzeydoğu kesiminde yer almasıyla, bölgenin atmosferine sızan hava kütlesinin yükselişi için koşullar tam olarak hazırlanmıştır. Yer yüzeyine yaklaştıkça jeopotansiyel yükseklik deseni yer yüzeyinin basınç desenine benzer hale gelmiş ve 1000 hPa seviyesinde

bölgeye hâkim olan siklon üzerinde aynı yükseklik eğrilerinin değeri -135 jeopotansiyel metreye ulaşır ki bu da hüküm süren istikrarsızlığın yoğunluğunu göstermektedir (Şekil 3.132).



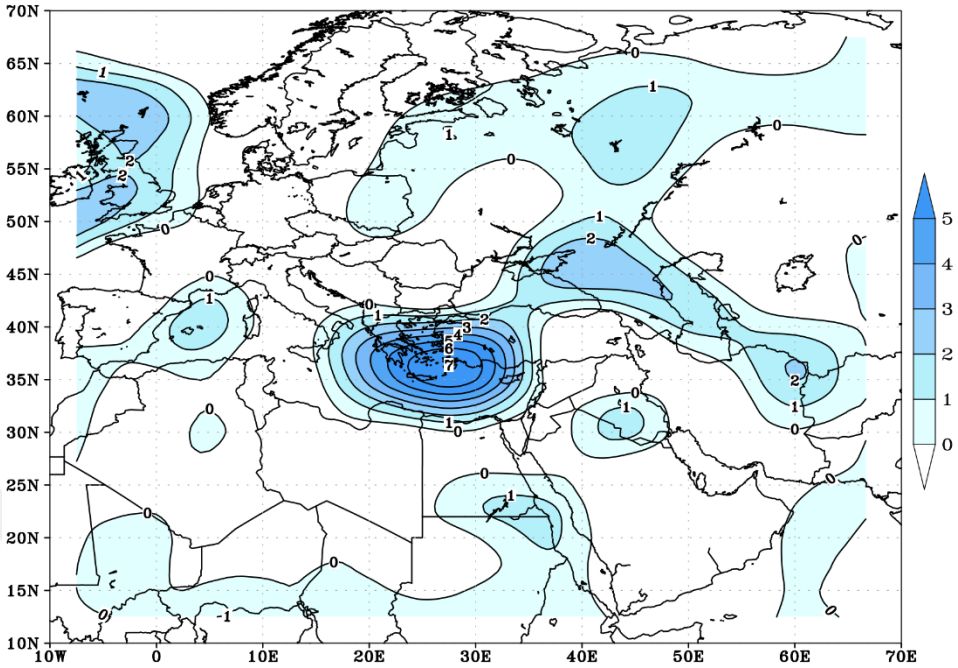
Şekil 3.132: Yer Yüzeyi Basıncı, Jeopotansiyel Yüksekliği ve Rüzgâr Akışının 500 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, Gün: 22 Ocak 2004, Saat: 12:00 Zulu.

Bölgede bugün de hüküm süren istikrarsızlığın yoğunluğu, bölgede oluşan negatif eddylerin yoğunluğundan ve vortisitinin atmosferindeki pozitif olmasından belli olmaktadır. Böyle ki 500 ila 1000 hPa seviyelerinde, bölgedeki havanın hem siklonik hem de saat yönünün tersine hareketine işaret eden negatif eddy ve pozitif vortisiti hâkim olmaktadır. Maksimum negatif eddy Yunanistan'ın güneyinde 500 hPa seviyesinde, -325 jeopotansiyel metre değerine oluşmaktadır. Oluşan negatif edyy, Afrika'nın güneyinden kuzeydoğusuna kadar ve Rusya'nın kuzeyinden kuzeybatı köşesine kadarı kapsamaktadır. Negatif eddynin yoğunluğu bu atmosferik seviyede Marmara Bölgesi üzerinde -250 ila -125 jeopotansiyel metreye ulaşmaktadır. Oluşan negatif eddynin merkez hücresi yer yüzeyine yaklaştıkça batıya doğru hareket edip ve nihayet Türkiye'nin güneydoğusunda 1000 hPa seviyesinde yerleşmektedir. Bu seviyedeki merkezi hücresinin maksimum yoğunluğu -250 jeopotansiyel metreye ulaşmış ve negatif eddy Marmara Bölgesi'ni -150 jeopotansiyel metreden -225 jeopotansiyel metreye kadar kaplamıştır (Şekil 3.133).



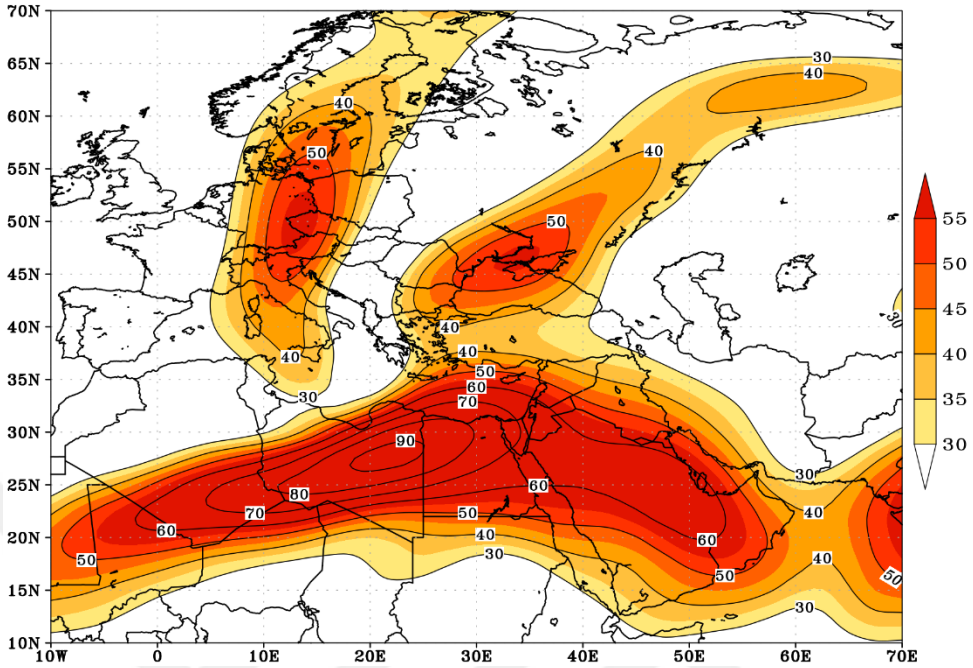
Şekil 3.133: 1000 hPa Seviyesinin Atmosferik Eddy Haritası, Gün: 22 Ocak 2004, Saat: 12:00 Zulu.

Öte yandan, 500 ila 1000 hPa seviyelerin vortisiti haritalarının incelenmesi, tıpkı eddy haritasında olduğu gibi, bölgede istikrarsızlığın ve pozitif vortisiti koşullarının hâkim olduğunu göstermektedir. 1000 hPa seviyesindeki maksimum pozitif vortisiti Yunanistan'ın güneyine ve Ege Denizi'ne yayılmıştır. Yer seviyesine yaklaştıkça Türkiye'nin güneybatısında ve Ege Denizi'nin güneyinde 1000 hPa seviyesinde yer alan pozitif vortisiti merkezinin doğuya doğru hareketini görüyoruz. Ancak bu haritada görülebilecek önemli olan, bahsedilen tüm seviyelerde Marmara Bölgesi'nin atmosferi üzerinde pozitif bir vortisitinin hâkim olmasıdır. Bu günde bölgeye hâkim olan eddynin ve vortisitinin desenine göre bölgenin atmosferi son derece kararsız olduğu söylenebilir. Bu konu, bölge üzerindeki hava kütlesinin hızlı ve kolay bir şekilde yükselmesinin önünü tamamen açmış ve bölgede şiddetli yağışlara neden olmuştur (Şekil 3.134).



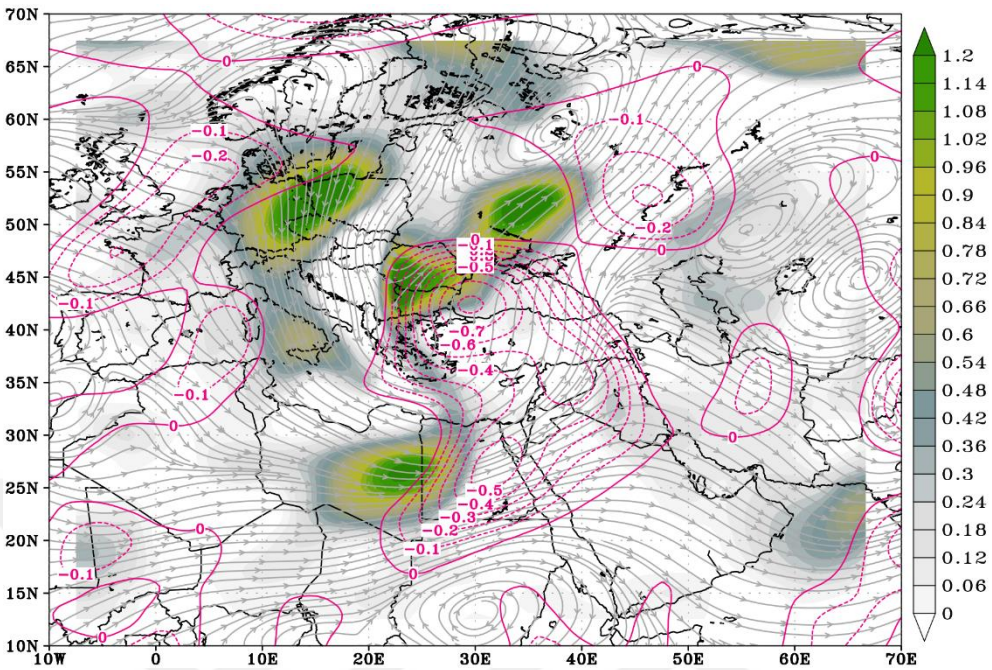
Şekil 3.134: 1000 hPa Seviyesinin Vortisiti Haritası, Gün: 22 Ocak 2004, Saat: 12:00 Zulu.

Çalışma alanında oluşan istikrarsızlıklar jet akımların 250 ve 300 hPa seviyelerinde hâkimiyeti ile büyük ölçüde şiddetlenmiştir. Atmosferik jet akımları, alt seviyelerin havasını kontrol etmede çok önemli bir rol oynarlar, öyle ki siklonların oluşumunda ve yönlerinde ve kontrolleri altındaki alanlarda dengesizliklerin üretilmesinde ve şiddetlenmesinde önemli bir rolleri vardır. Bu nedenle, çalışma alanı üzerinden akan ve yoğunluğu saniyede 40 metreyi aşan atmosferik jet akımları ile, yer yüzeyinin kararsızlığının yoğunluğunun artması beklenenden uzak olmayacaktır. Özellikle bugün incelenen alan, hava kütlesinin yukarı doğru akımlarının meydana geldiği yer olan entegre jet akımının sağ giriş kısmında yer almaktadır. Öte yandan bölgede nemin bulunması nedeniyle yukarı yönlü hareketler gerçekleşmiş ve son olarak bölgede yaygın aşırı yağışlara neden olmuştur (Şekil 3.135).



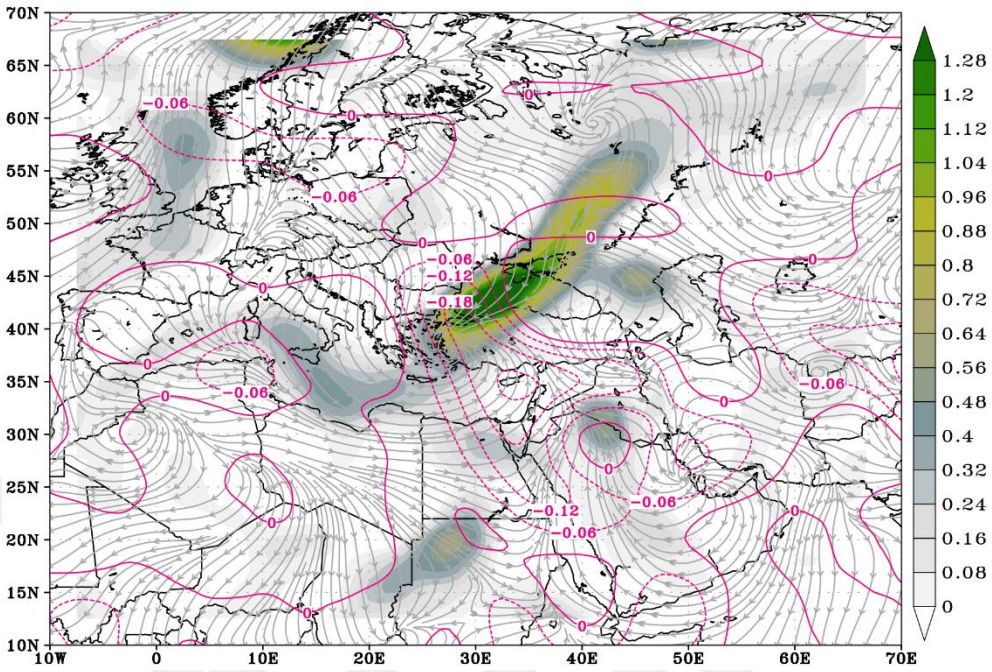
Şekil 3.135: 250 hPa Seviyesinin Jet Akımı Haritası, Gün: 22 Ocak 2004, Saat: 12:00 Zulu.

Bugün de çalışılan bölgenin iklimini 500 ila 700 hPa seviyesinde etkilemiş olan aktif cephe oluşum alanları, Avrupa'nın Kuzeyi, Kuzey-Batısı ve Güneyi üzerinde oluşan aktif cephe oluşum merkezlerine atıfta bulunabiliriz. Öte yandan, Rusya'nın güneybatısında oluşan aktif cephe oluşum bölgesi ve ondan izole edilen ve Romanya ülkesinde yer alan ve güney yönünde Kuzeydoğu Afrika'nın cephe oluşum bölgesi ile birleşen merkez çekirdek, bu seviyelerde istikrarsızlığın oluşmasında aktif rol oynamıştır. 500 hPa seviyesindeki bu frontal merkezin rolü Marmara Bölgesi'nin batı kesimleri ile sınırlıdır ve yer seviyesine yaklaştıkça bu güçlü frontal merkezin Marmara Bölgesi üzerinde uzandığını görüyoruz. Yukarıda belirtilen seviyelerde, cephenin güneydoğu kısımlarında hep, Marmara Bölgesi'nin merkeziyeti ile negatif omeganın hâkimiyeti görülmektedir. Bu da atmosferin yukarı yönlü dikey hareketlerinin oluşumunda aktif cephelerin etkisini doğrudan göstermektedir. Yukarıda belirtilen seviyelerde atmosferin yukarı yönlü dikey hareketlerinin yoğunluğu Marmara Bölgesi üzerinde 0,8 paskal/sn'ye ulaşmaktadır (Şekil 3.136).



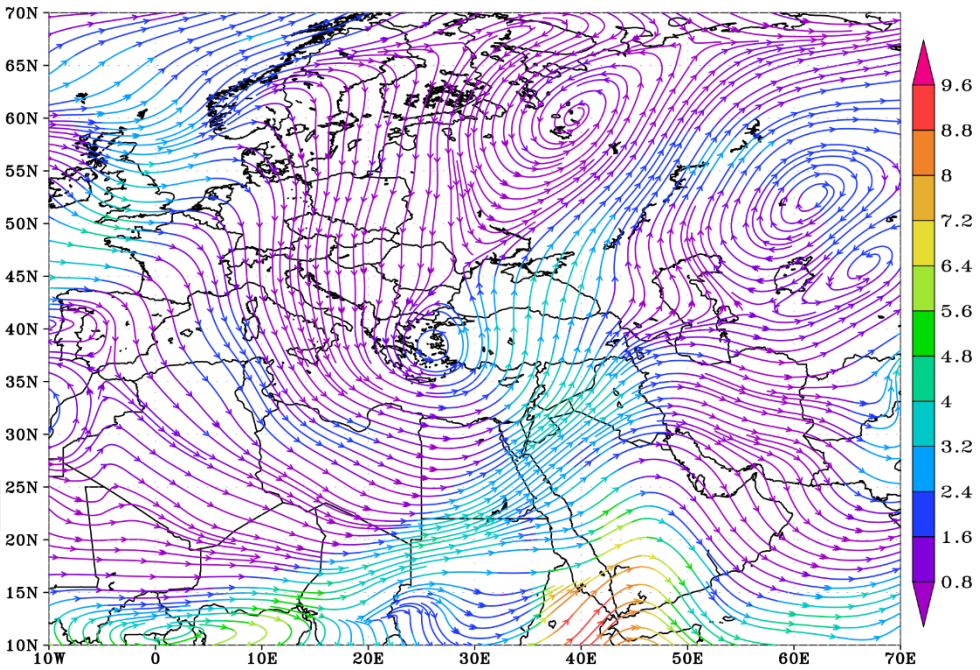
Şekil 3.136: Aktif Cephe Oluşum Alanlarının, Omega ve Rüzgâr Akışının 500 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, Gün: 22 Ocak 2004, Saat: 12:00 Zulu.

850 hPa seviyesinde, Avrupa'nın kuzeybatısındaki zayıf cephe oluşum bölgelerinin yanında, Karadeniz'in güneybatısında oluşan aktif cephe oluşum sahasının Marmara Bölgesi'ne hâkimiyetini görmekteyiz. Bu atmosferik seviyesinde, Marmara Bölgesi 1,28°K'i aşan bir yoğunlukla güçlü bir cephe merkezi haline gelmiştir. Bu da üretilen istikrarsızlıkların yoğunluğunu ve bölgenin yukarı yönlü hareketlerini artırmıştır. Bu oluşmuş cephe oluşum deseni1000 hPa seviyesine kadar Marmara Bölgesi'ne hâkim olmuştur. Bahsedilen seviyeler gibi yer yüzeyine yakın seviyelerde de Marmara Bölgesi'ne her zaman negatif omega hâkimiyetini görmekteyiz. Bu, aktif cephe oluşum bölgelerinin, bölgede atmosferik dengesizlikler ve yükselen hava kütlesinin üretilmesi ve güçlendirilmesindeki özel rolünü ifade etmektedir (Şekil 3.137).



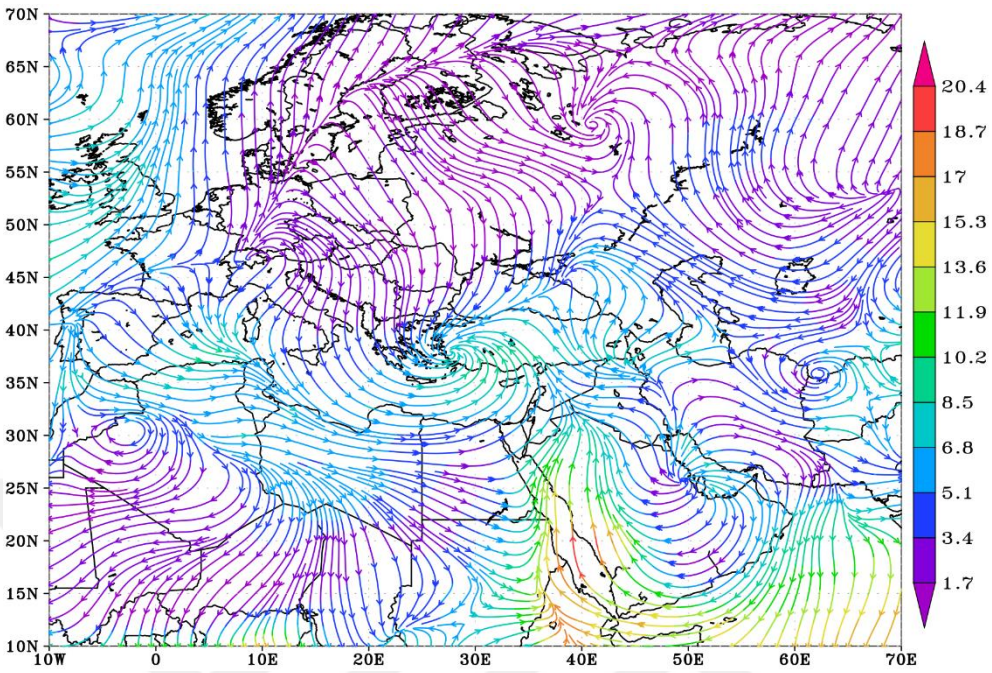
Şekil 3.137: Aktif Cephe Oluşum Alanlarının, Omega ve Rüzgâr Akışının 1000 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, Gün: 22 Ocak 2004, Saat: 12:00 Zulu.

Bugün bölgede oluşan nem üfleme haritalarının incelenmesi, farklı nem kaynaklarının tek tek veya kombinasyon halinde ve diğer nem kaynakları ile bütünleşik olarak çalışma alanı üzerindeki etkisini göstermektedir. Atmosferin üst seviyelerinde Marmara Bölgesi üzerinde bütünleşik bir şekilde esen farklı nem kaynaklarının rolü oldukça fazladır. Bu olay zengin nemi bölgeye göndermiştir. Öyle ki bölgede oluşan nem üflemesine göre 500 ila 700 hPa seviyelerinde Kuzey, Baltık, Adriyatik, Akdeniz, Ege ve Marmara denizlerinin nemleri kombine halde çalışma alanına girmektedir. 60 derecenin üzerindeki enlemlerden oluşan nem üflemesi, Kuzey Denizi'ni geçerek Avrupa'nın kuzeybatısındaki Baltık Denizi'ne girip ve gerekli nemi aldıktan sonra bu bölgeden geçerek güney topraklarına doğru hareket edip Adriyatik Denizi'ne girmektedir ve ardından Akdeniz'i aşıp bu bölgeden nem alarak Ege Denizi'ne ve oradan da Marmara Denizi'ne girerek nihayet Marmara Bölgesi'ne esmektedir. 500, 600 ve 700 hPa seviyelerinde bölgeye üflenen maksimum nem miktarı sırasıyla 1,68, 2,7 ve 3,2 g/kg'a ulaşmaktadır (Şekil 3.138).



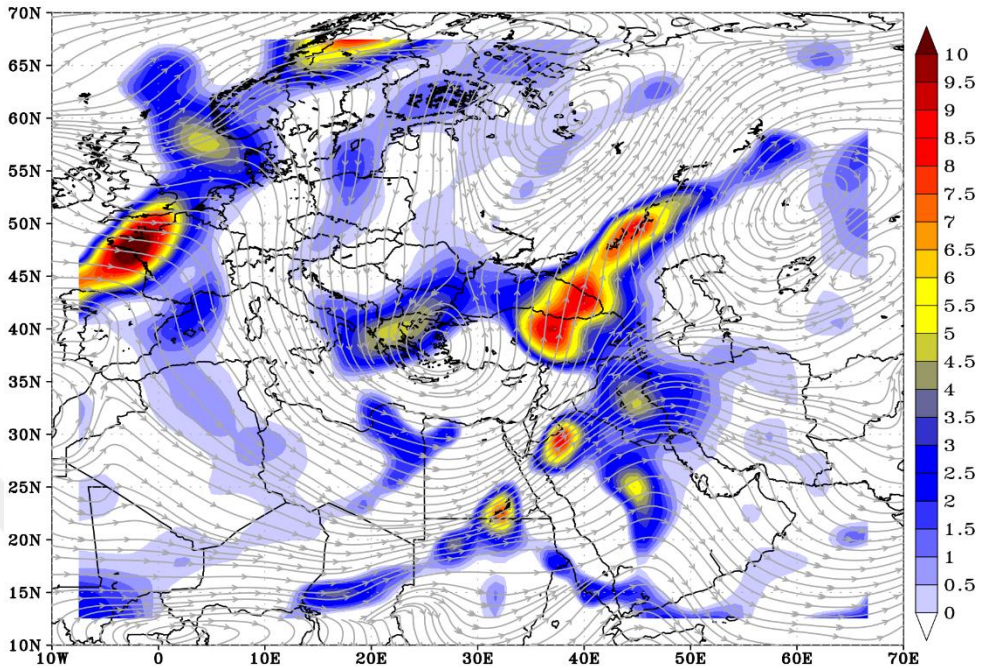
Şekil 3.138: 700 hPa Seviyesinin Nem Üfleme Haritası, Gün: 22 Ocak 2004, Saat: 12:00 Zulu.

850 hPa seviyesinde, Türkiye'nin güneybatısında oluşan nem konverjans bölgesinin yoğunlaşmasıyla; üst seviyelerin nem kaynakları ile birlikte Atlantik Okyanusu, Karadeniz ve Kızıldeniz'in nem kaynaklarının da bölgeye girişini görmekteyiz. İncelenen bölgenin atmosferi üzerindeki nem kaynaklarının entegrasyonu, bölgeye 5,6 g/kg miktarında bir nem göndermiştir. Ancak 925 ve 1000 hPa seviyelerinde, Türkiye'nin güneybatısındaki nem konverjans bölgesinin güçlenmesi, nem üfleme deseninde değişikliğe neden olmuş ve bu seviyelerde Ege ve Marmara denizlerinin nemi artık çalışma alanına girmemektedir. Ama tam tersi noktada kuzey nem üflemesinin güçlenmesi ile Marmara Bölgesi'ne giren Karadeniz neminin kuvvetlendiğini görüyoruz. Ayrıca Arabistan'ın kuzeydoğusu ile Fars Körfezi'nin güneybatısında oluşan nem diverjans zonunun güçlenmesi, Fars Körfezi, Umman Denizi, Arap Denizi ve Kızıldeniz'deki zengin nemin iki yoldan Marmara Bölgesi'ne yönlendirilmesine yol açmıştır. Birinci yolda oluşmuş diverjans zonu, Fars Körfezi'nin nemini güneydoğu-kuzeybatı yönüyle çalışma alanına doğru göndermiştir. İkinci yolda ise Fars Körfezi'nin nemi Umman Denizi'ne girip daha fazla beslendikten sonra Arap Denizi'ne girmekte, sonra Arabistan ve Kızıldeniz'i geçerek bölgeye zengin bir nem kaynağı göndermektedir (Şekil 3.139).



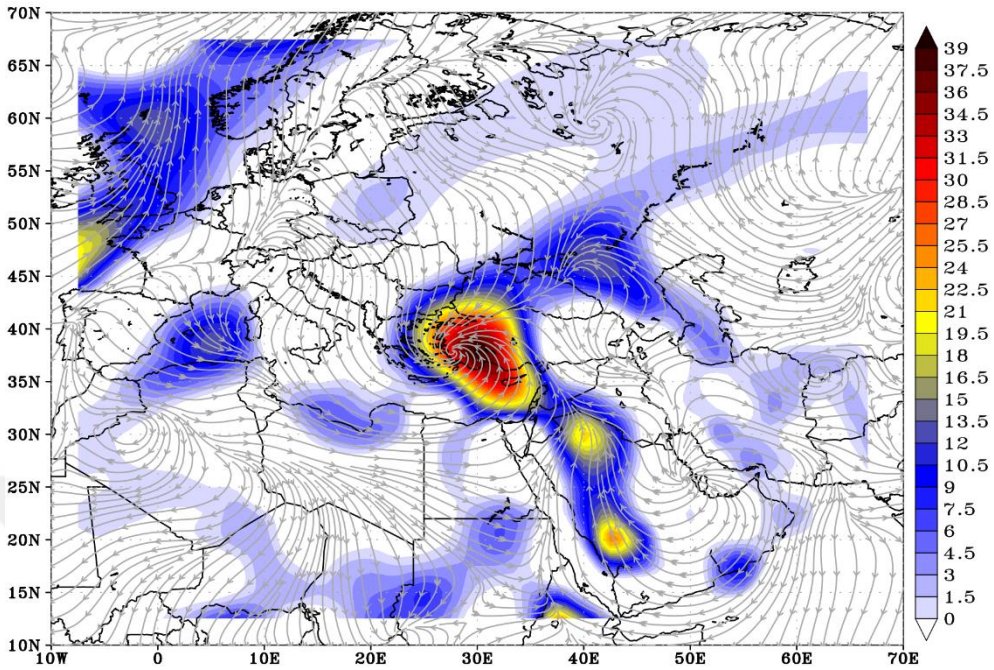
Şekil 3.139: 1000 hPa Seviyesinin Nem Üfleme Haritası, Gün: 22 Ocak 2004, Saat: 12:00 Zulu.

Bu günkü 500 hPa seviyesindeki yağışların nem sağlamasında rol oynayan nem akısı konverjans bölgeleri, Kuzey ve Kuzey-Batı Avrupa'nın alt enlemlere kadar uzanan nem akısı konverjans bölgeleridir. 600 hPa seviyesinde, kuzeybatı Avrupa ve Yunanistan'ın batısında olan nem akışı konverjans bölgesinin nem akışı değerinin artmış olması farkıyla, üst seviyenin nem akışı konverjans merkezleri hala aktif olmaktadır. Öyle ki, bu merkezlerdeki nem akışı miktarı kilogram başına sırasıyla maksimum 5 ve 2,5 grama ulaşmıştır. Bu iki nem akışı konverjans merkezleri, Kuzey Avrupa'da oluşan nem akışı konverjans bölgeleri ile birlikte bugünün nem beslenmesinde rol oynamıştır. Bu alanlara ek olarak, Türkiye'nin doğusunda çok güçlü bir nem akışı konverjans merkezinin faaliyet gösterdiğini görüyoruz. Bu konverjans merkezi Karadeniz'in doğusu ve kuzeyinden Afrika'nın kuzeydoğusuna kadarı kapsamaktadır. 600 hPa seviyesinde bu konverjans bölgelerinin Marmara Bölgesi'nde herhangi bir etkisi görülmezken, 700 hPa seviyesinde Yunanistan'ın konverjans merkezi ile birleşerek nem akışının şiddeti artarak bir yandan doğuda doğru uzanmıştır, diğer yandan da çalışma alanının büyük bir bölümünü kaplamıştır. Yunanistan ve Ege Denizi üzerinde oluşan nem akışı konverjansının merkezi çekirdeğinin maksimum nem akışı 5 g/kg'a ulaşmış ve Marmara Bölgesi'nde bu miktar maksimum 3 g/kg'a ulaşmaktadır (Şekil 3.140).



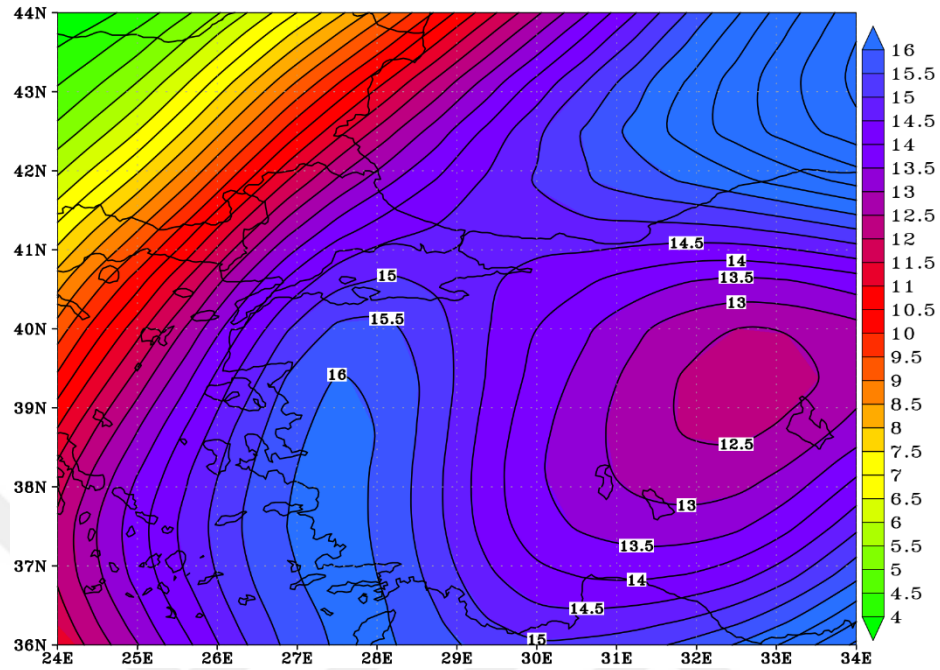
Şekil 3.140: Nem Konverjans Akışı ve Rüzgâr Akışının 700 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, Gün: 22 Ocak 2004, Saat: 12:00 Zulu.

850 hPa seviyesinde, Türkiye'nin batısında oluşan rüzgâr alanı konverjans bölgesinin güçlenmesiyle, Türkiye'nin doğusundaki nem akısı konverjans bölgesi bu bölgenin merkezine kadar genişlemiş ve Türkiye'de nem akısı konverjans alanı oluşturmuştur ki yoğunluğu Türkiye'nin batısında 15 g/kg'dan fazlaya ulaşmaktadır. Marmara Bölgesi, bölgedeki bu büyük miktardaki nemden mahrum değildir ve tüm bölgenin atmosferindeki nem akışı miktarı 13,5 g/kg'ı geçmektedir. Bu devasa nem akışı konverjans bölgesine ek olarak, kuzeybatı ve kuzey Avrupa ile güney İtalya'da oluşan nem akışı konverjans bölgesinin de nemi Marmara Bölgesi'ne yönlendirmedeki rolü göz ardı edilmemelidir. 925 ve 1000 hPa seviyelerinde, Türkiye'nin batısında oluşan nem akısı konverjansının rolü, ana nem kaynağı olarak daha belirgindir. 925 hPa seviyesinde, merkezi çekirdeğindeki nem akışının yoğunluğu 28 g/kg'ın üzerine çıkarken, 1000 hPa seviyesinde bu değer 39 g/kg'ın üzerine çıkmaktadır. Bölgenin üst atmosferindeki nem akışı, Marmara Bölgesi'nin batı bölgelerinde 925 hPa seviyesinde 24 g/kg'ın üzerine, 1000 hPa seviyesinde ise 33 g/kg'ın üzerine çıkmaktadır (Şekil 3.141).



Şekil 3.141: Nem Konverjans Akışı ve Rüzgâr Akışının 1000 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, Gün: 22 Ocak 2004, Saat: 12:00 Zulu.

Bu gündeki nem üfleme ve nem akışı konverjans haritalarının analizi, Marmara Bölgesi'ne atmosferin farklı seviyelerinde farklı nem kaynaklarından büyük miktarda nem yönlendirilmesini göstermektedir. Bugünün yağışa dönüşe bilen su miktarı haritasının incelenmesi de bunu kanıtlamaktadır. Bu günkü yağışa dönüşe bilen su miktarı haritasından da anlaşılıyorsa, bölgedeki en fazla yağışa dönüşe bilen su miktarı Marmara Bölgesi'nin güneydoğusunda yer almakta ve miktarı 16 kg/m³'ü bulmaktadır. Sonraki sıralarda, atmosferindeki yağışa dönüşe bilen su miktarının 14 kg/m³'ü bulduğu Marmara Bölgesi'nin doğu kesimleri yer almaktadır. Ancak Marmara'nın batı bölgeleri, özellikle batı köşesi, bugün de 10,5 kg/m³ ile en az yağışa dönüşe bilen su miktarına sahiptir (Şekil 3.142). Dolayısıyla bugüne ait tüm haritalar ve hava koşulları incelenerek, bir yandan bölgede çok zengin nemin bulunması, diğer yandan atmosferin istikrarsızlık yaratmaya ve nemli hava kütlesinin yükselmesi için müsait olması, Marmara Bölgesi'nde yaygın aşırı yağışların oluşması için her şey sağlanmıştır. Bunun sonucu, bölgedeki toplam 15 sinoptik istasyonunda miktarı 757,8 mm'ye ulaşan, yaygın aşırı yağışın meydana gelmesi olmuştur.



Şekil 3.142: Yer Yüzeyi Seviyesinin Yağışa Dönüşe Bilen Su Miktarı Haritası, Gün: 22 Ocak 2004, Saat: 12:00 Zulu.

3.2.2.10. Desen 10

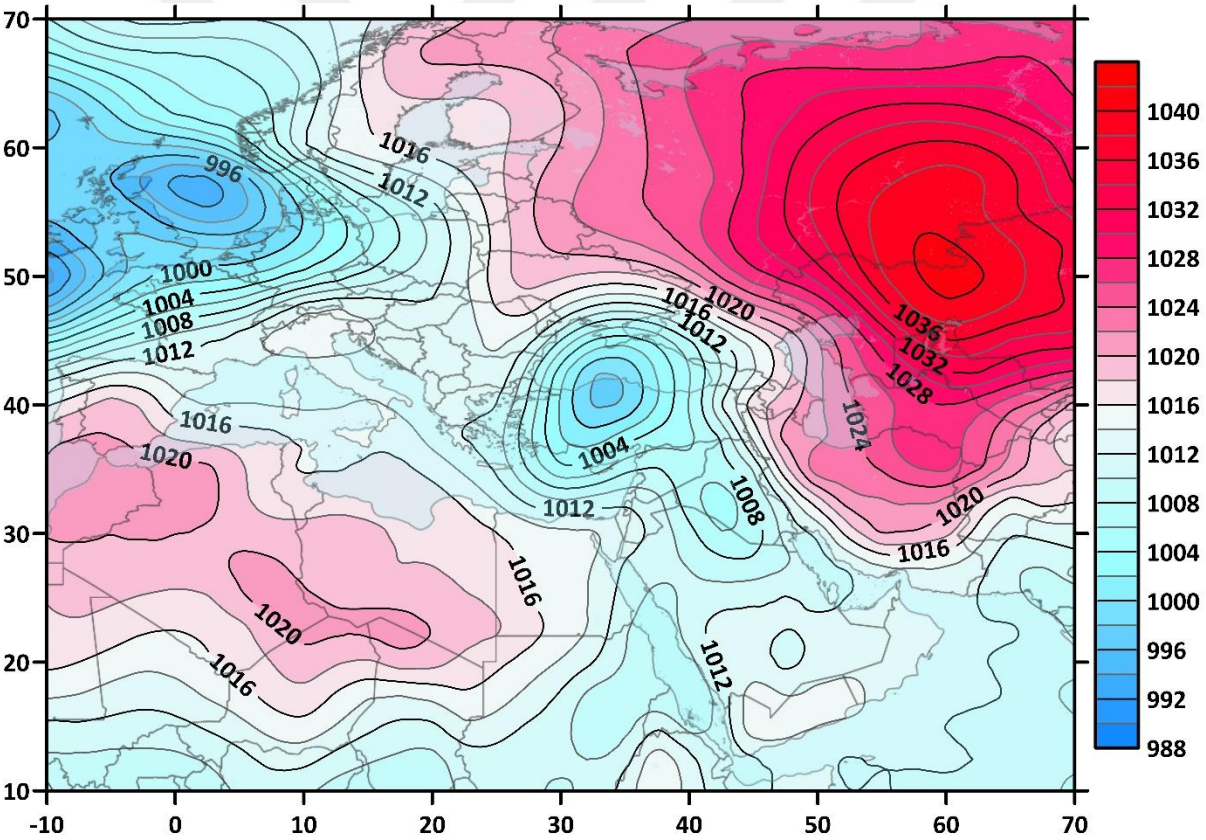
Yer yüzeyinin bu basınç deseni, 9 numaralı desen gibi, 61 yıllık süre içinde sadece bir gün, Marmara Bölgesi'nde aşırı yağışların meydana gelmesine neden olmuştur (Tablo 3.23).

Tablo 3.23: Yer Yüzeyi Basıncının Onuncu Deseninde Yer Alan Günlerin Özellikleri.

Sıra	Kod	Gün	Yağış miktarı mm
1	16	198028MAR	406.1

Bugün, iki antisiklon sisteminin ve dört konverjans merkezine sahip bir siklon sisteminin faaliyetini görüyoruz. Bir yandan, Rusya'nın güneyinde ve Kazakistan'ın kuzeyinde 1040 hPa'a eşit bir merkezi çekirdek basıncına sahip Sibirya yüksek basıncı oluşmuş ve bu basınç sistemi güneybatı yönü ile İran'ı etkilemiş ve batı kısımları da kuzey ve doğu Avrupa'yı kaplamış ve bu bölgelere baro tropik ve istikrarlı bir atmosfer hâkim etmiştir. Öte yandan, Kuzey, Kuzeydoğu ve Kuzeybatı Afrika'da 1022 hPa'a eşit bir merkezi çekirdek basıncına sahip yüksek basınçlı bir sistemin faaliyetini görüyoruz. Bugün incelenen alanı etkileyen siklon sistemi, Kuzey Atlantik Okyanusu, İngiltere ve Kuzeybatı Avrupa (İzlanda Siklonu) üzerinde oluşan siklondan izole edilen şiddetli bir düşük basınçlı hücredir. Bugün de Türkiye'nin kuzeyinde, merkezi çekirdek basıncı 998 hPa olan son derece düşük basınçlı bir hücrenin oluşumunu görüyoruz. Oluşan bu siklonun, Marmara Bölgesi başta olmak üzere, Türkiye'nin neredeyse tamamını ve Karadeniz'i

kapsamaktadır. Böyle bir basınç sisteminin çalışılan bölgenin atmosferi üzerindeki hâkimiyeti, çok kararsız koşullara yol açmıştır. Bu düşük basınç sistemi Sibirya yüksek basıncı ile oluşturduğu 42 hPa basınç farkı ve Kuzey Afrika üzerinde yer alan yüksek basıncı ile oluşturduğu 22 hPa basınç farkı, bölge üzerinde kuzeydoğu-güneybatı ve güneybatı-kuzeydoğu hava akımının oluşmasına neden olmuştur. Ortaya çıkan bu basınç farkı bir yandan siklonik konverjans akışının güçlenmesine yol açarken diğer yandan Hazar Denizi, Karadeniz, Akdeniz, Ege Denizi ve Marmara Denizi gibi zengin nem kaynaklarından çalışma alanına nem taşınmasını sağlamıştır. Türkiye'nin büyük bir bölümünde ve Karadeniz'de bulunan siklon, saat yönünün tersine hareketiyle Karadeniz'in devasa nemini absorbe etmesine neden olmuş ve siklonik hareketi ile tüm bölgede absorbe edilen nemli havanın yükselmesini sağlamış ve sonunda Marmara Bölgesi'nde yaygın olarak aşırı yağışlara yol açmıştır (Şekil 3.143).

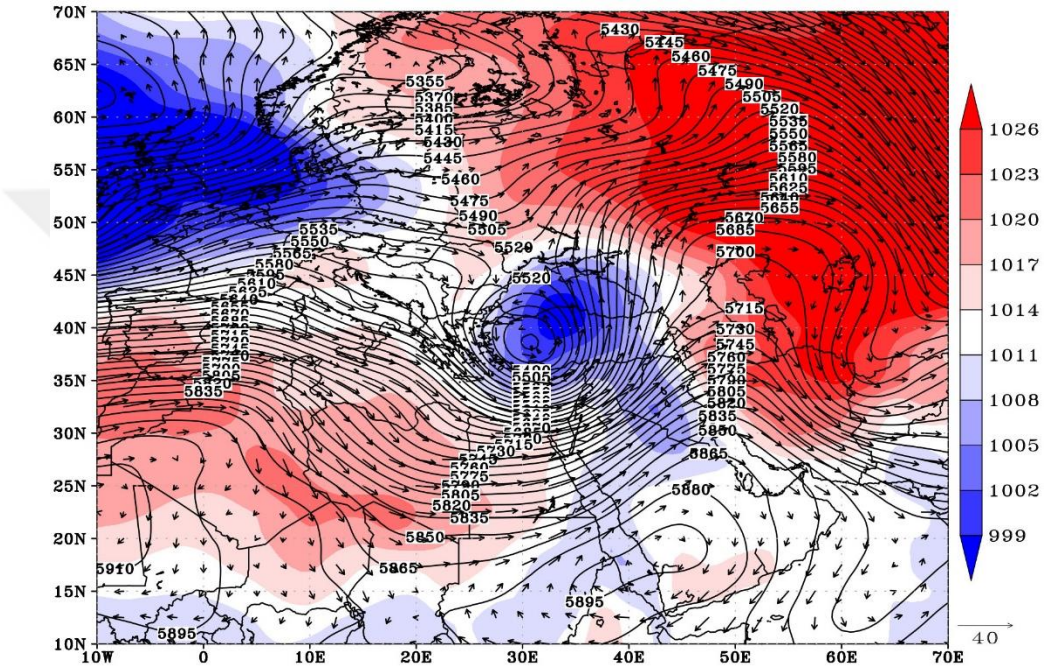


Şekil 3.143: Yer Yüzeyi Basıncının On Numaralı Desen Haritası.

3.2.2.10.1. Desen 10 İndeks Günü, 28 Mart 1980

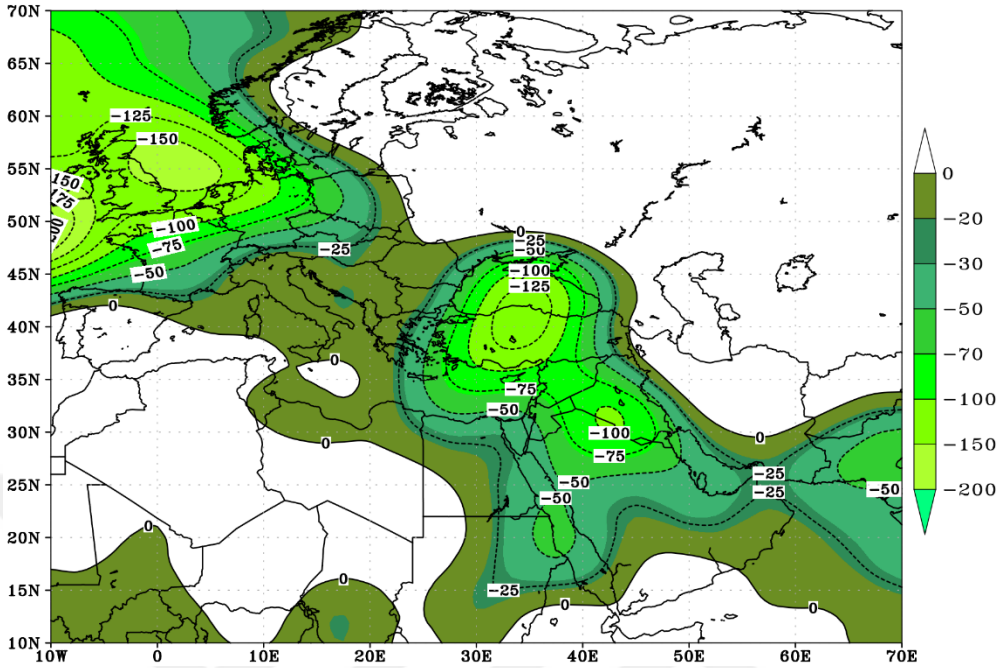
Ancak atmosferin üst seviyelerinde, 500 hPa seviyesinde, bölgede yağışların oluşmasına neden olan desen, yer yüzeyinde siklona karşılık gelen cut off alçağı bloking'in oluşumudur. Oluşmuş bloking, 700 hPa seviyesine kadar bölgenin atmosferine hâkimdir ve 850 hPa seviyesinden itibaren aynı

yükseklikteki eğrilerin yer yüzeyinin basınç desenini takip ettiğini görmekteyiz. Cut off alçağı bloking'in içerisinde oluşan rüzgâr akımı, Marmara Bölgesi atmosferine hâkim olan saat yönünün tersine akımı göstermektedir. Oluşan siklonik hareketleri, istikrarsızlıkların üretmesine ve kuvvetlendirmesine ve nihayet bloking oluştuğu yerde hava kütlesinin yükselmesine neden olmuş ve bahsedilen mekanizma, bu blokingin hâkim olduğu alanlarda yağışların oluşmasına neden olmuştur (Şekil 3.144).

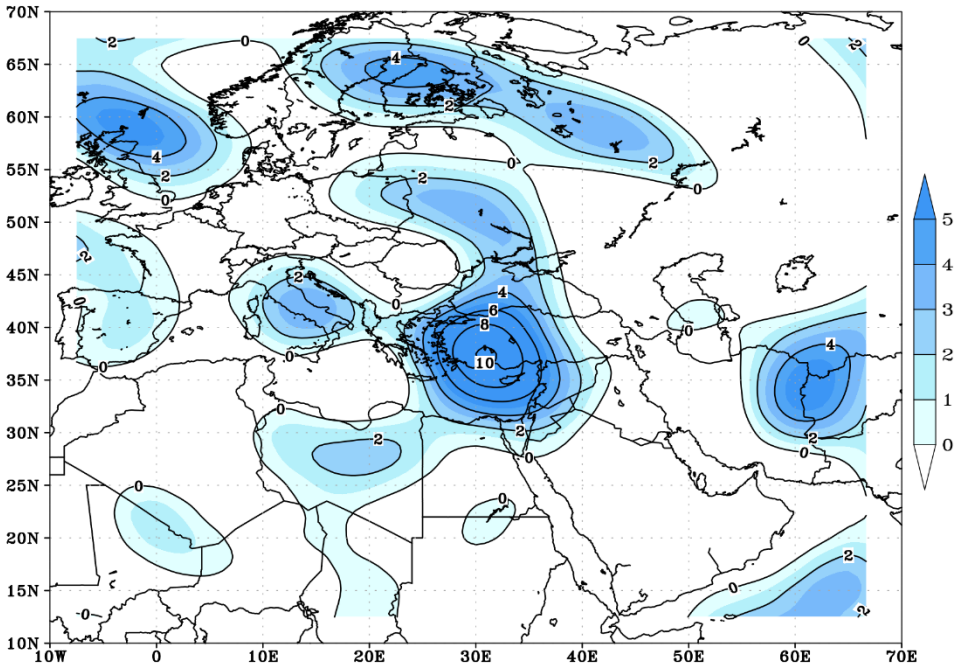


Şekil 3.144: Yer Yüzeyi Basıncı, Jeopotansiyel Yüksekliği ve Rüzgâr Akışının 500 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, Gün: 28 Mart 1980, Saat: 00:00 Zulu.

Yer yüzeyinin ve atmosferin üst seviyelerinin basınç sistemleri tarafından üretilen istikrarsızlıkların ve bozuklukların yoğunluğu, bugünün eddy ve vortisiti haritalarının incelenmesinden de tamamen belirli olmaktadır. 500 ila 1000 hPa seviyelerinin eddy ve vortisiti haritalarına bakıldığında, görülebilen olgu, Marmara Bölgesi'nde belirtilen tüm seviyelerde negatif eddy ve pozitif vortisitinin hâkimiyetidir. Sadece 1000 hPa seviyesinde Marmara Bölgesi'nin batısında küçük bir kesimde negatif vortisiti akımını görmekteyiz. Bölgenin atmosferinde negatif eddy ve pozitif vortisitinin hâkimiyeti, içindeki siklonik ve yükselen akıntıların hâkimiyetini göstermektedir. Dolayısıyla bu iki atmosferik parametre açısından bakıldığında, Marmara Bölgesi'nin atmosferinin bugün son derece istikrarsız olduğu ve hava kütlesinin yükselmesi, bulut ve yağış üretimi için koşulların çok hazır olduğu söylenebilir (Şekil 3.145 ve 146).

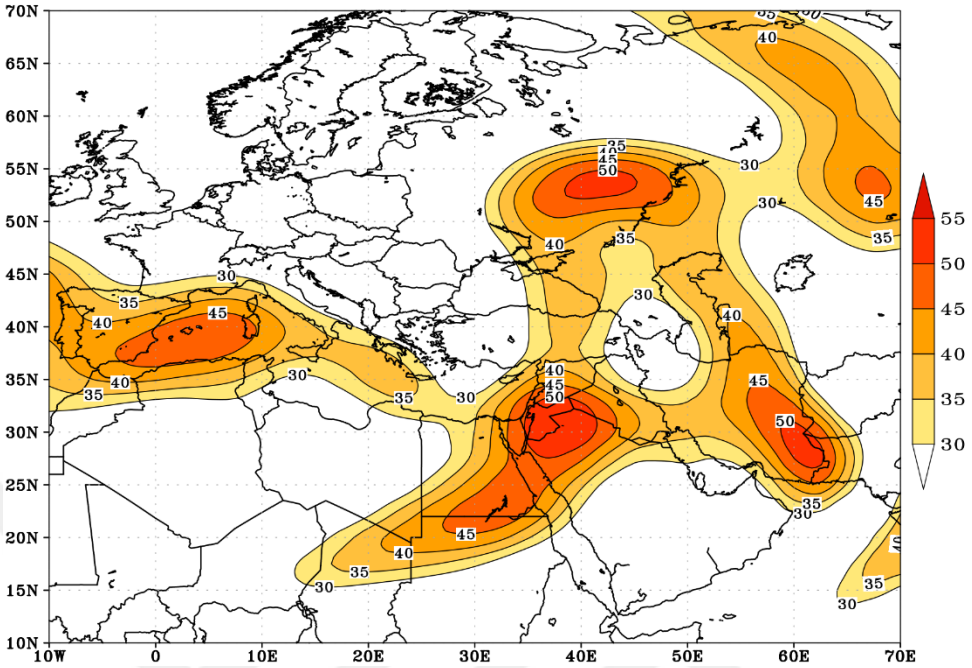


Şekil 3.145: 1000 hPa Seviyesinin Atmosferik Eddy Haritası, Gün: 28 Mart 1980, Saat: 00:00 Zulu.



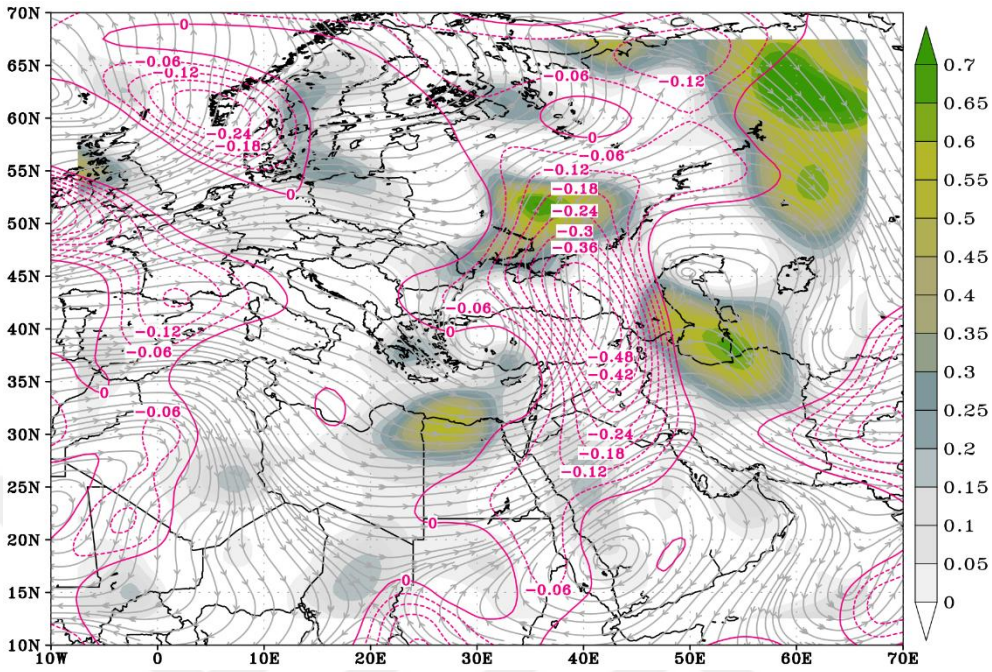
Şekil 3.146: 500 hPa Seviyesinin Vortisiti Haritası, Gün: 28 Mart 1980, Saat: 00:00 Zulu.

Bugün meydana gelen yaygın aşırı yağışta atmosferik jet rüzgârları eşlik etmemiştir. Hem 250 hem de 300 hPa seviyelerinde, bölge atmosferi üzerinde jet rüzgârların aktif olmadığı ve bu atmosferik parametresinin bu günkü aşırı yağış oluşmasında rol oynamadığı görülmektedir (Şekil 3.147).



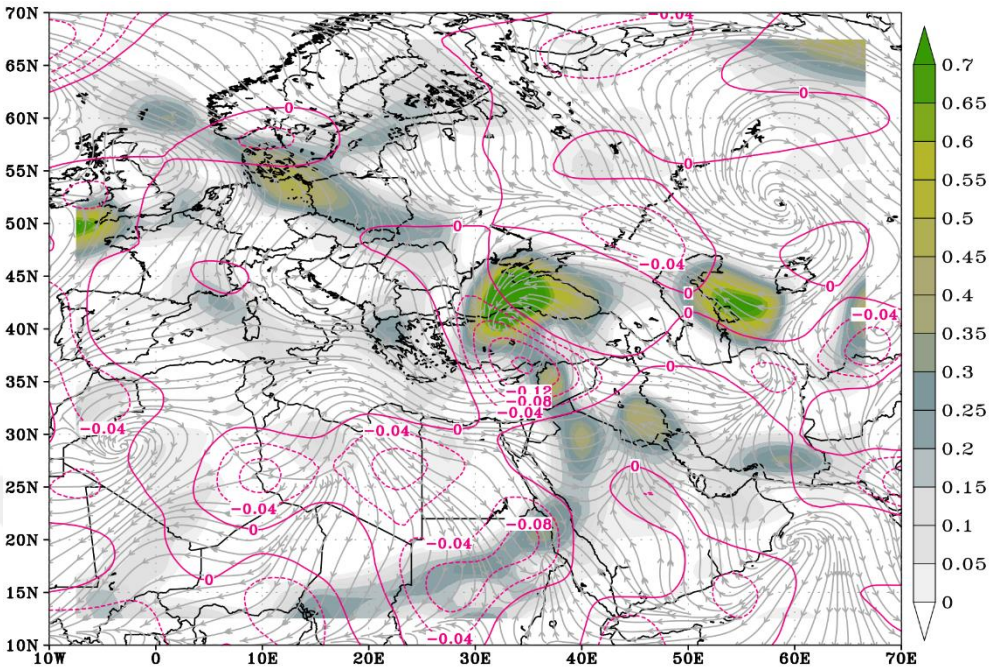
Şekil 3.147: 250 hPa Seviyesinin Jet Akımı Haritası, Gün: 28 Mart 1980, Saat: 00:00 Zulu.

Bugün 500 hPa seviyesinde aktif olan cephe oluşum merkezleri, Doğu Ukrayna ve Batı Rusya'da, yoğunluğu 0,7°K ulaşan ve çalışma alanının güneybatı köşesini etkileyen güçlü aktif frontal oluşum merkezleridir. Öte yandan, Ege Denizi ve Yunanistan'ın güneydoğusu üzerinde maksimum 0,3°K yoğunlukta zayıf bir cephe oluşum bölgesi oluşmuştur ve bu günkü hâkim rüzgâr akışına göre etkileri Marmara Bölgesi'nde de görülebilmektedir. Bahsi geçen frontal merkezler 600 hPa seviyesinde de aktiftirler, tek fark bu ki bölgede artık Ege Denizi frontal merkezinin etkisinin görülmemesidir. Ancak Kuzey-Batı Avrupa'da oluşan cephe merkezi bu seviyede güçlenmiş ve oluşan rüzgâr akımı desenine göre Marmara Bölgesi'ni de etkilemiştir. 700 hPa seviyesinde Ukrayna üzerinde oluşan frontal merkezin ve Marmara Bölgesi'nin batısına doğru uzanan 0.05°K kısımlarının etkisini görmekteyiz (Şekil 3.148).



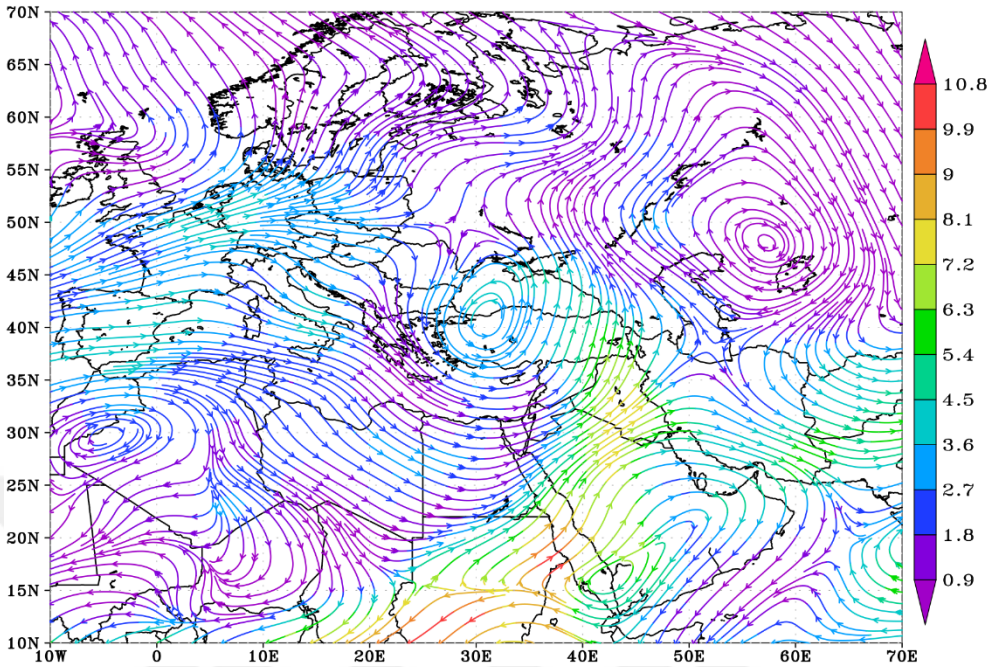
Şekil 3.148: Aktif Cephe Oluşum Alanlarının, Omega ve Rüzgâr Akışının 500 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, Gün: 28 Mart 1980, Saat: 00:00 Zulu.

850 hPa seviyesinde, Batı Avrupa, Yunanistan ve Ukrayna'nın cephe merkezleri, Marmara Bölgesi'ndeki bozuklukların üretilmesinde ve şiddetlenmesinde önemli rol oynamıştır. Ukrayna cephe oluşum bölgesinin Karadeniz'in kuzeyine doğru genişlemesiyle, aktif cephe oluşum bölgesinin Doğu Akdeniz bölgesine uzandığını görmekteyiz ve bu da bölgedeki istikrarsızlıkların yoğunluğunu artırmıştır. Ancak bu atmosferik seviyesinde Yunanistan-Batı Ukrayna'nın devasa cephe oluşum alanının bölgede istikrarsızlıklar üretmedeki rolünü de göz ardı etmemeliyiz. 1000 hPa seviyesinde, 925 hPa seviyesindekiyle aynı frontal oluşum deseni gözükmektedir, tek fark, Karadeniz'in kuzeyindeki frontal oluşum merkezinin güneye doğru genişlemesiyle, frontal oluşumun yoğunluğunun, Marmara Bölgesi'nin doğu kesimlerinde artmış olmuş ve maksimum değeri 0,55°K'e ulaşılmıştır. Bugün de çalışılan tüm seviyelerde, bölgenin büyük bir bölümünde her zaman negatif omega görülmekte ve bu bölgenin doğu kesimlerinde daha belirgin olmaktadır (Şekil 3.149).



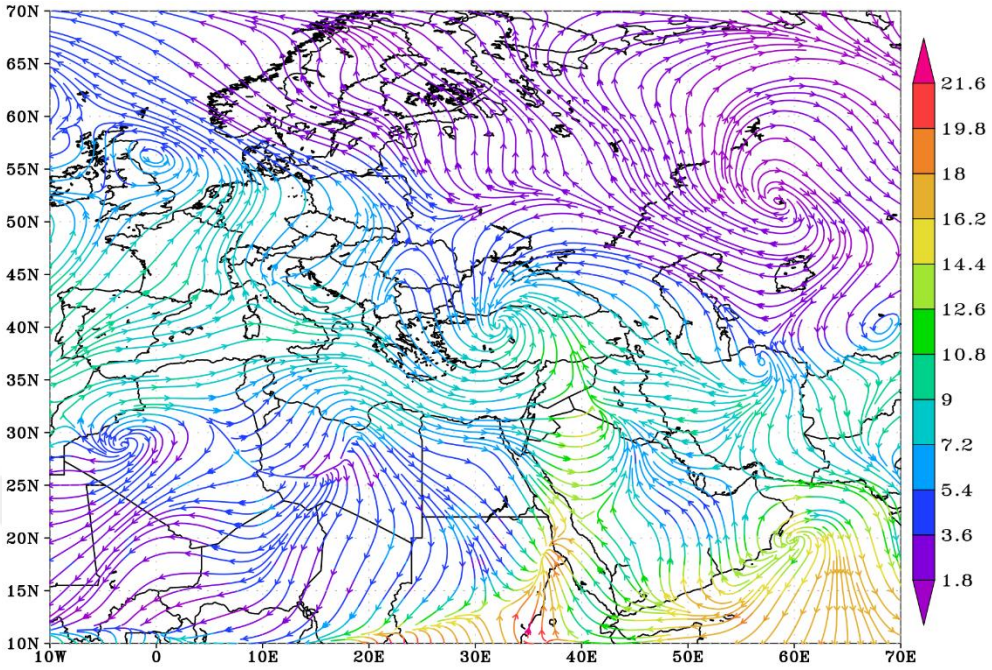
Şekil 3.149: Aktif Cephe Oluşum Alanlarının, Omega ve Rüzgâr Akışının 1000 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, Gün: 28 Mart 1980, Saat: 00:00 Zulu.

500 hPa seviyesindeki bugüne ait nem üfleme haritasının incelenmesi nem beslenmesinde Atlantik Okyanusu, Ege Denizi ve Marmara denizinin nem kaynaklarının etkisini göstermektedir. Ancak bu seviyede dikkat edilmesi gereken ilginç nokta, Marmara Bölgesi'nin güneydoğusunda nem konverjans zonunun oluşması nedeniyle, Karadeniz'in etkisinin yer yüzeyine yakın seviyelerde daha belirgin olduğu diğer indeks günlerden farklı olarak, bu seviyede Karadeniz neminin maksimum 1,92 g/kg değeri ile Marmara Bölgesi'ne girişini görmekteyiz. 600 ve 700 hPa seviyelerinde oluşan nem akışının konverjans bölgesinden dolayı bölgeye sadece Karadeniz ve Marmara denizin neminin esmesini görmekteyiz (Şekil 3.150).



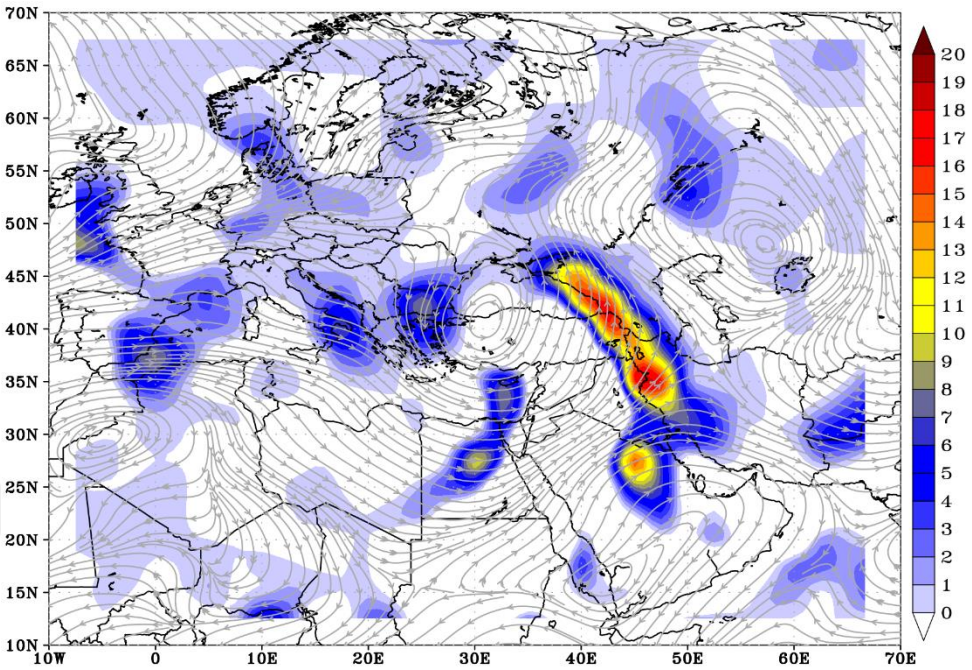
Şekil 3.150: 700 hPa Seviyesinin Nem Üfleme Haritası, Gün: 28 Mart 1980, Saat: 00:00 Zulu.

Ancak 850 hPa seviyesinde oluşmuş nem üfleme deseni nedeni ile Marmara Bölgesi'ne uzak ve yakın kaynaklardan çok büyük miktarda nem girmiştir. Bu atmosferik seviyesinde bölgeye nem pompalayan nem kaynakları arasında Atlantik Okyanusu, Akdeniz, Ege Denizi, Marmara Denizi ve Karadeniz'i sayabiliriz. Tabii ki sınırlı bir seviyede, oluşan nem akışı nedeniyle, Kızıldeniz'in neminin bölgeye yöneldiğini görebiliriz. Bu seviyede Marmara Bölgesi'ne giren maksimum nem miktarı 6 g/kg'a ulaşmaktadır. Marmara Bölgesi'ne doğu-batı ve kuzey-güney kaynaklarından 925 hPa seviyesinde bir nem seti girmektedir. Bir yandan Akdeniz'den, Ege Deniz'den, Marmara Deniz'den ve Karadeniz'den gelen nemin bölgeye estiğini görüyoruz. Öte yandan, Fars Körfezi, Kızıldeniz ve Hazar Denizi'nin nem kaynakları, çok büyük miktarda nemi uzun mesafeler kat ederek Marmara Bölgesi'ne yönlendirmektedirler. 1000 hPa seviyesinde Karadeniz, Marmara Denizi ve Hazar Denizi, aşırı yağışın nemini beslemesinde büyük rol oynamışlardır. Ancak Atlantik Okyanusu, Akdeniz, Kızıldeniz ve Fars Körfezi'nin bugün bölge atmosferine nem sağlamadaki rolü göz ardı edilmemelidir (Şekil 3.151).



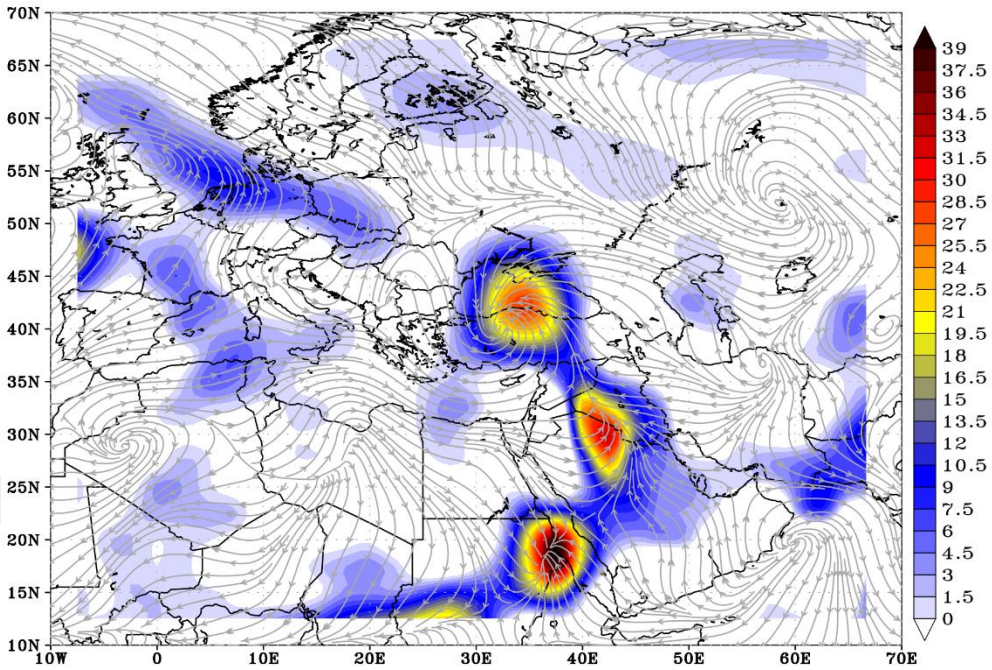
Şekil 3.151: 1000 hPa Seviyesinin Nem Üfleme Haritası, Gün: 28 Mart 1980, Saat: 00:00 Zulu.

500 hPa'daki nem akısı konverjans haritası, çalışma alanının batı, güneybatı ve güneydoğusunda nem yakınsama merkezlerinin oluştuğunu göstermektedir. Türkiye'nin batısında ve Marmara Bölgesi'nin doğusunda rüzgâr alanı konverjans bölgesinin oluşması nedeniyle oluşan bu nem konverjans merkezleri, bu atmosferik seviyede yağış üretmek için gerekli nemi sağlayan kaynaklardan biri sayılmaktadır. Bu atmosferik seviyede Marmara Bölgesi'nde en yüksek nem akışı miktarı 4 g/kg ile bölgenin batısında görülmektedir. Bahsi geçen nem akısı konverjans merkezlerinin dışında, Avrupa'nın kuzeybatı ve orta bölgelerinde oluşan nem akısı konverjans merkezleri de nemin bölgeye aktarılmasında küçük bir rol oynamışlardır. 600 hPa seviyesinde koşullar, nem konverjans merkezlerinin nem akışının yoğunluğunun artması farkıyla 500 hPa seviyesindekiyle aynı olmaktadır. Bir önceki seviyede olduğu gibi, maksimum nem akışı 6 g/kg'a ulaşan Marmara Bölgesi'nin batısında görülmektedir. 700 hPa seviyesinde özel bir olgu görülmemekte ve 600 hPa seviyesindeki koşulların aynısı hâkim olmaktadır (Şekil 3.152).



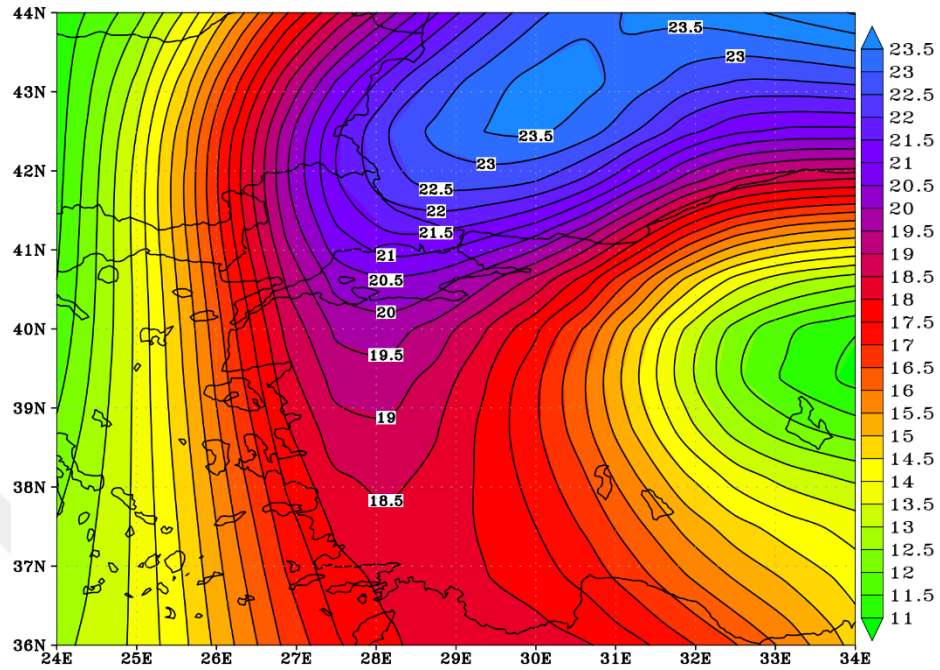
Şekil 3.152: Nem Konverjans Akışı ve Rüzgâr Akışının 700 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, Gün: 28 Mart 1980, Saat: 00:00 Zulu.

850 hPa seviyesinde, Karadeniz'de oluşan nem akışı konverjans bölgesi üzerinde nem akışının yoğunlaşması ve ayrıca rüzgâr akış deseninin değişmesi ile bu nem akışı yakınsama merkezindeki zengin nemin çalışma alanına doğru yöneldiğini görüyoruz. Yukarıdaki seviyelerde olduğu gibi, bölgenin batı kesimleri, 4 g/kg'a ulaşan en yüksek nem akışına sahiptir. 925 ve 1000 hPa seviyelerinde ise Karadeniz üzerinde oluşan nem akısı konverjans bölgesinin güçlendiğini görmekteyiz. Bu seviyelerde oluşan rüzgâr akışının yönüne göre Irak, Kızıldeniz, Sudan ve daha az ölçüde Hazar Denizi'nin kuzeyi ile Akdeniz'in batısı üzerinde oluşan nem akışının konverjans merkezlerinin nemi bu bölgeye taşınmasında önemli bir rol oynamıştır. Karadeniz'de oluşan nem akışının konverjans bölgesi, rüzgâr alanının konverjans bölgesine karşılık geldiğinden dolay, çevredeki havanın absorbe etmesi ile büyük miktarda nemi absorbe etmiştir ki bu da haritada açıkça görülmektedir. Bu nem absorpsiyon sonucunda Karadeniz'in nem akışı yakınsama merkezinde maksimum nem akışı 925 hPa seviyesinde15 g/kg'a, 1000 hPa seviyesinde ise 30 g/kg'ın üzerine çıkmıştır. 1000 hPa seviyesinde, Karadeniz'in kuzeyindeki nem akışının yakınsama merkezinin güneye doğru hareketinden dolayı Marmara Bölgesi'nin doğusunun büyük bir kısmı etkilenmiştir. Bu atmosferik seviyede Marmara Bölgesi'ndeki maksimum nem akışı miktarı 10,5 g/kg'a ulaşmaktadır (Şekil 3.153).



Şekil 3.153: Nem Konverjans Akışı ve Rüzgâr Akışının 1000 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, Gün: 28 Mart 1980, Saat: 00:00 Zulu.

Bugün de maksimum yağışa dönüşebilen su miktarı Karadeniz'in güneybatı kesimlerinde yoğunlaşmıştır. İncelenen alanda ise en yüksek yağışa dönüşe bilen su miktarı 21,5 kg/m³ ile batı kısmındaki kıyı şeridinde bulunmaktadır. Ancak hazırlanan bugünün yağışa dönüşebilen su miktarı haritasına göre, Marmara Bölgesi'nin atmosferinin üzerindeki yağışa dönüşe bilen su miktarı diğer bölgelere göre daha fazla olduğu ve bölgeye yeterli nemin pompalandığı açıkça görülmektedir (Şekil 3.154). Bu nedenle, bölgede yeterli nemin bulunması ve istikrarsızlık üretimi ve hava kütlesinin yükselme açısından koşulların sağlanması ile bölgede yaygın aşırı yağışların oluşması beklenenden uzak değildir.



Şekil 3.154: Yer Yüzeyi Seviyesinin Yağışa Dönüşe Bilen Su Miktarı Haritası, Gün: 28 Mart 1980, Saat: 00:00 Zulu.

3.2.2.11. Desen 11

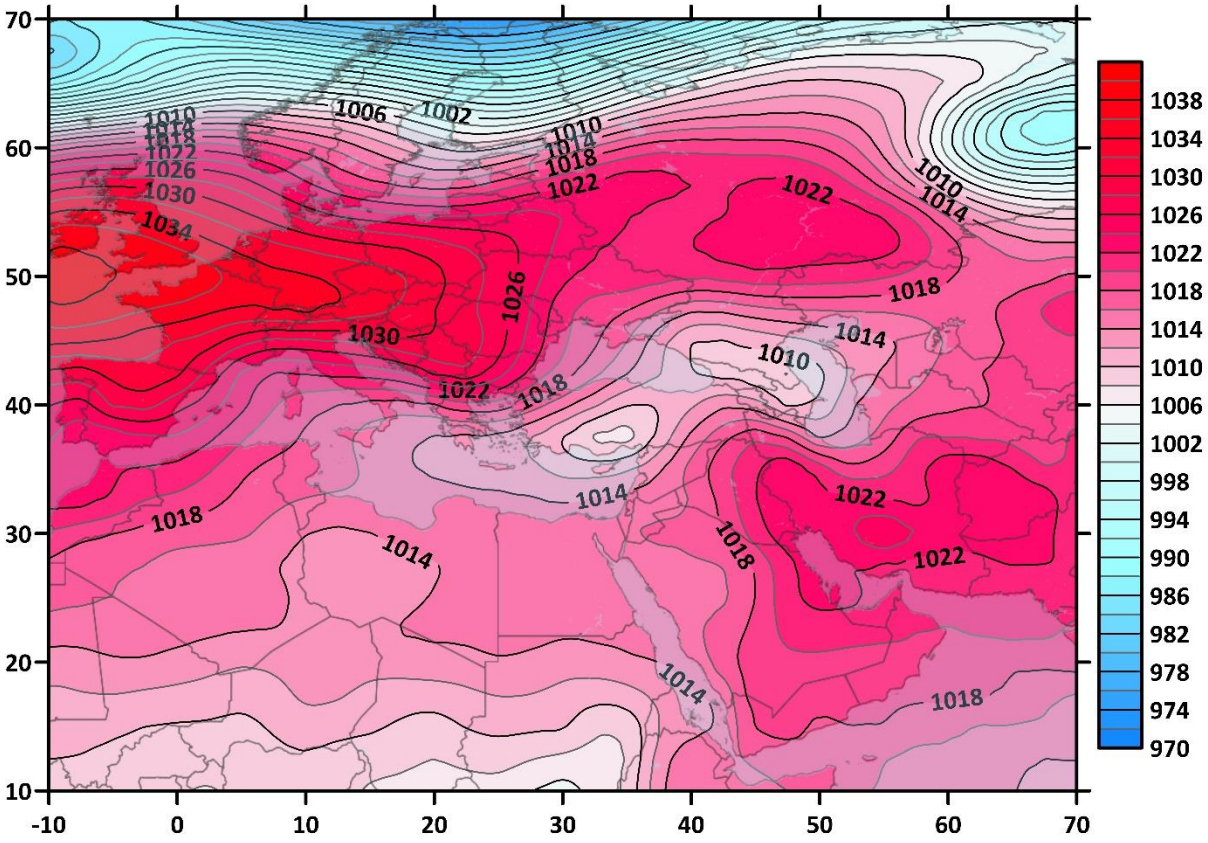
11 numaralı desen, önceki iki desen gibi bir günden oluşmakta ve bugün de meydana gelen maksimum yağış miktarı 430.6 mm olmaktadır (Tablo 3.24).

Tablo 3.24: Yer Yüzeyi Basıncının On Birinci Deseninde Yer Alan Günlerin Özellikleri.

Sıra	Kod	Gün	Yağış miktarı mm
1	12	197520DEC	430.6

Bugün de Azor Adaları'nın yüksek basınç siteminin 1038 hPa'a eşit bir merkezi çekirdek basıncı ile batıya doğru maksimum genişlemesine tanık oluyoruz. Bu yüksek basınç sisteminin merkezi çekirdeği, güney İngiltere ve kuzeybatı Atlantik Okyanusu üzerinde yer almaktadır. Bu yüksek basınç sistemi tüm Avrupa kıtasını ve Kuzey Afrika'yı etkilemiş ve doğudan nüfuz eden ve tüm İran ülkesini fetheden Sibirya yüksek basıncı ile birleşmiştir. Ancak bugünün yer yüzey basınç haritasında dikkat çeken nokta, Türkiye'nin güneybatısında ve Doğu Akdeniz'de, Kafkasya ülkeleri ve Hazar Denizi'nin batı kesimlerinde ise iki ayrı konvektif hücreli bir alçak basınç sisteminin oluşmasıdır. Bu alçak basınç sisteminin bu bölgede oluşması, alçak basınç ve yüksek basınç merkezleri arasında basınç farkının oluşmasına ve bölgede kuzeybatı-güneydoğu rüzgâr akışının oluşmasına neden olmuştur. Bugün de Marmara Bölgesi dinamik yüksek basıncının doğu kısmının uç ucunda yer almakta ve üzerinde eşit basınç eğrilerinin sıkışması bu

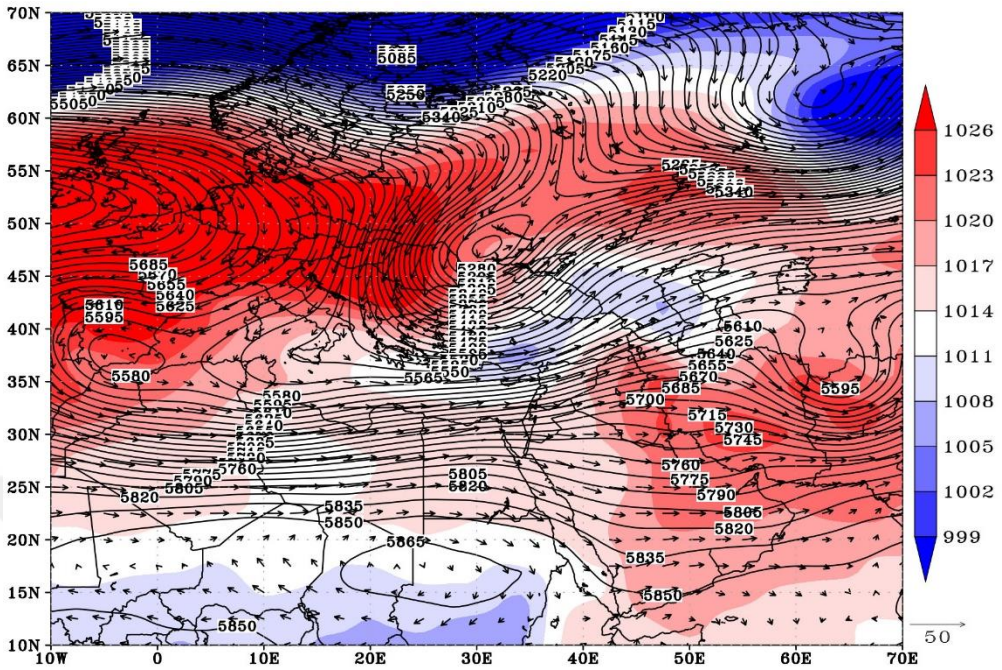
bölgedeki basınç farkının yoğunluğunu göstermektedir. Basınç farkının oluşması ve ardından kuzeybatı-güneydoğu rüzgâr akışının oluşması, yüksek basınçlı soğuk havanın Karadeniz üzerinden geçişine yol açmış ve bu denizin ısısını, enerjisini ve zengin nemini aşağıdan absorbe ederek son derece kararsız hale gelmiştir. Bu kararsız hava kütlesi, atmosferin üst seviyelerinde oluşan cut off alçağı bloking ile birlikte yoğunluğunu iki katına çıkarmış ve nihayet nemli hava kütlesinin yükselmesine ve Marmara Bölgesi'nde yaygın olarak şiddetli yağışların oluşmasına neden olmuştur (Şekil 3.155).



Şekil 3.155: Yer Yüzeyi Basıncının On Bir Numaralı Desen Haritası.

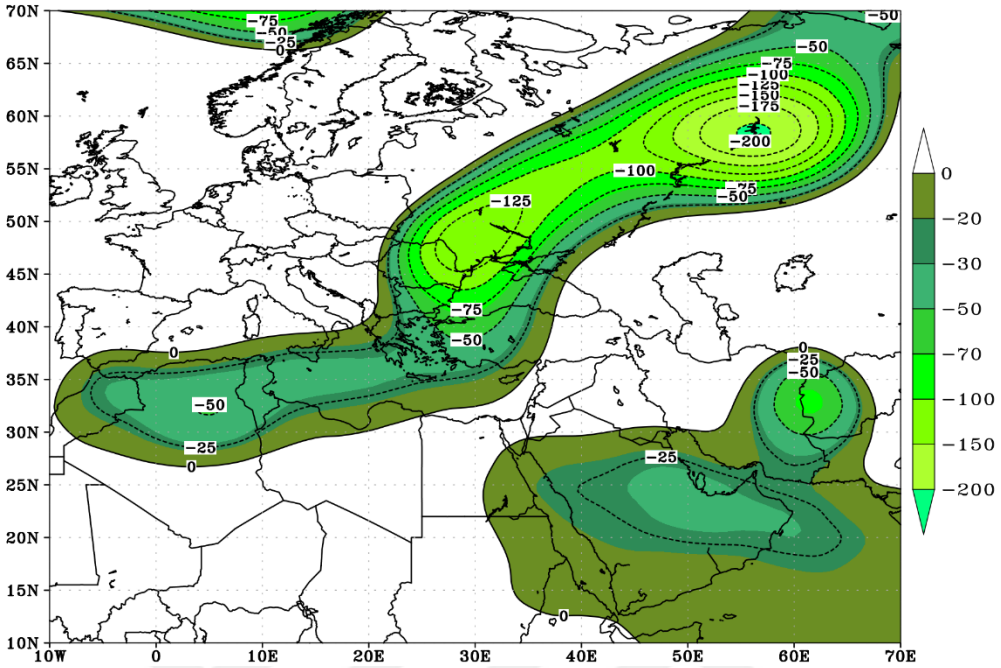
3.2.2.11.1. Desen 11 İndeksi Günü, 20 Aralık 1975

500, 600 ve 700 hPa seviyelerinde cut off alçağı blokinginin oluşması ve blokingin oluşturduğu trofun doğu kesiminde Marmara Bölgesi'nin konumu ki yukarı yönlü akıntıların başlangıç noktası olarak tanınmaktadır, hava kütlesinin yükselişi için koşullar tamamen hazırlanmıştır (Şekil 3.156).



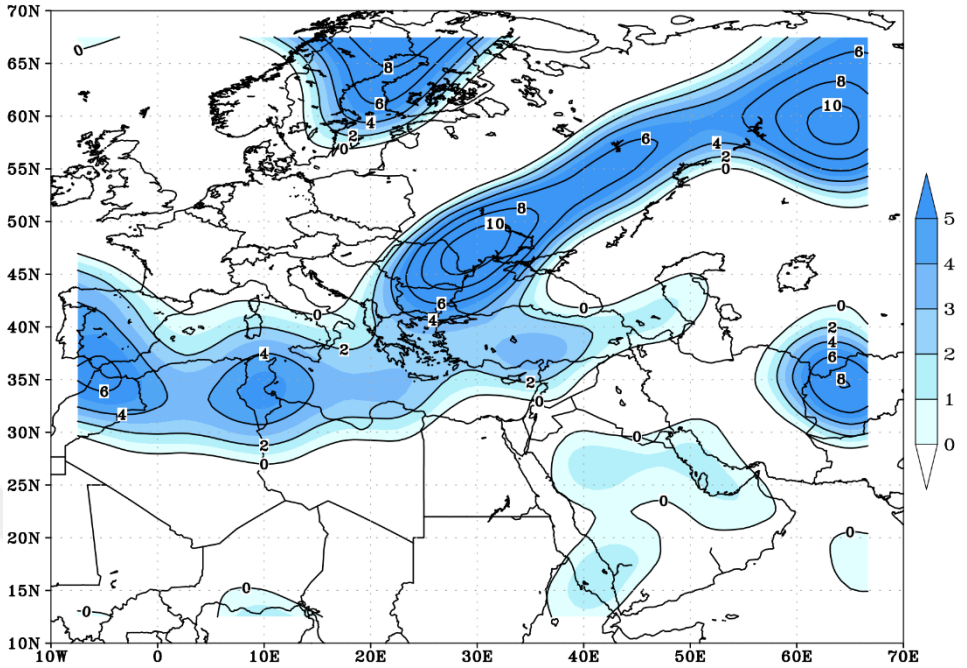
Şekil 3.156: Yer Yüzeyi Basıncı, Jeopotansiyel Yüksekliği ve Rüzgâr Akışının 500 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, Gün: 20 Aralık 1975, Saat: 18:00 Zulu.

500 ila 1000 hPa seviyesindeki atmosferik eddy ve vortisiti haritalarının incelenmesi de bu iddianın bir kanıtıdır. Kuzeybatı Rusya'nın merkezinde oluşan dev bir negatif eddy alanı, güneydoğu 30 derece enlemine kadar nüfuz ederek tüm Marmara Bölgesi'ni kaplamıştır. Negatif eddy hâkimiyeti, çalışılan tüm seviyelerde gözlenip ve maksimumu -50 jeopotansiyel metreye ulaşmaktadır ki bu da 500 ila 700 hPa seviyelerinde görülmektedir ve yoğunluğu yer yüzeyine yakın seviyelerde azalmaktadır (Şekil 3.157).



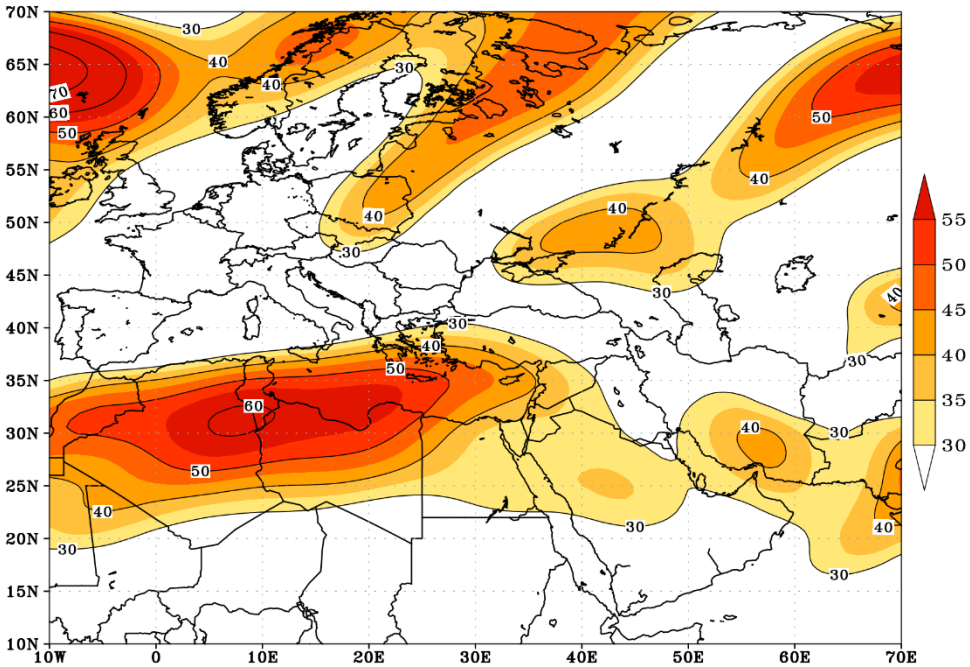
Şekil 3.157: 500 hPa Seviyesinin Atmosferik Eddy Haritası, Gün: 20 Aralık 1975, Saat: 18:00 Zulu.

Bölge üzerinde oluşan vortisiti akıntısı da istikrarsızlığın hâkimiyetini göstermektedir. Bugün de 850 hPa seviyesine kadar tüm Marmara Bölgesi'ne her zaman pozitif vortisiti hâkim olmuştur. 925 hPa seviyesinden itibaren, batı kesimlerinde zayıf bir negatif vortisiti hâkim olmuştur, ancak doğu kesimlerinde hala pozitif vortisiti akmaktadır, bu da bölgenin büyük bir bölümünde siklonik ve saat yönünün tersine hareketlerin hâkimiyetini göstermektedir. Dolayısıyla atmosferin istikrarsızlığını ve istikrarlı olduğunu gösteren bu iki atmosferik parametre incelenerek, tüm atmosferik seviyelerde bölgenin büyük bir bölümünde istikrarsız koşulların hâkim olduğu ve havanın yükselişi için her şeyin hazır olduğu söylenebilir (Şekil 3.158).



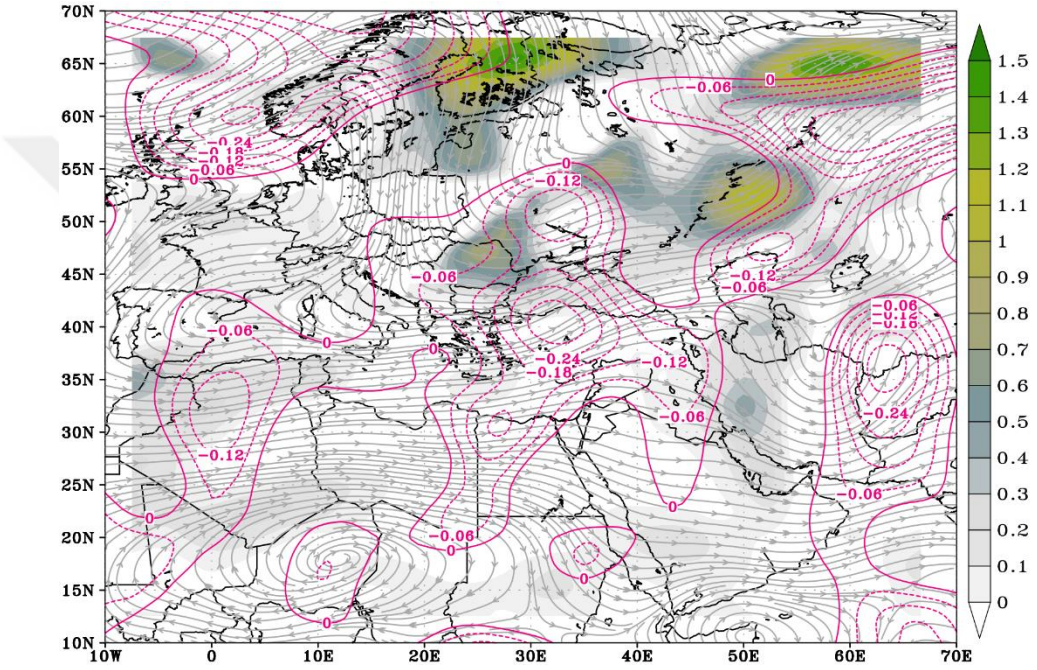
Şekil 3.158: 500 hPa Seviyesinin Vortisiti Haritası, Gün: 20 Aralık 1975, Saat: 18:00 Zulu.

Atmosferik jet akıntılarının akışının incelenmesi de göstermektedir ki, sadece 250 hPa seviyesinde, Marmara Bölgesi'nin güneydoğu kesimleri jet akıntısının sol çıkışında yer almaktadır, bu da jet akıntıların maksimum istikrarsız ve hava yükselme aktivitelerinin olduğu yer olmaktadır (Şekil 3.159).



Şekil 3.159: 250 hPa Seviyesinin Jet Akımı Haritası, Gün: 20 Aralık 1975, Saat: 18:00 Zulu.

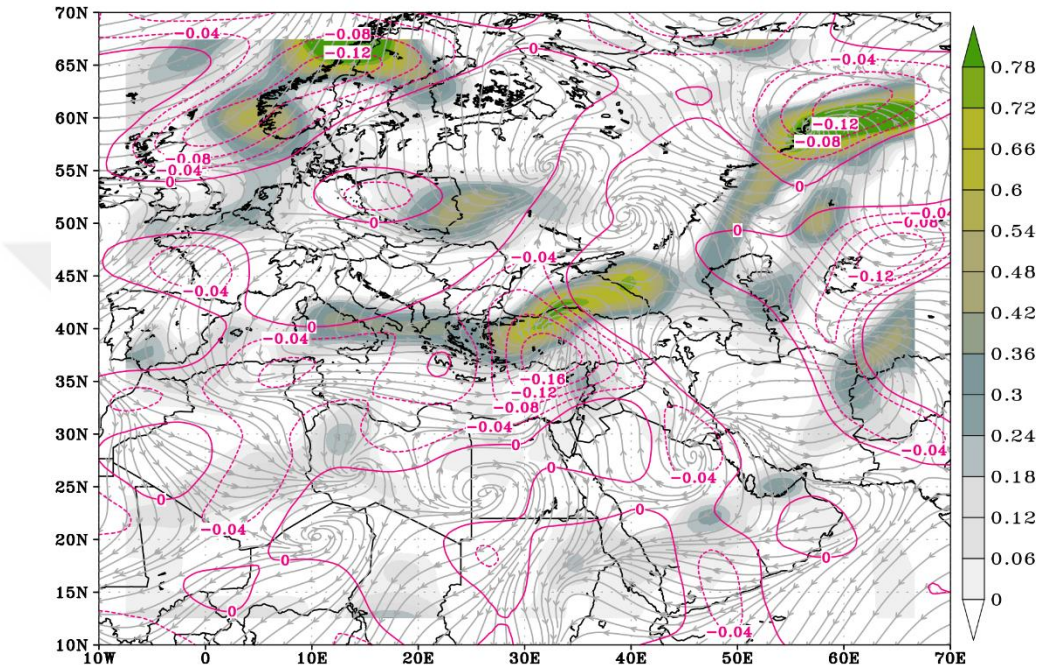
500 ila 700 hPa seviyelerinde, Marmara Bölgesi'ni etkilemiş olan aktif frontal merkezler, kuzeybatı Avrupa cephe merkezleri ile Ukrayna ve Romanya sınırında oluşan cephe merkezleridir. Bahsedilen üç seviyede de frontal oluşumun çok zayıf alanı tüm bölgeyi etkilemiştir ki değeri 0,1°K'e ulaşmaktadır. Ancak dikkat edilmesi gereken ilginç nokta, tüm Marmara Bölgesi'nde belirtilen üç seviyede de negatif omeganın hâkimiyetidir. Bu, atmosferin dikey hareketlerinin bu seviyelerde yukarı doğru olduğunu ve hava kütlesinin yükselmesi için koşulların mükemmel olduğunu göstermektedir (Şekil 3.160).



Şekil 3.160: Aktif Cephe Oluşum Alanlarının, Omega ve Rüzgâr Akışının 500 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, Gün: 20 Aralık 1975, Saat: 18:00 Zulu.

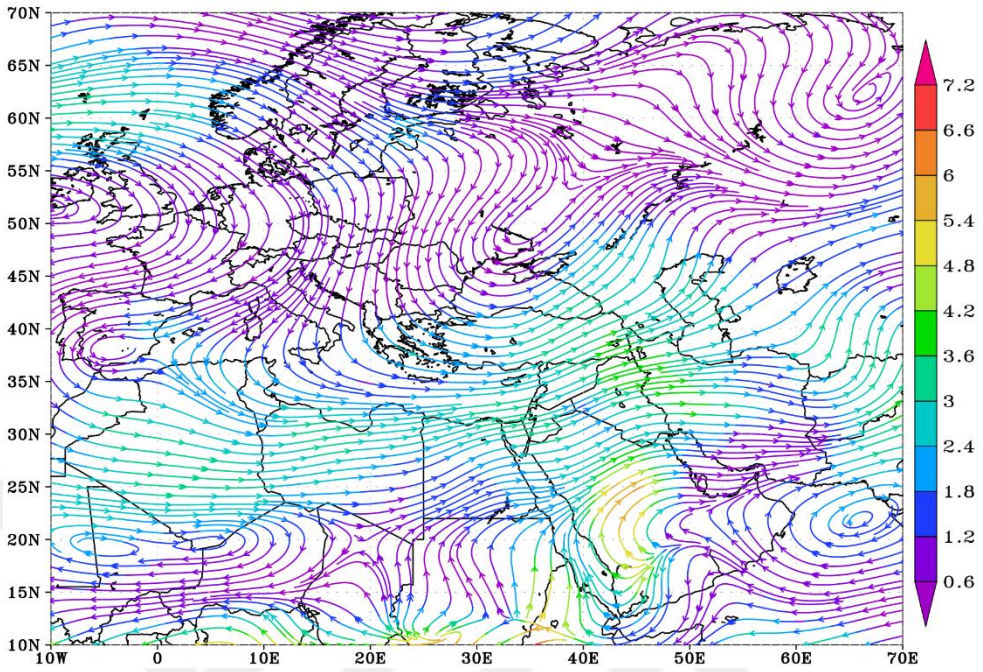
850 hPa seviyesinde, kuzeybatı Avrupa'nın cephe merkezinin güney enlemlerine doğru ilerlediğini ve Balkanlar ülkeleri ve Karadeniz üzerinde bulunan cephe merkezleriyle birleştiğini görüyoruz. Ayrıca Karadeniz'deki aktif cephe oluşum merkezleri, Rusya'nın güneyindeki aktif cephe oluşum merkezi ile birleşerek bölgenin çok büyük bir bölümünü kapsayan aktif bir cephe oluşum koridoru oluşturmuştur. Marmara Bölgesi de bu cephe oluşum alanlarından yararlanmıştır. Bu atmosferik seviyesinde Karadeniz cephe oluşum bölgesinin alt kesimleri tüm bölgeyi kapsamakta olup, bölgenin doğu kesimlerinde maksimum yoğunluğu 0,48°K'e ulaşmaktadır. Öte yandan, rüzgâr akışının desenine göre, Kuzey-Batı Avrupa'nın ve Balkan ülkelerinin frontal oluşum bölgelerinin, Marmara Bölgesi'nde atmosferik istikrarsızlık üretmede önemli bir rol oynadığı söylenebilir. Nitekim atmosferik omeganın bu seviyede incelenmesi, Türkiye'nin güneybatısında merkezlenen negatif omeganın tüm Marmara Bölgesi'ne hâkim olduğunu da göstermektedir. 925 ve 1000 hPa seviyelerinde Karadeniz cephe oluşum merkezinin güney

bölgelere doğru genişlemesi ve Türkiye'nin kuzey ve kuzeybatısında yer alması ile bundan en çok Marmara Bölgesi etkilenmiştir. Bu süreç, Marmara Bölgesi'ni aktif bir cephe oluşum merkezi haline getirmiş ve orada üretilen istikrarsızlıkları körüklemiştir. Her iki atmosferik seviyesinde de negatif omeganın tüm bölge üzerindeki hâkimiyeti bunu göstermektedir (Şekil 3.161).



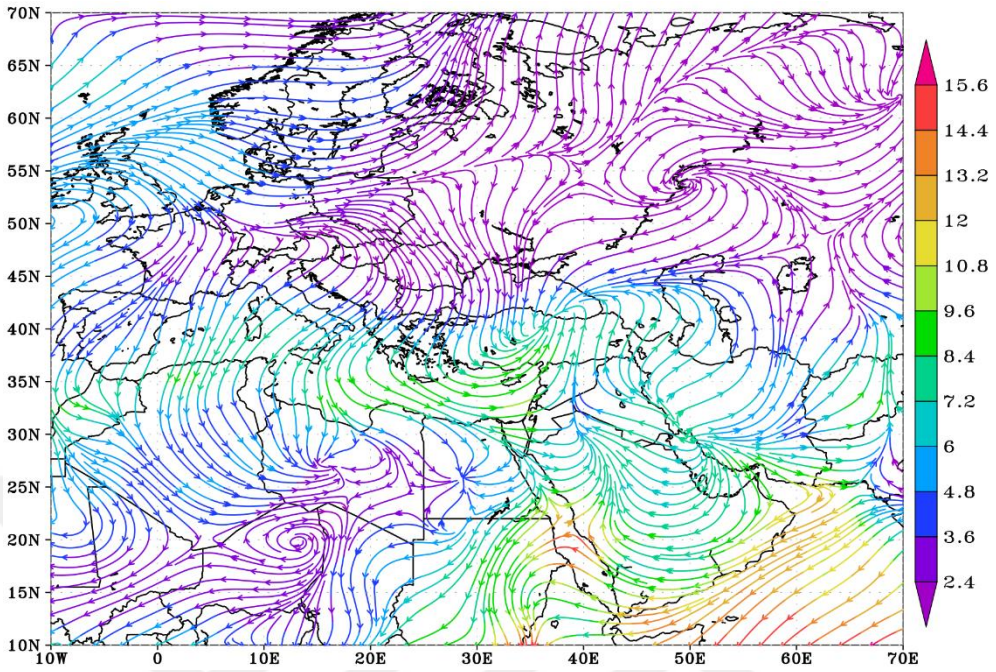
Şekil 3.161: Aktif Cephe Oluşum Alanlarının, Omega ve Rüzgâr Akışının 1000 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, Gün: 20 Aralık 1975, Saat: 18:00 Zulu.

500, 600 ve 700 hPa seviyelerinde yağış için gerekli nemi sağlamak üzere oluşan nem üflemesi, Kuzey Denizi, Baltık Denizi, Ege Denizi ve Marmara Denizi'nin nem kaynaklarından meydana gelmektedir. Bahsedilen seviyelerde esen maksimum nem miktarı sırasıyla 0,78, 1,5 ve 2,4 g/kg olup, ağırlıklı olarak Marmara Bölgesi'nin doğu kesimlerinde görülmektedir (Şekil 3.162).



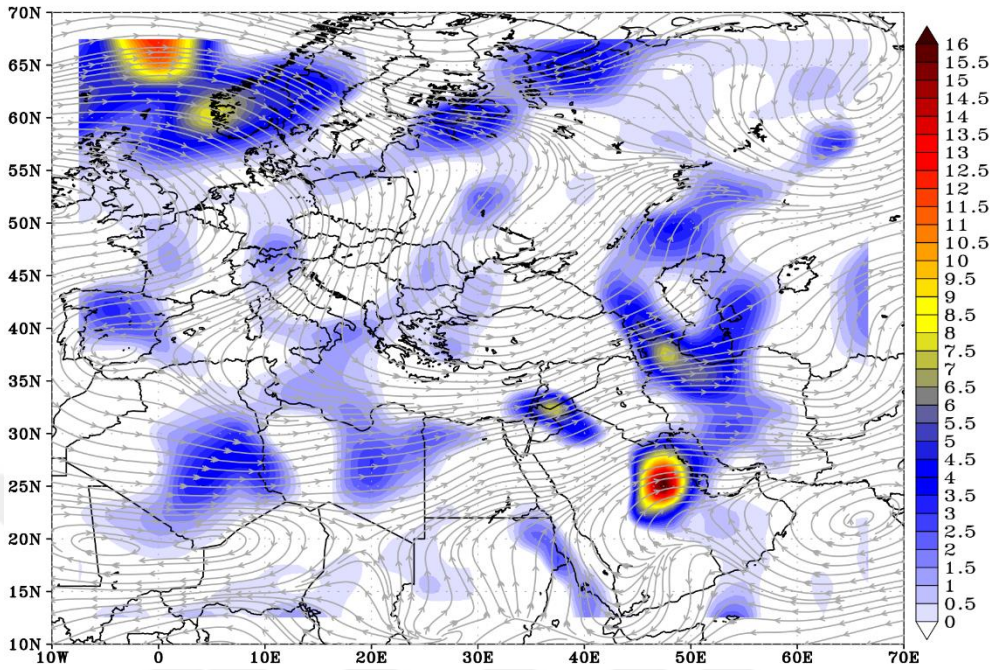
Şekil 3.162: 700 hPa Seviyesinin Nem Üfleme Haritası, Gün: 20 Aralık 1975, Saat: 18:00 Zulu.

Ancak 850, 925 ve 1000 hPa seviyelerinde bir yandan Marmara ve Ege denizlerinin rolünün ortadan kalktığını, diğer yandan Karadeniz neminin bölgeye girmeye başladığını görüyoruz. Ancak nemin Marmara Bölgesi'ne yönlendirilmesinde Kuzey Denizi ve Baltık Denizin nem kaynaklarının etkisi devam etmektedir. Ancak 1000 hPa seviyesinde nem üfleme deseni nedeniyle Baltık Denizi'nin rolü ortadan kalkmıştır. Bölgeye üflenen maksimum nem miktarı 850 hPa seviyesinde 3,6 g/kg, 925 hPa seviyesinde 4,4 g/kg ve 1000 hPa seviyesinde 6 g/kg olmaktadır (Şekil 3.163).



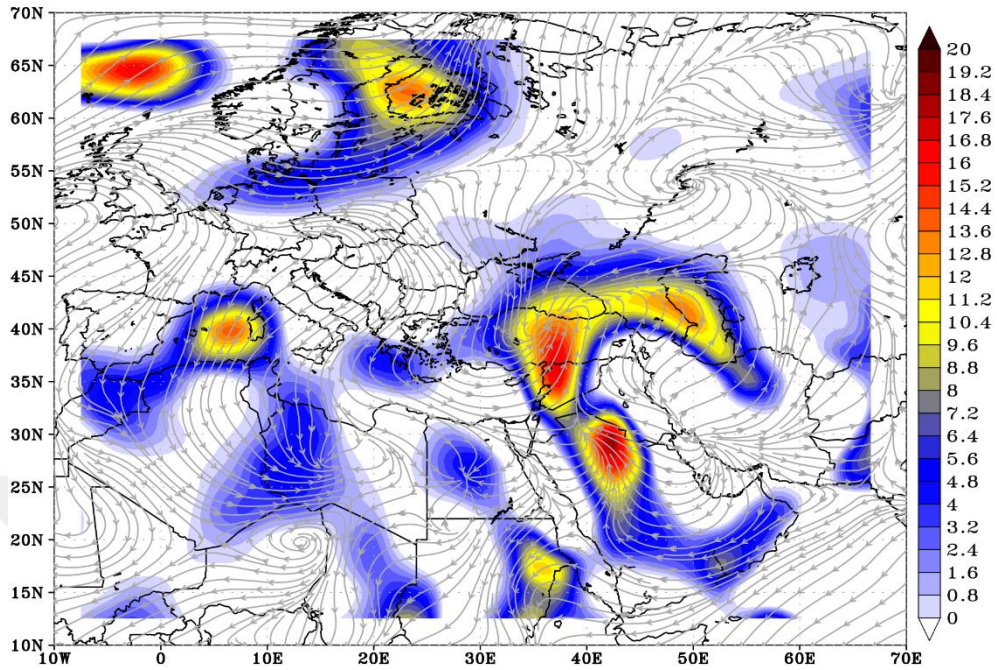
Şekil 3.163: 1000 hPa Seviyesinin Nem Üfleme Haritası, Gün: 20 Aralık 1975, Saat: 18:00 Zulu.

Atmosferdeki nemin yukarı doğru hareketini gösteren nem akısı konverjans bölgelerinin analizi ve tanımlanması, hava kütlesine nem ve enerji sağlanmasında özel bir öneme sahiptir ve aşırı ve süper aşırı yağışların analizlerde önemli parametrelerden biri olarak kabul edilmektedir. Bu yağışlı günde 500 ve 600 hPa seviyelerinde, kuzeybatı Avrupa üzerinde oluşan nem akışının konverjans bölgesinin Marmara Bölgesi'ne nem sağlamadaki rolü daha belirgin hale gelmiş; Merkezi hücresinin maksimum yoğunluğu 500 hPa seviyesinde 6 g/kg'ın ve 600 hPa seviyesinde 8 g/kg'ın üzerine çıkmaktadır. 700 hPa seviyesinde bu nem akısı konverjans zonunun yanında Marmara Bölgesi boyunca uzanan bir nem akısı konverjans zonunun oluştuğunu ve içindeki maksimum nem akısının 1 g/kg'a ulaştığını görmekteyiz. Ancak 850 hPa seviyesinde, kuzeybatı Avrupa nem akışının konverjans bölgesinin alt bölümü ayrılmış ve biri Kuzey Denizi ve diğeri Kuzey Avrupa üzerinde olmak üzere iki güçlü nem konverjans merkezinin oluşmasına neden olmuştur. Bu merkezlerin her ikisinde de nem akışı miktarı 12 g/kg'ın üzerine çıkmaktadır. Oluşan rüzgâr akışının yönüne ve desenine göre, bu nem konverjans merkezlerinin her ikisinin de Marmara Bölgesi'ne doğru nem transferinde aktif rol oynadıkları görülmektedir. Tabii güney İtalya'da oluşan nem akısı konverjans merkezinin zayıf kısımları, nem akısının 1 g/kg'a ulaştığı Marmara Bölgesi'nin bazı kısımlarını kapsamaktadır (Şekil 3.164).



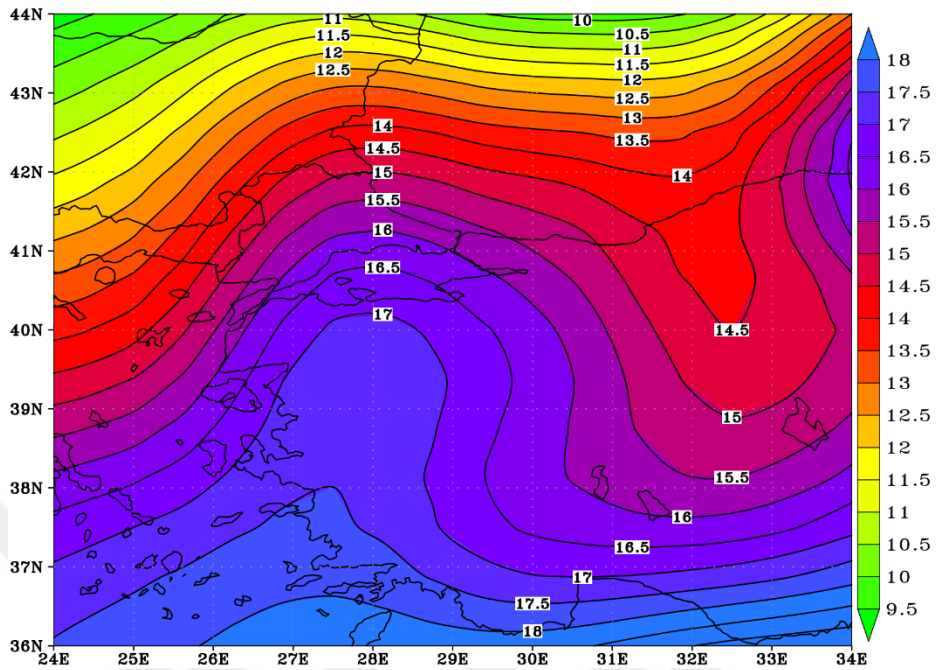
Şekil 3.164: Nem Konverjans Akışı ve Rüzgâr Akışının 700 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, Gün: 20 Aralık 1975, Saat: 18:00 Zulu.

925 hPa seviyesinde, kuzeybatı, kuzey ve batı Avrupa'nın nem konverjans merkezleri ile birlikte Suriye'de bulunan nem akısı konverjans merkezinin genişlemesi görülebilmektedir. Bu nem konverjans bölgesinin merkezi hücresinin yoğunluğu 17,6 g/kg'ın üzerine çıkmakta ve batıya doğru genişleyerek ve Rusya'nın güneyinde yer alan konverjans zonları ile birleşerek Marmara Bölgesi üzerinde gerilmektedir. Bu atmosferik seviyesinde, Marmara Bölgesi'nde nem akışı, bölgenin doğu kesimlerinde görülen maksimum 2,4 g/kg'a ulaşmaktadır. 1000 hPa seviyesinde, 925 hPa seviyesi ile aynı koşullar oluşturulmuştur, tek fark, kuzeybatı Avrupa'nın nem konverjans bölgesinin rolünün ortadan kalkması, ancak Kuzey Avrupa'nın nem akısı konverjans bölgesinin halen incelenen alanın nem sağlamasında aktif olmasıdır. Öte yandan, bölgenin batı kısımları nem akısı konverjansının hâkimiyeti dışındadır ve maksimum konsantrasyonu olan 4 g/kg'a eşit olan Marmara Bölgesi'nin doğu kısımlarında görülmektedir (Şekil 3.165).



Şekil 3.165: Nem Konverjans Akışı ve Rüzgâr Akışının 1000 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, Gün: 20 Aralık 1975, Saat: 18:00 Zulu.

Şekil 3.166, bu gündeki yağışa dönüşe bilen su miktarı haritasını göstermektedir. Söz konusu haritaya göre en yüksek yağışa dönüşe bilen su miktarı konsantrasyonunun 17 kg/m³'ün üzerinde olan bölgenin güneydoğu kesimlerinde görüldüğü görülmektedir. Marmara Bölgesi'ndeki minimum yağışa dönüşe bilen su miktarı, 14 kg/m³'e ulaşan kuzeybatı köşesine bağlı olmaktadır. Bu nedenle bölgenin tüm atmosferinde 14 ila 17 kg/m³ arasında yağışa dönüşe bilen su miktarı olduğu söylenebilir ve öte yandan hava kütlesinin yükselmesi ve istikrarsızlığın üretilmesi için farklı atmosferik seviyelerde koşulların hazır olması Marmara Bölgesi'nde yaygın aşırı yağışların meydana gelmesine neden olmuştur.



Şekil 3.166: Yer Yüzeyi Seviyesinin Yağışa Dönüşe Bilen Su Miktarı Haritası, Gün: 20 Aralık 1975, Saat: 18:00 Zulu.

3.2.2.12. Desen 12

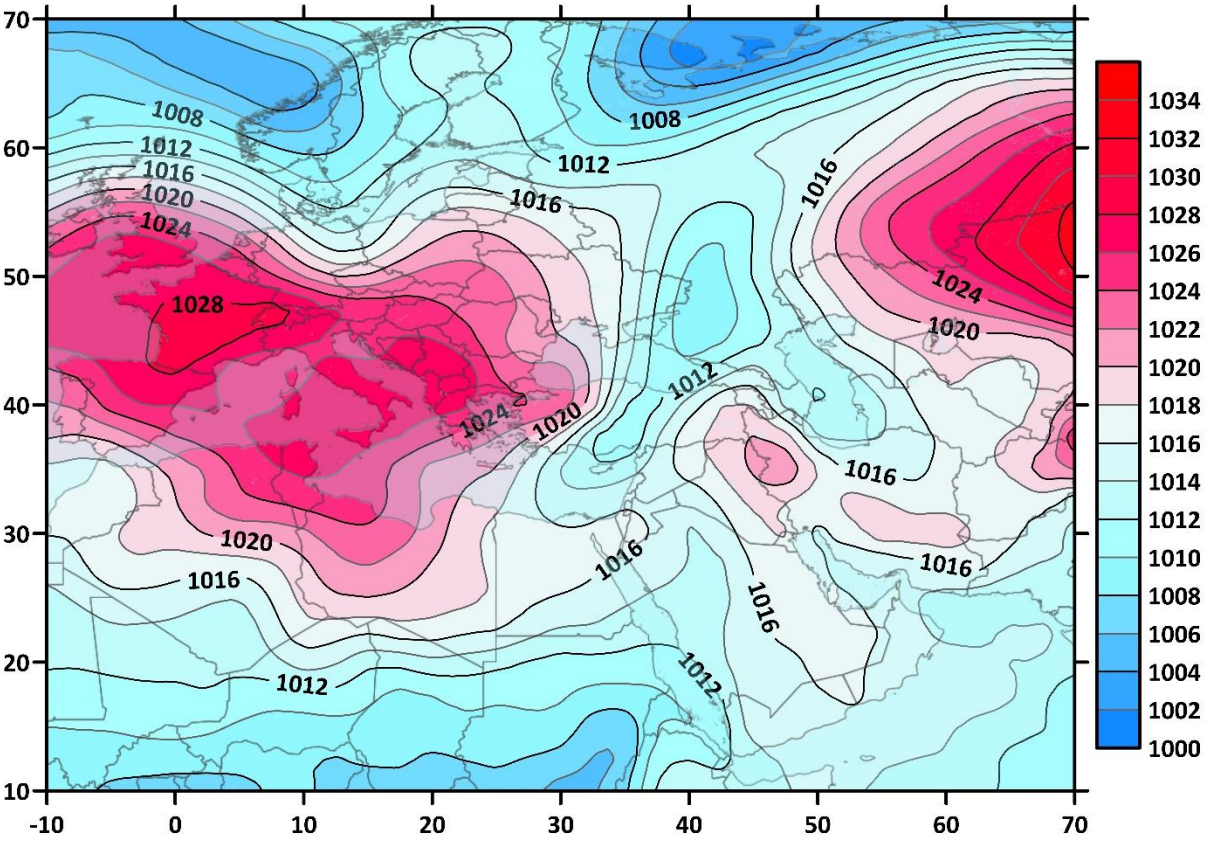
İncelenen tüm süre boyunca sadece bir gün meydana gelen bu yer yüzeyi basınç deseninde, kaydedilen yağış miktarı 460.4 mm'ye ulaşmaktadır (Tablo 3.25).

Tablo 3.25: Yer Yüzeyi Basıncının On İkinci Deseninde Yer Alan Günlerin Özellikleri.

Sıra	Kod	Gün	Yağış miktarı mm
1	35	200519DEC	460.4

Bugün de bölgede faaliyet gösteren basınç deseni, Azorlar yüksek basıncının faaliyetidir. 1028 hPa ve 1026 hPa'lık bir merkezi çekirdek basıncına sahip bu yüksek basınç sistemi, Batı Avrupa, Balkan ülkeleri, İtalya ve Akdeniz'in büyük bir bölümü ile Kuzey Afrika'da yer almaktadır. Doğu tarafından, Sibirya yüksek basıncının güç göstermesini görüyoruz. Bu basınç sistemi, batı uzantısı ile Rusya'nın ortasına, güneybatı uzantısı ile İran'ı etkilemiştir. Irak'ın doğusunda ve İran'ın batısındaki Zagros Dağları'nda 1022 hPa'lık bir yüksek basınç hücresinin oluşmasına neden olmuştur. Bu atmosferik desende görülebilen önemli bir fenomen, İzlanda siklonunun yoğunlaşması ve 60 derecenin üzerindeki enlemlerin kuzeybatı ve kuzeyinde iki çok düşük basınçlı hücrenin oluşmasıdır. Oluşan bu siklon güney topraklarına doğru ilerleyerek Sibirya ve Azor antisiklonlarına karşı bariyer görevi görmüş ve kuzey yönü ile Karadeniz'i geçerek, kuzeydoğu-güneybatı yönünde Türkiye'ye girmiştir. Türkiye'nin batısı ve incelenen alan

üzerindeki basınç eğrilerinin sıkışması, bu basınç sisteminin etkisini takiben bölgede hâkim olan basınç farkının şiddetini göstermektedir. Ortaya çıkan basınç farkı, bölge üzerinde batı-doğu ve kuzeybatı-güneydoğu hava akışının hâkimiyetine yol açmıştır. Öte yandan, Karadeniz'in batı kesimlerinden bölgeye nüfuz eden ve Karadeniz'in ısı ve nemini absorbe ederek soğuk hava akımlarının geçişi nedeniyle giderek kararsız hale gelmiş ve atmosferin üst seviyelerinde oluşan cut off alçağı bloking deseni ile Marmara Bölgesi'nde üretilen kararsızlıkların yoğunluğu artmış ve bunun sonucunda bölgede yaygın olarak aşırı yağışlar meydana gelmiştir (Şekil 3.167).

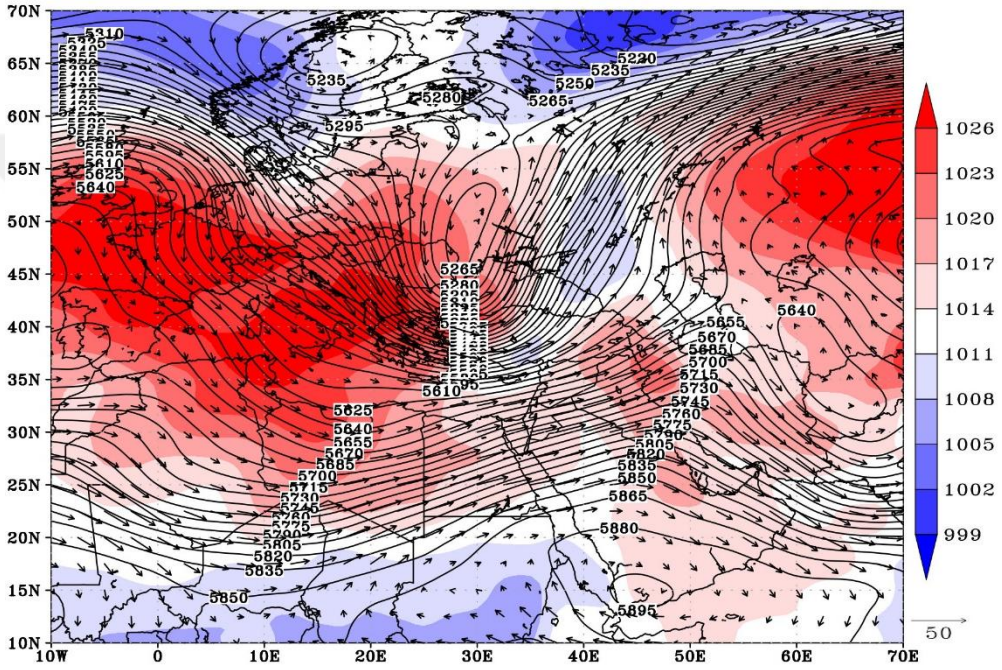


Şekil 3.167: Yer Yüzeyi Basıncının On İki Numaralı Desen Haritası.

3.2.2.12.1. Desen 12 İndeksi Günü, 19 Aralık 2005

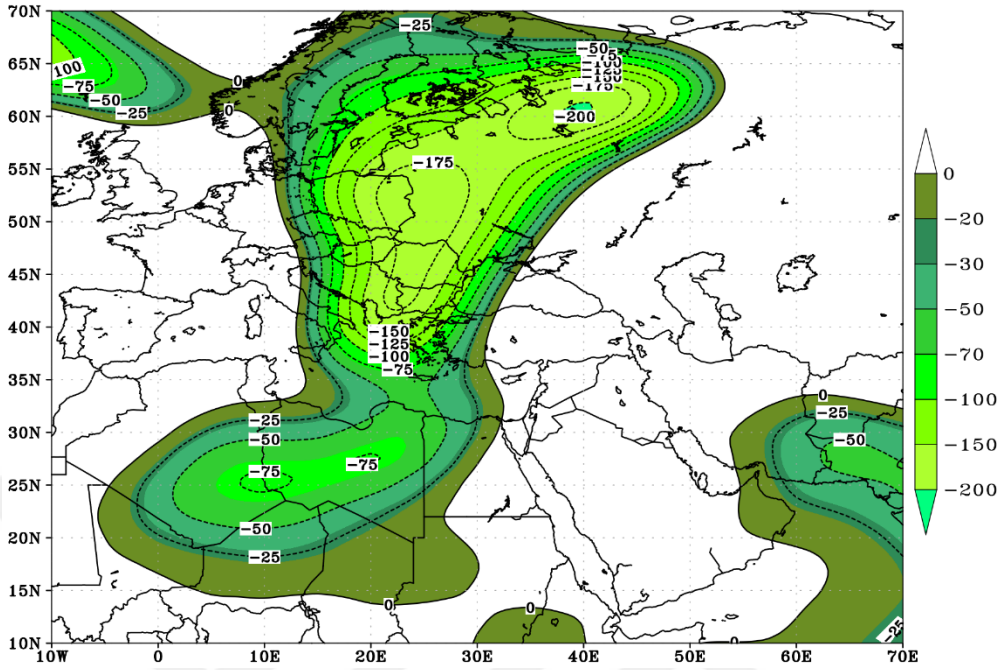
Üst seviyelerde özellikle 500, 600 ve 700 hPa seviyelerinde cut off alçağı blokingin oluşumu ve çalışma alanının bu bloking oluşturduğu trofun doğusunda yer alması yer yüzeyinde üretilmiş istikrarsızlıkların yoğunluğunu artırmıştır. Çalışma alanında belirtilen üç seviyede aynı yükseklikteki eğrilerin aşırı sıkışması, elbette ciddi bir sıcaklık farkına da sahip olan kuzey ve güney bölgeler arasında ciddi bir jeopotansiyel yükseklik farkına işaret etmektedir. Bu alanlar kuvvetli rüzgârların oluşumu için son derece elverişli olup, diğer yandan bu bölgede sıcak ve soğuk hava kütlelerinin çarpışması nedeniyle aktif

cephelerin oluşumu için iyi alanlar olarak değerlendirilmektedir. 850 hPa seviyesinde, Marmara Bölgesi trofun batısında yer almaktadır. Kuzeybatı-güneydoğu yönlü 55 derecenin üzerindeki enlemlerde soğuk havanın çökme yeri olan bu kısım, atmosferine neredeyse durağan koşullar kazandırmıştır. 925 ve 1000 hPa seviyelerinde, aynı yükseklik eğrileri, yer yüzeyinin izobar eğrilerinin düzenini takip etmektedir. Öte yandan Marmara Bölgesi üzerinde 925 hPa seviyesinde kuzeybatı-güneydoğu rüzgâr akışının, 1000 hPa seviyesinde ise batı-doğu ve kuzeybatı-güneydoğu rüzgâr akımının hâkimiyetini görüyoruz (Şekil 3.168).



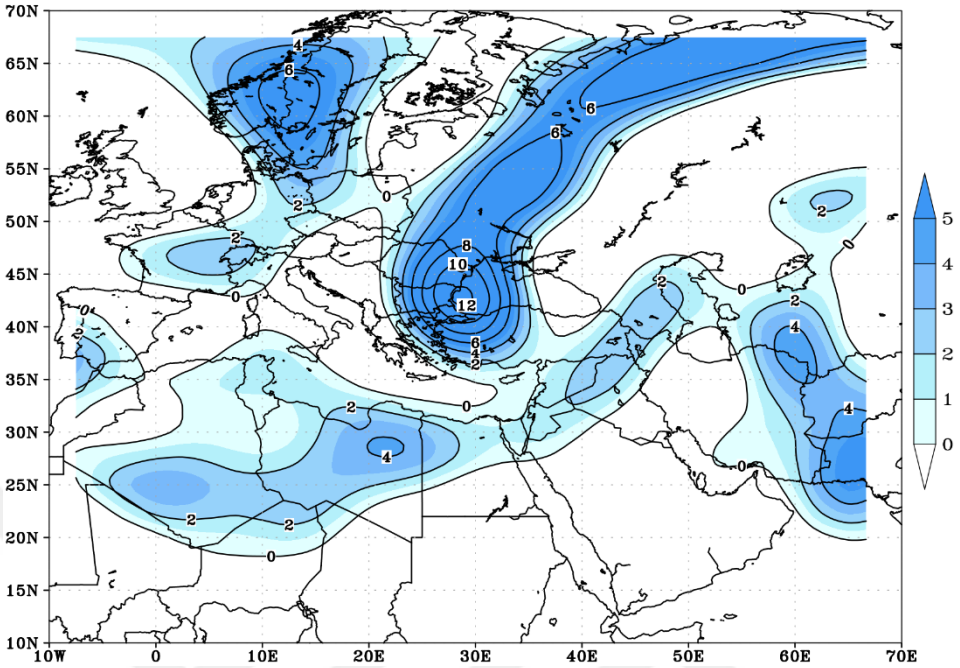
Şekil 3.168: Yer Yüzeyi Basıncı, Jeopotansiyel Yüksekliği ve Rüzgâr Akışının 500 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, Gün: 19 Aralık 2005, Saat: 18:00 Zulu.

Bugünün atmosferik eddy haritalarını incelemek, bölgenin atmosferinin istikrarlı olmadığını ve 500 ila 1000 hPa seviyelerinde her zaman negatif eddy ile karşılaştığımızı göstermektedir. Negatif eddynin merkezi çekirdeğinin yoğunluğu 500 hPa seviyesinde -200 jeopotansiyel metreye ulaşan Rusya'nın kuzeybatısında yer almaktadır. Çalışma alanı, 500 hPa seviyesinde maksimum -150 jeopotansiyel metre ve 1000 hPa seviyesinde minimum -25 jeopotansiyel metre olmak üzere, belirtilen tüm seviyelerde negatif eddynin etkisi altındadır. Dolayısıyla atmosferik eddyler açısından koşulların hava kütlesinin yükselişi için elverişli olduğu söylenebilir (Şekil 3.169).



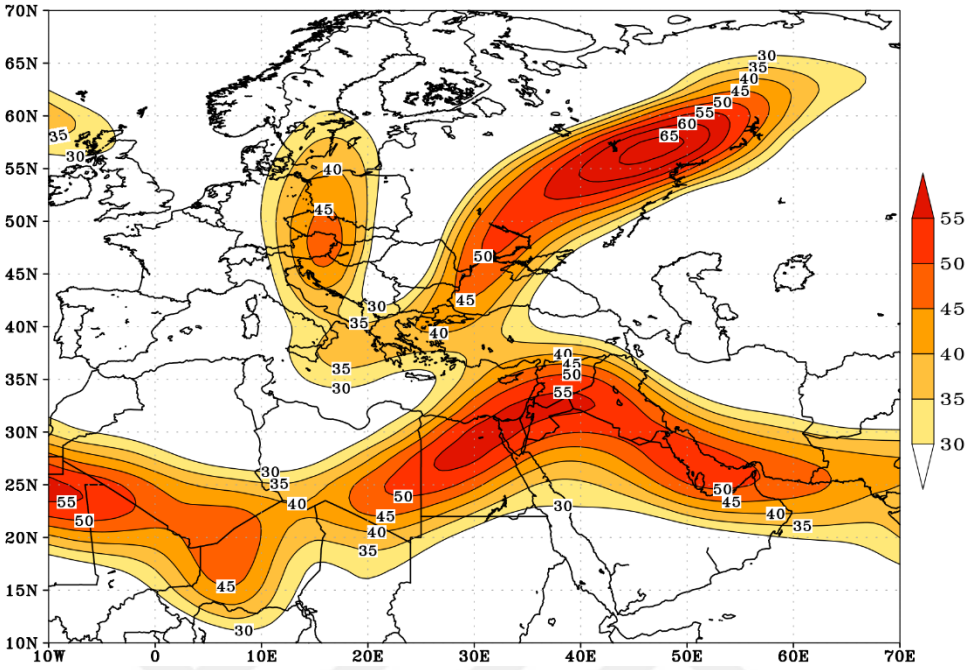
Şekil 3.169: 500 hPa Seviyesinin Atmosferik Eddy Haritası, Gün: 19 Aralık 2005, Saat: 18:00 Zulu.

Vortisiti haritalarının analizi ayrıca, 500 ila 700 hPa seviyelerinde tüm bölge üzerinde pozitif vortisitinin hâkim olması ve 850 hPa seviyesinden itibaren batı bölgelerinin kademeli olarak pozitif vortisiti altından çıktığını ve 1000 hPa seviyesinde, tüm bölge negatif vortisiti tarafından işgal edilmesini göstermektedir. 500 ila 700 hPa seviyelerinde maksimum pozitif vortisiti akımı Marmara Bölgesi'nde yoğunlaşmakta, yer yüzeyine yakın seviyelerde Türkiye'nin güney bölgelerine hareket etmekte ve 1000 hPa seviyesinde ise Türkiye'nin güneyinde ve kuzeydoğu Akdeniz'de yer almaktadır. Elde edilen sonuçlara göre, tüm bölge için vortisiti parametresi açısından hava kütlesinin 700 hPa seviyesine kadar yükselmesi için gerekli koşulların sağlandığı söylenebilir. Ancak yer yüzeyine yakın seviyelerde, Marmara Bölgesi'nin doğu bölgelerinin çoğu hava kütlesinin yükselmesi için elverişli koşullara sahip olmaktadırlar (Şekil 3.170).



Şekil 3.170: 1000 hPa Seviyesinin Vortisiti Haritası, Gün: 19 Aralık 2005, Saat: 18:00 Zulu.

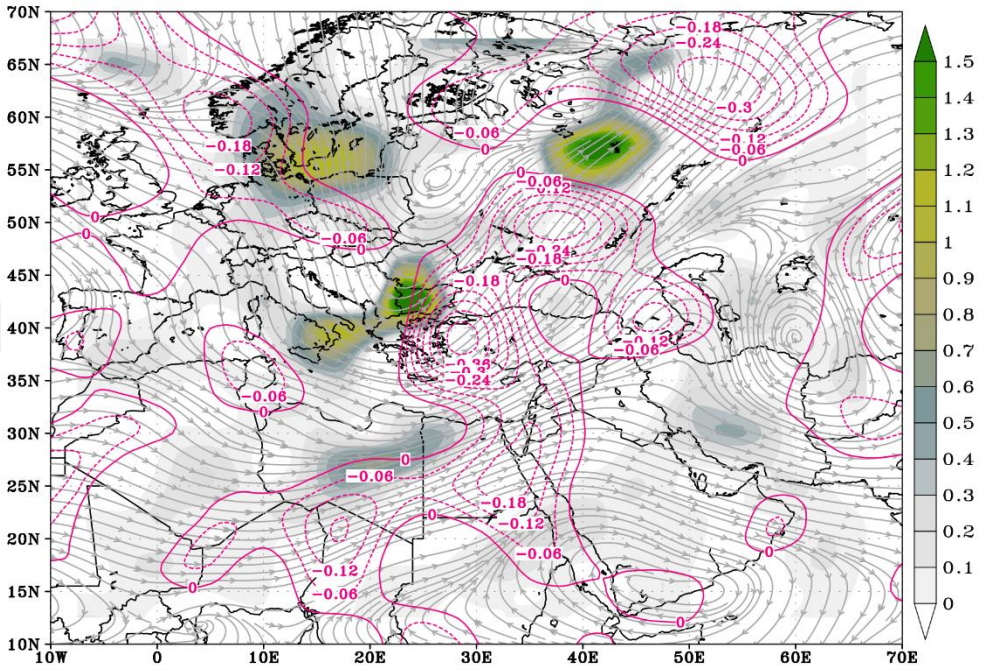
Ancak atmosferik jet akıntı haritalarına bakıldığında, Marmara Bölgesi üzerinde çok güçlü jet akıntıların faaliyet gösterdiği görülmektedir ve ilginç olan nokta, Marmara Bölgesi'nin bu atmosferik jet akıntının sağ girişindeki konumudur. 250 hPa seviyesinde merkez çekirdekte oluşan jet rüzgârın maksimum hızı 65 m/s'ye, Marmara Bölgesi üzerindeki hızı ise 40 m/s'ye ulaşmaktadır. Ancak 300 hPa seviyesinde merkez çekirdeğinin yoğunluğu artmış, öyle ki jet rüzgârın merkez çekirdeğinin yoğunluğu 70 m/s'ye, Marmara Bölgesi'nde ise batı kesimlerde 45 m/s'ye ve doğu kesimlerde ise 40 m/sn ulaşmaktadır. Marmara Bölgesi'nin, bir yandan maksimum hızın diğer yandan istikrarsızlıkların ve yükselme hareketlerin maksimum üretildiği yer olan jet akımının sağ girişinde yer alması, alt seviyelerde konverjans ve istikrarsızlık akımlarının yoğunlaşmasına ve güçlenmesine yol açmıştır ve hava kütlesinin yükselmesine ve bölgede yaygın aşırı yağışların oluşmasına büyük katkı sağlamıştır (Şekil 3.171).



Şekil 3.171: 250 hPa Seviyesinin Jet Akımı Haritası, Gün: 19 Aralık 2005, Saat: 18:00 Zulu.

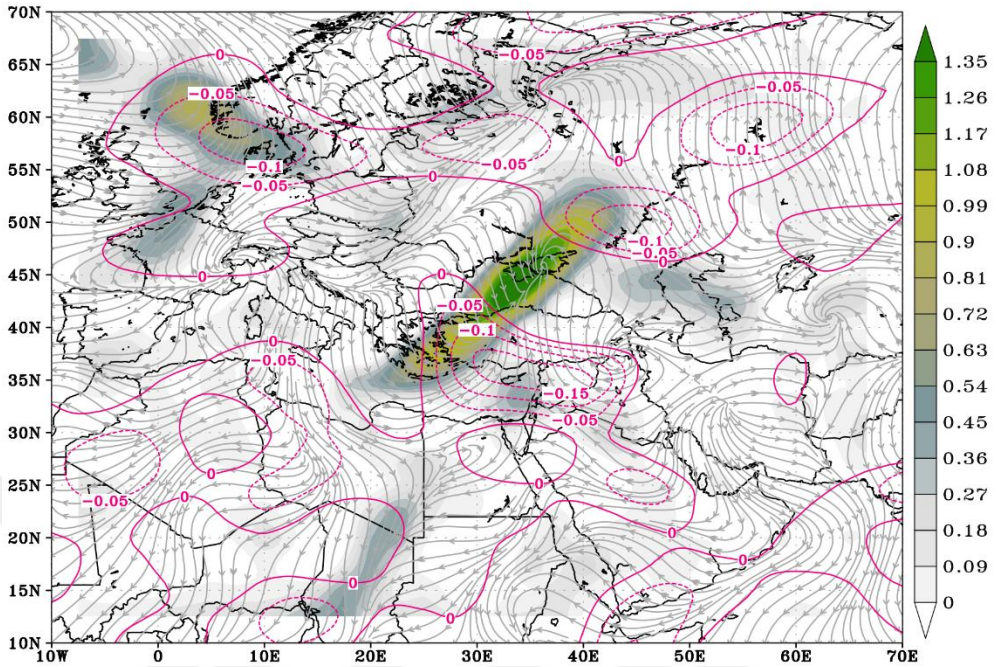
Bugünün aktif cephe oluşumu haritalarına bakıldığında, bölgeye nüfuz eden kuzey ve güney hava kütlelerinin aktif cephe alanlarının oluşumundaki rolü çok iyi ortaya çıkmaktadır. 500 ila 1000 hPa seviyelerinde cephe oluşum merkezleri, farklı seviyelerdeki jeopotansiyel yükseklik desenlerine ve yer yüzeyinde hâkim olan basınç desenine tam olarak uygun olmaktadır. Çalışma alanı üzerinde 500 hPa seviyesinde etkiye sahip olan frontal merkezler, kuzeybatı Avrupa, Bulgaristan ve güney İtalya üzerinde oluşan aktif frontal merkezlerdir. Bu aktif frontal merkezler arasında en yüksek yoğunluk, Bulgaristan'ın batısında yer alan ve 1,5 °K'in üzerine ulaşan ön merkezine aittir. 600 hPa seviyesinde, aynı frontal oluşum merkezleri aktiftir, tek fark, yoğunluklarının azalması ve merkezi çekirdeklerinde hafif bir yer değiştirme oluşmasıdır. Öyle ki, Bulgaristan'ın batısında yer alan cephe bölgesinin merkez çekirdeği güneye kayarak Yunanistan'ın doğu kesimleri ile Ege Denizi'nin kuzeybatı kesimlerinde yer almıştır. Bu seviyedeki bu frontal merkezlerin maksimum yoğunluğu, her üç frontal merkezde gözlenen 0,96 °K'in üzerine çıkmaktadır. İncelenen her iki seviyede de önemli olan nokta, Bulgaristan ve Yunanistan sınırında yer alan frontal zonun güneydoğu kesiminde negatif omeganın hâkimiyetidir. Oluşan negatif omega tüm Marmara Bölgesi'ni kaplamış olup ve bu olay bölge atmosferinde tamamen kararsız koşulların hâkimiyetini göstermektedir. 700 hPa seviyesinde, Avrupa'nın kuzeybatısındaki frontal merkezin aktivitesine ve etkisine hâlâ tanık olmaktayız. Ancak Marmara Bölgesi'nin batısında yer alan cephe oluşum merkezi biraz genişleyerek doğu ve güneydoğuya doğru ilerlemiş ve tüm Marmara Bölgesi'ni kapsamıştır. Ancak yoğunluğu azalmış ve merkez çekirdeğinde 0,72 °K ulaşmıştır. İlginç olan, bu frontal merkezin,

kuzeydoğu-güneybatı koridoru gibi genişleyen Ukrayna ve Batı Rusya üzerindeki frontal merkezlerle bütünleşmesi ve 700 hPa seviyesinde oluşan trofla tamamen uyumlu olmasıdır. Bu atmosferik seviyesinde, merkezi Türkiye'nin güneybatısında olan bölgede negatif omeganın hâkimiyeti görülmektedir (Şekil 3.172).



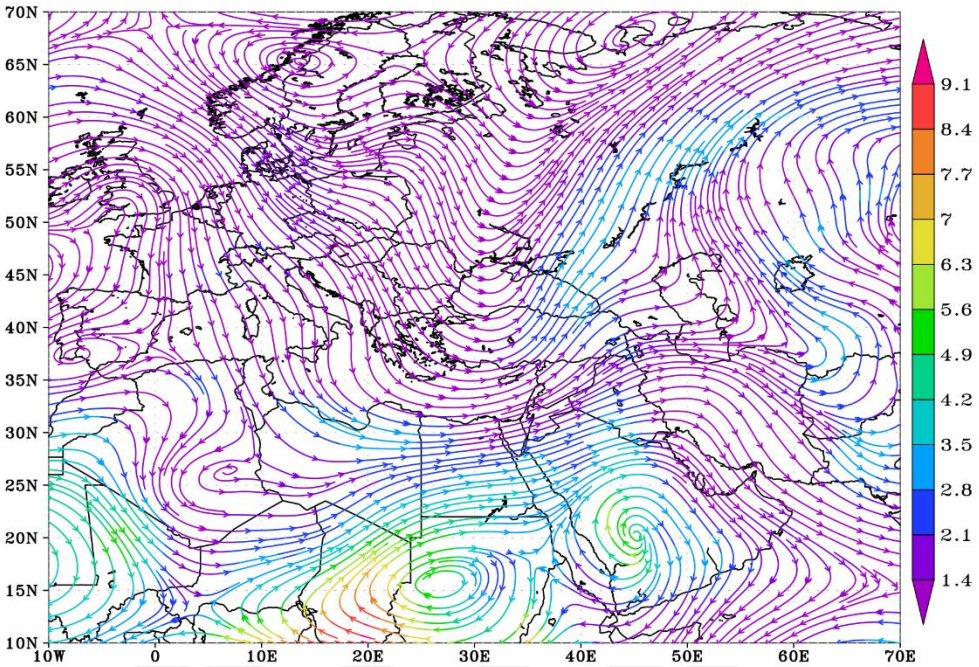
Şekil 3.172: Aktif Cephe Oluşum Alanlarının, Omega ve Rüzgâr Akışının 500 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, Gün: 19 Aralık 2005, Saat: 18:00 Zulu.

850 hPa seviyesinde, bölgedeki entegre frontal merkezler iki çok aktif frontal çekirdek oluşturmuştur; bunlardan ilki kuzeydoğu Ukrayna ve güneybatı Rusya'da 0,96 °K'den fazla bir yoğunlukla ve bir sonraki güçlü çekirdek, 0,84 °K'den fazla yoğunlukla Marmara Bölge'sinin doğu kesimlerinde yer almıştır. Marmara Bölgesi'nin bu seviyede cephe oluşumunun merkezi haline dönüşmesi istikrarsızlıkların yoğunluğunu artırmıştır. Negatif omeganın bölge atmosferine hâkim olması, bu iddianın ispatıdır. 925 ve 1000 hPa seviyelerinde, Rusya-Ukrayna cephe oluşumu merkezinin güney bölgelere doğru hareket etmesine yol açan ve bölgeye nüfuz eden siklon sisteminin yoluna tam olarak karşılık gelen cephe oluşum koridorunun oluşmasına tanık olmaktayız. Öyle ki, bu güçlü cephe oluşum merkezleri Karadeniz'in üzerine 1000 hPa seviyesinde yayılmış ve güney kısımları tüm Marmara Bölgesi'ni kaplamıştır. 925 hPa seviyesinde kuzeybatı Avrupa'nın frontal merkezlerinin küçük etkisi halen gözlenirken, 1000 hPa seviyesinde bölge sadece Karadeniz üzerinde oluşan frontal merkezden etkilenmektedir. Bu aktif frontal merkezin maksimum yoğunluğu 925 ve 1000 hPa seviyelerinde 1,35 °K'in üzerine çıkmaktadır. Diğer seviyelerde olduğu gibi, bu atmosferik seviyesinde de Marmara Bölgesi'nde çok kararsız bir atmosfere işaret eden negatif omeganın hâkimiyeti hala görülmektedir (Şekil 3.173).



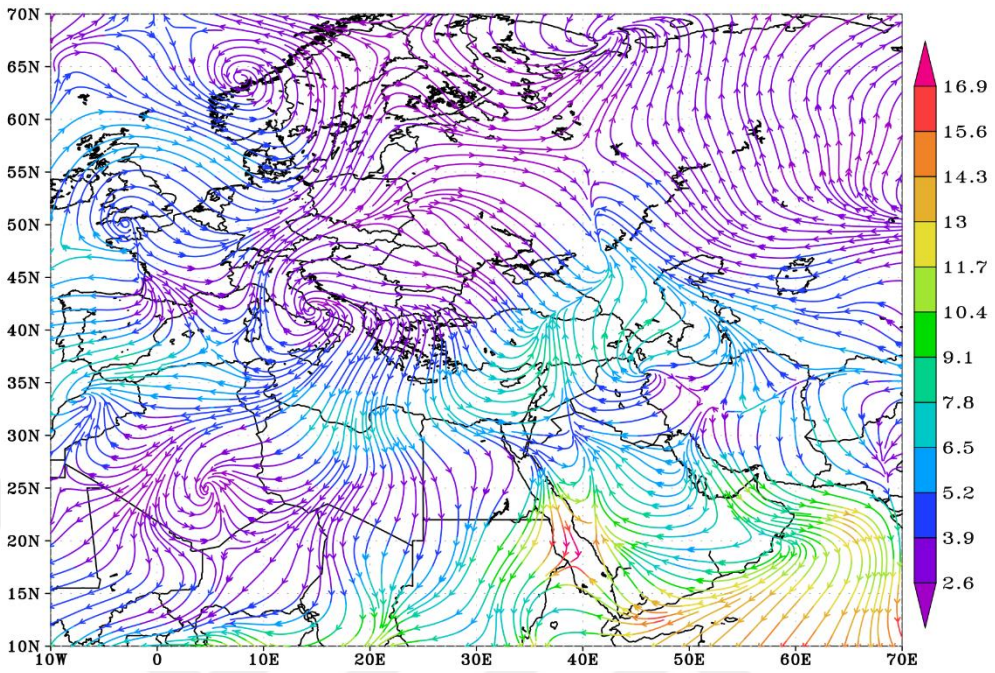
Şekil 3.173: Aktif Cephe Oluşum Alanlarının, Omega ve Rüzgâr Akışının 1000 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, Gün: 19 Aralık 2005, Saat: 18:00 Zulu.

Bugün 500 ve 600 hPa seviyelerinde oluşan kuzeybatı-güneydoğu nem üfleme nedeniyle, bölgeye nemin yönlenmesinde Kuzey Denizi, Baltık Denizi, Marmara Denizi ve Ege Denizi'nin nem kaynakları sorumlu olmaktadır. Bu seviyelerde alana üflenen nem miktarı küçüktür ve 500 hPa seviyesinde maksimum 0,2 g/kg'a, 600 hPa seviyesinde ise 0,45 g/kg'a ulaşmaktadır. 700 hPa seviyesinde ise nem üfleme deseni üst seviyelerdeki ile aynı olmakta ve sadece Marmara Bölgesi'nin doğu kesimlerine giren Karadeniz nemini görüyoruz. Bu atmosferik seviyesinde bölgeye esen maksimum nem miktarı 1,4 g/kg olmaktadır (Şekil 3.174).



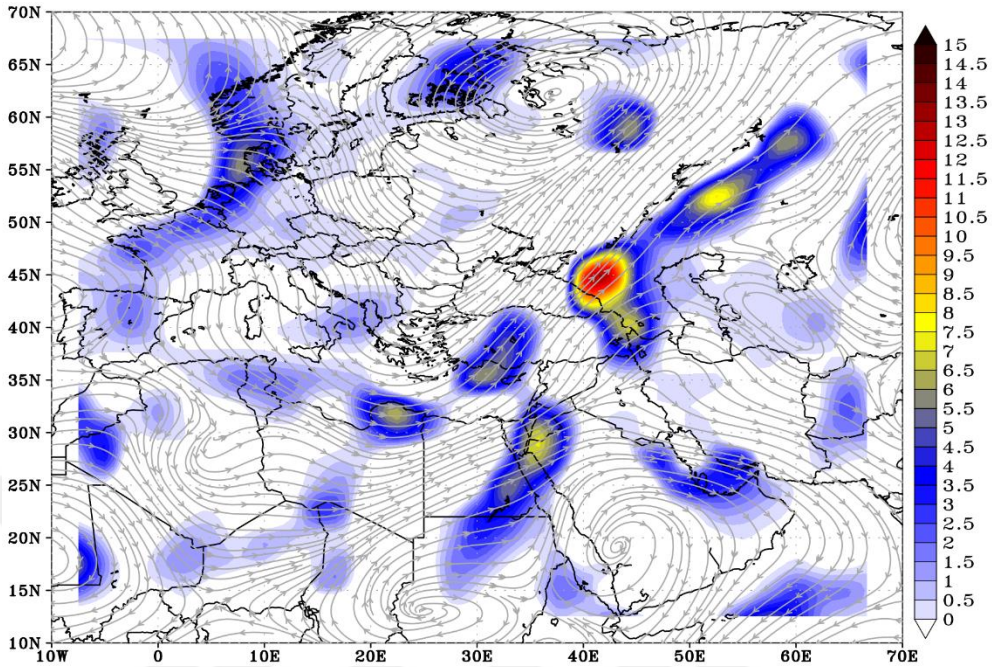
Şekil 3.174: 700 hPa Seviyesinin Nem Üfleme Haritası, Gün: 19 Aralık 2005, Saat: 18:00 Zulu.

850 ve 925 hPa seviyelerinde ise nem üfleme deseninde ufak bir değişiklikle, Adriyatik Denizi ve Ege Denizi'nin nemi bölgeye yönlendirilen nem üfleme yolundan ayrıldığını görmekteyiz. Bu atmosferik seviyelerde özellikle Marmara Bölgesi'nin doğu kesimlerinde Karadeniz'in rolü çok daha güçlü hale gelmektedir. Bölgeye üflenen maksimum nem 850 hPa seviyesinde 2,7 g/kg'a, 925 hPa seviyesinde ise 3,3 g/kg'a ulaşmaktadır. Ancak 1000 hPa seviyesinde, bölgede hâkim olan nem üfleme desenindeki değişiklikle birlikte sadece Marmara Bölgesi'nin doğu kesimlerinde Karadeniz'den gelen nemin ve güneydoğu kesimlerinde ise Marmara Denizi'nden gelen nemin varlığını görüyoruz. Bölgeye maksimum üflenen nem miktarı bu atmosferik seviyede maksimum 5,2 g/kg'a ulaşmaktadır (Şekil 3.175).



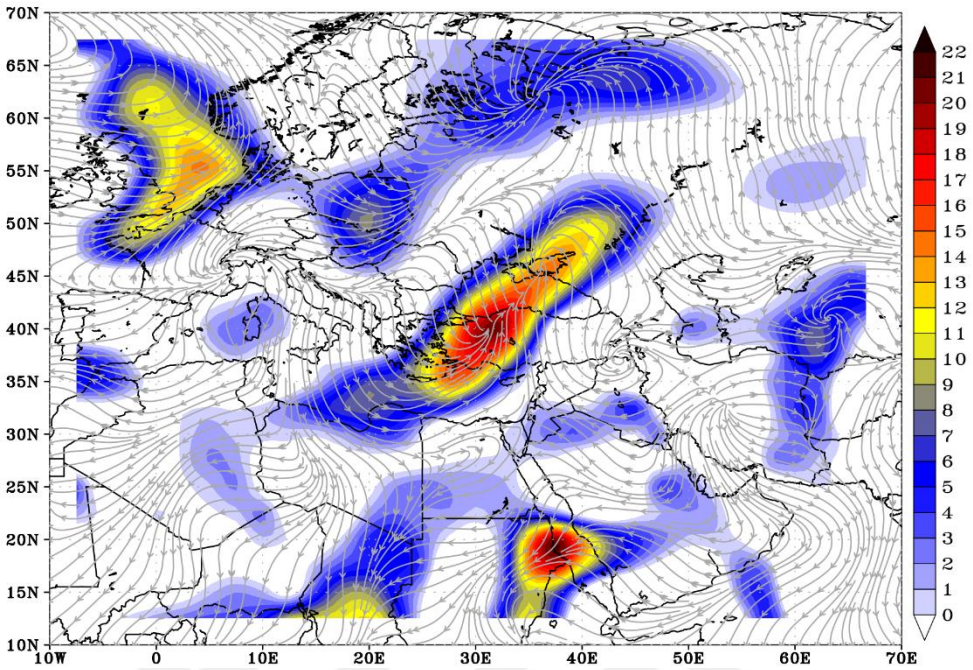
Şekil 3.175: 1000 hPa Seviyesinin Nem Üfleme Haritası, Gün: 19 Aralık 2005, Saat: 18:00 Zulu.

500, 600 ve 700 hPa seviyelerinde nem akısı konverjans haritalarının analizi, Akdeniz'in yanı sıra kuzeybatı ve batı Avrupa'da oluşan nem akısı konverjans bölgelerinin, nemin Türkiye'nin kuzeybatı bölgelerine taşınmasında önemli bir rol oynadığını göstermektedir. Bu nem konverjans merkezlerindeki nem akısı miktarları düşük olmasına rağmen Marmara Bölgesi'ne bu seviyelerde nem sağlamada etkili olan tek nem akısı konverjans merkezleridir. 850 hPa seviyesinde şartlar biraz değişmiş ve 700 hPa seviyesinde Türkiye'nin güneybatısında yer alan nem akışının konverjans merkezi kuzeybatı hareketi ile Türkiye'nin kuzeybatı bölgesine tamamen hâkim olmuştur ve Balkan ülkeleri ile Güneydoğu Rusya'nın nem konverjans bölgeleri ile entegre olmuştur (Şekil 3.176).



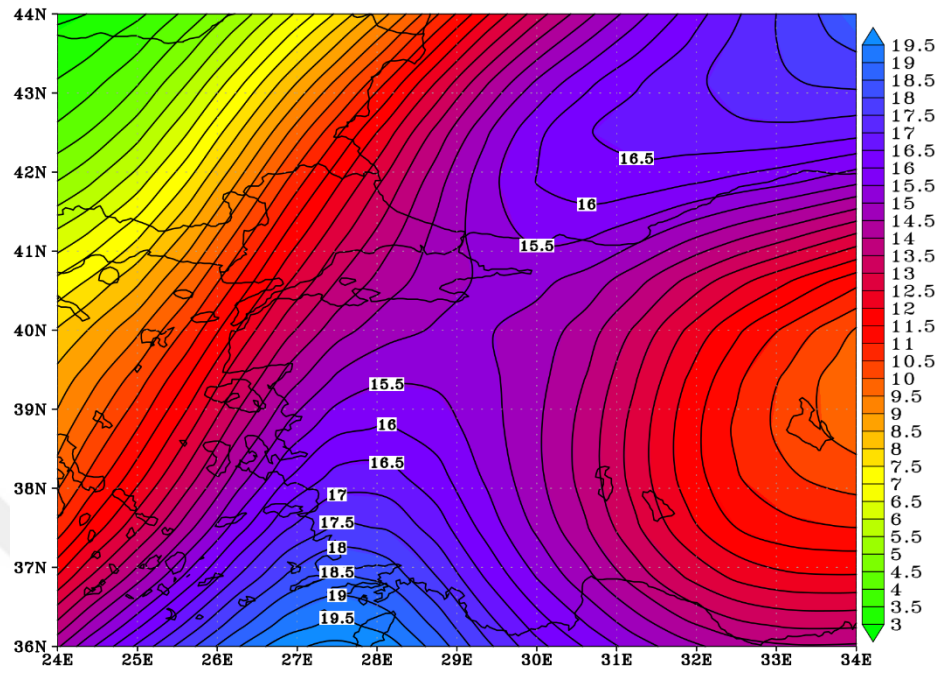
Şekil 3.176: Nem Konverjans Akışı ve Rüzgâr Akışının 700 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, Gün: 19 Aralık 2005, Saat: 18:00 Zulu.

925 hPa seviyesinde, görülebilen ilk olgu, Türkiye'nin batısında yer alan ve Türkiye'nin güneydoğusundaki konverjans merkezleriyle birleşerek çok güçlenen ve tüm Marmara Bölgesi'ni kaplayan nem konverjans merkezinin nem akısındaki artıştır. Bölgenin güneydoğusunda yer alan bu nem akışı yakınsama merkezinin yoğunluğu, ana çekirdeğinde 15 g/kg'ın üzerine çıkmaktadır. Çalışma alanındaki nem akışı miktarı batı bölgelerinde en düşük değerde 8 g/kg'a ulaşmaktadır. Bu nem akışı konverjans bölgesinin nem arzında, kuzeybatı ve orta Avrupa'da bulunan nem akışı konverjans bölgelerinin rolü göz ardı edilmemelidir. Bu atmosferik seviyede oluşan rüzgâr akışının yönüne göre bu nem akış konverjans merkezlerinin bölgeye nem göndermedeki rolü iyi açıklanmıştır. 1000 hPa seviyesinde, 925 hPa seviyesini yöneten hemen hemen aynı deseni görmekteyiz. Bu farkla, uzak bölgelerde nem akışı konverjans bölgelerinin etkisine dair bir işaret yoktur ve diğer yandan, bölgedeki nem akışı konverjans bölgesinin merkezi çekirdeği hafifçe batıya doğru hareket etmiştir. Bu konverjans bölgesinin merkezi çekirdeğindeki nem akışı miktarı 22 g/kg'ın üzerine çıkmaktadır. Marmara Bölgesi'nde minimum nem akışı 6 g/kg ile batı bölgelerine, maksimum ise yaklaşık 20 g/kg ile doğu bölgelerine ait olmaktadır (Şekil 3.177).



Şekil 3.177: Nem Konverjans Akışı ve Rüzgâr Akışının 1000 hPa Seviyesinin Birleşik Haritası, Gün: 19 Aralık 2005, Saat: 18:00 Zulu.

Dolayısıyla Marmara Bölgesi'nde oluşan desenlere, nem üflemesine ve nem akışının konverjansına göre doğu ve orta bölgelerin diğer bölgelere göre daha fazla nem aldığı söylenebilir. Bu süreç, bugünün yağışa dönüşe bilen su miktarı haritasından iyi bir şekilde tanınabilir. Öyle ki bölge atmosferinde bulunan maksimum yağışa dönüşe bilen su miktarı doğu ve güneydoğu bölgelerine denk gelmekte ve miktarı 15 kg/m³'e ulaşmaktadır. En düşük miktarı ise 8 kg/m³ ile bölgenin kuzeybatı köşesine ait olmaktadır (Şekil 3.178). Yapılan inceleme ve analizlere göre bölge atmosferinin istikrarsız olduğu ve hava kütlesinin yükselişi için gerekli şartların sağlanması ile bölge atmosferinde önemli oranda nem bulunması, Marmara Bölgesi'nde yaygın aşırı yağışların oluşması için yeterli şartları sağlamıştır.



Şekil 3.178: Yer Yüzeyi Seviyesinin Yağışa Dönüşe Bilen Su Miktarı Haritası, Gün: 19 Aralık 2005, Saat: 18:00 Zulu.

3.3. Sonuç ve Değerlendirme

Bu çalışma, Marmara Bölgesi'nde geçmiş, şimdiki ve gelecekteki zamansal-mekânsal yağışların değerlendirilmesi amacıyla gerçekleştirilmiş olup, yaygın aşırı yağışların sıklığı ve eğilimi ile bu tür yağışların oluşmasına neden olan atmosferik desenler sinoptik bir bakış açısından incelenmiştir. Analiz sonuçlarına göre en düşük ortalama yağış 462,10 mm ile Bilecik istasyonunda, en yüksek ortalama yağış ise 849,70 mm ile Sakarya istasyonunda meydana gelmiştir. İncelenen istasyonlar arasında 61 yıl boyunca Edremit ve Gökçeada istasyonları %25 ile en yüksek yıllık yağış değişim katsayısına sahipken, Sakarya istasyonu %16 ile en düşük yıllık yağış değişim katsayısına sahiptir. Çalışma alanındaki istasyonlarda yağışın zaman serisi eğiliminin doğrusal regresyonla uzun vadeli analizinin sonuçları, bu istasyonlardaki yağışın üç desen izlediğini göstermektedir: eğilim yok, yükseliş eğilimi ve düşüş eğilimi. Doğrusal regresyondan elde eden sonuçlar önceki çalışmaların sonuçları ile uyumlu olmaktadır (Yurtseven ve Serengil, 2017; Caloiero vd. 2018; Kastridis vd. 2022; Mersin vd. 2022; Todaro vd. 2022). Marmara Bölgesi'ndeki sinoptik istasyonlar arasında Ayvalık, Bursa, Edremit, Kırklareli, Tekirdağ ve Yalova istasyonlarının uzun vadeli zaman serilerinde trend siz bir desen gözlenmektedir. Bilecik, Edirne, Kocaeli, Kumköy-Kilyos, Sakarya ve Sarıyer istasyonları uzun dönemde yükseliş trendinde olan istasyonlar arasında yer alırken, Çanakkale, Florya ve Gökçeada istasyonları düşüş trendinde olan istasyonlar arasında yer almaktadırlar. Sonuçlara göre, istasyonlar arasında uzun dönemli düşüş eğilimi, yükseliş eğilimi ve trendsiz

eğilimine göre çok daha düşük olmaktadır. Sarıyer istasyonu 2.446 mm lineer regresyon eğimi ile en güçlü yükseliş trendine sahipken, Gökçeada istasyonu -0.8942 mm lineer regresyon eğimi ile uzun vadeli en güçlü düşüş trendine sahiptir.

Ancak periyodik çalışmalar açısından ve 6. mertebe polinomial regresyon sonuçlarına göre hemen hemen tüm istasyonların yağış zaman serilerinde iki artan ve azalan dönem görülmüştür. İlk artış periyodu çoğu istasyonlarda kısa süreli olmuş ve 1960 yılında başlamış ve 1964-1966 yılına kadar sürmüştür. Kısa süreli artış döneminin ardından Florya, Kocaeli, Kumköy-Kilyos, Sakarya ve Sarıyer istasyonları dışında derin ve uzun süreli bir düşüş eğilimi oluşmuş ve 1992 yılına kadar sürmüştür. Yağışın dönemsel eğilimi keskin düşüşün ardından değişmiş ve 2014-2016 yılına kadar çoğu istasyonların zaman serisinde artış eğilimi oluşmuştur. Ardından 2020 yılın sonuna kadar yağış dalgalanmasında kısa bir düşüş dönemi yaşanmıştır. Bölgedeki istasyonlardan Kocaeli ve Sakarya diğer istasyonların klasik dönemsel trendini takip etmeyerek hem uzun vadede hem de dönemsel olarak hep yükseliş trendi göstermiştir. İstasyonlar arasında en fazla yağış değişimi 881,8 mm ile Bursa İstasyonu'nda meydana gelmiştir. Zaman serisi analizi bölümünün sonuçları, Doğu Akdeniz bölgelerinde yağışta azalma eğilimi olduğunu öne süren bazı araştırmacıların (Philandras vd. 2011; Caloiero vd. 2018; Varlas vd. 2022; Bacanli ve Tanrikulu, 2016; Bacanli, 2017, Abu Hammad vd. 2022; Balcıoğlu ve Gönençgil, 2022) bulgularıyla çelişirken, bölgedeki yağışta uzun dönemde artış eğilimi veya trend olmadığını öne süren bazı araştırmacıların (Abbasnia ve Toros, 2019; Drori vd. 2021) sonuçlarıyla tutarlıdır.

Yıl boyunca çoğu istasyonda yağışın dağılım miktarı benzer bir desen izlemiş, en düşük yağış yazın (temmuz-ağustos aylarında) ve en yüksek yağış kışın (Aralık ayında) meydana gelmektedir. Yıl boyunca yağış eğilimleri ocak'tan Ağustos'a azalmakta ve ağustos'tan aralık'a kadar yükselmektedir. Ancak Kocaeli, Sakarya ve Sarıyer gibi birkaç istasyonda da genel trendi takip etmeyen ve ilkbahar ve yaz aylarında hemen hemen aynı miktarda yağış alan istasyonlar da vardır. Ayrıca istasyonların ambrotermik diyagramları yaz mevsiminde en düşük yağış ve en yüksek sıcaklığın ağustos ve temmuz aylarında meydana geldiğini göstermektedir. Yıl boyunca istasyonların az yağış aldığı ve kuraklıktan mustarip olduğu aylar, altı ila yedi ay olmaktadır ve bu koşullar sekiz istasyonda tam olarak gözlenmektedir. Ancak Edirne ve Kırklareli gibi bazı istasyonlarda bu süre daha kısa ve yaklaşık 4 aydır. Kurak ve az yağışlı dönemler mart sonu ve nisan başında başlayıp eylül ve ekim ayına kadar devam etmiştir. Yıl içindeki yağış ve sıcaklık değişimlerini gösteren hythergraph diyagramın analizinden elde edilen sonuçlara göre, çoğu istasyonun sıcaklık değişimlerinden daha büyük yağış değişimlerine sahip olduğu görülmektedir. İstasyonların çoğu, yağış değişimlerinin sıcaklık değişimlerinden daha büyük olduğunu gösteren uzun hythergraph diyagramlarına sahiptir. Öte yandan, Sarıyer ve Kumköy-Kilyos ile daha az oranda Yalova, Tekirdağ ve Kocaeli istasyonlarında sıcaklık dalgalanmaları yağıştan daha fazla olmaktadır.

İncelenen alandaki istasyonların çoğuna ait Man-Kendall diyagramları, incelenen dönemin başından 1992-1994'e kadar açıkça yağış trendinde bir düşüş eğilimi göstermekte ve daha sonra 2021 yılına kadar bir artış eğilimi başlamıştır. Bu olgu, Marmara Bölgesi'ndeki on beş istasyonun yaklaşık on ikisinde gözlenmektedir. Bu desene sahip istasyonların çoğunda, çalışılan periyodun başında yağış zaman serilerinde ani bir mutasyon meydana gelmiştir. Buna karşın Kocaeli, Kumköy-Kilyos ve Sarıyer istasyonlarında diğer istasyonlara göre ters ve yükseliş eğilimi meydana gelmiştir. Mann-Kendall testi analizinin çok önemli bir sonucu, çoğu istasyonun (Bilecik ve Kocaeli hariç) yağış eğilimindeki değişimlerin anlamlı olmasıdır. Dokuz istasyonda anlamlı aşağı yönlü trend değişimler görülmekte, ancak Kumköy-Kilyos ve Sarıyer istasyonlarında ve Sakarya ve Florya istasyonlarında daha az ölçüde yukarı yönlü anlamlı trend değişimler meydana gelmiştir. 1960 ile 1994 arasındaki büyük düşüş sırasında düşüş eğilimindeki anlamlı değişiklikler meydana gelmesine tanık oluyoruz. Ancak 1994 yılında düşüşün sona ermesinden sonra çoğu istasyonda yağış seviyeleri artmaya başlamış ve zaman serilerinde ani değişimler meydana gelmiştir. Ancak UI çizgisi ±1,96 anlamlılık aralığının dışına çıkmadığı için yağış trendlerinde meydana gelen değişimler anlamlı olmamıştır. Man-Kendall analizlerinden elde edilen sonuçlar, (Türkeş ve Deniz, 2011; Asikoglu ve Ciftlik, 2015; Bacanli ve Tanrikulu, 2016; Yurtseven ve Serengil, 2017; Güner Bacanli, 2017; Caloiero vd. 2018) çalışmalarındaki sonuçlarla uyumludur ve (Mersin vd. 2022; Todaro vd. 2022) tarafından yapılan çalışmaların sonuçlarıyla çelişmektedir.

Bölgede ortalama yağış miktarı 462 ile 850 mm arasında değişmektedir. En fazla yağış miktarı Marmara Bölgesi'nin kuzeydoğu ve kuzeyine ait olmakta ve bu bölgeden güneye, güneybatıya ve batıya doğru uzaklaştıkça yağış miktarı azalmaktadır. Ayrıca Bilecik istasyonu ve çalışma alanının doğu kesimi en düşük yağış miktarlarına sahiptir. Kıyılardan, özellikle Karadeniz kıyılarından iç kesimlere doğru gidildikçe bu bölgelerde yıllık yağış miktarı azalmaktadır.

Kışın yağışların çoğu, Karadeniz kıyısı da dâhil olmak üzere kuzeydoğu ve kuzey bölgelerde ve Marmara Denizi kıyılarını içeren çalışma alanının güneybatı kesiminde yoğunlaşmaktadır. Söz konusu alanlarda en yüksek yağış miktarları 236-264 mm ile kışın meydana gelmektedir. Bilecik istasyonunun bulunduğu Marmara Bölgesi'nin doğusunda ve Kırklareli istasyonunun bulunduğu çalışma alanının batısında, en düşük yağış miktarları (169-137 mm) bu mevsimde düşmektedir. Ancak ilkbaharda koşullar kıştan biraz farklıdır ve toplam yağış miktarı azalmaktadır. Bu mevsimde yağış miktarı 188-84,2 mm arasında değişmekte olup, en yüksek miktar Karadeniz kıyılarının kuzeydoğu bölgelerinde, çalışma alanının kuzeybatısında ve güneyinde görülmektedir. Öte yandan, bu mevsimde en az yağış Karadeniz kıyısının batı kesiminde ve Marmara Denizi kıyısında çalışma alanının güneybatı kesiminde düşmektedir.

Yaz aylarında bölgede yağış minimum seviyeye ulaşmış ve 150 ile 22 mm arasında değişmektedir. Diğer mevsimlerde olduğu gibi, en fazla yağış miktarı Karadeniz'in doğu kıyısında kaydedilmektedir.

Ayrıca çalışma alanının kuzeybatı kesimleri 150-110 mm arasında değişen yüksek miktarda yağış almaktadır. Ancak çalışma alanının doğu, güney ve güneybatı bölgelerinin bu mevsimde en düşük yağışları (80-22 mm) alması dikkat çekicidir.

Sonbahar, Marmara Bölgesi'nin en fazla yağış aldığı mevsimdir. Bu bölgede en yüksek yıllık yağış da sonbaharda görülmektedir. Sonbaharda ortalama yağış miktarı 319 ile 138 mm arasında değişmekte olup, en fazla çalışma alanının kuzeydoğusunda ve kuzeyinde Karadeniz kıyılarında ve bölgenin güneybatısında Marmara Denizi kıyılarında görülmektedir. En düşük yağış miktarı bölgenin doğusundaki Bilecik istasyonu ile ilişkilidir; ancak batı ve kuzeybatı da diğer bölgelere göre daha az yağış almaktadır (225-138 mm).

Pearson korelasyon sonuçlarına göre, sadece Kocaeli ve Sarıyer istasyonları, %0,274 ve %0,289 korelasyon katsayıları ve %0,075 ve %0,084 belirleme katsayıları ile %0,95 anlamlılık düzeyinde küresel sıcaklık ile pozitif korelasyon göstermiştir. Bu, küresel sıcaklığın bu istasyonların yağışları üzerinde biraz doğrudan ve pozitif bir etkiye sahip olduğunu göstermektedir. Bu, küresel sıcaklıktaki artışın yağış miktarında bir artışa yol açtığı ve bunun tersi anlamına gelmektedir.

Ocak-nisan ayları arasında, bölgedeki sinoptik istasyonların küresel sıcaklığı ile yağışları arasında bir ilişki olmamaktadır. Sadece Sakarya istasyonu, mayıs ayında 0,303 korelasyon katsayısı ve %0,091 belirleme katsayısı ile küresel sıcaklıkla %0,95 anlamlılık düzeyinde anlamlı bir korelasyon göstermektedir. Haziran ayında küresel sıcaklıkla anlamlı ilişkisi olan istasyon sayısı dörde yükselmektedir. Bu ayda Ayvalık, Bilecik, Bursa ve Sarıyer istasyonları sırasıyla yüzde 0,358, 0,335, 0,272 ve 0,288 korelasyon katsayıları ve yüzde 0,13, 0,11, 0,074 ve 0,083 belirleme katsayıları ile küresel sıcaklıkla doğrudan pozitif korelasyon göstermektedir. Temmuz ve ağustos aylarında istasyonlar arasında küresel sıcaklık ile korelasyon olmamaktadır. Ancak eylül ayında sadece Kumköy-Kilyos istasyonu, sırasıyla yüzde 0,95 önem düzeyi ve yüzde 0,276 korelasyon büyüklüğü ile küresel sıcaklık ile pozitif bir korelasyon göstermektedir.

Sonbaharda, ekim yağışları, yılın ayları arasında küresel sıcaklıkla en yüksek korelasyona sahipken; ancak kasım ve aralık aylarında anlamlı bir ilişki bulunamamıştır. İstasyonlardan beşi, ekim ayında küresel sıcaklıkla doğrudan pozitif bir korelasyona sahiptir. Ayvalık istasyonu %0,99 anlamlılık düzeyinde %0,347 korelasyon değeri ile en yüksek korelasyon değerine sahiptir. Bunu sırasıyla % 0,304, % 0,286, % 0,274 ve % 0,266 korelasyon katsayılarıyla Edremit, Edirne, Tekirdağ ve Kırklareli istasyonları izlemektedir. Diğer aylarda olduğu gibi korelasyonun pozitif olması, küresel sıcaklıktaki artış ve azalışın bu istasyonlarda doğrudan yağışlarda artış ve azalışa neden olduğu anlamına gelmektedir.

BFGS algoritması kullanılarak MLP-ANN ile Marmara Bölgesi'ndeki yağış modellemesinin sonuçları, seçilen YSA modelinin Marmara Bölgesi'ndeki gerçek yağışı iyi bir şekilde simüle ettiğini göstermektedir. Bu modellemenin R2 değeri %0,778 olmaktadır. Bölgedeki gerçek yağış miktarı, 1985 yılında en yüksek değer olan 44,2 mm ile YSA modeli tarafından dört kez fazla tahmin edilmiştir. Öte yandan, gerçek yağış miktarı, 1981'de kaydedilen en yüksek değer olan 268,11 mm ile beş kez az tahmin edilmiştir. Geliştirilen YSA modeli ile 2027 yılına kadar olan yağış miktarının tahmini gelecek için yükseliş eğilimi göstermektedir. 2027 yılı için tahmin edilen maksimum yağış miktarı 974 mm ve 2025 yılı için tahmin edilen minimum yağış miktarı 629 mm olmaktadır. Genel olarak, YSA tarafından tahmin edilen yukarı yönlü senaryo, Marmara Bölgesi'ndeki son 61 yıllık genel yağış eğilimi ile tutarlı ve tam uyumlu olmaktadır.

Şiddetli yağışlı günlerin %0,99 yüzdelik dilim yöntemiyle belirlenmesinden elde edilen sonuçlara göre, bölgede incelenen istasyonlar arasında Bilecik istasyonu 18,1 mm ile ve Gökçeada istasyonu 36,04 mm ile bölgedeki şiddetli yağışları tespit etmek için en düşük ve yüksek eşiğe sahiptirler. Öte yandan Marmara Bölgesi'nin tamamı için aşırı yağış eşik sınırı 282,34 mm olarak belirlenmiştir. Bu demektir ki, bölgedeki 15 istasyonun tamamının toplam yağış miktarı bu değerin üzerinde olduğu gün, o gün bölgede aşırı yağış olarak bilinmektedir. Konum itibariyle aşırı yağış eşiğinin maksimum değeri Marmara Bölgesi'nin güneybatı kıyılarında görülmektedir. Bir sonraki sırada Karadeniz kıyıları varmaktadır. Ayrıca en düşük miktar ise doğu bölgelerine ait olmaktadır. Genel olarak kıyılardan ve nem kaynaklarından uzaklaştıkça aşırı yağış miktarı ve şiddeti azalmaktadır. İncelenen bölgedeki istasyonlarda aşırı yağışlı günlerin yoğunluğundaki değişim eğilimi, 61 yıl boyunca Ayvalık, Edirne, Gökçeada, Kumköy-Kilyos, Sakarya, Sarıyer ve Tekirdağ'da yükseliş, Bursa, Çanakkale, Florya, Kırklareli ve Kocaeli istasyonlarında düşüş, Bilecik, Edremit ve Yalova istasyonlarında ise herhangi bir trend oluşumu gözlenmemiştir. Bu tür yağışların 61 yıl boyunca meydana gelme sıklığı ve frekans eğilimleri, incelenen istasyonlar arasında artış ve yükselme eğilimini göstermektedir. Bu da tüm bölgede aşırı yağış olaylarının frekansında bir artışa işaret etmektedir. Tüm istasyonlar arasında sadece iki istasyon, Kumköy-Kilyos ve Florya'da düşüş eğilimi olmakta, bu nedenle diğer 13 istasyonda her zaman yükseliş eğilimi görülmektedir. Bölgede bu ekstrem olayların aylık olarak en sık görülme sıklığı bakımından aralık ayı ilk sırada yer alırken, bunu ekim, kasım ve haziran ayları izlemektedir. Bu olayların en düşük görülme sıklığı ağustos ayında görülürken, daha sonra çalışma alanındaki istasyonlar arasında mayıs ve nisan aylarında görülmektedir. Mevsimsel sıklık açısından, sonbahar mevsimi aşırı yağışların en sık görüldüğü mevsim olup, bunu kış, ilkbahar ve yaz mevsimleri takip etmektedir. Kış mevsiminde, aşırı yağışların maksimum sıklığı bölgenin güneybatısında ve batısında görülmektedir. İlkbahar mevsiminde, aşırı yağışların maksimum sıklığı kıyılardan uzaklaşıp ve iç kesimlere yayılmaktadır. Bu nedenle, bu tür yağışların maksimum oluşumu kuzeydoğu, doğu ve kuzeybatı bölgelerinde görülmektedir. Yaz mevsiminde, Marmara Bölgesi'nin kuzeydoğusu, kuzeyi ve

kuzeybatı kesimleri en yüksek yaygın aşırı yağış sıklığına sahip olmaktadır. Ancak sonbahar mevsiminde en yüksek sıklıkta aşırı yağışlar Marmara Bölgesi'nin güneybatı kesimlerinde yoğunlaşmaktadır.

Bölge genelinde aşırı yağış eşik sınırı olan 282,34 mm'ye göre, 61 yılda tüm bölgede aşırı yağışların meydana geldiği 224 gün tespit edilmiştir. Bölgenin tamamında yaygın aşırı yağışların meydana gelme yoğunluğundaki değişimler incelendiğinde, geçmiş 61 yılda özel bir trendin olmadığı görülmektedir. Ancak dikkat çeken nokta, bu olayların yoğunluğunun son yıllarda büyük oranda artmasıdır. Öte yandan, tüm çalışma alanında bu tür yağışların sıklığı her zaman artış göstermiştir. Bölgede yaygın şiddetli yağışların maksimum yoğunluğu 2016 yılında meydana gelen 881,2 mm ve maksimum oluşma sıklığı ve frekansı 1987 ve 2010 yıllarında meydana gelen 11 gün olmaktadır. Aylık olarak bakıldığında ise 61 yıl boyunca bu yağış türünün en fazla görülme sıklığı 51 gün ile aralık ayında, 46 gün ile kasım ayında ve 39 gün ile ekim ayında görülmektedir. 61 yılda 3 gün ile bölge genelinde en düşük aşırı yağış sıklığı ise haziran ayına ait olmaktadır. Marmara Bölgesi'nde mevsimsel olarak en yüksek aşırı yağış sıklığı 136 gün ile ilk olarak sonbaharda, ardından 53 gün ile kış mevsiminde, sonra 18 gün ile yaz mevsiminde ve son olarak 17 gün ile ilkbahar mevsiminde görülmektedir.

Aşırı yağışların meydana geldiği günlerden, çalışma alanındaki istasyonların en az %50'sinin şiddetli yağış eşiğini aştığı günler, yaygın şiddetli yağışların olduğu günler olarak bilinmekte ve bunların sayısı toplamda tüm çalışma süresinde 49 günü bulmaktadır. Bu 49 günden sinoptik analizleri yapmak için kullanıldı. Hiyerarşik kümeleme analizi ve faktör analizine göre, 500 hPa jeopotansiyel yüksekliğinde 11 desen ve yer yüzeyi basıncında 12 desen çıkarıldı ki çalışma alanında yaygın aşırı yağışların meydana gelmesine neden olmuştur.

Mevcut çalışmanın sonuçları, çalışma alanında yaygın aşırı yağışların oluşumunun sinoptik boyutlara sahip olduğunu ve farklı atmosferik desenlerin etkisi altında gerçekleştiğini göstermiştir. Marmara Bölgesi'nde yaygın aşırı yağışlar sırasında 500 hPa jeopotansiyel yükseklik desenlerinin analizi, bu tür yağışların meydana gelmesinde iki cut off alçağı blokingi ve derin trof oluşumunun en önemli rolü oynadığını göstermiştir. Tabii ki, cut off alçağı blokinglerin rolü, derin trofların oluşumundan çok daha büyük olmaktadır. Bazı durumlarda, bu hava koşullarının her ikisi de bölgede yaygın aşırı yağışların meydana gelmesinde rol oynamıştır. Cut off alçağı blokingleri, yeterli nem kaynağı varsa, kontrolleri altındaki alanlara yoğun yağış getiren saat yönünün tersine hareket eden atmosferik sistemler olarak bilinmektedirler. Çoğu durumda, çalışılan alanın, atmosferin yukarı yönlü akımlarının maksimum olduğu bu tür blokinglerin doğu ve kuzeydoğu kesimlerindeki konumu, çalışma alanında aşırı yağışların meydana gelmesine neden olmuştur. Öte yandan, çalışma alanı üzerinde oluşan derin trofların üst seviye diverjans akımlarının oluştuğu yer olan doğudaki konumu, nüfuz eden hava kütlesinin yükselmesine ve bölge için aşırı yağışların üretilmesine neden olmuştur.

Ancak, yaygın aşırı yağışlar sırasında, yer yüzeyinde daha karmaşık koşullar hüküm sürmüş ve bir dizi yüksek basınç ve alçak basınç sistemleri ya bağımsız olarak ya da birleşerek Marmara Bölgesi'nde yaygın aşırı yağışlara neden olmuştur. Yaygın aşırı yağışların meydana gelmesi sırasında aktif olan yüksek basınç sistemleri, bölgede tek tek veya aynı anda aktif olan ve birleşen Sibirya yüksek basınç sistemi ve Azor yüksek basınç sistemidir. Her iki yüksek basınç sisteminin eşzamanlı faaliyeti aşırı yağışlar sırasında daha yaygındır. Ancak yaygın aşırı yağışların meydana gelmesi sırasında bölgeye giren alçak basınç sistemleri çok çeşitlidir. Yaygın aşırı yağışlara yol açan siklonlar veya alçak basınçlar arasında İzlanda siklonu, Kuzey Rusya ve Barents Denizi siklonu, Güney Ege denizi siklonu, Batı Rusya siklonu, alt kutup siklonu, güneybatı Türkiye ve Doğu Akdeniz siklonu yer almaktadır. Bu alçak basınç sistemlerinin Türkiye'nin güneybatısı, kuzeyi, güneyi, batısı ve kuzeybatısı, Ege Denizi'nin güneyi ve Yunanistan'ın güneyi ve Karadeniz'in kuzeyindeki bölgeye girmesinden sonra ayrı konvektif hücreler oluşturmuşlar ve Türkiye'nin büyük bir bölümünü ve Marmara Bölgesi'ni de etkilemişlerdir. Ancak bahsedilen bölgeler arasında Türkiye'nin güneybatısındaki siklon oluşumu diğer bölgelere göre daha sık görülmüştür. Çalışma bölgesinde siklonların oluşumu ve siklonları farklı yönlerden çevreleyen birkaç antisiklonun faaliyeti, bölgede oldukça dengesiz ve gergin bir atmosfer oluşturmuştur. Siklonlar yapıları gereği saat yönünün tersine dönme hareketlerine sahiptirler ve hava kütlelerinin yükselmesine neden olurlar. Ancak bölgede antisiklonların varlığı ve siklonlar ile antisiklonlar arasındaki basınç farkı, konveksiyon akımlarının ve konverjans yoğunluğunu artırmış, bu da bölgede daha güçlü yükselişlere ve yaygın aşırı yağışlara neden olmuştur.

Atmosferik jeopotansiyel yüksekliğin pozitif ve negatif anomalileri olan atmosferik eddyların ve vortisiti akımlarının yaygın aşırı yağışlar sırasındaki aktivite haritalarının incelenmesi, yağışlar sırasında tamamen kararsız koşulların kuralını da göstermektedir. İncelenen tüm günlerde, Marmara Bölgesi'nde farklı atmosfer seviyelerinde hep negatif eddyler hâkim olmuştur. Bölgede hava kütlesinin saat yönünün tersine hareketini gösteren negatif eddylerin varlığı, hava kütlesinin yükselişi için şartların uygunluğunu göstermektedir. Öte yandan, çalışılan tüm günlerde, yine negatif bir eddy gibi, bölgede saat yönünün tersine hareketleri ve yükselen hava kütlelerini gösteren pozitif bir vortisiti her zaman bölgenin atmosferine hâkim olmuştur. Bu nedenle, şiddetli yağışların meydana gelmesi sırasında her iki atmosferik parametrenin incelenmesi, bölgede saat yönünün tersine ve siklonik akıntıların hâkimiyetini göstermiş ve sonuçta bölgeye nüfuz eden hava kütlesinin yükselmesine neden olmuştur.

Marmara Bölgesi'nde yaygın aşırı yağış meydana gelmesi durumunda atmosferik jet akımların rolü de göz ardı edilmemelidir. Yapılan analiz ve araştırmalara göre, bölgede yaygın aşırı yağışların meydana geldiğine tanık olduğumuz günlerde çoğunda bölge atmosferinde çok kuvvetli jet rüzgârların hâkim olduğu kanıtlanmıştır. Çalışma alanı, jet akımlarının hâkimiyet döneminde jet akımlarının sağ girişinde veya sol

çıkışında yer almaktadır. Jet akımlarının sağ giriş ve sol çıkışları atmosferik bozuklukların maksimum olduğu ve diverjans koşullarının tam olarak oluştuğu yerlerdir. Bölgenin jet akımlarının bu kısımlarının altında yer alması yer yüzeyinde bozuklukları ve diverjans akıntıları kuvvetlendirmiş olup, bölgede yeterli nem olması durumunda kar ve şiddetli yağış üretimine neden olmuştur. Yaygın aşırı yağışların meydana gelmesi sırasında inceleme alanı üzerindeki çoğu durumda atmosferik jet akışlarının var olması bu iddianın bir kanıtıdır. Dolayısıyla elde edilen sonuçlara göre, Marmara Bölgesi'nde yaygın şiddetli yağışların oluşmasında atmosferik jet akımların önemli rol oynadığı söylenebilir.

Bölgedeki aktif cephe oluşum haritaları dikkate alındığında, aşırı ve yaygın yağışların genellikle cephe tipi yağışlardan daha fazla olduğu ve bu tür yağışların meydana gelmesinde polar cephesinin rolünün göz ardı edilmemesi gerektiği söylenebilir. Bu tür yağışların genellikle sonbahar ve kış aylarında meydana geldiği göz önüne alındığında, polar cephesinin daha çok alçak enlemlere nüfuz ettiği ve özellikle Karadeniz üzerinde farklı aktif cephe oluşum merkezleri oluşturarak aşırı yağışları Marmara bölgesine yönelttiği bilinmektedir. Aktif cephe oluşum merkezleri haritalarının incelenmesi de bu durumu doğrulamaktadır. Ayrıca, polar cephesi jet rüzgarının Marmara bölgesinde birçok incelenen günde geniş bir alanda etkili olması da bu tezi desteklemektedir.

Aşırı yağışların sırasında aktif cephe oluşum bölgelerinin haritalarının incelenmesi ve kontrol edilmesi, bu tür yağışların meydana gelmesinde cephelerin çok özel rolünü göstermektedir. Atmosferin üst seviyelerinde, kuzeybatı, batı, orta ve güney Avrupa ve Akdeniz'in orta ve doğu bölgeleri gibi daha uzak cephe merkezlerinin ve bazen de Ege Denizi'nin güney kısmında oluşan cephe merkezleri, bozuklukların ve istikrarsızlıkların güçlendirilmesinde, üretilmesinde ve İncelenen alana yönlendirilmesinde aktif bir rol oynamışlardır. Bununla birlikte, yer yüzeyine yakın seviyelerde, Karadeniz'in kuzey, batı, güney ve güneybatı bölgeleri, Türkiye'nin kuzey ve güneybatı bölgeleri gibi daha yakın cephe oluşum merkezleri, çalışma alanında atmosferik istikrarsızlıklara neden olmuştur. Ancak çoğu durumda, yer yüzeyine yakın seviyelerde, Marmara Bölgesi aktif bir cephe oluşum merkezi haline gelmiş ve burada üretilen bozuklukların ve istikrarsızlıkların yoğunluğunu artırmıştır. Yaygın aşırı yağışların eşlik ettiği günlerin tamamında negatif omeganın bölge atmosferine hâkim olduğunu görüyoruz. Marmara Bölgesi genelinde 500 ile 1000 hPa seviyelerinde negatif omega gözlenmekte ve sadece bazı günlerde yer yüzeyine yakın seviyelerde, bölgenin bazı kısımlarında negatif omega görülmemektedir. Bu durum bölge üzerinde istikrarsız koşulların hâkimiyetini gösterir, çünkü negatif omega atmosferde yukarı yönlü dikey hareketlere, varlığı ise atmosferde yükseliş ve diverjans şartların hâkimiyetine işaret etmektedir. Yaygın aşırı yağışların meydana gelmesi sırasında bölge üzerinde negatif omega kurulmasının rolü, bölgeye nüfuz eden nemli hava kütlesinin keskin bir şekilde yükselmesi ve bulutların ve aşırı yağışların üretilmesi olmuştur.

Marmara Bölgesi'nde meydana gelen yaygın aşırı yağışların nem temini birkaç farklı nem kaynağı ile yapılmıştır. Nem kaynakları, tek tek veya birbirleriyle kombinasyon halinde, incelenen alana çok büyük miktarda nem göndermiştir. Bölgede aşırı yaygın yağışları besleyen nem kaynakları farklı atmosfer seviyelerinde farklı olmuştur. Öyle ki, Marmara Bölgesi'nde yaygın aşırı yağışların nemini temin etmede atmosferin üst seviyelerinde uzak nem kaynaklarının, yer yüzeyine yakın seviyelerde ise daha yakın nem kaynaklarının rolü daha somut hale gelmektedir. Üst seviyelerde, genellikle 500, 600 ve 700 hPa ve bazen 850 hPa seviyelerinde, Atlantik Okyanusu, Kuzey Denizi, Baltık Denizi, Adriyatik Denizi, Akdeniz, Ege Denizi ve Marmara Denizi, her zaman yağışların aşırı ve yaygın olduğu günlerde nem beslenmesinde özel bir rol oynamışlardır. Ancak yer yüzeyine yakın seviyelerde, esas olarak 925 ve 1000 hPa seviyelerinde, Karadeniz, Marmara Denizi, Fars Körfezi, Umman Denizi, Hazar Denizi ve Kızıldeniz'in rolü bölgede aşırı yağışlar üretmek için gerekli nem göndermede daha büyük olmuştur. Bu arada yer yüzeyine yakın seviyelerde, özellikle 1000 hPa seviyesinde Karadeniz'in rolü diğer nem kaynaklarından çok daha fazla olmaktadır. Elbette şiddetli yağışlar sırasında bölgeye nemin üflenmesinde nem konverjans bölgelerinin etkisi de göz ardı edilmemelidir. Oluşmuş nem yakınsama bölgeleri farklı alanların nemin absorbe etmesi ile özellikle nem diverjans bölgelerinden, hâkim olduğu bölgelere nemin yönlendirilmesinde önemli bir rol oynamaktadır. 500 ila 850 hPa seviyelerinde oluşan nem konverjans bölgeleri, Ege Denizi, Adriyatik Denizi, Marmara Bölgesi, Yunanistan'ın Doğusu, Hırvatistan, Doğu Avrupa, Kuzeybatı Avrupa, Türkiye'nin Batısı, Ege Denizinin Batı kısmı, Türkiye'nin Kuzeybatısı ve Ukrayna üzerinde ulusan nem konverjans bölgelerini içermektedir. Ancak yer yüzeyine yakın seviyelerde, 925 ve 1000 hPa seviyelerinde, yakın bölgelerin ve Karadeniz'in rolü çok daha belirgin hale gelmektedir. Bu seviyelerde, Türkiye'nin güneybatısı, Yunanistan'ın batısı, Karadeniz'in güneybatısı, Yunanistan'ın güneydoğusu ve Ege Denizin güneybatısı, Akdeniz, Karadeniz'in kuzeyi, İtalya'nın batısı, Türkiye'nin kuzeybatısı ve kuzeyi nem yakınsama bölgeleri nem kaynaklarından nemin absorbe edilmesinde önemli bir rol oynamışlardır.

Nem akışının konverjans bölgeleri, başka bir atmosferik değişken veya parametredir ve farklı atmosferik seviyelerde oluşumlarının tam yerinin belirlenmesi, yaygın aşırı yağışların sağlayan nem kaynağının belirlenmesinde önemli bir rol oynamaktadır. 500 ila 1000 hPa seviyelerinde bu nem akısı konverjans merkezlerinin oluşum yeri ve etkisi üzerinde yapılan araştırmalar, 500 ila 850 hPa seviyelerinde, çeşitli nem akısı konverjans alanlarının tek tek veya birbirleriyle birleşerek, Marmara Bölgesi'nde meydana gelen yaygın aşırı yağışların neminin sağlanmasında rol oynamışlardır. Konum açısından, nem konverjans merkezlerinin çoğu bölgeden uzakta bulunuyordular. Bazı durumlarda Marmara Bölgesi'nin doğu ve batısında veya üzerinde oluşmuşlardır. Ancak çoğu durumda, atmosferin üst seviyelerinde, kuzeybatı, kuzey, batı, orta ve güney Avrupa ve Akdeniz'de oluşan nem akışı konverjans merkezlerinin etkisini görüyoruz. Çoğu durumda bu merkezler birleşerek Marmara Bölgesi'ndeki aşırı yağışların nem sağlanmasında katkıda bulunmuşlardır. Ancak yer yüzeyi seviyelerde nem konverjans merkezlerinde

oluşan nem akısı miktarı artmış ve atmosferin üst seviyelerinde bulunan diğer nem akısı konverjans merkezleri ile bu seviyelerde birleşerek, Marmara Bölgesi'nde yaygın aşırı yağışlar için nem sağlamada büyük bir nem akışı konverjans bölgesinin oluşumuna ve etkisine tanık oluyoruz. Bu nem konverjans merkezlerin çoğu çalışma alanın yakınında oluşmuş ve onu doğrudan etkilemiştir. Marmara Bölgesi'nde yaygın olan aşırı yağışlar için nem sağlanmasında rol oynayan nem akısı konverjans merkezleri arasında aşağıdaki nem akısı konverjans oluşum alanlarından bahsedilebilir: Türkiye'nin Batısı- Akdeniz'in Doğusu, Yunanistan'ın Güneyi, Karadeniz'in Batısı, Türkiye'nin Güney Batısı- Ege Deniz'in Doğusu, Türkiye'nin Kuzey Batısı, Marmara Bölgesi'nin Güneydoğusu, Akdeniz'in Doğu ve Güneyi, Karadeniz'in Türkiye'nin Kuzey Batısı, İtalya'nın Güneyi, Karadeniz'in Güneyi, Türkiye'nin Kuzeyi-Arabistan'ın kuzeyi, Türkiye'nin güneyi-Suriye'nin kuzeybatısı, Akdeniz'in kuzeydoğusu ve nihayet Türkiye'nin kuzeybatısı. Söz konusu nem akısı konverjans zonları, Marmara Bölgesi'ni kaplayarak yer yüzeyine yakın seviyelerde, yağışların yaygın olduğu günlerde nemin sağlanmasında önemli rol oynamışlardır.

Analizlere göre, bölgede yaygın aşırı yağışların olduğu günlerde, çoğu durumda bölgedeki en büyük yağışa dönüşe bilen su miktarı ya Marmara Bölgesi'nin tamamına ya da büyük bir bölümüne hâkim olmuştur. Diğer bir deyişle, incelenen alanın atmosferinde gerekli ve yeterli miktarda yağışa dönüşebilen su miktarı her zaman mevcut olmuştur. Uzak veya yakın kaynaklardan gelen çeşitli atmosferik akımların yönlendirdiği bölge atmosferinde çok miktarda yağışa dönüşebilen su miktarı bulunması ve nemli hava kütlesinin hızla yükselmesi için gerekli koşulların sağlanması, bölgede aşırı yağışların meydana gelmesine neden olmuştur.

Marmara bölgesinde son yıllarda artan aşırı yağışların, bu araştırmanın sonuçlarına göre gelecekteki önemi dikkate alarak bölgesel planlamalar yapmanın oldukça önemli olduğunu ortaya koyuyor. Bunun sebebi, gelecekte küresel ısınmanın su döngüsüne olan etkisinin artması, hava dolaşımındaki önemli değişimlerin ve atmosferdeki su buharı miktarının artmasıyla birlikte dünya genelindeki hava felaketlerinin artacağı öngörüsüdür. Bu etkilerden Marmara bölgesi de oldukça etkilenecektir. Marmara bölgesinin Türkiye'nin en büyük ve en önemli ekonomik, ticari ve turistik bölgelerinden biri olması, aşırı nüfus artışı ile karşı karşıya kaldığı ve gelecekte artma ihtimali olduğu dikkate alındığında, bu tür hava felaketlerinin önlenmesi hayati önem taşımaktadır. Çünkü bu tür felaketler, Marmara bölgesindeki ekonomik, ticari ve turistik altyapılar için önemli zararlara ve hatta ölümcül kayıplara neden olabilir. Bu sebeple, devlet ve özel sektör yöneticilerinin bu konuyu Marmara bölgesi için oldukça kritik ve değerli olarak ele almaları gerekmektedir.

KAYNAKÇA

Aalijahan, M., & Khosravichenar, A. (2021). A Multimethod Analysis for Average Annual Precipitation Mapping in the Khorasan Razavi Province (Northeastern Iran). *Atmosphere*, *12*(5), 592.

Abrahams, A.D. (1972). Factor analysis of drainage basin properties: Evidence for stream abstraction accompanying the degradation of rölyef. *Water resources research*, 8(3), 624-633.

Abbasnia, M., & Toros, H. (2019). Analysis of long-term changes in extreme climatic indices: a case study of the Mediterranean climate, Marmara Region, Turkey. Meteorology and climatology of the Mediterranean and Black Seas, 141-153.

Abu Hammad, A. H., Salameh, A. A., & Fallah, R. Q. (2022). Precipitation Variability and Probabilities of Extreme Events in the Eastern Mediterranean Region (Latakia Governorate-Syria as a Case Study). Atmosphere, 13(1), 131.

Ackerman, B., Changnon, S., Dzurisin, G., Gatz, D. L., & Grosh, R. C. (1978). *Summary of METROMEX*, volume 2: causes of precipitation anomalies.

Ahn, K. H., & Merwade, V. (2014). Quantifying the relative impact of climate and human activities on streamflow. *Journal of Hydrology*, 515, 257-266.

Akkoyunlu, B. O., Baltaci, H., & Tayanc, M. (2019). Atmospheric conditions of extreme precipitation events in western Turkey for the period 2006–2015. *Natural Hazards & Earth System Sciences*, 19(1).

Alberto Meda-Campana, J. (2018). On the estimation and control of nonlinear systems with parametric uncertainties and noisy outputs. *IEEE ACCESS*, 6, 31968-31973.

Alexander, L. V., Zhang, X., Peterson, T. C., Caesar, J., Gleason, B., Klein Tank, A. M. G., ... & Vazquez-Aguirre, J. L. (2006). Global observed changes in daily climate extremes of temperature and precipitation. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 111(D5).

Ali, Z., Hussain, I., Faisal, M., Nazir, H. M., Hussain, T., Shad, M. Y., ... & Hussain Gani, S. (2017). Forecasting drought using multilayer perceptron artificial neural network model. *Advances in Meteorology*, 2017.

Alijani, B. (2009). *Synoptic Climatology*, Third Edition, Tehran: Organization for the Study and Compilation of University Humanities Books (Samt).

Allan, R. P., & Soden, B. J. (2008). Atmospheric warming and the amplification of precipitation extremes. *Science*, 321(5895), 1481-1484.

Altaratz, O., Koren, I., Remer, L. A., & Hirsch, E. (2014). Cloud invigoration by aerosols—Coupling between microphysics and dynamics. *Atmospheric Research*, 140,38-60.

Aragon, C. M., Loikith, P. C., McCullar, N., & Mandilag, A. (2020). Connecting local-scale heavy precipitation to large-scale meteorological patterns over Portland, Oregon. International Journal of Climatology.

Arınç, K. (2011). *Türkiye'nin Kıyı Bölgeleri (Doğal, İktisadi, Sosyal ve Siyasal Yönleriyle)*. Biyosfer Araştırmaları Merkezi, Erzurum: Coğrafya Araştırmaları Serisi, (102).

Asadieh, B., & Krakauer, N. Y. (2015). Global trends in extreme precipitation: climate models versus observations. *Hydrology and Earth System Sciences*, 19(2), 877-891.

Asirvadam, V. S., McLoone, S. F., & Irwin, G. W. (2004, September). Memory efficient BFGS neural-network learning algorithms using MLP-network: a survey. *In Proceedings of the 2004 IEEE International Conference on Control Applications*, 2004. (Vol. 1, pp. 586-591). IEEE.

Asikoglu, O. L., & Ciftlik, D. (2015). Recent rainfall trends in the Aegean region of Turkey. Journal of Hydrometeorology, 16(4), 1873-1885.

Atalay, İ. (1998). *Genel Fiziki Coğrafya*. İzmir: Ege Üniversitesi Basımevi.

Atalay, İ. (2010). *Uygulamalı Klimatoloji*. META Basım Matbaacılık Hizmetleri, Bornova, İzmir.

Atalay, İ. (2011). *Türkiye iklim atlası*. İnkılap Kitabevi, Yenibosna, İstanbul.

Atalay, İ. &e Mortan, K. (2017). *Resimli ve Haritalı Türkiye Bölgesel Coğrafyası*. Genişletilmiş 7. Baskı. İnkılap Kitabevi, Yenibosna, İstanbul.

Bacanli, U.G., Tanrikulu, A. (2016). Trends in Yearly Precipitation and Temperature on the Aegean Region, Turkey. In Ovidius University Annals, Series Civil Engineering; Ovidius University Press: Constanța, Romania, Volume 18.

Baltacı, H. (2017). Meteorological analysis of flash floods in Artvin (NE Turkey) on 24 August 2015. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 17(7), 1221.

Baltacı, H., Göktürk, O. M., Kındap, T., Ünal, A. & Karaca, M. (2015). Atmospheric circulation types in Marmara Region (NW Turkey) and their influence on precipitation. *International Journal of Climatology*, 35(8), 1810-1820.

Balcıoğlu, Y. E. ve Gönençgil, B. (2022). Bir Geçiş İklim Bölgesi Olarak İstanbul'un Kuzeyi ve Güneyinde Sıcaklık ve Yağışın Eğilimleri. *TÜCAUM 2022 Uluslararası Coğrafya Sempozyumu*, 12-14 Ekim 2022, Ankara.

Barbero, R., Fowler, H. J., Lenderink, G. & Blenkinsop, S. (2017). Is the intensification of precipitation extremes with global warming better detected at hourly than daily resolutions?. *Geophysical Research Letters*, 44(2), 974-983.

Barlow, M., Gutowski, W. J., Gyakum, J. R., Katz, R. W., Lim, Y. K., Schumacher, R. S., ... & Gershunov, A. (2019). North American extreme precipitation events and related large-scale meteorological patterns: a review of statistical methods, dynamics, modeling, and trends. *Climate Dynamics*, 53(11), 6835-6875.

Bartzokas, A., & Metaxas, D. A. (1995). Factor analysis of some climatological elements in Athens, 1931–1992: covariability and climatic change. *Theoretical and applied climatology*, 52(3), 195-205.

Bednorz, E., Wrzesiński, D., Tomczyk, A. M., & Jasik, D. (2019). Classification of synoptic conditions of summer floods in polish Sudeten Mountains. *Water*, 11(7), 1450.

Bhattacharjee, S., Mitra, P., & Ghosh, S. K. (2013). Spatial interpolation to predict missing attributes in GIS using semantic kriging. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 52(8), 4771-4780.

Bocheva, L., & Pophristov, V. (2019, February). Seasonal analysis of large-scale heavy precipitation events in Bulgaria. *In AIP Conference Proceedings* (Vol. 2075, No. 1, p. 200017). AIP Publishing LLC.

Booij, M. J. (2002). Extreme daily precipitation in Western Europe with climate change at appropriate spatial scales. International Journal of Climatology: *A Journal of the Royal Meteorological Society*, 22(1), 69-85.

Buishand, T. A., De Martino, G., Spreeuw, J. N., & Brandsma, T. (2013). Homogeneity of precipitation series in the Netherlands and their trends in the past century. *International journal of climatology*, 33(4), 815-833.

Bustami, R., Bessaih, N., Bong, C., & Suhaili, S. (2007). Artificial Neural Network for Precipitation and Water Level Predictions of Bedup River. *IAENG International Journal of computer science*, 34(2).

Casanueva, A., Rodríguez-Puebla, C., Frías, M. D., & González-Reviriego, N. (2014). Variability of extreme precipitation over Europe and its relationships with teleconnection patterns. *Hydrology and Earth System Sciences*, 18(2), 709-725.

Caloiero, T., Caloiero, P., & Frustaci, F. (2018). Long-term precipitation trend analysis in Europe and in the Mediterranean basin. Water and Environment Journal, 32(3), 433-445.

Çeribaşi, G. (2019). Şen Yöntemi ve Trend Yöntemleri Kullanılarak Doğu Karadeniz Havzasının Yağış Verilerinin Analiz Edilmesi. Journal of the Institute of Science and Technology, 9(1), 254-264.

Champion, A. J., Blenkinsop, S., Li, X. F., & Fowler, H. J. (2019). Synoptic-scale precursors of extreme UK summer 3-hourly rainfall. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 124(8), 4477-4489.

Chang, J. H. W., Kong, S. S. K., Sentian, J., Dayou, J., & Chee, F. P. (2020). Synoptic analysis and mesoscale numerical modelling of heavy precipitation: a case study of flash flood event in Kota Kinabalu, Malaysia. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 132(2), 181-201.

Chen, S., Hu, J., Zhang, A., Min, C., Huang, C., & Liang, Z. (2019). Performance of near real-time Global Satellite Mapping of Precipitation estimates during heavy precipitation events over northern China. *Theoretical and Applied Climatology*, 135(3-4), 877-891.

Cheng, X., Nitsche, G., & Wallace, J. M. (1995). Robustness of low-frequency circulation patterns derived from EOF and rotated EOF analyses. *Journal of Climate*, 8(6), 1709-1713.

Chiang, H. S., Chen, M. Y., & Huang, Y. J. (2019). Wavelet-based EEG processing for epilepsy detection using fuzzy entropy and associative petri net. *IEEE Access*, 7, 103255-103262.

Christensen, J. H., Hewitson, B., Busuioc, A., Chen, A., Gao, X., Held, I., ... & Whetton, P. (2007). *Regional climate projections*. Chapter 11.

Collins, M., Knutti, R., Arblaster, J., Dufresne, J. L., Fichefet, T., Friedlingstein, P., ... & Shongwe, M. (2013). Long-term climate change: projections, commitments and irreversibility. In Climate Change 2013-The Physical Science Basis: Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (pp. 1029-1136). Cambridge University Press.

Collow, A., Bosilovich, M., & Koster, R. (2017). *Synoptic scale influences on increasing summertime extreme precipitation events in the northeastern United States* (No. GSFC-E-DAA-TN42316).

Davis, J. C., & Sampson, R. J. (1986). *Statistics and data analysis in geology* (Vol. 646). New York: Wiley.

De Jongh, I. L., Verhoest, N. E., & De Troch, F. P. (2006). Analysis of a 105-year time series of precipitation observed at Uccle, Belgium. International Journal of Climatology: *A Journal of the Royal Meteorological Society*, 26(14), 2023-2039.

Demir, İ., Kılıç, G., Coşkun, M., & Sümer, U. M. (2008). Türkiye'de maksimum, minimum ve ortalama hava sıcaklıkları ile yağış dizilerinde gözlenen değişiklikler ve eğilimler. *TMMOB İklim Değişimi Sempozyumu, Bildiriler Kitabı*, 69, 84.

Demirdjian, L., Zhou, Y., & Huffman, G. J. (2018). Statistical modeling of extreme precipitation with TRMM data. *Journal of applied meteorology and climatology*, 57(1), 15-30.

Demirtaş, M. (2016). The October 2011 devastating flash flood event of Antalya: triggering mechanisms and quantitative precipitation forecasting. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 142(699), 2336-2346.

Deniz, Z. A., Deniz, O., & Gönençgil, B. (2016). Observed Variability Standardized Precipitation Index In Turkey. International Multidisciplinary Scientific GeoConference: *SGEM*, 2, 483-490.

Doğaner, S. (2020). *Marmara Bölgesi Coğrafyası*. Ders notları, Coğrafya bölümü, İstanbul Üniversitesi, İstanbul, Turkey.

Drori, R., Ziv, B., Saaroni, H., Etkin, A., & Sheffer, E. (2021). Recent changes in the rain regime over the Mediterranean climate region of Israel. Climatic Change, 167(1-2), 15.

Easterling, D. R., Evans, J. L., Groisman, P. Y., Karl, T. R., Kunkel, K. E., & Ambenje, P. (2000). Observed variability and trends in extreme climate events: a brief review. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 81(3), 417-426.

Elias, I., Rubio, J. D. J., Martinez, D. I., Vargas, T. M., Garcia, V., Mujica-Vargas, D., ... & Zacarias, A. (2020). Genetic algorithm with radial basis mapping network for the electricity consumption modeling. *Applied Sciences*, 10(12), 4239.

EM DAT, 2012. Trends and Relationships Periods 1900 2008: Emergency Events Database. Centre for Research on the Epidemiology of Disasters, Université Catholique de Louvain, Belgium

Emre, Ö., Kazancı, N., Erkal, T. (1997). Manyas ve Ulubat Göllerinin Kökeni ve Kuvaterner Jeomorfolojisi. TÜBİTAK, YDABÇAG 426/G, Ankara.

Erinç, S. (1969). *Klimatoloji ve Metotları*. İstanbul: İstanbul Üniversitesi Coğrafya Enstitüsü.

Erinç, S., & Öngör, S. (1977). *Türkiye coğrafyası*. Milli Eğitim Basımevi.

Erlat, E. (1996). *Türkiye'de Günlük Yağışların Şiddeti Üzerine Bir İnceleme*. Ege Coğrafya Dergisi, 9(1).

Erlat, E. (2009). *İklim Sistemi ve İklim Değişiklikleri*. İzmir: Ege Üniversitesi Yayınları.

Erol, O. (1979). *Dördüncü Çağ (Kuvaterner)*. Ankara: An-kara Üniversitesi Dil ve Tarih Coğrafya Fakültesi.

Esteves, J. T., de Souza Rolim, G., & Ferraudo, A. S. (2019). Rainfall prediction methodology with binary multilayer perceptron neural networks. *Climate Dynamics*, 52(3), 2319-2331.

Farajzadeh, M. (2007). *Climatological Techniques*. First Edition, Tehran: Organization for the Study and Compilation of University Humanities Books (Samt).

Faris, H., Alkasassbeh, M., & Rodan, A. (2014). Artificial Neural Networks for Surface Ozone Prediction: Models and Analysis. *Polish Journal of Environmental Studies*, 23(2).

Feng, L., & Zhou, J. (2013). Trend predictions in water resources using rescaled range (R/S) analysis. *Environmental earth sciences*, 68(8), 2359-2363.

Feng, Y., & Qi, Y. (2019). Analysis of Heavy Precipitation Weather Process in Hulunbuir in June 2016.

Feoktistov, V. M., Kharin, V. N., & Specktor, E. N. (2007). Hierarchical factor analysis applied for interpreting chemical elements deposited with atmospheric precipitation in Karelia. *Russian Meteorology and Hydrology*, 32(12), 761-769.

Feyen, L., Dankers, R., Bódis, K., Salamon, P., & Barredo, J. I. (2012). Fluvial flood risk in Europe in present and future climates. *Climatic change*, 112(1), 47-62.

Feyzi, V. (2009). Analysis of Spatial-temporal distribution of climate change in Iran. Master's Degree in climatology. Faculty of Literature and Humanities, Department of Physical Geography, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran.

Field, C. B., Barros, V., Stocker, T. F., & Dahe, Q. (Eds.). (2012). *Managing the risks of extreme events and disasters to advance climate change adaptation: special report of the intergovernmental panel on climate change*. Cambridge University Press.

Flato, G. M., Boer, G. J., Lee, W. G., McFarlane, N. A., Ramsden, D., Reader, M. C., & Weaver, A. J. (2000). The Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis global coupled model and its climate. *Climate Dynamics*, 16(6), 451-467.

Fletcher, R. (2013). *Practical methods of optimization*. John Wiley & Sons.

Fowler, H. J., & Ekström, M. (2009). Multi-model ensemble estimates of climate change impacts on UK seasonal precipitation extremes. International Journal of Climatology: *A Journal of the Royal Meteorological Society*, 29(3), 385-416.

Fowler, H. J., & Kilsby, C. G. (2007). Using regional climate model data to simulate historical and future river flows in northwest England. *Climatic Change*, 80(3), 337-367.

Fowler, H. J., Ekström, M., Kilsby, C. G., & Jones, P. D. (2005). New estimates of future changes in extreme rainfall across the UK using regional climate model integrations. 1. Assessment of control climate. *Journal of Hydrology*, 300(1-4), 212-233.

Franchito, S. H., Gan, M. A., & Fernandez, J. P. R. (2019). Strong Rainfall in Mato Grosso do Sul, Brazil: Synoptic Analysis and Numerical Simulation. In *Natural Hazards-Risk, Exposure, Response, and Resilience* (p. 17). IntechOpen.

Frederick, K. D., & Major, D. C. (1997). Climate change and water resources. *Climatic change*, 37(1), 7-23.

Frei, C., Schöll, R., Fukutome, S., Schmidli, J., & Vidale, P. L. (2006). Future change of precipitation extremes in Europe: Intercomparison of scenarios from regional climate models. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 111(D6).

Freychet, N., Hsu, H. H., Chou, C., Wu, C. H., & Wu, C. H. (2016). Extreme precipitation events over East Asia: Evaluating the CMIP5 model. *Atmospheric Hazards—Case Studies in Modeling, Communication, and Societal Impacts.*

Qavidel Rahimi, Y. (2018). Synoptic Analysis of Extreme Temperatures in the Cold Period of the Year in the Northwestern Region of Iran, Ph.D. Dissertation, Faculty of Literature and Human Sciences, Department of Physical Geography, Isfahan University.

Garipağaoğlu, N. (2010). Türkiye'de Kentleşmenin, Kent Sayısı, Kentli Nüfus Kriterlerine Göre İncelenmesi Ve Coğrafi Dağılışı. *Marmara Coğrafya Dergisi*, (22), 1-42.

Gönençgil, B. (1997). Edirne ve Tekirdağ'ın aylık ve yıllık yağışlarının karşılaştırılması. *Türk Coğrafya Dergisi*, (32), 349-353.

Gönençgil, B. (2008). *Doğal Süreçler Açısından İklim Değişikliği ve İnsan*. İstanbul: Çantay.

Gönençgil, B., & Gülten, İ. Ç. E. L. (2010). Türkiye'nin Doğu Akdeniz kıyılarında yıllık toplam yağışlarda görülen değişimler (1975-2006). *Türk Coğrafya Dergisi*, (55), 1-12.

Görür, N., Cagatay, M. N., Sakinc, M., Sümengen, M., Sentürk, K., Yaltirak, C., & Tchapalyga, A. (1997). Origin of the Sea of Marmara as deduced from Neogene to Quaternary paleogeographic evolution of its frame. *International Geology Review*, 39(4), 342-352.

Güner Bacanli, Ü. (2017). Trend analysis of precipitation and drought in the A egean region, T urkey. Meteorological Applications, 24(2), 239-249.

Grumm, R., & Holmes, R. (2007, June). Patterns of heavy rainfall in the Mid-Atlantic region. *In 22nd Conference on Weather Analysis and Forecasting/18th Conference on Numerical Weather Prediction* (p. 2). Park City, Utah: Am. Meteorol. Soc.

Hafeznia, MR. (2010). *Introduction to Research Methodology in Humanities*. Seventeenth Edition, Tehran: Samat Publications.

Han, J. Y., Baik, J. J., & Khain, A. P. (2012). A numerical study of urban aerosol impacts on clouds and precipitation. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 69(2),504-520.

Han, J. Y., Baik, J. J., & Lee, H. (2014). Urban impacts on precipitation. *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences*, 50(1), 17-30.

Handmer, J., Honda, Y., Kundzewicz, Z. W., Arnell, N., Benito, G., Hatfield, J., ... & Yamano, H. (2012). Changes in impacts of climate extremes: human systems and ecosystems. In *Managing the risks of extreme events and disasters to advance climate change adaptation: Special report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (pp. 231-290). Cambridge University Press.

Hann, C. T. (1986). *Statistical Methods in Hydrology*, IOWA State University Press/Ames.

Hardwick Jones, R., Westra, S., & Sharma, A. (2010). Observed relationships between extreme sub-daily precipitation, surface temperature, and relative humidity. *Geophysical Research Letters*, 37(22).

Hartmann, D. L., Tank, A. M. K., Rusticucci, M., Alexander, L. V., Brönnimann, S., Charabi, Y. A. R., ... & Zhai, P. (2013). Observations: atmosphere and surface. In *Climate change 2013 the physical science basis: Working group I contribution to the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change* (pp. 159-254). Cambridge University Press.

Hepbilgin, B., & Koç, T. (2017). HadGEM2-ES/RegCM4. 3.4 küresel/bölgesel model verilerine göre Kaz Dağı ve yakın çevresinin yağışlarında olası değişiklikler (2000-2099). *Türk Coğrafya Dergisi*, (69), 39-46.

Hepbilgin, B., & Telat, K. O. Ç. (2018). Bölgesel Sıcaklık Ve Yağış Verilerine Göre Kazdağı Ve Yakın Çevresinin İkliminde Öngörülen Değişiklikler (2000-2099). *Marmara Coğrafya Dergisi*, (37), 253-270.

Hernández, G., Zamora, E., Sossa, H., Téllez, G., & Furlán, F. (2020). Hybrid neural networks for big data classification. *Neurocomputing*, 390, 327-340.

Hervada-Sala, C., & Jarauta-Bragulat, E. (2004). A program to perform Ward's clustering method on several regionalized variables. *Computers & Geosciences*, 30(8), 881-886.

Hery, M. A., Ibrahim, M. U. S. T. A. F. A., & June, L. W. (2014). BFGS method: a new search direction. *Sains Malaysiana*, 43(10), 1591-1597.

Hirsch, R. M., & Archfield, S. A. (2015). Flood trends: Not higher but more often. *Nature Climate Change*, 5(3), 198-199.

Horton, R. E. (1921). *Thunderstorm-breeding spots*. Monthly Weather Review, 49(4), 193-193.

Hundecha, Y., & Bárdossy, A. (2005). Trends in daily precipitation and temperature extremes across western Germany in the second half of the 20th century. International Journal of Climatology: *A Journal of the Royal Meteorological Society*, 25(9), 1189-1202.

Hurst, H.E. (1951) Long-term storage capacity of reservoirs. *Transactions of the American Society of Civil Engineers*, 116, 770–808.

Ignaccolo, M., and De Michele, C. (2011). The discrete charm of rain. Physics Today, 64(1), 68-69.

Janssen, E., Wuebbles, D. J., Kunkel, K. E., Olsen, S. C., & Goodman, A. (2014). Observational-and model-based trends and projections of extreme precipitation over the contiguous United States. *Earth's Future*, 2(2), 99-113.

Junkermann, W., Vogel, B., & Sutton, M. A. (2011). The climate penalty for clean fossil fuel combustion. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 11(24), 12917-12924.

Kastridis, A., Kamperidou, V., & Stathis, D. (2022). Dendroclimatological Analysis of Fir (A. borisii-regis) in Greece in the frame of Climate Change Investigation. Forests, 13(6), 879.

Kanounikov, I. E., Antonova, E. V., Kiselev, B. V., & Belov, D. R. (1999, July). Dependence of one of the fractal characteristics (Hurst exponent) of the human electroencephalogram on the cortical area and type of activity. In IJCNN'99. *International Joint Conference on Neural Networks. Proceedings* (Cat. No. 99CH36339) (Vol. 1, pp. 243-246). IEEE.

Kansakar, S. R., Hannah, D. M., Gerrard, J., & Rees, G. (2004). Spatial pattern in the precipitation regime of Nepal. International Journal of Climatology: *A Journal of the Royal Meteorological Society*, 24(13), 1645-1659

Karagiannidis, A. F., Karacostas, T., Maheras, P., & Makrogiannis, T. (2012). Climatological aspects of extreme precipitation in Europe, related to mid-latitude cyclonic systems. *Theoretical and Applied Climatology*, 107(1), 165-174.

Kawase, H., Imada, Y., Sasaki, H., Nakaegawa, T., Murata, A., Nosaka, M., & Takayabu, I. (2019). Contribution of Historical Global Warming to Local-Scale Heavy Precipitation in Western Japan Estimated by Large Ensemble High-Resolution Simulations. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 124(12), 6093-6103.

Kendziorski, C. M., Bassingthwaighte, J. B., & Tonellato, P. J. (1999). Evaluating maximum likelihood estimation methods to determine the Hurst coefficient. *Physica A: Statistical Mechanics and its Applications*, *273*(3-4), 439-451.

Khain, A. P. (2009). Notes on state-of-the-art investigations of aerosol effects on precipitation: a critical review. *Environmental Research Letters*, 4(1), 015004.

Khoshhal Dastjerdi, J., Qavidel Rahimi, Y. (2008). Study of the relationship between changes in annual rainfall in Tabriz with global temperature anomalies and its numerical simulation using artificial neural network. *Quarterly Journal of Humanities Teacher*, 12(2), 29-51.

Khosravi, M., Aramesh, M. (2012). Central Climatic Zoning Using Cluster Factor Analysis, *Journal of Geography and Environmental Planning*, 23(46), 87-100.

Knight, D., & Samuels, P. G. (2007). Examples of recent floods in Europe. *Journal of disaster research*, 2(3).

Koçman, A., 1993. Türkiye İklimi. Ege üniversitesi edebiyat fakültesi yayınları, No: 72.

Kömüşçü, A. M. (1998). Analysis of meteorological and terrain features leading to the Izmir flash flood, 3–4 November 1995. *Natural Hazards*, 18(1), 1-25.

Kömüşçü, A. Ü., & Çelik, S. (2013). Analysis of the Marmara flood in Turkey, 7–10 September 2009: an assessment from hydrometeorological perspective. *Natural hazards*, 66(2), 781-808.

Kopparla, P., Fischer, E. M., Hannay, C., & Knutti, R. (2013). Improved simulation of extreme precipitation in a high-resolution atmosphere model. *Geophysical Research Letters*, 40(21), 5803-5808.

Kunkel, K. E., Karl, T. R., Brooks, H., Kossin, J., Lawrimore, J. H., Arndt, D., ... & Wuebbles, D. (2013). Monitoring and understanding trends in extreme storms: State of knowledge. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 94(4), 499-514.

Lanzante, J. R. (1996). Resistant, robust and non-parametric techniques for the analysis of climate data: Theory and examples, including applications to historical radiosonde station data. International Journal of Climatology: *A Journal of the Royal Meteorological Society*, 16(11), 1197-1226.

Lenderink, G., & Van Meijgaard, E. (2010). Linking increases in hourly precipitation extremes to atmospheric temperature and moisture changes. *Environmental Research Letters*, 5(2), 025208.

Lenggenhager, S., Croci-Maspoli, M., Brönnimann, S., & Martius, O. (2019). On the dynamical coupling between atmospheric blocks and heavy precipitation events: A discussion of the southern Alpine flood in October 2000. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 145(719), 530-545.

Leopold, L. B. (1968). *Hydrology for urban land planning: A guidebook on the hydrologic effects of urban land use* (Vol. 554). US Geolgoical Survey.

Li, L. J., Zhang, L., Wang, H., Wang, J., Yang, J. W., Jiang, D. J., ... & Qin, D. Y. (2007). Assessing the impact of climate variability and human activities on streamflow from the Wuding River basin in China. *Hydrological Processes: An International Journal*, 21(25), 3485-3491.

Liang, L., Li, L., & Liu, Q. (2010). Temporal variation of reference evapotranspiration during 1961–2005 in the Taoer River basin of Northeast China. *Agricultural and Forest Meteorology*, 150(2), 298-306.

Liang, Z., Fovell, R. G., & Liu, Y. (2019). Observational Analysis of the Characteristics of the Synoptic Situation and Evolution of the Organized Warm-Sector Rainfall in the Coastal Region of South China in the Pre-Summer Rainy Season. *Atmosphere*, 10(11), 722.

Lichtenstern, A. Kriging Methods in Spatial Statistics. Bachelor's Thesis, Department of Mathematics, Technical University of Munich, Munich, Germany, 2013.

Lin, C. Y., Chen, W. C., Chang, P. L., & Sheng, Y. F. (2011). Impact of the urban heat island effect on precipitation over a complex geographic environment in northern Taiwan. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 50(2), 339-353.

Lolis, C. J., & Türkeş, M. (2016). Atmospheric circulation characteristics favouring extreme precipitation in Turkey. *Climate Research*, 71(2), 139-153.

Lord, S. J., & Arakawa, A. (1980). Interaction of a cumulus cloud ensemble with the large-scale environment. Part II. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 37(12), 2677-2692.

Luk, K. C., Ball, J. E., & Sharma, A. (2000). A study of optimal model lag and spatial inputs to artificial neural network for rainfall forecasting. *Journal of Hydrology*, 227(1-4), 56-65.

Madsen, H., Lawrence, D., Lang, M., Martinkova, M., & Kjeldsen, T. R. (2014). Review of trend analysis and climate change projections of extreme precipitation and floods in Europe. *Journal of Hydrology*, 519, 3634-3650.

Maktav, D., & Erbek, F. S. (2005). Analysis of urban growth using multi-temporal satellite data in Istanbul, Turkey. *International Journal of Remote Sensing*, 26(4), 797-810.

Manton, M. J., Della-Marta, P. M., Haylock, M. R., Hennessy, K. J., Nicholls, N., Chambers, L. E., ... & Yee, D. (2001). Trends in extreme daily rainfall and temperature in Southeast Asia and the South Pacific: 1961–1998. *International Journal of Climatology*, 21(3), 269-284.

Masoudian, A. (2003). Study of the geographical distribution of precipitation in Iran by periodic factor analysis, *Journal of Geography and Development*, 1, 79-88.

Meehl, G. A., Karl, T., Easterling, D. R., Changnon, S., Pielke Jr, R., Changnon, D., ... & Zwiers, F. (2000). An introduction to trends in extreme weather and climate events: observations, socioeconomic impacts, terrestrial ecological impacts, and model projections. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 81(3), 413-416.

Meehl, G. A., Stocker, T. F., Collins, W. D., Friedlingstein, P., Gaye, A. T., Gregory, J. M., ... & Zhao, Z. C. (2007). *Global climate projections*. Chapter 10.

Mersin, D., Tayfur, G., Vaheddoost, B., & Safari, M. J. S. (2022). Historical trends associated with annual temperature and precipitation in Aegean Turkey, where are we heading?. Sustainability, 14(20), 13380.

Miao, S., Chen, F., Li, Q., & Fan, S. (2011). Impacts of urban processes and urbanization on summer precipitation: A case study of heavy rainfall in Beijing on 1 August 2006. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 50(4), 806-825.

Miksovsky, J., & Raidl, A. (2005). Testing the performance of three nonlinear methods of time seriesanalysis for prediction and downscaling of European daily temperatures. *Nonlinear Processes in Geophysics*, 12(6), 979-991.

Mills, G. (2014). Urban climatology: History, status and prospects. *Urban climate*, 10, 479-489.

Min, S. K., Zhang, X., Zwiers, F. W., & Hegerl, G. C. (2011). Human contribution to more-intense precipitation extremes. *Nature*, 470(7334), 378-381.

Mohan, S., & Arumugam, N. (1996). Relative importance of meteorological variables in evapotranspiration: Factor analysis approach. *Water Resources Management*, 10(1), 1-20.

Mukherjee, I., & Routroy, S. (2012). Comparing the performance of neural networks developed by using Levenberg–Marquardt and Quasi-Newton with the gradient descent algorithm for modelling a multiple response grinding process. *Expert Systems with Applications*, 39(3), 2397-2407.

Murray, V., & Ebi, K. L. (2012). IPCC special report on managing the risks of extreme events and disasters to advance climate change adaptation (SREX).

Nadi, M., Khalili, A. (2013). Classification of precipitation climate in Iran by cluster factor analysis, *Soil and Water Research of Iran*, 44(3), 227-244.

Najafi, A., Nasri, M. (2009). Factors Affecting Floods in Isfahan-Sirjan Watershed by Analysis-Factor Method, *Journal of Geography and Environmental Planning*, 20(36), 1-18.

Nations, U. (2015). Department of economic and Social Affairs. Department of Economic and Social Affairs. https://www. un. org/development/desa/en/news/population/2018-revision-of-world-urbanization-prospects.html (accessed.

Nicholls, N., Trewin, B., & Haylock, M. (2000). *Climate extremes: indicators for state of the environment monitoring. Australia: state of the environment technical paper series no. 2. atmosphere; paper 1*. Department of the Environment and Heritage.

Nişancı, A. (2007). "İklim Değişikliği, Küresel Isınma ve Sonuçları". I. *Türkiye İklim Değişikliği Kongresi Bildiriler Kitabı*: 84-92, İstanbul.

Ojo, O. S., Adeyemi, B., & Oluleye, D. O. (2021). Artificial neural network models for prediction of net radiation over a tropical region. *Neural Computing and Applications*, 33(12), 6865-6877.

Oke, T. R. (1982). The energetic basis of the urban heat island. Quarterly *Journal of the Royal Meteorological Society*, 108(455), 1-24.

Oliveira, P. T. D., Lima, K. C., & e Silva, S. (2013). Synoptic environment associated with heavy rainfall events on the coastland of Northeast Brazil. *Advances in Geosciences*, *35*, 73-78.

Pachauri, R. K., & Reisinger, A. (2007). IPCC fourth assessment report. IPCC, Geneva, 2007.

Pal, S., Dutta, S., Nasrin, T., & Chattopadhyay, S. (2020). Hurst exponent approach through rescaled range analysis to study the time series of summer monsoon rainfall over northeast India. *Theoretical and Applied Climatology*, 142(1), 581-587.

Pall, P., Allen, M. R., & Stone, D. A. (2007). Testing the Clausius–Clapeyron constraint on changes in extreme precipitation under CO 2 warming. *Climate Dynamics*, 28(4), 351-363.

Parker, L. E., & Abatzoglou, J. T. (2016). Spatial coherence of extreme precipitation events in the Northwestern United States. *International Journal of Climatology*, 36(6), 2451-2460.

Peters, J. M., & Roebber, P. J. (2014). Synoptic control of heavy-rain-producing convective training episodes. *Monthly Weather Review*, 142(7), 2464-2482.

Peterson, T., Folland, C., Gruza, G., Hogg, W., Mokssit, A., & Plummer, N. (2001). *Report on the activities of the working group on climate change detection and related rapporteurs* (p. 143). Geneva: World Meteorological Organization.

Philandras, C. M., Nastos, P. T., Kapsomenakis, J., Douvis, K. C., Tselioudis, G., & Zerefos, C. S. (2011). Long term precipitation trends and variability within the Mediterranean region. Natural Hazards and Earth System Sciences, 11(12), 3235-3250.

Pfahl, S., & Wernli, H. (2012). Quantifying the relevance of cyclones for precipitation extremes. *Journal of Climate*, 25(19), 6770-6780.

Pohlert, T. (2016). Non-parametric trend tests and change-point detection. *CC BY-ND*, *4*.

Ramos, A. M., Conde, F. C., Moreira, D. S., Freitas, S. R., Silva, A. M., & Lucas, E. W. M. (2012). Numerical simulation of a heavy rainfall event over Portugal using mesoscale model. *Atmósfera*, 25(3), 295-309.

Rao, A. R., & Bhattacharya, D. (1999). Comparison of Hurst exponent estimates in hydrometeorological time series. *Journal of Hydrologic Engineering*, 4(3), 225-231.

Rashedi, E., Mirzaei, A., & Rahmati, M. (2015). An information theoretic approach to hierarchical clustering combination. *Neurocomputing*, 148, 487-497.

Röhner, L. (2016). *Heavy Precipitation Events in the Western Mediterranean Area: Physical Processes and Predictability* (Doctoral dissertation, Dissertation, Karlsruhe, Karlsruher Institut für Technologie (KIT), 2016).

Rosenfeld, D., Dai, J., Yu, X., Yao, Z., Xu, X., Yang, X., & Du, C. (2007). Inverse relations between amounts of air pollution and orographic precipitation. *Science*, 315(5817), 1396-1398.

Rossi, R. E., Mulla, D. J., Journel, A. G., & Franz, E. H. (1992). Geostatistical tools for modeling and interpreting ecological spatial dependence. *Ecological monographs*, 62(2), 277-314.

Rozoff, C. M., Cotton, W. R., & Adegoke, J. O. (2003). Simulation of St. Louis, Missouri, land use impacts on thunderstorms. *Journal of Applied Meteorology*, 42(6), 716-738.

Saghafian, B., Danesh Kararasteh, P., Rahimi Bandarabadi, S., Fattahi, I., Mohammadzadeh, M., (2010). Draft Guide to Spatial Distribution Methods of Climatic Factors Using Point Data.

Ministry of Energy and Deputy Minister of Water and Wastewater Engineering and Technical Standards of Water and Wastewater Authority, Journal No. 368-A.

Samman, A. E., & Gallus Jr, W. A. (2018). A classification of synoptic patterns inducing heavy precipitation in Saudi Arabia during the period 2000-2014. *Atmósfera*, 31(1), 47-67.

Santos, M., & Fragoso, M. (2013). Precipitation variability in Northern Portugal: data homogeneity assessment and trends in extreme precipitation indices. *Atmospheric Research*, 131, 34-45.

Sariş, F., Hannah, D. M., & Eastwood, W. J. (2010). Spatial variability of precipitation regimes over Turkey. *Hydrological Sciences Journal–Journal des Sciences Hydrologiques*, 55(2), 234-249.

Schmith, T. (2001). Global warming signature in observed winter precipitation in Northwestern Europe?. *Climate Research*, 17(3), 263-274.

Semmler, T., & Jacob, D. (2004). Modeling extreme precipitation events—a climate change simulation for Europe. *Global and Planetary Change*, 44(1-4), 119-127.

Şen, Z., & Habib, Z. (2000). Spatial analysis of monthly precipitation in Turkey. Theoretical and applied climatology, 67, 81-96.

Şen, Ö. L., Kındap, T. Ve Bozyurt, D. (2008). "Küresel Isınma ve Türkiye, İyimser Senaryo". Yeşil Atlas 11: 80-89.

Sen, P. K. (1968). Estimates of the regression coefficient based on Kendall's tau. *Journal of the American statistical association*, 63(324), 1379-1389.

Setty, V. A., & Sharma, A. S. (2015). Characterizing detrended fluctuation analysis of multifractional Brownian motion. *Physica A: Statistical Mechanics and its Applications*, *419*, 698-706.

Shah, H., & Ghazali, R. (2011, December). Prediction of earthquake magnitude by an improved ABC-MLP. In *2011 Developments in E-systems Engineering* (pp. 312-317). IEEE.

Shem, W., & Shepherd, M. (2009). On the impact of urbanization on summertime thunderstorms in Atlanta: Two numerical model case studies. *Atmospheric Research*, 92(2),172-189.

Shepherd, J. M. (2005). A review of current investigations of urban-induced rainfall and recommendations for the future. *Earth Interactions*, 9(12), 1-27.

Shiu, C. J., Liu, S. C., Fu, C., Dai, A., & Sun, Y. (2012). How much do precipitation extremes change in a warming climate?. *Geophysical Research Letters*, 39(17).

Simpson, I. (2011). *Precipitation variability across the UK: Observations and model simulations* (Doctoral dissertation, University of East Anglia).

Sivakumar, M. V. (2006). Climate prediction and agriculture: current status and future challenges. *Climate Research*, 33(1), 3-17.

Steeneveld, G. J., Koopmans, S., Heusinkveld, B. G., Van Hove, L. W. A., & Holtslag, A. A. M. (2011). Quantifying urban heat island effects and human comfort for cities of variable size and

urban morphology in the Netherlands. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 116(D20).

Stocker, T. F., Qin, D., Plattner, G. K., Tignor, M. M., Allen, S. K., Boschung, J., ... & Midgley, P. M. (2014). Climate Change 2013: The physical science basis. contribution of working group I to the fifth assessment report of IPCC the intergovernmental panel on climate change.

Stocker, T. F., Qin, D., Plattner, G. K., Tignor, M. M., Allen, S. K., Boschung, J., ... & Midgley, P. M. (2014). Climate Change 2013: The physical science basis. contribution of working group I to the fifth assessment report of IPCC the intergovernmental panel on climate change.

Stull, R.B. (2011). *An introduction to boundary layer meteorology*. University of British Columbia.

Sudheer, K. P., Srinivasan, K., Neelakantan, T. R., & Srinivas, V. V. (2008). A nonlinear data-driven model for synthetic generation of annual streamflows. *Hydrological Processes: An International Journal*, 22(12), 1831-1845.

Sugimoto, S. (2020). Heavy precipitation over southwestern Japan during the Baiu Season due to abundant moisture transport from synoptic-scale atmospheric conditions. *SOLA*.

Mersin, D., Tayfur, G., Vaheddoost, B., & Safari, M. J. S. (2022). Historical trends associated with annual temperature and precipitation in Aegean Turkey, where are we heading?. Sustainability, 14(20), 13380.Tank, A. K., & Können, G. P. (2003). Trends in indices of daily temperature and precipitation extremes in Europe, 1946–99. *Journal of climate*, 16(22), 3665-3680.

Tanoğlu, A., & Erinc, S. (1956). Garsak boğazı ve Eski Sakarya (The Garsak gorge and the Sakarya River diversion). *İstanbul Üniversitesi Coğrafya Enstitüsü Dergisi*, 4, 17-31.

Tao, W. K., Chen, J. P., Li, Z., Wang, C., & Zhang, C. (2012). Impact of aerosols on convective clouds and precipitation. *Reviews of Geophysics*, 50(2).

Taqqu, M. S., Teverovsky, V., & Willinger, W. (1995). Estimators for long-range dependence: an empirical study. *Fractals*, 3(04), 785-798.

Tatli, H. (2014). Statistical complexity in daily precipitation of NCEP/NCAR reanalysis over the Mediterranean Basin. *International journal of climatology*, 34(1), 155-161.

Tatli, H. (2015). Detecting persistence of meteorological drought via the Hurst exponent. *Meteorological Applications*, 22(4), 763-769.

Tatli, H. (2015). Downscaling standardized precipitation index via model output statistics. *Atmósfera*, 28(2), 83-98.

Tatli, H., & Menteş, Ş. S. (2019). Detrended cross-correlation patterns between North Atlantic oscillation and precipitation. *Theoretical and Applied Climatology*, 138(1), 387-397.

Tatli, H., Nüzhet Dalfes, H., & Sibel Menteş, Ş. (2004). A statistical downscaling method for monthly total precipitation over Turkey. *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society*, 24(2), 161-180.

Telat, K. O. Ç., & İrdem, C. (2007). Türkiye'de yağışların şiddet bakımından zamansal ve alansal değişkenliği. *Türk Coğrafya Dergisi*, (49), 1-42.

Temuçin, E. (1990). Aylık değişme oranlarına göre Türkiye'de yağış rejimi tipleri. *Ege Coğrafya Dergisi*, 5(1), 160-183.

Thielen, J., Wobrock, W., Gadian, A., Mestayer, P. G., & Creutin, J. D. (2000). The possible influence of urban surfaces on rainfall development: a sensitivity study in 2D in the meso-γ-scale. *Atmospheric Research*, 54(1),15-39.

Tian, F., Yang, Y., & Han, S. (2009). Using runoff slope-break to determine dominate factors of runoff decline in Hutuo River Basin, North China. *Water Science and Technology*, 60(8), 2135-2144.

Todaro, V., D'Oria, M., Secci, D., Zanini, A., & Tanda, M. G. (2022). Climate change over the Mediterranean region: Local temperature and precipitation variations at five pilot sites. Water, 14(16), 2499.

Toreti, A., Giannakaki, P., & Martius, O. (2016). Precipitation extremes in the Mediterranean region and associated upper-level synoptic-scale flow structures. *Climate dynamics*, 47(5-6), 1925-1941.

Toros, H., Kahraman, A., Tilev-Tanriover, S., Geertsema, G., & Cats, G. (2018). Simulating heavy precipitation with HARMONIE, HIRLAM and WRF-ARW: A flash flood case study in Istanbul, Turkey. *Eur. J. Sci. Technol*, 13, 1-12.

Topuz, M., Feidas, H., & Karabulut, M. (2020). Trend analysis of precipitation data in Turkey and relations to atmospheric circulation:(1955-2013). Italian Journal of Agrometeorology, (2), 91-107.

Trenberth, K. E., Dai, A., Rasmussen, R. M., & Parsons, D. B. (2003). The changing character of precipitation. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 84(9), 1205-1218.

Trenberth, K. E., Jones, P. D., Ambenje, P., Bojariu, R., Easterling, D., Klein Tank, A., ... & Zhai, P. (2007). Observations. *Surface and Atmospheric Climate Change*. Chapter 3.

Türkeş, M., & Erlat, E. (2003). Precipitation changes and variability in Turkey linked to the North Atlantic Oscillation during the period 1930–2000. *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society*, 23(14), 1771-1796.

Türkeş, M., & Erlat, E. (2005). Climatological responses of winter precipitation in Turkey to variability of the North Atlantic Oscillation during the period 1930–2001. *Theoretical and Applied Climatology*, 81(1), 45-69.

Türkeş, M., & Erlat, E. (2006). Influences of the North Atlantic oscillation on precipitation variability and change in Turkey. *Il nuovo cimento C*, *29*(1), 117-135.

Türkeş, M., & Tatlı, H. (2011). Use of the spectral clustering to determine coherent precipitation regions in Turkey for the period 1929–2007. *International Journal of Climatology*, 31(14), 2055-2067.

Türkeş, M., Koç, T., & Sariş, F. (2009). Spatiotemporal variability of precipitation total series over Turkey. *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society*, 29(8), 1056-1074.

Türkeş, M., Sümer, U. M. ve Çetiner, G. (2000). 'Küresel iklim değişikliği ve olası etkileri', Çevre Bakanlığı, Bir-leşmiş Milletler İklim Değişikliği Çerçeve Sözleşmesi Seminer Notları: 7-24. Ankara: Çevre Kirliliğini Önleme Kontrol Genel Müdürlüğü.

Türkeş, M., Telat, K. O. Ç., & SARIŞ, F. (2007). Türkiye'nin Yağış Toplamı ve Yoğunluğu Dizilerindeki Değişikliklerin ve Eğilimlerin Zamansal ve Alansal Çözümlemesi. *Coğrafi Bilimler Dergisi*, 5(1), 57-73.

Türkeş, M., & Deniz, Z. A. (2011). Climatology of South Marmara Division (North West Anatolia) and observed variations and trends. Journal of Human Sciences, 8(1), 1579-1600.

Turkish Institute of Statistics (TIS). 2011. The results of the address-based census. http://www.tuik.gov.tr/PreTablo.do?alt_id=39 (accessed 23 January 2014).

Ullyott, P., & Ilgaz, O. (1943). İstanbul Boğazında araştırmalar I Karadeniz Boğazının coğrafi ve hidrolojik durumunun incelenmesi. *Türk Coğrafya Dergisi*, (2), 175-194.

Valle, M. V., García, G. M., Cohen, I. S., Klaudia Oleschko, L., Ruiz Corral, J. A., & Korvin, G. (2013). Spatial variability of the Hurst exponent for the daily scale rainfall series in the state of Zacatecas, Mexico. *Journal of applied Meteorology and Climatology*, 52(12), 2771-2780.

Van den Besselaar, E. J. M., Klein Tank, A. M. G., & Buishand, T. A. (2013). Trends in European precipitation extremes over 1951–2010. *International Journal of Climatology*, 33(12), 2682-2689.

Varlas, G., Stefanidis, K., Papaioannou, G., Panagopoulos, Y., Pytharoulis, I., Katsafados, P., ... & Dimitriou, E. (2022). Unravelling precipitation trends in Greece since 1950s using ERA5 climate reanalysis data. Climate, 10(2), 12.

Velasco, L. C. P., Serquiña, R. P., Zamad, M. S. A. A., Juanico, B. F., & Lomocso, J. C. (2019). Performance analysis of multilayer perceptron neural network models in week-ahead rainfall forecasting. *International Journal of Advanced Computer Science and Applications*, 10(3).

Vivekanandan, N. (2014). Prediction of rainfall using mlp and rbf networks. *International Journal of Advanced Networking and Applications*, 5(4), 1974.

Wang, W., Van Gelder, P. H., Vrijling, J. K., & Ma, J. (2006). Forecasting daily streamflow using hybrid ANN models. *Journal of Hydrology*, 324(1-4), 383-399.

Wang, X., He, K., & Dong, Z. (2019). Effects of climate change and human activities on runoff in the Beichuan River Basin in the northeastern Tibetan Plateau, China. *Catena*, *176*, 81-93.

Weddıng, H., (1968). "Dünyanın İklim Tarihi". (http://www.mta.gov.tr/mta_web/kutuphane/mtadergi/72_11.pdf).

Westra, S., Alexander, L. V., & Zwiers, F. W. (2013). Global increasing trends in annual maximum daily precipitation. *Journal of climate*, 26(11), 3904-3918.

Westra, S., Fowler, H. J., Evans, J. P., Alexander, L. V., Berg, P., Johnson, F., ... & Roberts, N. M. (2014). Future changes to the intensity and frequency of short-duration extreme rainfall. *Reviews of geophysics*, 52(3), 522-555.

White, E. L. (1975). Factor Analysis of Drainage Basin Properties: Classification of Flood Behavior in Terms of Basin Geomorphology. *Water Resources Bulletin*,11(4), 676-687.

Wood, C.; Miller, B. Comparing Simple and Ordinary Kriging Methods for 2015 Iowa Precipitation; Geological and Atmospheric Sciences; College of Liberal Arts and Sciences, Iowa State University: Ames, IA, USA, 2016.

Wu, Y., Ji, H., Wen, J., Wu, S. Y., Xu, M., Tagle, F., ... & Li, J. (2019). The characteristics of regional heavy precipitation events over eastern monsoon China during 1960–2013. *Global and Planetary Change*, 172, 414-427.

Xoplaki, E., González-Rouco, J. F., Luterbacher, J., & Wanner, H. (2004). Wet season Mediterranean precipitation variability: influence of large-scale dynamics and trends. *Climate dynamics*, 23(1), 63-78.

Yadav, R., Tripathi, S. K., Pranuthi, G., & Dubey, S. K. (2014). Trend analysis by Mann-Kendall test for precipitation and temperature for thirteen districts of Uttarakhand. *Journal of Agrometeorology*, 16(2), 164.

Ye, X., Zhang, Q., Liu, J., Li, X., & Xu, C. Y. (2013). Distinguishing the relative impacts of climate change and human activities on variation of streamflow in the Poyang Lake catchment, China. *Journal of Hydrology*, 494, 83-95.

Yu, H., & Meng, Z. (2016). Key synoptic-scale features influencing the high-impact heavy rainfall in Beijing, China, on 21 July 2012. *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, *68*(1), 31045.

Yurtseven, İ., & Serengil, Y. (2017). Changes and trends of seasonal total rainfall in the province of Istanbul, Turkey. Journal of the Faculty of Forestry Istanbul University, 67(1), 1-12.

Yücel, T. (1987). *Türkiye Coğrafyası*. Türk kültürünü Araştırma Enstitüsü Yayınları, No: 68, Ankara.

Zhang, X., Aguilar, E., Sensoy, S., Melkonyan, H., Tagiyeva, U., Ahmed, N., ... & Wallis, T. (2005). Trends in Middle East climate extreme indices from 1950 to 2003. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres,* 110(D22).

Zhang, X., Li, P., & Li, D. (2018). spatiotemporal variations of precipitation in the southern part of the Heihe river basin (China), 1984–2014. *Water*, 10(4), 410.

Zhao, C., Xu, M., Wang, Y., Zhang, M., Guo, J., Hu, Z., ... & Skamarock, W. (2019). Modeling extreme precipitation over East China with a global variable-resolution modeling framework (MPASv5. 2): impacts of resolution and physics. *Geoscientific Model Development*, 12(7), 2707-2726.

Zolina, O., Simmer, C., Kapala, A., Bachner, S., Gulev, S., & Maechel, H. (2008). Seasonally dependent changes of precipitation extremes over Germany since 1950 from a very dense observational network. Journal of Geophysical Research: *Atmospheres*, 113(D6).

Zwiers, F. W., Alexander, L. V., Hegerl, G. C., Knutson, T. R., Kossin, J. P., Naveau, P., ... & Zhang, X. (2013). Climate extremes: challenges in estimating and understanding recent changes in the frequency and intensity of extreme climate and weather events. In *Climate science for serving society* (pp. 339-389). Springer, Dordrecht.