T.C.

HARRAN ÜNİVERSİTESİ

SOSYAL BİLİMLER ENSTİTÜSÜ

COĞRAFYA ANABİLİM DALI

COĞRAFYA BİLİM DALI

(YÜKSEK LİSANS TEZİ)

VAN GÖLÜ HAVZASI'NDA KAR KURAKLIĞININ ARAŞTIRILMASI

Harun ASLAN

ŞANLIURFA-2020

T.C.

HARRAN ÜNİVERSİTESİ

SOSYAL BİLİMLER ENSTİTÜSÜ

COĞRAFYA ANABİLİM DALI

COĞRAFYA BİLİM DALI

(YÜKSEK LİSANS TEZİ)

VAN GÖLÜ HAVZASI'NDA KAR KURAKLIĞININ ARAŞTIRILMASI

Harun ASLAN

Danışman

Dr. Öğr. Üyesi Hüsnü YETMEN

ŞANLIURFA-2020

T. C.
HARRAN ÜNİVERSİTESİ
SOSYAL BİLİMLER ENSTİTÜSÜ MÜDÜRLÜĞÜNE

Enstitünüz Coğrafya Anabilim Dalı 175225011 numaralı Harun ASLAN'ın hazırladığı **"Van Gölü Havzası'nda Kar Kuraklığının Araştırılması"** konulu **yüksek lisans** tezi ile ilgili tez savunması, 30/07/ 2020 tarihinde, saat 14.00'da yapılmış, sorulan sorulara alınan cevaplar sonunda adayın tezinin KABUL (başarılı) olduğuna oybirliği/~~oy çokluğu~~ ile karar verilmiştir.

30/07/2020

Sınav Jürisi	Unvan, Adı Soyadı	Kanaati	İmzası
Danışman	Dr. Öğr. Üyesi Hurşit YETMEN	**Kabul**	Ektedir
Üye	Prof. Dr.Necmettin ELMASTAŞ	**Kabul**	Ektedir
Üye	Prof. Dr. Sabri KARADOĞAN	**Kabul**	Ektedir

Bu tezin Coğrafya Anabilim Dalında Yapıldığını ve Enstitümüz Kurallarına Göre Düzenlendiğini Onaylarım.

……/…../20..

Prof. Dr. Şevket ÖKTEN
Müdür

Not: a) Bu tezde kullanılan özgün ve başka kaynaktan yapılan alıntıların, çizelge, şekil ve fotoğrafların kaynak gösterilmeden kullanımı, 5846 sayılı Fikir ve Sanat Eserleri Kanunundaki hükümlere tabidir.

b) Tez, HÜBAK'tan Bilimsel Araştırma Projesi mali destek ☐Almıştır ☒Almamıştır.

HARRAN ÜNİVERSİTESİ
SOSYAL BİLİMLER ENSTİTÜSÜ

ORJİNALLİK RAPORU VE BEYAN BELGESİ

ÖĞRENCİ BİLGİLERİ

Adı-Soyadı	Harun ASLAN
Öğrenci Numarası	175225011
Enstitü Anabilim Dalı	Sosyal Bilimler Enstitüsü Coğrafya Anabilim Dalı
Programı	Tezli Yüksek Lisans
Başlık (Türkçe)	Van Gölü Havzası'nda Kar Kuraklığının Araştırılması

SOSYAL BİLİMLER ENSTİTÜSÜ MÜDÜRLÜĞÜNE

Yukarıda başlığı belirtilen yüksek lisans tez çalışmamın a) Kapak sayfası, b) Giriş, c) Ana bölümler ve d) Sonuç kısımlarından oluşan toplam 191 sayfalık kısmına ilişkin, 30/06/2020 tarihinde ~~şahsım~~/danışmanım tarafından **Turnitin** adlı intihal tespit programından aşağıda belirtilen filtrelemeler uygulanarak alınmış olan orijinallik raporuna göre, benzerlik oranı **%9'dur.**

Uygulanan filtrelemeler:

1- Kabul/Onay ve Bildirim sayfaları hariç,
2- Kaynakça hariç
3- Alıntılar hariç/dâhil
4- 6 kelimeden daha az örtüşme içeren metin kısımları hariç

Yukarıda bilgileri verilen tezli/tezsiz lisansüstü programlarda seminer, dönem projesi, tez vb Sosyal Bilimler Enstitüsü Yönetim Kurulu tarafından kabul edilen lisansüstü orijinallik raporu alınması uygulama esasları ile belirlenen azami benzerlik oranlarını aşmadığını ve bütün bilgilerin, akademik kurallara uygun olarak toplanıp sunulduğunu, çalışmada bana ait olmayan tüm veri, düşünce ve sonuçları andığımı, blok şeklinde alıntılar yapmadığımı ve tüm alıntıların bilimsel atıf kuralları çerçevesinde kaynağını gösterdiğimi, Yükseköğretim kurulu bilimsel araştırma ve yayın etiği yönergesi ile Harran Üniversitesi bilimsel araştırma ve yayın etiği yönergesinin 8. maddesinde yer alan etik ihlallerden her hangi birisinin yer almadığını, etik ihlal tespiti halinde, Enstitü yönetim kurulunca, diplomamın iptal edilmesini kabul ediyorum.

Gereğini saygılarımla arz ederim.

30/06/2020
Harun ASLAN

Yukarıda yer alan raporun ve beyanın doğruluğunu onaylarım. 30/06/2020

Dr. Öğr. Üyesi Hurşit YETMEN
(Danışman)

ÖZET

VAN GÖLÜ HAVZASI'NDA KAR KURAKLIĞININ ARAŞTIRILMASI

ASLAN, Harun

Yüksek Lisans Tezi

Coğrafya Anabilim Dalı

Tez Danışmanı: Dr. Öğr. Üyesi Hurşit YETMEN

Haziran, 2020, 214 Sayfa

Bu çalışmada, Van Gölü Havzası'nda kar kuraklığı dönemlerinin belirlenmesi ve sınıflandırılması amaçlanmıştır. Havzadaki kar kuraklığını analiz etmek için Van (1980-2018), Tatvan (1980-2015), Erciş (1980-2011) ve Ahlat (1988-2011) istasyonlarında kaydedilen veriler değerlendirilmiştir. Kar kuraklığı, kış aylarının sıcaklık değerlerindeki artıştan ve/ya da yağış miktarı eksikliğinden kaynaklanmaktadır. Bu kapsamda kar kuraklığı, kar-su eşdeğerinin (KSE) normalin altında kaydedildiği kış mevsimlerine ait toplam yağış miktarı (mm) ve ortalama sıcaklık değerlerine (°C) dayanarak sıcak, kuru ve sıcak-kuru kar kuraklıkları olarak sınıflandırılmıştır. Normalin altındaki KSE'ye sahip her kış mevsimi sınıflandırıldıktan sonra her kar kuraklık türünün ortalama şiddeti, olasılığı (sıklığı) ve risk değerleri hesaplanmıştır.

Van Gölü Havzası'nda gerçekleşen kar kuraklıklarının klimatolojik analizi KSE, yağış ve sıcaklık değerleri aracılığıyla yapıldıktan sonra kar kuraklığı yıllarındaki hidrolojik koşulları incelemek için akarsu akım değerleri kullanılmıştır.

Çalışma sahasında, kar kuraklıklarına ait en yüksek ortalama şiddet, olasılık ve risk değerleri sıcak kar kuraklığı (SKK) için belirlenmiştir. SKK, kış mevsimindeki sıcaklık artışlarından dolayı yağışın kar yerine yağmur veya karla karışık yağmur yağışı şeklinde yağmasından kaynaklanmaktadır. Havzadaki uzun yıllar (1980-2018) mevsimlik sıcaklık değerleri incelendiğinde, kış mevsimi dâhil olmak üzere, bütün mevsimlerde sıcaklık değerleri artış eğiliminde olmuştur. Bu nedenle, SKK'nin havzada baskın olması beklenen bir sonuçtur.

SKK'den sonra ortalama şiddet ve risk oranı bakımından en yüksek değerler kuru kar kuraklığı (KKK) için gözlenmiştir. KKK, yağış miktarındaki azalmalar tarafından denetlenir. Van Gölü Havzası genel olarak karasal bir iklim rejimine sahip olduğundan dolayı özellikle kış aylarına ait yağış miktarında zaman zaman gözlenen azalmalar, KKK'nin daha şiddetli geçmesine yol açmaktadır. Gerçekten, yağış ve sıcaklık koşullarının birlikte etkisi altında gerçekleşen sıcak-kuru kar kuraklığının (S-KKK) havza genelinde gerçekleşme olasılığı KKK'den yüksek olmasına rağmen KKK'nin ortalama şiddet ve risk değerleri daha yüksek seviyede yer almaktadır.

Kar kuraklığı yıllarına ait akarsu akım değerleri, genel olarak normal akım koşullarının altında gerçekleşmesine rağmen bazı yıllar, beklentilerin aksine, normalin üzerinde gözlenmiştir. Kar kuraklığının yaşandığı belirli yıllara ait akarsu akımlarının beklenmeyen tepkisi, kıyı kesiminde bulunan meteoroloji istasyonları ve görece yüksek dağlık alanlarda kurulan akarsu gözlem istasyonlarının bulunduğu sahaların yerel iklim koşulları bakımından (özellikle sıcaklık ve yağış koşulları) farklılık göstermesinden kaynaklandığı düşünülmektedir.

Türkiye'de kar kuraklığı ile ilgili bilimsel bir çalışmaya rastlanmamıştır. Dolayısıyla, bu araştırma Türkiye'deki konuya ilişkin literatür eksikliğinin giderilmesi ve kar kuraklığı çalışmalarına öncülük etmesi bakımından ayrı bir öneme sahiptir.

Anahtar Kelimeler: Van Gölü Havzası, Kar Kuraklığı, Kar-Su Eşdeğeri.

ABSTRACT

EXPLORATION OF SNOW DROUGHT IN VAN LAKE BASIN

ASLAN, Harun

Master's Thesis

Department of Geography

Advisor: Asst. Prof. Dr. Hurşit YETMEN

June, 2020, 214 pages

In this study, it is aimed to determine and classify snow drought periods in Van Lake Basin. To analyze the snow drought in the basin, the data recorded in Van (1980-2018), Tatvan (1980-2015), Erciş (1980-2011) and Ahlat (1988-2011) stations have been evaluated. Snow drought results from the increase in temperature values and/or lack of the amount of precipitation in winter months. In this context, snow drought has been classified as warm, dry, and warm-dry snow depending on the amount of total precipitation (mm) and the mean temperature values (°C) belonging to the winter seasons in which the snow-water equivalent (SWE) was recorded subnormal. After classifying each of winter seasons which have the subnormal SWE, the mean severity, probability (frequency), and risk values of each type of snow droughts have been calculated.

After climatological analysis of snow droughts in Van Lake Basin has been carried out through the instrument of SWE, precipitation and temperature values, stream flow values were utilised to examine hydrological conditions during the snow drought years.

In the study area, the highest average severity, probability, and risk values of snow droughts have been determined for the warm snow droughts (WSD). The WSD is caused by the precipitation in the form of rain or sleet instead of snow due to increasing in the temperature in the winter season. When the seasonal temperature values in the basin were analyzed for many years (1980-2018), the temperature values

in all seasons have tended to increase, including the winter season. Therefore, it is an expected result that the WSD is dominant in the basin.

The maximum values in terms of average severity and risk ratio have been observed in dry snow drought (DSD) after the WSD. The DSD is controlled by decreases in the amount of precipitation. Since Van Lake Basin has continental climate regime generally, the occasional decreases in the amount of precipitation, especially observed in winter months, cause the DSD to be more severe. Indeed, although the probability of the warm-dry snow drought (W-DSD) which occurs under the co-effect of the precipitation and temperature conditions is higher than the DSD around the basin, the average severity and risk values of DSD are at a higher level.

Although the river flow values of the snow drought years are generally below normal flow conditions, some years have been observed above normal contrary to expectations. The unexpected reaction of river flow during certain years of snow drought is thought to be due to the differences in local climatic conditions (especially temperature and precipitation conditions) of the meteorological stations located in the coastal area and the river observation stations established in relatively high mountain areas.

There have not been seen any scientific studies related to the snow drought in Turkey yet. Thus, this study has a particular importance in terms of remedying the deficiencies of literature on this subject and spearheading to snow drought studies in Turkey.

Keywords: Van Lake Basin, Snow Drought, Snow-Water Equivalent.

VAN GÖLÜ HAVZASI'NDA KAR KURAKLIĞININ ARAŞTIRILMASI

İÇİNDEKİLER

TEZ ONAY SAYFASI ii

ORİJİNALLİK RAPORU VE BEYAN BELGESİ iii

ÖZET iv

ABSTRACT vi

İÇİNDEKİLER viii

KISALTMALAR xi

TABLOLAR LİSTESİ xiii

EKLER LİSTESİ xx

GİRİŞ 1

BİRİNCİ BÖLÜM

ARAŞTIRMA VE ARAŞTIRMA ALANI HAKKINDA GENEL BİLGİLER

1.1. Araştırma Alanın Yeri ve Sınırları 5

1.2. Araştırmanın Amacı ve Önemi 6

1.3. Yöntem ve Teknikler 7

1.4. Literatür Özeti 15

İKİNCİ BÖLÜM

KÜRESEL İKLİM SİSTEMİ VE KURAKLIK

2.1. KÜRESEL İKLİM SİSTEMİ VE DOĞAL SERA ETKİSİ 31

2.2. KÜRESEL İKLİM DEĞİŞİKLİĞİNİN NEDENLERİ, ETKİLERİ VE OLASI SENARYOLAR 38
2.2.1. Küresel İklim Değişikliğinin Geçmişi 38
2.2.2. İklim Değişikliğinin Doğal Nedenleri 43
2.2.3. Kuvvetlenen Sera Etkisi ile Küresel Isınmanın Etkileri ve Öngörüler 53
2.2.4. İklim Değişikliğinin Türkiye'deki Etkileri ve Öngörüler 78
2.3. KURAKLIĞA NEDEN OLAN METEOROLOJİK FAKTÖRLER 84
2.3.1. Troposferdeki Genel Atmosfer Sirkülasyonu 84
2.3.2. Genel Atmosfer Sirkülasyonuyla Bağlantılı Kurak İklim Bölgeleri 88
2.3.3. Akdeniz Havzası'nda ve Türkiye'de Egemen Hava Kütleleri ve Kuraklık İlişkisi 90
2.4. KURAKLIK İNDİSLERİ 93
2.4.1. Standartlaştırılmış Yağış İndisi (SYİ) 94
2.4.2. Palmer Kuraklık Şiddet İndisi (PKŞİ) 96
2.4.3. Thornthwaite Yöntemi 100
2.4.4. De Martonne Yöntemi 104
2.4.5. Erinç Kuraklık İndisi 105
2.4.6. Aydeniz Kuraklık İndisi 106
2.4.7. UNEP/UNCCD Aridite İndisi 107
2.4.8. Normalin Yüzdesi İndisi (NYİ) 108
2.5. KAR KURAKLIĞI VE ÇEŞİTLERİ 109
2.6. KAR KURAKLIĞININ İKLİM DEĞİŞİKLİĞİ İLE BAĞLANTISI VE FARKLI İKLİM BÖLGELERİNDEKİ ETKİLERİ 114

ÜÇÜNCÜ BÖLÜM

VAN GÖLÜ HAVZASI'NDA SICAKLIK VE YAĞIŞ KLİMATOLOJİSİ İLE KAR KURAKLIĞININ ANALİZİ

3.1. VAN GÖLÜ HAVZASI'NDA HAVA SICAKLIĞI 121

3.1.1. Van Gölü Havzası'nda Yıllık Ortalama Hava Sıcaklığının Dağılışı ve Trend Analizi 121

3.1.2. Van Gölü Havzası'nda Mevsimlik Ortalama Hava Sıcaklığının Dağılışı ve Trend Analizi 129

3.2. VAN GÖLÜ HAVZASI'NIN YAĞIŞ KLİMATOLOJİSİ 145

3.2.1. Van Gölü Havzası'nda Yıllık Toplam Yağışın Dağılışı ve Trend Analizi 145

3.2.2. Van Gölü Havzası'nda Yağışların Mevsimlere Göre Dağılışı ve Trend Analizi 151

3.2.3. Van Gölü Havzası'nda Yıllık ve Mevsimlik Yağışların Yıllar Arası Değişkenliği 160

3.3. VAN GÖLÜ HAVZASI'NDA KAR KURAKLIĞI ANALİZİ VE KAR KURAKLIĞI YILLARININ DEĞERLENDİRMESİ 162

3.3.1. Kar Kuraklığının Olasılık, Şiddet ve Risk Analizi 163

3.3.2. Kar Kuraklığı ve Akarsu Akımları Arasındaki İlişki 176

SONUÇ VE ÖNERİLER 184

KAYNAKÇA 190

KISALTMALAR

AGS	Alt Güven Sınırı
AMS	Amerikan Meteoroloji Topluluğu
CBS	Coğrafi Bilgi Sistemi
cP	Kontinental Polar Hava Kütlesi
cT	Kontinental Tropikal Hava Kütlesi
DK	Değişim Katsayısı
DSİ	Devlet Su İşleri
EİEİ	Elektrik İşleri Etüt İdaresi
EKKY	En Küçük Kareler Yöntemi
ENSO	El Niño-Güneyli Salınım
F	Frekans
GCM	Genel Sirkülasyon Modeli
GYK	Güney Yarımküre
IPCC	Hükümetlerarası İklim Değişikliği Paneli
ITCZ	Tropikler arası Yaklaşma Kuşağı
KKK	Kuru Kar Kuraklığı
KSE	Kar-Su Eşdeğeri
KYK	Kuzey Yarımküre
mP	Maritim Polar Hava Kütlesi
mT	Maritim Tropikal Hava Kütlesi
MGM	Meteoroloji Genel Müdürlüğü
NAO	Kuzey Atlantik Salınımı
NYİ	Normalin Yüzdesi İndisi
P	Yağış (mm)

PKŞİ	Palmer Kuraklık Şiddet İndisi
ppb	Milyarda Parçacık Miktarı
ppm	Milyonda Parçacık Miktarı
R	Risk
RCP	Temsili Konsantrasyon Rotası/Yolu
S	Şiddet
SKK	Sıcak Kar Kuraklığı
S-KKK	Sıcak-Kuru Kar Kuraklığı
SPSS	Sosyal Bilimler İçin İstatistiksel Paket Programı
SYİ	Standartlaştırılmış Yağış İndisi
ÜGS	Üst Güven Sınırı
T	Sıcaklık (°C)
TD	Erime Derecesi
WMO	Dünya Meteoroloji Örgütü

TABLOLAR LİSTESİ

Tablo 1: SYİ değerlerine göre kuraklık ve nemlilik sınıflandırması 96

Tablo 2: PKŞİ değerlerine göre nemli ve kurak periyotların sınıflandırması 100

Tablo 3: Thornthwaite yağış etkinlik indisi (Im) ve iklim özellikleri 101

Tablo 4: Thornthwaite sıcaklık etkinlik indisi ve iklimsel özellikleri 102

Tablo 5: Thornthwaite nemlilik ve kuraklık indisine göre tanımlamalar 103

Tablo 6: Thornthwaite denizellik-karasallık indisi ve iklimsel özellikleri 103

Tablo 7: De Martonne kuraklık indisleri ve iklim tipleri 104

Tablo 8: Erinç indisine göre (Im) iklim ve vejetasyon tipleri 105

Tablo 9: Aydeniz nemlilik (Nks) ve kuraklık indis (Kks) sınıfları ve iklimsel özellikleri 107

Tablo 10: Yeryüzündeki kurak arazilerin UNEP/UNCCD Aridite İndisi'ne göre tasnifi ve bu kurak sahaların kapladığı alanlar 108

Tablo 11: Normalin yüzdesi indisine (NYİ) göre kuraklık sınıflandırması 109

Tablo 12: İstasyonlara ait uzun yıllara göre (1980-2018) ortalama sıcaklık değerlerinin α=0.05 anlamlılık düzeyinde regresyon katsayısı (β) değerleri 126

Tablo 13: İstasyonlara ait mevsimlik ve yıllık toplam yağış tutarının (mm) değişim katsayısını (%) gösteren çizelge 161

Tablo 14: Van, Tatvan, Ahlat ve Erciş'e ait mart ayı uzun yıllar (1980-2018) ortalama sıcaklık değerlerinin %95 güven düzeyinde alt ve üst güven aralıkları ve ortalama sıcaklık (°C) ile standart hata değerlerini gösteren çizelge 165

Tablo 15: Van istasyonunda kar kuraklığı yılları (1980-2018) 167

Tablo 16: Tatvan istasyonunda kar kuraklığı yılları (1980-2015) 168

Tablo 17: Ahlat istasyonunda kar kuraklığı yılları (1988-2011) 169

Tablo 18: Erciş istasyonunda kar kuraklığı yılları (1980-2011) 169

Tablo 19: Van (1980-2018), Tatvan (1980-2015), Ahlat (1988-2011) ve Erciş (1980-2011) istasyonlarına ait olasılık (F), ortalama şiddet (S) ve risk (R) değerleri 171

Tablo 20: Van Gölü Havzası'nda toplam kar kuraklığı olasılığını gösteren tablo 175

ŞEKİLLER LİSTESİ

Şekil 1: Van Gölü Havzası'nın lokasyon ve fiziki haritası 6

Şekil 2: Küresel iklim sistemi ana bileşenleri, süreçleri ve karşılıklı etkileşimleri 32

Şekil 3: Sera gazı etkisinin şematik gösterimi 35

Şekil 4: Yerküre'nin Fanerozoik Çağı'ndan günümüze (Holosen) kadar olan yaklaşık 542 milyon yıllık zaman periyodundaki farklı jeolojik zamanlarda gözlenen iklim değişikliklerinin 1960-1990 ortalama sıcaklık (14°C/57°F) değerlerine göre birleştirilmiş sıcaklık anomalilerinin gösterimi 40

Şekil 5: Kuzey Yarımküre ortalama yüzey sıcaklıklarının rekonstrüksiyonunda kullanılan dolaylı (vekil) iklim verileri aracılığıyla "Ortaçağ Sıcak Dönemi" ve "Küçük Buzul Çağı" periyotlarının gösterimi 43

Şekil 6: Buzul ve buzularası dönemlerin oluşmasına yol açan Dünya'nın yörünge şeklindeki, eksen eğikliğindeki ve presesyonundaki değişikliklerin (Milankovitch döngüleri veya orbital zorlamalar) yalınlaştırılmış çizimsel gösterimi 46

Şekil 7: Son 400,000 ve gelecekteki 100,000 yılda (a) eksantrisitede; (b) klimatik presesyonda; (c) eksen eğikliğinde ve (d) 65°N enleminde günberindeki (perihel) uzun dönemli değişimler 48

Şekil 8: Son 1000 yıl boyunca antropojenik zorlamanın dâhil edilen ve edilmeyen koşullarına göre benzeştirilmiş sıcaklıklar ve Güneş ışınımındaki değişimler 52

Şekil 9: (a) 1700'den günümüze (2019), CO_2 konsantrasyon miktarı ve (b) 1970'den günümüze CO_2 birikiminde gözlenen on yıllık ortalama artış oranı 55

Şekil 10: Atmosferdeki CO_2 miktarının 800,000 yıllık zaman çizelgesi 57

Şekil 11: Atmosferdeki metan gazı konsantrasyonunun dolaylı ve doğrudan çeşitli veri setleri (buz çekirdekleri ve hava gözlem istasyonlarına ait veriler) aracılığıyla oluşturulan son 800,000 yıllık zaman çizelgesi 58

Şekil 12: Farklı modellemeler ve çeşitli veri kaynakları aracılığıyla küresel yıllık ortalama sıcaklıkların 1850-1900 döneminden farklarını gösteren zaman çizelgesi 59

Şekil 13: 1850-1900 yıllarına göre mevcut ve gelecek için küresel ısınma öngörüleri 61

Şekil 14: Geçmiş (gri bant), günümüz (kırmızı ve altimetre uydularının kayıtlarını gösteren yeşil çizgi) ve gelecek için öngörülen (mavi bant) küresel ortalama deniz seviyesinin 1980-1999 ortalamasından sapmalara göre düzenlenmiş zaman serisi 64

Şekil 15: 1986-2005 küresel ortalama deniz düzeyine göre 21. yy için tüm RCP senaryolarına ait küresel deniz seviyesi değişimleri 66

Şekil 16: Küresel karbon döngüsündeki değişimin gözlenen çoklu göstergeleri 68

Şekil 17: Kuzey Yarımküre ilkbahar (mart-nisan) yıllık ortalama kar örtüsünün kapladığı alandaki değişimler 69

Şekil 18: Referans buzullardan elde edilen verilere dayanarak 1976'ya göre bölgesel ve küresel ortalamalarda gözlenen kümülatif buzul kütle değişimi 70

Şekil 19: Farklı model çalışmaları altında eylül ve mart aylarına ait 1981-2010 referans döneminden farklara göre 1979-2019 yılları arasında Arktik buzul miktarında gözlenen değişimler 71

Şekil 20: 2005-2018 yılları boyunca yetersiz beslenen toplam nüfusta gözlenen değişim 75

Şekil 21: En çok CO_2 salımıına sahip dört ülkenin 1960-2018 dönemine ait yıllık emisyon miktarları 77

Şekil 22: Mann-Kendall sıra ilişki katsayısı anlamlılık sınamasına göre, Türkiye'nin 1950-2010 yılları arası (a) ortalama hava sıcaklığı ve (b) toplam yağış serilerindeki alansal dağılış desenleri 79

Şekil 23: Klasik atmosfer sirkülasyon teorisine ait üç hücreli hava dolaşım modeli ve bu hücrelerin denetiminde gelişen geniş ölçekli yüzey basınç ve rüzgar sistemlerinin sadeleştirilmiş gösterimi 86

Şekil 24: Kuzey Yarımküre'ye ait kış mevsimi genel atmosfer dolaşımı 88

Şekil 25: Doğu Akdeniz Havzası'nı etkileyen atmosferik hava kütleleri 92

Şekil 26: Van Gölü Havzası'nda yıllık ortalama sıcaklık dağılışı (°C) haritası 122

Şekil 27: Van, Gevaş, Tatvan, Ahlat, Adilcevaz, Erciş ve Muradiye istasyonlarına ait uzun yıllar aylık ortalama sıcaklık değerlerinin (°C) dağılış grafiği (1979-2018) 123

Şekil 28: Van istasyonuna ait uzun yıllar ortalama sıcaklık değerlerinin (°C) trend grafiği (1979-2018) 127

Şekil 29: Gevaş istasyonuna ait uzun yıllar ortalama sıcaklık değerlerinin (°C) trend grafiği (1982-2018) 127

Şekil 30: Tatvan istasyonuna ait uzun yıllar ortalama sıcaklık değerlerinin (°C) trend grafiği (1979-2018) 128

Şekil 31: Ahlat istasyonuna ait uzun yıllar ortalama sıcaklık değerlerinin (°C) trend grafiği (1979-2018) 128

Şekil 32: Muradiye istasyonuna ait uzun yıllar ortalama sıcaklık değerlerinin (°C) trend grafiği (1979-2018) 128

Şekil 33: Erciş istasyonuna ait uzun yıllar ortalama sıcaklık değerlerinin (°C) trend grafiği (1979-2018) 129

Şekil 34: Van Gölü Havzası'nda ilkbahar mevsimi ortalama sıcaklık dağılışı (°C) haritası 130

Şekil 35: Van Gölü Havzası'nda yaz mevsimi ortalama sıcaklık dağılışı (°C) haritası 131

Şekil 36: Van Gölü Havzası'nda sonbahar mevsimi ortalama sıcaklık dağılışı (°C) haritası 131

Şekil 37: Van Gölü Havzası'nda kış mevsimi ortalama sıcaklık dağılışı (°C) haritası 133

Şekil 38: Van istasyonuna ait uzun yıllar mevsimsel ortalama sıcaklık değerlerinin (°C) trend grafiği (1979-2018) 134

Şekil 39: Van istasyonuna ait mevsimsel ortalama sıcaklıkların (°C) 10'ar yıllık trend grafiği (1979-2018) 135

Şekil 40: Gevaş istasyonuna ait uzun yıllar mevsimsel ortalama sıcaklık değerlerinin (°C) trend grafiği (1982-2018) 136

Şekil 41: Tatvan istasyonuna ait uzun yıllar mevsimsel ortalama sıcaklık değerlerinin (°C) trend grafiği (1979-2018) 137

Şekil 42: Tatvan istasyonuna ait mevsimsel ortalama sıcaklıkların (°C) 10'ar yıllık trend grafiği (1979-2018) 138

Şekil 43: Ahlat istasyonuna ait uzun yıllar mevsimsel ortalama sıcaklık değerlerinin (°C) trend grafiği (1979-2018) 139

Şekil 44: Ahlat istasyonuna ait mevsimsel ortalama sıcaklıkların (°C) 10'ar yıllık trend grafiği (1979-2018) 140

Şekil 45: Erciş istasyonuna ait uzun yıllar mevsimsel ortalama sıcaklık değerlerinin (°C) trend grafiği (1979-2018) 141

Şekil 46: Erciş istasyonuna ait mevsimsel ortalama sıcaklıkların (°C) 10'ar yıllık trend grafiği (1979-2018) 142

Şekil 47: Muradiye istasyonuna ait uzun yıllar mevsimsel ortalama sıcaklık değerlerinin (°C) trend grafiği (1979-2018) 143

Şekil 48: Muradiye istasyonuna ait mevsimsel ortalama sıcaklıkların (°C) 10'ar yıllık trend grafiği (1979-2018) 144

Şekil 49: Van Gölü Havzası'nda yıllık toplam yağışın (mm) dağılış haritası 146

Şekil 50: Van, Tatvan, Erciş, Ahlat, Gevaş, Muradiye ve Adilcevaz istasyonlarının uzun yıllara ait aylık ortalama toplam yağış miktarlarını (mm) gösteren grafik (1979-2018) 147

Şekil 51: Van, Tatvan, Erciş, Ahlat, Gevaş, Muradiye ve Adilcevaz istasyonlarına ait ortalama yıllık toplam yağış miktarlarını (mm) gösteren grafik (1979-2018) 147

Şekil 52: Van istasyonuna ait uzun yıllar toplam yağış değerlerinin (mm) trend grafiği (1979-2018) 148

Şekil 53: Gevaş istasyonuna ait uzun yıllar toplam yağış değerlerinin (mm) trend grafiği (1982-2018) 148

Şekil 54: Tatvan istasyonuna ait uzun yıllar toplam yağış değerlerinin (mm) trend grafiği (1979-2018) 149

Şekil 55: Ahlat istasyonuna ait uzun yıllar toplam yağış değerlerinin (mm) trend grafiği (1979-2018) 149

Şekil 56: Erciş istasyonuna ait uzun yıllar toplam yağış değerlerinin (mm) trend grafiği (1979-2018) 149

Şekil 57: Muradiye istasyonuna ait uzun yıllar toplam yağış değerlerinin (mm) trend grafiği (1979-2018) 150

Şekil 58: Van, Gevaş, Tatvan, Ahlat, Adilcevaz, Erciş ve Muradiye istasyonlarında yağışın mevsimlere göre dağılışı 151

Şekil 59: Van Gölü Havzası'nda ilkbahar mevsimi toplam yağış miktarı (mm) dağılış haritası 152

Şekil 60: Van, Gevaş, Tatvan, Ahlat, Adilcevaz, Erciş ve Muradiye istasyonlarında ilkbahar mevsimi yağış miktarlarını (mm) gösteren grafik 153

Şekil 61: Van, Gevaş, Tatvan, Ahlat, Adilcevaz, Erciş ve Muradiye istasyonlarında kış mevsimi yağış miktarlarını (mm) gösteren grafik 153

Şekil 62: Van Gölü Havzası'nda kış mevsimi toplam yağış miktarı (mm) dağılış haritası 154

Şekil 63: Van, Gevaş, Tatvan, Ahlat, Adilcevaz, Erciş ve Muradiye istasyonlarında sonbahar mevsimi yağış miktarlarını (mm) gösteren grafik 154

Şekil 64: Van Gölü Havzası'nda sonbahar mevsimi toplam yağış miktarı (mm) dağılış haritası 155

Şekil 65: Van Gölü Havzası'nda yaz mevsimi toplam yağış miktarı (mm) dağılış haritası 155

Şekil 66: Van, Gevaş, Tatvan, Ahlat, Adilcevaz, Erciş ve Muradiye istasyonlarında yaz mevsimi yağış miktarlarını (mm) gösteren grafik 156

Şekil 67: Van istasyonuna ait uzun yıllar mevsimlik yağış tutarının (mm) trend grafiği (1979-2018) 157

Şekil 68: Gevaş istasyonuna ait uzun yıllar mevsimlik yağış tutarının (mm) trend grafiği (1982-2018) 157

Şekil 69: Tatvan istasyonuna ait uzun yıllar mevsimlik yağış tutarının (mm) trend grafiği (1979-2018) 158

Şekil 70: Ahlat istasyonuna ait uzun yıllar mevsimlik yağış tutarının (mm) trend grafiği (1979-2018) 158

Şekil 71: Erciş istasyonuna ait uzun yıllar mevsimlik yağış tutarının (mm) trend grafiği (1979-2018) 159

Şekil 72: Muradiye istasyonuna ait uzun yıllar mevsimlik yağış tutarının (mm) trend grafiği (1979-2018) 159

Şekil 73: Van istasyonunun standartlaştırılmış uzun yıllar KSE, ortalama sıcaklık (°C) ve toplam yağış miktarını (mm) gösteren grafik (1980-2018) 166

Şekil 74: Tatvan istasyonunun standartlaştırılmış uzun yıllar KSE, ortalama sıcaklık (°C) ve toplam yağış miktarını (mm) gösteren grafik (1980-2015) 167

Şekil 75: Ahlat istasyonunun standartlaştırılmış uzun yıllar KSE, ortalama sıcaklık (°C) ve toplam yağış miktarını (mm) gösteren grafik (1988-2011) 168

Şekil 76: Erciş istasyonunun standartlaştırılmış uzun yıllar KSE, ortalama sıcaklık (°C) ve toplam yağış miktarını (mm) gösteren grafik (1980-2011) 169

Şekil 77: Van Gölü Havzası için kar kuraklığı yıllarının belirlenmesinde kullanılan meteoroloji ve akım gözlem istasyonlarını gösteren harita 178

Şekil 78: 2505 no'lu (Bendimahi) akım gözlem istasyonuna ait uzun yıllar (1980-2011) standartlaştırılmış akım değerleri ve Van istasyonunda kar kuraklığının gözlendiği yıllara ait akım değerlerini gösteren grafik 178

Şekil 79: 2513 no'lu (Deliçay) akım gözlem istasyonuna ait uzun yıllar (1980-2015) standartlaştırılmış akım değerleri ve Erciş istasyonunda kar kuraklığının gözlendiği yıllara ait akım değerlerini gösteren grafik 181

Şekil 80: 2507 no'lu (Süfresor) akım gözlem istasyonuna ait uzun yıllar (1988-2011) standartlaştırılmış akım değerleri ve Ahlat istasyonunda kar kuraklığının gözlendiği yıllara ait akım değerlerini gösteren grafik 182

EKLER LİSTESİ

Ek 1: 2505 no'lu (Bendimahi) akım gözlem istasyonuna ait uzun yıllar aylık ortalama toplam akım değerleri (1980-2011) ile Van için gözlenen sıcak kar kuraklığı yılına ait (1980) toplam akım değerlerini (m^3/sn) karşılaştıran grafik Ek s. 1

Ek 2: 2505 no'lu (Bendimahi) akım gözlem istasyonuna ait uzun yıllar aylık ortalama toplam akım değerleri (1980-2011) ile Van için gözlenen sıcak kar kuraklığı yılına ait (1995) toplam akım değerlerini (m^3/sn) karşılaştıran grafik Ek s. 1

Ek 3: 2505 no'lu (Bendimahi) akım gözlem istasyonuna ait uzun yıllar aylık ortalama toplam akım değerleri (1980-2011) ile Van için gözlenen sıcak kar kuraklığı yılına ait (1998) toplam akım değerlerini (m^3/sn) karşılaştıran grafik Ek s. 2

Ek 4: 2505 no'lu (Bendimahi) akım gözlem istasyonuna ait uzun yıllar aylık ortalama toplam akım değerleri (1980-2011) ile Van için gözlenen sıcak kar kuraklığı yılına ait (2003) toplam akım değerlerini (m^3/sn) karşılaştıran grafik Ek s. 2

Ek 5: 2505 no'lu (Bendimahi) akım gözlem istasyonuna ait uzun yıllar aylık ortalama toplam akım değerleri (1980-2011) ile Van için gözlenen sıcak kar kuraklığı yılına ait (2005) toplam akım değerlerini (m^3/sn) karşılaştıran grafik Ek s. 2

Ek 6: 2505 no'lu (Bendimahi) akım gözlem istasyonuna ait uzun yıllar aylık ortalama toplam akım değerleri (1980-2011) ile Van için gözlenen sıcak kar kuraklığı yılına ait (2009) toplam akım değerlerini (m^3/sn) karşılaştıran grafik Ek s. 3

Ek 7: 2505 no'lu (Bendimahi) akım gözlem istasyonuna ait uzun yıllar aylık ortalama toplam akım değerleri (1980-2011) ile Van için gözlenen sıcak kar kuraklığı yılına ait (2010) toplam akım değerlerini (m^3/sn) karşılaştıran grafik Ek s. 3

Ek 8: 2513 no'lu (Deliçay) akım gözlem istasyonuna ait uzun yıllar aylık ortalama toplam akım değerleri (1980-2015) ile Erciş için gözlenen sıcak kar kuraklığı yılına ait (1981) toplam akım değerlerini (m^3/sn) karşılaştıran grafik Ek s. 3

Ek 9: 2513 no'lu (Deliçay) akım gözlem istasyonuna ait uzun yıllar aylık ortalama toplam akım değerleri (1980-2015) ile Erciş için gözlenen sıcak kar kuraklığı yılına ait (1985) toplam akım değerlerini (m^3/sn) karşılaştıran grafik Ek s. 4

Ek 10: 2513 no'lu (Deliçay) akım gözlem istasyonuna ait uzun yıllar aylık ortalama toplam akım değerleri (1980-2015) ile Erciş için gözlenen sıcak kar kuraklığı yılına ait (2003) toplam akım değerlerini (m^3/sn) karşılaştıran grafik Ek s. 4

Ek 11: 2513 no'lu (Deliçay) akım gözlem istasyonuna ait uzun yıllar aylık ortalama toplam akım değerleri (1980-2015) ile Erciş için gözlenen sıcak kar kuraklığı yılına ait (2007) toplam akım değerlerini (m^3/sn) karşılaştıran grafik Ek s. 4

Ek 12: 2513 no'lu (Deliçay) akım gözlem istasyonuna ait uzun yıllar aylık ortalama toplam akım değerleri (1980-2015) ile Erciş için gözlenen sıcak kar kuraklığı yılına ait (2009) toplam akım değerlerini (m^3/sn) karşılaştıran grafik Ek s. 5

Ek 13: 2513 no'lu (Deliçay) akım gözlem istasyonuna ait uzun yıllar aylık ortalama toplam akım değerleri (1980-2015) ile Erciş için gözlenen sıcak kar kuraklığı yılına ait (2010) toplam akım değerlerini (m^3/sn) karşılaştıran grafik Ek s. 5

Ek 14: 2513 no'lu (Deliçay) akım gözlem istasyonuna ait uzun yıllar aylık ortalama toplam akım değerleri (1980-2015) ile Erciş için gözlenen sıcak kar kuraklığı yılına ait (2011) toplam akım değerlerini (m^3/sn) karşılaştıran grafik Ek s. 5

Ek 15: 2507 no'lu (Süfresor) akım gözlem istasyonuna ait uzun yıllar aylık ortalama toplam akım değerleri (1988-2011) ile Ahlat için gözlenen sıcak kar kuraklığı yılına ait (1993) toplam akım değerlerini (m^3/sn) karşılaştıran grafik Ek s. 6

Ek 16: 2507 no'lu (Süfresor) akım gözlem istasyonuna ait uzun yıllar aylık ortalama toplam akım değerleri (1988-2011) ile Ahlat için gözlenen sıcak kar kuraklığı yılına ait (1995) toplam akım değerlerini (m^3/sn) karşılaştıran grafik Ek s. 6

Ek 17: 2507 no'lu (Süfresor) akım gözlem istasyonuna ait uzun yıllar aylık ortalama toplam akım değerleri (1988-2011) ile Ahlat için gözlenen sıcak kar kuraklığı yılına ait (1996) toplam akım değerlerini (m^3/sn) karşılaştıran grafik Ek s. 6

Ek 18: 2507 no'lu (Süfresor) akım gözlem istasyonuna ait uzun yıllar aylık ortalama toplam akım değerleri (1988-2011) ile Ahlat için gözlenen sıcak kar kuraklığı yılına ait (1997) toplam akım değerlerini (m^3/sn) karşılaştıran grafik Ek s. 7

Ek 19: 2507 no'lu (Süfresor) akım gözlem istasyonuna ait uzun yıllar aylık ortalama toplam akım değerleri (1988-2011) ile Ahlat için gözlenen sıcak kar kuraklığı yılına ait (1998) toplam akım değerlerini (m^3/sn) karşılaştıran grafik Ek s. 7

Ek 20: 2507 no'lu (Süfresor) akım gözlem istasyonuna ait uzun yıllar aylık ortalama toplam akım değerleri (1988-2011) ile Ahlat için gözlenen sıcak kar kuraklığı yılına ait (2001) toplam akım değerlerini (m^3/sn) karşılaştıran grafik Ek s. 7

Ek 21: 2505 no'lu (Bendimahi) akım gözlem istasyonuna ait uzun yıllar aylık ortalama toplam akım değerleri (1980-2011) ile Van için gözlenen kuru kar kuraklığı yılına ait (1982) toplam akım değerlerini (m^3/sn) karşılaştıran grafik Ek s. 8

Ek 22: 2505 no'lu (Bendimahi) akım gözlem istasyonuna ait uzun yıllar aylık ortalama toplam akım değerleri (1980-2011) ile Van için gözlenen kuru kar kuraklığı yılına ait (1986) toplam akım değerlerini (m^3/sn) karşılaştıran grafik Ek s. 8

Ek 23: 2505 no'lu (Bendimahi) akım gözlem istasyonuna ait uzun yıllar aylık ortalama toplam akım değerleri (1980-2011) ile Van için gözlenen kuru kar kuraklığı yılına ait (1993) toplam akım değerlerini (m^3/sn) karşılaştıran grafik Ek s. 9

Ek 24: 2505 no'lu (Bendimahi) akım gözlem istasyonuna ait uzun yıllar aylık ortalama toplam akım değerleri (1980-2011) ile Van için gözlenen kuru kar kuraklığı yılına ait (2000) toplam akım değerlerini (m^3/sn) karşılaştıran grafik Ek s. 9

Ek 25: 2505 no'lu (Bendimahi) akım gözlem istasyonuna ait uzun yıllar aylık ortalama toplam akım değerleri (1980-2011) ile Van için gözlenen kuru kar kuraklığı yılına ait (2007) toplam akım değerlerini (m^3/sn) karşılaştıran grafik Ek s. 9

Ek 26: 2505 no'lu (Bendimahi) akım gözlem istasyonuna ait uzun yıllar aylık ortalama toplam akım değerleri (1980-2011) ile Van için gözlenen kuru kar kuraklığı yılına ait (2008) toplam akım değerlerini (m^3/sn) karşılaştıran grafik Ek s. 10

Ek 27: 2513 no'lu (Deliçay) akım gözlem istasyonuna ait uzun yıllar aylık ortalama toplam akım değerleri (1980-2015) ile Erciş için gözlenen kuru kar kuraklığı yılına ait (1998) toplam akım değerlerini (m^3/sn) karşılaştıran grafik Ek s. 10

Ek 28: 2513 no'lu (Deliçay) akım gözlem istasyonuna ait uzun yıllar aylık ortalama toplam akım değerleri (1980-2015) ile Erciş için gözlenen kuru kar kuraklığı yılına ait (2000) toplam akım değerlerini (m^3/sn) karşılaştıran grafik Ek s. 10

Ek 29: 2505 no'lu (Bendimahi) akım gözlem istasyonuna ait uzun yıllar aylık ortalama toplam akım değerleri (1980-2011) ile Van için gözlenen sıcak-kuru kar kuraklığı yılına ait (1996) toplam akım değerlerini (m^3/sn) karşılaştıran grafik Ek s. 11

Ek 30: 2505 no'lu (Bendimahi) akım gözlem istasyonuna ait uzun yıllar aylık ortalama toplam akım değerleri (1980-2011) ile Van için gözlenen sıcak-kuru kar kuraklığı yılına ait (1999) toplam akım değerlerini (m^3/sn) karşılaştıran grafik Ek s. 11

Ek 31: 2505 no'lu (Bendimahi) akım gözlem istasyonuna ait uzun yıllar aylık ortalama toplam akım değerleri (1980-2011) ile Van için gözlenen sıcak-kuru kar kuraklığı yılına ait (2001) toplam akım değerlerini (m^3/sn) karşılaştıran grafik Ek s. 12

Ek 32: 2513 no'lu (Deliçay) akım gözlem istasyonuna ait uzun yıllar aylık ortalama toplam akım değerleri (1980-2015) ile Erciş için gözlenen sıcak-kuru kar kuraklığı yılına ait (1980) toplam akım değerlerini (m^3/sn) karşılaştıran grafik Ek s. 12

Ek 33: 2513 no'lu (Deliçay) akım gözlem istasyonuna ait uzun yıllar aylık ortalama toplam akım değerleri (1980-2015) ile Erciş için gözlenen sıcak-kuru kar kuraklığı yılına ait (1997) toplam akım değerlerini (m^3/sn) karşılaştıran grafik Ek s. 12

Ek 34: 2513 no'lu (Deliçay) akım gözlem istasyonuna ait uzun yıllar aylık ortalama toplam akım değerleri (1980-2015) ile Erciş için gözlenen sıcak-kuru kar kuraklığı yılına ait (1999) toplam akım değerlerini (m^3/sn) karşılaştıran grafik Ek s. 13

Ek 35: 2513 no'lu (Deliçay) akım gözlem istasyonuna ait uzun yıllar aylık ortalama toplam akım değerleri (1980-2015) ile Erciş için gözlenen sıcak-kuru kar kuraklığı yılına ait (2010) toplam akım değerlerini (m^3/sn) karşılaştıran grafik Ek s. 13

Ek 36: 2507 no'lu (Süfresor) akım gözlem istasyonuna ait uzun yıllar aylık ortalama toplam akım değerleri (1988-2011) ile Ahlat için gözlenen sıcak-kuru kar kuraklığı yılına ait (2000) toplam akım değerlerini (m^3/sn) karşılaştıran grafik Ek s. 13

GİRİŞ

Sanayileşme süreciyle birlikte Yerküre ortalama sıcaklık koşullarında gözlenen artışlar, küresel iklim sistemini oluşturan ana bileşenlerin (atmosfer, hidrosfer, litosfer, biyosfer ve krayosfer) ve alt sistemlerin işleyişini değiştirmektedir. İnsan faaliyetlerinden dolayı iklim sistemindeki bozulmalar, kuşkusuz küresel iklim koşullarının değişmesine ve insan kaynaklı (antropojenik) iklim değişikliğine neden olmaktadır. Antropojenik iklim değişikliği denizel ve karasal ortalama sıcaklıklarda artışlara, deniz seviyesinde yükselmelere, buzul alanlarının azalmasına, ekstrem hava ve iklim koşullarının (kuraklık, şiddetli fırtına ve yağış olayları gibi) görülme olasılığı ve şiddetinde artışlara ve daha birçok bozulmalara yol açarak denizel-karasal ekosistemdeki canlı yaşamını ve sosyoekonomik faaliyetleri oldukça olumsuz yönde etkilemeye devam etmektedir.

Küresel iklim değişikliği, özellikle kurak ve yarı-kurak iklim bölgelerinde gerçekleşen kuraklık olaylarının görülme olasılığını, şiddetini ve süresini artırmıştır. Nitekim kuraklıklar hemen hemen bütün iklimlerde görülür, ancak kuraklığın uzun süre (birkaç yıla kadar) ve yüksek yoğunluklu olduğu dünyanın kurak ve yarı-kurak olarak nitelenen bölgeleri daha büyük stres altındadır. Kuraklık, belirli bir bölgede ortalama yağış değerlerinden daha az yağışın gerçekleşmesiyle başlayan ve aylar veya yıllar boyunca süren, suya bağımlı bütün doğal/beşeri ortam bileşenleri üzerinde bir baskı oluşturan su eksikliği olarak tanımlanabilir (Yetmen, 2013a). Kuraklık olaylarının öngörülebilirliğinin oldukça düşük ihtimale sahip olması ve olağandışı sonuçlara yol açması bakımından canlı yaşamı ve insan faaliyetleri üzerinde büyük olumsuzluklara neden olmaktadır.

Kuraklık koşullarının etkileri, değerlendirmesi ve ölçümü temel olarak meteorolojik, tarımsal, hidrolojik ve sosyoekonomik kuraklık olarak bilinen dört kategoriye bağlı olarak belirlenmektedir (Yetmen, 2013a; 2015; Kurnaz, 2014; Türkeş, 2013a). Meteorolojik kuraklık, bölgesel klimatolojik ortalamanın (en az 30 yıl) altında gözlenen az yağışlı dönemleri tanımlamaktadır (Yetmen, 2013a). Bölgesel bir niteliğe sahip meteorolojik kuraklık, genellikle minimum üç ay boyunca etkisini gösterebilir. Meteorolojik kuraklık, hidrolojik ve tarımsal kuraklıktan önce başlar. Bu

nedenle uzun ve şiddetli seyreden hidrolojik ve tarımsal kuraklıkların ortaya çıkması meteorolojik kuraklıkla doğrudan ilişkilidir (Yetmen, 2013a). Kurak, yarı-kurak iklim bölgelerinde yağış değişebilirliği çok fazla olduğundan dolayı bu iklim bölgelerindeki kuraklık olayları daha büyük ekolojik ve sosyoekonomik kayıplara neden olabilir.

Tarımsal kuraklık, bitkinin büyüyüp gelişmesi için kök bölgesindeki su/nem miktarının yeterli olmadığı durumlarda meydana gelir. Meteorolojik kuraklığa bağlı olarak yağış eksikliğinden kaynaklı su ihtiyacının ve sıcaklık değerlerinin artış göstermesi, nispi nem oranının düşmesi ve sıcak/kurutucu rüzgârların artması sonucunda tarımsal kuraklığın etki ve şiddeti artış gösterir.

Uzun bir süre yağış eksikliğinden dolayı yeraltı ve yerüstü su kaynaklarında (akarsular, göller, su rezervuarları ve yeraltı suları) gözlenen azalma hidrolojik kuraklık olarak tanımlanır. Herhangi bir meteorolojik kuraklık son bulduktan sonra bile hidrolojik kuraklık varlığını sürdürebilir. Sosyoekonomik kuraklık ise meteorolojik, tarımsal ve hidrolojik kuraklıkların sosyoekonomik sistemlerde (göç, günlük yaşam koşulları, enerji, tarım, turizm vb.) yol açtığı etkileri açıklamaktadır.

Antropojenik iklim değişikliği, kar örtüsünün azalmasına sebep olmaktadır. Kar örtüsündeki azalmalar, sosyoekonomik faaliyetlere ve ekosisteme su sağlayan havzalardaki su kaynaklarını değiştirme eğilimindedir (Marshall vd., 2019). Gerçekte, iklim ısındıkça kar yağışının etkili olduğu dağlık havzalardaki yağış miktarı azalabilir veya kar/yağmur oranı değişebilir. Yağış evresinde meydana gelen değişiklikler mevsimsel kar örtüsü dinamiklerini, ekolojik süreçleri, pik akarsu akış zamanlamasını ve kış mevsiminde sel ve taşkın riskini artırır. Bu değişiklikler, özellikle kardan elde edilen su kaynaklarına bağlı olan ve kış mevsimindeki sel ve taşkınlar bakımından risk altında olan bölgelerdeki su temini tahmini ve rezervuarlarda biriken su miktarı için farklı zorluklar yaratmaktadır.

Önümüzdeki yüzyıl boyunca küresel sıcaklıklar arttıkça Kuzey Yarımküre kar örtüsünün azalması neredeyse kesindir. Gerçekten, sıcaklık ve yağıştaki değişkenliklerin Kuzey Yarımküre'nin kar örtüsü üzerindeki etkisini araştıran çalışmalardan birine göre (Mankin ve Diffenbaugh, 2015), 21. yy'ın sonuna kadar küresel ısınmadan kaynaklı kar birikimi ve yağışlarında yaygın azalışların olacağı ve kar-bağımlı sistemlerin etkileneceği vurgulanmıştır. Bu bağlamda, yapılan model

çalışmalarına göre Kuzey Yarımküre kar örtüsünde yüzyıl sonuna kadar %7 (RCP2.6) ve %25 (RCP8.5) arasında bir azalmanın olması öngörülmektedir (Collins vd., 2013). Kar birikiminde gözlenen ve beklenen azalmaların ve erken kar erimelerinin ekosistemler, gıda, su ve enerji sistemleri için doğrudan ve hayati sonuçları olacaktır. Öte yandan, kar birikimi ve örtüsünün atmosferik sirkülasyon, toprak nemi ve yüzey ışınım dengesi üzerinde önemli dolaylı etkileri olduğu için, kar örtüsündeki azalmaların ve erken kar erimelerinin ilkbahar ve yaz aylarındaki ekstrem sıcaklıklarda ve orman yangınlarında artışlara neden olması muhtemeldir (Mankin ve Diffenbaugh, 2015).

Van Gölü Havzası'nda geçmiş ve gelecek koşullar için ortalama kar örtüsündeki değişiklikler üzerinde ısınmanın ve/ya da yağış eksikliğinin etkileri ve iklim değiştikçe kar örtüsü miktarının ve erime zamanlamasının hidrolojik koşulları nasıl etkileyeceği ile ilgili endişeleri gidermek, çalışmanın ana motivasyon kaynağını oluşturmaktadır. Bu bağlamda, kış mevsiminde yağış miktarı eksikliğinden veya sıcaklık artışının etkisiyle yağışın kar yerine yağmur olarak yağmasından dolayı kar yağışının azalması, "kar kuraklığı" olarak tanımlanmıştır.

Kar örtüsünün miktarı ve zamanlamasının yıllar arası değişkenliğinde gözlenen farklılıklar, kar örtüsü ve erimesine bağlı olan ekolojik, hidrolojik ve sosyoekonomik sistemleri etkileyecektir. Yıllar arası değişkenliğin büyüklüğü, rezervuarlardaki su girişi miktarının öngörülme güvenilirliğini, maksimum toprak nemi zamanını, bitki örtüsündeki su stresini, orman yangını riskini, hidroelektrik enerji üretimini ve turizm sektörünü etkileme potansiyeline sahiptir.

Küresel iklimde artan sıcaklıklardan dolayı kar kuraklık koşullarına daha yatkın olan bölgelerin belirlenmesi, özellikle su kaynaklarının büyük bölümünün kar erimesinden elde edildiği yerlerde, giderek daha önemli hale gelecektir. Bu nedenle, kar yağışının egemen olduğu bölgelerde kar kuraklık koşullarını karakterize etmek ve ölçmek için (örneğin şiddet, süre, risk tahminleri) bir metodolojinin geliştirilmesi ve Van Gölü Havzası'nda kar kuraklığının hidrometeorolojik koşullarının belirlenmesi amaçlanmaktadır.

Bu çalışma üç ana bölümden oluşmaktadır. Birinci bölümde, araştırmanın yeri ve sınırları, amacı ve önemi ile kullanılan veri ve tekniklerin yanı sıra literatür ile ilgili

bilgilere yer verilmiştir. İkinci bölümde küresel iklim sisteminin işleyişi, doğal ve antropojenik iklim değişikliğinin nedenleri, etkileri, gelecek için öngörüler, kuraklığa yol açan temel faktörler ve kar kuraklığının çeşitleri ile değişen iklimle ilişkisi hakkında bilgiler verilmiştir. Üçüncü bölümde, Van Gölü Havzası'nın sıcaklık ve yağış koşulları ile kar kuraklığının görüldüğü dönemler araştırılmış ve bu dönemlerin başta hidrometeorolojik, ekolojik ve sosyoekonomik olmak üzere birçok sistem ve koşullar üzerindeki etkileri/öngörüleri açıklanmıştır.

BİRİNCİ BÖLÜM

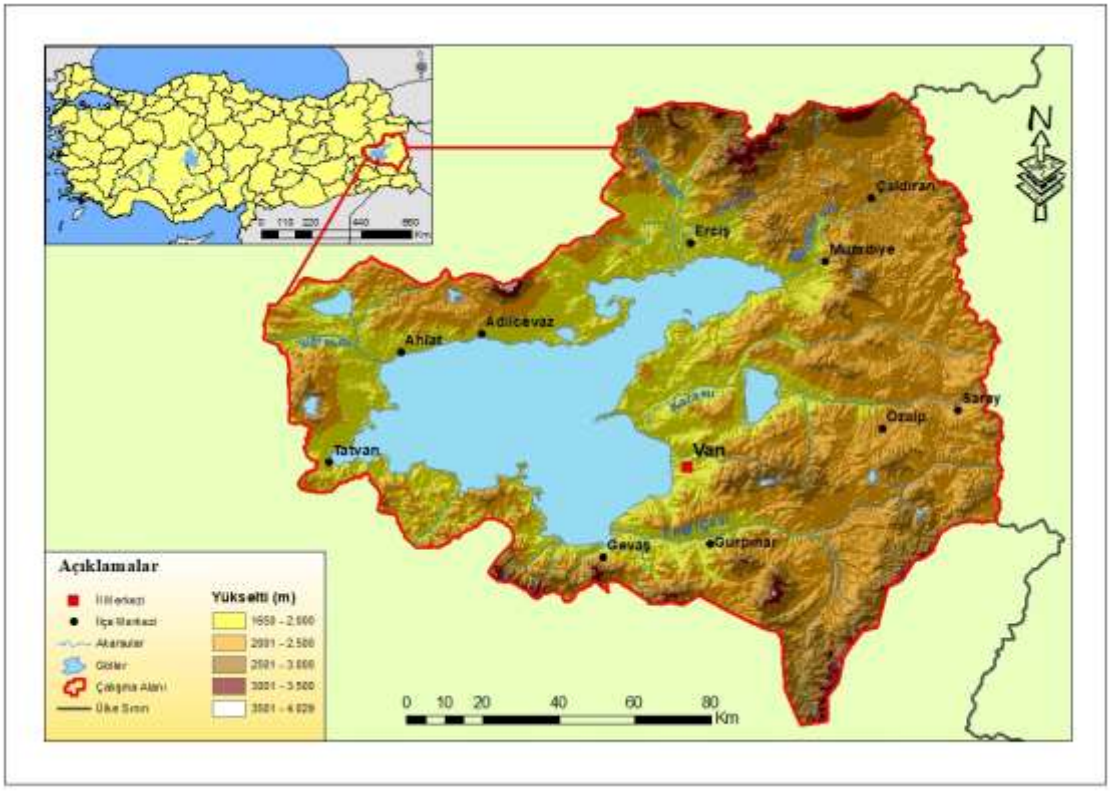
ARAŞTIRMA VE ARAŞTIRMA ALANI HAKKINDA GENEL BİLGİLER

1.1. Araştırma Alanın Yeri ve Sınırları

Çalışma alanını oluşturan Van Gölü Havzası, konumu itibariyle Doğu Anadolu Bölgesi'nde yer alır. Havza, güneyde Güneydoğu Toroslar, doğuda Türkiye-İran sınır dağları (Doğu Van Dağları), batı ve kuzey kesiminde ise volkanik dağlar olan Nemrut'tan Tendürek'e kadar uzanan volkan sahalarıyla sınırlanır (Erinç, 1953; Kalelioğlu, 1992). Havzanın ortalama yükseltisi 2200-2500 m arasında olup (Kalelioğlu, 1992) en alçak kesimini 1646 m irtifaya sahip Van Gölü oluşturmaktadır. Gölün batı ve kuzeyinde yüksekliği 2300-2400 m olan platolar ile bu platolar üzerinde yüksekliği 4000 m'ye ulaşan, güneybatı-kuzeydoğu yönünde düz bir hat boyunca uzanan Türkiye'nin en genç volkanları sıralanır (Kalelioğlu, 1992).

Havzadaki yaklaşık bütün suların döküldüğü Van Gölü, Muş-Van depresyonunda Pleistosen'de meydana gelen volkanik püskürmelerin neden olduğu lav akışının oluşturduğu bir set gölüdür (Erinç, 1953; Yetmen, 2013b). Maksimum derinliği 455 m olan Van Gölü, çevresindeki yüksek dağlardan kaynaklanarak göle dökülen akarsular (Zilan, Deliçay, Bendimahi, Karasu, Engil, Kotum, Süfresor) tarafından beslenen kapalı bir drenaj sistemine sahiptir. Akarsular, göl havzasının 600 bin yıllık tarihi boyunca göl havzasına büyük miktarda sediment taşımıştır. Bu sedimentler, iklim değişiklikleri, tektonik ve volkanik olaylardan kaynaklı, göl seviyesindeki değişimlerin meydana gelmesinden dolayı göl kenarlarının farklı yükselti basamaklarında çökelmiştir (Görür vd., 2015).

Şekil 1: Van Gölü Havzası'nın lokasyon ve fiziki haritası



1.2. Araştırmanın Amacı ve Önemi

Van Gölü Havzası, Türkiye'de en fazla kar yağışının görüldüğü alanlardan biridir. Bu nedenle havzadaki kar yağışı ekolojik, hidrolojik ve sosyoekonomik bakımdan su ihtiyacının maksimum seviyeye ulaştığı ilkbahar ve yaz ayları için su kaynaklarını besleyen önemli bir kaynak görevi üstlenmektedir.

Çalışma alanında yıllık toplam yağış miktarının önemli bir bölümü kış aylarında gerçekleşmektedir. Bu bağlamda, hâlihazırda karasallığın yaygın olduğu havzada doğal bir rezervuar görevi gören kar yağışında meydana gelecek azalmalar, ilkbahar ve özellikle kurak/yağışsız yaz mevsimi için gerekli olan su ihtiyacını karşılamayabilir. Dolayısıyla normalin altında kar yağışının gerçekleştiği yıllar kuraklığa yol açarak hidrolojik koşulları, canlı yaşamını ve insan faaliyetlerini büyük ölçüde baskı altına alabilir.

Bu çalışmada, literatürde oldukça yeni bir kavram olan ve artan sıcaklıklardan ve/ya da yağış eksikliğinden kaynaklanan kar kuraklıklarının hidrometeorolojik

anlamda Van Gölü Havzası için araştırılması amaçlanmaktadır. Geçmişte meydana gelen kar kuraklıklarının belirlenmesi ve gelecekteki kar kuraklığı dönemlerinin tahmini için bir metodolojinin geliştirilmesi çalışmanın temel prensibini oluşturmaktadır. Ayrıca Türkiye'de kar kuraklığı ile ilgili bilimsel bir çalışmaya rastlanmamıştır. Dolayısıyla bu araştırma, Türkiye'deki konuya ilişkin literatür eksikliğinin giderilmesi ve kar kuraklığı çalışmalarına öncülük etmesi bakımından ayrı bir öneme sahiptir.

1.3. Yöntem ve Teknikler

Veri Kaynakları

Van Gölü Havzası'ndaki iklim koşulları ve kar kuraklığının değerlendirilmesine ilişkin yapılan analizlerde kullanılan veriler alt başlıklar halinde aşağıda açıklanmıştır.

Sıcaklık ve Yağış Verileri

Bu çalışmada, Van Gölü Havzası'ndaki yıllık ve mevsimlik sıcaklık ve yağış rejimini, trend analizini ve kar kuraklığı yıllarını belirlemek amacıyla günlük ortalama sıcaklık ve yağış verileri Meteoroloji Genel Müdürlüğü (MGM)'nden temin edilmiştir. Havzadaki sıcaklık ve yağış koşulları ile ilgili bölümde Van (1980-2018), Tatvan (1980-2018), Gevaş (1982-2018), Ahlat (1980-2018), Muradiye (1980-2018) ve Erciş (1980-2018) istasyonlarına ait verilerden yararlanılmıştır.

Kar kuraklığı yıllarını belirlemek için Van (1980-2018), Tatvan (1980-2015), Ahlat (1988-2011) ve Erciş (1980-2011) istasyonlarına ait sıcaklık ve yağış verileri kullanılmıştır. Çalışma alanın sıcaklık ve yağış verilerine ait zaman aralığı ile kar kuraklıklarının belirlenmesi için kullanılan verilere ait zaman aralığının ve meteoroloji

istasyonlarının farklılık göstermesi, kar-su eşdeğeri verilerindeki kısıtlamalardan kaynaklanmaktadır.

Kar-Su Eşdeğeri (KSE) Verileri

Kar-su eşdeğeri, kar kütlesi tamamen eritildiğinde oluşacak sıvı su miktarını tanımlar. Bu nedenle kar-su eşdeğeri kar yoğunluğu ve derinliğinin bir fonksiyonudur. Çalışmada kar kuraklığı analizleri için Van (1980-2018), Tatvan (1980-2015), Ahlat (1988-2011) ve Erciş (1980-2011) istasyonlarına ait günlük kar-su eşdeğeri verileri MGM'den temin edilmiştir.

Akarsu Akım Verileri

Çalışma alanında kar kuraklığı yıllarındaki akarsu akımlarının tepkisini analiz etmek amacıyla Elektrik İşleri Etüt İdaresi (EİEİ)'ne bağlı 2505 no'lu (Bendimahi) ve 2507 no'lu (Süfresor) akım gözlem istasyonlarına ait, sırasıyla, 1980-2011 ve 1980-2002 yılları arasındaki aylık ortalama akım miktarlarından (m^3/sn) yararlanılmıştır. Ayrıca Devlet Su İşleri (DSİ)'ne ait 2513 no'lu (Deliçay) akım gözlem istasyonunda kaydedilen aylık ortalama akım miktarları (1980-1988, 1997-2015) kullanılmıştır.

Kullanılan Verilerin Değerlendirilmesi

Van Gölü Havzası'nın iklim koşulları ve kar kuraklığına ilişkin analizler için kullanılan verilerin değerlendirilmesi ve yorumlamaya uygun hale getirilmesinde yararlanılan yöntemler alt başlıklar halinde açıklanmıştır.

Regresyon Analizi

Regresyon analizi, bir bağımlı değişken ile bir veya daha fazla bağımsız değişken arasındaki ilişkilerin belirlenmesi amacıyla kullanılan bir istatistiksel analiz yöntemdir. Tek bir bağımsız değişken mevcutsa basit doğrusal regresyon, birden fazla bağımsız değişken kullanılıyorsa çoklu regresyon analizi kullanılır. Bu çalışmada basit doğrusal regresyon analizi, sıcaklık ve yağış koşullarındaki yıllık ve mevsimlik trend analizini elde etmek amacıyla kullanılmıştır.

Regresyon katsayısı, bağımlı ve bağımsız değişkenler arasındaki doğrusal ilişkiyi temsil eden bir doğru denklemi aracılığıyla hesaplanmaktadır. Doğrusal ilişkiyi belirlemek için en küçük kareler doğrusal denklemi kullanılmaktadır. En küçük kareler yöntemiyle (EKKY) tüm veri noktalarının düz bir doğrudan dikine uzaklıklarının karelerinin toplamının minimuma indirgendiği bir çizgi seçilmiş olur (Özmen vd., 2013). Regresyon doğrusu daima X ve Y değerlerinden yararlanılarak tanımlanan noktalardan geçer. Buna göre basit doğrusal regresyon analizi aşağıdaki denklem (1) yardımıyla hesaplanmaktadır:

$$\hat{Y}_i = a + b \cdot x_i \qquad (1)$$

Gerçek gözlem değerleri; Y_i olmak üzere; $\hat{Y}_i$, kestirilen trend değerlerini; a, regresyon doğrusunun dikey eksende (Y) kesiştiği katsayıyı; b, regresyon katsayısını, yani X'in bir birim değerindeki değişmenin Y'de yol açtığı değişim miktarını temsil etmektedir. Eşitlikteki x_i ise bağımsız değişkeni ifade etmektedir. Denklemde (1) yer alan a ve b katsayıları aşağıdaki gibi hesaplanmaktadır:

$$a = \frac{\sum_{i=1}^{n} Y_i}{n} \qquad (2)$$

$$b = \sum_{i=1}^{n} \frac{x_i . Y_i}{x_i^2} \qquad (3)$$

Burada, x_i, X değişkenleri ile X değişkenlerinin ortalaması arasındaki farkı ($x_i = X_i - \bar{x}$); Y_i, Y'nin her bir değeri; n, değişken sayısı; x_i^2, X değişkenlerinin ortalamadan farkının karesidir. Tahmin edilen basit doğrusal regresyon modelindeki b katsayısının sıfırdan farklı olması X ile Y arasında bir ilişki olduğunu göstermektedir. Katsayı pozitif ise iki değişken arasında aynı yönlü, negatif ise ters yönlü bir ilişkiden söz edilir (Özmen vd., 2013: 120).

Değişim Katsayısı

Değişim katsayısı (varyasyon katsayısı) nisbi bir dağılma ölçüsüdür ve standart sapmanın ortalamaya bölümünün yüzdesine eşittir. Ortalamanın çevresindeki göreceli değişkenliği gösterir. Bu yüzden orijinal birim yerine yüzde (%) cinsinden ifade edilir. Değişim katsayısı (*DK*) aşağıdaki eşitlik (4) yardımıyla hesaplanır:

$$DK = \frac{s}{\bar{x}}\ 100 \qquad (4)$$

Burada, *s*, standart sapmayı; $\bar{x}$ ortalama değeri ifade eder. Değişim katsayısı iklim öğelerinin alansal ve zamansal olarak dağılımını karşılaştırmak için yaygın olarak kullanılmaktadır. İklim elemanlarındaki (yağış, sıcaklık, bulutluluk, bağıl nem vb.) yıllar arası değişkenliğin ortalama koşulları, değişim katsayısı (*DK*) ile incelenebilir. Uzun süreli iklim öğelerinin çevresinde göreli olarak fazla bir saçılma göstermeyen değişkenler daha düşük değişim katsayısına sahiptirler. Tersine fazla saçılma yıldan yıla değişkenliğin yüksek olduğunun bir göstergesidir (Türkeş, 2016). Bu çalışmada mevsimlik ve yıllık yağış değerlerinin uzun süreli değişimlerini belirlemek için değişim katsayısı hesaplanmıştır.

Standart Normal Dağılım

İki veya daha fazla değerler kümesini karşılaştırmak için değerlere ait merkezi eğilim ve dağılım ölçüsünün bilinmesi gereklidir. Farklı dağılımlara sahip iki örnekleme ilişkin ölçme sonucunu karşılaştırmak için örneklem değerlerinin merkezi eğilim ve dağılım ölçüsünün aynı olması gerekir. Fakat çoğu zaman farklı örneklemlerde bu iki ölçünün aynı olması mümkün değildir. Eğer iki örneklemin ortalaması ve standart sapması farklıysa, bu örneklemlerin karşılaştırması için aynı standart sapma ve ortalamaya sahip bir dağılıma, yani standart normal dağılıma dönüştürülmesi gerekir (Şen, 2017). Böylece farklı dağılımlardaki ölçme sonuçları aynı ölçek üzerinde gösterilebilir. Bu sayede farklı örneklemlerdeki ölçme sonuçlarını karşılaştırmak mümkün olabilir. Ölçme sonuçları z puanına dönüştürülerek aritmetik ortalaması 0 ve standart sapması 1 olacak biçimde normal dağılımlı hale getirilir (Şen, 2017; Aslanargun vd., 2013, s. 163).

Z puanları evrende normal dağılım gösteren olasılık dağılımına sahiptir. Bu nedenle evrende süreklilik gösteren ve normal dağılıma sahip özelliklere yönelik gözlemlerde ölçme sonuçlarının z puanlarına dönüştürülmesi istatistiksel işlemlerde hareket alanını genişletmekte, daha sağlam ve fazla bilgi elde edilmesine yardımcı olmaktadır (Demir, 2017, s. 72). Standart normal dağılım aşağıdaki denklem (5) aracılığıyla hesaplanır:

$$z = \frac{x - \mu}{\sigma} \tag{5}$$

Burada, z, standartlaştırılmış değer olmak üzere; x, örneklem değerini; μ, örneklem ortalamasını; σ, örneklem değerine ait standart sapmayı ifade eder. Bu çalışmada kar kuraklığı yılları KSE, yağış ve sıcaklık değerlerinin standartlaştırılarak grafik üzerinde gösterilmesi aracılığıyla elde edilmiştir. Ayrıca, kar kuraklığı yılları ile akarsu akım değerleri arasındaki ilişkiyi tespit etmek ve yorumlamak için uzun yıllara ait ortalama yıllık akarsu akım miktarları da standartlaştırılmıştır.

İstatistiksel Hipotez Sınamaları ve Anlamlılık Düzeyi

İstatistiksel hipotez, araştırılan popülasyonun olasılık dağılımları ve parametrelerine ilişkin olarak yapılan genel açıklama ve/ya da önermelerdir. İstatistiksel hipotez testleri ise örneklemden elde edilen istatistiklere bağlı olarak bir hipotezin doğru veya yanlış olduğuna karar vermek için yapılan çalışmaları ifade eder (Özmen vd., 2013).

Birçok durumda yalnız kabul etmek ya da reddetmek amacı ile bir istatistiksel hipotez kurulur (Özmen vd., 2013, s. 68). Örneğin aynı iklim koşullarına sahip iki meteoroloji istasyonuna ait kış mevsimi ortalama yağış miktarları arasında farkın olup olmadığıyla ilgili karar vermek gerekirse, hipotez "iki istasyon arasındaki kış mevsimi ortalama yağış miktarı arasında fark yoktur" şeklinde kurulur. Farkın veya değişikliğin olmadığını ya da ilişkili olmadıklarını vb. içeren hipotezler, boş hipotez (sıfır, yokluk ya da null hipotezi) olarak adlandırılır ve H_0 ile gösterilir. H_0, istatistiksel olarak sınanan hipotezdir ve test süreci tamamlanıncaya kadar örneklem istatistiği değeriyle yığın parametresi hakkında ileri sürülen değer arasındaki farkın örnekleme hatasından kaynaklanabileceği, bu iki değer arasında gerçekte anlamlı bir farklılık olmadığı, parametrenin önceden belirlenmiş değerinde hiçbir farklılığın beklenmediğinin ifade edildiği hipotezdir (Özmen vd., 2013, s. 69; Demir, 2017, s. 90).

Verilen bir hipotezden farklı olan ya da sıfır hipotezi ile karşılaştırılan ve sıfır hipotezi reddedildiğinde kabul edilmesi gereken hipoteze, alternatif (karşıt) ya da araştırma hipotezi denir. Sıfır hipotezinin karşıtı olan alternatif hipotez, H_a ya da H_1 olarak gösterilir (Özmen vd., 2013; Demir, 2017).

Hipotezleri kabul etmek ya da reddetmek için karar vermeyi ya da gözlenen değerler ile beklenen sonuç arasında önemli farklılıkların olup olmadığını belirleyen yöntem ya da tekniklere hipotez sınamaları, anlamlılık sınamaları (α) ya da karar kuralları adı verilir (Özmen vd., 2013; Demir, 2017). Hipotez sınamaları için belirlenen anlamlılık düzeyi, kabul edilmesi gereken hipotezin reddedilme olasılığını ifade eder. Örneğin bir hipotezin test edilmesi için $\alpha = 0.05$ ya da $\alpha = 0.01$ anlamlılık düzeyi seçilirse, bu durumda test sonucunda kabul edilmesi gereken bir hipotezi reddetmek için yaklaşık olarak %5 ya da %1 şansın olduğu varsayılır. Diğer bir

ifadeyle, verilen kararın doğruluğuna %95 ya da %99 düzeyinde güvenilir. Böyle bir durumda, hipotezin %5 veya %1 anlamlılık düzeyinde reddedildiği ifade edilir ve aynı zamanda verilen kararın yanlış olma olasılığının %5 ya da %1 olduğu anlamına gelir. Klimatolojik ve hidrolojik uygulamalarda genel olarak %5 ($\alpha = 0.05$) ve %1 ($\alpha = 0.01$) anlamlılık düzeyleri dikkate alınır.

Bu çalışmada, Van Gölü Havzası'ndaki mevsimlik ve yıllık sıcaklık ile yağış değerlerinin trend analizi $\alpha = 0.05$ anlamlılık düzeyinde test edilmiştir.

Güven Aralığı Kestirimi

Güven aralığı kestirimi, bilinmeyen yığın parametrelerine olan yakınlığa ilişkin bilgi sağlar. Bir parametrenin, örneklem istatistiğine dayanarak belirlenen bir olasılığa (güven düzeyine) göre belli bir aralıkta belirlenmesi çalışmasına güven aralığı kestirimi denir (Esin vd., 2006; Özmen vd., 2013). Bu tanıma göre yığın parametresinin güven aralığı kestiriminin gösterimi genel olarak AGS < Nokta Kestirimi < ÜGS şeklinde gösterilir. Burada, AGS güven aralığının kestirimindeki alt güven sınırı; nokta kestirimi, örnekleme ait ortalama değer; ÜGS ise güven aralığının kestirimindeki üst güven sınırı olarak tanımlanır (Özmen vd., 2013). Bütün güven aralıkları kestirimi için geçerli olan genel formül (6) aşağıdaki gibidir:

$$AGS\ ve\ \text{Ü}GS\ =\ Nokta\ Kestirimi\ \pm\ Kritik\ Değer\ .s_{\bar{x}} \qquad (6)$$

Burada, kritik değer; belirlenen güven düzeyine göre (%95 veya %99 gibi) z tablosundaki değeri; $s_{\bar{x}}$, standart hatayı temsil eder. Standart hata, örnekten elde edilen istatistik değer ile yığın parametresi arasındaki farkın derecesini gösterir (Özbek ve Keskin, 2007). Dolayısıyla yığın parametresinin belirli güven düzeyi aralıklarında kestirimi konusunda standart hatanın tespit edilmesi gerekir Örneklem ortalama değerinin standart hatasını belirlemek için kullanılan denklem (7) aşağıdaki gibidir:

$$s_{\bar{x}} = \frac{s}{\sqrt{n}} \quad (7)$$

Burada, *s*, örneklem standart sapmasını; *n*, örneklemdeki birim sayısını gösterir. Bu bağlamda, kritik değer ve standart hataya bağlı olarak belirlenen değer, örneklem istatistiğine (ortalama) eklenerek üst güven sınırı (ÜGS); örneklem istatistiğinden çıkarılarak alt güven sınırı (AGS) elde edilir ve belirlenen güvenirlik düzeyine göre yorumlama yapılır.

Bu çalışmada, Koç (1999) tarafından önerilen kış mevsimi tanımını çalışma sahasına uygulamak amacıyla ortalama sıcaklık değerlerinin güven aralığı kestirimi yapılmıştır. Sonuç olarak mart ayı %95 güven düzeyinde kış mevsimine dâhil edilmiştir.

Bu tez çalışmasına ait istatistiksel analizler için IBM SPSS Statistics 20 ve Microsoft Office paket programları arasında bulunan Excel 2016 yazılımları kullanılmıştır.

Kriging Enterpolasyon Yöntemi

İklimsel değişkenler yeryüzünde her noktada ölçülemediği için ölçümü yapılan bir noktanın verisi referans alınarak bu nokta çevresindeki alanların referans noktaya olan uzaklıklarına göre alabileceği değerin kestirimi için genellikle jeoistatistik analizler kullanılır (Yetmen, 2013a). Birçok jeoistatistiksel analiz yöntemi (ters ağırlıklı mesafe (IDW) yöntemi, doğal komşuluk enterpolasyon (NNI) tekniği gibi) olmasına karşılık en yaygın olarak kullanılan yöntem Kriging enterpolasyon yöntemidir. Kriging enterpolasyon yöntemi, bilinen yakın noktalardan alınan veriler aracılığıyla diğer noktalardaki verilerin optimum değerlerini tahmin etmektedir (Taylan ve Damçayırı, 2016).

Kriging yöntemini diğer enterpolasyon yöntemlerinden ayıran en önemli özellik, tahmin edilen her bir nokta veya alan için bir varyans değerinin hesaplanabilmesidir (Taylan ve Damçayırı, 2016). Bu durum, tahmin edilen değerin güven derecesinin bir ölçüsünü sağlayarak diğer jeoistatistiksel yöntemlere göre

avantaj sağlar. Kriging tekniği, diğer tekniklere göre daha yansız sonuçların yanı sıra minimum varyanslı ve tahmine ait standart sapmanın hesaplanmasına olanak veren bir yöntemdir. Kriging yöntemindeki temel amaç, komşu verilerle verisi hesaplanacak olan nokta arasındaki mesafeye bağlı olarak belirlenen ağırlıklı ortalama aracılığıyla mümkün oldukça gerçeğe yakın bir değer elde etmektir (Yetmen, 2013a). Kriging yöntemine ait genel denklem (8) şöyledir:

$$z_p = \sum_{i=1}^{n} w_i \, . z_i \tag{8}$$

Burada, z_p, aranılan ondülasyon değeri; w_i, z_p'nin hesaplanması için kullanılan her bir z_i değerine karşılık gelen ağırlık değerleri; z_i, z_p'nin hesaplanmasında kullanılan noktaların ondülasyon değerlerini ifade eder (Tural, 2011; Taylan ve Damçayırı, 2016).

Klimatolojik verilerin alansal dağılımını sağlamak için ölçülen değerlerden faydalanarak tahminleri içeren haritalar elde edilebileceği gibi, veriyle mekânsal ilişkisi bulunan başka verilerin kullanılmasıyla da haritaların elde edilmesi mümkündür (Yetmen, 2013a). Bu tez çalışmasında, araştırma sahasına ait yıllık ve mevsimlik sıcaklık ve yağış verileri koordinatlı olan istasyon noktalarına, Coğrafi Bilgi Sistemleri (CBS)'nin ArcGIS programına ait ArcMap 10.7.1 yazılımı yardımıyla işlenmiştir. Daha sonra sıcaklık ve yağış değerlerinin mekânsal dağılımına ilişkin haritaların hazırlanması için aynı yazılım aracılığıyla Kriging enterpolasyon yöntemi uygulanmıştır.

1.4. Literatür Özeti

Türkiye'de kuraklıkla ilgili ilk bilimsel çalışmalar 1940'lı yıllara dayanmaktadır (Türkeş, 1990, s. 1). Kuraklıkla ilgili birçok bilimsel çalışma (Türkeş, 1990; Türkeş, 2001; Kömüşçü vd., 2002; Sırdaş, 2002, Türkeş vd., 2009; Türkeş; 2012a; Türkeş, 2013, Yetmen, 2013a; Yetmen, 2013b; Akbaş, 2014; Yetmen, 2015,

Türkeş, 2017) yapılmasına rağmen özellikle ülkenin Doğu Anadolu Bölgesi'nde yağış klimatolojisi üzerinde önemli bir rol oynayan kar yağışıyla bağlantılı ve iklim değişikliğinden kaynaklı artan hava sıcaklıkları ve değişen yağış rejiminden dolayı, özellikle ilkbahar ve yaz mevsimindeki akarsu akış seviyesi ve taşkınları ile ekosistemler, bitki örtüsü, su kaynakları, barajların doluluk oranları, bitki örtüsü, turizm ve balıkçılık gibi birden fazla doğal ve beşeri sistemi etkileyen, araştırmanın temel itici gücü durumunda olan kar kuraklığıyla ilgili bir çalışmaya rastlanmamıştır. Öte yandan, Avrupa ve özellikle ABD'de kar kuraklığıyla doğrudan ya da dolaylı bağlantısı olan araştırmaların sayısı son yıllarda artış göstermiştir. Söz konusu bu araştırmaların bir kısmı aşağıda kısaca özetlenmiştir.

Serreze vd. (1999), "Characteristics of the Western United States snowpack from snowpack telemetry (SNOTEL) data" başlıklı çalışmada 1995-1996 yılları arasında Kar Örtüsü Uzaktan Ölçüm İstasyonları (SNOTEL) aracılığıyla kaydedilen günlük kar-su eşdeğeri (KSE)'nin klimatik özellikleri ile yağış ve sıcaklıkla olan bağlantısını açıklamıştır. KSE'nin kış aylarındaki yağış, sıcaklık ve KSE/yağış oranı ile uyumluluğu bağlamında KSE'nin mevsimsel döngüdeki bölgesel farklılıkları tartışmak için sekiz araştırma sahasının (Pasifik Kuzeybatı, Sierra Nevada, Mavi Dağlar-Oregon, Idaho/Batı Montana, Kuzeybatı Wyoming, Utah, Colorado, Arizona/New Mexico) KSE, yağış ve sıcaklık değerlerinin yıllık döngüleri karşılaştırılmıştır. Ayrıca çalışmada maksimum KSE'nin görüldüğü tarih, karın erimeye başladığı tarih ve erimenin yaşandığı günlerin sayısı karşılaştırılarak değerlendirmeler yapılmıştır. Grafikler aracılığıyla yağış ve KSE'nin trend analizi ve KSE/yağış oranı gösterilerek ortaya çıkan trendler ile ilgili çeşitli yorumlamalar yapılmıştır. Değerlendirmeler sonucunda en yüksek KSE kuzeydoğu Pasifik, Sierra Nevada ve Idaho/batı Montana bölgelerinde; en düşük KSE Arizona/New Mexico bölgelerinde gözlenmiştir. Bu bölgesel değişebilirlik kış mevsimindeki yağış miktarı, sıcaklık ve KSE/yağış oranlarındaki mevsimsel döngü aracılığıyla açıklanmıştır. Maksimum KSE ve KSE/yağış oranı değişkenliği Pasifik Kuzeybatı, Sierra Nevada ve Arizona/New Mexico için araştırılmıştır. Sıcaklığın bu değişkenler üzerinde büyük bir etkiye sahip olduğu ve iklim değişikliğine karşı maksimum duyarlılık olasılıklarının yüksek olduğu vurgulanmıştır. Sıcaklıktaki artışların kış mevsiminin süresini, akış

zamanlamasını etkileyeceğinin yanı sıra taşkın tehlikesini de artıracağı dile getirilmiştir.

Hamlet vd. (2005), "Effects of Temperature and Precipitation Variability on Snowpack Trends in the Western United States" isimli çalışmada, gözlenen erken ilkbahar kar erimesi, pik ilkbahar akarsu akışında ve 20. yy'ın ikinci yarısından itibaren batı ABD'nin KSE miktarında azalışların görüldüğü trendlerin, iklim değişebilirliği ve uzun zaman ölçeklerindeki sıcaklık trendleri tarafından etkilendiği belirtilmiştir. Çalışmada, 1915-2003 yılları arası için batı ABD 1 Nisan KSE'deki doğrusal trendler incelenmiş ve trendlerin sıcaklık ve yağıştan etkilenme derecesi araştırılmıştır. Sonuç olarak KSE'de yaklaşık olarak artış gösteren bütün trendlerin yağış trendlerinden kaynaklandığı, düşüşün görüldüğü trendlerde sıcaklığın ön planda olduğu vurgulanmıştır. Bu nedenle Pasifik Kuzeybatı, Kaliforniya'nın kıyı kesimleri gibi nispeten yüksek kış sıcaklıklarının olduğu alanlarda sıklıkla artış gösteren yağışın, KSE üzerindeki etkisinin önemsiz olduğu, buna karşılık daha soğuk alanlarda KSE miktarının yağış değişimleri tarafından etkilendiği gözlenmiştir. Buna rağmen KSE üzerinde sıcaklık etkisinin nispeten daha az olduğu belirtilmiştir. Ayrıca artan küresel ısınmadan dolayı sıcaklıktan etkilenen KSE trendinin gelecekte devam edeceği açıklanmıştır.

Mote vd. (2005), "Declining Mountain Snowpack in Western North America" başlıklı çalışmada, kuzeybatı ABD'de kar örtüsünde gözlenen değişkenlikler ve eğilimler tartışılmış ve iklim değişkenliğiyle ilişkilendirilmiştir. Ayrıca dağlık olan kuzeybatı ABD'de kar örtüsünün hangi alanlarda ısınmaya daha çok duyarlı olduğu araştırılmıştır. Kar örtüsündeki zamansal değişkenliği belirlemek için kabaca kasım-mart aylarındaki kar örtüsünü temsil eden 1925-2000 yılları arası 1 Nisan KSE verileri çevre istasyonlardaki ölçümlerle karşılaştırılmıştır. Birçok bölgede 1930-1950 arasında KSE'deki artışların yağışlarda olan artıştan kaynaklandığı vurgulanmıştır. Ancak yüzyılın ortasından itibaren ilkbahar döneminde KSE'deki yaygın düşüşlerin, yağışlardaki artışa rağmen ısınmadan kaynaklı kayıpların üstesinden gelmek için yetersiz kaldığı sonucu elde edilmiştir. Oregon-Kaskad sıradağları, sıcaklığa olan yüksek duyarlılığı nedeniyle kar örtüsünde en büyük kayıpları yaşayan bölge olmuştur. Ancak yüksek irtifalardaki KSE ölçümleri yüzyılın ortasından sonuna kadar pozitif trendler göstermiştir. Batı'daki sıcaklık artışlarının artan sera gazlarıyla bağlantılı

olduğu ve gelecekte neredeyse kesinlikle devam edeceği vurgulanmıştır. Bu nedenle özellikle düşük yükseltilerdeki kar örtüsünde azalmaların devam edeceği belirtilmiştir. Dolayısıyla gelecekteki su kullanımı talepleri üzerinde olumsuz etkilerin ortaya çıkacağı öngörülmüştür.

Van Loon vd. (2010), "Understanding hydrological winter drought in Europe" başlıklı çalışmada 1974-2006 yılları arasında Avrupa'daki iki havza (Norveç'te Narsjø ve Slovakya'da Nedožery) örneği üzerinden kış kuraklıklarını araştırmıştır. Havzalardaki ortalama sıcaklık ve yağışın dağılışı Thiessen metodu kullanılarak hesaplanmıştır. Günlük akışlar ölçüm istasyonlarından elde edilmiştir. Her iki havza için potansiyel buharlaşma zaman serileri Penmann-Monteith metoduyla elde edilmiştir. Ayrıca benzeştirilmiş zaman serilerinden kuraklıkları belirlemek için "eşik seviye metodu" uygulanmıştır. Etki, süre, şiddet ve ortaya çıkma nedenleri açısından iki kış kuraklık türünün olduğu açıklanmıştır; (1) yaz yağış eksikliğinden kaynaklanan ve kış mevsiminde devam eden, yeraltı ve yerüstü akışın aylık eşiğin altına düştüğü soğuk iklimlerde gelişen kış kuraklıkları, (2) kış mevsimindeki sıcaklıkların bir süre boyunca 0°C üzerinde olması ve kar birikiminin sınırlı düzeyde gerçekleşmesinin yanı sıra yağış olarak yağmurun ortalamanın altında gerçekleşmesi sonucunda gözlenen hidrolojik kuraklıktır. Araştırmacılar, Avrupa'nın büyük bir kesiminde ılık/nemli kış mevsimlerinin yaşanmasından dolayı açıklanan kış kuraklık türlerinden ikincisinin daha yaygın olduğunu dile getirmiştir. Ayrıca küresel ısınmanın, soğuk iklimleri (1) daha ılıman iklime (2) dönüştürmesi gerçeğinden yola çıkarak yaz mevsimine doğru daha sık görülecek olan kış kuraklıklarının su kaynakları üzerindeki etkisinin giderek artacağı belirtilmiştir.

Pederson vd (2011), "The unusual nature of recent snowpack declines in the North American Cordillera" başlıklı çalışmasında kuzeybatı ABD'de 20. yy sonlarında kar örtüsünün azaldığını gözlemlemiş ve bu kayıpların 21. yy boyunca artarak devam edeceğini öngörmüştür. Yellowstone bölgesi ve Kayalık dağlarının kuzey-güney ekseni boyunca geçmiş ~1000 yıllık süreçte büyüklük ve kapsam bakımından kar örtüsünde benzer düşüşlerin olup olmadığı, geçmişteki kar örtüsünün sıcaklık ve yağış değişkenliğinden nasıl etkilendiği ve uzun yıllar iklim değişkenliğinin gelecekteki ısınmanın neden olacağı eğilimleri hangi boyutlarda etkileyeceği soruları araştırmanın ana kaynağını oluşturmuştur. Bu nedenle Kayalık

dağlarındaki Colorado, Columbia ve Missouri akarsu drenaj ağlarının kaynak bölgesinde 66 adet ağaç halkası kronolojisinden kar örtüsü rekonstrüksiyonları sağlanmıştır. Kar yağışının hâkim olduğu bölgelerde, kar örtüsüne duyarlı olduğu bilinen ağaç halkaları kullanılarak kar-su-büyüme bağlantılarından yararlanılmıştır. Kar örtüsündeki değişimleri göstermek için ağaç halkalarından maksimum KSE verileri elde edilmiştir. Sonuç olarak araştırma sahasının 20. yy (~1900-1942 ve ~1980'den günümüze) ile karşılaştırılan son 800 yıldaki 1 Nisan KSE rekonstrüksiyonları, uzun süreli düşük kar örtüsünün yalnızca iki dönemde (~1300-1330 ve 1511-1530) gerçekleştiğini göstermiştir. Ayrıca 1980'den beri kar örtüsündeki kayıpların antropojenik ısınmanın pozitif geribeslemesinden kaynaklandığı ve kar örtüsü üzerindeki temel etkinin yağıştan sıcaklığa doğru geçiş yaptığı belirtilmiştir.

Belmecheri vd. (2015), "Multi-century evaluation of Sierra Nevada snowpack" başlıklı çalışmada, son zamanlarda Sierra Nevada dağlarında kış mevsimindeki kar örtüsü koşullarının şiddetli kuraklığa işaret ettiğini belirtmiştir. Bu nedenle en az 1930-2015 dönemine yayılan ve %10'dan az veri kaybı olan toplam 108 Sierra Nevada istasyonu aracılığıyla Sierra Nevada ve Kaliforniya için 1 Nisan KSE'ye ait iki veri kümesi derlenmiştir. Akdeniz iklimine sahip Kaliforniya'daki yıllık yağışın yaklaşık %80'inin kış aylarında meydana geldiği, bu yağışın %30'unun Sierra Nevada sıradağlarından sağlandığı ve 1 Nisan 2015 KSE miktarının ortalamanın yalnızca %5'ini oluşturmasının ekstrem bir kış kuraklığına işaret ettiği vurgulanmıştır. Bu çalışmada son 500 yıldaki 1 Nisan KSE koşullarının yıllık olarak rekonstrüksiyonu mavi meşe ağaçlarının halkaları aracılığıyla yapılmıştır. Rekonstrüksiyonlar, aletsel dönemde ölçülen ekstrem derecede yüksek KSE (örneğin 1952 ve 1969) ölçümlerini tahmin etmekte güçlük çekmesine rağmen düşük KSE (1934 ve 1977) ölçümlerini güvenilir bir şekilde yakalamıştır. Genelleştirilmiş Ekstrem Değer Dağılımı (GEV) tarafından tahmin edilen ekstrem değerlerin tekrarlanma aralıkları Sierra Nevada'daki 2015 KSE için 500 yıllık bir tekrarlanma süresinde %95 güven aralığını aşmaktadır. Başka bir deyişle rekonstrüksiyonlar 2015 düşük KSE'nin son 500 yılda eşi benzeri görülmediğini ortaya koymuştur. GEV'e dayanarak hesaplanan 2015 yılının tahmini tekrarlanma aralığı 3100 yıl olarak hesaplanmıştır. 2015 yılında kaydedilen düşük kar örtüsünün Kaliforniya'daki ocak-mart aylarında ölçülen yüksek sıcaklıklarla çakıştığı

ve kış mevsimindeki sıcaklık değerlerinin şiddeti, Sierra Nevada gibi nispeten yüksek bölgelerin aksine alçak kesimlerde daha fazla hissedildiği vurgulanmıştır. Antopojenik ısınmanın kış aylarındaki şiddetli kuraklık olayların olasılığını artıracağı, ilkbahardaki kar erimesinin zamanlamasını daha erkene kaydıracağı ve yağmur/kar oranını yükselteceği öngörülmüştür.

Marlier vd. (2015), "The 2015 drought in Washington State: a harbinger of things to come?" adlı çalışmada, Washington eyaletinde 2015'in kış aylarında gözlemlenen kuraklık olayı şiddetinin kestirimi için 2015 ile 1950-2015 yıllarındaki ortalama klimatolojik değişkenleri (1 Nisan KSE, sıcaklık değeri ve yağış miktarı) mukayese etmiştir. Ayrıca 2015'te yaşanan kuraklık, 21. yy ortası (2040-2069) için öngörülen orta seviyedeki bir küresel sera gazı emisyon senaryosu ile karşılaştırılmıştır. Çalışmada, Washington eyaletinde artan sıcaklıkların kış mevsimindeki kar birikimini ve akarsu akış zamanlamasını etkilediği ve su talebinin yüksek olduğu yılın sonraki döneminde olumsuz etkilere yol açtığı belirtilmiştir. Eyaletteki Olimpiyat dağı, Güney ve Kuzey Kaskad sıradağlarında 1 Nisan 2015 KSE ve kış sıcaklık değerleri (kasım-mart) 1950-2015 klimatolojisine göre ortalamanın altında gözlenmiştir. Buna karşılık 2015 kış (kasım-mart) yağışlarının uzun dönem ortalama yağışa neredeyse eşit bir seviyede olduğu saptanmıştır. Dolayısıyla 2015 kış kuraklığının normale yakın yağışa rağmen gerçekleştiği sonucuna ulaşılmıştır. Bu nedenle 2015 ve gelecek için öngörülen koşulların benzerliği göz önüne alındığında, gelecekteki kuraklıkların anormal derecede düşük yağışların (örn.1977, 2001, 2005) aksine sıcaklık kontrolü altında gerçekleşeceği vurgulanmıştır.

Casola (2016), "The Water Year 2015 Snow Drought In Washington State: What Does It Tell Us About Future Drought Risk?" isimli makalesinde, 2015 yılında kuzeybatı ABD'nin Washington eyaletindeki Kaskad sıradağlarında düşük kar örtüsü koşullarını ele almıştır. Yazar, 2015'in birçok havza için en düşük 1 Nisan KSE seviyesini oluşturduğunu ve eyaletteki 23 havzanın 19'unda 1 Nisan KSE'nin uzun dönemli ortalamanın %50'si altında ve 13 havzada ise %25'in altında olduğunu ifade etmiştir. 20. yy ile karşılaştırılan yağış, ortalamaya yakın gerçekleşmesine rağmen KSE'deki düşük kayıtlar sıcaklığın kar kuraklığı üzerindeki önemli rolünü göstermiştir. Eyalet gözlem kayıtları boyunca en sıcak ocak-mart sıcaklık değerlerinin 2015 yılında yaşanması bu olguyu kanıtlar nitelikte olmuştur. Bu nedenle sıcaklığın

düşük kar örtüsü koşullarının görülmesinde itici güç olduğu ve kış yağışlarının büyük bir kısmının atmosferik nehir yoluyla sağlandığı belirtilmiştir. Ayrıca çalışmada, Kaskad dağlarında görülen kış ayları sıcaklık anomalilerine bağlı olarak yaşanan kar kuraklığının gelecekteki iklim koşulları için faydalı benzeşimler olarak hizmet edebileceği, iklim değişikliğinin kar örtüsü üzerindeki etkilerini öngörmek için kullanılabileceği sonucuna ulaşılmıştır.

Cooper vd. (2016), "Testing the recent snow drought as an analog for climate warming sensitivity of Cascades snowpacks" başlıklı çalışmasında Oregon eyaletindeki Kaskad sıradağlarında 1981'den beri otomatik kayıt tutmaya başlayan uzaktan kar ölçüm istasyonlarında (SNOTEL) 2014-2015 kış mevsimlerinde gözlenen ve 30 yıllık ortalama yağış miktarından daha fazla yağış miktarlarına rağmen yaşanan ekstrem derecede düşük kar örtüsü koşullarını incelemiştir. İklimsel ortalamanın yaklaşık olarak, sırasıyla, 2°C ve 4°C üzerinde gözlemlendiği 2014 ve 2015 kış ayları hava sıcaklığı anomalileri, araştırmacıları Kaskad dağlarında kış aylarındaki olağanüstü düşük seviyede kar örtüsü koşullarının hava sıcaklığı duyarlılığı ile paralellikler taşıdığı hipotezini test etmeye yönlendirmiştir. Bu nedenle 2014-2015'te gözlenen ekstrem hava sıcaklığı anomalilerinin Pasifik Kuzeybatı için 21. yy'ın ortalarından sonuna kadar öngörülen 1.3°C – 5.1°C ortalama hava sıcaklığı artışının gelecek için bir benzeşim olduğu hipotezi; T2 (+2°C), T4 (+4°C) ve yağışın etkisini de hesaba katmak amacıyla gelecekteki değişimi, büyüklüğü ve yönü belirsiz olan yağış miktarı için ise %10 yağış artışı, T2P10 (+2°C, +%10 yağış) ve T4P10 (+4°C, +%10 yağış) olarak kurulan senaryolar aracılığıyla test edilmiştir. Senaryoların test edilmesinde kar erimesi enerji denge modeli ve her bir senaryo için 2014 ve 2015 yılları ile ilgili KSE'deki ortalama değişim, kümülatif kar yağışı, en yüksek KSE tarihindeki değişim, kar yağışı olmayan günler, kar örtüsünün süresi gibi değişkenler kullanılmıştır. Sonuç olarak, gelecekteki ortalama koşulları temsil eden modelleme çıktılarına göre sıcaklıktaki her 1°C artış, en yüksek KSE tarihinin normalden 13 gün daha erken olmasına, maksimum KSE'nin %22-30'a kadar azalmasına, karın ortadan kalkma süresinin 31-34 gün kısalmasına, kar eksikliğinin 22-25 gün kadar artmasına ve kar yağışından yağmur yağışına %28 oranında bir değişimin gerçekleşmesine neden olacaktır. 2°C artışta ise alçak ve orta kesimlerdeki kar yağışı ortadan kalkacaktır. Bu nedenle ısınmanın kış ortasındaki kar erimelerinde büyük artışlara, artan yağmur

yağışına, daha erken kar erimesine ve ortadan kalkmasına, toprak neminin miktarı ve zamanlamasının değişmesine yol açabildiği belirtilmektedir. Bu bulguların çıkarımları; taşkın kontrolünün, sulama zamanlamasının, hidroelektrik üretimin ile kar yağışına ve miktarına bağımlı olan yaban hayatı ve doğal ortam ihtiyaçlarının değişmesinin yanı sıra yükseltinin dağlık kesimlerde artan sıcaklık değerlerinde ve su kaynaklarının duyarlılığı üzerinde kritik bir rol oynadığının altı çizilmiştir.

Mote vd. (2016), "Perspectives on the causes of exceptionally low 2015 snowpack in the Western United States" adlı çalışmada, 2011-2015 yıllarında Kaliforniya'da görülen kuraklıkla ilgili yapılan çalışmalara bir yenisini ekleyerek 2014'te Oregon'a ve 2015'te Washington'a uzanan kar kuraklığını ele almıştır. Mote vd., 2014-2015 kış aylarında görülen kar kuraklığının düşük kar yağışı miktarının aksine yüksek sıcaklıklardan kaynaklandığını savunmuştur. Çünkü yağış kar kuraklığını tetiklemeyecek miktarda ortalamanın altında gözlenmiştir. Bölgesel iklim modellemelerinin (RCMs) kullanıldığı çalışmada, insan etkisi ve deniz yüzeyi sıcaklık anomalilerinin kar kuraklığı riskini artırdığı belirtilmiştir. Özellikle sıcaklık üzerindeki antropojenik etkinin kar kuraklığını şiddetlendirdiği kanıtlanmıştır.

Sun vd. (2016), "Twenty-first century snowfall and snowpack changes over the Southern California mountains" isimli çalışmada Güney Kaliforniya dağları boyunca gelecek için öngörülen kar yağışı ve kar örtüsündeki değişikliklerin 2 km çözünürlükteki projeksiyonlarını üretmek için bir hibrid dinamik-istatistiksel boyut küçültme tekniği geliştirmiştir. Kar ile ilgili değişkenler, iki Temsili Konsantrasyon Yolu (RCP8.5 ve RCP2.6) senaryosu altında 21. yy'ın ortası (2041-2060) ve sonu (2081-2100) için analiz edildikten sonra 1981-2000 dönemi ile karşılaştırılmıştır. Sonuç olarak, özellikle yüzyılın sonundaki periyotta, kar erimesinde artışın olacağı öngörülmüştür. Yüzyıl sonu kış mevsimindeki kar örtüsü kayıplarının %50'nin üzerinde olacağı vurgulanmıştır. Öte yandan RCP8.5 senaryosuna göre yüzyıl ortasına kadar artan ilkbahar kar erimesinin temel alınan periyoda göre yaklaşık olarak üç hafta daha erken karın ortadan kalkmasına neden olacağı sonucuna varılmıştır. Ayrıca 1 Nisan KSE tarafından temsil edilen kar örtüsündeki kayıpların düşük ve orta seviyedeki yüksekliğe sahip kesimlerde yüzyılın ortası ve sonu için maksimum olacağı, daha yüksek seviyedeki kesimlerde ise esas alınan dönemle benzer olacağı gözlenmiştir. Düşük ve orta seviyedeki yüksekliğe sahip alanlarda ortaya çıkan 1

Nisan KSE kaybının yaklaşık üçte ikisi kar yağışındaki azalmadan, üçte biri ise artan erimeden kaynaklandığı belirtilmiştir. İklim değişikliği senaryolarının üretiminde küresel sirkülasyon modellerinin (GCMs) kestirimleri önemli bir yere sahip olmasına rağmen kar örtüsündeki mekânsal değişebilirliğin kestiriminde başarılı olmadığı vurgulanmıştır. GCMs çıktılarının topografyayı zayıf bir şekilde temsil ettiği ve bu nedenle en geniş dağlık bölgelerde bile yağmur ve kar yağışını minimize ederek gösterdiği açıklanmıştır. Dolayısıyla küresel sirkülasyon modellerinin (GCMs) kar yağışı ve kar ile ilgili diğer ölçümlerin öngörülmesindeki kısıtlamalarından dolayı dinamik ve istatistiksel tekniklerin kullanılması ve geliştirilmesi gerektiği dile getirilmiştir.

Harpold vd (2017), "Defining Snow Drought and Why It Matters" adlı çalışmada, kar kuraklığını tanımlamıştır. Ayrıca sıcak ve kuru kar kuraklığı şeklinde iki ayrı kar kuraklığının mevcut olduğuna değinmiştir. İki kar kuraklığı arasındaki farklılıklar 2015 kış mevsiminde (Kasım 2014 - Mart 2015) ABD'nin batısındaki kuzeybatı Pasifik'te ve Sierra Nevada'da gözlenen ortalamanın altındaki 1 Nisan KSE, akarsu akımındaki farklı desenler, ortalamanın üstündeki sıcaklıklar ve farklı yağış koşulları tarafından kanıtlanmıştır. Düşük 1 Nisan 2015 KSE'nin iki ayrı kar kuraklığı koşullarından kaynaklandığı belirtilmiştir: (1) Kuzeybatı Pasifik'te ortalamanın altındaki kar örtüsü oluşumuna, yağmur miktarını artıran ve kar örtüsünün erimesine yol açan yüksek sıcaklıkların neden olduğu (2) Sierra Nevada'daki ortalamanın altında gözlenen kar örtüsüne ise yüksek sıcaklık değerleri ve kış mevsimindeki yağış eksikliğinin – kuzeybatı Pasifik'teki yağış eksikliğinden daha fazla – sebep olduğu vurgulanmıştır. Birincisi sıcak kar kuraklığını, ikincisi kuru kar kuraklığını temsil etmiştir. Diğer taraftan akarsuların pik akım zamanlarının tepkisi kar kuraklığına göre farklılık göstermiştir. Kuzeybatı Pasifik'te kar yağışının yerini alan yağmurdan dolayı akarsuyun maksimum akış zamanlaması kış mevsiminde meydana gelirken yaz aylarındaki akarsu akışı normalin oldukça altında seyretmiştir. Daha az yağış miktarı ve daha yüksek sıcaklıkların yaşandığı Sierra Nevada'daki akarsu akışları hem pik kış mevsimi yağışlarından hem de olağan ilkbahar akışından yoksun kalmıştır. Ayrıca su kaynaklarının daha iyi yönetimi bağlamında ortak ve farklı bir kar kuraklığı tanımına ihtiyaç duyulduğu belirtilmiştir.

Hatchett vd. (2017a), “Winter Snow Level Rise in the Northern Sierra Nevada from 2008 to 2017” isimli çalışmada 2000-3000 m zirve yükseltilerinin bulunduğu ve 150 km genişlikteki kuzey-güney uzanımlı bir dağ silsilesi olan Kuzey Sierra Nevada dağlarında 2008-2017 aralık-şubat ayları esnasında gözlenen kar seviyesi değişikliklerine odaklanmıştır. Yıllık yağışların yaklaşık %50’sinin kış aylarında gözlendiği dağlık silsilede, kar seviyesindeki değişiklikleri değerlendirmek için Kaliforniya’daki kar seviyesini algılayan radarlar kullanılmıştır. Kuzey Sierra Nevada’da kar miktarının ($p < 0.001$) %3.5 oranında azaldığı sonucuna ulaşılmıştır. Gelecekte, deniz seviyesi sıcaklık anomalilerinde ve karaya çıkan atmosferik nehirlerin frekansında artışların devam edeceği ve bu yüzden kalıcı kar örtüsünün daha yüksek kesimlere gerileyeceği ve bu değişikliklerin su temini üzerinde olumsuz etkiler yaratacağı öngörülmüştür.

Hatchett vd. (2017b), “Snow Droughts in the Northern Sierra Nevada” adlı çalışmada, kar kuraklığını 1 Nisan’da < %60 kar-su eşdeğeri ve su yılındaki yağışın >%100 olması şeklinde tanımlamıştır. Son yıllardaki gözlem kayıtlarında dikkat çeken ortalamanın altındaki kar örtüsü ve ortalamanın üstündeki yağış gözlemleri araştırmacıları kar kuraklığını çalışmaya teşvik etmiştir. Araştırmada, kar kuraklığı yıllarını belirlemek için kullanılan 1 Nisan KSE kriterinin bazı problemlere sebep olduğu açıklanmıştır. Özellikle kış mevsimi başlarında karşılaşılan bazı münferit olayların kar kuraklığı sonuçlarını çarpıtmasının ve kuraklığın gidişatını maskelemesinin muhtemel olduğu belirtilmiştir. Bu nedenle kuraklığın nasıl geliştiğini gözlemlemenin, 1963 ve 2016’daki kuraklıklar örneklenerek, önemi üzerine durulmuştur. Sonuç olarak kar kuraklığı tanımının hâlen sıradan olduğu vurgulanmıştır. Birkaç fırtınanın veya kuru (nemli) bir sürecin kar kuraklığının başlangıcında (sonlanmasında) önemli bir rol oynayabileceği ifade edilmiştir. Ayrıca kar kuraklıklarının hidrometeorolojik süreçlerini araştırmanın, sürecin iç yüzünü anlamak için önemli olduğu sonucuna varılmıştır.

Rivera vd. (2017), “Spatio-Temporal Patterns of the 2010–2015 Extreme Hydrological Drought across the Central Andes, Argentina” adlı çalışmada Arjantin’in Orta And dağları boyunca son dönemde yaşanan hidrolojik kuraklıkları akarsularda gözlenen düşük akımlar ve bölgesel KSE anomalileri aracılığıyla araştırmıştır. Kar yağışlarının azalması, And dağlarının doğu yamaçlarındaki akarsular boyunca

kuraklık sinyallerini artırmıştır. Bu amaç doğrultusunda 1971-2016 dönemine ait 20 havzadan akarsu akım verileri sağlanmıştır. Bu havzalardaki hidrolojik kuraklıkları belirlemek için Standart Akış İndeksi (SSI) kullanılmıştır. Aynı zamanda bölgesel KSE anomalileri ile yıllık ortalama hidrolojik kuraklık yüzdelerinin trendi karşılaştırılmış, iki veri dizisi arasında güçlü negatif yönlü bir korelasyonun olduğu belirlenmiştir. Çalışmada, bazı yıllarda (örn. 2012-2013) tropik - subtropik Pasifik Okyanus'ta gözlenen ve düşük sıcaklıklara yol açan La Niña dolaşım deseninin hidrolojik kuraklıkların yaşanmasında pay sahibi olduğu ifade edilmiştir. Sonuç olarak, Orta And dağlarında görülen ve son yıllarda (2010-2015) şiddeti, etkisi ve süresi artan hidrolojik kuraklığın azalan cephe faaliyetleri ve Pasifik'te soğumaya neden olan, La Niña gibi, okyanus dolaşım paternlerinin görülme sıklığının artış göstermesinden kaynaklandığı vurgulanmıştır. Bu bağlamda, genel kuraklığın ve azalan kar birikiminin bileşimini ifade eden kar kuraklığının Orta And dağlarında yeni bir olgu olmadığı ve iklim değişikliği ve değişebilirliğinin kar kuraklığına, kuru kar kuraklığı (yağış eksikliğinden kaynaklanan kuraklık) ve sıcak kar kuraklığı (sıcaklıkların yağışların kar örtüsü olarak arazide birikmesini engellediği kuraklık) tanımlarını kattığı ifade edilmiştir.

Sproles vd. (2017), "Future snow? A spatial-probabilistic assessment of the extraordinarily low snowpacks of 2014 and 2015 in the Oregon Cascades" başlıklı çalışmada kuzeybatı Pasifik'te 2013-2014 ve 2014-2015 kış mevsimlerinde gözlemlenen anormal seviyedeki kar yağışlarını araştırmıştır. Çalışmanın temel amacı, 2014 ve 2015 yıllarındaki kar örtüsünün ve kar suyu birikiminin (Sanayi Devrimi öncesine göre) 21. yy'ın sonu için öngörülen küresel ortalama sıcaklığın +2°C koşullarındaki kar örtüsü ve kar suyu birikimiyle karşılaştırılması ve gelecekte benzer kar örtülerinin ve kar suyu depolarının ortaya çıkma olasılığının saptanması olarak belirlenmiştir. Bu nedenle küresel ısınmanın etkisi altında gelişen düşük kar örtüsünün meydana gelme olasılığını hesaplamak için kuzeybatı Pasifik'te yer alan Oregon eyaletindeki Willamette nehrinin büyük bir kolu sayılan McKenzie Nehri Havzası için kar suyu deposu (havza çapında ve yükselti basamakları arasında) ve KSE'nin kümülatif yağışa (KSE:P) oranı hesaplanmıştır. Araştırmada, düşük kar yağışlı yılların normal ve normalin çok az altındaki kasım-mart yağışlarına (2014 su yılı: %102, 2015 su yılı: %81) rağmen meydana geldiği gözlenmiştir. Bu nedenle kar kuraklığının düşük

yağış miktarının aksine ortalamanın üzerinde seyreden sıcaklık koşullarından dolayı gerçekleştiği sonucuna ulaşılmıştır. Yazarlar araştırma yıllarında görülen 1 Nisan KSE'deki düşük miktarın ve yıl içindeki maksimum akarsu akışının daha erken gerçekleşmesini ise kuzeybatı Pasifik'te dolaşım desenindeki değişime ve artan sıcaklıklara bağlamıştır. Ayrıca sonuçlar +2°C koşullarına göre 2013-2014 kış mevsimi havza genelindeki kar suyu deposunun ve kar örtüsünün ortalamanın üstünde olacağını; 2014-2015 kış mevsiminin ise ortalamanın çok altında olacağını göstermiştir.

Van Loon (2017), "Snow drought" başlıklı araştırmasında, başta Harpold vd. (2017) tarafından öne sürülen sıcak ve kuru kar kuraklığı arasındaki ayrımın meteorolojik bir odak noktasına sahip olduğunu ifade etmiştir. Bu nedenle yazar, kar kuraklığı türlerinin ortaya çıkış nedenlerine, etkilerine ve dinamiklerine hidrolojik bir bakış açısı kazandırmanın daha fazla kuraklık türleri sağlayacağını belirtmiştir. Araştırmada, kış mevsiminin altı aydan fazla bir süre boyunca görüldüğü bölgelerde sıcaklık anomalilerinin normalin birkaç derece üzerinde olmasının, kar birikiminin başlangıç ve bitişini çok az etkileyeceği; bu nedenle KSE ve akarsu akışında göz ardı edilebilir bir etkiye neden olacağı vurgulanmıştır. Ancak bu iklimlerde gözlenen akarsu akış kuraklıklarının kış mevsimindeki yağış eksikliğinden kaynaklandığı ve esas olarak etkisinin ilkbahar ve yaz aylarında ortaya çıktığı dile getirilmiştir. İlkbahar kar erimesinden kaynaklanan akışların azalması sonucunda ortaya çıkan bu kuraklık türüne "kar erimesi kuraklığı" adı verilmiştir. Bu tür iklimlere sahip bölgelerde daha şiddetli kuraklıkların, yaz mevsimindeki yağış açığından dolayı başlayan ve kış aylarında herhangi bir iyileşme göstermeyen, akarsu ve yeraltı akış miktarları ile rezervuar seviyelerinde düşüşlere yola açan ve kış aylarında yağışların kar olarak gerçekleşmesinden dolayı, meteorolojik kuraklığın aksine, hidrolojik kuraklığın gelişme gösterdiği kuraklıklar olduğu vurgulanmıştır. Daha kısa kış mevsimlerine ve sıfıra yakın sıcaklık derecelerine sahip iklimlerdeki hidrolojik kuraklıklar üzerinde sıcaklığın daha önemli bir rol oynadığı belirtilmiştir. Böyle alanlarda, genellikle kış mevsiminde eriyen karlardan dolayı zaman zaman akışların yükseldiği ifade edilmiştir. Ancak kış sıcaklıklarının ortalamanın çok altında gerçekleşmesi durumunda artan kar birikimine karşılık azalan akarsu akışı ve yeraltı suyu seviyesi sonucu gerçekleşen hidrolojik kuraklık biçimi "soğuk kar mevsimi kuraklığı" olarak

tanımlanmıştır. Yazar, bu kuraklık türünün sadece kış aylarında su kaynakları üzerinde geçici bir etkiye sahip olabileceğini ve normalin üstünde gerçekleşmesi muhtemel olan ilkbahar kar erimesiyle birlikte ortadan kalkacağını vurgulamıştır. Çalışmada bir başka kuraklık türü olarak yüksek mevsim sıcaklıkları ve normalin altındaki mevsim yağışlarının bir arada gerçekleşmesi sonucunda ortaya çıkan ve hem kışın hem de ilkbahar ve yaz aylarında etkisi hissedilen "sıcak kar mevsimi kuraklığı" üzerinde durulmuştur. Bununla birlikte yazar, kar kuraklığındaki itici güçlerin mekânsal ve zamansal olarak önemli ölçüde değiştiğinin altını çizmiştir. Özellikle havzalarda irtifaya bağlı olarak değişen iklimlerde farklı kuraklık türlerinin oluşabileceğini vurgulamıştır. Sonuç olarak, hidrolojik kuraklığa neden olan kar ile ilgili süreçleri anlamak ve ölçmek için doğru araçları kullanmanın önemine (örneğin, kar yağışını içeren bir kuraklık indisi) dikkat çekilmiştir. Buna ek olarak hem kısa hem uzun vadede hidrolojik kuraklıkların etkilerini önlemek veya azaltmak için süreçlerin mekânda ve zamanda haritlandırılabilmesi ve/ya da izlenebilmesinin su kaynakları ve buna bağlı ekosistemlerin insan faaliyetlerinin sürdürülebilirliği üzerine hayati rol oynadığı sonucu elde edilmiştir.

Hatchett ve McEvoy (2018), "Exploring the origins of snow drought in the Northern Sierra Nevada, California" başlıklı çalışmalarında aylık, günlük ve saatlik zaman ölçeklerinde çeşitli gözlem verilerini kullanarak Kuzey Sierra Nevada'da 1951-2017 su yılları arasında tanımlanan sekiz kar kuraklığı yılının hidrometeorolojik nedenlerini araştırmışlardır. Araştırma kapsamında, sıcak ve kuru kar kuraklıklarını tespit etmek için temel olarak 18 kar sahasından aylık kar verisi ve yağış tahminleri kullanılmıştır. Ayrıca yüksekliğin bir fonksiyonu olarak kar kuraklığının evrimini incelemek için birbirine en yakın üç ayrı irtifadaki kar sahalarının aylık KSE, sıcaklık ve yağış verileri sağlanmıştır. Öte yandan spesifik olarak ekim 2016 ile şubat 2017 arasındaki akarsu akışı ve yüksekliğin kar kuraklığına olan tepkisini analiz etmek için üç farklı irtifada bulunan istasyonların sıcaklık, yağış ve KSE verileri, kar seviyeleri, günlük akarsu akış miktarları, günlük sıcaklık ve kümülatif yağış değerleri kullanılmıştır. Yazarlar aynı zamanda kar kuraklıklarının başlangıç zamanlarını temel alarak ekim-kasım aylarının erken; aralık-şubat aylarının orta; geç başlangıçlı olanları ise mart-nisan ayları olarak belirlemiştir. 1 Nisan KSE, sıcaklık anomalileri ve ortalama yağış miktarı kullanılarak gözlemlenen sekiz kar kuraklığı yıllarından (1951,

1963, 1970, 1977, 1997, 2015, 2016, 2017) iki yılda kuru kar kuraklığı (1977, 2015), diğer yıllarda sıcak kar kuraklığı tespit edilmiştir. Yazarlar kar kuraklığının yaşandığı yılların genellikle düşük kar kesiti ve kış ortasındaki maksimum akarsu akış olayları ile paralellikler gösterdiğini gözlemlemiştir. Aynı zamanda kar kuraklığını sadece bir tarihe (1 Nisan'daki KSE) dayanarak tanımlamanın, kar kuraklığının başlangıcına yol açan mekanizmaları hesaba katmayarak yanıltıcı değerlendirmelere sebep olabileceği belirtilmiştir. Sonuç olarak, yazarlar yağış miktarının KSE'ye karşı zamansal diverjansının kar kuraklığı koşullarının başlangıcını tahmin etmek için, özellikle sıcaklık anomalileri ve münferit fırtınalarla birlikte incelendiğinde, bir ölçü olarak kullanılabileceğini dile getirmiştir.

Kapnicka vd. (2018), "Potential for western US seasonal snowpack prediction" adlı çalışmada Jeofiziksel Akışkanlar Dinamiği Laboratuvarı'nda (GFDL) geliştirilen üç atmosfer-okyanus genel sirkülasyon modelinden (GCMs) batı ABD için mevsimsel 8 aylık kar örtüsü değerlerini tahmin etmeye odaklanmıştır. Bu model 1 Temmuz'dan başlayarak sonraki yılda iklim sisteminin evrimini öngörerek, mart ayı (1981-2016) kar örtüsü değerlerini belirlemeyi sağlamıştır. Birikimin maksimum olduğu mart ayı kar örtüsü değerleri geçmişe ait trend analizi için seçilmiştir. 1981-2016 güneybatı ABD'deki kar örtüsünde istatistiksel olarak negatif anlamlı kar örtüsü trendleri, kış mevsimi başlarında meydana gelen kar erimesine ve kar yerine yağmur olarak düşen yağışa bağlanmıştır. Isınmadaki bölgesel trend, kar mevsimi süresinin azalmasıyla ve donma noktası üzerindeki sıcaklıklarla ilişkilendirilmiştir. Kullanılan küresel iklim modelinin geçmişe yönelik öngörülerinden yola çıkarak gelecekteki mevsimsel hidroklimatik tahminleri mümkün kılacağı ve ilerisi için tahmini sistemlerin gelişimine ışık tutacağı vurgulanmıştır.

Borunda (2019), " 'Snow droughts' are coming for the American West" başlıklı çalışmasında son yıllarda – özellikle 2012'den itibaren – batı ABD'nin yüksek dağlık alanlarında dikkat çeken seviyede gerçekleşen kar kuraklıklarının şiddeti, etkisi ve gelecek ile ilgili öngörüleri hakkında bilgi vermiştir. Yazar, uzun dönem ortalamanın %25'inden daha az kar örtüsü miktarının olduğu yılları "kötü kar yılı" olarak adlandırmıştır. 2012 ile 2015 yılları arasındaki kar yağışının "kötü kar yılları" olarak adlandırılacak derecede normalin altında gerçekleştiği ve özellikle Sierra Nevada dağlarında 2015 yılındaki kar yağışının son 500 yıl boyunca en kötü kar

kuraklığı seviyesi olarak kayıtlara geçtiği belirtilmiştir. Bununla birlikte araştırmada, günümüzde batı ABD'nin art arda iki çok kötü kar yılı geçirme olasılığının %7 olduğu; ancak iklim değişikliğinin hızla ilerlemesi durumunda birkaç on yıl içerisinde bu olasılığın %40 dolaylarına çıkacağı vurgulanmıştır.

Dierauer vd. (2019), "Snow Drought Risk and Susceptibility in the Western United States and Southwestern Canada" adlı araştırmasında Harpold vd. (2017) tarafından yapılan çalışmada sınıflandırılmış kuru kar kuraklığı ve sıcak kar kuraklığına üçüncü bir kar kuraklık türü olarak "sıcak-kuru kar kuraklığı" terimini eklemiştir. Çalışmanın genel amaçları; 1) iklim koşullarına dayalı kar kuraklıklarının sınıflandırılması için bir metodoloji geliştirmek, 2) kar kuraklığının şiddeti, sıklığı ve riskini ölçmek ve 3) kar kuraklığı duyarlılığı için bir yöntem belirlemektir. Araştırmada kuzeybatı ABD ve güneybatı Kanada'da 1951-2013 yılları arasında yaşanan sıcak, kuru ve sıcak-kuru kar kuraklığı yılları belirlenmiştir. Farklı bölgesel ölçeklerde kar kuraklıkları sıklığı, şiddeti ve risk boyutu değerlendirmesi yapılmıştır. Ayrıca çoklu doğrusal regresyon modeli aracılığıyla KSE'nin yağışa ve sıcaklığa duyarlılığı, kar kuraklığı riski ve ortalama kış sıcaklığı arasındaki ilişkilerin yönü ve büyüklüğü araştırılmıştır. Sonuçlar, kar kuraklığı rejiminde mekânsal farklılıkları vurgulamaktadır. İncelenen yıllardaki kar kuraklıklarının şiddet, sıklık ve risk analizi; en şiddetli kar kuraklıklarının sıcak-kuru kar kuraklığı olduğunu ortaya koymuştur. En az şiddetli kar kuraklığı olarak sıcak kar kuraklığı belirlenmiştir. Bununla birlikte ortalama kış sıcaklıklarının -3.1°C (eşik sıcaklık) üzerinde olan bölgelerde sıcak kar kuraklığı riskinin büyük ölçüde artış gösterdiği sonucuna ulaşılmıştır. Öte yandan sıcaklığa bağlı kar kuraklığı riskinin daha hızlı artış gösterdiği belirtilmiştir. Buna ek olarak küresel ölçekte artış gösteren ısınmaların doğal kar depolarını olumsuz yönde etkileyeceği ve özellikle sıcak kar kuraklığı ile sıcak-kuru kar kuraklığı riskinde artışlara yol açacağı ifade edilmiştir.

Marshall vd. (2019), "Projected Changes in Interannual Variability of Peak Snowpack Amount and Timing in the Western United States" başlıklı çalışmada batı ABD'de kar örtüsü miktarının mekânsal ve zamansal değişkenliğindeki değişiklikleri araştırmıştır. Bu amaç doğrultusunda batı ABD'deki yıllık maksimum KSE verileri (SWE_{max}) ve maksimum KSE'nin gerçekleştiği tarihler (DMS) kullanılmıştır. Ayrıca kar kuraklığı yıllarının değişkenliğini öngörmek amacıyla 25. yüzdeliğin altında

gözlenen ardışık SWE_{max} ve DMS verilerinin frekansları incelenmiştir. Buna ek olarak, DMS'nin mekânsal olarak belirli aylardaki frekansının bir değerlendirmesi yapılmıştır. Kar kuraklığı yıllarının frekansını hesaplamak için ardışık SWE_{max} miktarının tarihsel 25. yüzdeliğin altında kaldığı yıllar kullanılmıştır. Tarihsel DMS'ye göre erken gerçekleşen ardışık kar kuraklığı frekansını hesaplamak için ise DMS'nin tarihsel 25. yüzdelikten önce gerçekleştiği ardışık yıllar kullanılmıştır. Araştırmada, 5. İklim Modeli Karşılaştırma Projesi'nden (CIIMP5) seçilen on küresel iklim modeli (GCM) aracılığıyla 21. yy ortaları için (2059-2070) batı ABD ve benzer iklime sahip bölgelerdeki kar kuraklığı frekansının artacağı ve SWE_{max} miktarının yıllar arası değişkenliğinin azalacağı sonucuna ulaşılmıştır. Bununla birlikte, batı ABD için DMS'nin daha değişken olacağı öngörülmüştür.

İKİNCİ BÖLÜM

KÜRESEL İKLİM SİSTEMİ VE KURAKLIK

2.1. KÜRESEL İKLİM SİSTEMİ VE DOĞAL SERA ETKİSİ

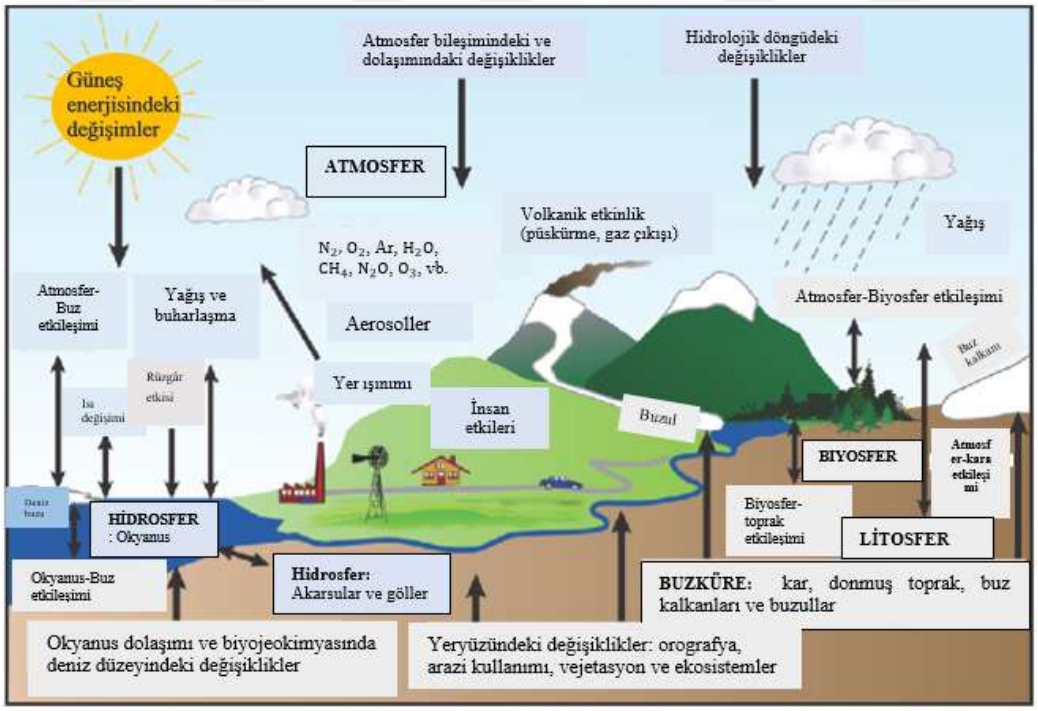
Küresel iklim, 'içsel' interaktif ana bileşen (atmosfer, hidrosfer, krayosfer, litosfer ve biyosfer) ve alt sistemlerinin yanı sıra başta Güneş olmak üzere 'dış' olarak nitelendirilen çeşitli bileşenler tarafından etkilenen oldukça karmaşık bir sistemdir ve genellikle 'iklim sistemi' ya da 'fiziksel iklim sistemi' (bkz. şekil 2) olarak bilinir (Baede vd., 2001; Türkeş, 2011; 2013b; 2016). Yerküre'nin herhangi bir yerinde gözlenen ya da yaşanan iklim, fiziksel iklim sisteminin ana bileşenleri ya da alt bileşenleri arasındaki karmaşık etkileşimin bir sonucudur (Türkeş, 2011; 2016, s. 51). Gerçekten, "küresel iklim sistemi; Güneş enerjisi, atmosfer, okyanuslar, denizler ve diğer su kaynakları, kar örtüsü, buzullar, kara parçaları ve canlılar arasındaki etkileşime bağlı olarak şekillenir ve sistem, bileşenlerin herhangi birinde gerçekleşen değişimlerden etkilenir" (Yetmen, 2013a, s. 19-20; 2015, s. 18; Türkeş, 2011). Fiziksel iklim sisteminde 'dış' olarak nitelendirilen ve Yerküre iklimini etkileyen başlıca değişkenler Güneş enerjisi, yeryüzü ve Güneş arasındaki astronomik ilişkiler (Milankovitch döngüleri), volkanik püskürmeler, kara, okyanus ve denizlerin yeryüzündeki konumu, doğal ve insan kaynaklı sera gazı birikimleri ve aerosollerde gözlenen değişikliklerdir (Baede vd., 2001; Erlat, 2010; Le Treut vd., 2007; Türkeş, 2011; 2016). Başka bir deyişle, dış zorlama ve etmenlerin sebep olduğu değişiklikler, iklim sisteminin dışındaki doğal olaylar ile insan kaynaklı zorlama ve etmenlerin kontrolünde ve etkisiyle gerçekleşir (Türkeş, 2011).

Yerküre iklimini etkileyen en önemli dinamiğin başında iklim geri besleme mekanizması gelmektedir. İklim geri beslemesi (*İng. climate feedback*), fiziksel iklim sistemindeki süreçler esnasında gerçekleşen karşılıklı etkileşimlerin sonucunda ilk süreci etkileyecek olan ikinci bir süreçteki değişikliklerin gerçekleşmesi olarak tanımlanabilir (Stocker vd., 2001; Bates, 2007; Le Treut vd., 2007; Türkeş, 2011; IPCC, 2014; Türkeş, 2016, s. 53). "Geri besleme mekanizmaları pozitif ve negatif geri besleme olarak ikiye ayrılır. Pozitif geri besleme, başlangıçtaki süreci güçlendirirken

negatif geri besleme, ilk sürecin zayıflamasına neden olur" (Türkeş, 2016, s. 53). Başlangıçtaki sürece etkiyen her iki geri besleme düzeneği dış zorlamalar tarafından kaynaklanabilir ya da içsel değişkenliğin bir parçası olabilir (IPCC, 2014). İklim sistemindeki başlıca geri beslemeler (i) karbondioksit (CO_2) başta olmak üzere sera gazlarının geri beslemesi, (ii) su buharı geri beslemesi, (iii) buz-albedo geri beslemesi ve (iv) bulut-albedo geri beslemesi tarafından gerçekleşmektedir. Bu etmenler, belirli koşullar altında iklim sisteminde pozitif (ısınma) veya negatif (soğuma) geri beslemelere neden olur.

Atmosfer, iklim sisteminin en kararsız ve hızlı değişen bileşeni olmasının (Baede vd, 2001) yanı sıra iklimi en çok niteleyen ve denetleyen alt sistemdir (Türkeş, 2011). Bu nedenle iklim sistemini oluşturan bileşenlerde gerçekleşen etkileşimler ya da değişimler atmosferi doğrudan etkilemesiyle birlikte küresel ve önemli yerel etkileri bulunan uzun süreli ve yavaş gerçekleşen iklim değişikliğine yol açar (Yetmen, 2015).

Şekil 2: Küresel iklim sistemi ana bileşenleri, süreçleri ve karşılıklı etkileşimleri[1]



[1] Le Treut vd. (2007) ve Türkeş (2016)'e göre yeniden düzenlenmiştir.

Yeryüzündeki canlı yaşamın devamlılığını sağlayan ve bütün hava olaylarının oluşumundan sorumlu olan atmosfer, birçok gazın bileşiminden oluşmaktadır. Atmosferde miktarı değişmeyen ana gazlar, azot (%78.08), oksijen (%20.95) ve argon (%0.93), temiz ve kuru hava hacminin %99'undan fazlasını oluşturur. Bu gazlar, yaşam için çok önemli olmasına karşılık hava olaylarını etkilemedeki rolleri bakımından önemsizdir. Gerçekten, gelen kısa dalga boyundaki Güneş ışınımı ile sınırlı bir etkileşime sahip olan bu gazlar, Yerküre aracılığıyla yayılan uzun dalga boylu (kızılötesi) ışınımla etkileşime girmezler (Baede vd. 2001). Ancak atmosferdeki birikimleri zamansal ve mekânsal olarak değişken olan ve atmosfer bileşiminde toplam hacimleri %0.1'in altında bulunan karbondioksit (CO_2), diazotmonoksit (N_2O), metan (CH_4), ozon (O_3), su buharı (H_2O) ve havadaki asılı parçacıklar gibi önemli sera gazları ve aerosoller, Yerküre'deki canlı yaşamına, hava ve iklim koşullarına etkileri bakımından oldukça önemli gazlardır.

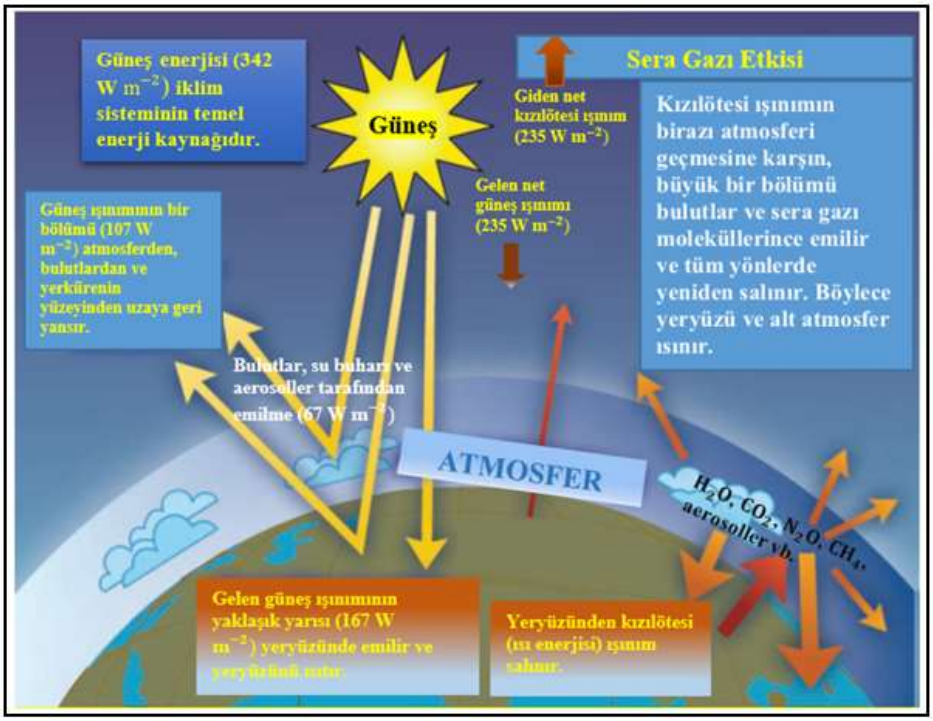
Küresel iklim sistemi açısından 'sera etkisi' doğal etmenlerin başında gelir (Türkeş, 2001; 2003a; 2011). **Doğal sera etkisi**, Güneş'ten gelen kısa dalga boylu ışınıma karşı geçirgen (saydam), yeryüzünden yansıyan uzun dalga boylu (kızılötesi) ışınımlara karşı ise daha az geçirgen (opak) olması nedeniyle Dünya'nın beklenenden daha fazla ısınmasına neden olan ve ısı dengesini düzenleyen doğal bir süreçtir (Türkeş, 2001; 2003a; 2011; Kweku vd., 2017). Bu bağlamda, sera etkisi atmosferden uzaya yansıyan gezegen ısısının bir kısmını absorbe ettiği için Yerküre'nin sıcaklığını yaşanabilir seviyede tutmaktadır (Kweku vd., 2017). Örneğin, Dünya atmosferiyle karşılaştırıldığında, Mars gezegeninin atmosferi çok ince ve gezegenin ortalama sıcaklığı -53°C, Venüs'ün atmosferi ise oldukça kalın ve ortalama sıcaklığı 450°C iken Dünya'nın ortalama sıcaklığı yaklaşık 15°C'dir (Kweku vd., 2017).

Yeryüzünün küresel yıllık ortalama yüzey-atmosfer enerji bütçesini anlama çabaları uzun bir geçmişe sahiptir. İlk enerji bütçesi Dines (1917) tarafından hesaplanmıştır (Kielh ve Trenberth, 1997). Küresel yıllık ortalama enerji bütçesi tahminindeki ilerlemeler uydu gözlemleri aracılığıyla hız kazanmıştır. Özellikle Dünya'nın enerji bütçesinin anlaşılması bakımından gezegensel albedodaki ve giden uzun dalga boylu Güneş ışınımındaki belirsizliklerin giderilmesi önemli bir rol oynamıştır (Kielh ve Trenberth, 1997). Yerküre'nin temel enerji kaynağı Güneş'in ışıma gücüdür. Bulutsuz ve açık bir havada kısa dalga boylu radyant enerjinin önemli

bir bölümü atmosferi geçerek yeryüzüne ulaşır ve soğurulur (Şekil 3). Atmosferin dış yüzeyindeki bir noktaya Güneş'ten gelen ortalama enerji tutarının (342 W/m^2) %31'i (107 W/m^2) atmosferdeki aerosollerden, bulutlardan, kar, buzul ve su gibi yüzeylerden uzaya geri yansır (Baede vd., 2001; Türkeş, 2011; 2016). Bu nedenle Yerküre'nin toplam albedosu (gelen Güneş ışınımını yansıtma oranı, %) %31 olarak bilinir. Isı enerjisinin geriye kalan %69'un (235 W/m^2) yaklaşık olarak 3/2'si yeryüzü, geri kalanı atmosfer tarafından soğurulur. Başka bir deyişle Güneş enerjisinin sisteme dâhil olan %69'luk kısmı iklim sistemini oluşturan ana bileşenler aracılığıyla (havaküre, suküre, canlıküre ve taşküre) emilir ve bileşenlerin ısınmasını sağlar (Kielh ve Trenberth, 1997; Baede vd., 2001; Türkeş, 2011; 2016).

Yerküre-atmosfer sistemine giren bu enerji miktarı, atmosfer ve okyanus dolaşımları sayesinde dağıtılır ve atmosfere uzun dalga boylu kızılötesi ışınım olarak geri yansıtılır (Baede vd., 2001; Türkeş, 2016). Ancak yansıtılan ısı enerjisinin önemli bir bölümü atmosferdeki sera gazları, bulutlar ve aerosoller tarafından emilir ve yeryüzüne geri yansıtılır (Şekil 3). Bu nedenle doğal sera etkisi aracılığıyla yeryüzünde ısı dengesi sağlanır ve bu sürecin olmadığı ortam şartlarına göre daha fazla ısınma gerçekleşir. Atmosferdeki gazların gelen Güneş radyasyonuna karşı saydam, ancak geri yansıtılan uzun boylu yer radyasyonuna karşı opak olduğundan dolayı Yerküre'nin beklenenden daha çok ısınmasına yol açan ve ısı dengesini düzenleyen bu doğal süreç 'doğal sera etkisi' (Şekil 3) olarak adlandırılmaktadır (Türkeş, 2001; 2003a; Kweku vd., 2017). Nitekim Yerküre, sera etkisinin olmadığı koşullara göre yaklaşık olarak 33°C daha sıcaktır. Başka bir deyişle, yeryüzünün -18°C olması gereken salım sıcaklığı, doğal sera etkisinden dolayı yaklaşık olarak 15°C kadardır (Türkeş, 2011; Türkeş, 2016; Kweku; 2017). Ayrıca Güneş ışınımı ile Yerküre ışınımı arasındaki bu ısı dengesini etkileyen bir faktör, klimatik koşullarda değişikliğe yol açabilir. Bu bağlamda, 'ışınımsal zorlama' Yerküre ile atmosfer arasındaki ısı dengesinde gerçekleşen bir değişiklik olarak bilinir (Türkeş, 2001; 2011; 2016).

Şekil 3: Sera gazı etkisinin şematik gösterimi[2]



İklim sisteminin bir bileşeni sayılan Dünya'nın hidrosferi (suküre), yerüstü (okyanuslar, denizler, buzullar, göller ve akarsular), yeraltı (kuyu ve akiferler) ve havadaki (bulut ve sis) suyu içerir ve sıvı, su buharı ya da buz şeklinde görülür. Hidrosferin donmuş kısmını içeren buzullar (kara ve deniz buz ve buzulları) aynı zamanda buz küre (*İng. cryosphere*) olarak bilinmektedir (Türkeş, 2016). Hidrosfer, atmosfer gibi, daima hareket halindedir. Okyanuslar, hidrosferin yaklaşık olarak %97'sini oluşturur. Hidrosfer içerisinde küçük bir miktara sahip olan tatlı sular ise canlı yaşamı için büyük önem arz etmektedir.

Okyanuslar, iklim sistemi dâhilinde, iki önemli amaca hizmet etmektedir. Birincisi, atmosferdeki sera gazı etkisine katkı sağlayan kimyasallar için büyük bir depolama görevi görür. Bu bağlamda okyanusların depolama işlevi, küresel iklim değişikliğinin hızlı bir şekilde ilerlemesini sınırlayan veya iklim değişikliğinin oldukça yavaş bir şekilde gerçekleşmesini sağlayan (termal atalet) bir faktördür. Bir diğeri, yeryüzüne ulaşan radyant enerjinin yaklaşık %90'ının okyanuslar tarafından absorbe edilmesidir. Böylece Güneş'ten sağlanan radyant enerji aracılığıyla en çok ısınan

[2] Solomon vd. (2007); Türkeş (2010; 2011; 2016) ve Latake vd. (2015)'ne göre yeniden düzenlenmiştir.

tropiklerdeki okyanuslar, yeryüzüne ısıyı yeniden dağıtmak için atmosfer ile birlikte çalışarak, genellikle ısı kaybının yaşandığı kutup bölgelerine, önemli ölçüde ısı enerjisi taşır. 'Okyanus akıntıları' olarak bilinen bu formdaki akıntılar, tropiklerdeki sıcak suları kutuplara doğru yönlendiren ve kutuplardan tropiklere soğuk suları taşıyan, okyanus yüzeyinde ve okyanus derinliklerinde (yaklaşık 4 km'ye kadar) gerçekleşen akıntılardır. Akıntıların karakteristik özellikleri okyanus sıcaklığı ve tuzluluğu tarafından denetlenir. Soğuk ve tuzlu sular daha yoğun olduğu için okyanus suyunun nispeten derinliklerinde hareket ederken sıcak ve tatlı sular daha az yoğun olduğundan dolayı yüzeyde hareket etme eğilimindedir. Öte yandan okyanus akıntılarını etkileyen bir diğer faktör rüzgârlardır. Rüzgârda bulunan enerji, okyanus yüzeyindeki suya aktarılır ve suyun hareketini etkiler. Temel olarak okyanusların termal ataleti nedeniyle büyük ve güçlü sıcaklık değişiklikleri sönümlenmekte ve okyanuslar Yerküre ikliminin düzenleyicisi ve özellikle uzun zaman ölçekli doğal iklim değişkenliğinin bir kaynağı olarak işlev görmektedir (Baede vd., 2001).

Antarktika ve Grönland'daki buz tabakalarını, kıta buzullarını, kar yağışını, deniz buzunu ve permafrost sahalarını içeren buz kürenin (kriyosfer) iklim sistemi için önemi ise Güneş'ten sağlanan radyasyonun buz küre aracılığıyla yüksek oranda atmosfere geri yansıtılmasından (albedo), düşük ısı iletkenliğinden, kriyosferin büyük termal ataletinden ve özellikle de derin deniz suyu sirkülasyonunu yönlendirmedeki kritik rolünden kaynaklanır (Baede vd., 2001). Öte yandan, buz tabakaları çok miktarda su depoladığı için hacimlerindeki değişiklikler, potansiyel bir deniz seviyesi değişiminin kaynağı niteliğinde olabilmektedir.

Dünya'daki canlı hayat biçimleri bakımından eşsiz bir habitat sunan litosfer (taş küre), kıtasal ve okyanusal kabuğu ve üst mantoyu içerir. Litosfer, birtakım iç ve dış etmen ve süreçler sonucunda çeşitli yerşekillerinin oluştuğu, canlı yaşamı için yaşanabilir habitatlar ve biyotopların yer aldığı (Türkeş, 2016), küresel iklim sisteminin vazgeçilmez bileşenlerinden biridir. Ayrıca arazi yüzeyindeki toprak ve bitki örtüsü, Güneş'ten sağlanan enerjinin atmosfere geri yansıtılmasını denetleyen etmenler arasında yer alır. Gelen radyant enerjinin bir kısmı arazi yüzeyini ve yüzeyin üstündeki atmosferi de ısıtarak uzun dalga boylu (kızılötesi) ışınım şeklinde atmosfere geri salınırken, bir kısmı toprakta ve bitki yapraklarında bulunan suyu buharlaştırarak atmosfere gizli ısı şeklinde geri döner (Baede vd., 2001). Bu bağlamda,

evapotranspirasyon için enerji gerekli olduğundan dolayı toprak neminin yüzey sıcaklığı üzerinde önemli bir rol oynadığı söylenebilir.

Bütün canlıların yaşam alanı olan biyosfer katmanının küresel iklim sistemi üzerinde önemli bir etkisi vardır. Biyota, sera gazlarının alımını ve salımını etkiler ve hem deniz hem de karasal bitkiler (özellikle ormanlar), fotosentez süreçleriyle karbondioksitteki (CO_2) karbonun önemli bir kısmını depolar (Baede vd., 2001). Bu nedenle biyosfer, metan (CH_4) ve diazotmonoksit (N_2O) gibi gazların yanı sıra karbon döngüsü ve iklim üzerinde önemli bir rol oynar. Gerçekten, karbon depolanması ve eser gazların miktarındaki değişim iklimi denetlediğinden dolayı iklim değişikliği ve eser gazların atmosferik konsantrasyonu (birikimi) arasında geri beslemeler meydana gelebilir (Baede vd., 2001). Ayrıca geçmişteki iklimler hakkında bilinenlerin çoğu biyotik göstergelerden kaynağını alır. Çünkü geçmişteki iklimin ve iklimsel süreçlerin biyosfer üzerindeki etkisi fosiller, ağaç halkaları, polenler, mercan resifleri gibi kayıtlar aracılığıyla bilinir.

Küresel iklim sistemini oluşturan bileşenler arasında geniş bir alan ve zaman ölçeğinde birçok fiziksel, kimyasal ve biyolojik etkileşim süreçleri söz konusudur. Bu nedenle iklim sistemi oldukça karmaşıktır. Fiziksel iklim sisteminin bileşenleri arasında yapı ve davranış, fiziksel ve kimyasal özellikler ve kompozisyonlar bakımından farklılıklar olsa da bileşenlerin bütünü birbiriyle ilişkilidir (Baede vd., 2001). Örneğin atmosfer ve okyanuslar birbirleriyle kuvvetli bir ilişkiye sahip olup sistemin diğer alt bileşenleriyle, özellikle su buharı ve buharlaşma aracılığıyla, ısı alışverişini gerçekleştirir. Bu ısı alışverişi, hidrolojik döngünün bir parçası sayılır ve yoğuşmaya, bulut oluşumuna, yağışa ve nihayetinde akışa yol açar. Öte yandan biyosfer, atmosferin enerji dengesini etkileyen ve yeryüzünden atmosfere geri yansıyan radyant enerji miktarını (albedo) ve evapotranspirasyon aracılığıyla atmosferdeki su buharı miktarını etkiler. Buna benzer küresel iklim sisteminin alt bileşenleri arasında gözlemlenen birçok farklı etkileşim, pozitif veya negatif geri beslemelere yol açarak küresel iklimi etkileme potansiyeline sahiptir.

2.2. KÜRESEL İKLİM DEĞİŞİKLİĞİNİN NEDENLERİ, ETKİLERİ VE OLASI SENARYOLAR

2.2.1. Küresel İklim Değişikliğinin Geçmişi

Yerküre iklimi için temel itici güç, Güneş'ten sağlanan ısı enerjisidir. Uzun vadede, Güneş çekirdeğindeki termo-nükleer süreçlerin ışınım gücünde artışa yol açtığı (Altın, 2007; Gönençgil, 2008), Güneş'in yarıçapındaki küçük değişkenlikler ve en önemlisi Güneş lekelerinin ise kısa süreli ışıma gücündeki değişime sebep olduğu (Altın, 2007) tahmin edilmektedir. Birçok çalışma tarafından (Altın, 2007; Gönençgil, 2008; Steinhilber vd., 2009), orta bölümleri nispeten koyu, dış kesimleri parlak olan ve manyetik alan çizgilerinin kopması sonucunda oluştuğu düşünülen Güneş lekelerinin sayısı ile ışıma gücü arasında pozitif yönlü bir ilişkinin olduğu kanıtlanmıştır. Öte yandan, ışınımın gücü ortalama her bir milyar yılda yaklaşık %10 artış göstermektedir (Altın, 2007). Buna bağlı olarak, Yerküre'nin 4,6 milyar yıllık geçmişinde Güneş'ten sağlanan radyant enerji miktarının günümüze göre minimum %30 oranında daha az olduğu (Goosse vd., 2010; Türkeş, 2013b) anlaşılabilir. Bu bağlamda, Türkeş (2010; 2011; 2013b); albedo, Yerküre ve Güneş arasındaki mesafe ve atmosferi oluşturan bileşenlerin o zaman da günümüz şartlarıyla aynı olduğu varsayımı altında, basit modellemeler aracılığıyla yapılacak hesaplama sonucunda ortalama yüzey sıcaklığının günümüzdeki sıcaklığa göre 30°C daha soğuk olması sonucuna ulaşılabileceğini belirtmiştir. Ayrıca Yerküre tarihinin ilk 700-800 milyon yıllık bölümünde, meteorit yağmurlarının da küresel sıcaklığı bir miktar artırmış olduğu göz önüne alınsa bile görece az olan radyant enerji miktarından dolayı Dünya'nın uzun iklim tarihi boyunca soğuk ve donmuş halde olması gerekirdi. Ancak bu varsayım 4 milyar yıl önce bir okyanusun bulunduğuna ait jeolojik kanıtla bir paradoks oluşturmaktadır. Bu aykırılık durumu, "solgun erken Güneş paradoksu (*İng. faint early Sun paradox*)" olarak bilinen (Goosse vd., 2010; Rosing vd., 2010; Türkeş, 2013b), karbondioksit (CO_2) ve metan (CH_4) aracılığıyla Dünya'nın erken zamanlarında gerçekleşen çok daha kuvvetli bir sera etkisinin varlığı olasılığına dayandırılır (Türkeş, 2013b). Ayrıca metan (CH_4), oksijen yoksunluğundan dolayı

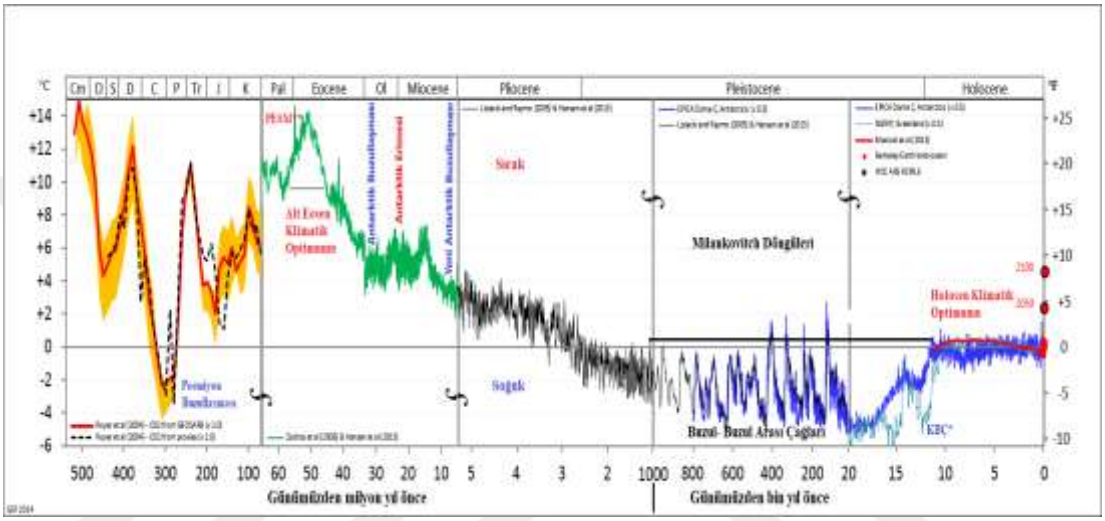
günümüzdeki koşullara benzer bir şekilde oksitlenmediği (reaksiyon aracılığıyla ortamdan çekilme) için atmosferdeki birikimi günümüzdekinden daha fazla olduğu tahmin edilmektedir. Başka bir deyişle, atmosferik karbondioksit (CO_2) ve metan (CH_4)'ın sera etkisi, düşük Güneş ışınımını telafi ettiği ve hidrosferde suyun kalıcı olduğu bir Arkeen (Archaean) ikliminin yaşanmasına yol açmıştır (Rosing vd. 2010).

Öte yandan Rosing vd., sera gazlarının yüksek konsantrasyonları ve ortamda bulunan metanojenlerin (aneorobik ortamlarda CO_2 indirgemek amacıyla CH_4 salan bakteriler) metabolik koşullarının Arkeen dönemine ait sediment mineralojisi ile tutarsız olduğunu belirtmiştir. Bu ve çok yüksek sera gazı konsantrasyonları ile ilgili jeolojik kanıtların yeterince bulunmamasına istinaden ve kıtasal sahaların daha az yer kaplaması ve bulut yoğunlaşma çekirdeklerinin olmamasından dolayı Yerküre'deki albedo oranının daha düşük gerçekleştiği ve Arkeen'deki yüzey sıcaklığına önemli katkı sağladığı öngörülmüştür. Diğer bir ifadeyle, Rosing vd., yüksek CO_2 ve CH_4 birikiminin aksine, Yerküre'nin ilk dönemlerindeki albedo oranının çevresel koşulları suyun donma noktası üzerinde oluşmasına neden olduğu ve solgun erken Güneş paradoksunun gerçekleşmesinde önemli katkı sağladığı sonucuna ulaşmıştır.

Yerküre iklimi, 4,6 milyar yıllık uzun jeolojik geçmişi boyunca bütün zaman ölçeklerinde çeşitli zorlamalar aracılığıyla değişiklik göstermiştir. Küresel iklimin geçmişi, milyonlarca yıl soğuk kutup bölgelerinde ortalama sıcaklığın 10°C'ye kadar çıktığı buzularası dönemler ile kıtasal buzulların (inlandsis) orta enlem karalarının çoğunu kaplayan uzun buzul dönemlerine ayrılmaktadır (Goosse vd., 2010; Türkeş, 2013b; 2019). Radyokarbon yöntemi, foraminifera, pelajik/plantonik ve bentik yaşayışlı küçük deniz organizmalarının kavkılarından (kalsiyum karbonat ($CaCO_3$) bileşimli kabuklar) elde edilen oksijen izotop ($\delta^{18}O$) ölçümleri, mercanların jeokimyasal analizi ve Yerküre'nin manyetik terselmesinin ölçülmesi gibi teknikler; geçmiş dönemlerdeki iklim koşullarını yansıtan ve dolaylı/vekil veriler (*İng. proxy data*) olarak bilinen ağaç halkaları, derin deniz ve göl sedimentleri, mağara damlataşları, buz havuçları/karotları, mercan resifleri gibi başlıca doğal ve dolaylı kayıtlara uygulanarak geçmiş iklim koşulları hakkında çeşitli bilgiler sağlar. Bu yöntemler aracılığıyla geçmiş jeolojik dönemler arasındaki iklim şartlarının (özellikle sıcaklık ve yağış koşullarının) yanı sıra geçmiş ve günümüz iklim koşulları ve gelecek dönemlerin muhtemel iklimsel durumu ile ilgili karşılaştırmalar yapılabilir. Ancak

Dünya'nın özellikle ilk bir milyar yıllık tarihinin iklimsel koşullarıyla ilgili bilgiler oldukça kısıtlıdır ve bu dönemle ilgili bilgileri elde etmek için kullanılan yöntemler geliştikçe rekonstrüksiyonlar değiştirilmektedir (Goosse vd., 2010; Türkeş, 2013b).

Şekil 4: Yerküre'nin Fanerozoik Çağı'ndan günümüze (Holosen) kadar olan yaklaşık 542 milyon yıllık zaman periyodundaki farklı jeolojik zamanlarda gözlenen iklim değişikliklerinin 1960-1990 ortalama sıcaklık (14°C/57°F) değerlerine göre birleştirilmiş sıcaklık anomalilerinin gösterimi[3]



Kaynak: Fergus, G. (2014). File:All palaeotemps.png. Erişim tarihi: 10 Aralık 2019.
* KBÇ: Küçük Buzul Çağı
**PESM: Paleosen-Eosen Sıcaklık Maksimumu

Dünya'nın geçmiş jeolojik dönemlerinde gerçekleşen iklim değişiklikleri ve nedenlerine ait kanıtların güvenirliği, özellikle 19. yy'dan itibaren jeomorfoloji ve paleontoloji çalışmaları tarafından yeni görüşlerin ortaya atılması ve yöntemlerin geliştirilmesi sayesinde artmıştır. Buna bağlı olarak günümüzden 542–251 milyon yıl öncesine kadar devam eden Paleozoyik'te, günümüz iklimine göre hem soğuk hem sıcak iklim koşullarına (Şekil 4) ait kanıtlar elde edilmiştir (Le Treut vd., 2007; Yetmen, 2013a). Günümüzden 251-65,5 milyon yıllık periyodu kapsayan Mesozoyik'te, Yerküre genel olarak sıcak bir dönem yaşamıştır. Bu dönemin büyük bir kısmında kutup alanlarında buzullar yer almamıştır. Dönemin son devresine denk gelen Kretase'de mevsimsellik ve Ekvator ile kutup bölgeleri arasındaki sıcaklık

[3] Türkeş (2013b; 2019)'ten yararlanarak Fergus (2014)'a göre yeniden düzenlenmiştir.

farkları artmıştır (Alkaya, 2006; Yetmen, 2013a). Tersiyer'de iklim günümüze göre daha sıcak olmuş ve ormanlar yukarı enlemlere kadar yayılmıştır. Miyosen ve Pliyosen'de yaşanan epirojenik, orojenik hareketler ve okyanus akıntılarının değişmesi buzullaşmaya neden olmuştur (Yetmen, 2013a). Pleyistosen devresinden günümüze kadar olan yaklaşık 2,5 milyon yıllık sürede (özellikle son bir milyon yıldaki) buzul ve buzularası dönemlerin genliği ve sıklığı artış göstermiştir. Nitekim geçmiş jeolojik dönemlerdeki glasyal ve interglasyal periyotların daha düşük genlikli dalgalanmalar gösterdiği, günümüze görece daha yakın geçmişe sahip yaklaşık son 2,5-3 milyon yıllık dönemde ise (Pleyistosen, Holosen) önceki jeolojik devirlere kıyasla daha büyük sıklıkta değişimlerin ve zıtlıkların çeşitli zorlamalar aracılığıyla gerçekleştiği tahmin edilmektedir (Le Treut vd., 2007; Erlat, 2010; Goosse vd., 2010; Türkeş, 2012a; 2013b; 2019; Yetmen, 2013a; 2015). Ayrıca Yerküre'nin jeolojik geçmişinde gerçekleşen iklim değişiklikleri, yeryüzü coğrafyasının değişmesinde etkili olmasının yanı sıra ekolojik sistemlere de önemli ölçüde etki etmiştir (Türkeş, 2001).

Buz çekirdekleri, geçmişteki iklim koşulları (yüzey sıcaklıkları ve atmosferik kimyasal bileşenlerin miktarı başta olmak üzere) ile ilgili önemli bilgiler sağlar. Buz çekirdeklerinde hapsedilen hava kabarcıklarının çeşitli yöntemler aracılığıyla analizi sonucunda jeolojik dönemlerin iklimsel şartları hakkında önemli bilgiler elde edilir. Nitekim Antarktika'daki buz havuçlarından sağlanan bulgular Orta ve Geç Pleyistosen'de (günümüzden yaklaşık 1,8 milyon – 11,000 yıl önce) uzun buzul çağları ve nispeten kısa buzularası dönemlerin ardalandığını gösterir (Barnola vd., 1987; Jouzel vd., 1987; Petit vd., 1999; Le Treut, 2007; Türkeş, 2013b). Pleyistosen devresinden itibaren görülen bu glasyal ve interglasyal periyotların başlıca sebepleri arasında Yerküre-Güneş arasındaki astronomik ilişkilerden (Milankovitch döngüleri) kaynaklı Güneş insolasyonundaki değişimler, tektonik hareketler ve gerçekleşen volkanik patlamalar, derin okyanus salınımları ve atmosfer bünyesindeki sera gazlarının miktarındaki değişimler yer almaktadır.

Buzul-buzularası döngülerin özellikle son bir milyon yılda daha hızlı değişiklik gösterdiği bilinmektedir (Goosse vd., 2010, s. 133; Türkeş, 2013b, s. 15). Örneğin son buzul çağı (Würm) yaklaşık olarak günümüzden 18,000 yıl önce sona erdikten sonra ısınmaya başlayan Yerküre iklim sistemi, sıcaklıkların yaklaşık 1000 yıl boyunca tekrar neredeyse buzul dönemlerini yansıtan seviyelere kadar düştüğü Younger Dryas

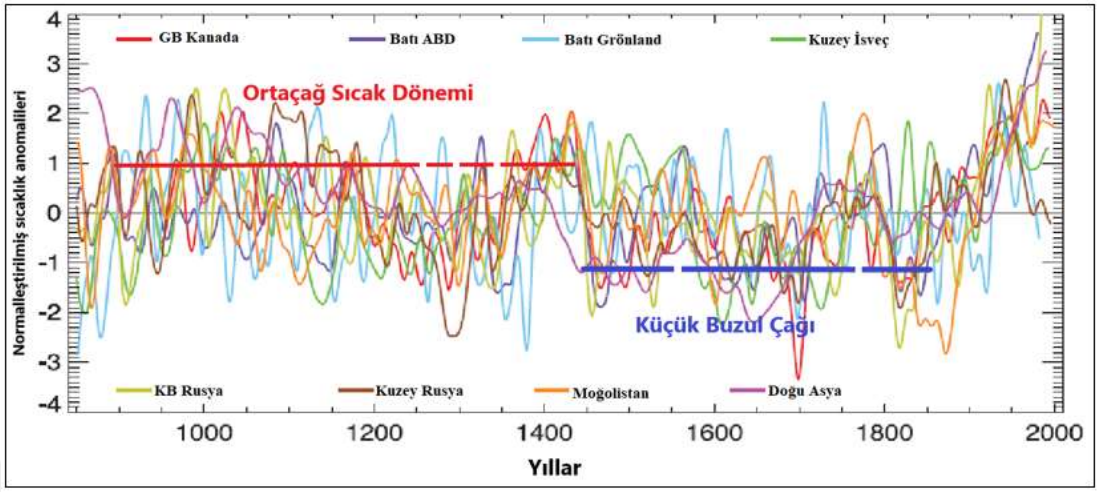
(Genç Dryas) olayı (günümüzden yaklaşık 14,000 yıl önce) tarafından kesintiye uğramıştır (Dansgaard vd., 1989; Blunier vd., 1997). Grönland buz karotlarının incelenmesi sayesinde gözlenen iklim sistemindeki buna benzer görece ani değişiklikler, genellikle iklim sisteminde önemli değişikliklere ve kalıcı sıçramalara neden olan okyanus dolaşımındaki ve okyanusal ısı taşınımındaki değişikliklerle ilişkilendirilir (Türkeş, 2013b; Kurnaz, 2019).[4]

Günümüzden yaklaşık olarak 11,700 yıl önce başlayan Erken Holosen devresi ile ilgili dolaylı kayıtlar ise KYK yaz insolasyonun günümüze göre 50 W/m² kadar daha yüksek olduğunu gösterir (Jansen vd., 2007; Goosse vd., 2010; Türkeş, 2013b). Bu sıcak devre "Holosen Klimatik Optimumu" olarak bilinir (bkz. Şekil 5). Geç Holosen periyodunu gösteren bütün rekonstrüksiyonlar, yaklaşık olarak M.S. 900-1450 yılları arasında gerçekleşen sıcak dönemi (Ortaçağ Sıcak Dönemi), M.S. 1450-1850 yılları arasında görülen bir soğumanın (Küçük Buzul Çağı) takip ettiğini gösterir (Şekil 5).

Özellikle 1850'li yıllardan sonra başlayan sanayileşme, orman tahribi ve arazi kullanımındaki değişiklikler ile birlikte artan sera gazı konsatrasyonlarının etkisi başta olmak üzere, yeryüzü ortalama sıcaklık değerleri uzun tarihsel iklim süreci boyunca hiç görülmemiş bir şekilde artış göstermiştir (Şekil 5) ve en iyimser senaryolar dâhilinde bile 21. yy sonuna kadar Yerküre ortalama sıcaklığının minimum 1.5°C (1850-2000 ortalamasına göre) artması öngörülmektedir. Söz konusu küresel ısınma tarımdan sağlığa, ekstrem hava olaylarının görülme sıklığındaki artıştan yeryüzündeki iklim desenlerinde değişikliklere, ekolojik dengenin bozulmasından kuraklığa kadar canlı yaşamını doğrudan etkileyen birçok bileşen üzerinde önemli bozulmalara yol açmaya devam etmesi beklenmektedir.

[4] Younger Dryas ile ilgili ayrıntılı bilgi için bkz. Dansgaard vd., (1989); Blunier vd., (1997); Kurnaz, (2019, s. 63).

Şekil 5: Kuzey Yarımküre ortalama yüzey sıcaklıklarının rekonstrüksiyonunda kullanılan dolaylı (vekil) iklim verileri aracılığıyla "Ortaçağ Sıcak Dönemi" ve "Küçük Buzul Çağı" periyotlarının gösterimi[5]



Kaynak: Jansen, E., Overpeck, J., Briffa, K. R., Duplessy, J.-C., Joos, F., Masson-Delmotte, V., … ve Zhang, D. (2007). Palaeoclimate. *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. s. 468.

2.2.2. İklim Değişikliğinin Doğal Nedenleri

Küresel iklim, uzun jeolojik geçmişi süresince farklı zorlamalar aracılığıyla defalarca değişmiştir. Geçmiş jeolojik zamanlardaki buzul ve buzularası dönemlerde, orta enlem ve Ekvatoral kuşaktaki okyanus ve kara alanlarına kadar buzulların yayıldığı, kutup bölgelerinde ise yüksek sıcaklık koşullarının yaşandığı ile ilgili hipotezler günümüz bilim dünyasında büyük ilgi ve kabul görmektedir. Gerçekten, karbon döngüsünün Erken Proterozoik devrinde (günümüzden yaklaşık 1 milyar – 550 milyon yıl öncesi) yaşanan buzul ve buzularası dönemler üzerindeki önemini ve genel etkisini araştıran bir çalışmaya göre (Crowley, 2006), kutuplardan Ekvatora kadar bütün kara ve okyanus yüzeyi buzlarla kaplı periyotlar geçirmiştir (Snowball Earth Hipotezi). Bu hipotezin ardındaki başlıca itici güç durumunda olan Dünya'nın bir zamanlar tümüyle buzla kaplı olduğu varsayımı, Alt Proterozoik dönemine ait ölçülen karbon dizilerinde ($\delta^{13}C$) gözlenen genliklerdeki büyük değişkenliklere

[5] Bütün dolaylı iklim kayıtlarına ait zaman serileri 20 yıllık süzgeç ile düzleştirilmiş ve 1001-1980 arası periyot, ortalaması ve standart sapması 0 olarak ölçeklendirilmiştir (Türkeş (2013b)'ten yararlanarak Jansen vd. (2007)'ne göre yeniden düzenlenmiştir).

dayandırılmıştır (Crowley, 2006). Öte yandan, günümüzden yaklaşık olarak 500 ve 55 milyon yıl önce yaşanan, sırasıyla, Kambriyen devri ve Eosen devresinde (Eosen klimatik optimumu) olduğu gibi birçok defa olağanüstü sıcak dönemler de görülmüştür (bkz. şekil 4).

Yerküre-Güneş arasındaki astronomik ilişkiler (Milankovitch döngüleri), levha hareketleri, Güneş ışınımındaki değişiklikler, volkanik patlamalar ve sera gazlarının miktarındaki değişiklikler küresel, yarımküresel veya bölgesel iklimin değişebilirliği üzerinde öncü rol oynayan başlıca faktörlerdir.

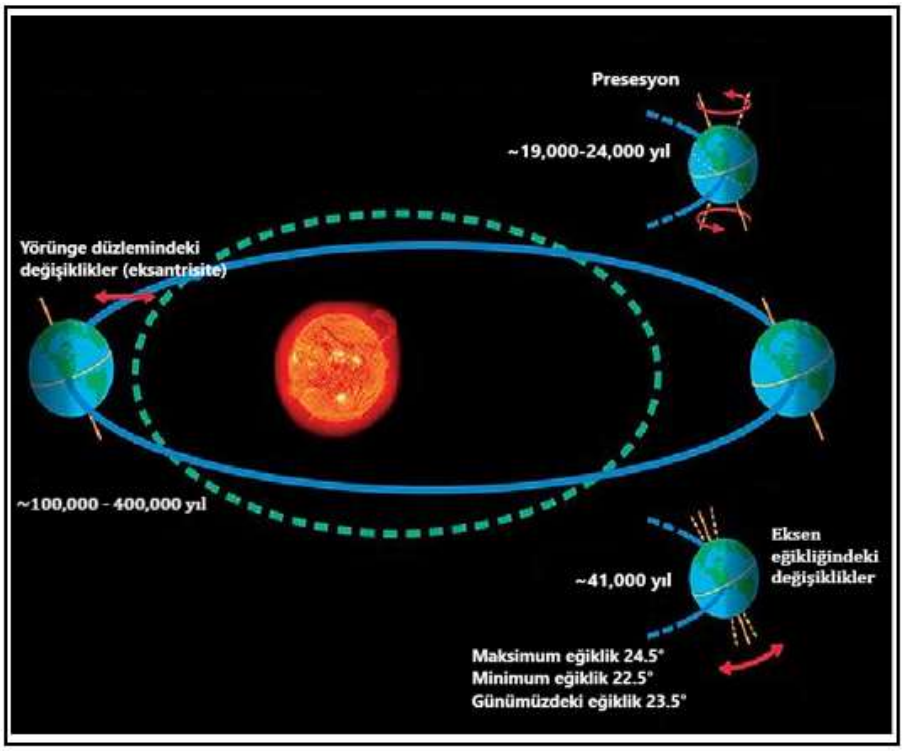
Güneş ve Dünya arasındaki astronomik ilişkiler, küresel iklimin doğal değişimini en iyi izah eden teoridir. İklim biliminde, Dünya'nın Güneş'in çevresinde bulunan yörüngesindeki, eksen eğikliğindeki ve günberi zamanındaki (presesyon) değişikliklere **'Milankovitch döngüleri'** denir (Şekil 6). Başka bir deyişle, Milankovitch döngüleri, bir dizi dönemsel değişiklikleri içerir ve uzun dönemli iklim değişikliklerinin açıklanması bakımından dikkate değer kanıtlar sağlar (Türkeş, 2013b). Daha geniş bir ifadeyle, bu teorinin savunucuları Dünya'nın yersel ve yörüngesel parametrelerindeki değişikliklerin Güneş'ten alınan ışınımın mevsimsel ve enlemsel dağılımda önemli farklılıklara neden olacak kadar büyük olduğunu ve böylece buzul ve buzularası dönemleri tekrarlamaya zorladığına ilişkin bulguların jeolojik kayıtlarda görüldüğünü ileri sürmüşlerdir (Barnola vd, 1987; Jouzel vd, 1987; Petit vd., 1999; Berger ve Yin, 2012). Bu astronomik teori, Kuvaterner buzul çağının jeolojik kayıtlarında bulunan buzul dönemlerinin varlığına ilişkin bilinen en eski açıklamadır. Dünya'nın yersel, yörüngesel parametrelerindeki bu değişiklikler nedeniyle yüzeye ulaşan Güneş enerjisinin mekânsal ve zamansal düzenlerindeki farklılıklar ile ilgili bilimsel çalışmalar uzun bir geçmişe sahiptir. Astronomik teoriye 19. yy'ın ilk yarısında J.A. Adhémar, Urbain Le Verrier (1855) ve J. Croll (1875) gibi bilim insanlarının ardından en büyük katkıyı 20. yy'ın ilk yarısında M. Milankovitch (1941) sağlamıştır (Berger, 1988; Berger ve Yin, 2012; Yetmen, 2013a). Bu nedenle sözü edilen gezegensel ilişkiler günümüzde Milankovitch döngüleri olarak bilinir.

Dünya'nın yersel ve yörüngesel hareketleri önemli ölçüde Güneş'in, Ay'ın ve Güneş sistemindeki öteki gezegenlerin (özellikle Jupiter ve Satürn) kütleçekim kuvveti etkisi altındadır (Altın, 2007; Goosse vd., 2012). Yerküre yörüngesinin şeklindeki

değişiklikler (eksantrisite ya da dairesellikten uzaklık), başlıca Güneş ile Dünya arasındaki uzaklığa tesir eder. Bu nedenle astronomik hesaplamalar, eksantrisitedeki dönemsel değişikliklerin Güneş insolasyonunun (atmosferin 1 m² genişliğindeki düzlemine birim zamanda (s) alınan Güneş enerjisi miktarı (W/m²)) Yerküre'deki dağılışını etkilediğini gösterir (Türkeş, 2013b; 2019). Yerküre elipsinin dışmerkezliği geçtiğimiz 3 milyon yıl boyunca (Berger ve Yin, 2012), ~100,000 - 400,000 yıllık döngüler kapsamında yaklaşık yuvarlak bir yörüngeye denk gelen 0,01°'den az bir değer ile elipse karşılık gelen 0,054° arasında (Şekil 7a) değişiklik göstermiştir (Berger, 1988; Altın 2007; Goosse vd., 2010; Berger ve Yin, 2012; Türkeş, 2013b; 2019). Ancak ana eksenin toplam uzunluğu değişmez ve bu sebeple yılın uzunluğu yaklaşık sabit kalır. Öte yandan, yörünge yuvarlak olduğu zaman Güneş insolasyonu azalırken, elips olan yörüngede yıllık ortalama enerji miktarı artış gösterir. Fakat bu durum 100,000 yıl gibi uzun vadeli bir döngünün etkisinde olduğu için sınırlı etkilere sahiptir. Ayrıca eksantrisiteden dolayı Güneş insolasyonundaki görece maksimum değişim 0.5 W/m²'ye tekabül etmektedir (Goosse vd., 2010). Ancak eksanstrisite, Yerküre-Güneş arasındaki öteki astronomik ilişkilerle etkileştiği zaman daha kompleks ve entegre bir etki sergiler. Eksantrisite'nin günümüzdeki değeri 0.016° kadardır. Dolayısıyla, Dünya'nın yörüngesi bir daireye çok yakın olmasına rağmen Dünya-Güneş mesafesi ve buna bağlı olarak güneşlenme bir yıl boyunca %3.2 - %6.4 arasında değişmektedir (Berger ve Yin, 2012).

Dünya'nın kendi etrafında döndüğü eksen yörünge düzlemine dik değildir. Tropikal enlemler ve kutup dairelerini tanımlayan ve günümüzde 23.5° kadar bir açıya sahip olan eksen eğikliği azalma eğilimindedir (Berger ve Yin, 2012). Yaklaşık olarak 41,000 yıllık dönemsellikle 22.5° ve 24.5° arasında değişen eğiklik (Şekil 6; Şekil 7c), kutuplardaki günlük ortalama insolasyonda maksimum 50 W/m² kadar bir değişikliğe karşılık gelir ve Yerküre'nin yörünge üzerindeki hareketinin yarısında Kuzey Yarımküre (KYK)'nin Güneş radyasyonuna karşı daha dik durması, öteki yarısında ise geriye doğru eğik olması anlamını taşır (Altın, 2007; Goosse vd., 2012). Söz konusu bu eğiklik, mevsimlerin oluşmasına yol açan temel etkendir. Eksen eğikliği arttıkça her iki yarımkürede kışlar daha soğuk yazlar daha sıcak geçtiği için mevsimsel zıtlıklar artar. Bu bağlamda, Güneş insolasyonu yaz mevsiminde daha yüksek olurken uzun polar kış aylarında ise sıfır olmaktadır (Goosse vd., 2012; Türkeş, 2013b; 2019).

Şekil 6: Buzul ve buzularası dönemlerin oluşmasına yol açan Dünya'nın yörünge şeklindeki, eksen eğikliğindeki ve presesyonundaki değişikliklerin (Milankovitch döngüleri veya orbital zorlamalar) yalınlaştırılmış çizimsel gösterimi[6]



Kaynak: Villanueva, J., C. (5 Eylül, 2019). Milankovitch Cycle [Universe Today space and astronomy news]. Erişim tarihi: 11 Ocak 2020.

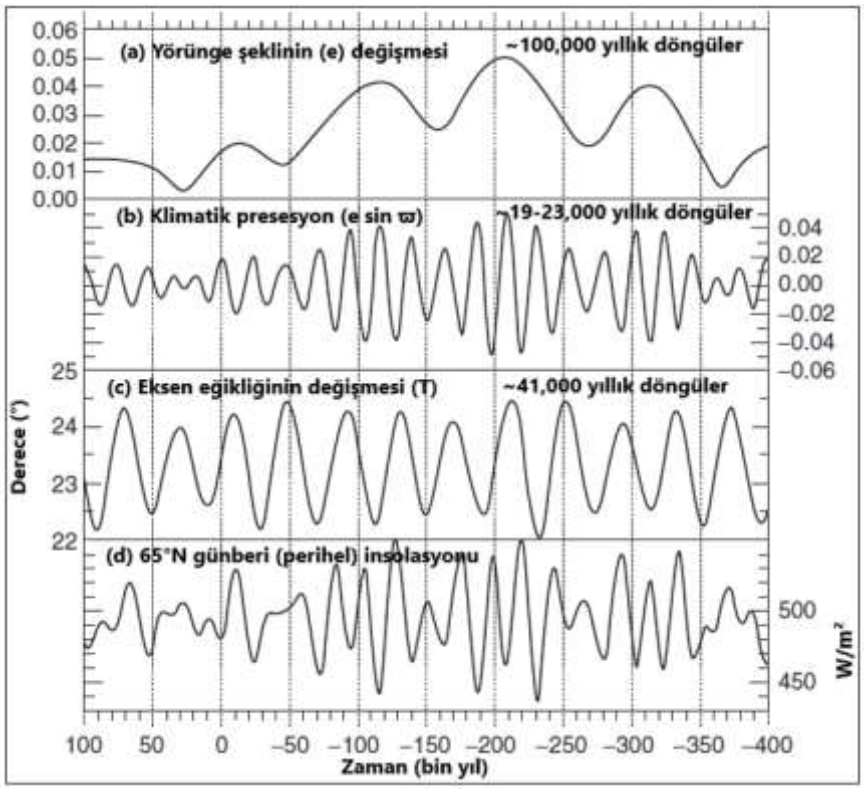
Öte yandan, eksen eğikliğinin azalış gösterdiği dönemlerde mevsimler daha serin ve ılıman olma eğilimi gösterir. Buna bağlı olarak, yüksek enlemlerde kar ve buz daha az erir ve Dünya Güneş radyasyonunu daha fazla yansıttığından dolayı pozitif bir buz-albedo geri beslemesi meydana gelir (Berger, 1988; Berger ve Yin, 2012; Türkeş, 2013b; 2019). Eksen eğikliği aynı zamanda yıllık ortalama insolasyona yüksek enlemlerde birkaç W/m² artışa, Ekvator'da ise az miktarda bir azalışa etki eder. Bu nedenle, eksen eğikliği mevsimselliğin küresel boyutta artış ve azalışına etki etmesinin yanı sıra yüksek ve alçak enlemler arasındaki yıllık ortalama Güneş insolasyonunda zıtlıklara yol açtığı için küresel ortalama Güneş ışınımına olan etkisi görece zayıftır (Türkeş, 2013b; 2019).

[6] Villenueva (2009)'ya göre yeniden düzenlenmiştir.

Dünya'nın Güneş'e en yakın olduğu konum olarak bilinen günberinin de (perihel) Yerküre'nin Güneş'ten aldığı enerji miktarı üzerinde önemli bir etkisi olduğu bilinir. Geçmiş jeolojik zamanlarda Yerküre, boreal yaz aylarında Güneş'e daha yakın ve kış mevsiminde daha uzak olduğu için yaz mevsimi sıcak ve özellikle kış ayları soğuk geçmiştir. Örneğin, Dünya 11,000 yıl önceki boreal yaz mevsimi boyunca Güneş'e daha yakın konumda (perihel) bulunurken, günümüzde ise kış (3 Ocak) mevsiminde daha yakın konumda bulunur. Bu durum, Holosen klimatik optimumun gerçekleşmesinde rol oynayan nedenlerin başlıcası olarak görülen orbital zorlamalardan biri olarak bilinir. Öte yandan, günümüzde olduğu gibi, Yerküre'nin kış ayları esnasında Güneş'e en yakın konumda olduğu zamanlarda mevsimsel karşıtlıklar daha küçük boyutlarda gerçekleşmiştir. Eksantrisite'nin büyük olduğu zamanlarda (ekliptik) bu etki daha belirgin olur (Solomon vd., 2007; Goosse vd, 2010; Türkeş, 2011;2013b; 2019; Berger ve Yin, 2012). Eksantrisite'nin sıfıra yakın olduğu dönemlerde ise Dünya ile Güneş arasındaki mesafe yıl boyunca neredeyse sabit kalır ve bu durum presesyona göre mevsimlerin konumlarındaki değişikliklerin hiçbir etkiye sahip olmayacağı anlamına gelir. Klimatik presesyon -0,05 ile 0,05 arasında değişir (Şekil 7d). Bu değişiklik tüm enlemlerde, özellikle alçak ve orta enlemlerde, alınan Güneş ışınında 20 W/m²'den daha fazla değişikliklere yol açar (Goosse vd., 2010; Türkeş 2013b; 2019).

Milankovitch döngülerinin paleoiklim için en tatmin edici argümanlardan biri olması, yörünge parametrelerinin baskın frekanslarının geçmiş iklim değişikliklerini yansıtan birçok dolaylı kayıtlarda bulunmasından kaynaklanır (Goosse vd, 2010).

Şekil 7: Son 400,000 ve gelecekteki 100,000 yılda (a) eksantrisitede; (b) klimatik presesyonda; (c) eksen eğikliğinde ve (d) 65°N enleminde günberindeki (perihel) uzun dönemli değişimler[7]



Kaynak: Berger, A., Yin, Q. (2012). Astronomical theory and orbital forcing. In: *The Sage handbook of environmental change* (Vol. 1, pp. 405-425). s. 410.

Jeolojik zaman dönemleri boyunca **tektonik levhalar** hareket halinde olmuş, epirojenik ve orojenik hareketler kara kütlelerinin farklı konumlara ve enlemlere taşınmasına yol açmıştır. Yatay yönlü tektonik hareketler, kıtasal blokların ve geniş sahaların enlemsel olarak dağılışını değiştirebilmesinin (örneğin, Hindistan ve Avustralya gibi) yanı sıra büyük okyanus çanakları ile denizler arasındaki geçitlerin açık veya kapalı olmasını da etkileyebilir (Hay, 1996). Gerçekten, Antarktika ve Güney Amerika bir zamanlar süper kıta Gondwana'nın bir parçası olarak bir aradaydılar ve süper kıtadan ayrılan son kara parçaları oldular. Günümüzde bazı alanları yaklaşık olarak 4 km kalınlıkta buzullarla kaplı olan ve yılın altı ayı boyunca Güneş ışınımı almayan Antarktika'nın iklimi 50 milyon yıl önce hemen hemen aynı konumda olmasına rağmen buzullardan yoksun gür bitki örtüsü ve ormanlarla kaplı ılıman bir iklime sahipti. Ancak kara bloklarının birbirinden ayrılması sonucunda

[7] Berger ve Yin (2012)'e göre yeniden düzenlenmiştir.

Güney Amerika ile Antarktika arasında Drake Geçidi (günümüzden 50-20 milyon yıl önce üç evrede tamamlanan) ve Antarktika ile Avustralya anakarası arasında ise Güney Okyanusu ortaya çıkmıştır. Bu bağlamda, Antarktika'nın günümüzdeki iklimi kıtayı tamamen çevreleyen Antarktik Kutup Dairesi akıntısının etkisi altında olmasıyla ve "kükreyen kırklar" olarak adlandırılan (Güney Okyanusu'nda genel olarak 40-50° enlemleri arasında bulunan kuvvetli batı rüzgârları) rüzgâr sistemiyle yakından ilişkilidir. Çünkü söz konusu akıntı Antarktika'nın gezegenin geri kalanından tamamen izole olmasına yol açmıştır (OpenLearn, https://www.open.edu). Ayrıca, geçitlerin açılıp kapanması bir iklim durumundan diğerine hızlı bir geçişin nedeni olabilir. Örneğin, Atlantik ve Pasifik okyanuslarını bağlayan Orta Amerika Geçidi'nin kapanması KYK'da gerçekleşen buzullanmanın altında yatan nedenlerin başında gelmektedir (Hay, 1996).

Geniş ölçekli enlemsel kara-deniz dağılışı deniz tabanı yayılmasının bir sonucu olarak kıtasal kaymalar aracılığıyla değişmektedir. Mesozoyik'in başlangıcından bu yana kıtasal blokların hareketi enlem çizgileri boyunca neredeyse zonal yönde olmuştur (Hay, 1996). Ancak iklim üzerinde en büyük etkiye sahip olan hareket, kıtaların meridyonel hareketidir. Meridyonel harekete sahip olduğu bilinen iki büyük karasal parça olan Hindistan ve Avustralya'nın küresel iklimi etkileyecek potansiyele sahip olmamasının yanı sıra Avustralya'nın Antarktika'dan ayrılmasının Güney Yarımküre'deki buzullaşmanın başlamasında kritik bir rol oynadığı düşünülmektedir (Hay, 1996).

Levhaların tektonik aktiviteleri sonucunda oluşan dikey yönlü hareketler dağ sıralarının oluşumuna ve geniş platoların yükselmesine neden olur. Dikey tektonik hareketler yeryüzünün aldığı Güneş enerjisi miktarını, atmosfer dolaşımını ve hidrolojik ile kriyolojik döngüleri etkileme potansiyeline sahiptir (Hay, 1996). Bu bağlamda, dağ silsilesi üzerinden geçen bir hava kütlesi rüzgâra dönük yamaçta yağışa ve ılıman koşullara, rüzgâraltı (dulda) yamaçta ise kuru ve sıcak bir iklimin yaşanmasına neden olabilir. Örneğin, Kuzey Anadolu Dağları ve Toroslar kıyıya paralel uzandığı için Akdeniz ve Karadeniz ikliminin ılıman etkisi iç kesimleri görece etkilemez iken, Ege Bölgesi'ndeki dağlar kıyıya dik uzandığından dolayı Akdeniz'in ılıman etkisi iç kesimlere kadar sokulabilmektedir (Gizdeş, 2018). Ancak orojenik hareketlerin yerel ve bölgesel iklim üzerindeki etkileri önemli olsa da küresel

boyuttaki etkisi oldukça azdır. Öte yandan, geniş plato sahalarının yükselişi bölgesel Güneş radyasyon dengesinin değişmesine, mevsimselliğin ve yüksek ile alçak kesimler arasındaki basınç farkının artmasına ve hava kütlelerine karşı bir bariyer görevi görmesine katkı sağlayabilir (Hay, 1996).

Levha hareketlerinin iklime doğrudan etkilerinin yanı sıra dolaylı olarak etkileyebildiği durumlar da mevcuttur. Tektonizmanın iklim üzerindeki dolaylı etkilerinin başında jeokimyasal döngü ve atmosfer-okyanus bileşenleri üzerindeki kontrolü gelmektedir (Hay, 1996; DeConto, 2009). Örneğin uzun zaman ölçeklerinde karbondioksitin (CO_2) atmosfer-okyanus sisteminden uzaklaştırılmasında temel görev gören silikat kayaçları, tektonik yükselmelere karşılık olarak erozyona maruz kalır ve parçalanır (Hay, 1996). Bu bağlamda, geçmiş jeolojik dönemlerde meydana gelen Himalaya dağları-Tibet platosu, Alp'lerin oluşumu gibi orojenik hareketler esnasında iklimsel soğumaların gerçekleştiği öne sürülmektedir. Ayrıca dalma-batma zonlarında da meydana gelen ve atmosfere kül, kükürtdioksit (SO_2) gibi aerosol ve gazların girişini sağlayan volkanik faaliyetlerin iklim değişikliği üzerinde uzun süreli zaman ölçeklerindeki rolleri belirsiz olmasına rağmen kısa süreler için iklimi etkilediği bilinmektedir (Hay, 1996; Deconto, 2009). Dolayısıyla, levha hareketleri farklı zaman dilimlerinde kıtaların iklimini, okyanus akıntılarını, radyasyon dengesini ve atmosfer bileşimini etkileme potansiyeline sahiptir.

Yerküre iklimi, volkanik patlamalar ve Güneş ışınımındaki değişiklikler gibi doğal zorlamalar aracılığıyla da etkilenir. Ortalama 11 yıllık dönemlere sahip Güneş lekelerindeki değişim, yeryüzüne ulaşan Güneş enerjisindeki miktarı etkilemektedir (Gönençgil, 2008; Steinhilber vd., 2009). Güneş insolasyonu lekelerin arttığı dönemlerde artış, azalan dönemlerde ise düşüş gösterir. Bu bağlamda, Güneş lekelerinin sayısında gözlenen dönemsellikler Yerküre iklimini on yıldan yüzyıla uzayan zaman ölçeklerinde etkiler (Gizdeş, 2018). Gerçekten, Küçük Buzul Çağı'nda (yaklaşık olarak M.S. 1450-1850) en düşük sıcaklıkların yaşandığı dönem olarak bilinen Maunder Milleniumu'nun (yaklaşık M.S. 1650–1715) olağanüstü düşük Güneş enerjisi etkinliğinin ve volkanik aktivitelerin artış göstermesinin yanı sıra Güneş lekelerinin olmamasıyla ilişkili olarak meydana geldiği öne sürülmektedir (Steinhilber vd., 2009; Owens vd., 2017).

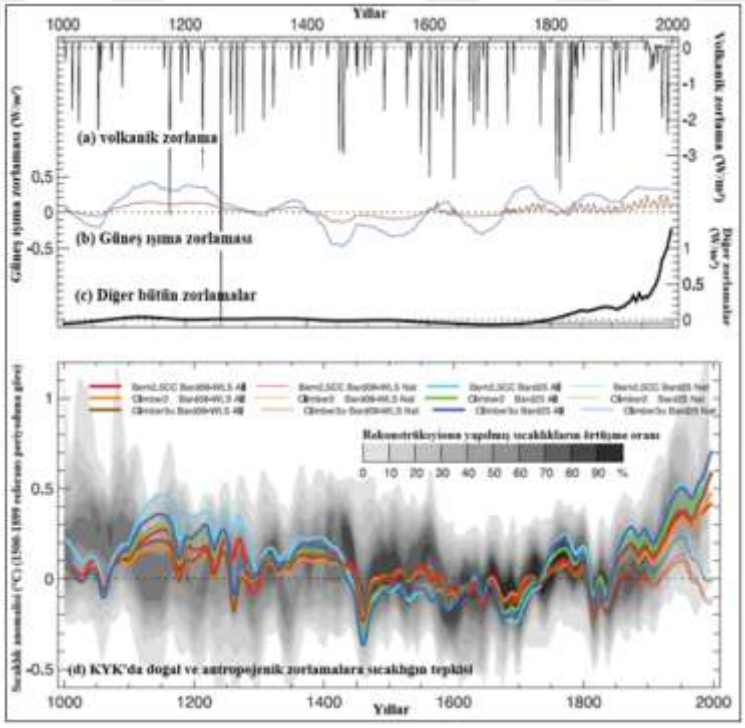
Yerküre'nin Güneş'ten aldığı insolasyon miktarı Güneş lekelerindeki değişim tarafından etkilenir ve aynı zamanda yıllar arası sıcaklık değişimleri ile atmosfer salınımları etkilenebilir (Erlat, 2010; Gizdeş, 2018). Öte yandan, Güneş lekelerinin dönemselliği atmosfere giren parçacık miktarını ve bununla bağlantılı olarak bulutluluk oranını da etkiler (Gizdeş, 2018). Ayrıca söz konusu döngüsellik yüksek basınç sistemlerinin konumlarında değişikliğe sebep olabileceği gibi bölgesel olarak yağış ve sıcaklıkların değişimine de etki edebilir.

Jeolojik geçmişe göre kısa olan bin yıllık gibi periyotlarda Güneş insolasyonunda gerçekleşen değişikliklerin, yörünge parametrelerindeki değişimlerin aksine, çoğunlukla **volkanik patlamalar** ve okyanus salınımları gibi öteki zorlamalardan kaynaklanma olasılığı daha yüksektir. Örneğin, birkaç yıl etkisi sürebilen büyük volkanik patlamalar, stratosfer katmanına kadar büyük miktarlarda partikül taşıma gücüne sahip olabilir. Bu bağlamda stratosfere taşınan aerosoller, atmosferin ışıma özelliklerini ve yeryüzüne ulaşan Güneş ışınımının miktarını değiştirebilir (Şekil 8). Bu durum, özellikle yaz aylarında, sıcaklığın düşmesine yol açar. Nitekim şekil 8(a-b) grafiğinde son 1000 yıl boyunca gerçekleşen volkanik patlamalara ait zorlamalar ile Güneş radyasyonundaki değişimler arasındaki paralellik dikkat çekicidir.

Volkanik patlamalar karbondioksit (CO_2), volkanik kül, toz ve kükürtdioksit (SO_2) gibi sera gazı ve aerosoller yayar. Özellikle eksplosif volkanik patlamalar daha geniş bir mekânsal ölçekte etkili olarak Yerküre ikliminin tamamını önemli ölçüde etkileme potansiyeline sahiptir. Gerçekten, şiddetli eksplosif volkanik faaliyetler sonucunda, başta sülfat olmak üzere büyük miktarlarda aerosol stratosfere kadar taşınabilir. Stratosfer katmanındaki aerosollerin varlığı Güneş radyasyonunu soğurma kapasitesini arttırdığı için stratosferde esas olarak hem yerel bir ısınmaya hem de solar ışınımın bir miktarını uzaya geri yansıttığından dolayı yeryüzünde soğumaya karşılık gelir (Goosse vd, 2010). Bu bağlamda, atmosferde katı ve sıvı halde bulunan aerosoller gelen Güneş ışınımının önemli bir miktarını saçarak 1-2 yıl boyunca soğumanın gerçekleşmesine neden olur. Örneğin, insanlık tarihindeki en büyük volkanik patlamalardan biri olarak kayıtlara geçen Endonezya'daki Tambora Dağı'nın volkanik aktivitesi sonucunda 1816 yılı "Yazsız Yıl" olarak adlandırılmıştır. Yazsız yılın haziran ayında kuzeydoğu ABD ve Kanada'ya kar yağmış, can ve mal kayıpları ile

kıtlık baş göstermiştir. Ayrıca buna benzer şiddetli patlamalar esnasında stratosfere kadar ulaşan kül parçacıkları ve kükürt dioksit (SO_2) gibi aerosoller, geniş rüzgâr sistemleri aracılığıyla farklı yönlere taşınabilir. Dolayısıyla, Ekvatora yakın alçak enlemlerdeki volkanik aktivitelerden dolayı gerçekleşecek herhangi bir yarımküresel veya küresel soğuma olasılığı, yüksek enlemlere göre, potansiyel olarak daha yüksektir. Çünkü kutuplar etrafındaki rüzgâr desenleri volkanik kökenli aerosollerin hareket alanını sınırlı kılar ve yüksek enlemlerdeki volkanik patlamaların soğumaya yol açma potansiyeli daha düşük olur.

Şekil 8: Son 1000 yıl boyunca antropojenik zorlamanın dâhil edilen ve edilmeyen koşullarına göre benzeştirilmiş sıcaklıklar ve Güneş ışınımındaki değişimler [8]



Kaynak: Jansen, E., Overpeck, J., Briffa, K. R., Duplessy, J.-C., Joos, F., Masson-Delmotte, V., … ve Zhang, D. (2007). Palaeoclimate. *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.* s. 477.

[8] Küresel ortalama ışınımsal zorlamadaki (W/m^2) değişiklikleri göstermek için (a) volkanik aktivite, (b) Güneş ışınımındaki güçlü (mavi) ve zayıf (kahverengi) değişimler ve (c) sera gazları ile troposferik sülfat aerosolleri dâhil diğer bütün zorlamalar iklim model benzeşimleri için kullanılmıştır. (d) Yıllık ortalama KYK sıcaklık anomalisi ise (a)-(c)'de gösterilen zorlamalara bağlı üç iklim modeli tarafından benzeştirilmiştir. 'All' (kalın çizgiler) yazılı modellerde antropojenik ve doğal kaynaklı zorlamalar kullanılmıştır; 'Nat' (Natural – ince çizgiler – 1765'ten sonra) yazılı modellerde ise yalnızca doğal kaynaklı zorlamalar kullanılmıştır. Sıcaklıklar 30 yıldan daha kısa süreli zaman ölçeklerinde meydana gelen dalgalanmaları gidermek için Gauss süzgeci ile düzleştirilmiştir (Jansen vd. (2007)'e göre yeniden düzenlenmiştir).

Yeryüzü atmosferinde doğal olarak bulunan H_2O, CO_2, CH_4, O_3 gibi gazlar Dünya'nın yüzeyi tarafından yayılan uzun dalga boylu kızılötesi radyasyonu emmesi ve yeniden yayması nedeniyle yüzeyi ve alt atmosferi ısıtır. **Sera gazları** olarak bilinen bu gazlar atmosferin 30°C daha sıcak olmasına yol açar. Ancak yeryüzü atmosferindeki sera gazı miktarında gerçekleşecek nispeten küçük değişiklikler bile gelen ve giden ışınım arasındaki dengeyi değiştirebilir ve yeryüzü iklimini belirleyebilir. Gerçekten, sera gazı konsantrasyonları son 600 bin yılın üzerinde birçok faktörün etkisi altında değişim gösteren sıcaklık ve buz hacmiyle neredeyse eş zamanlı olarak değişmiştir ve buzul ile buzularası dönemler arasındaki fark, CO_2 için en az 80 ppm (milyonda bir parçacık), CH_4 için ise 300 ppb (milyarda bir parçacık) kadar olmuştur (Goosse vd., 2010). Söz konusu fark yaklaşık olarak 3 W/m² kadar ışınımsal zorlamaya karşılık gelir. İklim değişikliğinde yalnızca atmosferdeki CO_2 gazı miktarındaki değişimler değil, aynı zamanda okyanuslarda çözünmüş halde bulunan CO_2 miktarı ve bu miktardaki değişiklikler de etkilidir (Gizdeş, 2018). Ayrıca atmosferdeki toz ve aerosoller gibi partiküller Güneş ışınlarını yansıtarak sera gazlarının aksine küresel bir soğumaya neden olabilir. Öte yandan, Sanayi Devri'nin başlangıcından bu yana sera gazı konsantrasyonlarındaki hızlı artış iklim üzerinde önemli etkiler yaratmaktadır. Bu nedenle, doğal iklim değişikliğinin yanı sıra antropojenik nedenlerden kaynaklı iklim değişikliğinin 1750'li yıllardan beri yeryüzü iklimini etkisi altına aldığı bilinen bir gerçektir.

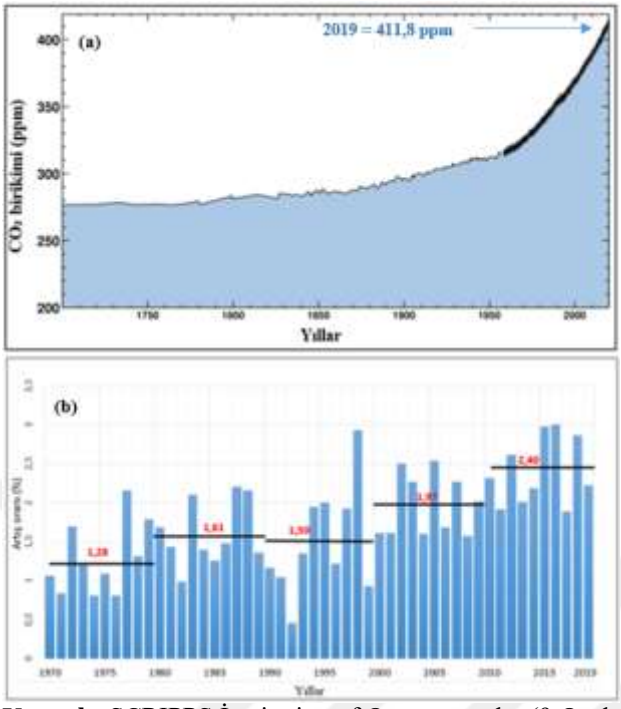
2.2.3. Kuvvetlenen Sera Etkisi ile Küresel Isınmanın Etkileri ve Öngörüler

Yerküre ikliminin 4,6 milyar yıllık uzun jeolojik tarihi boyunca değişken zaman ölçeklerinde ve çeşitli faktörler altında döngüsel olarak (ısınma ve soğuma şeklinde) birçok kez değiştiği bilinmektedir. Söz konusu jeolojik dönemlerde yaşanan iklim değişiklikleri başta buzul hareketleri ve deniz seviyesindeki değişimler aracılığıyla yeryüzü coğrafyasını değiştirmesinin yanı sıra ekolojik sistemlerde de değişikliklere neden olmuştur (Türkeş, 2008). Ancak 18. yy'ın ortalarından itibaren iklimdeki bu doğal değişebilirliğe ek olarak, ilk defa antropojen faaliyetlerin de küresel iklimi etkilediği yeni bir döneme girilmiştir. Nitekim yeryüzünden yansıyan uzun

dalga boylu ışınların bir kısmı bulutlar ve atmosfer bileşiğinde doğal olarak bulunan sera gazları (başta CO_2 olmak üzere CH_4, N_2O vs.) tarafından soğurulur. 'Sera etkisi' olarak bilinen bu doğal mekanizma Yerküre ısı dengesinin sağlanması için gereklidir ve canlı yaşamının devam etmesi bakımından oldukça önemlidir. Ancak özellikle endüstriyel ve evsel kullanım için kömür, petrol ve türevlerindeki fosil yakıtların kullanımındaki artış, sera gazları için önemli bir yutak görevi sağlayan ormanların tahribi, tarımsal faaliyetlerden dolayı arazi kullanımındaki değişiklikler, hızlı nüfus artışı ve kentleşmenin hız kazanması gibi insan etkinlikleri sera gazları ve aerosollerin atmosferdeki konsantrasyonlarını zaman içinde yükseltmiş ve yeryüzünün fiziksel ve biyolojik özelliklerini etkilemiştir. Başka bir deyişle, sera gazı konsantrasyonlarındaki artışlar Yerküre'nin soğuma etkinliğini azaltarak bir pozitif ışınımsal zorlamanın oluşmasına yol açmış ve Yerküre/atmosfer enerji dengesine yapılan bu pozitif katkı **'kuvvetlenen sera etkisi'** olarak adlandırılmıştır (Türkeş, 2001; 2003a; 2008; 2019).

Gerçekten, antropojenik faaliyetler yüz milyonlarca yıldır çalışan doğal sera etkisinin kuvvetlenmesine neden olmuş ve dünya genelinde 30 yıllık bir süre zarfındaki ortalama hava (özellikle orta-alt troposfer) ve kara-deniz yüzeyi sıcaklıklarında bir artış olarak tanımlanan küresel ısınmanın (Allen vd., 2018) yanı sıra yağış, nem ve rüzgâr gibi öteki iklim bileşenlerinde de bölgesel ve küresel ölçekte değişikliklere yol açmıştır (Türkeş, 2008; 2011). Söz konusu küresel ısınmanın ve iklim bileşenlerindeki alansal ve zamansal değişikliklerin temelinde yer alan sera gazlarındaki artış, 1750'li yıllardan itibaren Sanayi Devrimi'nden bu yana açık bir şekilde gözlenmektedir. Buna paralel olarak, 1980'lerin sonu ve 1990'ların başından itibaren iklim değişikliğinin tanımı, içsel ve dışsal zorlamaların yanı sıra sera gazlarını artıran insan etkinliklerine de vurgu yapılarak tanımlanmaktadır. Bu bağlamda, Birleşmiş Milletler (BM) İklim Değişikliği Çerçeve Sözleşmesine göre, **iklim değişikliği** "karşılaştırılabilir bir zamanda gözlenen doğal iklim değişikliğine ek olarak, doğrudan ya da dolaylı olarak küresel atmosferin bileşimini bozan insan etkinlikleri sonucunda iklimde oluşan bir değişiklik" olarak tanımlanmıştır (UN, 1992; Türkeş, 2001; 2008).

Şekil 9: (a) 1700'den günümüze (2019), CO_2 konsantrasyon miktarı ve (b) 1970'den günümüze CO_2 birikiminde gözlenen on yıllık ortalama artış oranı[9]



Kaynak: SCRIPPS İnstitution of Oceonography (9 Ocak 2020). The Keeling Curve. [UC San Diego]. Erişim tarihi: 11 Ocak 2020.

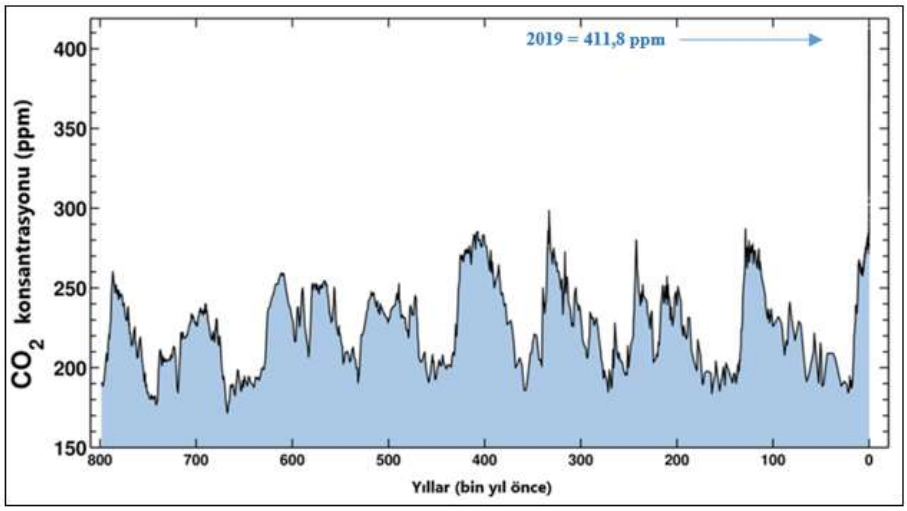
İnsan faaliyetlerinden dolayı kuvvetlenen sera etkisinin neden olduğu iklim değişikliği ve onun en kolay şekilde gözlenebilir sonucu olan küresel ısınmanın niteliği, başlıca sera gazlarının atmosferdeki artışına, yaşam sürelerine, ışınımsal özelliklerine bağlıdır (Türkeş, 2001; 2011). Bu bağlamda, sera gazları içerisinde en etkili olanı, en büyük payı yeryüzündeki büyük ve küçük boyuttaki su kütlelerinden açığa çıkan ısıdan kaynaklanan ve atmosfere karışan su buharıdır. Ancak çeşitli antropojenik etkinlikler su buharının atmosferdeki miktarına doğrudan bir etki etmez. Öte yandan, antropojenik faaliyetlerin en çok etki ettiği sera gazlarından biri olan CO_2, sanayi öncesi atmosferdeki birikimine göre %68 oranında artış göstererek 280 ppm'den (milyonda parçacık) 2019'da 411.8 ppm'e yükselmiştir (Şekil 9a). Ayrıca yapılan son çalışmalar, CO_2'nin uzun ömürlü sera gazları tarafından yayılan ışınımsal zorlamanın yaklaşık %66'sından, son on yıllık ışınımsal zorlamanın ise %82'sinden sorumlu (League vd., 2019) olduğunu ortaya çıkarmıştır. Diğer yandan, Mauna Loa

[9](a) 1700-1958 yıllarındaki CO_2 benzeştirmeleri için buz çekirdekleri aracılığıyla sağlanan dolaylı/vekil veriler kullanılmıştır. 1958 ve sonrası için Mauna Loa Gözlemevi'ne ait kayıtlardan faydalanmıştır (SCRIPPS İnstitution of Oceonography (2020)'den değiştirilerek yeniden düzenlenmiştir).

Gözlemevi'nden elde edilen (NOAA, 2020) son 50 yıllık atmosferik CO_2 konsanstrasyonları on yıllık periyotlarla incelendiğinde (1970-2019), CO_2'nin yıllık ortalama artış hızında da görece bir yükselme olduğu gözlenmektedir (Şekil 9b). Bir diğer önemli sera gazı olan CH_4 birikiminin yaklaşık %40'ı sulak alanlar ve termitler gibi doğal kaynaklar aracılığıyla, geri kalan %60'ı ise geviş getiren hayvanlar, pirinç tarımı, fosil yakıt kullanımı, çöp sahaları ve biyokütle yakmalarından dolayı atmosfere yayılır (League vd., 2019). CH_4, sanayi öncesi dönemde 715 ppb'den (milyarda parçacık) 2019 yılında 1870.5 ppb'e yükselerek yaklaşık %162 oranında bir artış göstermiştir. Ayrıca CH_4 gazının uzun ömürlü sera gazları tarafından yayılan ışınımsal zorlamanın yaklaşık %17'sinden sorumlu olduğu Leauge vd. (2019) tarafından belirtilmiştir. N_2O ise uzun ömürlü sera gazları aracılığıyla yayılan ışınımsal zorlamanın yaklaşık %6'sından sorumludur ve okyanuslar, topraklar, biyokütle yanması, gübre kullanımı ve çeşitli endüstriyel süreçler de dâhil olmak üzere hem doğal (yaklaşık %60) hem de antropojenik kaynaklar (yaklaşık %40) aracılığıyla atmosfere katılır. Sanayi öncesi dönemde yaklaşık 270 ppb düzeyinde olan N_2O, 2019 yılında 332 ppb seviyelerine çıkarak atmosferik konsantrasyonu yaklaşık %81 oranında bir artış sergilemiştir.

Sera gazlarının atmosferdeki konsantrasyonuyla ilgili yapılan birçok çalışma günümüzdeki sera gazı miktarlarının (özellikle CO_2, CH_4 ve N_2O) son 800,000 yıllık zaman ölçeğinde görülmemiş bir seviyede (Şekil 10 ve 11) olduğunu açıkça göstermektedir (IPCC, 2013; Türkeş, 2013c; 2019; Turp vd., 2014; SCRIPPS İnstitution of Oceonography, 2020). Ayrıca San Diego Kaliforniya Üniversitesi'ndeki SCRIPPS Okyanus Bilimi Enstitüsü ve BM İklim Eylem Zirvesi tarafından son iklimsel değişikliklere yer veren bir sentez raporuna göre (League vd., 2019), CO_2 en son 400 ppm seviyelerine günümüzden yaklaşık olarak 3 ila 5 milyon yıl önceki Pliyosen çağında ulaşmıştır (Kweku vd., 2018).

Şekil 10: Atmosferdeki CO_2 miktarının 800,000 yıllık zaman çizelgesi[10]



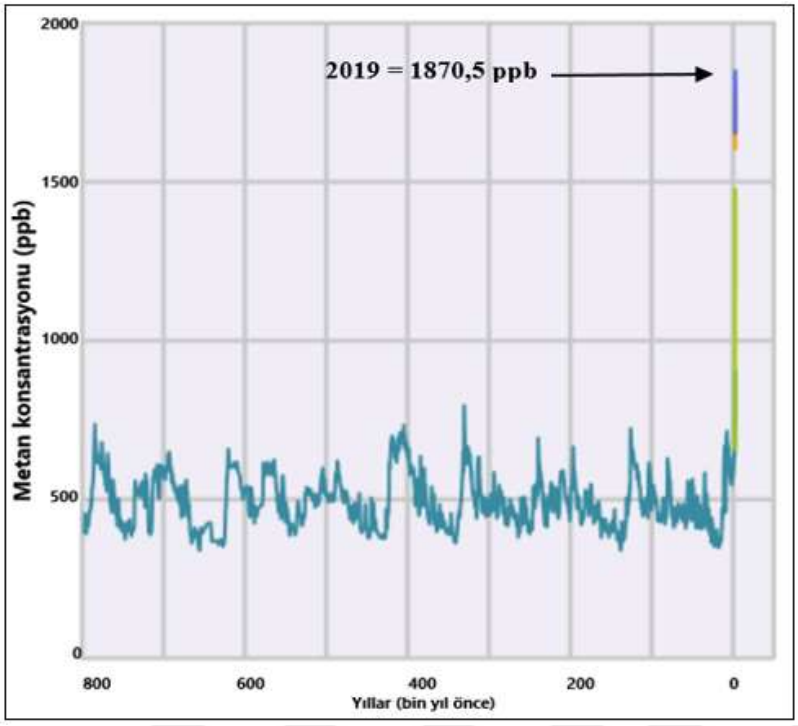
Kaynak: SCRIPPS İnstitution of Oceonography (9 Ocak 2020). The Keeling Curve. [UC San Diego]. Erişim tarihi: 11 Ocak 2020.

Temel olarak, Sanayi Devrimi ile birlikte artan sera gazı salımları 19. yy sonlarından beri yüzey sıcaklıklarında artışlara ve küresel, bölgesel ve daha küçük ölçeklerde, özellikle 1980'li yıllardan itibaren, sıcaklık rekorlarının gözlenmesine yol açmıştır. Bu bağlamda, başta IPCC[11] raporları olmak üzere birçok çalışmada, artan küresel sıcaklıkların yağış miktarının zamansal ve mekânsal dağılışı, ekstrem hava ve iklim koşullarının şiddeti, sıklığı, süresi ve mekânsal dağılışı (maksimum ve minimum hava sıcaklıkları, şiddetli kasırga ve fırtınalar ile sel, taşkın ve heyelanlar, denizel ve karasal ısı dalgaları, kuraklık vs.), deniz seviyesi, okyanus ısı içeriği ile karbon ve öteki biyojeokimyasal döngülerdeki değişimleri, yüksek enlemlerin kar-buz örtüsündeki değişiklikleri ve insan sağlığı, gıda güvenliği, göç olayları gibi doğal ve insan sistemleri üzerindeki etkileri çoktan gözlenmiştir.

[10] 1958 öncesi için buz çekirdekleri aracılığıyla elde edilen veriler kullanılmıştır. 1958 ve günümüze kadar olan zaman aralığı için ise Mauna Loa Gözlemevi'nin verilerinden faydalanmıştır. 0 yılı, 2019'u temsil etmektedir (SCRIPPS İnstitution of Oceonography (2020)'e göre yeniden düzenlenmiştir).

[11] Sanayileşmeyle birlikte insan faaliyetlerinden dolayı küresel ölçekte iklimde ortaya çıkan değişiklikleri önlemek, azaltmak ve iklim değişikliği ile mücadele etmek adına Dünya Meteoroloji Örgütü (WMO) ve BM Çevre Programı (UNEP) tarafından 1988 yılında kurulan ve 195 ülkenin üye olduğu, her 5-7 yılda bir küresel iklim sisteminin mevcut durumuna ilişkin derlenen "Değerlendirme Raporlarını" toplumun bütün kesimleriyle paylaşan ve bağımsız bir topluluk olan Hükümetlerarası İklim Değişikliği Paneli (IPCC), iklim değişikliği ile ilgili çalışmaları yürüten en önemli kuruluşların başında gelir. IPCC, insan kaynaklı iklim değişikliği konusunda mevcut bilginin geliştirilmesine, bu bilginin yayılmasına ve söz konusu bu değişimin önlenmesi için yapılması gereken çalışmalara ait temellerin belirlenmesine yapmış olduğu katkılardan dolayı 2007 Nobel Barış Ödülüne layık görülmüştür.

Şekil 11: Atmosferdeki metan gazı konsantrasyonunun dolaylı ve doğrudan çeşitli veri setleri (buz çekirdekleri ve hava gözlem istasyonlarına ait veriler) aracılığıyla oluşturulan son 800,000 yıllık zaman çizelgesi[12]



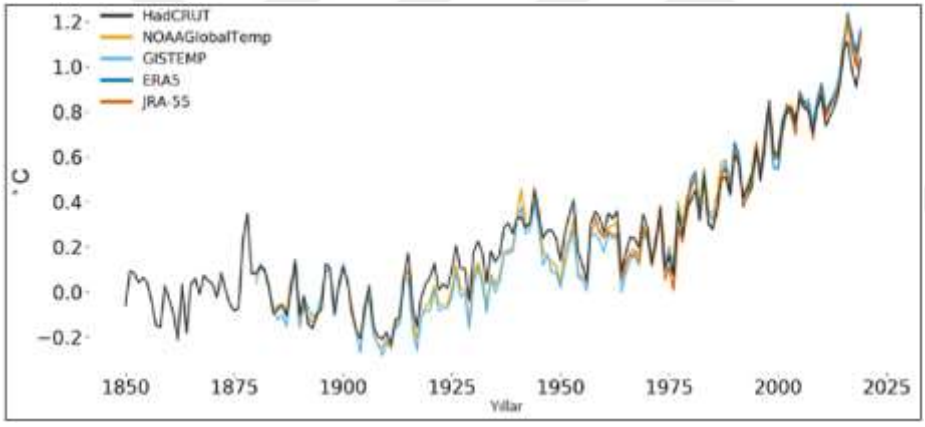
Kaynak: Environmental Protection Agency (EPA). (Ağustos, 2016). Erişim tarihi: 12.01.2020.

Gerçekten, küresel iklimdeki ısınma kesindir (Şekil 12) ve özellikle 20. yy'ın ikinci yarısından itibaren gözlenen iklimsel değişikliklerin çoğu on yıllardan bin yıllık zaman ölçeklerine kadar daha önce hiç gözlenmemiş seviyededir (Allen vd., 2018; IPCC, 2013; 2018; Türkeş, 2013c; 2019). Yapılan bilimsel çalışmaların sonuçları geçen yüzyıl boyunca gözlenen küresel ısınmanın doğal olarak dışsal veya içsel değişkenliklerle açıklanamayacağını ve tüm kıta sahalarında önemli antropojenik ısınma eğilimlerinin olduğunu göstermektedir (Stott, 2003). Örneğin dolaylı iklim verilerine dayanarak yapılan son çözümlemeler, KYK'nın son 1,400 yıl boyunca en sıcak döneminin 1983-2012 dönemi olduğunu göstermektedir (IPCC, 2013; Türkeş, 2013c; 2019; Turp vd., 2014). Ayrıca WMO (2019)'a göre yaklaşık olarak son 40 yılın geçen her 10 yılı, 1850'den itibaren kaydedilen bütün on yıllık periyotlardan ardışık

[12] Her bir çizgi farklı veri kaynaklarını temsil eder ve 0 yılı 2019'u gösterir (EPA (Ağustos, 2016)'dan değiştirilerek yeniden düzenlenmiştir).

olarak daha sıcak geçmiştir. IPCC'nin 1.5°C Özel Raporu[13] (IPCC SR15) ise 2017 yılında küresel ortalama sıcaklıkların sanayi öncesi seviyelerin 1°C (± 0.2°C) üzerine çıktığı (bkz. Şekil 13) ve on yılda 0.2°C bir artışın gerçekleştiği sonucuna, yüksek güvenirlikle, ulaşmıştır (IPCC, 2018; WMO, 2019). Öte yandan, BM İklim Eylem Zirvesine ait Sentez Raporu (Leugue vd., 2019), 2015-2019 döneminin 1850-1900 dönemi küresel ortalama sıcaklıklarına göre 1.1°C daha sıcak geçtiğini ve 2011-2015 dönemine göre ise 0.2°C daha sıcak olduğunu belirtmiştir. Ayrıca söz konusu rapor, 2010-2019 ile 2015-2019 dönemlerine ait ortalama küresel sıcaklık değerlerinin, kayıtlara herhangi bir eşdeğer dönemin en sıcak dönemleri olarak girdiğini açıklamıştır. Bu nedenle, iklim etkilerinin on yıl önceki iklim değerlendirmelerinden bile daha sert ve daha erken çarpıklaştığına dair artan bir kabul söz konusudur.

Şekil 12: Farklı modellemeler ve çeşitli veri kaynakları aracılığıyla küresel yıllık ortalama sıcaklıkların 1850-1900 döneminden farklarını gösteren zaman çizelgesi[14]



Kaynak: World Meteorological Organization (WMO). (2019). WMO Provisional Statement on the State of the Global Climate in 2019. Erişim tarihi: 13.01.2020.

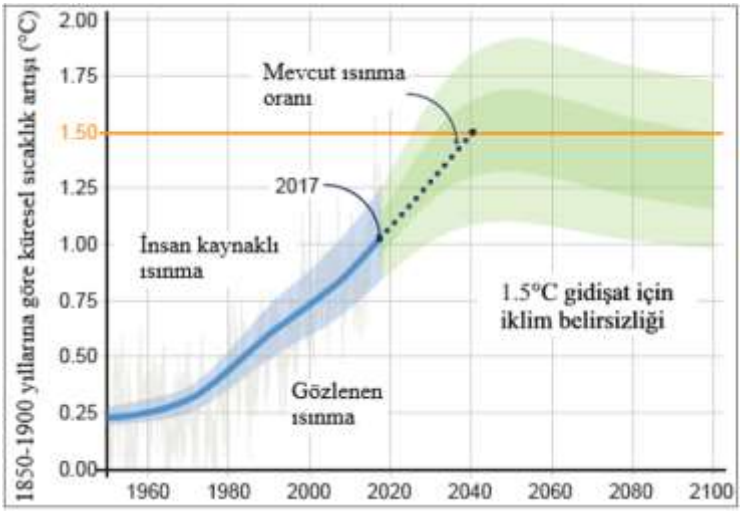
Sera gazı emisyonları artmaya devam ederse küresel ortalama sıcaklıklar 21. yy'da artmaya devam edecektir. Küresel ortalama sıcaklıklardaki artıştan dolayı ekstrem hava olaylarında, sıcak ve soğuk hava dalgalarının[15] şiddeti ve sıklığında değişikliklerin gözlenmesinin yanı sıra zamansal-mekânsal olarak nemli ve kuru

[13] Bu rapor, 1850-1900 dönemine göre ortalama küresel ısınmanın 1.5°C ve daha yüksek ısınma seviyelerinde öngörülen etkilerini değerlendirmektedir.
[14] WMO (2019)'a göre yeniden düzenlenmiştir.
[15] Sıcak hava dalgası, bir bölgede ortalama maksimum sıcaklığın 5°C üzerinde ardışık beş günden daha fazla gözlenen günlük sıcaklıklardır. Soğuk hava dalgası ise ortalama minimum sıcaklığın 5°C altında ardışık beş gün ve üzerinde gözlenen günlük sıcaklıklardır (Demircan vd., 2017a).

dönemler arasındaki farklılıklarda artışlar olmaktadır (IPCC, 2013; Demircan vd., 2014; Gürkan vd., 2016; Allen, 2018). Bu durum, kritik eşik değerlerinin aşılma riskinin artmasına yol açacaktır. Gerçekten, ortalama sıcaklıktaki artışlar sıcaklığın belirli bir seviyenin altına düşme olasılığını azaltır ve böylece soğuk günlerin görülme olasılığı azalır. Örneğin, rekor maksimum hava sıcaklıkları ve ısı dalgaları ile rekor minimum hava sıcaklıkları ve don gibi hava olaylarının sıklığı, şiddeti ve süresi ile doğrudan/dolaylı bir şekilde bağlantılı olarak yapılan bilimsel çalışmalar ve modelleme sonuçları, Türkiye dâhil, birçok bölgede yaz aylarındaki sıcak hava dalgalarında, rekor maksimum hava sıcaklıklarında ya da tropikal gün (≥ 30°C) ve gecelerin (≥ 20°C) sayılarında bir artış ve don olaylarında bir azalış olduğunu göstermektedir (Goosse vd., 2010; IPCC, 2013; Erlat ve Türkeş, 2015; Güser vd., 2017; Allen vd., 2018; Türkeş, 2019).

IPCC raporları başta olmak üzere birçok bilimsel çalışmaya göre, sıcaklıklardaki artışlar bazı bölgeler için öngörülen küresel ortalama yüzey sıcaklığındaki artıştan 2-3 kat daha fazla olacaktır. Ayrıca ekstrem soğuk hava/iklim olaylarının oluşumunda düşüşler ve kar veya buz örtüsüne sahip bölgelerdeki sıcaklıklarda ise önemli artışlar beklenmektedir. Bu bağlamda, küresel ortalamanın üzerinde yaşanacak ortalama sıcaklıklardan ve soğuk mevsimdeki ısınma oranlarından dolayı birçok etki daha yüksek enlemlerde daha büyük ölçekte olacaktır. Örneğin, ısınmanın 1.5°C artışı sonucunda sıcak ekstremlerle ilgili en güçlü ısınmaların orta enlemlerin yaz aylarında 3°C, buna karşılık yüksek enlemlerin kış mevsiminde 4.5°C'ye kadar bir artışa neden olması tahmin edilmektedir (IPCC, 2018). Gerçekten, dünya ortalamasının üstünde bir ısınma, özellikle son yıllarda birçok ülkede ve mevsimde kaydedilmiş ve Kuzey Kutbu'nda iki ila üç kat daha fazla hissedilmeye başlanmıştır. Ayrıca okyanusların termal ataletinden dolayı kara alanlarındaki ortalama sıcaklık okyanuslara göre daha yüksektir. Bu nedenle, okyanuslar daha yavaş bir oranda ısınır. Sıcak ekstremlerin en kuvvetli olacağı kara alanlarının; orta ve doğu Kuzey Amerika, orta ve güney Avrupa, Akdeniz Bölgesi (Kuzey Afrika, Türkiye ve Ortadoğu dâhil), batı ve orta Asya ve Güney Afrika olması tahmin edilmektedir.

Şekil 13: 1850-1900 yıllarına göre mevcut ve gelecek için küresel ısınma öngörüleri[16]



Kaynak: IPCC. (2018). Global Warming of 1.5°C. An IPCC Special Report on the impacts of global warming of 1.5°C above pre-industrial levels and related global greenhouse gas emission pathways, in the context of strengthening the global response to the threat of climate change, sustainable development, and efforts to eradicate poverty. s. 82.

Şekil 13'te gösterilen biçimlendirilmiş 1.5°C gidişat, ısınmanın 1.5°C'de sınırlandırılması için 2050'ye kadar küresel çapta net sıfır CO_2 emisyonuna ulaşılması ve özellikle başta metan olmak üzere CO_2 dışı zorlayıcıların emisyonlarında eş zamanlı büyük düşüşlerin olması anlamını taşımaktadır. IPCC (2018)'e göre küresel sıcaklıklar bu şekilde devam ederse, 1850-1900 dönemine göre, küresel ortalama sıcaklıklar 2040'lı yıllarda 1.5°C seviyelerine ulaşacaktır. Fakat elde edilen sıcaklık verilerine bağlı olarak hâlihazırda insan nüfusunun %20–40'ı, 2006-2015 yılları arasında en az bir mevsimde sanayi öncesi ortalama sıcaklığın 1.5°C üzerinde bir ısınmanın gerçekleştiği bölgelerde, orta düzeyde bir güvenirlikle, yaşamaktadır (Allen vd., 2018). Öte yandan, eğer insan kaynaklı sera gazı salımları (aerosoller de dâhil) derhal sıfıra indirilirse, mevcut olan 1°C'nin ötesinde gerçekleşecek ısınmanın önümüzdeki 20-30 yıl içinde (yüksek güvenirlikle) hatta yüzyıllık bir ölçekte (orta düzeyde bir güvenirlikle) 0.5°C'nin altında kalması muhtemeldir (Allen vd., 2018). Bu nedenle, yüzyıl sonuna kadar 1.5°C'den daha büyük bir ısınmanın gerçekleşmesi kaçınılmaz değildir ve bu durum emisyon azaltma teknolojilerinin, istek ve politikalarının (örneğin enerji talebinde düşüşler, tarımsal emisyonlarda azalmalar, mevcut ve

[16] Biçimlendirilmiş 1.5°C gidişat, hemen başlayan emisyon azaltımlarını ve yaklaşık 2055 yılına kadar sıfıra ulaşan CO_2 emisyonlarını içerir (IPCC (2018)'e göre yeniden düzenlenmiştir).

potansiyel durumda bulunan karbonu ortadan kaldırma önlemleri, ağaçlandırma ve yeniden ormanlaştırma, arazi düzenlemeleri, biyoenerji yardımıyla karbonu yakalama ve depolama, doğrudan havadaki karbonu yakalama ve depolama ve okyanus alkalizasyonu) gelişmesi ve artmasına bağlıdır (IPCC, 2018). Ancak, son yıllarda güneş ve rüzgâr enerjisi gibi enerji sistemindeki geçişler çarpıcı bir şekilde iyileşme göstermesine rağmen özellikle CO_2 yakalama ve depolama ile ilgili teknolojilerde benzer gelişmeler gerçekleşmemiştir.

Küresel ısınmanın küresel yağış miktarıyla ilişkili olduğu bilinmektedir. Bu ilişkinin temel nedeni, Clausius-Clapeyron eşitliğinde[17] açıklandığı üzere, daha fazla buharlaşma ve daha sıcak bir yeryüzü atmosferinin daha büyük su tutma kapasitesine sahip olmasından kaynaklanır. Bu nedenle, yağış paternlerinin ısınmaya karşı tepkisi düzenli gözükmese de bazı model ve senaryolara göre, genel olarak ortalama yüzey sıcaklığı ile birlikte yağışlardaki artış kesindir ve gelecekteki yağış rejimi mekânsal ve zamansal (özellikle mevsimsel) değişkenlikler gösterecektir (Goosse vd., 2010; Collins vd., 2013). Örneğin, 21. yy için hesaplanan çoklu ve tekli model ortalamaları, yağış miktarında hem kış hem yaz aylarında yüksek enlemlerde (örneğin Alaska, batı ve doğu Kanada, Grönland, İzlanda, kuzey Avrupa ve kuzey Asya) ve Antarktika'da, yaz aylarında başta güney ve doğu Asya (Çin ve Japonya dâhil) olmak üzere yaz musonundan etkilenen bölgelerde bir artış; buna karşılık subtropikal bölgede, özellikle Orta Amerika, Avustralya, Karayipler ve Akdeniz Havzası (Güney Avrupa, Kuzey Afrika, Ortadoğu ve Türkiye dâhil) ve Afrika'nın güney bölgelerinde yüzyıl boyunca bir azalış öngörmektedir (Türkeş, 2008; 2019; Goosse, 2010; Collins vd., 2013; IPCC, 2013). Öte yandan, küresel ortalama yağışın sıcaklıktaki bir derece artış oranına karşı tepkisi su buharından daha az miktarda olacaktır. Başka bir deyişle, yıllık yüzey buharlaşmasının yağışın artış oranından daha fazla olması beklenmektedir. Bu bağlamda, nemli ve kurak alanlar ile nemli ve kuru mevsimler arasındaki yıllık ortalama yağış farklarında da artışların gözlenmesi öngörülmektedir.

[17] Hava sıcaklığı ve doymuş buhar basıncı arasındaki üstel pozitif ilişkiyi gösteren ve hava sıcaklığına göre nem kapasitesini belirleyen bir matematiksel yaklaşımdır (Türkeş, 2016, s. 243). Gerçekte, bir sıvının sıcaklığı ile buhar basıncı arasındaki ilişki düz bir çizgiye sahip değildir. Suyun buhar basıncı, sistemin sıcaklığından önemli ölçüde daha hızlı artar. Bu davranış Clausius-Clapeyron denklemi ile açıklanabilir (Konuya ilişkin ayrıntılı bilgi için bkz. Türkeş, 2016).

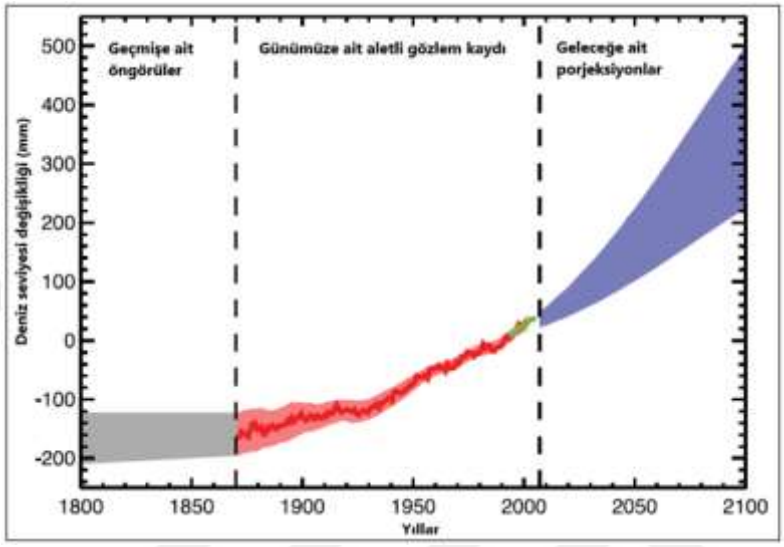
Ayrıca sıcaklık artışıyla birlikte, özellikle yağış miktarlarında azalmanın öngörüldüğü bölgelerdeki yıllık akışlarda ve toprak neminde düşüşlerin gerçekleşmesi ve tarımsal kuraklık riskinin artması kaçınılmazdır. Örneğin Collins vd. (2013)'e göre, Akdeniz Havzası, güneybatı ABD ve Güney Afrika bölgelerindeki toprak neminin azalması ve kuraklıkların yaşanması, artan sıcaklıklar ve Hadley dolaşımında gözlenecek değişiklikler ile tutarlıdır ve yüzyılın sonuna kadar (yüksek güvenirlikle) bu bölgelerdeki geniş sahalarda kuraklaşmanın gerçekleşmesi muhtemeldir.

Küresel ısınmanın yağış paternlerinin yanı sıra yağış zamanlaması ve türünde de değişikliklere yol açması öngörülmektedir. Özellikle giderek artış gösteren kar örtüsü birikimindeki azalmalar ve erken kar erimesi gibi olaylar, görece antropojenik iklim ısınmasından kaynaklanmıştır (Safeeq vd., 2016). Kar yerine daha fazla yağmur olarak yağan yağışlar, akarsu akım büyüklüklerinin miktarında ve zamanlamasında ve ekolojik süreçlerde değişikliklere neden olur. Bu durum, kış aylarında akarsu akışlarının pik noktalarına ulaşmasına ve ilkbahar ile yaz mevsimlerinde daha düşük akımlara yol açarak mevsimsel ve tarımsal kuraklıkların yaşanmasına yol açar.

İklim değişikliği ve küresel ısınmanın bir diğer önemli etkisi, küresel deniz seviyesindeki değişimler üzerinde gözlenir. Deniz seviyesi, son buzul çağı olan Würm'ün yaklaşık 21.000 yıl önceki şiddetli döneminden günümüze kadar ortalama 120 m yükselmiştir (IPCC, 2007; Türkeş, 2011; 2013b). Ancak son 2000-3000 yıldan itibaren küresel deniz seviyesindeki yükselmeler durulmuş ve en az 19. yy'ın sonuna kadar büyük bir değişim gözlenmemiştir (Şekil 14). Fakat 20. yy boyunca yıllık ortalama deniz seviyesindeki yükselmeler yaklaşık 1.7 mm kadar gerçekleşmiştir (IPCC, 2007; Türkeş, 2011). Ayrıca, Ocak 1993'ten itibaren altimetre temelli uyduların kullanılmaya başlanmasıyla birlikte (WMO, 2019) deniz seviyesi gözlemlerinin güvenirlikleri artmıştır. Özellikle son gözlemler, deniz seviyesindeki yükselmeyle birlikte artış hızının da giderek yükseldiğini göstermiştir. Nitekim IPCC (2007), altimetre temelli veri setlerine dayanarak 1993 yılından 2006 yılına kadar deniz seviyesinin yılda yaklaşık 3 mm yükseldiğini ve bunun 20. yy'ın ilk yarısındaki deniz seviyesi yükselmesinin oldukça üzerinde gerçekleştiğini kanıtlamıştır. League vd. (2019)'nin yaptığı çalışmaya göre ise 2007-2016 döneminde deniz seviyesindeki yükselme yaklaşık 4 mm/yıl kadar olmuştur. Son olarak, IPCC (2013)'e göre küresel ortalama deniz seviyesi 1901-2010 döneminde 19 cm (17-21 cm) yükselmiştir (Şekil

14) ve bu değer minimum son iki bin yıldaki en yüksek seviye olarak kayıtlara geçmiştir.

Şekil 14: Geçmiş (gri bant), günümüz (kırmızı ve altimetre uydularının kayıtlarını gösteren yeşil çizgi) ve gelecek için öngörülen (mavi bant) küresel ortalama deniz seviyesinin 1980-1999 ortalamasından sapmalara göre düzenlenmiş zaman serisi[18]



Kaynak: IPCC. (2007). Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. s. 409.

Küresel CO_2 ve öteki sera gazı emisyonları artmaya devam ettikçe küresel sıcaklıklar da artmaya devam edecektir. Bu yüzden emisyonları azaltmaya yönelik önlemler alınmazsa, özellikle okyanusların ısınmasından kaynaklanan termal genleşme, buzullar ve Grönland ile Antarktika buz kalkanlarındaki erimeden dolayı deniz seviyesi yükselmesinin gelecek yüzyıllar boyunca devam etmesi kaçınılmazdır.[19] Çünkü iklimsel süreçler ve geri beslemelerdeki zaman ölçekleri çok değişik ve uzun dönemlidir (Türkeş, 2008; 2011). Bu yüzden, küresel ortalama deniz seviyesi 2100'den sonra da artmaya devam edecek ve bu artışın büyüklüğü ve boyutu daha çok emisyon oranları ve küresel ısınmadaki artışla ilişkili olacaktır (IPCC, 2018). Örneğin, 21. yy sonunda 2°C bir ısınmaya karşılık 1.5°C sıcak bir dünyada küresel deniz seviyesinin 10 cm (4-16 cm) daha az artacağı öngörülmektedir. Bu durum, 2010

[18] IPCC (2007)'e göre yeniden düzenlenmiştir.

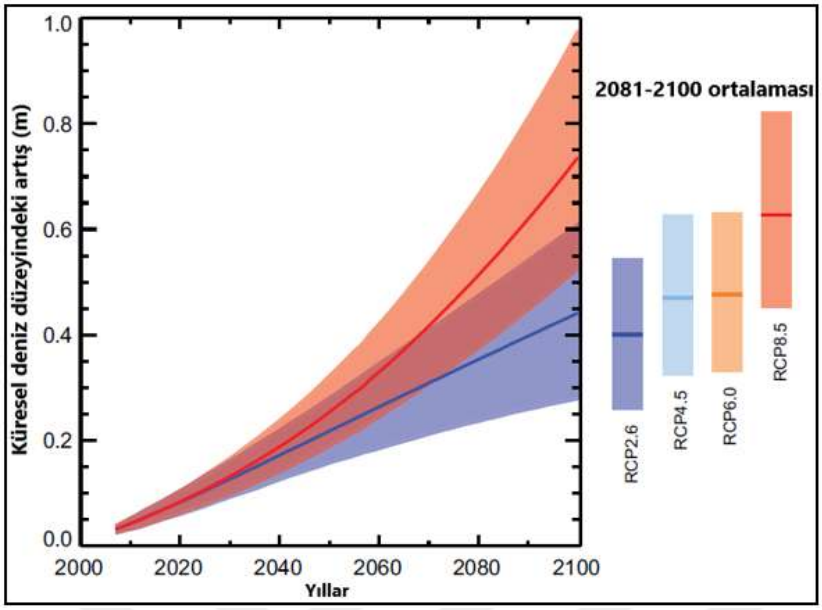
[19] 1970'lerin başından itibaren küresel ısınmadan dolayı gerçekleşen buzul erimelerinin ve okyanuslardaki termal genleşmenin, gözlenen küresel ortalama deniz seviyesi artışlarındaki payı yaklaşık olarak %75'tir (Türkeş, 2013c; 2019).

küresel nüfus miktarı ve adaptasyon sağlamayan varsayımlara göre, yaklaşık olarak 10.4 milyon daha az insanın artan deniz seviyesinin etkilerine maruz kalacağı anlamına gelmektedir. Öte yandan, deniz seviyesinin daha yavaş yükselmesi özellikle kıyı nüfusunun ve ekolojik sistemlerin adaptasyonu için de büyük fırsatlar sağlayacaktır (IPCC, 2018).

Çeşitli model projeksiyonlarına bağlı olarak yapılan ve IPCC (2013)'de yer alan çalışmaya göre, 1986-2005 referans periyoduna bağlı olarak deniz seviyesinin 2100'e kadar 26 ila 82 cm arasında artması öngörülmektedir (Şekil 15). Bu yükselme oranı, IPCC (2007)'de öngörülen 18 ila 59 cm artıştan önemli ölçüde daha yüksek olduğunu da göstermektedir. Sürekli ve devam eden küresel deniz seviyesi yükselmesinin yanı sıra 21. yy sonları için öngörülen bu tür salınımlar, düşük rakımlı ya da deniz seviyesinin altındaki alanlarda yaşayan kıyı toplulukları için taşkın afetlerine ve deniz seviyesi yükselmelerine karşı uyum sağlayamama riskini daha da artıracaktır (Esteban vd., 2019).

Öte yandan, Grönland buz tabakalarının erimesinde gözlenen artışlar kar yağışındaki artışı aşacak ve bu da yüzey kütle dengesindeki değişikliklerin gelecekteki deniz seviyesine pozitif yönde yansıyacaktır. Antarktik'te ise kar yağışında artış beklenmektedir. Bu da gelecekte deniz seviyesindeki artışa negatif yönde etki edecektir. Ancak Batı Antarktika'daki buz kalkanı deniz seviyesinin altında kaldığı için erimeye başlarsa, küresel ortalama deniz seviyesi 21. yy sonu için öngörülen aralığın önemli ölçüde üzerine çıkmasına neden olabilir (IPCC, 2013). Gerçekten, kıtanın batı kesimindeki buz kalkanlarının gelecekteki kararlılığı ile ilgili endişeler bulunmaktadır.

Şekil 15: 1986-2005 küresel ortalama deniz düzeyine göre 21. yy için tüm RCP senaryolarına ait küresel deniz seviyesi değişimleri[20]



Kaynak: IPCC. (2013). Summary for Policymakers. 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. s.24

Okyanuslar, Yerküre sisteminin önemli bir parçasıdır ve yıllık antropojenik CO_2 emisyonları için önemli bir yutak görevi görmektedir. Konuyla ilgili yapılan çalışmalar, okyanusların yıllık CO_2 emisyonların yaklaşık %25-30'unu absorbe ettiğini ve böylece iklim değişikliğinin gezegen üzerindeki etkilerini hafiflettiğini göstermektedir (IPCC, 2018; League vd., 2019; WMO, 2019). Ancak okyanuslarda artan CO_2 miktarı, okyanus kimyasında değişikliklere neden olmuştur. Başka bir deyişle emilen CO_2 deniz suyu ile reaksiyona girerek okyanusun asitliliğini artırmıştır.[21] Asitliliğin ölçüsü ise pH seviyesindeki azalmalar tarafından ölçülür. Nitekim 1980'li yılların sonlarından bu yana okyanuslarda yapılan gözlemler, her on

[20] Temsili Konsantrasyon Rotaları (RCP: Representative Concentration Pathways), sera gazı emisyonları ve aerosoller aracılığıyla gelecekte Yerküre ışınımsal zorlamasında gerçekleşecek değişiklikleri temsil eden senaryolardır. Bu bağlamda, 2007 IPCC Uzmanlar Toplantısı'nda emisyon miktarları ve ışınımsal zorlama seviyelerine göre 4 adet RCP senaryosu tanımlanmıştır. Bunlar, ışınımsal zorlama değerleri olarak en küçükten en büyüğe doğru RCP3-PD(RCP2.6), RCP4.5, RCP6.0 ve RCP8.5'dir (Konuya ilişkin daha ayrıntılı bilgi için bkz. Akçakaya vd., 2013; Gürkan vd., 2016). Her senaryoya ait muhtemel aralıklar bantlar şeklinde gösterilmiştir. 2081-2100 dönemine ait ortalamalar için değerlendirilmiş muhtemel aralıklar, renkli dikey çubuklar olarak verilmiştir ve ortalamaya karşılık gelen medyan değerler yatay bir çizgi olarak gösterilmiştir (IPCC (2013)'e göre yeniden düzenlenmiştir).

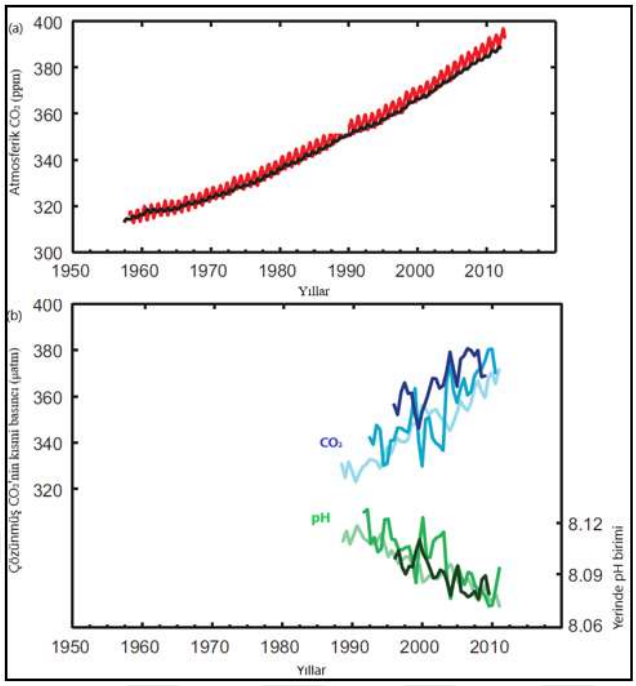
[21] Konuya ilişkin daha ayrıntılı bilgi için bkz. Goosse vd., (2010, ss. 157-160).

yılda küresel ortalama okyanus pH değerinin 0,017-0,027 düzeyinde belirgin bir şekilde azaldığını göstermektedir (Şekil 16b). Bununla birlikte, sanayileşme döneminin başlangıcından günümüze yaklaşık 150 yılda pH değeri 0,1 oranında azalarak okyanus asitliliğinde %26 oranında bir artışa neden olmuştur (Goosse vd., 2010; IPCC, 2013; Kurnaz, 2013; League vd., 2019; WMO, 2019). Okyanus suyunun asitliliğindeki bu artış, başta mercan resifleri olmak üzere fitoplankton ve zooplanktonların yaşam döngüsünü doğrudan etkilemektedir. Aslında okyanusların üst kesimlerinde yaşayan planktonlar, atmosferdeki CO_2'i absorbe ederek kendilerine kabuk oluştururlar ve bunlar öldükleri zaman okyanus dibinde birikerek atmosferdeki CO_2'nin milyonlarca yıl deniz tabanında kalmasını sağlarlar (Kurnaz, 2013). Ancak okyanus suyunda artan asitlilik, planktonların kabuk oluşturma kapasitelerini azaltmaktadır. Bu durum, atmosferde daha fazla CO_2'nin kalmasına neden olmaktadır. Dolayısıyla, atmosferik CO_2 miktarının artması planktonların büyüme ve üreme potansiyelini azaltarak deniz yaşamını etkiler.

Goosse vd. (2010)'nin çalışmasına göre, 2100 yılına kadar okyanus sularındaki pH değeri yaklaşık olarak 0,3-0,4; 3000 yılına kadar ise 0,7 oranında azalacaktır. Bu azalma miktarının son birkaç yüz milyon yıl için tahmin edilenden daha düşük olacağı belirtilmiştir. Ancak azalmadaki kesin değer yine de CO_2 emisyon miktarına ve küresel sıcaklığın artış oranına bağlı kalacaktır.

Okyanuslar, artan sera gazı konsantrasyonları nedeniyle, özellikle 1950'li yıllardan itibaren kesin olarak ısınmaya başlamıştır. Gerçekten, sera gazlarının artan konsantrasyonlarının bir sonucu olarak iklim sisteminde biriken fazla enerjinin %90'dan fazlası okyanuslar tarafından alınmaktadır (WMO, 2019). Okyanusların ısınmasından kaynaklanan termal genleşme ise deniz seviyesinin yükselmesine yol açmaktadır.

Şekil 16: Küresel karbon döngüsündeki değişimin gözlenen çoklu göstergeleri[22]



Kaynak: IPCC. (2013). Summary for Policymakers. 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. s.12

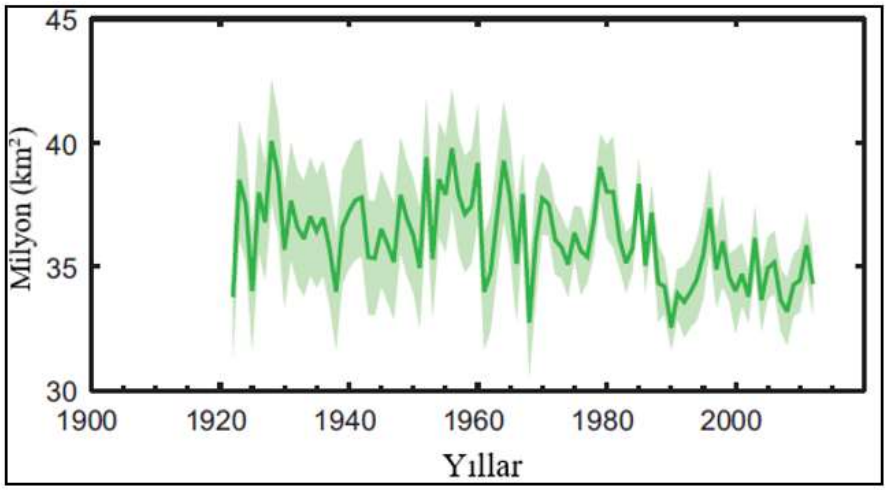
Bütün senaryolara göre okyanuslar ısınmaya devam edecektir ve yüzey kesiminde biriken ısı daha derin suları da ısıtarak okyanus dolaşımını etkileyecektir. Bu bağlamda, 21. yy boyunca okyanuslardaki ilk 100 m'de tahmini ısınmaların 0.6°C (RCP2.6) ila 2°C (RCP8.5); 1 km derinlik için ise 0.3°C (RCP2.6) ve 0.6°C (RCP8.5) arasında olması öngörülmektedir. Ayrıca RCP4.5 senaryosuna göre, 21. yy'ın sonunda okyanuslar tarafından alınan ısı enerjisinin yarısı ilk 700 m'de; %85'i ise ilk 2000 m'de birikecektir (Collins vd., 2013). En güçlü ısınmaların ise subtropikal ve tropikal bölgelerdeki yüzey sularında olması beklenmektedir.

Okyanus yüzeyinden derinlere doğru olan ısı transferi, sera gazı emisyonları azalsa bile, yüzyıllarca devam edecektir. Bu durum, plankton veya balıkların daha yüksek enlemlere taşınmasına ve ekosistemlerin birleşmesine neden olacaktır. Ancak nispeten daha az hareket edebilen ekosistemler (yosun ormanları, mercan resifleri

[22] (a) Mauna Loa ve Güney Kutbu'nda 1958'den beri gözlenen CO_2 konsantrasyonları; (b) okyanus yüzeyinde çözünmüş CO_2'nin kısmi basıncı (mavi eğriler) ve okyanus suyu asitliliğinin bir ölçüsü olan pH değerinin Atlantik (siyah ve koyu yeşil eğriler) ve Pasifik Okyanusu'ndaki (açık yeşil eğri) üç ayrı istasyona ait ölçümleri (IPCC (2013)'e göre yeniden düzenlenmiştir).

gibi), yüksek ölüm ve kayıp oranlarıyla karşı karşıya kalacaktır (Allen vd., 2018). Örneğin, 1.5°C ortalama küresel sıcaklık artışıyla birlikte mercan resiflerine ait yaşam alanının %10-30'a düşmesi ve 2°C ısınmada ise %1'den daha az bir alanda sınırlı kalması öngörülmektedir (IPCC, 2018; WMO, 2019). Gerçekten, 1.5°C küresel ısınmada okyanus ısınmasının ve asitleşmesinin çeşitli deniz organizmalarını ve ekosistemleri, ayrıca su ürünleri yetiştiriciliği ve balıkçılık gibi sektörleri etkileyeceği kesindir ve en fazla tehdit altındaki denizel ekosistemin mercan resifleri olması öngörülmektedir.

Şekil 17: Kuzey Yarımküre ilkbahar (mart-nisan) yıllık ortalama kar örtüsünün kapladığı alandaki değişimler[23]



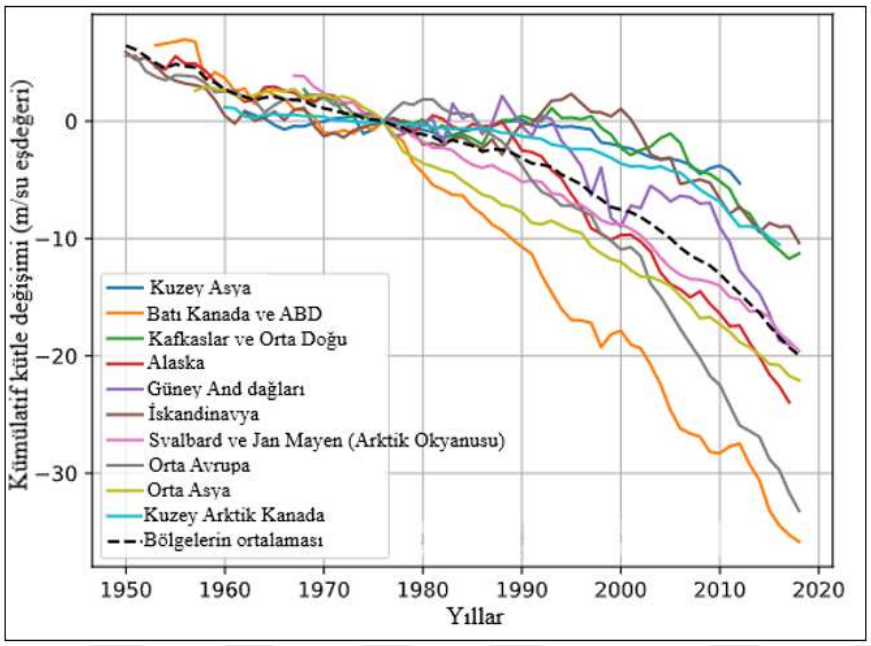
Kaynak: IPCC. (2013). Summary for Policymakers. In: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. s. 8.

Küresel ısınmanın en önemli etkilerinden bir diğeri kriyosfer üzerinde gözlenmektedir. Gerçekten, Kuzey Kutbu'ndaki deniz buzu, Grönland ve Antarktika'daki buz kalkanları ve KYK kar örtüsü (Şekil 17), önlenemeyen ve geri dönüşü olmayan bir şekilde küresel çapta daralmaya ve incelmeye devam etmektedir. Ayrıca permafrost sahalarındaki sıcaklıklar da artış göstermektedir. (Abram vd., 2019). Öte yandan, dünya çapında 40'tan fazla ülkenin bilimsel işbirliği ağından oluşan Dünya Buzul İzleme Servisi (WGMS)'nin 30 yıldan fazla gözlem süresine sahip olan ve küresel ölçekte buzul koşullarındaki değişiklikleri temsil edebilen

[23] IPCC (2013)'e göre yeniden düzenlenmiştir.

referans buzullarına ait çalışması, küresel ısınmanın kriyosfer üzerindeki etkisini açıkça göstermektedir (Şekil 18).

Şekil 18: Referans buzullardan elde edilen verilere dayanarak 1976'ya göre bölgesel ve küresel ortalamalarda gözlenen kümülatif buzul kütle değişimi[24]



Kaynak: WGMS. (2017). Global Glacier Change (Bulletin No. 2. 244 pp.). Erişim tarihi: 27 Ocak 2020

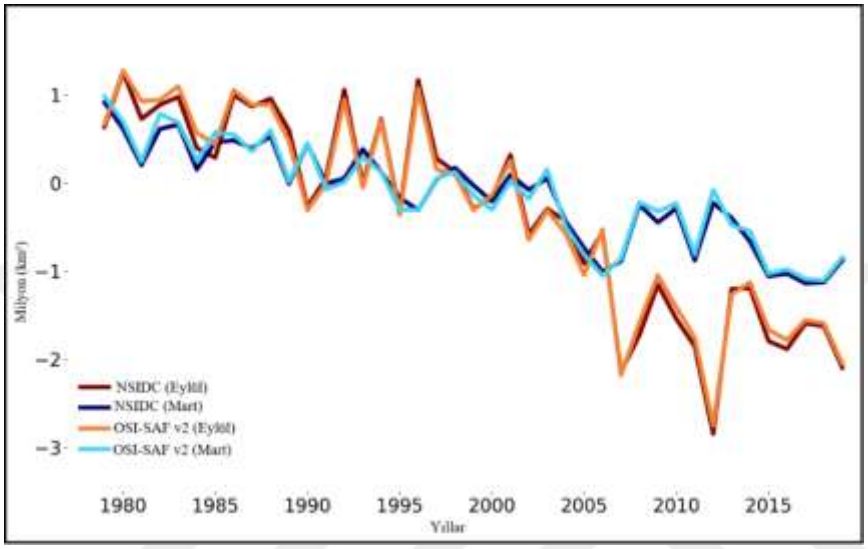
League vd. (2019)'e ait çalışmaya göre, 1979-2018 dönemine ait her on yıllık zaman periyodunda Arktik yaz deniz buzu oranı %12 oranında azalmıştır. Bunun yanı sıra, 2015-2019 dönemini kapsayan son beş yıllık Arktik ortalama yaz minimum ve kış maksimum deniz buzu miktarı 1981-2010 ortalamasının oldukça altında gözlenmiştir (League vd., 2019). Nitekim Arktik deniz buzuna ait son beş yıllık kayıtlar (2015-2019), en düşük dört kış mevsimi deniz buzu miktarını içermiştir (Şekil 19). Antarktika buz tabakasından yıllık olarak kaybedilen buz miktarı ise 1979-2017 yılları arasında en az altı kat artmıştır (Abram vd., 2019; League vd., 2019).

Küresel ısınma arttıkça kriyosferdeki azalmalar ve daralmalar 21. yy boyunca devam edecektir. Örneğin küresel ortalama sıcaklıkta gözlenecek 1.5°C'lik artışta, yaz aylarında deniz buzu içermeyen bir Kuzey Kutup Denizi'nin görülme olasılığı yüz

[24] Kümülatif değerlerin 1976 yılına göre değişimleri y ekseninde birim (metre) su eşdeğeri olarak verilmiştir (WGMS (2017)'e göre yeniden düzenlenmiştir).

yılda bir olarak öngörülürken, 2°C'lik bir artışta on yılda bir olması beklenmektedir (Allen, 2018; IPCC, 2018).

Şekil 19: Farklı model çalışmaları altında eylül ve mart aylarına ait 1981-2010 referans döneminden farklara göre 1979-2019 yılları arasında Arktik buzul miktarında gözlenen değişimler[25]



Kaynak: WMO. (2019). WMO Provisional statement on the state of the global climate in 2019. s.14.

Önümüzdeki yüzyılda küresel sıcaklıklar arttıkça KYK kar örtüsünün azalması neredeyse kesindir. Gerçekten, sıcaklık ve yağıştaki değişkenliklerin KYK'daki kar birikim trendlerinin yönü ve büyüklüğü üzerindeki etkisini araştıran bir çalışmaya göre (Mankin ve Diffenbaugh, 2015), yüzyılın sonuna kadar küresel ısınmadan kaynaklı kar birikimi ve yağışlarında yaygın azalışların olacağı ve kar-bağımlı sistemlerin etkileneceği vurgulanmıştır. Bu bağlamda, yapılan model çalışmalarına göre KYK kar örtüsünde yüzyıl sonuna kadar %7 (RCP2.6) ve %25 (RCP8.5) arasında bir azalmanın olması tahmin edilmektedir (Collins vd., 2013). Kış aylarındaki kar birikiminde gözlenen ve beklenen bu azalmaların ve erken kar erimelerinin ekosistemler, gıda, su ve enerji sistemleri için doğrudan ve hayati sonuçları olacaktır. Ayrıca kar birikimi ve örtüsünün atmosferik sirkülasyon, toprak nemi ve yüzey ışınım dengesi üzerinde önemli dolaylı etkileri olduğu için kar örtüsündeki azalmaların ve erken kar

[25] WMO (2019)'a göre yeniden düzenlenmiştir.

erimelerinin ilkbahar ve yaz aylarındaki ekstrem sıcaklıklarda ve orman yangınlarında artışlara neden olması muhtemeldir (Mankin ve Diffenbaugh, 2015).

Bunun yanı sıra, küresel sıcaklıklar arttıkça permafrost sahalarındaki küçülmelerin miktarı büyüyecektir. Özellikle artan küresel ortalama sıcaklıklar ve kar örtüsündeki azalmalardan etkilenen yüzeye yakın permafrost sahalarının yüzyıl sonuna kadar kapladığı alanda %37 (RCP2.6) ve %81 (RCP8.5) arasında bir daralmanın gerçekleşmesi öngörülmektedir (Collins vd., 2013). Kuşkusuz permafrost sahalarındaki sıcaklık artışlarının en büyük etkisi, CO_2'in atmosferik yaşam süresine nazaran daha uzun bir süre boyunca atmosferde kalabilen ve pozitif ışınımsal zorlama bakımından daha etkili olduğu bilinen CH_4 gazının salımındaki artış olacaktır.

Küresel iklimde gözlenen son değişikliklerin bir diğer etkisi ekolojik sistemler üzerinde gözlenmektedir. Küresel ısınmanın soğuk karasal iklim bölgelerinden tropikal denizel ortamlara kadar birçok ekolojik döngüde bozulmalara, değişikliklere hatta bazı türlerin yok oluşuna neden olduğu birçok bilimsel çalışma aracılığıyla kanıtlanmıştır. Gerçekten, mekânsal olarak oldukça heterojen olan bölgesel ekolojik koşullar iklim değişikliğine daha ilişkili ve benzer tepkiler sergilemektedir (Walther vd., 2002). Diğer yandan, türlerin son ve geçmiş iklim değişikliğine olan duyarlılığı dikkate alındığında, insan kaynaklı iklim değişikliği ve küresel ısınmanın yakın gelecekte canlı türlerinde gözlenecek yok oluşların temel nedeni olarak davranma olasılığını artırmaktadır.

Hayvan ve bitki yaşamının iklim değişikliğine tepkisini anlamak için genel olarak türlerin fenolojisinde gözlenen değişiklikler takip edilir. Neredeyse bütün fenolojik evreler ilkbahar aylarındaki sıcaklıklarla ilişkili olduğu için ilkbahar fenolojisini kontrol eden iklimsel sinyaller oldukça iyi anlaşılmasına rağmen sonbahar aylarına ait fenolojik olaylardaki değişimler daha az belirgin ve daha heterojen bir model göstermektedir (Walther vd., 2002). Özellikle ABD ve Avrupa'daki çalışmalar, türlerin iklim değişikliğine verdiği yanıtları yansıtan birçok fenolojik eğilimler ortaya koymuştur. Örneğin, ilkbahar faaliyetlerinin zamanlamasındaki yaygın değişiklikler arasında kuşların erken üremesi, göçmen kuşların daha erken başlayan yolculuğu, kelebeklerin daha erken ortaya çıkması ve bitkilerin daha erken filizlenmesi ve çiçeklenmesi yer alır. Gerçekten, 20. yy'ın son 30 yıllık dönemine ait daha yüksek

sıcaklıkların organizmaların fenolojisini, türlerin çeşitliliğini ve dağılımını ve toplulukların bileşimini ve dinamiklerini etkilediği gözlenmektedir (Walther vd., 2002; Thomas vd., 2004).

Öngörülen iklim senaryolarıyla ilişkili olarak türlerin dağılım projeksiyonlarının kullanıldığı ve kara yüzeyinin yaklaşık %20'sini kapsayan örnek bölgelerdeki türlerin (özellikle endemik türlerin) yok olma riskleriyle ilgili değerlendirmelerin yapıldığı bir çalışmaya göre (Thomas vd., 2004), 2050 için orta düzeydeki bir küresel ısınma senaryosu temelinde örnek bölgelerdeki türlerin ve taksonların yaklaşık %15-37 oranında yok olacağı öngörülmektedir. Bu nedenle, söz konusu senaryolar sera gazı emisyonlarını azaltmak için gerekli stratejilerin hızlı bir şekilde uygulanmasının önemini göstermektedir.

Antropojenik küresel ısınma, iklim sisteminde çok sayıda değişikliklere neden olmuştur. Bu değişikliklerden bir diğeri de birçok kara bölgesinde daha sık görülen ısı dalgalarıdır. Özellikle şehirleşmenin beraberinde getirdiği inşa edilmiş ortamlar, ısıya maruz kalmayı güçlendirmektedir. Nitekim dünyanın en büyük 1692 şehrini içeren bir çalışmaya göre, 1950-2015 döneminde kentsel nüfusun yaklaşık %60'ı dünyadan iki kat daha fazla ısınmıştır (League vd., 2019). Öte yandan, nüfus planlama senaryoları kentsel nüfusun 2050 yılına kadar %70'e yükselmesini öngörmektedir. Dolayısıyla, kentsel ortamları değiştirmek için harekete geçilmezse, dünya nüfusunun büyük bir çoğunluğu yakın gelecekte aşırı sıcaklıklarla daha fazla karşı karşıya kalacaktır.

Son yıllarda giderek etkisini artıran ısı dalgaları, 2015-2019 periyodunda tüm kıtaları etkisi altına almış; Avusturalya, Hindistan, Japonya ve Avrupa'daki birçok ülkede rekor sıcaklıkların gözlenmesine neden olmuş ve insan sağlığı ve refahını olumsuz yönde etkilemiştir. Dünya Meteoroloji Örgütü'nün yayınladığı rapora göre (WMO, 2019), 2018 yılında 65 yaş üstü 220 milyon insan ısı dalgalarından etkilenmiş ve 1986-2015 ortalamasını ve 2011 yılındaki maksimum değeri geçerek rekor seviyelere ulaşmıştır. Ayrıca ısı dalgalarının 2019 yazında Arktik bölgesinde, Amazon yağmur ormanlarında ve Avusturalya'da yaşanan olağandışı yangınların gerçekleşmesinde ana etkenlerin başında yer aldığı bilinmektedir.

IPCC SR15 (2018)'e göre, gelecek için ekstrem ısı dalgaları yıllar arası sıcaklık değişkenliğinin en düşük olduğu tropik bölgelerde daha fazla artış gösterecektir.

Ayrıca Avrupa, Asya ve Avustralya'nın büyük bölümünde ısı dalgalarının sıklığında artışlar beklenmektedir (IPCC, 2013). Diğer yandan, küresel ısınmayı yüzyılın sonuna kadar 2°C yerine 1.5°C'de sınırlamak, yaklaşık 420 milyon daha az insanın sıklıkla sıcak ısı dalgalarına maruz kalmasına (yüksek güvenirlikle) neden olacaktır. Bu bağlamda, dünya enerjisinin yaklaşık %78'ini tüketen ve CO_2 emisyonlarının yaklaşık %60'ından sorumlu olan şehirler (League vd., 2019), ısı dalgaları ve ortalama sıcaklıklardaki artışları en aza indirgemek için merkezi bir role sahiptir. Daha temiz enerji üretim sistemlerine geçiş ve ormanlaştırma faaliyetleri ile birlikte sera gazı emisyonlarında gözlenecek azalmalar, şehirlerdeki hava kirliliğini ve ısı dalgalarının etkilerini minimize edecektir. Bu nedenle, dünya şehirleri iklim eylemleri bakımından önemli bir konuma sahiptir.

İklim değişikliğinin insan sağlığı üzerinde doğrudan ve dolaylı etkileri çeşitli coğrafi bölgelerde ve farklı şekillerde gözlenmektedir. İklim değişikliğinin insan hayatı ve sağlığı üzerindeki doğrudan etkilerinin başında sıcaklık ve yağış değişimleri, ısı dalgaları, kuraklık olayları, şiddetli fırtınalar, sel ve taşkınlar aracılığıyla gerçekleşen hastalık ve ölümler gelmektedir. İnsanların iklim değişikliğiyle ilişkili olarak karşı karşıya kaldığı dolaylı hastalıklar ise vektör,[26] su, gıda tüketimi ve hayvanlar aracılığıyla ortaya çıkmaktadır. Bu etkenlere bağlı olarak ortaya çıkan hastalıkların coğrafi dağılışı hava ve iklim koşullarında gözlenen değişikliklerle doğrudan ilişkilidir. Bu bağlamda, dünya nüfusunun %50'sinden fazlasının denize 60 km'lik aralıkta yaşadığı dikkate alındığında, küresel ısınmanın etkisiyle deniz düzeyinde gözlenen artışların sel riskini ve suyla ilişkili enfeksiyon hastalıklarını artıracağını ve bu etkilerin ölümcül sonuçlar doğuracağını öngörmek oldukça basittir.

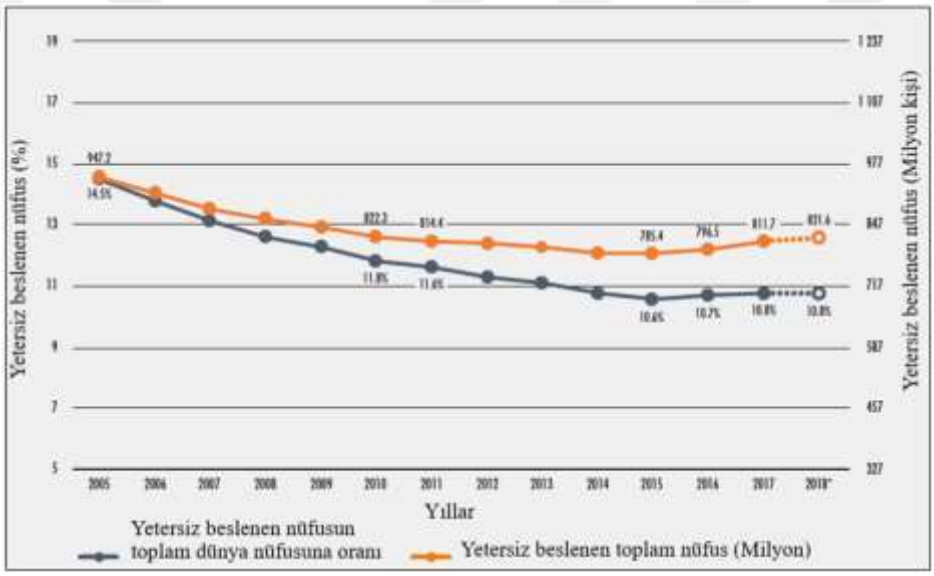
IPCC'nin 2014 yılında yayınlanan ve insan sağlığının iklim değişikliğine vereceği tepkiyi konu alan bölümde, 2050 yıllarına kadar iklim değişikliğinin hâlihazırda var olan sağlık sorunlarını artıracağı ve mevcut hastalıkların, özellikle enfeksiyon yoluyla ortaya çıkan hastalıkların, etki alanlarını genişleteceği belirtilmiştir (Smith vd., 2014). Ayrıca, gelecek senaryolar altında ısı dalgaları ve yangınlardan kaynaklı hastalık ve ölüm riskinin artış göstermesi, yiyecek, su ve vektör kaynaklı

[26] Vektör aracılı hastalıklar sivrisinek, kene, pire gibi haşerelerden insanlara enfeksiyon ve kan emilmesi aracılığıyla geçen hastalık çeşitleri olarak tanımlanır (Çelik vd., 2008).

hastalıkların artması ve bu sorunların en çok yoksul kesimleri etkilemeye devam etmesi öngörülmektedir.

İklim değişikliğinin insan sağlığı üzerindeki etkilerini azaltmak için etkili önlemlerin alınması oldukça önemlidir. Temiz su ve besin güvenliğinin sağlanması, temel sağlık bakımlarının iyileştirilmesi, yoksulluğu azaltmak için etkili halk sağlığı önlemlerini içeren programların hayata geçirilmesi ve afete hazırlık ve müdahale kapasitesinin artırılması gibi önlemler, toplumların iklim değişikliğine karşı kırılganlığını kısa vadede azaltacaktır.

Şekil 20: 2005-2018 yılları boyunca yetersiz beslenen toplam nüfusta gözlenen değişim[27]



Kaynak: FAO vd., (2019). The state of food security and nutrition in the world: Safeguarding against economic slowdowns and downturns. s. 6.

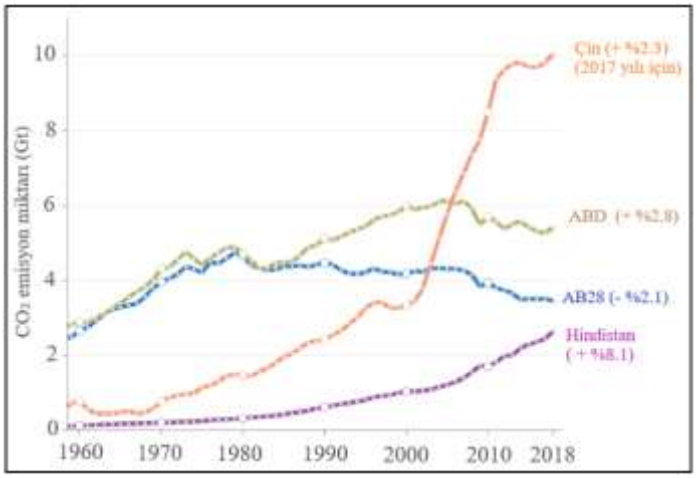
İklim değişkenliği ve ekstrem hava koşulları küresel açlık, gıda güvenliği, göç olayları ve ekonomik koşullar üzerinde de olumsuz etkiler yaratmaktadır. Gerçekten, artan küresel sıcaklıklar ve değişen yağış desenleri otlak alanlarını, tarım arazilerini ve mahsul verimlerini etkilemektedir. Örneğin gelişmekte olan ülkelerdeki tarım (ekinler, hayvancılık, ormancılık, balıkçılık ve su ürünleri), 2006-2016 yılları arasında iklimde gözlenen değişikliklerle ilişkili yaşanan orta ve büyük ölçekli felaketlerden kaynaklı kayıp ve hasarın yaklaşık %26'sını oluşturmuştur (WMO, 2019). Diğer taraftan,

[27] Noktalı çizgi halinde belirtilmiş 2018 yılına ait değerler, projeksiyonlar aracılığıyla öngörülmüştür (FAO (2019)'a göre yeniden düzenlenmiştir).

güvenlik yetersizlikleri ve çatışmalar, ekonomik durgunluk ve gerilemelerin yanı sıra iklim değişkenliği ve ekstrem hava olayları, küresel açlık ve yetersiz beslenmede gözlenen son artışın ve ciddi krizlerin önde gelen nedenlerinden biri olarak görülmektedir. Dünya nüfusunun karşı karşıya kaldığı en büyük sorunlardan birisi olan yetersiz beslenme, yaklaşık on yıl boyunca süren bir düşüşün ardından yeniden artış göstermiştir (Şekil 20). Gerçekten, 2018 yılı için yapılan çalışmalar dünya nüfusunda her on kişiden birinin (820 milyondan fazla insan) açlık sorunu yaşadığı sonucuna ulaşmıştır (FAO, 2019). Özellikle çatışmalardan etkilenen ve kuraklığa karşı hassas olan Sahra-altı ülkeleri başta olmak üzere, Latin Amerika, güney ve batı Asya ülkelerindeki nüfus, açlık sorunun artış gösterdiği bölgelerin başında gelmektedir. Bu bağlamda, 2015-2018 yılları arasında sadece Sahra-altı Afrika'sında yaklaşık 23 milyondan fazla insan yetersiz beslenme sorunuyla karşı karşıya kalmıştır (FAO, 2019).

Sera gazı emisyonları başta olmak üzere arazi kullanım değişiklikleri ve insan kaynaklı öteki etkinliklerin neden olduğu antropojenik iklim değişikliğinin, Yerküre üzerindeki hemen bütün sistemlerde gözlenen ve gelecekte devam etmesi öngörülen bozulmaların temel sebebi ve şekillendiricisi olduğu kesindir. Öngörülen iklim değişikliklerinin olumsuz etkilerini en aza indirmek için başta fosil yakıtların yanmasından ortaya çıkan CO_2 ve diğer sera gazı emisyonlarında azalmalara gidilmelidir. Bu bağlamda, CO_2 emisyonları yıllık %1'in üzerinde artmaya devam etmesine rağmen son on yılda ABD ve AB kaynaklı yıllık CO_2 emisyonlarında azalmalar gözlenmiştir (Şekil 21). Çin'deki emisyonlar ise 2000-2010 yılları arasında gözlenen olağanüstü artışa kıyasla son yıllarda oldukça yavaşlamıştır. Günümüzde yıllık olarak %5'i aşan emisyon artışıyla göze çarpan Hindistan, dördüncü en yüksek emisyon seviyesine sahip olan ülke konumundadır. Gelişmekte olan 100'den fazla ülke, genel olarak güçlü bir şekilde artmaya devam eden emisyonların geri kalan %40'ından sorumludur (League vd., 2019).

Şekil 21: En çok CO_2 salımına sahip dört ülkenin 1960-2018 dönemine ait yıllık emisyon miktarları[28]



Kaynak: League, E., Kabat, P., Egerton, P., Baddour, O., Paterson, L., Nullis, C., ... ve Walsh, M. (2019). United in Science: High-level synthesis report of latest climate science information convened by the Science Advisory Group of the UN Climate Action Summit 2019.

Son yıllarda küresel enerji verimliliğinde ve yenilenebilir enerji üretimindeki artışlar çoğu gelişmiş ekonomilerde kişi başına emisyon miktarında düşüşlere neden olmuştur. Ancak Hindistan ve diğer gelişmekte olan ülkelerde kişi başına emisyonlar artmaya devam etmektedir. Gerçekten, dünya çapında yenilenebilir enerji üretimindeki olağanüstü büyümeye karşılık küresel enerji sistemine fosil yakıtların hâkimiyeti devam etmektedir.

Geçmiş, günümüz ve gelecek için yapılan çalışmalar ve modellemeler insan kaynaklı küresel ısınma ve iklim değişikliğinin kesin olduğunu ve bunun en önemli tetikleyicisi konumunda bulunan sera gazı salımlarının belli bir düzeyde durdurulması veya azaltılması halinde bile, küresel iklim sisteminde farklı zaman periyotlarına sahip geri beslemelerden dolayı iklim değişikliği etki ve şiddetinin yüzyıllarca süreceğini göstermektedir. Buz tabakalarındaki değişimler, deniz seviyesindeki artışlar ve okyanus ısınmaları gibi birbiriyle bağlantılı geri beslemelerle ilişkili süreçler, küresel sıcaklıktaki artış sabitlendikten sonra bile yüzlerce ile binlerce yıl arasında önemli değişikliklere sebep olabilir. Bu anlamda, küresel çapta sera gazı salımlarında azalmalara gidilmezse ve ulusal koşullara özgü adaptasyon seçenekleri uygun koşullara bağlı olarak dikkatli bir şekilde seçilmezse, küresel ısınmada artışların

[28] League (2019)'a göre yeniden düzenlenmiştir.

devam etmesinin yanı sıra deniz düzeyinde yükselmeler, gıda güvenliği, ekonomik koşullar, insan sağlığı ve doğal ekosistemlere ait sorunların şiddetini ve etkisini artırarak devam etmesi kaçınılmazdır. Bu nedenle, öncelikle net sıfır emisyon politikasının hayata geçirilmesi için hem karbonsuz yakıtların kullanımında artış hem de fosil yakıtların küresel enerji üretimindeki payında hızlı bir düşüş gerekmektedir. Öte yandan, yeniden ağaçlandırma, elektrik ve diğer enerji üretim yöntemlerinin karbondan arındırılması, tarımsal emisyonlarda azalmalar ve biyoenerji yardımıyla karbonu yakalama ve depolama, doğrudan havadaki karbonu tutma ve okyanus alkalizasyonu gibi (IPCC, 2018) bir dizi negatif emisyon teknolojileri önerilmektedir. Ancak bu teknolojilerin birçoğu hâlihazırda yeterince geliştirilmediğinden veya kullanım aşamasında olmadığından dolayı önümüzdeki birkaç on yılda bile hayata geçirilmesi oldukça kısıtlı görünmektedir. Çünkü söz konusu karbonu azaltmaya yönelik teknolojiler; potansiyeller, maliyetler, riskler ve ortak faydalar açısından büyük farklılıklar göstermektedir (IPCC, 2018).

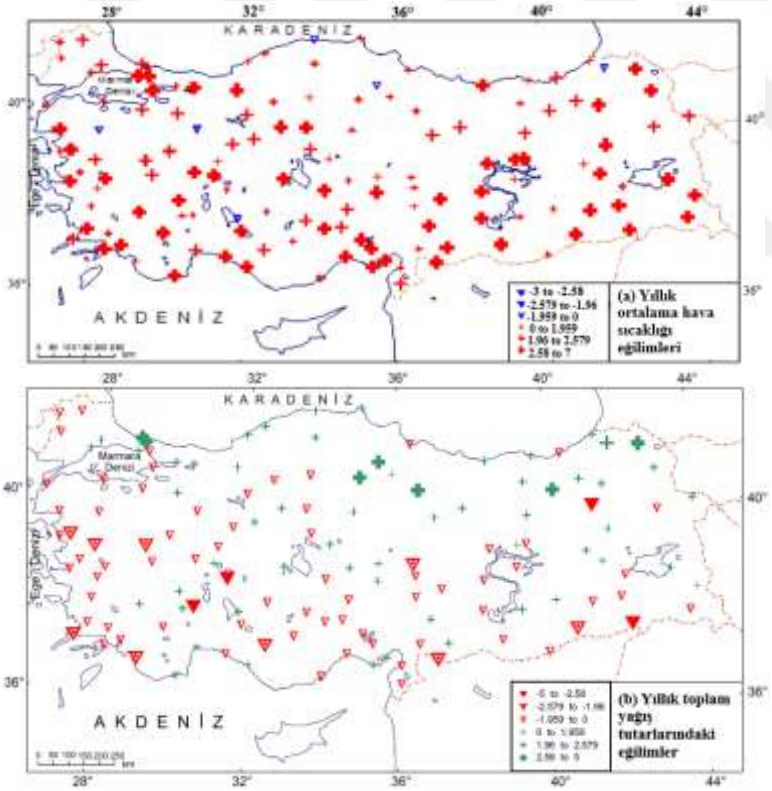
Sera gazlarında hızlı bir şekilde azalmaların gerçekleşmesi için daha güçlü ve daha çeşitli politika önlemlerinin (örneğin vergi reformları, emisyon ticaret sistemleri gibi mali reformlar, trafik, inşaat ve enerji sektörlerinde yeni standartlar ve uygulamalar, teşvikler, moratoryumlar gibi) geliştirilmesi ve hayata geçirilmesi iklim değişikliğiyle mücadele ve uyum mekanizmaları bağlamında temel unsurlardan birini oluşturur (League vd., 2019). Gerçekten, iklim değişikliğine karşı esnek ve dirençli bir ilerleme sağlanacaksa kurumsal ve ekonomik dönüşümlere ihtiyaç vardır.

2.2.4. İklim Değişikliğinin Türkiye'deki Etkileri ve Öngörüler

Küresel ısınmanın neden olduğu iklim değişikliğinin tüm dünyada görüldüğü gibi Türkiye ikliminde de değişikliklere yol açması kaçınılmazdır. Mevcut iklimi, iklim değişikliği ve değişkenliği dikkate alındığında, büyük bir bölümü yazı kurak subtropikal Akdeniz iklim kuşağında yer alan Türkiye'nin gelecekteki iklimsel koşulları bağlamında orta-yüksek riskli ülkeler arasında yer alması öngörülmektedir (IPCC, 2013; Türkeş, 2017). Akdeniz ikliminin ana özellikleri arasında bulunan yaz kuraklığı, ani ve şiddetli yağışlar, seller ve sert rüzgârlar bu iklimin görüldüğü

bölgelerin iklim değişikliğine karşı daha duyarlı olmasına yol açmaktadır (Kazancı, 2007). Nitekim IPCC'nin 2018 yılında yayınlanan 1.5°C küresel ısınma raporunun Teknik Özet bölümünde belirtildiği gibi, teknolojik ilerlemeler insanları iklim bağlantılı tehlikelerden bir miktar korumasına rağmen Akdeniz Havzası'ndaki toplumlar için iklim değişikliğinin sonuçları bir dizi toplumsal ve çevresel faktörler arasındaki uzun vadeli etkileşime bağlı olmaya devam edecektir. Bu nedenle, Akdeniz Havzası antropojenik küresel ısınmadan kaynaklı bölgesel ısınmalar ve artan yağış açıklarından dolayı iklim değişikliğine karşı kırılganlığı yüksek, hassas, savunmasız ve en çok etkilenecek bölgelerin başında gelmektedir (IPCC, 2007; 2013; 2018).

Şekil 22: Mann-Kendall sıra ilişki katsayısı anlamlılık sınamasına göre, Türkiye'nin 1950-2010 yılları arası (a) ortalama hava sıcaklığı ve (b) toplam yağış serilerindeki alansal dağılış desenleri[29]



Kaynak: Türkeş, M. (2019). İklim değişikliğinin bilimsel temelleri, Türkiye'ye etkileri. İklim Değişikliği Alanında Ortak Çabaların Desteklenmesi Projesi (iklimİN). s. 30 ve 37.

[29] Artı simgeleri serilerdeki artış eğilimlerini gösterirken ters üçgen simgeleri azalış trendlerini temsil etmektedir (Türkeş (2019)'e göre yeniden düzenlenmiştir).

Özellikle 1950'li yıllardan sonra Türkiye'nin ortalama sıcaklıklarında, kurak yılların görülme sıklığında ve periyodunda artışlar gözlenmiş (Şekil 22a), sıcak dönem genişlemiştir (Şen, 2013; Yetmen 2013a; 2015; Allen, 2018). Buna ek olarak, 1990'lardan itibaren yaz ve tropik günlerin sayılarında artışlar, kar yağışlı ve donlu günlerin görülme sıklığında önemli azalmalar kaydedilmiştir (Türkeş, 2013a; 2019). Başka bir ifadeyle, özellikle son birkaç on yılda gözlenen sıcaklık rejimi, ekstrem sıcak günlerin veya sıcak hava dalgalarının görülme sıklığında artışların olması şeklinde değişim göstermiştir. Öte yandan, özellikle ülkenin kuzey ve kuzeydoğu bölümü başta olmak üzere Tekirdağ ve İstanbul yöreleri ile İç ve Doğu Anadolu'nun kuzey ve doğu kesimlerinde (Türkeş, 2019) yağışlarda bir miktar artış gözlenmesinin ötesinde çok fazla bir değişim gözlenmemiştir (Şekil 22b). Ayrıca ülkemizdeki dağ buzullarında yıllık ortalama 10 m kadar bir gerilemenin (Sarıkaya, 2011) ve deniz düzeyinde yükselmelerin (Demir vd., 2005) meydana gelmesinin yanı sıra kar-bağımlı akarsuların pik akışları bir hafta kadar erkene kaymıştır (Yücel vd., 2015).

Türkiye ikliminde gözlenen ve 21. yy sonuna kadar öngörülen, özellikle sıcaklık ve yağış başta olmak üzere iklimsel parametrelerdeki değişimler ile ilgili projeksiyon çalışmalarına (Öztürk, 2002; Akçakaya, 2013; Şen, 2013; Turp vd., 2014; Erlat ve Türkeş, 2015; MFWA, 2016; Gürkan vd., 2016; Demircan vd., 2017b; 2017c; Eskioğlu vd., 2017; Türkeş, 2019) göre, 1990'lı yıllardan itibaren yıllık ortalama sıcaklıkta gözlenen artışlar yüzyılın sonuna kadar yükselmeye devam edecektir. Gerçekten, farklı referans periyotlarına bağlı olarak 21. yy için öngörülen farklı emisyon senaryolarına (özellikle RCP4.5 ve RCP8.5) göre sıcaklıklardaki artışın devam etmesi kaçınılmazdır. Yapılan çalışmalarda, dikkate alınan farklı referans periyotları, model kullanımları ve Temsili Konsantrasyon Senaryolarının (RCP) büyüklüğü ile ilişkili olarak sıcaklıklardaki artış şiddeti ve etki alanı değişiklik göstermektedir. Buna ek olarak, yaz aylarındaki sıcaklık artışları soğuk mevsimlere göre daha fazla olacaktır. Diğer yandan, sıcaklık ve bağıl nem arasındaki kuvvetli ilişkiden dolayı ortalama sıcaklıklarda beklenen artışlar bağıl nem üzerinde azalışlara neden olacaktır. Bu durum, aynı zamanda yağış miktarındaki azalmaları da güçlendirecektir (Eskioğlu vd., 2017).

Yağış projeksiyonları ile ilgili çıktılar, yüzyıl sonuna kadar ülke genelinde artış ve azalışların yaşanmasını öngörmektedir. Gelecekteki yağış rejiminde öngörülen

düzensizliğin en önemli sebepleri arasında ülkemizin farklı basınç sistemlerinin etkisi altında olması ve coğrafik özellikleri bakımından çeşitlilik göstermesi yer almaktadır. Bu nedenle, sıcaklık ve yağış ortalamalarında görülen değişiklikler bölgesel olarak, havza ve il ölçeğinde kendini göstermektedir. Örneğin sıcaklık artışına en duyarlı havzanın Fırat-Dicle Havzası olması öngörülürken (Gürkan vd., 2016), yağış değerlerindeki değişimlere karşı en hassas havzalar ise Konya Kapalı Havzası (MFWA, 2016) ve Akdeniz Bölgesi'ndeki havzalar olması beklenmektedir. Diğer yandan, 21. yy sonuna kadar artması öngörülen sıcaklıklardan dolayı yağış türünde gerçekleşecek değişiklikler, özellikle ülke genelindeki kar yağışı miktarında önemli azalmaların gerçekleşmesine ve hidrolojik döngüde sorunlara neden olacaktır. Bu durumdan en çok Doğu Anadolu Bölgesi'ndeki hidrolojik döngünün olumsuz yönde etkilenmesi beklenmektedir.

Türkiye ikliminde öngörülen değişikliklerin başta kuraklık olaylarında artışa yol açması (Allen vd., 2018) olmak üzere bitkisel verimlilikte, su kaynaklarında ve ekosistemlerde kayıplara, orman yangınlarında artışlara ve daha birçok doğal ve sosyoekonomik koşullarda olumsuz etkilere neden olması öngörülmektedir. Gerçekten, değişen iklim koşulları, gözlenen kuraklık ve çölleşme tehlikesi ve meteorolojik afetlerdeki artışlar tarım alanlarında önemli verim kayıplarına sebep olmaktadır (Gürkan vd., 2017). Tarımsal üretimde yaşanacak kayıplar, hem tarım faaliyetleriyle geçimini sağlayan toplulukları hem de ülke ekonomisini olumsuz şekilde etkileyecektir. Son yıllarda özellikle tahıl üretiminin kuraklıklar tarafından etkilenmesi gıda fiyatlarındaki artışın temel sebeplerinden birini oluşturmuştur. Bu durum, tarım ürünleri bakımından dışa bağımlı olan ve başta Türkiye'nin güneyinde yer alan ülkelerdeki gıda güvenliğini tehdit etmektedir (Şen, 2013).

Öte yandan, iklim değişikliğine uyum sağlayabilen bazı bitkilerin yeni iklim koşulları ile birlikte sıcaklık ve yağış miktarıyla ilişkili eşik değerlerinde değişimler gerçekleşecektir. Fakat yaşam alanlarındaki dağılışının büyük ölçüde iklime bağlı olduğu bilinen ve değişen iklim koşullarına karşı adaptasyon sağlamakta hassas olan ülkemizdeki endemik bitkilerin yaşamı risk altındadır (Güser vd., 2017). Doğal ve gözetim altında olan ekosistemlerdeki riskler, nemli alanlara göre kurak alanlarda daha yüksektir. Buna paralel olarak, küresel ısınmanın 1.5°C'nin üstünde gerçekleşmesi, çölleşmeye ve böylece Akdeniz biyomundaki bitki örtüsünün değişmesine yol açabilir

(orta derecede bir güvenirlikle) ve bu da son 10,000 yıl içinde eşi benzeri görülmemiş değişikliklere neden olabilir (Allen vd., 2018).

İklim değişikliğinden en fazla etkilenen ekosistemlerin başında gelen sulak alanlar, tropikal ormanlarla birlikte en çok biyolojik üretim yapan ve önemli karbon yutakları olarak bilinen sahalardır (WWF, 2019). Su döngüsünü destekleyen, yeraltı suyu kaynaklarını besleyen, suyu arıtan ve tarım alanlarının verim kalitesini artıran sulak alanlar, ülkemizdeki sıcaklıkların artmasına ve yağışların azalmasına bağlı olarak kuruma tehlikesiyle karşı karşıya kalmıştır. Gerçekten, ülkemizde yapılan çalışmalar, son 50 yılda 1,3 milyon hektar (Van Gölü'nün üç katı) sulak alanın ortadan kalktığını göstermiştir (WWF, 2019). Bu nedenle, sulak alanlar üzerindeki insan etkisini en aza indirmek, bu alanların akıllı kullanımı ve korumasına yönelik kalıcı çözümler üretmek, hem sulak alanlardaki ekosistemin hem de balıkçılık ve tarım gibi sosyoekonomik faaliyetlerin sürdürülebilirliği için oldukça önemlidir. Nitekim sulak alanlar üzerinde sosyoekonomik faktörlerin iklim değişikliğine göre daha büyük bir etkiye sahip olduğu bilinmektedir (Allen vd., 2018).

Ülkemizdeki hızlı nüfus artışı, plansız yerleşmeler, özellikle batı illerine olan göçler kişi başına düşen su miktarını kritik seviyelere indirerek Türkiye'yi su stresi yaşayan ülkeler sınıfına dâhil etmiştir (Şen, 2013). Batı illerindeki nüfus yığılması, su kaynakları üzerindeki baskıyı her geçen gün artırmaktadır. Öngörülen sıcaklık artışı ve yağışlardaki azalmalar su stresini daha çok artırmakta ve özellikle güney havzalardaki yağış azlığı, akışların ciddi oranda azalmasına yol açarak yakın zamanda tarım ürünlerindeki verimin daha fazla azalmasının yanı sıra ülkemizin su kıtlığı yaşayan bölgeler arasında olmasıyla da karşı karşıya bırakmaktadır.

Ülkemizde öngörülen iklim değişikliğinin bir diğer önemli etkisinin, özellikle Ege ve Akdeniz bölgelerinde yayılış gösteren ve yangınlara karşı görece daha hassas durumda olan ormanlar üzerinde görülmesi beklenmektedir (Tolunay, 2013). Gerçekten, söz konusu bölgelerin yanı sıra ülkenin geri kalan kesimlerinde yayılış gösteren ormanlık sahalarda son yıllarda, özellikle sıcak hava dalgaları ve kuraklıklardan kaynaklı orman yangınları artış göstermiştir. Daha kuru topraklarla birlikte yakın gelecekte ormanlar daha sık ve yoğun yangınlarla karşı karşıya kalacak; bu da bitki örtüsünde değişikliklere ve nihayetinde sağlıklı bir ormanın su teminindeki

ve depolama kapasitesindeki avantajlarının azalmasına neden olacaktır. Diğer yandan, ormanlık alanlara yayılan kentleşme ile birlikte iklim değişikliği, ormanları daha da baskı altına koyarak zararlıları, hastalıkları ve tür kompozisyondaki değişiklikleri daha savunmasız hale getirecektir. Bu nedenle, ülkemizde özellikle sıcaklık ve kuraklığa karşı direnç sağlayacak ağaç türlerine ait ormanlık sahaların artırılması, planlı kentleşme için gerekli adımların yürütülmesi, orman yangınlarına ve bozulmalarına karşı tehditleri minimize etmekte fayda sağlayacaktır.

Farklı modellemelerden elde edilen sonuçlar görece değişiklik göstermesine rağmen, bütün model neticeleri Türkiye'nin mevcut iklim durumuna göre yakın gelecekte daha sıcak ve daha kurak bir iklim ile karşı karşıya kalacağını ve gelecekteki iklim değişikliğinden en fazla etkilenecek bölgeler arasında yer alacağını işaret eder (Turp vd., 2014; IPCC, 2013; 2018). Gerçekten, Akdeniz iklim bölgesinde yer alan ülkemizin büyük bir bölümü antropojenik iklim değişikliğinden dolayı yakın geçmişte ve hâlihazırda etkisini gösteren, özellikle kuraklıktan kaynaklı, doğal ve sosyoekonomik bozulmalara gelecekte daha fazla maruz kalacaktır. Son yıllarda meteorolojik kuraklıktan tarımsal ve hidrolojik kuraklığa kadar ilerleyen kuraklık olaylarının gelecekte görülme sıklığı ve şiddetinin artması öngörülmektedir. Başka bir ifadeyle, Türkiye'de yakın gelecekte hem meteorolojik kuraklıkların yaşanması hem de bu kuraklıkların tarımsal ve hidrolojik kuraklıklara dönüşme riskinde artışların gerçekleşmesi beklenmektedir (Kurnaz, 2014). Ayrıca yağış ve akış düzenlerindeki değişikliklerle birlikte artan sıcaklıklar, kuraklıkların sıklığını ve yoğunluğunu daha da artıracaktır. Önemli ölçüde yüzey suyuna (nehirler, akarsular ve göller) bağlı olan bölgeler, akış daha değişken hale geldiğinden ve yeraltı suyuna olan daha fazla talepten dolayı daha çok etkilenecektir. Öte yandan, değişen iklimle birlikte sel ve heyelan gibi doğal afetlerin yaşanma sıklığı da artış gösterecektir. İklim değişikliğine bağlı bu olumsuz yöndeki etkiler, Türkiye gibi gelişmekte olan ülkeler sınıfında yer almaya çalışan toplumların özellikle sosyoekonomik koşullarında sürdürülebilirliğin ve üretkenliğin azalmasına ve iklim değişikliğine karşı adaptasyonun güçleşmesine, kırılganlık düzeyinin önemli ölçüde artış göstermesine neden olacaktır.

Türkiye'nin değişen iklimine karşı etkilenebilirliğini azaltmak için özellikle iki temel başlık altında bulunan politikalara önceliğin verilmesi gerekmektedir. Birincisi, ülkemiz için yakın gelecekte öngörülen iklimsel değişikliklerin etkilerine karşı direnç

sağlayabilecek adaptasyon çalışmalarına; ikincisi, karbon ve öteki sera gazı azaltımı ile ilgili politikaların hazırlanmasına önem verilmelidir. Bu bağlamda, ülkemizin iklim değişikliğiyle ilişkili, özellikle kuraklığa karşı kırılganlığını azaltmak için, su kullanımındaki verimliliğin artması ve enerji tasarrufuna yönelik çalışmaların hayata geçirilmesi gerekmektedir. Gelecekte sıklığı ve şiddeti artması öngörülen doğal afetlerden etkilenebilirliği azaltmak için nüfusun şehir ve ülke genelindeki dağılışını düzeltmeye yönelik politika önlemleri alınabilir. En önemli geçim kaynaklarının başında gelen tarımın iklim değişikliğinden etkilenme düzeyini azaltmak için ürün desenlerinin düzenlenmesi ve tarımsal sulamada harcanan miktarın azaltılmasına yönelik çalışmaların yürütülmesi önem arz etmektedir. Öte yandan, kalkınmayı ve etkilenebilirliği dikkate alarak sera gazı emisyonlarının denetim altına alınması ve azaltılmasına ilişkin politikaların belirlenmesi ve finansmanın sağlanması ile ilgili bütüncül ve iklim dostu politikaların toplumun bütün kesimlerini temsil eden kurum ve kişilerce ortaya konulması gerekmektedir.

2.3. KURAKLIĞA NEDEN OLAN METEOROLOJİK FAKTÖRLER

2.3.1. Troposferdeki Genel Atmosfer Sirkülasyonu

Dünya atmosferi belirli bir düzen içerisinde sürekli olarak hareket etmektedir. Söz konusu hareketin temel kaynağı kutuplar ve yakın çevresi ile Ekvator ve yakın çevresinin Güneş'ten aldığı ısı enerjisindeki farklılıktan doğmaktadır. Yerküre üzerinde gözlenen ısı enerjisindeki bu dengesizlik, atmosferik hava hareketleri ve okyanus akıntıları aracılığıyla Ekvatordan kutuplara ısının taşınması ile giderilmektedir. Ancak sürekli hareket halinde olan Yerküre'ye ait dönüş hareketinin bir sonucu olarak ortaya çıkan koriyolis kuvveti, Güneş'in görünürdeki hareketi ve mevsim etmeni ile kara-deniz dağılışı ve topografyadaki farklılıklar gibi diğer fiziksel özelliklerden dolayı araya karışan birçok dinamik etmen, sırasıyla, üst ve alt atmosferdeki hava dolaşımını karmaşıklaştırır. Bu bağlamda, genel atmosfer dolaşımıyla ilgili temel olarak "Klasik Hava Dolaşımı (Sirkülasyon) Teorisi" ve "Modern Hava Dolaşımı (Sirkülasyon) Teorisi" şeklinde iki görüş öne sürülmüştür.

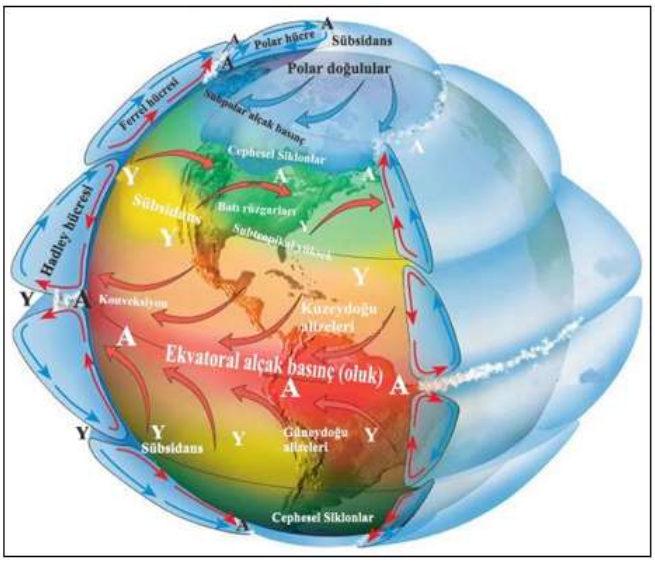
Klasik Sirkülasyon Teorisi, sırasıyla G. Hadley, W. Ferrel ve T. Bergeron'un öncülüğünde zamanla geliştirilmiştir. Teorinin son hâli olarak bilinen üç hücreli hava dolaşım modeline göre Ekvator ve kutuplar ile yakın çevresi, sırasıyla, termik alçak ve yüksek basınç koşulları; kabaca 30° ve 60° enlemleri ve yakın çevresinde ise dinamik yüksek ve alçak basınç koşulları hava dolaşımını kontrol etmektedir (Şekil 23). Bu basınç koşulları altında gözlenen üç hücreli hava dolaşım modeli Ekvator ile kutuplar arasındaki ısı dengesinin doğrudan doğruya kuzey-güney (meridyonel) yönlü gelişen hava akımlarıyla sağlandığını öne sürmektedir. Bu bağlamda, Ekvatoral bölgedeki ısınmayla ilişkili termik alçak basınç bölgesinden yukarıya taşınan hava Tropopoz düzeylerinde kutup bölgelerine doğru üst hava akımı şeklinde harekete geçer. Fakat kutuplara doğru ilerledikçe artan koriyolis kuvveti ve üst atmosferdeki radyasyondan dolayı artan yoğunlaşma, kabaca 20-35° enlemlerinde hava akımında sapmaya ve sübsidansa neden olur (Türkeş, 2016). Gerçekten, doğrudan kutup bölgelerine yönelen hava akımları kabaca 25° enlemleri civarında önemli ölçüde sapmaya uğrayarak neredeyse batı-doğu yönlü bir hava akımına dönüşür. Ayrıca sıcak ve nemli Ekvatoral bölgeden yükselen hava, ışımadan dolayı soğumaya ve yoğunlaşmaya başlar. Bu da havanın 25° enlemleri çevresinde alçalmasına neden olur. Alçalan hava adyabatik olarak ısınır, doyma ve yoğunlaşma açığı artar. Sübsidansın gerçekleştiği bu sahalar, kuru ve sıcak bir havanın yere ulaştığı kabaca bir kuşak halinde uzanan çöl bölgelerine karşılık gelir. Yer yüzeyine ulaşan hava akımı kuzey ve güney yönünde ilerlemeye başlar. Ekvatora doğru ilerleyen hava akımları KYK'da kuzeydoğu-güneybatı, GYK'da güneydoğu-kuzeybatı yönünde ilerleyerek Alize rüzgârlarını (*İng. trade winds*) oluştururlar. Öte yandan, kutuplara doğru yönelen hava akımları da bulundukları yarımküreye göre batıdan doğuya doğru ilerleyerek batı rüzgârlarını (*İng. westerlies*) oluştururlar. Bu şekilde gerçekleşen hücre, Hadley hücresi olarak adlandırılmaktadır.

Kutuplara doğru yönelen batı rüzgârları yaklaşık 60° enlemlerinde termik kökenli kutupsal soğuk ve yoğun hava kütlesiyle karşılaşarak bir dinamik alçak basınç kuşağını oluşturur. Aktif bir cephe kuşağına karşılık gelen ve Hadley ile Polar hücre arasında bulunan bu hücreye Ferrel hücresi denilmektedir (Şekil 23).

Kutuplar ve çevresinde gözlenen sübsidans, termik kökenli yüksek basınç koşullarını oluşturur ve buradan Ekvatora doğru bir hava akımı gerçekleştirir. Polar

yüksek basınç olarak bilinen bu yüksek basınç sistemi koriyolis kuvvetinin etkisiyle doğulu rüzgârlara dönüşür. Ekvatoral bölgeye doğru ilerleyen bu soğuk karasal (cP) ya da soğuk denizel (mP) doğulu hava akımları, orta enlemlerde nemli ve görece sıcak tropikal kökenli batı rüzgârlarıyla karşılaşır ve yükselici hava koşulları ile birlikte Polar cepheyi oluşturur. Bu dolaşım ise Polar hücre olarak bilinir.

Şekil 23: Klasik atmosfer sirkülasyon teorisine ait üç hücreli hava dolaşım modeli ve bu hücrelerin denetiminde gelişen geniş ölçekli yüzey basınç ve rüzgar sistemlerinin sadeleştirilmiş gösterimi[30]



Kaynak: Britannica. (7 Mart, 2019). Atmospheric circulation [Encyclopædia Britannica]. Erişim tarihi: 21 Şubat 2020.

Özellikle II. Dünya Savaşı'ndan sonra artan yüksek atmosfer gözlemleri, başta C. G. Rossby, S. Petterssen, R. C. Sutcliffe ve H. Flohn gibi yazarlar (Erol, 2011) aracılığıyla genel atmosfer sirkülasyonu ile ilişkili Modern Hava Dolaşımı Teorisi'nin ortaya atılmasına ve klasik teorinin açıklayamadığı birçok önemli noktanın yeni görüş sayesinde aydınlatılmasına yol açmıştır. Bu bağlamda, Klasik Hava Dolaşımı Teorisi'nde olduğu gibi Modern Sirkülasyon Teorisi'ne göre de atmosferik hava dolaşımının asıl kaynağı Ekvator ve kutuplar arasındaki sıcaklık gradyanıdır. Ancak söz konusu sıcaklık farkının giderilmesi için gelişen hava akımları, meridyonel ve dikey yönlü hava akımını esas alan Klasik Sirkülasyon Teorisi'nin aksine, orta

[30] Türkeş (2016, s. 47)'e göre Britannica (2008)'den yararlanılarak yeniden düzenlenmiştir.

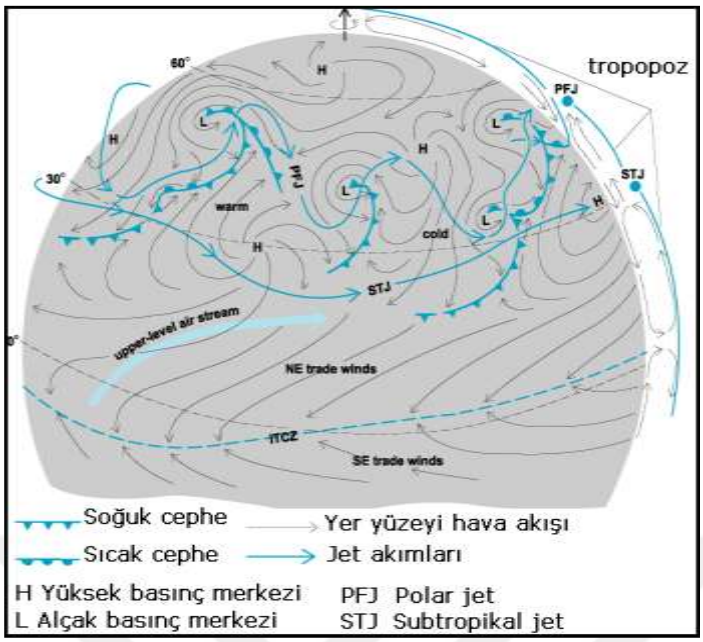
enlemlerde zonal olarak hareket eder ve kutupların soğuk havası gezici antisiklonlar aracılığıyla Ekvatora doğru taşınırken, sıcak hava ise gezici siklonlar tarafından kutup bölgelerine doğru ilerler (Şekil 24).

Öte yandan, modern teori yere yakın hava akımlarının üst seviye rüzgârları tarafından denetlendiğini savunur. Diğer bir ifadeyle, Tropopoz düzeylerinde batı-doğu yönlü gelişen jet akımları yer seviyesindeki hava akımlarını etkiler. Nitekim 60° enlemleri çevresinde batı-doğu yönünde hareket eden, kuzey-güney doğrultusunda oluk ve sırtlar şeklinde menderesler oluşturan ve gezici depresyonları da yönlendiren bu üst hava akımı polar jet rüzgârları (akımı) olarak adlandırılır. Subtropikal bölgede ve kabaca 30° enlemleri çevresinde ise subtropikal jet rüzgârları olarak bilinen ve batı-doğu yönünde uzanan bir diğer sürekli hava akımı kendini göstermektedir (Şekil 24). Subtropikal jet rüzgârları, polar jet akımına kıyasla daha az hareketlidir.

Modern teoriye göre iklim ve hava koşullarının açıklanabilmesi için yer seviyesindeki rüzgârlardan önce üst seviye hava akımlarının incelenmesi gerekir. Çünkü yeryüzü rüzgârları koriyolis etkisi ve yeryüzünün termik ve dinamik etkileri aracılığıyla modifikasyona uğramış üst seviye rüzgârlarından başka bir şey değildir (Erol, 2011). Modern kuramın diğer görüşleri ise kısaca şöyle özetlenebilir:

- Klasik teorinin temelini oluşturan kuzey-güney yönlü üç hücreli dolaşım sistemi her yerde ve her zaman gözlenemez. Gerçekten, tropikal bölgelerin büyük bir kısmında birbirlerini besleyen alize ve üst alizelerin oluşması için gerekli olan sıcaklık gradyanı yılın büyük bir bölümünde yeterince gelişmemektedir. Aynı şekilde orta enlemlerde yer seviyesi ve üst atmosfer bölümünde Ekvator ve kutuplara doğru yönelen meridyonel hava akımlarının düzenli bir şekilde hareketi de söz konusu değildir (Erol, 2011).
- Atmosferin alt kesimlerindeki hava akımları hariç, yüksek kesimde esen rüzgârlar, izobarlara paralel bir şekilde eserek zonal bir hareket sergilerler.
- Klasik kurama göre öne sürülen termik ve dinamik doğuşlu basınç kuşakları, modern kuram tarafından benimsenmemiştir. Söz konusu yeni kurama göre atmosferin üst kesimlerindeki hava akımlarının denetiminde ve yerel etkiler aracılığıyla gelişen gezici hava hücrelerinin genel atmosfer sirkülasyonunu sağladığı kabul edilmektedir (Erol, 2011; Yetmen, 2013a; 2015).

Şekil 24: Kuzey Yarımküre'ye ait kış mevsimi genel atmosfer dolaşımı[31]



Uydu teknolojisindeki gelişmelere paralel olarak artan veri ve bilgiler ile üst atmosfer gözlemlerindeki ilerlemeler, modern kuramın atmosferin genel hava dolaşımını daha iyi temsil ettiğini göstermektedir.

2.3.2. Genel Atmosfer Sirkülasyonuyla Bağlantılı Kurak İklim Bölgeleri

Dünya üzerinde farklı bölgelerde ve çeşitli etkenlere bağlı olarak ortaya çıkan sürekli (*İng. permanent*) veya yarı-sürekli (*İng. semi-permanent*) kurak sahalar mevcuttur. Bu kurak alanların oluşumunda genel hava dolaşımıyla yakından ilişkili olan geniş ölçekli ve sürekli sübsidans hava hareketleri, atmosferik kararlılık koşulları, yerşekilleri ve uzakbağlantı desenleri gibi etmenler önemli rol oynamaktadır.

Atmosferdeki genel hava dolaşımının denetlediği termik veya dinamik kökenli yüksek basınç hücreleri yıl boyunca veya yılın belirli bir zamanında kuraklık koşullarının gözlenmesine yol açar. Gerçekten, her iki yarımkürenin yaklaşık olarak 25-35° enlemlerinde (subtropikal antisiklon alanlarında) sübsidans hava koşulları

[31] Yetmen, H. (2013a), s. 33; Yetmen, H. (2015), s. 27'den yararlanılarak http://www.answers.com/topic/atmospheric-general-circulation adresinden edinilmiştir.

gözlenir. Bu nedenle, alçalan hava adyabatik olarak ısınır ve havadaki bağıl nem azalır. Dolayısıyla, yağış olasılığı ortadan kalkar ve kuraklık kendini gösterir. Genel hava dolaşımıyla ilişkili sübsidansın neden olduğu bu kurak sahalar, Dünya'daki geniş ölçekli çöl bölgelerine karşılık gelir. Nitekim Kuzey Afrika (Büyük Sahra ve Libya çölleri), Arabistan çölü, ABD'nin güneybatısı (Colorado çölü ve Büyük Havza), Meksika'nın batı ve güney kesimi (Mojave, Sonoran ve Chihuahuan çölleri), Afrika'nın güneybatısı (Kalahari ve Namib çölleri) ve Avusturalya çölleri (Büyük Victoria, Büyük Kumlu çöl, Simpson ve Gibson çölleri) gibi subtropikal çöller, söz konusu sübsidans kuşaklarının altında bulunan sahalara karşılık gelir. Bununla birlikte, Güneş'in görünürdeki mevsimlik değişiminden dolayı subtropikal bölgelerde gelişen yüksek basınç hava koşulları yaz aylarında alanını genişleterek orta enlemlerde bulunan büyük iklim bölgelerini (örneğin, Akdeniz iklimi) etkisi altına alır ve sıcak, yağışsız yaz aylarının yaşanmasına katkı sağlar. Kış aylarında ise güneye doğru gerileyen bu gezici antisiklonlar, Ekvatoral kuşak ile subtropikal çöller arasında görülen Savan bölgesinde sıcak ve kurak hava koşullarının gözlenmesine neden olur.

Yükseklikle birlikte sıcaklıktaki düşük değişimler, sıcaklık terselmesi veya Afrika ile Amerika gibi kara kütlelerinin batı kenarlarındaki soğuk okyanus akıntılarından dolayı gözlenen kararlı hava koşulları kuraklığa neden olabilir. Gerçekten, özellikle Kuzey ve Güney Afrika'nın batı kıyıları, Kaliforniya açıkları, Şili ve Peru'nun kıyı kesiminde gözlenen soğuk okyanus akıntıları, sübsidanstan dolayı ısınan havanın alt kısımlarında soğumaya yol açarak yağış olasılığını ortadan kaldırmaktadır. Bu nedenle, söz konusu sahalardaki atmosferik kararlılık koşulları kuraklık üzerinde önemli rol oynamaktadır.

Geniş ölçekli ve sürekli sübsidansın gözlendiği kurak bölgelerin yanı sıra sınırlı bir bölgeyi etkisi altına alan ve bölgenin yerşekillerinden kaynaklı ortaya çıkan alçalıcı hava hareketlerine bağlı olarak gelişen kurak sahalar dünya üzerinde önemli bir yer kaplamaktadır. Yerşekillerinin etkisiyle oluşan bu kurak sahalar, özellikle orta enlemlerde batı rüzgârlarının etkili olduğu kuşağa dik yönde ve kuzey-güney doğrultuda uzanan dağ sıralarının batı yamacında yükselen havanın yağışa; buna karşılık rüzgâraltı yamaçta alçalmadan dolayı gelişen adyabatik ısınma ve artan kararlılık sayesinde ortaya çıkmaktadır. Kuzey Amerika'da Kayalık Dağları'nın doğusu, And Dağları ve Patagonya sıradağlarının doğu kesimleri ile Himalayalar'ın

kuzeyindeki Orta Asya kurak sahaları yerel ve görece sınırlı kurak bölgelere örnek olarak gösterilebilir. Bununla birlikte, Türkiye'nin kuzeyinde uzanan sıradağların güney yamaçlarındaki derin vadi tabanları ve Torosların kuzey yamaçlarındaki ova ve platolarda gözlenen sıcak ve kurak hava, yerşekillerine bağlı olarak gelişen sübsidans ile yakından ilişkilidir.

Yer'in birbirinden uzak sahalarında eş zamanlı olarak kendini gösteren ve bölge iklimleri üzerinde zıt karakterli değişikliklere neden olan uzakbağlantı desenleri, kuraklığın meydana gelmesindeki bir diğer önemli faktördür (Yetmen, 2013a; 2015). En çok bilinenler arasında bulunan ve Ekvatoral Doğu Pasifik Okyanusu'nda etkili olan El Niño-Güneyli Salınımın görüldüğü yıllarda, Pasifik Okyanusu'nun özellikle doğusundaki kıyı kesimlerinde yağışlarda artışlar gözlenirken, okyanusun batısında bulunan Malezya, Endonezya, Avusturalya, Filipinler gibi kara kütlelerinde şiddetli kuraklıklar yaşanır. Bunun yanı sıra, orta ve kuzey Atlantik'te bulunan dinamik yüksek ve alçak basınç sahaları arasındaki basınç gradyanında gözlenen değişiklikleri temsil eden Kuzey Atlantik Salınımı (NAO), bir diğer önemli uzakbağlantı paternlerinden birini oluşturur. NAO'nun pozitif evresinde (basınç gradyanı artar) Avrupa'nın kuzeybatısı ve Kuzey Amerika'nın doğu ve güneydoğusundaki yağışlarda artış gözlenir (Yetmen, 2013a; 2015). Bu durum, Akdeniz Havzası'na ulaşan gezici orta enlem siklonlarının frekansında düşüşlere yol açarak havzanın özellikle kıyı kesimlerinde kurak kış aylarının yaşanmasına neden olmaktadır. Aynı şekilde, hava koşullarındaki bölgesel değişiklikler, negatif NAO evresinde pozitif evrenin tersi yönünde gerçekleşir.

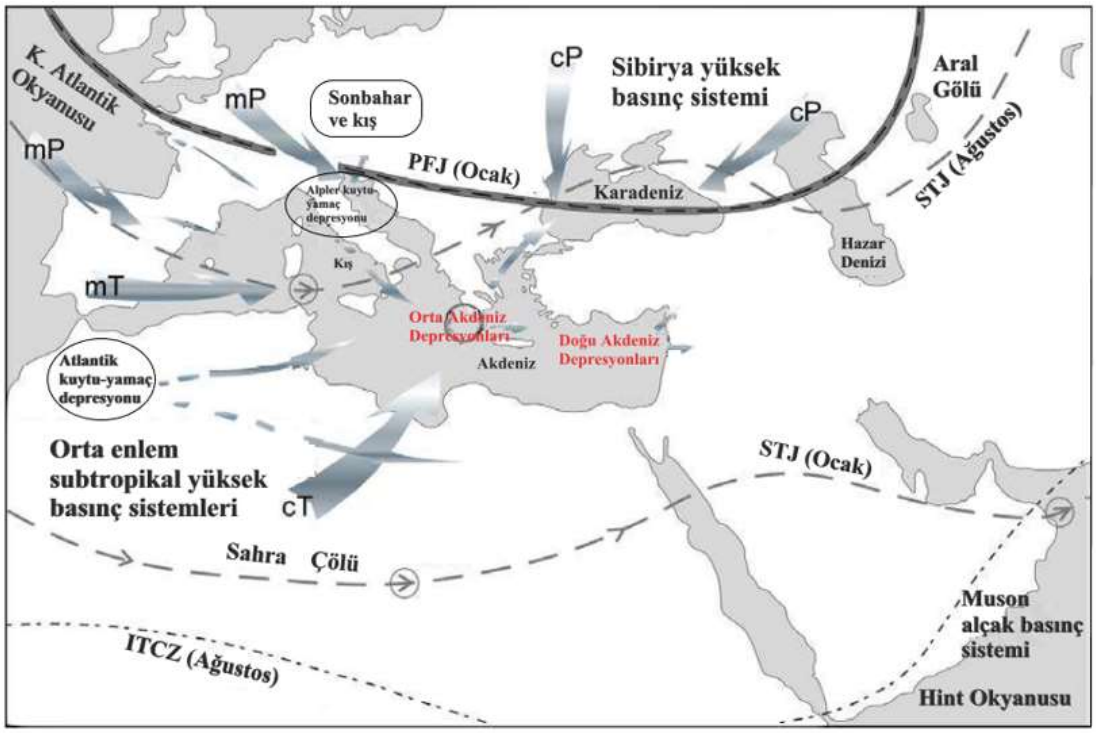
2.3.3. Akdeniz Havzası'nda ve Türkiye'de Egemen Hava Kütleleri ve Kuraklık İlişkisi

Subtropikal ve polar kuşak arasında yer alan ve Doğu Akdeniz Havzası'nda bulunan Türkiye'nin büyük bir bölümü, genellikle 30-40° enlemlerindeki anakaraların batısında gözlenen ve iç kesimlere doğru etkisi giderek azalan Akdeniz iklim kuşağında yer almaktadır. Akdeniz ikliminin yaşandığı bölgeler arasında (örneğin Akdeniz Havzası, Kayalık ve And sıradağlarının dar kıyı kesimleri ve güney

Avustralya gibi) görece bazı farklılıklar olmasına rağmen bu bölgelerdeki yaz ve kış mevsimlerinde birbirinden farklı hava kütlelerinin etkinliği söz konusudur. Gerçekten, genel olarak bu bölgeler kış aylarında batı rüzgârları ve orta enlem gezici depresyonlarının etkisi altındayken, yaz aylarında subtropikal yüksek basıncın ve muson hava dolaşımının, Türkiye örneğinde görüldüğü gibi, etkisi altında kalmaktadır (Türkeş, 1990; 2016). Kış aylarında subtropikal enlemlere kadar sokulan polar jet akımları aracılığıyla oluşan ve cephe sistemlerinin gelişimini denetleyen depresyonlar (Şekil 25), özellikle Marmara, Karadeniz, Ege ve Akdeniz bölgelerinde gerçekleşen yağışın büyük bir kısmından sorumludur. Fakat polar jet akımlarının yaz aylarında 55-60° kuzey enlemlerine çekilmesiyle birlikte Akdeniz Havzası'nda yağış bakımından uygun olan hava koşulları ortadan kalkar ve sıcak, yağışsız/kurak hava koşulları gözlenir (Yetmen, 2013a; 2015).

Türkiye'yi etkisi altına alan hava kütleleri ve basınç sistemleri, kuzey Atlantik doğuşlu maritim polar (mP), Sibirya antisiklonuyla ilişkili kontinental polar (cP) ve maritim tropikal (mT) hava kütlelerinin yanı sıra mP hava kütlelerinin Akdeniz üzerinde kalarak değişmesi sonucunda oluşan Akdeniz hava kütlelerinden (Şekil 25) oluşur (Türkeş, 1990; Sırdaş, 2002; Yetmen, 2013a; 2015). Gerçekten, kış aylarında Doğu Akdeniz Havzası'nı ve Türkiye'yi etkisi altına alan batılı ve kuzeybatılı hava akımları polar cephe boyunca oluşan orta enlem siklonlarından; doğulu ve kuzeydoğulu hava akımları ise Sibirya antisiklonundan kaynağını alır (Türkeş, 1990; 2016). Türkiye'ye kuzey doğrultusunda giriş yapan hava akımları ise doğu Avrupa'dan güneye doğru ilerleyen orta enlem siklonları ya da Avrupa üzerine yerleşen bir antisiklonun doğu kenarındaki hava dolaşımından kaynağını alır (Türkeş, 2016). Güney ve güneybatı yönünden ülkeye sokulan hava akımları, çoğunlukla kuzeydoğu ve doğu yönünde ilerleyen Akdeniz cephesinden kaynaklı gezici depresyonlarla birlikte gözlenmektedir. Güneydoğu kaynaklı hava akımları ise doğuya doğru yönelen bir orta enlem siklonunun sıcak cephesiyle veya doğuda gözlenen bir antisiklonla ilişkili olabilir (Türkeş, 1990; 2016).

Şekil 25: Doğu Akdeniz Havzası'nı etkileyen atmosferik hava kütleleri[32]



Kaynak: Biltekin, D. (2010). Vegetation and climate of North Anatolian and North Aegean region since 7 Ma according to pollen analysis (Doktora tezi). Earth Sciences. Université Claude Bernard. s.15.

Kış ayları boyunca Doğu Akdeniz Havzası'nda, orta ve doğu Avrupa'dan sokulan soğuk mP ve cP hava akımları ile görece nemli ve sıcak karakterli mT ve cT hava kütleleri karşılaşmaktadır. Söz konusu hava akımları aracılığıyla gözlenen cephe sistemleri ülkenin batı ve kıyı kesimlerinde yağışlara yol açmaktadır (Şekil 25). Bununla birlikte, kış aylarında Türkiye'nin iç ve doğu bölgelerinde etkisini gösteren doğu ve kuzeydoğu yönlü soğuk cP (Aral-Hazar Havzası) hava kütlesi bu kesimlerde yağışların azalmasına, kurak ve ayaz hava koşullarının gözlenmesine neden olur (Türkeş, 1990; Çiçek ve Ataol, 2009; Yetmen, 2013a; 2015).

Kış ve bahar aylarında gözlenen kuraklıkların en önemli nedenleri arasında Sibirya antisiklonunun, özellikle yayılış alanı ve kuvvet bakımından ortalama koşullardan daha aktif bir davranış gösterdiği yıllarda, Azor antisiklonu veya subtropikal doğuşlu antisiklon hücreleriyle birleşmesi sonucunda orta enlem depresyonlarına karşı blokaj görevi üstlenmesi gösterilmektedir (Türkeş, 1990; 2016;

[32] PFJ: Polar jet; STJ: Subtropikal jet; ITCZ (Intertropical Convergence Zone): Tropikler arası yaklaşma kuşağı (Biltekin (2010)'e göre yeniden düzenlenmiştir).

Yetmen, 2013a; 2015). Böyle yıllarda gözlenen antisiklonik hava akımlarından dolayı Türkiye'de kurak ve görece soğuk kış koşulları yaşanır. Fakat özellikle ülkenin iç ve güneydoğu kesimleri, nemli hava akımlarına karşı daha izole bir konuma sahip olduğundan dolayı kuraklığın en fazla görüldüğü sahalar olarak bilinmektedir (Türkeş, 1990). Öte yandan, ülkenin kuzeybatı ve batı doğrultulu (kuzey Atlantik ve Akdeniz kökenli) yağış getiren hava kütleleri, Karadeniz ve Toros dağlarının, sırasıyla, güney ve kuzey yamaçlarında sübsidansın ve bu nedenle adyabatik ısınmanın etkisiyle rüzgâraltı yamaçlarda kalan derin vadi, ova ve platolarda soğuk, kararlı ve yağışsız bir havanın oluşmasına katkı sağlar.

Yaz aylarında tropikal hava kütlesinin alanını kuzey enlemlere doğru genişletmesi sonucunda ve Azor antisiklonunun genel olarak Avrupa üzerinde yayılış göstermesi ile birlikte Türkiye'de cephe oluşum koşulları ortadan kalkar. Gerçekten, yaz mevsiminde Tropiklerarası Yaklaşma Kuşağı'nın (ITCZ) kuzeye doğru yer değiştirmesiyle birlikte (Şekil 25) Türkiye'de Kuzey Afrika kökenli sıcak ve kuru hava ile muson hava dolaşımının etki alanını genişletmesi sonucunda Basra alçak basıncıyla ilişkili doğu ve güneydoğu yönünde gözlenen cT hava akımları etkili olmaya başlar. Ancak, polar jet kuşağından kaynaklı yağış getiren gezici depresyonlar Karadeniz Havzası'na kadar sokulduğu zamanlarda, dağlık Karadeniz Bölgesi ve kuzeydoğu Anadolu'da orografik yağışlara yol açar.

Orta kuşakta gözlenen dinamik hava dolaşımındaki salınımların yanı sıra Türkiye'nin genel olarak yüksek ve dağlık bir araziye sahip olması ülkedeki yıllar arası hava koşullarındaki değişimleri, yağış miktarını, kuraklık şiddetini ve süresini kontrol eden temel etkenleri açıklamaktadır.

2.4. KURAKLIK İNDİSLERİ

Kuraklığın belirlenmesi, tanımlanması, izlenmesi ve kuraklık yönetimi için birçok metot geliştirilmiştir (Yetmen, 2013a; 2015). Bu bağlamda, bir veya birden fazla meteorolojik değişkene ait değerlerin belirli formüller ve istatistiki hesaplamalar aracılığıyla kuraklık şiddetinin belirlenmesine ve sınıflandırılmasına olanak sağlayan

kuraklık indeksleri, yeryüzündeki iklimsel sınıflandırmaların temelinde yer almaktadır.

2.4.1. Standartlaştırılmış Yağış İndisi (SYİ)

McKee vd. (1993) tarafından geliştirilen SYİ yöntemi aracılığıyla kuraklığı tanımlamak ve izlemek için sadece yağış değişkeni kullanılmaktadır. Bu yöntem sayesinde yağış eksikliğinden kaynaklanan yeraltı, yerüstü ve tarımsal aktivitelerde gözlenen kuraklıklar çeşitli zaman ölçekleri aracılığıyla belirlenebilmektedir. Başka bir deyişle, yağış eksikliğinden dolayı yaşanan klimatolojik, tarımsal ve hidrolojik kuraklıklara ait etkilerin farklı zaman periyotlarında (örneğin 1, 3, 6, 12, 24, 48 ay) gözlenmeye başlaması sorunu, SYİ tarafından giderilen en önemli avantajlardan biridir. Bu nedenle, SYİ yağış eksikliğinin farklı zaman periyotlarındaki değişkenliğini denetleyen bir metottur.

SYİ, belirlenen bir zaman ölçeğindeki (1, 3, 6, 9, 12, 24 veya 48 ay) yağış miktarının ortalamadan farkının standart sapmaya bölünmesi sonucunda elde edilir:

$$\text{SYİ} = \frac{X_i - \bar{X}_i}{\sigma} \tag{9}$$

Bu denklemde X_i, toplam yağış miktarını; $\bar{X}_i$, ortalama yağış miktarını; σ ise standart sapmayı temsil eder.

Ancak kısa zaman ölçeklerinde (özellikle 12 ay ve daha kısa dönemlerde) yağış miktarı normal dağılıma uymaz. Bu nedenle Thom (1958), SYİ'nin normal dağılıma uydurulması için en uygun dağılımın Gamma olasılık yoğunluk fonksiyonu olduğunu bulmuştur. Gamma dağılımı aşağıdaki denklem aracılığıyla tanımlanmaktadır:

$$g(x) = \frac{1}{\beta^a \, \Gamma(a)} x^{a-1} e^{-x/\beta} \tag{10}$$

Bu denklemde; a > 0 olmak üzere şekil parametresini; $\beta > 0$ ölçek parametresini; $x > 0$ yağış miktarını ve $\Gamma(a)$ Gamma fonksiyonunu temsil eder. Gamma olasılık yoğunluk fonksiyonundaki α ve β parametrelerinin herhangi bir istasyona ait belirli bir zaman dilimine (3, 6, 9, 12 vs.) göre hazırlanan veri setlerine göre en büyük olasılıkları belirlendikten sonra Gamma kümülatif olasılık yoğunluk fonksiyonu elde edilir. Buna göre:

$$\hat{a} = \frac{1}{4A}\left(1 + \sqrt{1 + \frac{4A}{3}}\right) \tag{11}$$

$$\hat{\beta} = \frac{\bar{x}}{a} \tag{12}$$

Mevcut n tane yağış verisinden yola çıkarak,

$$A = In(\bar{x}) - \frac{\sum In(x)}{n} \tag{13}$$

şeklinde hesaplanabilir. Bu parametrelerden faydalanarak düzenlenen kümülatif olasılık dağılım fonksiyonu eşitlikteki (14) gibidir:

$$G(x) \int_0^x g(x)dx = \frac{1}{\beta^a \Gamma(x)} \int_0^x x^{a-1} e^{-x/\beta}\, dx \tag{14}$$

McKee vd. (1993) sayesinde geliştirilen bu yöntem aracılığıyla standartlaştırılan yağış verilerinin aldığı değerlere göre kuraklık ve nemlilik sınıflandırması oluşturulmuştur (Tablo 1).

Tablo 1: SYİ değerlerine göre kuraklık ve nemlilik sınıflandırması

SYİ Değer Aralığı	Kuraklık/Nemlilik Sınıflarına Ait Değerler
2.00 ≥	Olağanüstü Nemli
1.99 – 1.50	Aşırı Nemli
1.49 – 1.00	Orta Derecede Nemli
0.99 – 0.00	Hafif Nemli
0.01 – (-0.99)	Hafif Şiddetli Kurak
(-1.00) – (-1.49)	Orta Derecede Kurak
(-1.50) – (-1.99)	Aşırı Kurak
-2.00 ≥	Olağanüstü Kurak

2.4.2. Palmer Kuraklık Şiddet İndisi (PKŞİ)

W. Palmer (1965) tarafından geliştirilen ve kuraklık olaylarını belirlemek, gözlemlemek ve incelemek için kullanılan yöntemlerden birisi olan Palmer Kuraklık Şiddet İndisi (PKŞİ), haftalık/aylık toplam yağış (*P*), haftalık/aylık ortalama hava sıcaklığı (*T*) ve çalışma sahasına ait bir sabit değer olan yerel toprak su tutma kapasitesi (*İng. AWC, Available Water Content*) verileri aracılığıyla hesaplanmaktadır. PKŞİ, yağış miktarındaki uzun dönemli eksiklik ve buna bağlı toprak nemi eksikliği ile nitelenen meteorolojik kuraklıkları belirlemek, nitelemek ve izlemek için geliştirilmiştir (Palmer, 1965; Türkeş ve Akgündüz, 2009). PKŞİ yönteminin uygulanmasında yerel toprak su kapasitesinin gerçek koşullara yakın olması veya doğru bir şekilde bilinmesi oldukça önemlidir.

Zamansal ve mekânsal karşılaştırma yapma imkânı sağlayan PKŞİ'nin tartışılan özellikleri[33] olmasına rağmen yöntem, özellikle ABD ve Kanada'da kuraklık olaylarının izlenmesi, değerlendirilmesi ve yönetilmesinde etkin biçimde kullanılır (Sırdaş, 2002; Türkeş ve Akgündüz, 2009; Yetmen, 2013a). Palmer yönteminin hesaplanma süreci, aylık toplam yağış (*P*) ve aylık ortalama hava sıcaklığı (*T*)

[33] Girdiler aracılığıyla buharlaşma-terleme, toprak nemi, yüzeyde gerçekleşen nem kayıpları ve akış gibi parametreler belirlenebilmesine rağmen insan etkileri (sulama vb.) hesaba katılmamıştır. Öte yandan, kar yağışı/örtüsü veya donmuş yer PKŞİ'de dikkate alınmayan bir diğer faktördür. Başka bir deyişle, bütün yağışlar yağmur olarak kabul edilir. Bu nedenle, PKŞİ değerleri kış ve ilkbahar aylarında kar yağışının meydana geldiği bölgelerde sağlıklı sonuçlar vermeyebilir (Sırdaş, 2002).

aracılığıyla toprak nem/su dengesinin hesaplanması ile başlar. Bu bağlamda, Palmer yönteminde topraktaki nem/su birikimini hesaplamak için toprak dikey yönlü üst ve alt katmanlar olarak ayrılacak şekilde ampirik bir yaklaşımı benimser.

Bu yaklaşıma göre, üst toprak katmanında tarla kapasitesindeki kullanılabilir su miktarı 25 mm olarak kabul edilir. PKŞİ'ye göre toprak suyu/nemi, üst toprak katmanı doygun hale gelmeden alt toprak katmanına geçiş sağlamaz. Ayrıca üst ve alt toprak katmanları doygun hale gelmeden yüzey akışının gerçekleşmediği ve üst toprak katmanındaki evapotranspirasyon aracılığıyla gerçekleşen nem veya su kaybının daima 'potansiyel oranda' olduğu kabul edilmektedir. Alt katmandaki kullanılabilir su miktarı ise bitki köklerinin etkili olabildiği kök derinliğine ve toprak özelliklerine bağlı olarak değişmektedir (Türkeş ve Akdgündüz, 2009). PKŞİ yöntemi için gerek duyulan potansiyel evapotranspirasyon (*PET*) miktarı Thornthwaite yöntemi aracılığıyla hesaplanır.

Palmer yönteminde su/nem dengesini hesaplamak için üç potansiyel parametreye gereksinim vardır. Bunlardan birincisi, topraktaki su içeriğini tarla kapasitesine getirmek için gereken su miktarı olarak bilinen potansiyel yeniden dolum (*PR*) parametresidir ve denklem (15) aracılığıyla hesaplanır:

$$PR = AWC - (S_s + S_u) \tag{15}$$

Burada, *AWC*, topraktaki toplam kullanılabilir su miktarı; S_s ve S_u, ayın başlangıcında, sırasıyla, toprağın üst ve alt katmanında bulunan kullanılabilir su miktarıdır.

Su dengesini hesaplama sürecinde ikinci parametre olarak potansiyel nem kayıp (*PL*) miktarının bilinmesi gerekir. *PL*, yağışın olmadığı zamanlarda evapotranspirasyon için toprağın üst (PL_s) ve alt (PL_u) katmanlarında kaybedilen su miktarı olarak tanımlanır ve aşağıdaki eşitlik (16) yardımıyla hesaplanır:

$$\mathrm{PL} = \mathrm{PL_s} + \mathrm{PL_u} \tag{16}$$

PL_s, potansiyel evapotranspirasyon (PET) ya da ayın başlangıcında üst katmandaki kullanılabilir su miktarıdır. Hangi değer daha küçükse o kullanılır. PL_u ise aşağıdaki eşitlik ile hesaplanır:

$$PL_u = (PET) - (PL_s)\frac{S_u}{AWC} \quad (17)$$

Son parametre olarak potansiyel yüzey akışı (PRO) hesaplanır. *PRO*, Palmer (1965) tarafından kullanılabilir su miktarının bir fonksiyonu olarak tanımlanmıştır. Bu fonksiyon eşitlikteki (18) gibidir:

$$PRO = AWC - PR = (S_s + S_u) \quad (18)$$

Yukarıda hesaplama yöntemleri verilen potansiyel değerler (*PR*, *PL* ve *PRO*) ve potansiyel evapotranspirasyon (PET), klimatolojik analizin yapılması sürecinde gerekli olan aşağıdaki dört katsayıyı hesaplamak için kullanılır. Katsayılar yılın bütün ayları için ayrı ayrı hesaplanır ve ortalama değerler kullanılır.

- Evapotranspirasyon (ET) katsayısı için (α): $\alpha = \frac{\overline{ET}}{\overline{PET}}$ (19)
- Potansiyel yeniden dolum (PR) katsayısı için (β): $\beta = \frac{\bar{R}}{\overline{PR}}$ (20)
- Potansiyel nem kayıp miktarı (PL) katsayısı için (δ): $\delta = \frac{\bar{L}}{\overline{PL}}$ (21)
- Potansiyel yüzey akışı (PRO) katsayısı için (γ): $\gamma = \frac{\overline{RO}}{\overline{PRO}} = \frac{\overline{RO}}{\bar{S}}$ (22)

Bütün aylar/haftalar için hesaplanan katsayılar, her ayın/haftanın gerçek yağış miktarı (P) ve CAFEC (*İng. Climatically Appropriate for Existing Conditions* – mevcut koşullar için klimatolojik olarak uygunluk) yağışı ($\hat{P}$) arasındaki farkı (d) hesaplamak için kullanılır:

$$d = P - \widehat{P} \tag{23}$$

Burada; d, normale göre nemlilik anomalisi olarak tanımlanır.

$$\hat{P} = (\alpha.PE) + (\beta.PR) + (\gamma.PRO) + (\delta.PL) \tag{24}$$

Sonraki adım olarak, Palmer (1965) tarafından geliştirilen ve her ay için ampirik bir ilişkiye sahip aylık ağırlık faktörü olan K' değeri; denklem (25) aracılığıyla, d mutlak değere ait uzun dönem aylık ortalama ($\overline{D}$), ortalama su varlığı ($\overline{P} + \overline{L}$) ve ortalama su tüketimi ($\overline{PE} + \overline{R} + \overline{RO}$) parametreleri kullanılarak hesaplanır (Palmer, 1965; Türkeş ve Akgündüz, 2009; Yetmen, 2013a):

$$K_i' = 1.5 \log^{10} \left[\frac{\left(\frac{\overline{PE}_i + \overline{R}_i + \overline{RO}_i}{\overline{P}_i + \overline{L}_i} \right)}{\overline{D}_i} \right] + 0.5 \tag{25}$$

Eşitliğe (25) göre K_i' değeri, ortalama suyun varlığı ve tüketimiyle yakından ilişkilidir. Palmer (1965), K' değerini nemli ve kurak koşullar için geliştirerek yeni ağırlık faktörü olan K denklemini (26) bulmuştur:

$$K = \frac{17.67}{\sum_{i=1}^{12} \overline{D} \cdot K} \cdot K_i' \tag{26}$$

K değeri, standartlaştırılmış Z indeksi veya nem anomali indeksini, Z, hesaplamak için kullanılır:

$$Z = d \cdot K \tag{27}$$

Sonuç olarak, PKŞİ aşağıdaki eşitlik (28) aracılığıyla elde edilir:

$$X_i = X_{i-1} + \frac{Z_i}{3} - 0.103 \cdot X_{i-1} \quad (28)$$

Pozitif indis değerleri nemli dönemi ifade ederken negatif değerler kurak dönemleri belirtmektedir. Değerlere göre kurak ve nemli dönemlerin şiddetini gösteren sınıflandırma ise tablo 2'de gösterildiği gibidir.

Tablo 2: PKŞİ değerlerine göre nemli ve kurak periyotların sınıflandırması

PKŞİ (X) değerleri	Sınıflandırma
≥ 4.00	Aşırı nemli
3.99 – 3.00	Çok nemli
2.99 – 2.00	Orta nemli
1.99 – 1.00	Hafif nemli
0.99 – 0.50	Başlangıç evresindeki nemli dönem
0.49 – (-0.49)	Normal
-0.50 – (-0.99)	Kurak dönem başlangıcı
-1.00 – (-1.99)	Hafif kurak
-2.00 – (-2.99)	Orta kurak
-3.00 – (-3.99)	Şiddetli kurak
-4.00 ≥	Olağanüstü kurak

2.4.3. Thornthwaite Yöntemi

Thornthwaite (1948), ABD'de bulunan istasyonlara ait veriler aracılığıyla sağlanan birçok iklimsel değişkene göre bir iklim sınıflandırması geliştirmiştir. Thornthwaite yöntemi yağış (*P*), sıcaklık (*T*) ve evapotranspirasyon arasındaki ilişkiye dayanmaktadır. Bu bağlamda, ilk olarak su bilançosu tablosu[34] hazırlanır (Thornthwaite, 1948). Su bilançosu aracılığıyla yıllık su fazlası (*s*), yıllık su noksanı (*d*), yıllık potansiyel evapotranspirasyon (*n*), nemlilik (*Ia-aridity index*) ve kuraklık indisleri (*Ih-humidity index*) elde edilir. Bu değerlere göre dört farklı sınıflandırma yapılır ve bunlar bir araya getirilerek çalışma sahasına ait "tümleşik iklim sınıfı" belirlenir (Yılmaz ve Çiçek, 2016). Başka bir deyişle Thornthwaite iklim

[34] Su bilançosu ile ilgili detaylı bilgi için bkz. (örn. Eken vd., 2005, ss. 133-138).

sınıflandırması, su bilançosundan sağlanan bilgilerin dört farklı indis tarafından analiz edilmesinden sonra birbirinden farklı harflerle temsil edilen iklim elemanlarından oluşur.

Thornthwaite iklim sınıflandırmasında ilk aşama olarak yağış etkinlik indisi (I_m) hesaplanır:

$$I_m = \frac{100s-60d}{n} \quad (29)$$

Buna göre, I_m, yağış etkinlik indisini; *s*, yıllık su fazlasını; *d*, yıllık su noksanını ve *n*, yıllık potansiyel evapotranspirasyonu temsil eder. İndisten elde edilen değerin yer aldığı sınıf, tabloya (3) göre belirlenir.

Tablo 3: Thornthwaite yağış etkinlik indisi (I_m) ve iklim özellikleri[35]

I_m	İklim sınıfı	İklim özelliği
>100	A	Çok nemli
100-80	B4	Nemli
80-60	B3	Nemli
60-40	B2	Nemli
40-20	B1	Nemli
20-0	C2	Yarı nemli
0-(-20)	C1	Yarı kurak-az nemli
-20-(-40)	D	Yarı kurak
-40-(-60)	E	Tam kurak-çöl

Kaynak: Thornthwaite, C. W. (1948). An approach toward a rational classification of climate. *Geographical review*, 38(1), 55-94.

Yağış etkinlik indisine göre belirlenen sınıflama, tümleşik iklim sınıfının ilk kısmını oluşturur. İkinci aşamada, yıllık potansiyel evapotranspirasyon (*PET*) aracılığıyla sıcaklık etkinlik indisi belirlenir. Bu bağlamda, yıllık *PET* değerlerine göre sıcaklık etkinlik indisi ve özellikleri aşağıdaki gibidir:

[35] Thornthwaite (1948)'a göre yeniden düzenlenmiştir.

Tablo 4: Thornthwaite sıcaklık etkinlik indisi ve iklimsel özellikleri[36]

Yıllık PET (mm)	İklim sınıfı	İklim özelliği	Genel sıcaklık tipi
>142	E'	Don	Çok düşük sıcaklıktaki iklimler
143-285	D'	Tundra	
286-427	C'1	1. Dereceden Mikrotermal	Düşük sıcaklıktaki iklimler
428-570	C'2	2.Dereceden Mikrotermal	
571-712	B'1	1.Dereceden Mezotermal	Orta sıcaklıktaki iklimler
712-855	B'2	2.Dereceden Mezotermal	
856-997	B'3	3.Dereceden Mezotermal	
998-1140	B'4	4.Dereceden Mezotermal	
≥ 1141	A'	Megatermal	Yüksek sıcaklıktaki iklimler

Kaynak: Thornthwaite, C. W. (1948). An approach toward a rational classification of climate. *Geographical review*, 38(1), 55-94.

Thornthwaite yönteminin üçüncü aşamasında, kurak iklimler (C1, D, E) için nemlilik (*Ia*); nemli iklimler için (A', B, C2) ise kuraklık indisi (*Ih*), sırasıyla, eşitlik (30) ve (31) aracılığıyla hesaplanarak, elde edilen eşik değerlere göre kuraklık-nemlilik derecesi tablo (5) yardımıyla belirlenir (Thornthwaite, 1948; Yılmaz ve Çiçek, 2016). Her istasyon için indislerden birinin hesaplanması gerekmektedir:

$$Ia = \frac{100d}{n} \tag{30}$$

$$Ih = \frac{100s}{n} \tag{31}$$

Burada *d*, yıllık su noksanını; *n*, yıllık potansiyel evapotranspirasyonu ve *s*, yıllık su fazlasını temsil etmektedir.

[36] Thornthwaite (1948)'a göre yeniden düzenlenmiştir.

Tablo 5: Thornthwaite nemlilik ve kuraklık indisine göre tanımlamalar[37]

Nemli iklimler			Kurak iklimler		
Sembol	**İkincil İklim Tipi**	**Ia**	**Sembol**	**İkincil İklim Tipi**	**Ih**
r	Su noksanı yok veya az	0 - 16,7	d	Su fazlası yok veya az	0-10
s	Yazın orta derecede su noksanı	16,7 – 33,3	s	Yazın orta derecede su fazlası	10-20
w	Kışın orta derecede su noksanı	16,7 – 33,3	w	Kışın orta derecede su fazlası	10-20
s2	Yazın şiddetli su noksanı	>33,3	s2	Yazın şiddetli su fazlası	>20
w2	Kışın şiddetli su noksanı	>33,3	w2	Kışın şiddetli su fazlası	>20

Kaynak: Thornthwaite, C. W. (1948). An approach toward a rational classification of climate. *Geographical review*, 38(1), 55-94.

Dördüncü ve son aşama olarak denizellik-karasallık oranı (*PET*) hesaplanır. Bu indis, en sıcak üç ayın *PET* değerinin yıllık *PET* değerine oranlanması sonucunda bulunur. Yıllık *PET*'e göre oranın artış göstermesi, denizel koşullardan karasal koşullara geçişi işaret eder. Hesaplanan denizellik-karasallık oranının sınıflaması, aşağıdaki tabloya (6) göre belirlenir.

Thornthwaite yöntemine göre bütün indislere ait sonuçlar bir araya getirilerek istasyona ait "tümleşik iklim sınıfı" belirlenmiş olur (Yılmaz ve Çiçek, 2016).

Tablo 6: Thornthwaite denizellik-karasallık indisi ve iklimsel özellikleri

Sembol	PET Oranı %	İkincil İklim Tipi
a'	<48	Tam denizel
b'4	48 - 51,9	Denizel
b'3	51,9 - 56,3	Yarı denizel
b'2	56,3 - 61,6	Hafif denizel
b'1	61,6 - 68,0	Hafif karasal
c'2	68,0 - 76,3	Yarı karasal
c'1	76,3 - 88,0	Karasal
c'	>88,0	Şiddetli karasal

Kaynak: Yılmaz, E., ve Çiçek, İ. (2016). Thornthwaite climate classification of Turkey Türkiye Thornthwaite iklim sınıflandırması. *Journal of Human Sciences*, 13(3), 3973-3994.

[37] Thornthwaite (1948)'a göre yeniden düzenlenmiştir.

2.4.4. De Martonne Yöntemi

De Martonne yönteminde ilk olarak yağış ve sıcaklık parametreleri dikkate alınmıştır. Ancak De Martonne, oluşturduğu ilk formülü 1942 yılında Gottman ile birlikte geliştirerek yılın en kurak ayında gerçekleşen yağış ve sıcaklık ortalamalarını da indise eklemiştir. Buna göre, De Martonne yöntemine ait yıllık kuraklık indisi aşağıdaki eşitlik yardımıyla hesaplanır:

$$I_a = \left[\frac{P}{T+10} + \frac{12p}{t+10}\right]/2 \qquad (32)$$

Burada; I_a, yıllık kuraklık indeksi; P, yıllık toplam yağış miktarı (mm); T, yıllık ortalama hava sıcaklığı (°C); p, en kurak ayın toplam yağış miktarı (mm); t, en kurak ayın ortalama hava sıcaklığı değeri (°C) olarak bilinir. Hava sıcaklığının 0°C'nin altında olan t aylarında, 10 sayısı ortalama hava sıcaklığını pozitif yapmak için kullanılır. De Martonne indisine ait iklim tipleri ise tablo (7) aracılığıyla verilmiştir.

Tablo 7: De Martonne kuraklık indisleri ve iklim tipleri

İklim tipi	Kuraklık indeksi
Çöl	0 – 5
Step (Yarı-kurak)	5 – 10
Step-Nemli arası	10 – 20
Yarı-nemli	20 – 28
Nemli	28 – 35
Çok nemli	35 – 55
Islak	> 55
Kutupsal	< 0 (T < -5)

2.4.5. Erinç Kuraklık İndisi

Türkiye'de gözlenen kuraklık olaylarının dağılışını ve süresini araştıran birçok çalışmada kullanılan Erinç kuraklık indisi, yağış miktarının buharlaşma aracılığıyla su kaybına neden olan maksimum sıcaklık değerine oranı ile belirlenen yağış etkinliği veya kuraklık indisi eşitliğine dayanmaktadır. Erinç kuraklık indisinde ortalama sıcaklık değerleri yerine maksimum ortalama sıcaklıkların kullanılmasının sebebi, karasal bölgelerde ortalama sıcaklık koşullarının gerçekte olduğundan daha nemli bir sonuca yol açmasından kaynaklanmaktadır (Eken vd., 2005). Fakat evaportanspirasyonun 0°C altında olan maksimum hava sıcaklıklarında önemsiz miktarda gerçekleşmesi varsayımı altında, maksimum sıcaklığın 0°C altında gözlenen aylar indiste dikkate alınmamıştır. Böylece, evapotranspirasyonun etkili olamadığı soğuk ayların maksimum sıcaklık ortalamasını etkileyerek yanıltıcı sonuçların elde edilmesi engellenmiştir. Öte yandan, soğuk aylarda gerçekleşen kar yağışlarının bir kısmı sonraki aylarda evapotranspirasyona uğraması nedeniyle indis sonucunda söz konusu yağışların etkisini göstermesi mümkün olmuştur (Türkeş, 1990; Sırdaş, 2002).

$$I_m = \frac{P}{T_{om}} \qquad 33)$$

Eşitlikte I_m, yağış etkinliğini; P, yıllık yağış miktarını (mm) ve T_{om}, yıllık ortalama maksimum hava sıcaklığını (°C) temsil eder. Erinç (1965), indisten elde edilen sonuçları Türkiye'deki vejetasyon formasyonlarının yayılış sahalarıyla karşılaştırarak altı farklı iklim sınıfı oluşturmuştur (Tablo 8).

Tablo 8: Erinç indisine göre (I_m) iklim ve vejetasyon tipleri

I_m	İklim tipi	Vejetasyon tipi
< 8	Tam kurak	Çöl
8-15	Kurak	Çöl-Step
15-23	Yarı-kurak	Step
23-40	Yarı-nemli	Park görünümlü kuru orman
40-55	Nemli	Nemli orman
> 55	Çok nemli	Çok nemli orman

Diğer yandan, Sezer (1988) tarafından Türkiye'deki iklim koşullarına bağlı olarak yağış ve günlük maksimum buharlaşma (mm) miktarı aracılığıyla bir yağış etkinlik indisi (Sezer İndisi) geliştirilmiştir.[38] Çalışmada yağış-sıcaklık orantısıyla elde edilen indislerin evaporasyon bağlamında yanıltıcı sonuçlara yol açtığı; bu nedenle yağış-buharlaşma orantısından oluşan bir indisin kantitatif olarak daha doğru sonuçlar sağladığı belirtilmiştir. (Sezer, 1988, s. 165-166). Bu nedenle yağış etkinlik indis değeri yıllık, altı aylık, mevsimlik, aylık ve günlük eşitliklerin yanı sıra vejetasyon dönemindeki net su açığını sağlamak için vejetasyon süresine bağlı olarak farklı eşitlikler aracılığıyla geliştirilmiştir. Elde edilen indis değerlerine göre bir iklim ve vejetasyon sınıflandırması yapılmıştır (Sezer, 1988).[39]

2.4.6. Aydeniz Kuraklık İndisi

Akgün Aydeniz tarafından geliştirilen indiste kullanılan parametreler aylık/yıllık ortalama sıcaklık (T), aylık/yıllık toplam yağış (P), bağıl nem (RH) ve ortalama güneşlenme süresidir (G_s). Bu indis aracılığıyla yapılan hesaplamalar ile nemlilik katsayısı (N_{ks}) ve kuraklık katsayısı (K_{ks}) değerleri elde edilebilir. Buna göre, aylık veriler aracılığıyla, aylık nemlilik ve kuraklık katsayıları aşağıdaki denklemler sonucunda bulunur:

$$\mathrm{N_{ks}} = \frac{P \cdot RH}{T \cdot \mathrm{G_s}} \cdot N_p \ (12) \tag{34}$$

$$\mathrm{K_{ks}} = \frac{\mathbf{1}}{\mathrm{N_{ks}}} \tag{35}$$

Buna göre; N_{ks}, nemlilik katsayısı; K_{ks}, kuraklık katsayısı; P, aylık/yıllık toplam yağış (cm); RH, aylık/yıllık ortalama bağıl nem (%); T, aylık/yıllık ortalama sıcaklık (°C); G_s, gerçek güneşlenme süresinin her enlem derecesine göre değişen

[38] Ayrıca, yazar ortalama sıcaklık amplitüdü ve kontinentalite ile açık hava koşullarındaki buharlaşma üzerine önemli indis ve formüller geliştirmiştir (Sezer, 1990; 1996).
[39] Sezer iklim sınıflandırması ile ilgili detaylı bilgi için bkz. Sezer (1988); Güngör (2019, ss. 29-32).

kuramsal güneşlenme süresine oranı (%); N_p, yıl içindeki nemli dönemin oranıdır. Burada dikkat edilmesi gereken değer, nemli periyot yüzdesidir (N_p). Aylık N_{ks} hesaplamalarında 12 değeri kullanılır. Ancak yıllık N_{ks} hesaplamaları için, N_{ks} değerinin 0.40'tan fazla olduğu ay sayısının 12'ye bölünmesi ile N_p değeri elde edilir. Bu nedenle, yıllık hesaplamalardan önce aylık indislerin hesaplanması gerekmektedir. Aydeniz kuraklık/nemlilik indisleri aracılığıyla elde edilen sonuçlara göre 7 farklı iklim tasnifi yapılmıştır.

Tablo 9: Aydeniz nemlilik (N_{ks}) ve kuraklık indis (K_{ks}) sınıfları ve iklimsel özellikleri

N_{ks}	İklim Özelliği	K_{ks}
< 0.40	Çöl	> 2.50
0.40 – 0.67	Çok kurak	1.50 – 2.50
0.67 – 1.00	Kurak	1.00 – 1.50
1.00 – 1.33	Yarı-kurak	0.75 – 1.00
1.33 – 2.00	Yarı-nemli	0.50 – 0.75
2.00 – 4.00	Nemli	0.25 – 0.50
> 4.00	Çok nemli	< 0.25

2.4.7. UNEP/UNCCD Aridite İndisi

Aridite, "yeryüzünün herhangi bir yerinde egemen olan fiziki coğrafya denetçilerinin ve uzun süreli atmosfer dolaşımı düzeneklerinin oluşturduğu sürekli yağış ve nem açığı koşulları veya klimatolojik kuraklık" olarak tanımlanabilir (Türkeş, 2012b; 2013a). Bu durumun yıl boyunca ya da yıl içerisinde uzun bir süre boyunca hakim olduğu sahalara arid/kurak bölge denir. Tanımda iklimsel dalgalanma ve değişiklikler dikkate alınmaz (Türkeş, 2013a).

Aridite indisi (Aİ), kurak bölgelerin saptanması ve çölleşme koşullarının ortaya konulması amacıyla aşağıdaki denklem ile hesaplanmaktadır:

$$AI = P/PET \tag{36}$$

Eşitlikte, P, yıllık yağış toplamını (mm); PET, yıllık toplam düzeltilmiş potansiyel evapotranspirasyonu (mm) ifade eder.

Tablo 10: Yeryüzündeki kurak arazilerin UNEP/UNCCD Aridite İndisi'ne göre tasnifi ve bu kurak sahaların kapladığı alanlar[40]

Karakteristik ekosistem/biyom	Sınıflandırma	Kuraklık indisi ($AI = P/PET$)	Alan (milyon/km²)	Pay (%)
Gerçek çöl	Çok kurak	$AI < 0.05$	9.8	6.6
Yarıçöl, çölümsü step	Kurak	$0.05 < AI < 0.20$	15.7	10.6
Bozkır, çayır, çalı	Yarı-kurak	$0.20 < AI < 0.50$	22.6	15.2
Çalı, savan, kuru orman	Kurakça-yarınemli	$0.50 < AI < 0.65$	12.8	8.7
Toplam			**60.9**	**41.3**

Kaynak: Türkeş, M. (2013a). İklim verileri kullanılarak Türkiye'nin çölleşme haritası dokümanı hazırlanması raporu. s. 15.

2.4.8. Normalin Yüzdesi İndisi (NYİ)

Normalin yüzdesi indisi (NYİ), kaydedilen güncel (mevsimlik, aylık, yıllık) toplam yağış miktarının (P_i), aynı yağış miktarının ortalamasına ($\overline{P_i}$) bölünmesi sonucunda elde edilen yüzdelik değer olarak bilinir ve aşağıdaki şekilde formüle edilir:

$$NY\dot{I} = (P_i/\overline{P_i}) \cdot 100 \qquad (37)$$

Meteorolojik ve tarımsal kuraklık çalışmalarında sıklıkla kullanılan NYİ'nin kurak koşullardan etkilenmesi ve normal dağılım göstermemesi, SYİ gibi normalleştirilmiş indislerin sonuçları ile karşılaştırılmasını olanaksız kılmaktadır. Bu nedenle, NYİ'nin farklı zaman dilimlerinde kullanılabilmesinin yanı sıra indis tek bir bölge ya da tek bir zaman diliminde (bir aylık veya bir mevsimlik gibi) kullanıldığında faydalı olmaktadır (Yetmen, 2013a).

[40] Türkeş (2013a)'e göre yeniden düzenlenmiştir.

Tablo 11: Normalin yüzdesi indisine (NYİ) göre kuraklık sınıflandırması

Periyot	Normal/nemli	Hafif kurak	Orta kurak	Şiddetli kurak
1	> %75	%65 - %75	%55 - %65	%55'ten küçük
3	> %75	%65 - %75	%55 - %65	%55'ten küçük
6	> %80	%70 - %80	%60 - %70	%60'tan küçük
9	> %83.5	%73.5-%83.5	%63.5-%73.5	%63.5'tan küçük
12	> %85	%75 - %85	%65 - %75	%65'ten küçük

Kaynak: Yetmen, H. (2013a). Türkiye'nin kuraklık analizi. s.55.

2.5. KAR KURAKLIĞI VE ÇEŞİTLERİ

Kar, en büyük su temini mevsiminden (kış) en büyük su talebi (yaz) mevsimine kadar suyu depolamadaki önemli rolü sayesinde ihtiyaçları karşılama potansiyeline sahip olması bakımından bütün yaşam formları için kritik bir öneme sahiptir. Bu bağlamda, özellikle kar yağışının egemen olduğu dağlık havzaların iklimi değişmeye devam ettikçe "kar kuraklığı" kavramı da eş zamanlı olarak yaygın bir ilgi görmeye başlamıştır (Hatchett ve McEvoy, 2018). Burada, kar kuraklığının görece birbirinden farklı meteorolojik ve hidrolojik olarak genel tanımına ve sınıflandırmasına, aralarındaki belirgin farklara ve bunların meteorolojik ve hidrolojik etkilerine yer verilmiştir.

Kar kuraklığı yeni bir kavram değildir; ABD'de 1976-1977 (Schneider ve Matson, 1977) ve 1980-1981 dönemindeki kış mevsimleri (Wiesnet, 1981) kar kuraklığının yaşandığı dönemler olarak tanımlanmaktadır (Van Loon, 2017). Bunun yanı sıra bilim insanları tarafından kar kuraklığı için kabul edilmiş ortak bir tanım yoktur. Bu nedenle, çeşitli araştırmalar ve kuruluşlar amaçları doğrultusunda kar kuraklığını farklı şekilde tanımlama ve sınıflama gereği duymuştur. Örneğin Amerikan Meteoroloji Topluluğu (AMS), kar kuraklığını yılın belirli bir zamanı için anormal şekilde az olan kar kütlesinin, ya normalin altındaki kış mevsimi yağışlarından kaynaklanan (kuru kar kuraklığı) ya da normale yakın yağışlara rağmen genellikle yüksek sıcaklıkların yağışların kar olarak yağmasını önlediği dönemlerde veya bu sıcaklıkların olağandışı bir şekilde erken kar erimesine sebep olduğu

zamanlarda gözlenen (sıcak kar kuraklığı), bu nedenle kar birikiminden yoksunluğu yansıtan bir dönem olarak tanımlamıştır (AMS, 2017).

Öte yandan, Pederson vd. (2011), kar kuraklığını ortalamaya yakın veya üzerinde birikmiş yağış (1 Kasım – 1 Nisan arasında) ile KSE'nin klimatik maksimumunun gerçekleştiği tarih olarak kabul edilen 1 Nisan'da gözlenen ortalamanın altındaki maksimum KSE olarak tanımlamıştır. Harpold vd. (2017), bu tanımı iki tür kar kuraklığı olacak şekilde genişletmiştir. Buna göre, ekim-mart ayları boyunca birikmiş yağış miktarının normalin %100'nden daha büyük ve 1 Nisan'daki KSE'nin ise normalin %100'nden daha az olduğu koşullar için "sıcak kar kuraklığı (SKK)" terimi kullanılırken; ekim-mart ayları boyunca birikmiş yağış miktarının yanı sıra 1 Nisan'da gözlenen KSE'nin de normalin %100'nden daha az olduğu durumlar için ise "kuru kar kuraklığı (KKK)" terimi kullanılmıştır. Hatchett ve McEvoy (2018) ise Harpold vd. (2017)'nin kar kuraklığı tanımında kullandığı maksimum KSE'nin 1 Nisan'da gerçekleştiği kabulünün kar kuraklığı dönemlerini belirlemede uygun bir yaklaşım olmadığını vurgulamıştır. Hatchett ve McEvoy (2018)'a göre, kar kuraklıklarını tanımlamada tek bir zamanı (1 Nisan) kullanmak kar kuraklığı başlangıcına yol açan mekanizmaları hesaba katmaz ve yanıltıcı değerlendirmelerin ortaya çıkma olasılığını artırır. Başka bir deyişle, kar kuraklığı yıllarını gözlemlemek için tek bir tarihi kullanmak sistemin yalnızca bir durumunu görmek anlamına gelir ve mevsim içerisinde kar kuraklık koşullarının nasıl geliştiği ile ilgili fikir sahibi olmak güçleşir. Bu bağlamda, Hatchett ve McEvoy (2018) SKK'nin uzun yıllar ortalama medyanın altında gözlenen medyan KSE ile uzun yıllar ortalama medyan değerinin üzerinde birikmiş yağış olarak tanımlarken; KKK'yi ise kış aylarında medyan değerin altında biriken yağış ve KSE şeklinde değerlendirmiştir.

Dierauer vd. (2019)'e ait çalışmada, KKK ve SKK türlerinin yanı sıra özellikle yaz mevsimlerinde şiddetli derecede düşük akarsu akış dönemlerinin yaşanmasına neden olan sıcak ve kuru kar kuraklığı koşullarını bir arada yansıtan ve "sıcak-kuru kar kuraklığı (S-KKK)" olarak isimlendirilen üçüncü bir kar kuraklığı sınıfı kullanılmıştır. Ayrıca, özellikle topografik olarak geniş ve dağlık sahalarda maksimum kar örtüsünün gerçekleştiği tarihte değişkenlik olasılığının yüksek olmasından dolayı 1 Nisan KSE'nin aksine maksimum KSE'nin kullanılması uygun görülmüştür. Öte yandan, özellikle KKK ile S-KKK dönemlerini ayırt etmek için belirleyici parametre

olarak erime derecesi (TD)[41] kullanılmıştır. Bu bağlamda, Dierauer vd. (2019)'e göre KKK; maksimum KSE, toplam yağış miktarı ve TD'nin uzun yıllar ortalama değerlerinin altında gözlendiği yıllar olarak tanımlanmıştır. SKK yılları, maksimum KSE'nin ortalamanın altında ve toplam yağış miktarının ortalamanın üzerinde olduğu yıllar olarak belirlenmiştir. Son olarak maksimum KSE ve toplam yağış miktarının ortalamanın altında olduğu, ancak TD'nin ortalamanın üzerinde olduğu dönemler S-KKK olarak belirtilmiştir.

Buraya kadar açıklanan bütün kar kuraklık türleri temel olarak kış mevsimindeki kar birikimi eksikliği ile tanımlanmanın yanı sıra bunların görülmesinde belirgin ve farklı iklimsel nedenler söz konusudur. Gözlenen iklimsel farklılıklar nedeniyle birbirinden farklı kar kuraklık türlerinin çeşitli hidrolojik, ekolojik ve sosyoekonomik etkileri bulunmaktadır.

Hem SKK hem de KKK, normalin altında bir ilkbahar ve yaz mevsimi akarsu akışına yol açar. Ancak S-KKK yılları en şiddetli kar kuraklığı dönemlerine ve dolayısıyla yaz mevsiminde en az akarsu akış koşullarının gözlenmesine neden olur (Dierauer vd., 2019).

KKK'ye kış yağış açıkları sebep olurken SKK'ye normalin üstündeki kış sıcaklıkları neden olur. Bu da kış mevsiminin geç başlamasına, mevsim ortasında erimeye, yağmur olaylarına ve/ya da erken ilkbahar erimesine katkı sağlar. Genellikle artan kış akarsu akımına karşılık gelen SKK'nin aksine, KKK yıl boyunca akarsu akımında azalmaların gözlenmesine neden olur (Harpold vd., 2017; Dierauer vd., 2019). KKK'den kaynaklı etkiler arasında düşük rezervuar seviyeleri, azalan hidroelektrik üretimi ve ekstrem derecede düşük kar yağışlarının görüldüğü yıllarda içme ve sulama suyu temini yetersizliği bulunmaktadır (Dierauer vd., 2019).

SKK, çoğu zaman toplam yağış miktarı içerisindeki kar yağışı tutarının düşük bir miktarı kapsayan ve çoğunlukla kış ortasındaki sel baskını ve/ya da pik akarsu akış olaylarını içeren dönemler ile uyumlu olmuştur (Hatchett ve McEvoy 2018). SKK, kar oranına karşılık yağmurdaki artıştan dolayı taşkın azami seviyesini azaltır ve karla karışık yağmur olaylarından dolayı taşkın riskini artırır. Öte yandan, SKK pik akıştan

[41] Erime derecesi (TD), tüm kış günleri için günlük ortalama sıcaklığın 0°C'nin üstünde olan sıcaklıkların toplamı olarak tanımlanmaktadır (Dierauer vd., 2019).

önceki erime zaman aralığını kısaltır (Dierauer vd., 2019). SKK'ye bağlı olarak gerçekleşen daha düşük kar kesitleri yıllık akımların azalmasına yol açar (Safeeq vd., 2017); su miktarını ve kalitesini, hidroelektrik işletmeleri, kış kar sporlarını olumsuz yönde etkiler. Karın daha erken ortadan kalkması aynı zamanda orman yangınlarının artmasına ve ekosistemlerde su stresine neden olur. Bu kuraklık türünün bir diğer olumsuz etkisi ise daha geniş zaman ölçeklerinde orta seviyedeki yükseltilere sahip alanlarda yağışta meydana gelen kardan yağmura kaymaların yeraltı suyu girdisinde azalmalara yol açmasıdır (Sproles vd., 2017).

Özetle, kar yağışının baskın olduğu bölgelerde kar kuraklığı ve etkileri nedeniyle bazı zorluklarla karşılaşılmaktadır. Kar erimesinde azalmalara yol açan kar kuraklıkları ilkbahar ve yaz aylarında akarsu akışını ve toprak nemini azaltır ve sulama, balıkçılık, içme ve kullanma suyu kaynakları, orman yangınları, çiçekli bitki fenolojisinin zamanlaması, bitki örtüsünün su ihtiyacı, komünite kompozisyonu ve verimliliği üzerinde olumsuz etkilere neden olmaktadır (Marshall vd., 2019; NIDIS, 2020).

Açıklanan kar kuraklığı sınıflarını birbirinden ayıran temel özellikler meteorolojik bir odağa sahiptir. Bunun yanı sıra, Van Loon vd. (2015) kar kuraklığına hidrolojik bir bakış açısı kazandıran çalışmalardan birini ortaya koymuştur. Van Loon vd. (2015)'e göre, iklimdeki mevsimsellikler hidrolojik kuraklıkların gelişmesinde ve sürekliliğinde önemli bir rol oynar. Bu bağlamda, hidrolojik kuraklık koşulları temel olarak (1) yılın yarısında veya daha fazlasında 0°C altında sıcaklıkların yaşandığı oldukça soğuk iklim bölgelerinde ve (2) ortalama sıcaklığın 0°C'ye yakın ve kış mevsimlerinin yıl içerisinde görece daha kısa olduğu nemli-ılıman iklim bölgelerinde, sıcaklık ve yağışın etkisi altında, ortaya çıkmaktadır.

Yılın yarısında veya daha fazla bir süre boyunca kış mevsiminin egemen olduğu ve sıcaklıkların genellikle sıfırın çok altında seyrettiği bölgelerde, (1) normalin birkaç derece üzerinde olan bir kış sıcaklık anomalisi, kar birikim süresinin başlangıcını ve sonunu sadece çok az etkiler ve bu nedenle KSE ve akış üzerinde göz ardı edilebilir bir etki gözlenir (Van Loon vd., 2015). Fakat bu iklimlerin görüldüğü bölgelerde hidrolojik kuraklık koşulları kış mevsimindeki yağış miktarının ortalamanın oldukça altında gerçekleşmesi ile ortaya çıkar. Bu durum, başta ilkbahar

mevsimi olmak üzere yaz aylarında şiddetini artıracak biçimde akarsu akışlarında azalmalara yol açar ve hidroelektrik üretimi ya da sulu tarım gibi sektörler üzerinde ciddi zararlara neden olur. Van Loon vd. (2015), bu kar kuraklığı türünü "kar erimesi kuraklığı" olarak adlandırmıştır.

Daha kısa kış mevsimlerine ve sıfıra yakın kış sıcaklık derecelerine sahip nemli-ılıman iklimlerde gözlenen yüksek sıcaklıklar, hidrolojik kuraklık üzerinde daha önemli bir rol oynar. Buna benzer iklimlerin görüldüğü bölgelerde genel olarak kar örtüsünün zaman zaman kış aylarında erimesi nedeniyle akarsu akışları kışın yüksek olur ve hidrolojik kuraklıktan bahsedilmez. Ancak kış sıcaklıklarının normalin çok altında seyrettiği zamanlarda kar daha fazla birikir ve bu aylarda daha az miktarda su akışa geçer; yeraltı suyunu sızma yoluyla besleyen su miktarında da azalmalar gerçekleşir (Van Loon vd., 2015). Sadece kış aylarında su kaynakları üzerinde geçici bir etkiye sahip olan ve özellikle ilkbahar erimesiyle birlikte ortadan kalkan bu hidrolojik kuraklık "soğuk kar mevsimi kuraklığı" şeklinde tanımlanmıştır (Van Loon vd., 2015). Bunun yanı sıra, bu iklimlerde kış sıcaklıkları normalden yüksek olduğunda kar örtüsü oluşmaz. Fakat yağış miktarı normalin üzerinde gerçekleşirse hidrolojik açıdan bir sorun ile karşılaşılmaz. Ancak yüksek kış sıcaklıkları ortalamanın altındaki kış yağışıyla eş zamanlı olarak gerçekleşirse hidrolojik kuraklık koşulları kış aylarının yanı sıra sonraki ilkbahar ve yaz aylarında devam eder. Bu şekilde gerçekleşen kuraklık türüne ise "sıcak kar mevsimi kuraklığı" adı verilmiştir (Van Loon vd., 2015).

Buraya kadar açıklanan kar kuraklığı tanımlarının genel olarak birbirine benzer yanlarının ağırlıkta olmasının yanı sıra tanımların biraz gelişigüzel olduğunu söylemek mümkündür. Bu nedenle, yapılan bu çalışmada başta Harpold vd., (2017), Hatchett ve McEvoy (2018) ile Dierauer vd. (2019)'e ait çalışmalarda izlenen metodolojilerin bir bireşimini ortaya koyma anlayışla Van Gölü Havzası'nda kar kuraklığının hidrometeorolojik kökenlerini araştırmak ve sürecin mekanizmasını anlamak amaçlanmıştır.

2.6. KAR KURAKLIĞININ İKLİM DEĞİŞİKLİĞİ İLE BAĞLANTISI VE FARKLI İKLİM BÖLGELERİNDEKİ ETKİLERİ

Küresel ısınma ve iklim değişikliğiyle ilişkili olarak Kuzey Yarımküre orta enlemlerinin kar ve buzul örtüsü ile kutupsal kara ve deniz buzları 20. yy boyunca (özellikle küresel ısınmanın etkisini şiddetlendirerek gösterdiği 1980'li yıllardan sonra) eriyerek alansal ve hacimsel olarak azalmıştır (Baede vd., 2001; IPCC, 2007; 2018; Türkeş, 2011). Birçok araştırmaya göre küresel sıcaklıklarda beklenen artışlara paralel bir şekilde 21. yy boyunca kar örtüsündeki azalmalar devam edecek ve yüzyıl sonunda, özellikle Kuzey Yarımküre'nin büyük bölümünde, kış mevsimi kar birikiminde ve yağışında büyük düşüşler gözlenecektir (Türkeş, 2008; 2019; IPCC, 2013; 2018; Mankin ve Diffenbaugh, 2015).

Doğal ve beşeri sistemler için kritik bir kaynak olan kar örtüsü, kış yağışlarını depolayan doğal bir rezervuar görevi görür. İklim değişikliğiyle ilişkili olarak artan sıcaklıkların, özellikle dağlık bölgelere ait kar örtüsünü azalttığı veya yağışın kar yerine yağmur olarak gerçekleşmesine yol açtığı bilinmektedir. Gerçekten, sera gazı emisyonlarındaki artıştan dolayı yükselen yüzey sıcaklıkları, daha çok soğuk-karasal iklim bölgelerinde toplam yağış miktarında azalmalara (KKK); nemli-ılıman iklim rejimlerinin görüldüğü bölgelerde ise kar yerine yağmur yağışının miktarında artışlara (SKK) zemin hazırlar.

Sıcaklıklarda gözlenen artışlar daha hızlı ve daha erken kar erimesine yol açar. Ortaya çıkan kar örtüsü kaybı kış aylarında daha fazla akarsu akışına, ilkbahar sonlarında ve yaz başlarında ise daha az akışa sebep olur. Dolayısıyla, yağış değişkenliği aynı zamanda akarsu akış değişkenliğinde artışlara neden olur (Sun vd., 2016; Safeeq vd., 2016). Bu bağlamda, sıcaklık ve yağış rejimindeki değişiklikler, ihtiyaç duyulan su ve kar miktarı bakımından şehirler, tarım alanları, ormanlar, yaban hayatı vb. için önemli bir sorun haline gelmektedir (Marshall, 2019). Yağış evresinde meydana gelen değişiklikler aynı zamanda maksimum akarsu akış zamanlamasını değiştirir ve kış aylarında taşkın tehlikesi riskini de artırır.

Öte yandan, kar birikimi ve örtüsünün atmosferik sirkülasyon, toprak nemi ve yüzey ışınım dengesi üzerinde doğrudan ve dolaylı etkileri olmasından dolayı

gözlenen ve öngörülen kar birikimi ve örtüsündeki azalmaların ilkbahar ve yaz aylarında akarsu akışlarında azalmalara neden olmasının yanı sıra ekstrem sıcaklık koşullarına, orman yangınlarının frekans ve şiddetinde artışlara ve bunlarla ilişkili, özellikle ekolojik ve sosyoekonomik bağlamda kar-bağımlı bölgelerde ekstrem olayların yaşanmasına sebep olur (Mankin ve Diffenbaugh, 2015).

İklim değişikliğinin etkileri arasında, su stresinin mevsimsel dağılımındaki değişimleri de dâhil olmak üzere, meteorolojik ve hidrolojik kuraklık şiddetinin mekânsal ve zamansal olarak artması; böylece daha uzun ve daha şiddetli kuraklıkların yaşanmasına katkı sağlaması da yer almaktadır (Rivera vd., 2017). Bu nedenle, uzun zaman ölçeklerinde ve yıllar arasında gözlenen iklim değişikliği ve değişebilirliğinin etkileri literatüre kar kuraklığı terimini dâhil etmiştir. Başka bir deyişle, kar kuraklığı ve türlerinin ortaya çıkmasındaki ana itici güç, küresel ısınmaya bağlı olarak özellikle sıcaklık ve yağış rejimlerinde gözlenen değişikliklerdir.

Küresel ısınmanın bölgesel/yerel iklimlerde yol açtığı değişikliklere bağlı olarak hangi kar kuraklığı tipinin hangi iklim rejiminde görülme olasılığının yüksek olduğunu tahmin etmek mümkündür. Bölgesel iklim rejimlerinin yanı sıra yükselti, nem kaynağı ve yağıştaki zamanlama da kar kuraklığının türü üzerinde etkin bir rol oynar. Örneğin dağlık bölgeler aynı havza içinde irtifaya bağlı olarak değişen farklı iklimlere sahiptir; bu da havzanın farklı bölgelerinde farklı kar kuraklık türlerinin oluşabileceği anlamına gelir (Van Loon, 2017). Bu bağlamda, sıcaklık nemli-ılıman iklim bölgelerinde ve/ya da düşük-orta yükselti basamaklarında kar yağışı üzerinde daha güçlü bir rol oynar. Bu düşük ve orta yükseltilerdeki bölgesel ısınma, muhtemelen yağış miktarı içerisindeki kar yağışında azalmalara neden olur. Dolayısıyla, böyle sahalarda SKK ön plana çıkar. Buna karşılık, nem kaynaklarına görece uzak veya kapalı karasal iklim bölgelerindeki ve/ya da yüksek irtifalardaki kış mevsimi sıcaklıkları genel olarak donma noktasının altında kaldığı için sıcaklık dalgalanmalarının yağış evresi üzerindeki etkisi daha az olur. En yüksek kesimler ısınmaya karşı duyarlı olabilir; ancak çoğu yüksek dağlık kesimdeki kış sıcaklıklarının kar yağışı ve kar örtüsü üzerinde sadece küçük bir etkisi olur. Böyle alanlarda sıcaklığın aksine yağış miktarındaki değişkenlikler kar örtüsü ve miktarını etkiler. Bu çerçevede, söz konusu iklimin egemen olduğu bölgelerde KKK'nin görülme sıklığı ve riski daha fazla olur.

İklim değişikliği ile ilgili öngörüler genel sirkülasyon modelleri (GCM) tarafından yapılan kestirimler aracılığıyla elde edilir. Ancak GCM çıktıları bölgesel ya da yerel iklim çalışmaları için mekânsal ölçekte kar değişebilirliğinin doğru tahminlerini sağlamakta çok başarılı değildir. GCM'ler en geniş dağlık bölgelerde bile topografyayı zayıf bir şekilde temsil etmekte ve bu yüzden dağlık bölgelerdeki yağmur ve kar yağışını minimize ederek göstermektedir (Sun vd., 2016). Kar örtüsü değişiklikleri alan ve yüksekliğe göre değişebildiği için bu durum kar örtüsü üzerindeki iklim değişikliği çalışmalarında bir sorun teşkil etmektedir. Kaba çözünürlüklü GCM'lerin sınırlamalarını gidermek ve GCM tahminlerinin güvenirliğini artırmak için genellikle dinamik ve istatistiksel teknikler kullanılır. Bu sınırlamalara rağmen yapılan iklim modellemelerine göre değişen bir iklimle birlikte bazı kuraklık türlerinin daha az meydana gelmesi ve diğerlerinin daha sık gerçekleşmesi beklenmektedir (Van Loon, 2017). Nitekim bölgesel ısınmanın bir sonucu olarak çoğunlukla KKK'den giderek SKK'ye bir geçişin olması öngörülmektedir (Harpold vd., 2017). Ancak SKK'ye olan geçişler, eşit olmayan bir biçimde yükseltiye, nem kaynaklarına ve taşınımına ile yağış zamanlamasına bağlıdır. Buna karşılık, iklim değişikliğiyle ilişkili olarak yağış miktarında azalmaların öngörüldüğü sahalarda ise KKK koşullarının frekansında artışların olması beklenmektedir. Bunun yanı sıra, kar kuraklığı baskınlığının KKK'den SKK'ye (veya SKK'den KKK'ye) doğru değişmeye başladığı alanları belirlemek için SKK ve KKK'nin geriye dönük analizlerine ihtiyaç vardır ve tüm kar koşullarını izlemek ve gelecekteki kar kuraklıklarını daha iyi karakterize etmek için yaygın hidrometeorolojik ağlar ve sensörler gibi kar yağışı ve miktarını izleme aygıtlarının mevcudiyeti kritik bir önem taşır (Harpold vd., 2017).

Zamansal ve mekânsal ölçeklere bağlı olarak kar kuraklığı tanımının doğrudan kullanıldığı spesifik çalışmalar hâlihazırda sınırlı sayıdadır. Kar kuraklığının ve sınıflandırmasının hem meteorolojik hem de hidrolojik anlamda bilim camiasında tam olarak kabul görmüş bir kimliğe sahip olmaması; tanımlamalara ilişkin belirsizliklere ve farklılıklara neden olmasının yanı sıra çalışmaları da sınırlandıran temel etmenlerden biri olabilir. Diğer yandan, batı ABD kar kuraklığı tanımının ortaya çıktığı ve çalışmaların yoğunlaştığı bölge olarak göze çarpar. Bu nedenle, şimdiye kadar yapılan çalışmaların birçoğu bu bölgeyi mercek altına almıştır (örn. Belmecheri

vd., 2015; Casola, 2016; Harpold vd., 2017; Hatchett vd., 2017a; 2017b; Hatchett ve McEvoy, 2018; Marlier vd., 2018; Mote vd., 2016; 2018; Dierauer vd., 2019; Marshall vd., 2019; NIDIS, 2020).

Batı ABD'de dağlık kesimlerdeki kar örtüsü önemli miktarda su depolar ve ilkbahar ile yaz aylarında sulu tarım, evsel ve endüstriyel kullanım için bölge çapında kullanılan suyun büyük bir miktarını sağlar. Ancak ABD'nin batı-kuzeybatısında bulunan Kaliforniya, Oregon, Washington, Nevada gibi eyaletlerin dağlık kesimlerinde son yıllarda ve belirli zaman ölçeklerinde (örneğin 2011-2016) kar kuraklığı dönemlerinin yaşandığı gözlenmiştir (Mote vd., 2016; 2018).

Bölgenin sahil ve iç kesimleri birbirinden farklı sıcaklık ve yağış rejimleri altında olduğu için farklı kar kuraklığı türleri belirlenmiştir. Bu nedenle, kar kuraklığı dönemlerinin yaşanmasına neden olan temel etkenler, kar kuraklığı türleri ve bunların ekolojik, sosyoekonomik etkileri bölgesel ölçekte farklılık göstermektedir. Örneğin, Oregon ve Washington'da 2014-2015 kış aylarındaki kar kuraklığı esas olarak yüksek sıcaklıklardan kaynaklanmıştır. Çünkü 2015 su yılı boyunca yağış miktarı uzun yıllar ortalamasının sadece biraz altında seyretmiştir (SKK). Ayrıca bölgesel iklim model simülasyonları kullanılarak hem antropojenik etki hem de deniz yüzeyi sıcaklığı anomalilerinin Kaliforniya sahili, Oregon ve Washington'daki kar kuraklığına güçlü bir şekilde katkı sağladığı belirlenmiştir (Mote vd., 2016).

Öte yandan, Kaliforniya sahillerinde gözlenen pozitif deniz yüzeyi sıcaklık anomalilerinin kış aylarındaki kar yağışında azalmalara neden olduğu görülmüş ve Kuzey Sierra Nevada dağlık bölgesinde kar miktarının 2008-2017 yılları arasında %3.5 oranında azaldığı gözlenmiştir (Hatchett vd., 2017a). Gerçekten, Akdeniz ikliminin görüldüğü Kaliforniya'nın ve Nevada'nın su kaynakları için kritik bir konuma sahip olan Sierra Nevada sıradağlarına düşen kar yağışı miktarında gözlenen azalışların, özellikle KKK yıllarının yaşanmasına ve kentsel-tarımsal su kaynaklarının, hidroelektrik santrallerin kapasitesinin ve orman yangını riskinin dâhil olduğu birçok doğal ve beşeri sistemin ciddi bir şekilde etkilenmesine neden olduğu gözlenmiştir (Belmecheri vd., 2015; Harpold vd., 2017). Örneğin Kaliforniya'da yaşanan 2015 kar kuraklığı, tahminen 1.84 milyar dolarlık tarımsal zararla sonuçlanmıştır (Dierauer vd., 2019).

Akarsu akımlarının kar kuraklık türlerine tepkileri bölgeler arasında önemli farklılıklar göstermektedir. Nitekim kuzeybatı Pasifik'te kar yağışının yerini alan yağmur yağışı (SKK) ile Sierra Nevada'da yağış miktarında gözlenen düşüşlerin (KKK) karşılaştırılması sonucunda, akarsu akımlarının kar kuraklığı türüne göre farklı tepkiler verdiği ortaya çıkmıştır (Harpold vd., 2017; Hatchett ve McEvoy, 2018). Nemli-denizel kuzeybatı Pasifik bölgesinde yağış miktarı içerisindeki kar miktarının azalış gösterdiği yıllarda, akarsular kış mevsiminde pik akıma ulaşmıştır. Dolayısıyla, suyun büyük çoğunluğu kış aylarında akışa geçerken, yaz mevsimi akarsu akışı normalin oldukça altında seyretmiştir. Karasal bir iklimle nitelenen ve görece daha az yağış ve daha yüksek sıcaklıkların yaşandığı Sierra Nevada'daki akarsu akışları, hem yüksek kış mevsimi akışlarından hem de olağan ilkbahar kar erimesindeki genel eğilimden yoksun kalmıştır ve akışlar yaz mevsimi boyunca oldukça düşük seviyelerde seyretmiştir.

Özellikle orta enlemlerdeki iklimlere ait kış aylarında hem yağış hem de sıcaklık çok önemli bir yere sahiptir. Bu bölgelerde kar kuraklıkları yaygındır ve bu kuraklıklar normalin altındaki bir kar örtüsünden kaynaklanır. Bununla birlikte, orta enlemlerin kış aylarında gözlenen düşük KSE kayıtları, normalin üstünde veya altındaki yağış anomalilerinden veya her ikisinin bir kombinasyonundan kaynaklanabilir (Van Loon, 2017; Dierauer vd., 2019). Soğuk-karasal iklim bölgelerinde KSE'nin yıllar arası değişkenliği, baskın olarak yağış değişkenliği ile kontrol edilir. Ancak denizel bölgelerdeki KSE'nin yıllar arası değişkenliği, çoğunlukla sıcaklıkta gözlenen değişkenlikler tarafından denetlenir. Söz konusu bölgesel farklılıklar yalnızca gözlenen iklim değişikliği ile ilişkili değildir; aynı zamanda Kuzey Atlantik Salınımı (KAS), El Niño-Güneyli Salınımı (ENSO) gibi uzakbağlantı desenleri ve bölgesel klimatolojiyle bağlantılıdır (Dierauer vd., 2019).

Bölgesel farklılıklara ek olarak yükselti faktörü, KSE'nin sıcaklığa olan hassasiyetinin aksine yağış miktarına duyarlılığı bakımından oldukça etkili bir konuma sahiptir. Diğer bir ifadeyle, yüksek kesimlerdeki kar kuraklığı riski yağış miktarında gözlenen azalışlara paralel bir şekilde artmaktadır. Çünkü donma noktasına yakın hava sıcaklıklarında gözlenen sıcaklık dalgalanmaları kar kuraklığının görülme olasılığı üzerinde dikkate değer bir etki göstermez. Ancak yağış miktarındaki azalmalar kar kuraklığı riskini artırır (Hatchett ve McEvoy, 2018; Dierauer vd., 2019).

Devam eden küresel ısınmanın, kar kuraklığını temsil eden en önemli parametrelerden biri olan ve kar miktarının dolaylı bir indikatörü olarak görev yapan KSE'de azalmalara yol açması muhtemeldir (Dierauer vd., 2019). Bunun yanı sıra, değişen kar hidrolojisinin ekolojik ve sosyoekonomik etkileri karmaşıktır. Bu nedenle, kar kuraklığının temel itici güçlerinin her kuraklık olayındaki etkileri farklılık gösterebilir. Kar kuraklığı türlerinin birbirinden farklı etkileri olduğundan ve bu nedenle farklı hazırlık önlemleri ve stratejiler gerektirdiğinden dolayı kar kuraklığı olaylarının geçmiş ve iklim değişikliğine bağlı olarak gelecekteki potansiyel sıklığını ve şiddetini anlamak; su kaynaklarını yönetmek, ekolojik ve sosyoekonomik faaliyetleri planlamak için oldukça önemlidir.

ÜÇÜNCÜ BÖLÜM

VAN GÖLÜ HAVZASI'NDA SICAKLIK VE YAĞIŞ KLİMATOLOJİSİ İLE KAR KURAKLIĞININ ANALİZİ

Kış ve yaz mevsimine göre Türkiye'yi etkisi altına alan hava kütlelerinin hareketleri, Van Gölü Havzası'nı yakından ilgilendirmesi bakımından, Doğu Anadolu'ya bakıldığında kısaca şöyle özetlenebilir:

Doğu Anadolu Bölgesi, kış mevsiminde Sibirya üzerinden gelen soğuk ve kuru polar (cP) hava kütlesinin etkisi altında kalmaktadır. Özellikle yaz aylarında bölgede egemen olan sıcak tropikal hava kütlesi, kış aylarında Akdeniz kıyıları boyunca uzanış gösterir ve burada polar havayla karşılaşarak cephe sistemlerini oluşturur. Böylece kış aylarında Akdeniz kıyıları bol miktarda yağış alır. Ancak söz konusu yağış sahası tropikal hava kütlesinin kuvvetine bağlı olarak zaman zaman kuzey ve kuzeydoğuya ilerler. Bu ilerleme esnasında kuzey ve kuzeydoğu Anadolu ile Van Gölü Havzası'nda kış yağışları görülmektedir (Kalelioğlu, 1992).

İlkbahar aylarında polar hava kuzeye doğru çekilirken Doğu Anadolu Bölgesi'nin güneyinden kuzeyine doğru hareket etmeye başlar. Bu esnada tropikal sıcak hava kütlesi de kuzeye doğru yer değiştirir ve özellikle mayıs aylarında Van Gölü Havzası ve yakın çevresinde karşılaşan farklı karaktere sahip bu hava kütleleri yağışa olanak tanırlar (Erinç, 1953; Duman, 2011). Bunun yanı sıra, Akdeniz kökenli gezici depresyonların bazen Van Gölü Havzası ve yakın çevresine yönelmesi sonucunda yağışlar gerçekleşir. Ayrıca havaların ısınmasıyla gerçekleşen konvektif yağışlar da havzada maksimum yağış miktarının ilkbahar mevsiminde yaşanmasına katkı sağlar (Kalelioğlu, 1992).

Havzadaki yaz ayları, yüksek sıcaklığa ve düşük bağıl neme sahip tropikal hava kütlesinin etkisi altında geçerek bölge genelinde minimum yağışların gözlendiği dönemi oluşturmaktadır. Sonbahar mevsiminin başlangıcında ise kuzeyden güneye doğru hareket etmeye başlayan soğuk kutupsal hava kütlesi ile bölgede bulunan tropikal hava kütlesi ikinci defa karşılaşma fırsatı bularak yağışlı bir sonbahar mevsiminin yaşanmasına yol açar. Bu nedenle, havzada genel olarak ilkbahardan sonra en yağışlı mevsim sonbahardır.

Sonuç olarak, Van Gölü Havzası'na egemen olan iklim, temel olarak Akdeniz makroklimasının etkisi altında kalan karasal bir iklim tipidir. Ancak havzada alansal ve zamansal olarak farklı kökenli hava kütlelerin hâkim olması, havzanın sahip olduğu topografya nedeniyle özellikle gezici depresyonların havzaya giriş yönü ve etki alanının bariz olması,[42] Van Gölü'nün kıyı kesimlerin iklimini ılımanlaştırıcı etkisi gibi fiziki coğrafya özellikleri ve dinamik hava koşulları faktörleri havza iklimini belirleyen ana etmenlerdir.

Çalışmanın bu bölümünde Van Gölü Havzası'nın uzun yıllar ve mevsimsel sıcaklık ve yağış paternlerinin detaylı bir şekilde değerlendirmesi yapılmıştır. Son kısımda ise havzada gözlenen kar kuraklığının ayrıntılı bir biçimde çözümlemesi gerçekleştirilmiştir.

3.1. VAN GÖLÜ HAVZASI'NDA HAVA SICAKLIĞI

3.1.1. Van Gölü Havzası'nda Yıllık Ortalama Hava Sıcaklığının Dağılışı ve Trend Analizi

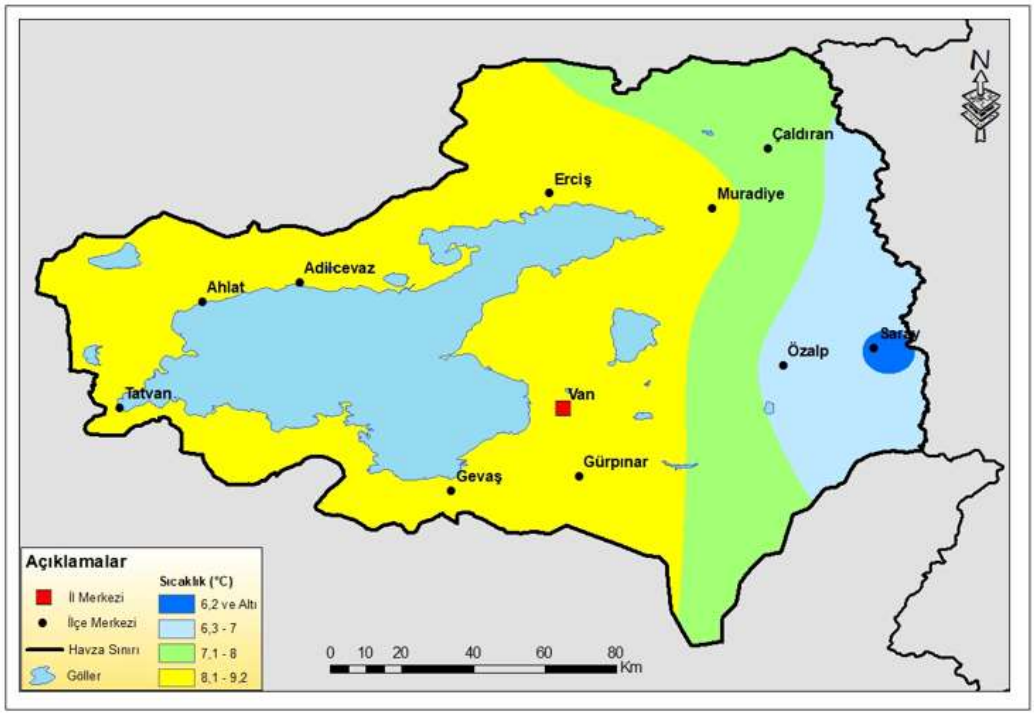
İnceleme alanında yer alan istasyonlara ait sıcaklık rejimi incelendiğinde, bütün istasyonlarda sıcaklıkların ocak ayından itibaren artış gösterdiği, mart ayından sonra ise hızlı bir artış göstererek temmuz ayında en yüksek seviyeye eriştiği gözlenmektedir. Ağustos ayından sonra sıcaklıklar azalma eğilimi göstererek kasım ayında yıllık ortalama sıcaklığın altına düşmekte ve mayıs ayına kadar yıllık ortalamanın altında seyretmektedir (Şekil 27). Yıllık ortalama sıcaklıklar Van (9.8°C), Gevaş (9°C), Tatvan (9.2°C), Ahlat (9.3°C), Adilcevaz (8.7°C), Erciş (8°C) ve Muradiye (8.9°C) istasyonları arasında dikkate değer bir fark göstermemektedir (Şekil 26).

Çalışma sahasında gözlenen en düşük sıcaklıklar bütün istasyonlarda ocak ayında gerçekleşmektedir. Ocak ayı ortalaması -5.5°C olan Erciş ve -4.8°C ile

[42] Gezici depresyonların havzadaki etki alanının topografya ile bağlantısı "3.2.1. Van Gölü Havzası'nda Yıllık Toplam Yağışın Dağılışı ve Trend Analizi" başlığı altında incelenmiştir.

Muradiye en düşük sıcaklık değerlerine sahip istasyonlardır. Diğer istasyonların ortalama sıcaklık değerleri sırasıyla, -2.5°C (Ahlat), -2.6°C (Van ve Tatvan), -3.1°C (Gevaş) ve -3.7°C (Adilcevaz)'dir.

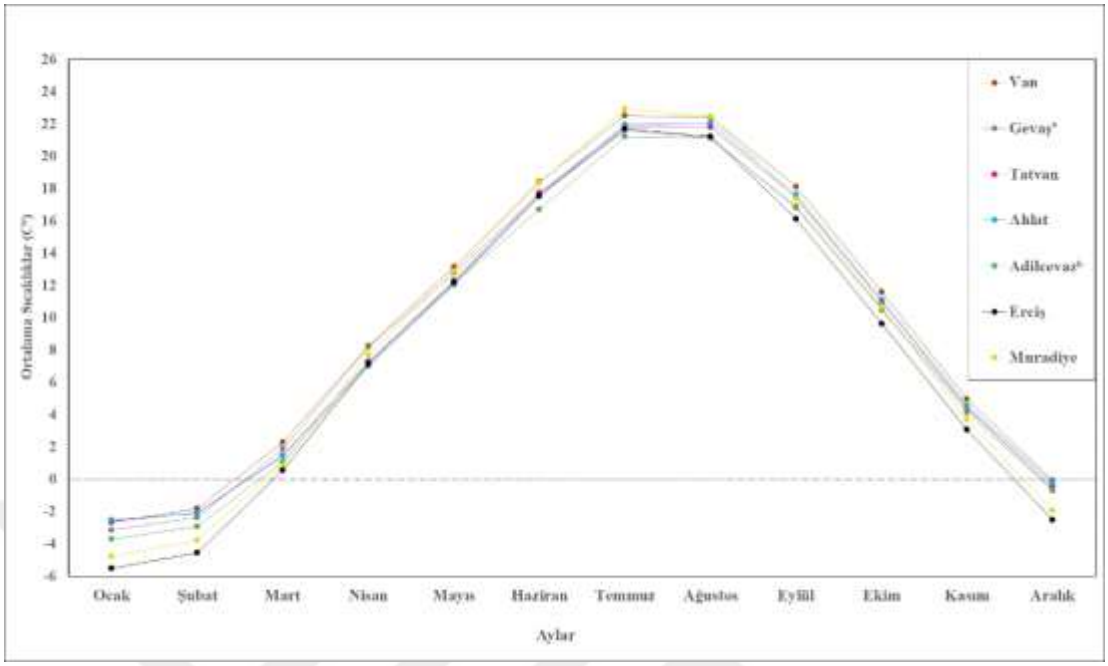
Şekil 26: Van Gölü Havzası'nda yıllık ortalama sıcaklık dağılışı (°C) haritası



Şubat ayında, aylık ortalama sıcaklıklar bütün istasyonlarda artış eğilimine geçmekle beraber en soğuk ortalama sıcaklık değerleri yine Erciş (-4.5°C) ve Muradiye (-3.8°C) istasyonlarında görülmektedir.

Mart ayında, aylık ortalama sıcaklık değerleri bütün istasyonlarda 0°C'nin üzerine çıkmaktadır. Sıcaklık değerleri 2.3°C (Van) ile 0.6°C (Erciş) arasında değişmekle birlikte en düşük ortalama sıcaklık değerleri Erciş ve Muradiye (0.9°C) istasyonlarında gözlenmeye devam etmektedir. Ancak mart ayında Erciş ve Muradiye ilçelerinin ortalama sıcaklık değerlerinde gözlenen artış, diğer istasyonlara göre daha yüksek seviyede seyretmektedir. Gerçekten, mart ayında ortalama sıcaklık değerleri söz konusu istasyonlarda sırasıyla 5.1°C ve 4.7°C kadar artış göstermiştir. Diğer istasyonlarda gözlenen ortalama sıcaklıktaki artışlar, 4.3°C (Gevaş) ile 3.5°C (Tatvan, Ahlat) arasında değişim göstermektedir.

Şekil 27: Van, Gevaş, Tatvan, Ahlat, Adilcevaz, Erciş ve Muradiye istasyonlarına ait uzun yıllar aylık ortalama sıcaklık değerlerinin (°C) dağılış grafiği (1979-2018)



a. Aylık ortalama sıcaklık değerleri 1982-2018 yılları arasındaki verilerden elde edilmiştir.
b. Aylık ortalama sıcaklık değerleri 1982-2012 yılları arasındaki verilerden elde edilmiştir.
Kaynak (b için): https://tr.climate-data.org/asya/tuerkiye/bitlis/adilcevaz-15410/?amp=true

Nisan ayında, sıcaklık değerleri bütün istasyonlarda artmaya devam etmektedir. Önceki aylarda gözlendiği gibi, nisan ayında da maksimum artış hızı Muradiye (6.8°C) ve Erciş (6.6°C) istasyonlarında gözlenmektedir.

Mayıs ayında, istasyonlara ait sıcaklık değerleri yıllık ortalama sıcaklık değerlerinin üzerinde seyretmeye başlamaktadır. Sıcaklıklar 13.1 °C (Van) ile 12°C (Ahlat) arasında değişim göstermektedir. Ortalama sıcaklıklardaki maksimum artış hızı Muradiye (5.2°C) ile Erciş, Tatvan ve Ahlat istasyonlarında (5°C) gerçekleşmektedir.

Haziran ayında, bütün istasyonlarda yaklaşık olarak 5°C'lik sıcaklık artışı gözlenmektedir. Çalışma sahasındaki istasyonlarda sıcaklık değerleri 18.4°C (Van) ile 16.7°C (Adilcevaz) arasında değişmektedir.

Temmuz ayında sıcaklıkların artmaya devam etmesinin yanı sıra artış hızında yaklaşık 1°C'lik azalma gözlenmektedir. Öte yandan, temmuz ayı ortalama sıcaklık değerleri Muradiye (22.9°C), Van (22.5°C), Erciş (21.7°C), Gevaş (21.6°C) ve

Adilcevaz (21.2°C) istasyonları için maksimum sıcaklığın gözlendiği dönem olarak kayıtlarda yer almaktadır.

Bütün istasyonların ağustos ayı sıcaklıkları, temmuz ayının sıcaklıklarına oldukça yakın bir değerde seyretmektedir. Ahlat (0.1°C artış) ve Tatvan istasyonları (sabit) haricinde diğer istasyonların sıcaklık değerleri, az miktarda olsa bile, düşüşe geçmiştir. Ağustos, Ahlat (22.1°C) istasyonu için en sıcak ay durumunda iken Tatvan için temmuz ve ağustos aylarının ortalama sıcaklıkları aynı değerde (21.8°C) seyrederek istasyon kayıtlarında en sıcak aylar olarak belirlenmiştir.

Eylül ayında, bütün istasyonlarda sıcaklık azalışı belirgin bir şekilde gerçekleşmektedir. Bu aydan itibaren havza soğumaya başlamaktadır. Erciş ve Muradiye ilçelerindeki düşüş miktarı diğer istasyonlara göre yaklaşık olarak 0.8°C daha fazla gerçekleşerek 5.1°C kadar olmaktadır.

Ekim ayında, havzadaki soğuma önceki aya göre ortalama 6.5°C artarak devam etmektedir. Bu aydaki maksimum düşüş miktarı Muradiye ilçesinde (6.7°C) görülmektedir.

Kasım ayında, havza boyunca sıcaklık değerlerindeki azalma yaklaşık olarak ekim ayındaki düşüş miktarı kadar seyretmeye devam etmektedir. Önceki aya benzer biçimde sıcaklıklardaki maksimum azalma Muradiye (6.9°C) istasyonunda gözlenmektedir.

Aralık ayında, bütün istasyonlardaki sıcaklık değerleri azalmaya devam ederek 0°C'nin altına düşmektedir. Erciş ve Muradiye istasyonlarındaki sıcaklıkların azalma miktarı diğer istasyonlara göre ortalama 0.7°C daha fazla gerçekleşmesinin yanı sıra en düşük sıcaklık değerlerinin de görüldüğü istasyonlar olma özelliğini taşırlar.

Yapılan değerlendirmeler çalışma sahasında yıl boyunca sıcaklık rejimi homojen bir dağılım sergilediğini göstermektedir. Başka bir deyişle, yıl içerisinde sıcaklıkların artış ve azalış eğilimi havza boyunca eş zamanlı olarak gerçekleşmektedir. Ancak Muradiye ve Erciş istasyonlarında özellikle ortalama aylık sıcaklık değerlerindeki artış ve azalış miktarında gözlenen değişimlerin daha hızlı ve daha büyük ölçekte gerçekleşmesi havzanın kuzeydoğu kesimi ile geri kalan bölümünün, özellikle karasallık bağlamında, ayrı özelliklere sahip olduğunu göstermektedir. Gerçekten, havzadaki Van Gölü önemli bir nem kaynağı görevi

görmektedir. Bu nedenle, gölün kıyı kesimindeki istasyonların iklimi görece daha ılıman bir özelliğe sahiptir. Dolayısıyla, kıyı bölümünde yer alan Van, Gevaş, Tatvan, Ahlat ve Adilcevaz istasyonları gölün ılımanlaştırıcı etkisinde kalmaktadır. Ancak aynı durum göle kıyısı bulunmayan Muradiye için geçerli değildir. Muradiye istasyonunun görece daha fazla karasallık özelliğine sahip olması; gölün nemlilik karakterinin yalnızca dar kıyı şeridini etkilemesinin yanı sıra yerel topografya şartları ve yıllık-mevsimlik hava hareketlerinin yönü ile ilişkilidir. Gerçekten, göl çevresinden uzaklaştıkça iklim şartları değişmektedir. Ayrıca göl ile çevresindeki yüksek plato ve dağlar arasındaki termik zıtlıklar basınç farklılıklarına yol açarak hâkim rüzgâr yönü üzerinde etkili olmaktadır (THEP, 2016). Öte yandan, Van Gölü'ne kıyısı olmasına rağmen Erciş istasyonunda görece karasallığın egemen olması; yerel topografya koşulları, hâkim rüzgâr yönü ve havzanın doğusunda göl su kütlesinin daha az derin olması (Batur, 1996; Kavak ve Karadoğan, 2012) ile yakından ilişkilidir.

Van Gölü Havzası'nın doğu-batı yönünde uzanış göstermesinin yanı sıra yerel topografya koşulları da hâkim rüzgâr yönü üzerinde etkili olmaktadır. Gerçekten, havzanın batısında yıl boyunca genel olarak batı yönlü rüzgârlar egemen iken, doğusunda; ilkbahar ve yaz mevsiminde batı yönlü, sonbahar ve kış mevsiminde ise doğu yönlü rüzgârlar etkindir (THEP, 2016, s. 9). Özellikle kış aylarında yerel topografik koşulların uygun olduğu alanlarda (vadi ve geçitlerde) kanalize olduktan sonra havzaya giriş yapan kuzeydoğulu ve güneydoğulu rüzgârlar oldukça soğuk ve şiddetli eser (Kalelioğlu, 1992, s. 159). Dolayısıyla, kışın havzanın doğusunda etkili olan doğu sektörlü rüzgârların (Kalelioğlu, 1992; Duman, 2011; Yetmen, 2013b) ayrıca yerel topografya koşullarının etkisiyle bazen sübsidansa uğraması sonucunda Muradiye ve Erciş istasyonlarında daha soğuk ve daha değişken sıcaklık koşulları egemen olmaktadır.

Yaz aylarında havzada görülen sıcak ve yağışsız/kuru özelliğe sahip karasal tropikal hava kütlesi (cT), yerel topografya şartlarına bağlı olarak zaman zaman etkili olan kuzey ve doğu sektörlü rüzgârlar ile Van Gölü'nün ılımanlaştırıcı etkisini yitirmesi; Erciş ve özellikle Muradiye istasyonlarında görece daha yüksek bir karasallığa yol açarak sıcaklıkların daha değişken bir karaktere sahip olmasına neden olmaktadır.

Diğer yandan, Van Gölü'ne kıyısı olan diğer istasyonlarda göl derinliği 400 m'ye kadar çıkarken doğuda ve özellikle Erciş Körfezi'nde derinlik oldukça azalmaktadır (Batur, 1996; Kavak ve Karadoğan, 2012). Gerçekten, gölün batimetrik özelliğine bakıldığında (Kavak ve Karadoğan, 2012), su hacmi büyüklüğü kuzeydoğuda 10-50 m arasında değişmektedir (Batur, 1996). Bu durum, gölün derinliğine bağlı olarak yaz mevsiminde depoladığı enerji miktarı üzerinde oldukça etkilidir. Çünkü yaz aylarında ısı enerjisi depolayan su, kış aylarında depoladığı ısı enerjisini atmosfere salarak hava sıcaklığındaki değişimlere geç cevap verme özelliğine (kararlılık) sahiptir. Dolayısıyla, su kütlesinin büyüklüğü ve derinliği ısı tutma kapasitesiyle yakından ilişkilidir ve su kütlelerine yakın kara alanlarının iklimi de bu kararlılıktan etkilenmektedir. Ancak Van Gölü'nün kuzeydoğu kıyısında derinlik düşük seviyelerde olduğu için Erciş istasyonu hava sıcaklığındaki değişime daha hızlı cevap vermektedir; dolayısıyla gölün ılımanlaştırıcı etkisi kıyı kesimlerdeki diğer istasyonlara göre küçük ölçekte kalmaktadır (Batur, 1996).

Öte yandan, havzadaki istasyonların yıllar arası ortalama sıcaklık değerlerinin değişim yönü ve yıllar arasındaki ilişkiyi gözlemlemek için kullanılan regresyon katsayısı (β) bütün çalışma istasyonlarında %95 güvenirlikle pozitif yönde seyretmektedir (Tablo 12).

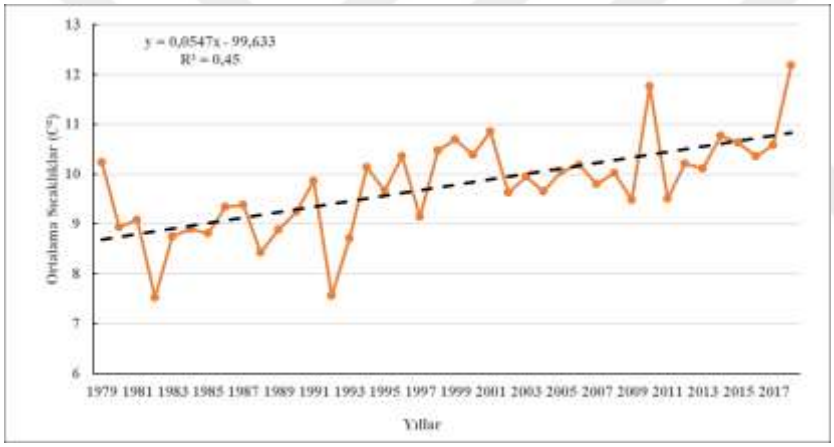
Tablo 12: İstasyonlara ait uzun yıllara göre (1980-2018) ortalama sıcaklık değerlerinin α=0.05 anlamlılık düzeyinde regresyon katsayısı (β) değerleri

İstasyon Adı	**Regresyon Katsayısı (β)**	**α = 0.05**
Van	0,055	Anlamlı
Gevaş	0,025	Anlamlı
Tatvan	0,047	Anlamlı
Ahlat	0,036	Anlamlı
Erciş	0,051	Anlamlı
Muradiye	0,055	Anlamlı

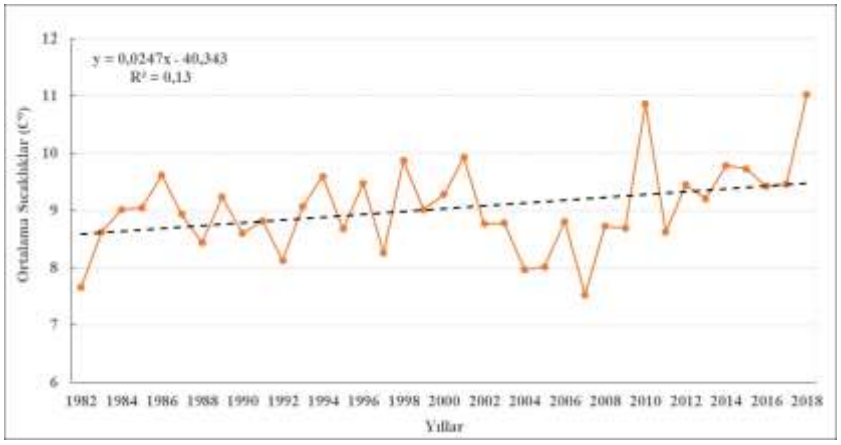
Çalışma sahasında uzun yıllar ortalama sıcaklık değerlerinin gidişatını incelemek için lineer regresyon analizi kullanılmıştır. Bu bağlamda, yapılan trend analizleri bütün istasyonlarda α=0.05 anlamlılık düzeyinde pozitif yönlü bir trendin

olduğunu göstermektedir (Tablo 12). Yıllar arası eğilimin şiddetini ve uzun yıllar sıcaklık artış miktarını belirlemek için kullanılan regresyon değeri (β), en yüksek Muradiye (2.2°C/40 yıl) ve Van istasyonlarında (2.2 °C/40 yıl) belirlenmiştir. Diğer bir ifadeyle, yıllık ortalama sıcaklıkların artış hızı en fazla Muradiye ve Van istasyonlarında gözlenmektedir. Bu istasyonları, sırasıyla, Erciş (2.1°C/40 yıl), Tatvan (1.9°C/40 yıl), Ahlat (1.4°C/40 yıl) ve Gevaş (1°C/40 yıl) istasyonları takip etmektedir. Dolayısıyla, yapılan trend analizleri sonucunda ortalama sıcaklıkların bütün istasyonlarda %95 güvenirlikle (şiddeti değişmekle birlikte) artış eğiliminde olduğunu söylemek mümkündür (Şekil 28-33).

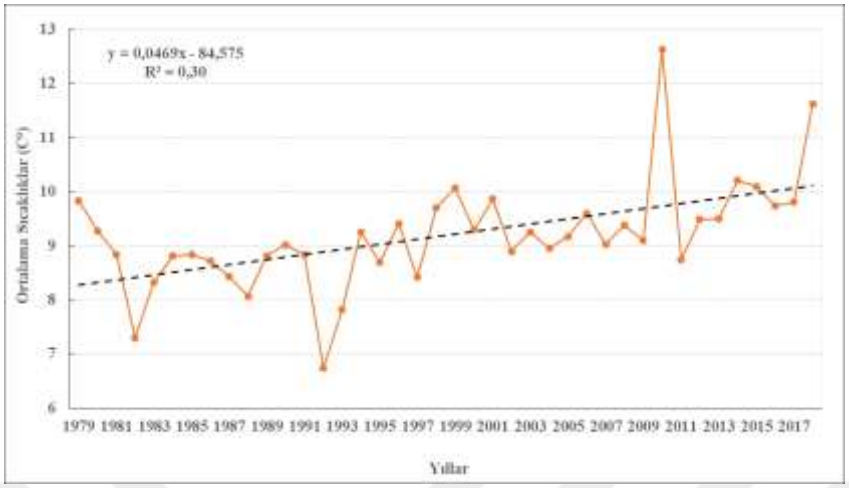
Şekil 28: Van istasyonuna ait uzun yıllar ortalama sıcaklık değerlerinin (°C) trend grafiği (1979-2018)



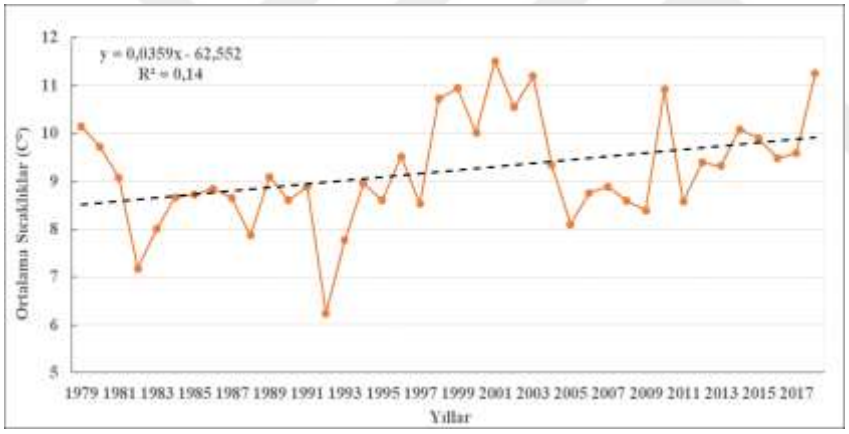
Şekil 29: Gevaş istasyonuna ait uzun yıllar ortalama sıcaklık değerlerinin (°C) trend grafiği (1982-2018)



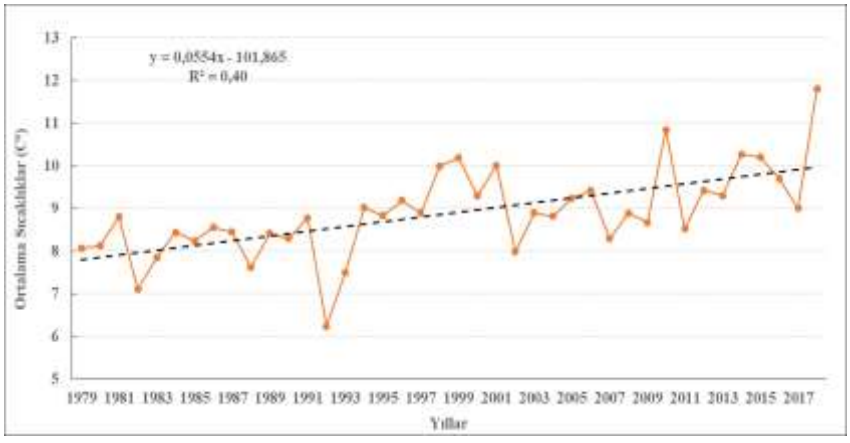
Şekil 30: Tatvan istasyonuna ait uzun yıllar ortalama sıcaklık değerlerinin (°C) trend grafiği (1979-2018)



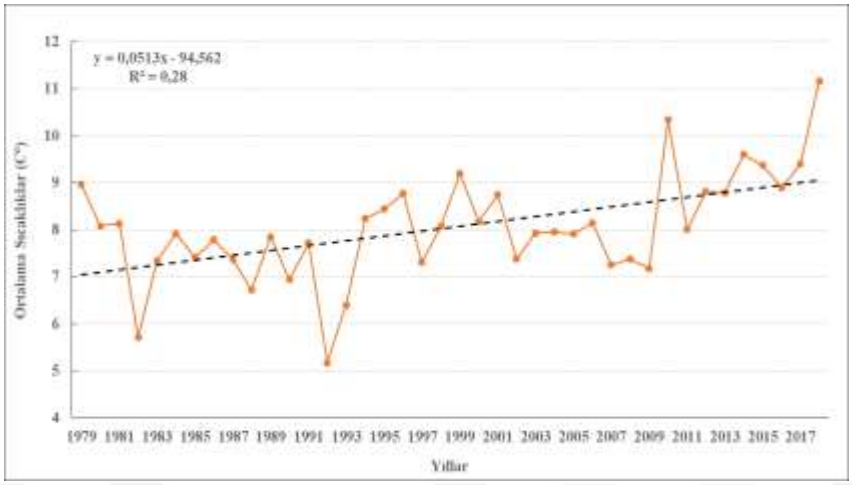
Şekil 31: Ahlat istasyonuna ait uzun yıllar ortalama sıcaklık değerlerinin (°C) trend grafiği (1979-2018)



Şekil 32: Muradiye istasyonuna ait uzun yıllar ortalama sıcaklık değerlerinin (°C) trend grafiği (1979-2018)



Şekil 33: Erciş istasyonuna ait uzun yıllar ortalama sıcaklık değerlerinin (°C) trend grafiği (1979-2018)

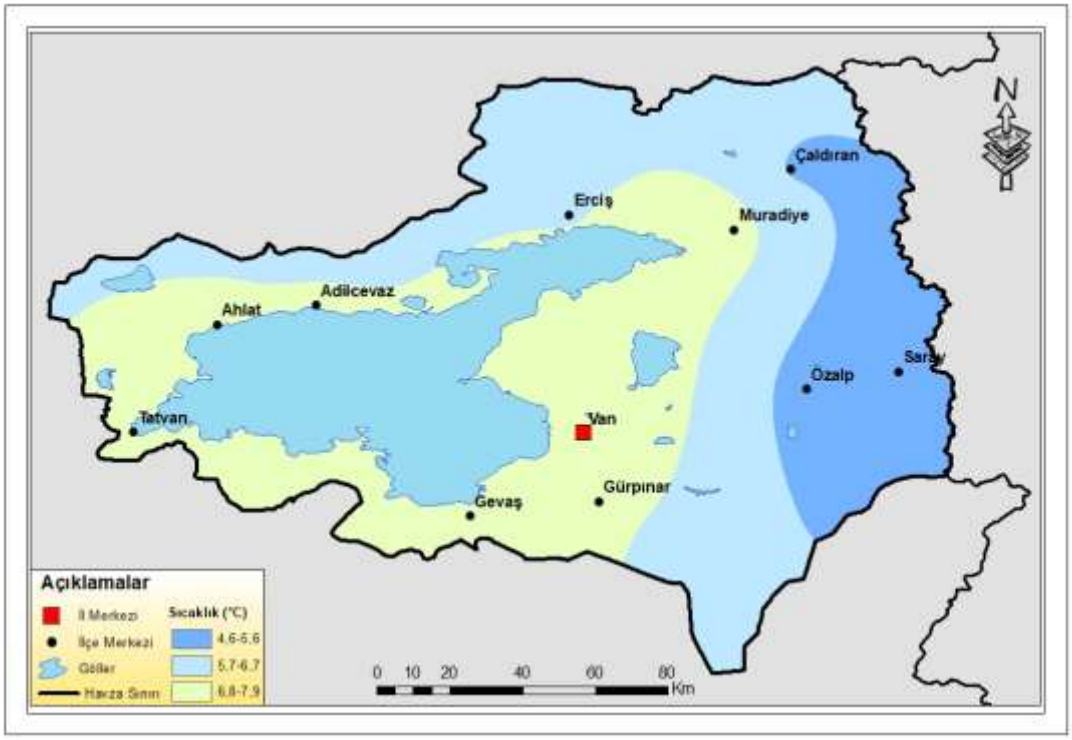


3.1.2. Van Gölü Havzası'nda Mevsimlik Ortalama Hava Sıcaklığının Dağılışı ve Trend Analizi

Havzadaki mevsimlik ortalama sıcaklık koşulları incelendiğinde, bütün mevsimlerin sıcaklık dağılışı üzerinde topografik (özellikle yükselti) ve nemlilik/karasallık koşullarının etkili rol oynadığı görülmektedir. Gerçekten, gölün kıyı kesimi ile özellikle havzanın doğusundaki yüksek rakımlı sahalar arasında sıcaklık farklılıkları, başta kış mevsimi olmak üzere, bütün mevsimler için belirgindir.

İlkbahar mevsimine ait uzun yıllar ortalama sıcaklıklar 4.6°C ile 7.9°C arasında değişmektedir. Genel olarak havzanın doğusundan batısına doğru gidildikçe ilkbahar mevsimine ait sıcaklıkların arttığı gözlenmektedir (Şekil 34). Özellikle gölün ılımanlaştırıcı etkisinden dolayı kıyı kesimlerdeki ortalama sıcaklık değerleri daha yüksektir.

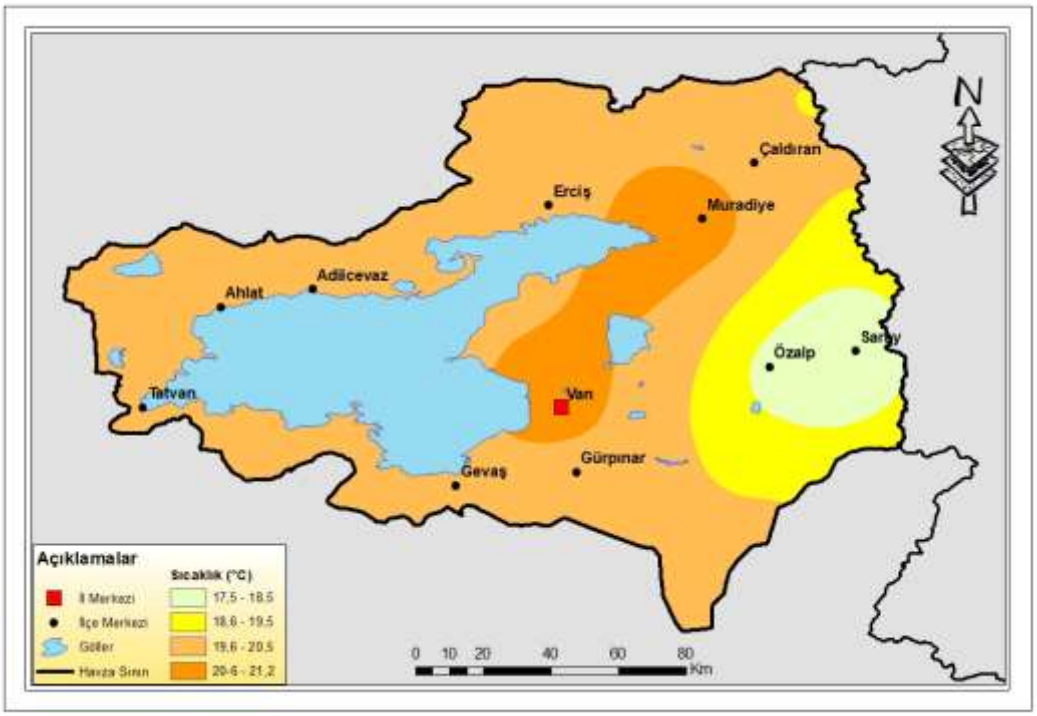
Şekil 34: Van Gölü Havzası'nda ilkbahar mevsimi ortalama sıcaklık dağılışı (°C) haritası



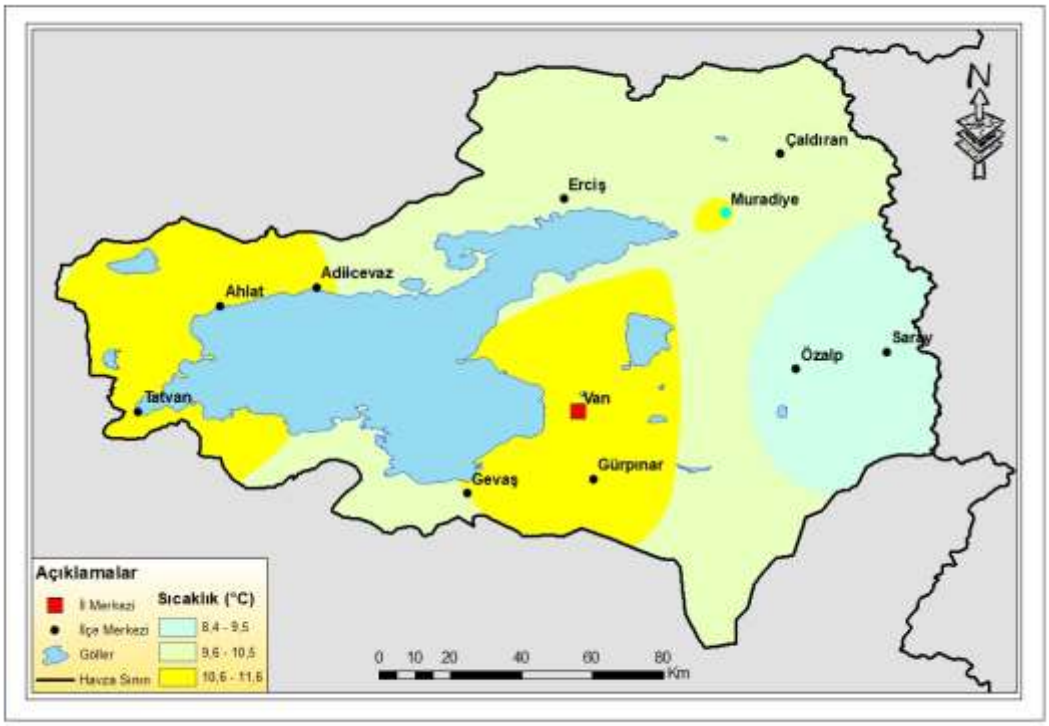
Yaz mevsimi için ortalama sıcaklık değerleri 17.5°C ile 21.2°C arasında değişmektedir. Havzanın doğu tarafı görece daha serin koşulların gözlendiği alan olarak dikkat çekmektedir. Havzanın geri kalanında ise sıcaklık koşullarının homojen dağılım gösterdiğini söylemek mümkündür (Şekil 35).

Sonbahar mevsiminde havzadaki ortalama sıcaklık değerleri genel olarak 8.4°C ile 11.6°C arasında dağılış göstermektedir. Bu mevsimde en sıcak kesimler kabaca havzanın doğu ve batı kıyı kuşağında uzanış gösteren sahalardır. En doğuda, özellikle yükseltinin görece artış gösterdiği ve gölün ılımanlaştırıcı etkisinin hissedilmediği Özalp ve Saray istasyonlarında ise daha serin koşullar gözlenmektedir (Şekil 36).

Şekil 35: Van Gölü Havzası'nda yaz mevsimi ortalama sıcaklık dağılışı (°C) haritası



Şekil 36: Van Gölü Havzası'nda sonbahar mevsimi ortalama sıcaklık dağılışı (°C) haritası



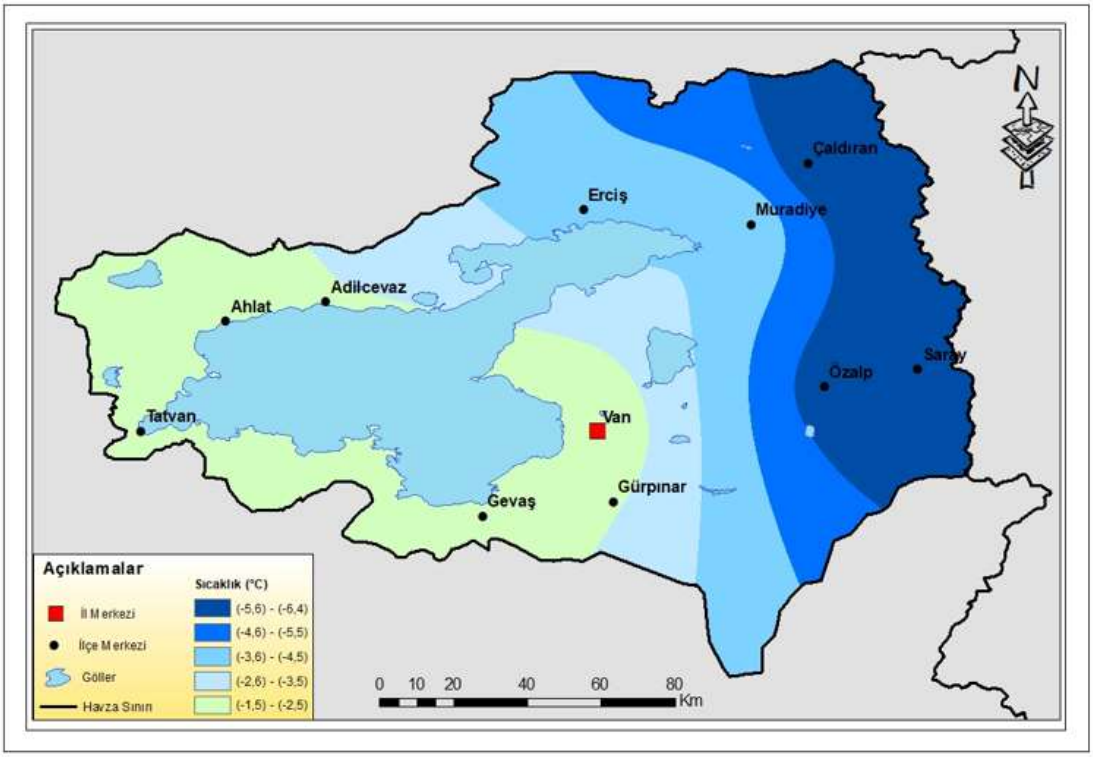
Kış mevsimine ait ortalama sıcaklık koşulları incelendiğinde, sıcaklık farklılıkları diğer mevsimlerin aksine kısa mesafelerde daha fazla değişmektedir. Gerçekten, gölün doğu ve batı kıyısındaki Van ve Tatvan gibi istasyonların kış mevsimi ortalama sıcaklıkları ile gölün kabaca kuzeyine kıyısı olan Erciş istasyonuna ait ortalama sıcaklıklar arasında bile 2°C'ye yakın bir farklılık görülmektedir (Şekil 37). Erciş'in kış aylarında görece daha düşük sıcaklık koşullarına sahip olmasının temel nedeni, özellikle kış aylarında havzanın doğu kesiminde doğu sektörlü (kuzeydoğulu, güneydoğulu) rüzgarların hakim olması ve yerel topografik koşullardan kaynaklı bu soğuk ve kuru hava akımlarının vadi ve geçitlerde kanalize olması veya sübsidansı sonucunda oldukça şiddetli ve soğuk bir şekilde esmesidir (Kalelioğlu, 1992; Duman, 2011; Yetmen, 2013b; THEP, 2016).

Erciş istasyonunun diğer kıyı istasyonlarına göre kışın görece daha soğuk hava koşullarına sahip olmasının bir diğer nedeni olarak gölün kuzey kesimine doğru gidildikçe göl su kütlesinin görece azalması ve bu nedenle göl derinliğinin de azalış göstermesi sonucunda ılımanlaştırıcı etkinin kısmen ortadan kalkması gösterilmektedir (Kalelioğlu, 1992). Nitekim Van Gölü'nün temel su dolaşımı ve sıcaklık dağılışını araştıran bir çalışmaya göre (Turunçoğlu ve Dalfes, 2008), eylül ayından itibaren soğumaya başlayan göl yüzey suları kasım ve aralık aylarında özellikle Erciş Körfezi'nde en düşük sıcaklıklara ulaşmaktadır. Ancak ocak ve şubat aylarında gölün hemen tamamı eşit sıcaklık koşullarına sahip olmaktadır. Bu durum, özellikle kış aylarında Erciş istasyonunda gözlenen görece daha şiddetli karasallığın sadece gölün ılımalaştırıcı etkisinin az olmasından kaynaklanmadığını ve yerel topografik koşullarla ilişkili hâkim rüzgâr yönünün de etkili olduğunu göstermektedir. Öte yandan, mart ayından ağustos ayına kadar gölün sıcaklığı, su kütlesi derinliğinin az olduğu özellikle kuzey ve doğu kesimlerde daha hızlı artmaktadır (Turunçoğlu ve Dalfes, 2008, s. 9).

Doğu sektörlü hava akımlarının kış mevsiminde havzanın doğusunda bulunan Özalp, Saray, Muradiye ve Çaldıran istasyonlarında da yerel topografik koşullarla etkisini daha çok artırması ve bu sahalarda gölün ılımanlaştırıcı etkisini yitirmesi havzanın geri kalanından daha soğuk kış aylarına yol açarak şiddetli ve soğuk hava koşullarının yaşanmasına neden olmaktadır (Şekil 37). Dolayısıyla, havzanın batısından doğusuna doğru gidildikçe kış mevsimi ortalama sıcaklık değerleri

azalmaktadır. Bu durumun, batıdan doğuya doğru karasallığın artış göstermesi ve egemen hava akımlarının doğrultusu ile ilişkili olduğu düşünülmektedir.

Şekil 37: Van Gölü Havzası'nda kış mevsimi ortalama sıcaklık dağılışı (°C) haritası

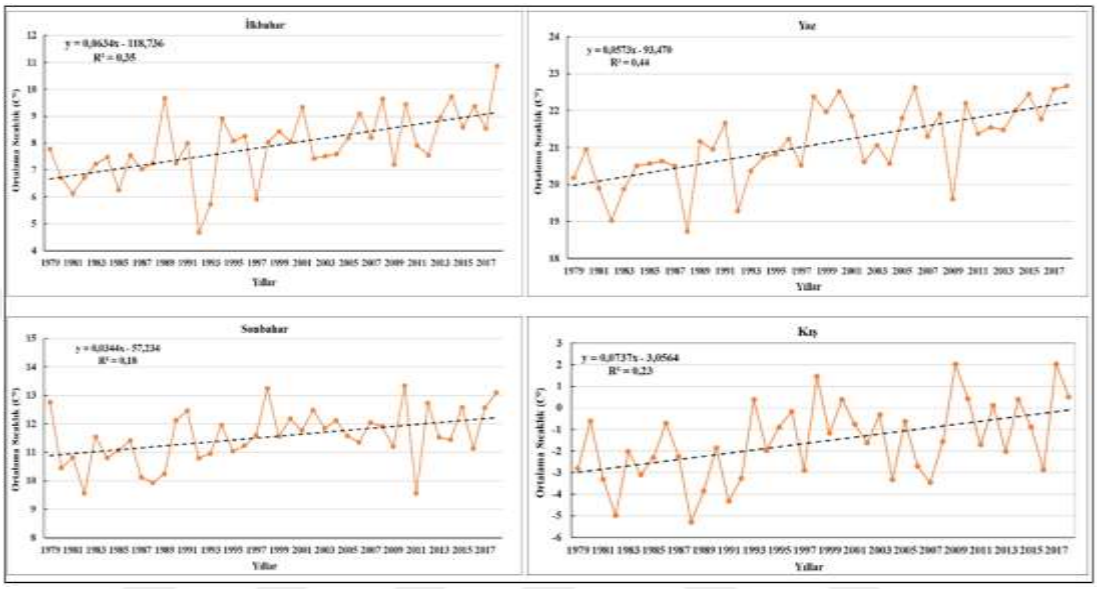


Sıcaklığın mevsimsel koşullarını belirlemek amacıyla havzadaki Van, Gevaş, Tatvan, Ahlat, Erciş ve Muradiye istasyonlarına ait uzun yıllar mevsimlik ortalama sıcaklık değerleri incelenmiştir. Sıcaklıklarda bir trendin olup olmadığı (0.05 anlamlılık düzeyinde) lineer regresyon analizi aracılığıyla test edilmiştir. Bu bağlamda, mevsimlik sıcaklıklar incelenirken regresyon katsayısı (β) dikkate alınmıştır. Aşağıda araştırmaya konu olan istasyonların mevsimlik sıcaklık koşulları ile ilgili incelemelere yer verilmiştir.

Van istasyonuna ait uzun yıllar (1979-2018) mevsimsel sıcaklıklar incelendiğinde, bütün mevsimlerin ortalama sıcaklık değerlerinde %95 güven düzeyinde anlamlı bir artışın olduğu gözlenmektedir. Van istasyonu için 1979-2018 kış mevsimi ortalama sıcaklık değeri -1.5°C kadardır. Ancak istasyondaki kış sıcaklık değerleri son 40 yılda 3°C artış göstererek (β = 0,0737) en fazla sıcaklık artışının

olduğu mevsim olarak belirmektedir. Kış mevsimini ilkbahar (2.5°C/40 yıl), yaz (2.3°C/40 yıl) ve sonbahar (1.4°C/40 yıl) mevsimleri takip etmektedir (Şekil 38).

Şekil 38: Van istasyonuna ait uzun yıllar mevsimsel ortalama sıcaklık değerlerinin (°C) trend grafiği (1979-2018)



Kış mevsimi için minimum ortalama sıcaklıklar 1988 yılında (-5.3°C) maksimum ortalama sıcaklıklar ise 2009 ve 2017 yıllarında (2°C) yaşanmıştır. Öte yandan, 1979'dan 2018'e kadar 10'ar yıllık ortalama sıcaklık değerlerindeki değişim incelenmiştir. Buna göre, 1979-1988 yılları arasındaki ortalama sıcaklık -2.7°C iken 1989-1998 yılları arasında ortalama sıcaklıklar 1°C artış göstererek -1.7°C'ye yükselmiştir. 1999-2008 yılında kış mevsimi ortalama sıcaklıklar önceki on yıla göre sadece 0.2°C artış göstermiştir (-1.5°C). Ancak 1999-2008 dönemine göre 2009-2018 dönemine ait kış mevsimi ortalama sıcaklıklar 1.3°C artış göstererek son on yıllık ortalama kış mevsimi sıcaklık değeri -0.2°C'ye kadar yükselmiştir (Şekil 39).

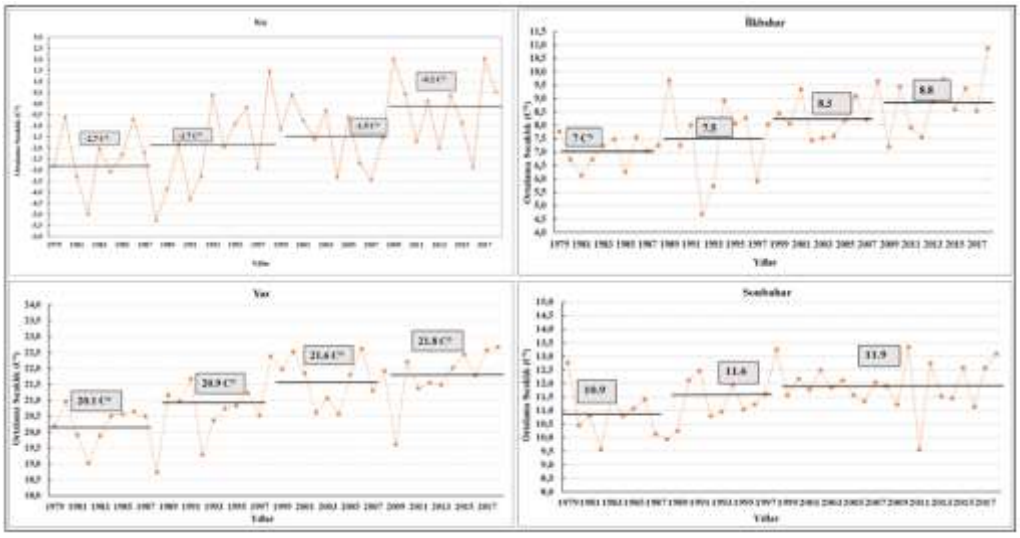
Van istasyonunda ilkbahar mevsimi için ortalama sıcaklık 7.9°C'dir. İstasyonda minimum sıcaklıklar 1992 yılında gerçekleşmiştir (4.7°C). Maksimum sıcaklık koşulları ise 10.9°C ile 2018 yılında kayıtlara geçmiştir. 10'ar yıllık ortalama sıcaklık koşullarındaki değişim incelendiğinde, 1979-1988 yılları arasında 7°C olan ilkbahar ortalama sıcaklık sonraki on yılda 0.5°C kadar yükselmiştir. 1999-2008 yılları ortalama sıcaklıklar önceki on yıla göre 0.8°C kadar artış göstererek 8.3°C'ye

yükselmiştir. Son on yılda ise ilkbahar mevsimine ait sıcaklıklar artmaya devam etmiştir ve ilkbahar mevsimi ortalama sıcaklıklar 8.8°C'ye kadar yükselmiştir (Şekil 39).

Yaz mevsimi için ortalama sıcaklık 21.1°C'dir. Ayrıca yaz için yapılan incelemeler, maksimum ve minimum ortalama sıcaklıkların yaşandığı yıllara ait değerler arasında dikkate değer bir fark olmadığını göstermektedir. Gerçekten, maksimum ortalama yaz mevsimi sıcaklık koşulları 2018 yılında (22.7°C) gerçekleşirken minimum ortalama sıcaklık değeri 1988 yılına aittir (18.7°C). 10'ar yıllık ortalama sıcaklık değerlerindeki değişim ise 40 yıllık periyotta yaklaşık olarak 1.7°C kadar artış yönünde gerçekleşmiştir. Diğer bir ifadeyle, 1979-1988 yılları arasında yaz mevsimi ortalama sıcaklıklar 20.1°C iken 2009-2018 yılları arasında 21.8°C'ye kadar çıkmıştır (Şekil 39).

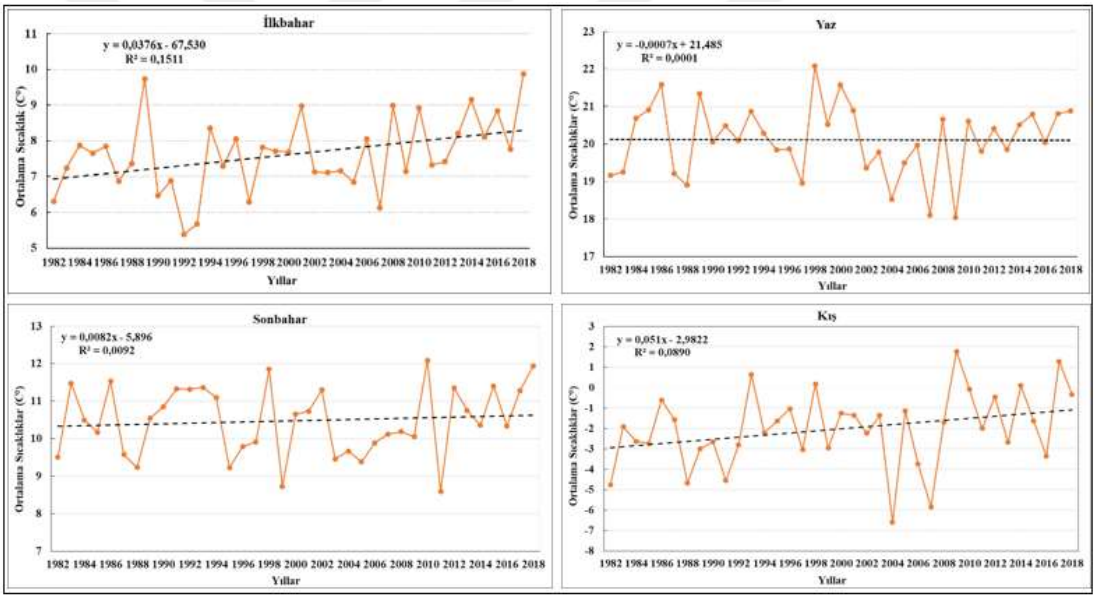
Ortalama sıcaklığı 11.6°C olan sonbahar mevsimi, uzun yıllar boyunca artışın en az olduğu mevsim olarak göze çarpmaktadır. Van için sonbahar ortalama maksimum sıcaklığın yaşandığı yıllar 1998 ve 2010 iken (13.3°C) minimum sıcaklıklar 2011 yılında yaşanmıştır (9.6°C). 1979-1988 yılları arasında sonbahar ortalama sıcaklıklar 10.9°C olarak gözlenmiştir. Fakat 1989-1998 yılları arasındaki ortalama sıcaklık değeri 11.6°C'ye kadar yükselmiştir. Sonraki yirmi yıl boyunca ortalama sıcaklıklar, 11.9°C değerinde seyretmiştir (Şekil 39).

Şekil 39: Van istasyonuna ait mevsimsel ortalama sıcaklıkların (°C) 10'ar yıllık trend grafiği (1979-2018)



Gevaş istasyonunun uzun yıllar (1982-2018) mevsimlik ortalama sıcaklık değerleri incelendiğinde, sadece 7.6°C ortalama sıcaklığa sahip ilkbahar mevsiminde anlamlı bir trend gözlenmiştir. Öte yandan, ortalama sıcaklıkların en çok artış gösterdiği mevsimler sırasıyla, kış (1.9°C/37 yıl), ilkbahar (1.4°C/37 yıl) ve sonbahar (0.3°C/37 yıl) mevsimleri iken yaz mevsiminin ortalama sıcaklık değeri çok az bir miktarda (0.03°C/37 yıl) azalma göstermiştir. Ayrıca 10.5°C ortalama sıcaklığa sahip sonbahar ve -2°C ortalama sıcaklık değerinin gözlendiği kış mevsimlerine ait ortalama sıcaklıklar (0.05 anlamlılık düzeyinde) anlamlı olmayan bir artış eğilimindedir (Şekil 40).

Şekil 40: Gevaş istasyonuna ait uzun yıllar mevsimsel ortalama sıcaklık değerlerinin (°C) trend grafiği (1982-2018)



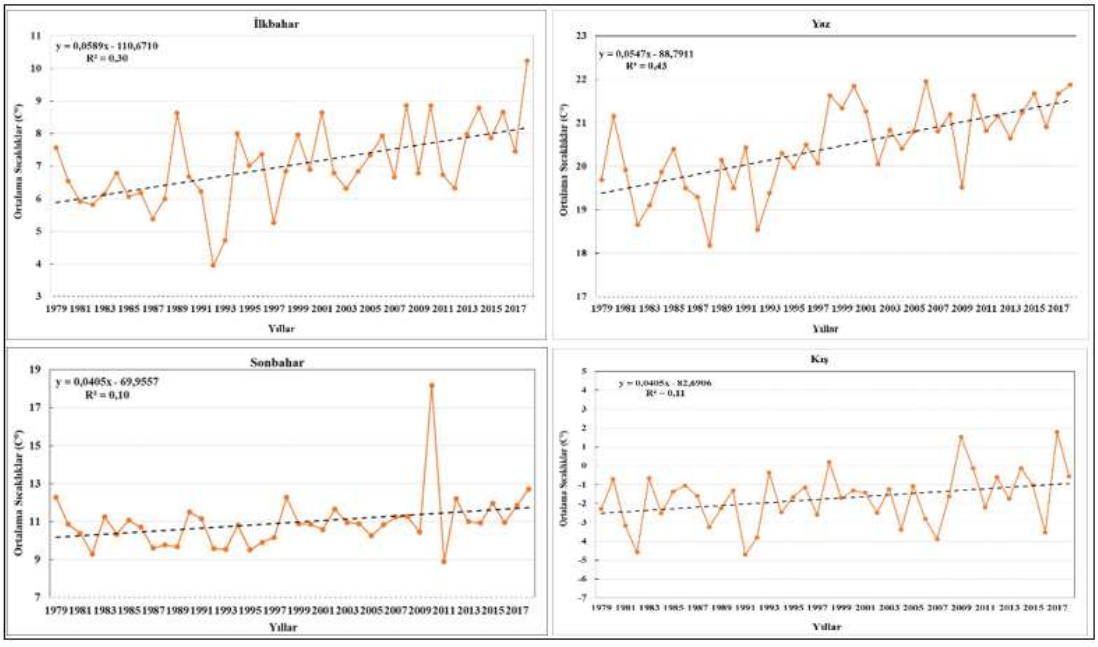
Tatvan istasyonuna ait uzun yıllar (1979-2018) mevsimsel sıcaklıklar incelendiğinde, bütün mevsimlerin ortalama sıcaklık değerlerinde %95 güven düzeyinde anlamlı bir artış trendinin olduğu gözlenmektedir. Ortalama değerlerde maksimum artışın olduğu mevsimler sırasıyla ilkbahar (2.4°C/40 yıl), yaz (2.2°C/40 yıl), sonbahar ve kış (1.6°C/40 yıl) mevsimleridir (Şekil 41).

İlkbahar mevsimine ait ortalama sıcaklık (1979-2018) 7°C'dir. İlkbahar için minimum ortalama sıcaklık 1992 yılında kaydedilmiştir (4°C). Maksimum ilkbahar ortalama sıcaklık ise 2018 yılında 10.2°C olarak gözlenmiştir. Ortalama değerlerde

10’ar yıllık değişime bakıldığında, sürekli bir artışın olduğu belirlenmiştir. Buna göre, 1979-1988 yılları arasında ortalama ilkbahar sıcaklık değeri 6.2°C iken 1989-1998 yılları için bu değer 6.5°C’ye yükselmiştir. 1999-2008 periyodunda ortalama sıcaklıklar artmaya devam ederek 7.4°C seviyesine çıkmıştır. Son on yıllık ortalama ilkbahar sıcaklık değeri ise 8°C’ye kadar artmıştır (Şekil 42).

Yaz mevsiminin ortalama sıcaklığı 20.4°C’dir. Bu mevsim için gözlenen minimum sıcaklık koşulları 18.2°C ile 1988 yılına aittir. Maksimum ortalama sıcaklıklar ise 2006 yılında kaydedilmiştir (22°C). Yaz mevsimi ortalama sıcaklık koşullarında 10’ar yıllık değişim incelendiğinde, 1979-1988 (19.6°C) ile 1989-1998 (20°C) periyotları arasında ortalama yaz sıcaklığında 0.4 °C; 1989-1998 ile 1999-2008 (21°C) yılları arasında ise 1°C artış gözlenmiştir. Son on yıllık periyotta ise önceki döneme göre ortalama sıcaklık koşullarında 0.1°C kadar artış söz konusudur (Şekil 42).

Şekil 41: Tatvan istasyonuna ait uzun yıllar mevsimsel ortalama sıcaklık değerlerinin (°C) trend grafiği (1979-2018)

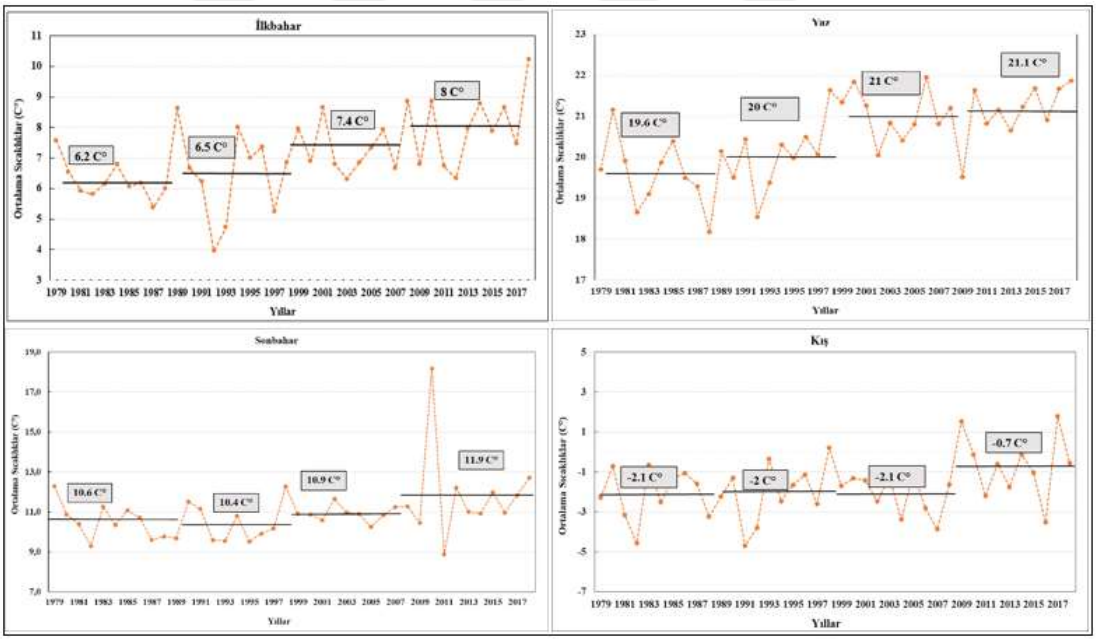


Sonbahar mevsiminin ortalama sıcaklığı 11°C’dir. Minimum sonbahar ortalama sıcaklık 2011 yılında gözlenmiştir (8.9°C). Maksimum sıcaklıklar ise 2010

yılına aittir (18.2°C). 1979-1988 ile 1989-1998 periyotları arasında ortalama sıcaklıklarda 0.2°C bir düşüş gözlenirken sonraki on yılda ortalama sıcaklıklar 0.5°C kadar artış göstermiştir. 2009-2018 dönemi için ortalama sonbahar sıcaklıklar önceki periyoda göre 1°C artış göstermiştir (Şekil 42).

Tatvan için uzun yıllar (1979-2018) kış mevsimi ortalama sıcaklık -1.7°C'dir. En soğuk kış mevsimi -4.7°C ortalama sıcaklığına sahip 1991 yılında yaşanmıştır. En sıcak kış mevsimi ise 1.8°C ortalama ile 2017 yılında kaydedilmiştir. Dönemsel ortalama sıcaklık koşullarının değişimine bakıldığında, 1979-1988, 1989-1998 ve 1999-2008 yılları arasında dikkate değer bir artış ya da azalış görülmemiştir. Ancak son on yıllık periyotta kış mevsimi ortalama sıcaklıklar önceki periyotlara göre 1.4°C yükselmiştir (Şekil 42).

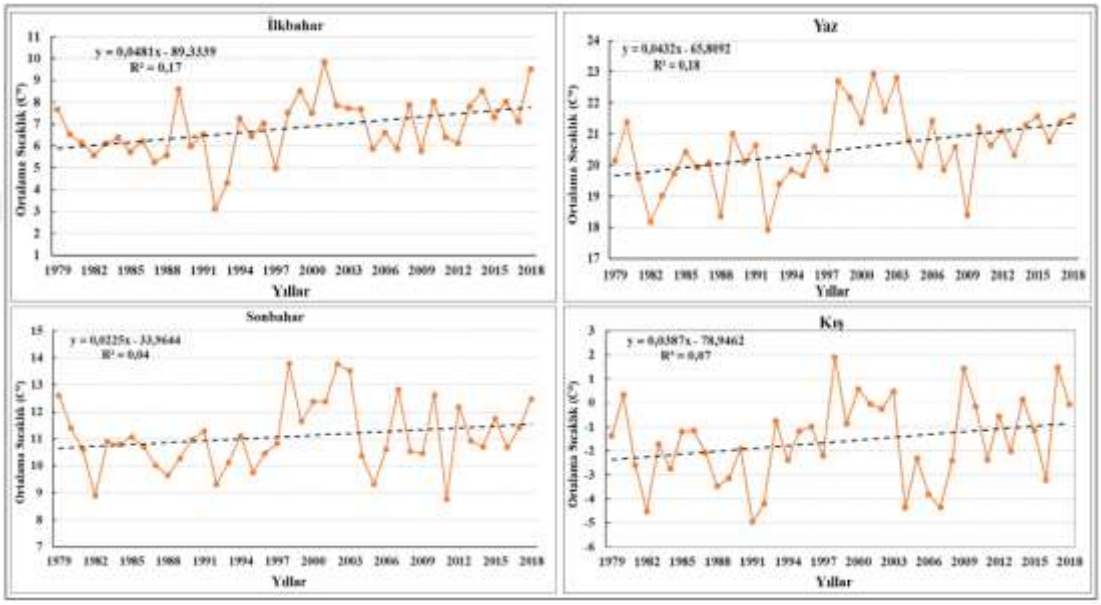
Şekil 42: Tatvan istasyonuna ait mevsimsel ortalama sıcaklıkların (°C) 10'ar yıllık trend grafiği (1979-2018)



Ahlat istasyonuna ait uzun yıllar (1979-2018) ortalama mevsimsel sıcaklıklara bakıldığında, bütün mevsimlere ait ortalama sıcaklıklarda artış olduğu gözlenmiştir. İlkbahar ve yaz mevsimlerine ait ortalama sıcaklık değerlerinde %95 güven düzeyinde anlamlı bir trend belirlenmiştir. Sonbahar ve kış aylarına ait sıcaklık değerlerinde

anlamlı olmayan bir artış gözlenmiştir. Buna göre, mevsimsel ortalama sıcaklıklardaki artış, ilkbahar için 1.9°C/40 yıl olarak gerçekleşmiştir. Yaz mevsimi 1.7°C/40 yıl; sonbahar mevsimi 0.9 °C/40 yıl ve kış mevsimi 1.6 °C/40 yıl kadar ısınma göstermiştir (Şekil 43).

Şekil 43: Ahlat istasyonuna ait uzun yıllar mevsimsel ortalama sıcaklık değerlerinin (°C) trend grafiği (1979-2018)



İlkbahar mevsiminin ortalama sıcaklığı 6.8°C'dir. Minimum ilkbahar sıcaklık koşulları (1979-2018) 1992 yılında gerçekleşmiştir (3.1°C). Ortalama ilkbahar sıcaklıkların maksimum olduğu yıl ise 2001 yılı olmuştur (9.8°C). İlkbahar ortalama sıcaklıkların değişimine 10'ar yıllık periyotlarla bakıldığında, 1979-1988 ile 1989-1998 dönemleri arasında dikkate değer bir fark yoktur. Ancak 1989-1998 ile 1999-2008 dönemleri arasında ortalama sıcaklıklar 6.2°C'den 5.9°C'ye düşmüştür. Son on yıllık ortalama ilkbahar sıcaklık derecesi 7.5°C'ye yükselmiştir (Şekil 44).

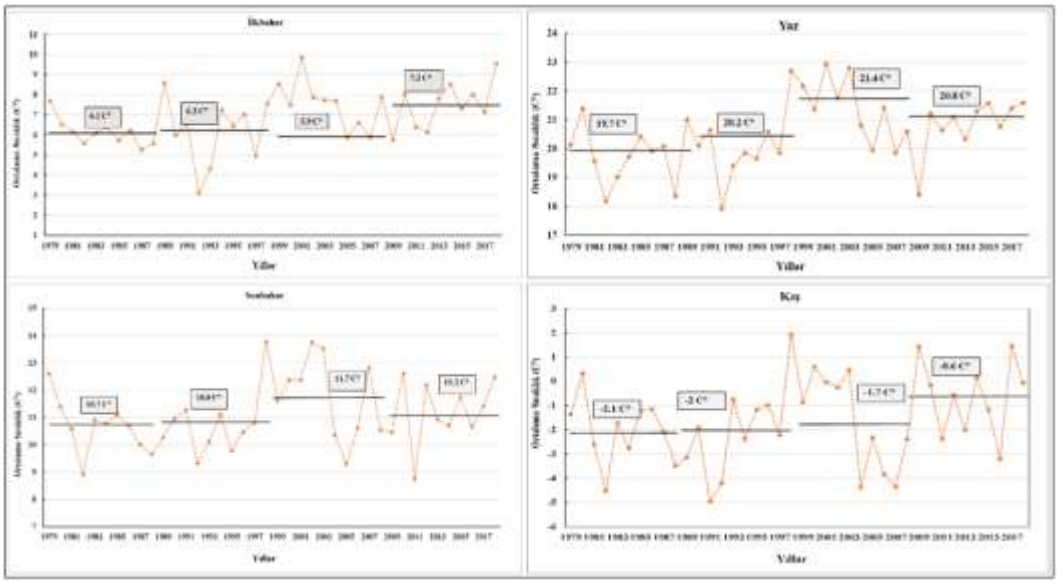
Ahlat istasyonunun yaz mevsimi ortalama sıcaklık değeri 20.5°C'dir. 1979-2018 yılları arasında ortalama minimum yaz mevsimi sıcaklık koşulları 17.9°C olarak 1992 yılında kaydedilirken, ortalama yaz mevsimi maksimum sıcaklıklar 22.9°C ile 2002 yılında yaşanmıştır. 1979-1988 yılları arası yaz mevsimi ortalama sıcaklık 19.7°C; 1989-1998 yıllar arasında ise 20.2°C olarak gözlenmiştir. 1999-2008 döneminde ortalama yaz mevsimi sıcaklıkları 21.4°C'ye kadar yükselmiştir. 2009-

2018 dönemi için ortalama yaz mevsimi sıcaklıkları ise 20.8°C olarak kaydedilmiştir (Şekil 44).

Sonbahar mevsimi için ortalama sıcaklıklar 11.2°C'dir. Sonbahar için ortalama minimum sıcaklıklar 2011 yılında yaşanmıştır (8.8°C). Ortalama maksimum sıcaklık koşulları ise 13.8°C ile 1998 yılında kayıtlara geçmiştir. Sonbahar mevsiminin periyodik ortalama sıcaklıklarının gidişi incelendiğinde, ilk yirmi yıllık dönemde önemli bir değişiklik gözlenmemiştir. Ancak 1999-2008 döneminin ortalama sıcaklığı 11.7 °C olarak kayıtlara geçerek önceki döneme göre 0.9°C'lik bir artış sergilemiştir. Son dönemde ise ortalama sıcaklıklar 11.2°C olarak belirlenmiştir (Şekil 44).

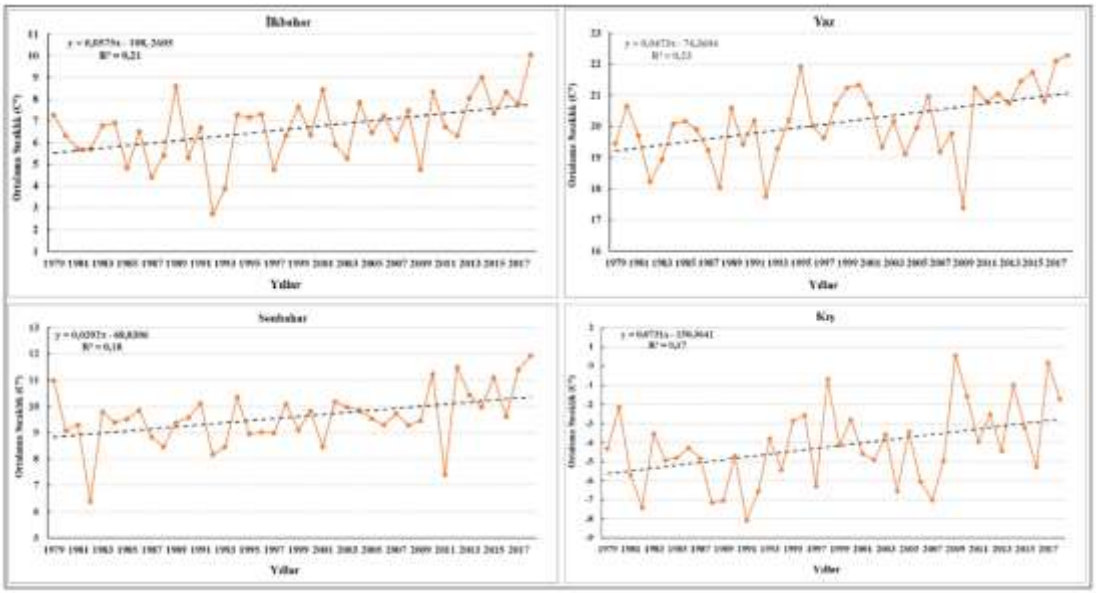
Kış mevsiminin ortalama sıcaklığı -1.6°C'dir. Ortalama sıcaklığı 1991 yılında -5°C olarak kaydedilen kış mevsimi sıcaklık koşulları, 1979-2018 dönemi için ortalama minimum sıcaklıkların kaydedildiği yıl olarak kayıtlarda yer almıştır. Ortalama maksimum kış mevsimi sıcaklıkları ise 1998 yılında 1.9°C olarak gözlenmiştir. Periyodik sıcaklık koşullarına bakıldığında ise ilk otuz yıllık dönemde dikkate değer bir trend gözlenmezken son on yıllık dönemde kış mevsimi ortalama sıcaklık koşulları önceki on yıllık döneme göre 1.1°C artış göstererek -0.6°C olarak kaydedilmiştir (Şekil 44).

Şekil 44: Ahlat istasyonuna ait mevsimsel ortalama sıcaklıkların (°C) 10'ar yıllık trend grafiği (1979-2018)



Erciş istasyonuna ait uzun yıllar (1979-2018) ortalama mevsimsel sıcaklıklar incelendiğinde, bütün mevsimlerin ortalama sıcaklık değerlerinde %95 güven düzeyinde anlamlı bir artış trendi belirlenmiştir (Şekil 45). Mevsimsel ortalama sıcaklıklardaki artış miktarı, sırasıyla, en fazla kış (2.9°C /40 yıl), ilkbahar (2.3°C/40 yıl), yaz (1.9°C/40 yıl) ve sonbahar (1.6°C/40 yıl) mevsimlerinde gözlenmiştir.

Şekil 45: Erciş istasyonuna ait uzun yıllar mevsimsel ortalama sıcaklık değerlerinin (°C) trend grafiği (1979-2018)



Erciş istasyonunun ilkbahar mevsimi ortalama sıcaklığı 6.6°C'dir. Minimum ortalama ilkbahar sıcaklık değeri 1992 yılında 2.7°C olarak kayıtlara geçmiştir. Maksimum ilkbahar ortalama sıcaklığı ise 2018 yılında (10.1°C) ölçülmüştür. Periyodik ilkbahar mevsimi ortalama sıcaklık değerlerindeki değişime bakıldığında, incelenen yıllar arasındaki ilk yirmi yılda (1979-1998) ortalama ilkbahar sıcaklıklık değeri 6°C olarak belirlenmiştir. Fakat 1989-1998 ile 1999-2008 dönemleri arasında ortalama sıcaklık 0.9°C kadar artış göstermiştir. 1999-2008 döneminde 6.9°C olan ortalama ilkbahar sıcaklık değeri 2009-2018 dönemi için 0.8°C artış göstererek 7.7°C olarak ölçülmüştür (Şekil 46).

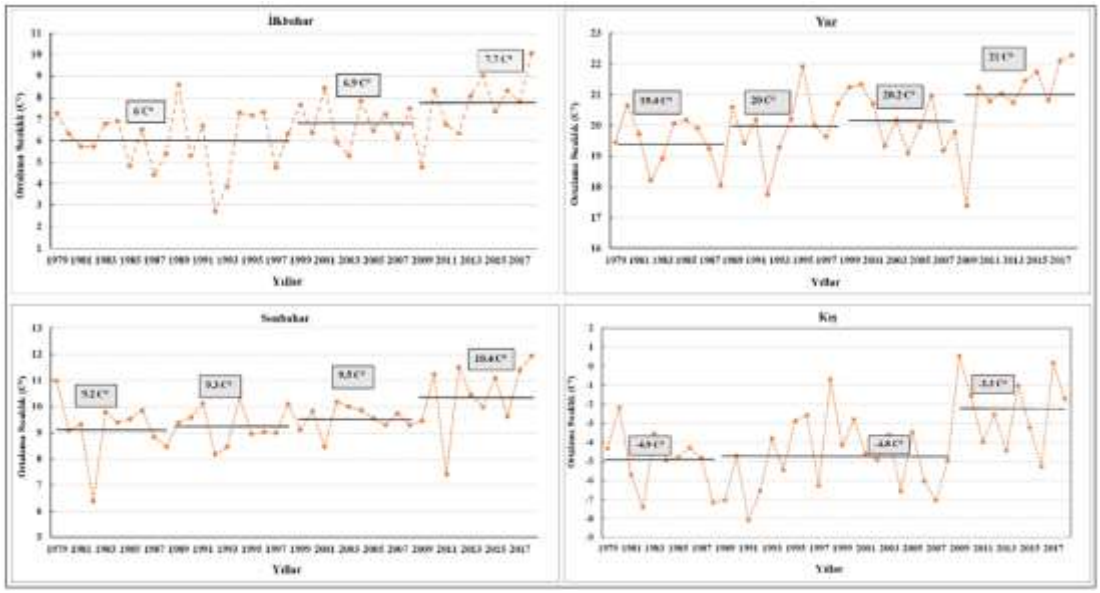
Yaz mevsiminin ortalama sıcaklığı 20.1°C'dir. Erciş için minimum ortalama yaz sıcaklığı 2009 yılında kaydedilmiştir (17.4°C). Maksimum ortalamaya sahip yaz mevsimi ise 2018 yılında yaşanmıştır (22.3°C). 10'ar yıllık periyotlarla yaz mevsimi

ortalama sıcaklık değerleri incelendiğinde, 1979-1988 döneminde 19.4°C; 1989-1998 döneminde 20°C olarak gözlenmiştir. Sonraki dönemde 0.2°C'lik bir artış görülürken 2009-2018 periyodu için yaz mevsimi ortalama sıcaklığı 21°C'ye kadar artış göstermiştir (Şekil 46).

Sonbahar için ortalama sıcaklık 9.6°C olarak gözlenmiştir. Minimum ortalama sıcaklık 1982 yılında 6.4°C olarak kaydedilmiştir. Maksimum ortalama sıcaklık ise 2018 yılında yaşanmıştır (11.9°C). Ortalama yaz sıcaklık koşulları 10'ar yıllık periyotlarla incelendiğinde, ilk üç dönemde önemli bir miktarda artışın olduğu gözlenmemiştir. Ancak 1999-2008 döneminde ortalama sıcaklıklar 9.5°C iken 2009-2018 döneminde 10.4°C'ye yükselmiştir (Şekil 46).

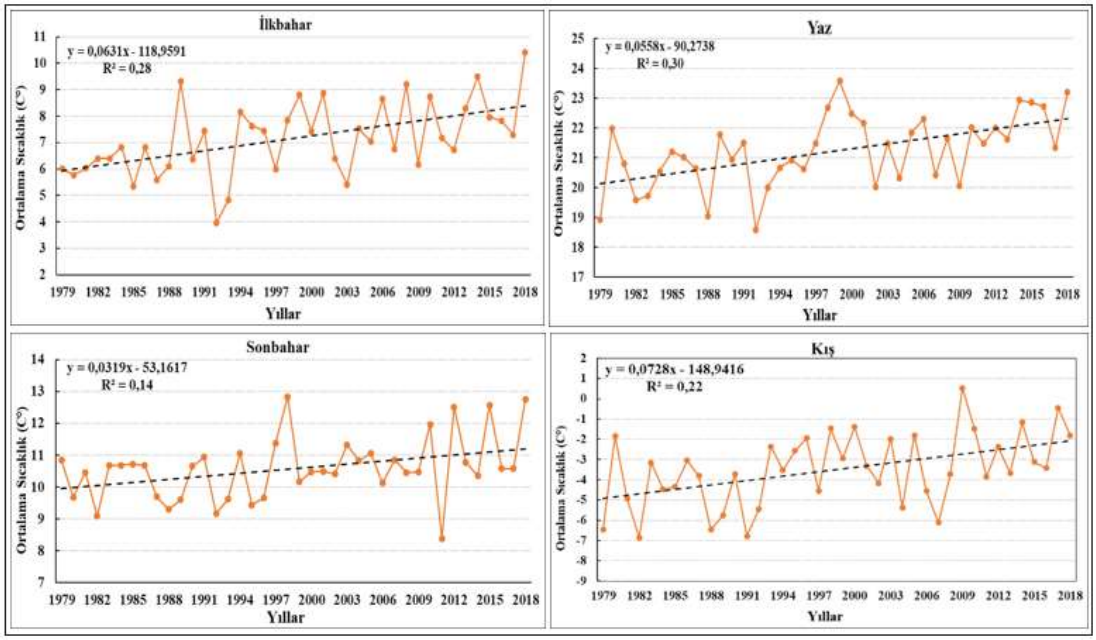
Erciş istasyonunda uzun yıllar (1979-2018) kış mevsimi için ortalama sıcaklık -4.2°C olarak bulunmuştur. Ortalama minimum kış mevsimi sıcaklığın gözlendiği yıl -8.1°C ile 1991; maksimum sıcaklığın kaydedildiği yıl ise 0.5°C ile 2009 yılıdır. Öte yandan, ilk üç periyotta (1979-1988; 1989-1998; 1999-2008) kış mevsimi ortalama sıcaklığında dikkate değer bir artış görülmemiştir. Ancak 1999-2008 (-4.8°C) ile 2009-2018 (-2.3°C) dönemleri arasında kış mevsimi ortalama sıcaklıklarında önemli bir artışın olduğu gözlenmiştir (Şekil 46).

Şekil 46: Erciş istasyonuna ait mevsimsel ortalama sıcaklıkların (°C) 10'ar yıllık trend grafiği (1979-2018)



Muradiye istasyonuna ait mevsimsel sıcaklıklar incelendiğinde (1979-2018), bütün mevsimlerin ortalama sıcaklık değerlerinde %95 güven düzeyinde anlamlı bir artış trendinin olduğu gözlenmektedir. Ortalama değerlerde maksimum artışın olduğu mevsimler sırasıyla kış (2.9°C/40 yıl), ilkbahar (2.5°C/40 yıl), yaz (2.2°C/40 yıl) ve sonbahar (1.3°C/40 yıl) mevsimleridir (Şekil 47).

Şekil 47: Muradiye istasyonuna ait uzun yıllar mevsimsel ortalama sıcaklık değerlerinin (°C) trend grafiği (1979-2018)

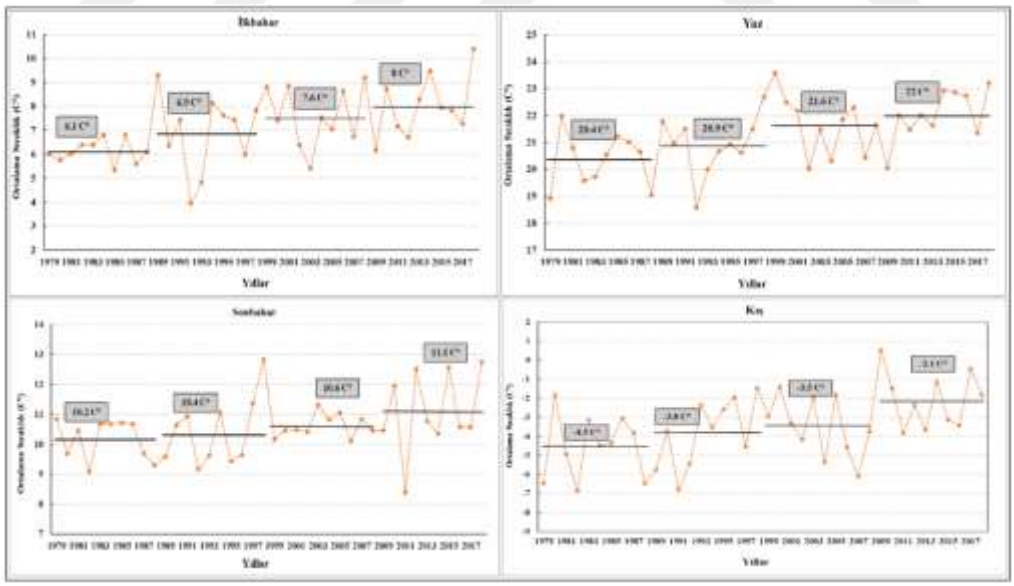


İlkbahar mevsiminin ortalama sıcaklığı 7.2°C'dir. İlkbahar mevsimi için minimum ortalama sıcaklığın kaydedildiği yıl, 4°C ortalama sıcaklığa sahip 1992 yılıdır. Maksimum ilkbahar sıcaklık koşullarının gözlendiği yıl ise 2018 yılıdır (10.4°C). Ortalama sıcaklıklarda 10'ar yıllık dönemsel değişimlere bakıldığında, 1979-1988 döneminde 6.1°C olan ilkbahar ortalama sıcaklıklar, 1989-1998 periyodu için 6.9°C olarak kaydedilmiştir. İlkbahar sıcaklıklarındaki yükseliş sonraki dönemlerde devam etmiştir. Ortalama ilkbahar sıcaklıkların 1999-2008 dönemi için 7.6°C olduğu belirlenmiştir. Son periyotta (2009-2018) ise 8°C ortalamaya sahip bir ilkbahar mevsimi yaşanmıştır (Şekil 48).

Yaz mevsiminin ortalama sıcaklığı 21.2°C'dir. En serin yaz mevsimi 1992 yılında (18.6°C); en sıcak yaz mevsimi ise 23.6°C ile 1999 yılında yaşanmıştır. Ortalama sıcaklıklardaki koşullar 10'ar yıllık bütün dönemlerde artış göstermiştir. Bu dönemler arasındaki sıcaklık artışları 20.4°C (1979-1988) ile 22°C (2009-2018) arasında değişmektedir (Şekil 48).

Sonbahar mevsimine ait uzun yıllar (1979-2018) ortalama sıcaklık 10.6°C olarak belirlenmiştir. Minimum sonbahar ortalama sıcaklık 2011 yılında kaydedilmiştir (8.4°C). En sıcak sonbahar ortalamasına sahip yıllar ise 1998 ve 2018 yılları olmuştur (12.8°C). Muradiye için ilk üç dönemdeki (1979-1988, 1989-1998, 1999-2008) sonbahar ortalama sıcaklık koşullarında önemli bir artış gözlenmemiştir. Gerçekten, her dönemin ortalama sıcaklıklarında 0.2°C değerinde bir artış yaşanmıştır. Ancak son dönemin (2009-2018) ortalama sıcaklığında 0.5°C kadar bir artış görülmektedir (Şekil 48).

Şekil 48: Muradiye istasyonuna ait mevsimsel ortalama sıcaklıkların (°C) 10'ar yıllık trend grafiği (1979-2018)



Kış mevsiminin ortalama sıcaklığı -3.5°C'dir. Son 40 yılın en soğuk ortalama sıcaklığına sahip kış mevsimi 1982 ve 1991 yıllarında yaşanmıştır (-6.8°C). Söz konusu dönem için maksimum sıcaklıkların yaşandığı kış mevsimi ise 0.5°C ortalama

ile 2009 yılındaki kış mevsimine aittir. Kış mevsiminin ortalama sıcaklığındaki değişime 10'ar yıllık periyotlarla bakıldığında, 1979-1988 döneminde -4.5 °C olan kış mevsimi ortalama sıcaklığı 1989-1998 döneminde artış göstererek -3.8°C olarak kaydedilmiştir. 1999-2008 döneminde -3.5°C ortalama sıcaklığa sahip kış mevsimi son dönemde -2.1°C'ye kadar yükselmiştir (Şekil 48).

Havzanın sıcaklık koşulları için Van, Erciş, Muradiye ve Tatvan istasyonlarına ait ortalama mevsimlik sıcaklıklarda anlamlı bir artışın olduğunu söylemek mümkündür. Ancak, Gevaş ve Ahlat istasyonlarına ait sonbahar ve kış aylarında anlamlı olmayan bir sıcaklık artışı belirlenmiştir. Ayrıca, sadece Gevaş istasyonunun yaz mevsimi ortalama sıcaklıklarında anlamlı olmayan bir düşüş gözlenmiştir. Diğer taraftan, kış mevsimi Van, Gevaş, Erciş ve Muradiye için maksimum sıcaklık artışının gözlendiği mevsimdir. Ahlat ve Tatvan istasyonlarına ait sıcaklıklarda maksimum artışın olduğu mevsim ise ilkbahardır. Periyodik olarak ortalama sıcaklıklarda gözlenen değişim incelendiğinde ise havza genelinde özellikle son yirmi yıllık dönemde ortalama sıcaklık değerlerinde yükselme trendinin şiddeti artmış durumdadır. Havza için yapılan sıcaklık analizleri sonucunda, hem mevsimlik hem de yıllık sıcaklıklardaki artışın şiddeti mekânsal olarak değişiklikler göstermesinin yanı sıra genel olarak gelecekte bu artışın devam etmesi muhtemeldir.

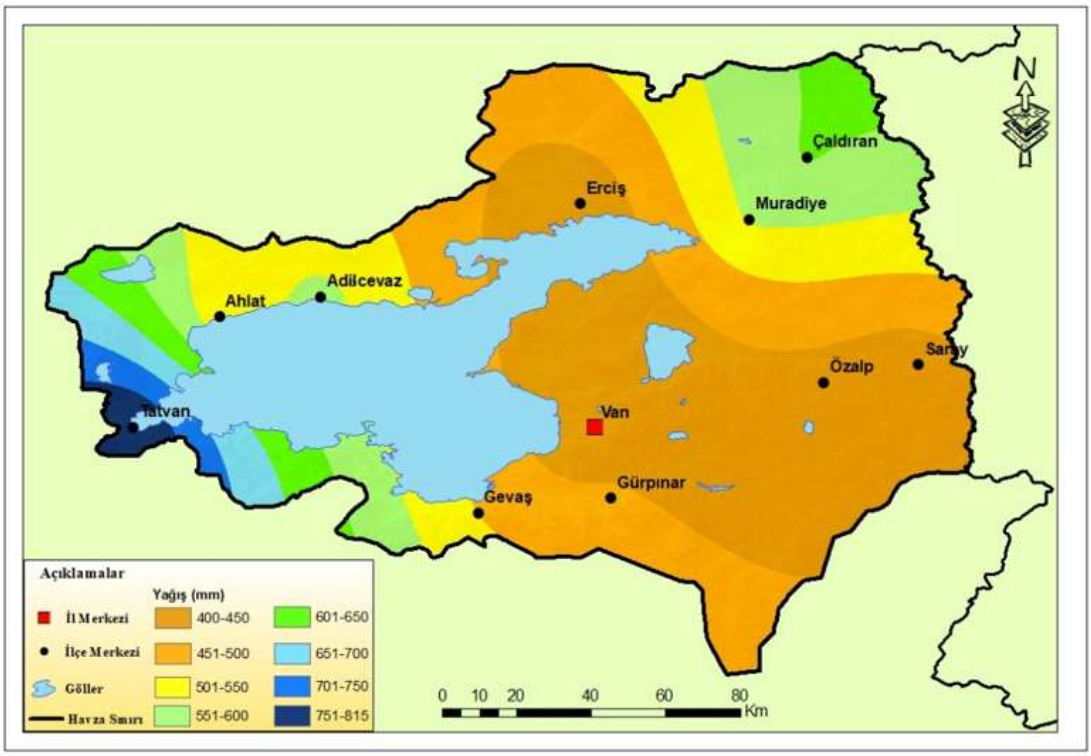
3.2. VAN GÖLÜ HAVZASI'NIN YAĞIŞ KLİMATOLOJİSİ

3.2.1. Van Gölü Havzası'nda Yıllık Toplam Yağışın Dağılışı ve Trend Analizi

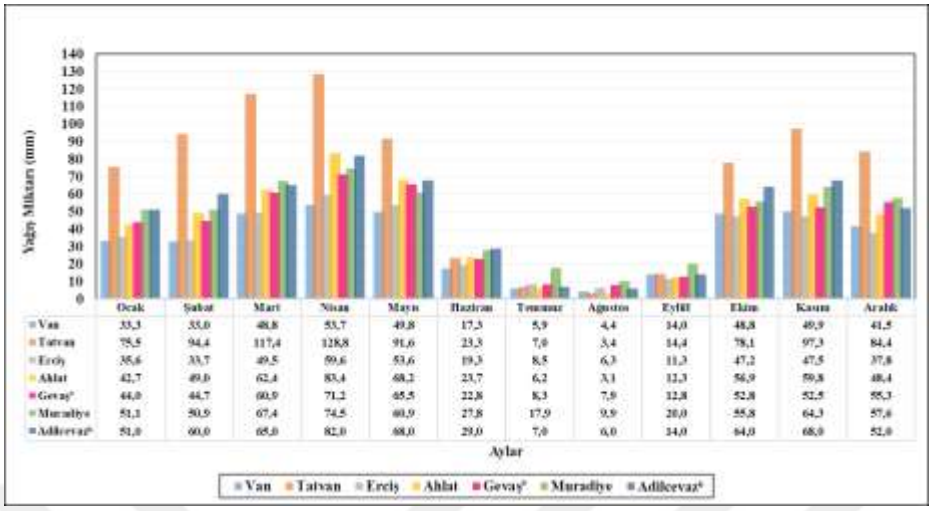
Havzada yıllık yağış rejimi homojen bir karakter sergiler. Bütün istasyonlarda en çok yağış nisan ayında meydana gelir. Minimum yağış tutarı ise ağustos ayında gerçekleşir (Şekil 50). Buna karşılık, etrafı yüksek dağlarla çevrili havzada yağış tutarının yıl içerisindeki miktarı ve alansal dağılışı incelendiğinde, Van Gölü'nün batı ve kuzey kesimlerindeki yıllık yağış miktarı ile doğu kesimindeki yağış değerleri arasında önemli bir fark vardır. Toplam yağış serileri incelenen Van (400.4 mm) ve Erciş (409.7 mm) istasyonları ile Gevaş (498.7 mm), Tatvan (815.4 mm), Ahlat (516.1

mm), Adilcevaz (566 mm) ve Muradiye (558.1 mm) istasyonları arasında yağış miktarı açısından, birbirlerine yakın konumlarına rağmen, yıllık ortalamada büyük farklılıklar görülmektedir (Şekil 49, 51). Bu farklılığın temel sebebi, özellikle ilkbahar aylarında frekansı artan ve kuzeydoğuya doğru yönelen Doğu Akdeniz kökenli yağış getiren depresyonların ve/ya da kış mevsiminde orta enlem gezici depresyonlarının Güneydoğu Torosları, Bitlis Boğazı üzerinden geçerek Tatvan'a ve Van Gölü Havzası'nın batı kısımlarından kuzeyine doğru ulaşması ile ilişkilidir (Türkeş, 1990; Kalelioğlu, 1992; Duman, 2011; Yetmen, 2013b). Dolayısıyla, Van ve Erciş istasyonlarının ilkbahar ve kış aylarında etkili olan bu gezici depresyonların etkisinde kalmaması veya görece daha az etki alanında kalması, havzada minimum toplam yağışların gerçekleştiği alanlar olmasına neden olmaktadır. Gerçekten, Van Gölü'nün güney ve güneybatısında yer alan yüksek sıradağlar (İhtiyarşahap dağları ve Mengene dağları), genellikle güneybatıdan gelen nemli hava kütlelerini engellemesi nedeniyle Van istasyonu, Türkiye'nin ve Doğu Anadolu'nun en az yağış alan yerlerinden biri konumundadır (400.4 mm).

Şekil 49: Van Gölü Havzası'nda yıllık toplam yağışın (mm) dağılış haritası

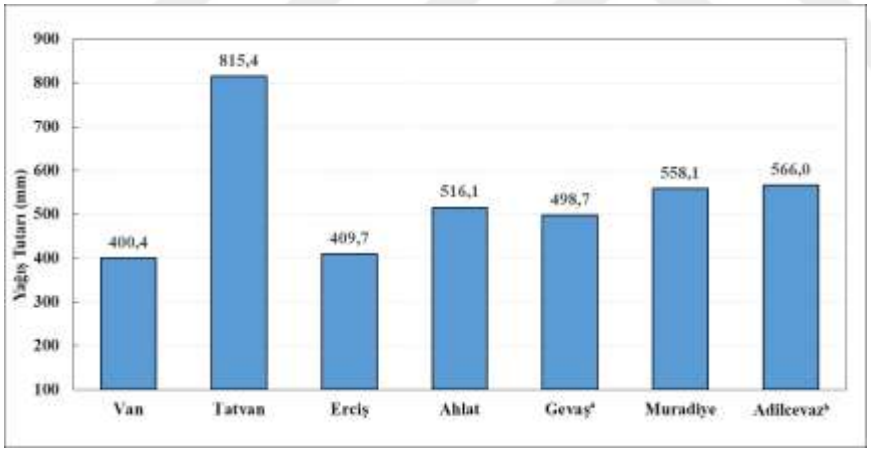


Şekil 50: Van, Tatvan, Erciş, Ahlat, Gevaş, Muradiye ve Adilcevaz istasyonlarının uzun yıllara ait aylık ortalama toplam yağış miktarlarını (mm) gösteren grafik (1979-2018)



a. Aylık ortalama yağış değerleri 1982-2018 yılları arasındaki verilerden elde edilmiştir.
b. Aylık ortalama yağış değerleri 1982-2012 yılları arasındaki verilerden elde edilmiştir.
Kaynak (b için): https://tr.climate-data.org/asya/tuerkiye/bitlis/adilcevaz-15410/?amp=true

Şekil 51: Van, Tatvan, Erciş, Ahlat, Gevaş, Muradiye ve Adilcevaz istasyonlarına ait ortalama yıllık toplam yağış miktarlarını (mm) gösteren grafik (1979-2018)

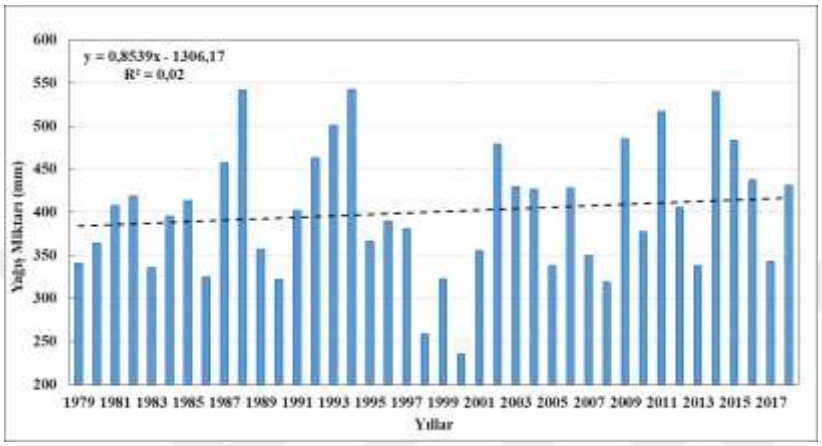


a. Ortalama yıllık toplam yağış değerleri 1982-2018 yılları arasındaki verilerden elde edilmiştir.
b. Ortalama yıllık toplam yağış değerleri 1982-2012 yılları arasındaki verilerden elde edilmiştir.
Kaynak (b için): https://tr.climate-data.org/asya/tuerkiye/bitlis/adilcevaz-15410/?amp=true

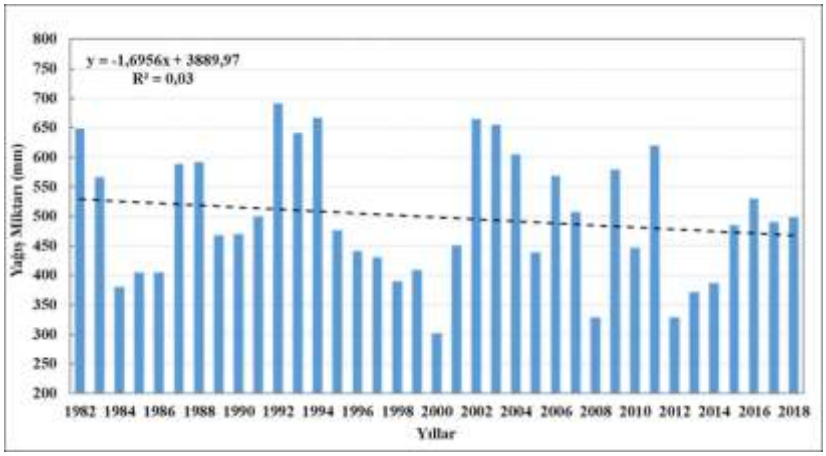
Havzada gözlenen yağış miktarının yıl içerisinde alansal ve zamansal dağılımının yanı sıra uzun yıllar toplam yıllık yağış miktarının gidişi regresyon analizi aracılığıyla incelenmiştir. Yapılan analizler sonucunda, sadece Van istasyonunun yıllık toplam yağış miktarında bir artış gözlenmiştir. Ancak bu artış miktarı ($\alpha = 0.05$ anlamlılık düzeyinde) anlamlı değildir. Öte yandan, Gevaş, Tatvan, Ahlat, Erciş ve Muradiye'nin yıllık toplam yağış miktarında bir azalmanın gerçekleştiğini söylemek

mümkündür. Bu istasyonlar arasında Muradiye ve Ahlat'ın yağış miktarında anlamlı bir düşüş gözlenmiştir. Diğer istasyonların yağış miktarındaki azalma %95 güven düzeyinde anlamlı bir sonuca sahip değildir (Şekil 52-67).

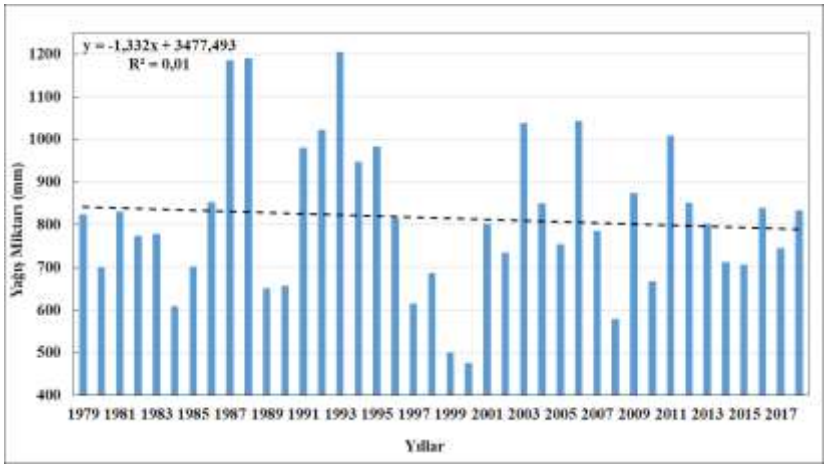
Şekil 52: Van istasyonuna ait uzun yıllar toplam yağış değerlerinin (mm) trend grafiği (1979-2018)



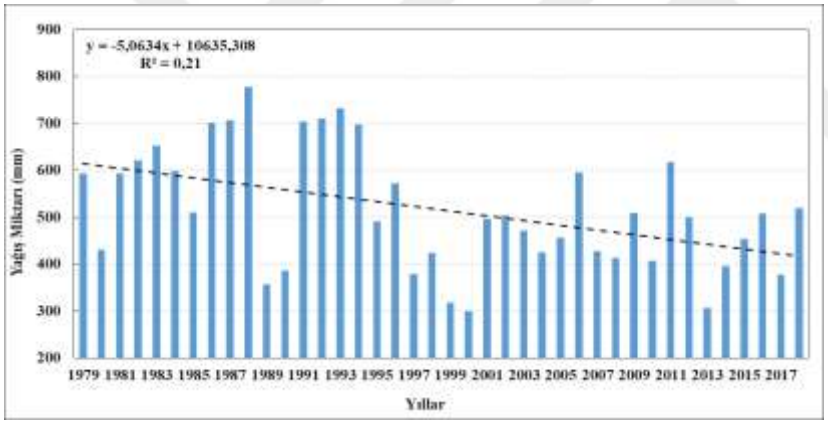
Şekil 53: Gevaş istasyonuna ait uzun yıllar toplam yağış değerlerinin (mm) trend grafiği (1982-2018)



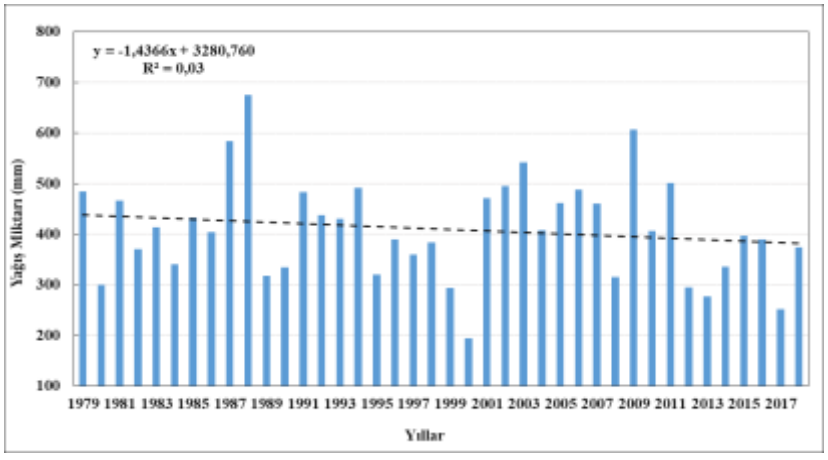
Şekil 54: Tatvan istasyonuna ait uzun yıllar toplam yağış değerlerinin (mm) trend grafiği (1979-2018)



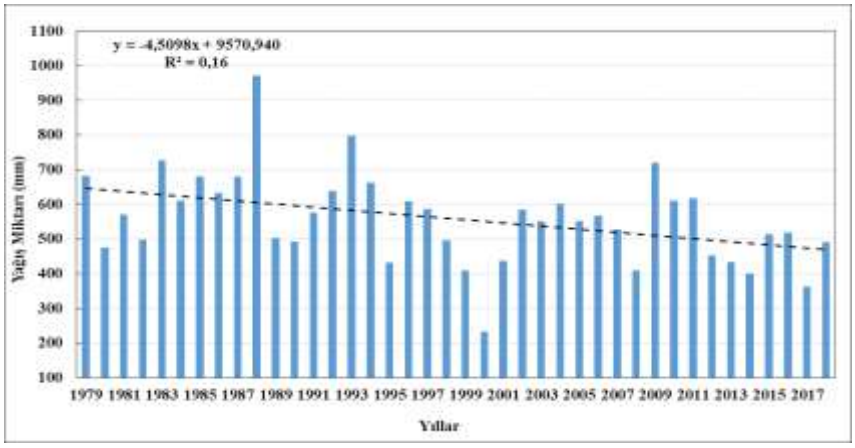
Şekil 55: Ahlat istasyonuna ait uzun yıllar toplam yağış değerlerinin (mm) trend grafiği (1979-2018)



Şekil 56: Erciş istasyonuna ait uzun yıllar toplam yağış değerlerinin (mm) trend grafiği (1979-2018)



Şekil 57: Muradiye istasyonuna ait uzun yıllar toplam yağış değerlerinin (mm) trend grafiği (1979-2018)



Genel olarak havzadaki yıllık yağış rejimi genel olarak benzerlik göstermektedir. Ayrıca yağış şartları topografik etkilerin ve termik-dinamik hava koşullarının kontrolü altında seyretmektedir. Bu nedenle, yağış miktarı bakımından havzanın kabaca batı ve doğu kesimleri arasında kuvvetli farklılıklar vardır. Diğer yandan, karasal bir iklime sahip havzada mevsimselliğin kuvvetli olmasından dolayı aylık yağış miktarı dağılışında büyük farklar gözlenmektedir.

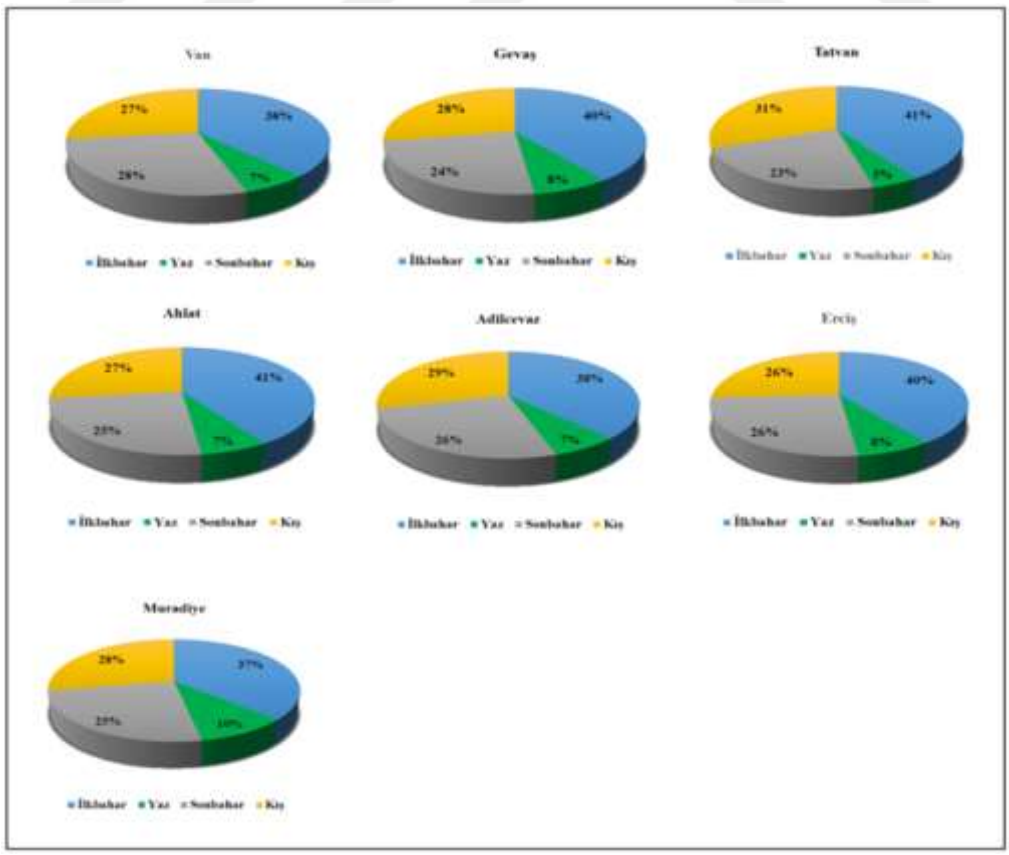
Yıllık toplam yağışlar için yapılan trend analizleri aracılığıyla elde edilen sonuçlara göre havzadaki yağış miktarı genel olarak azalma (Van hariç) eğilimindedir. Yağışlardaki azalmalar, sadece Ahlat ve Muradiye istasyonlarında %95 güven düzeyinde anlamlıdır. Ayrıca, çalışmaya konu olan bütün istasyonların yıllık ortalama sıcaklık değerlerinin anlamlı bir artış sergilemiş olduğu göz önünde bulundurulursa, yakın gelecekte havzada kuraklığın frekans ve şiddetinde artışın yaşanması muhtemeldir. Geçekten, Van Gölü Havzası gibi karasal iklim rejimine sahip alanlar kuraklığa karşı oldukça duyarlıdır. Bu bağlamda, iklim değişikliğiyle ilişkili en büyük sorunların başında gelen, ortalama sıcaklıklardaki artışlardan ve özellikle yağış miktarındaki azalmalardan kaynaklanan kuraklık, yakın gelecekte havzadaki bütün yaşam formalarını ve koşullarını büyük ölçüde olumsuz yönde etkilemesi muhtemeldir. Bu nedenle, öncelikle karar vericilerin kuraklık etkisini azaltmaya yönelik bölgesel/yerel planlamaların ve tedbirlerin alınması hususunda bütün paydaşlarla birlikte eş güdümlü olarak etkili çalışmaların hayata geçirilmesini

sağlaması, gelecekte yaşancak kuraklıkların etki ve şiddetine bağlı olumsuzlukları azaltma bağlamında oldukça hayati bir önem taşımaktadır.

3.2.2. Van Gölü Havzası'nda Yağışların Mevsimlere Göre Dağılışı ve Trend Analizi

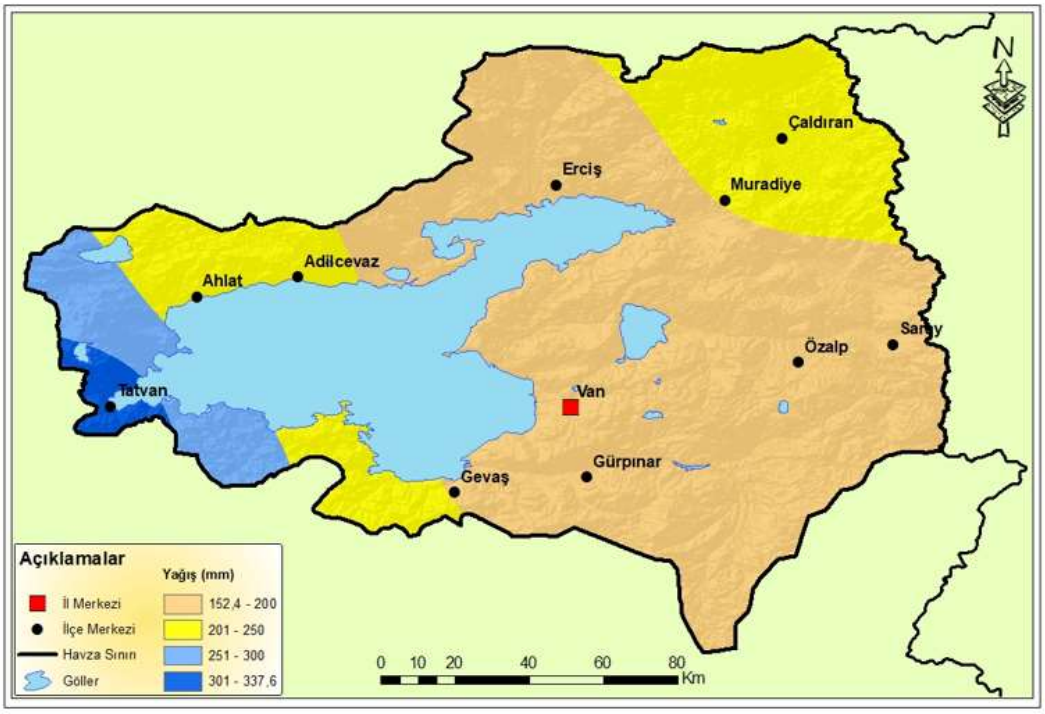
Havzada yağışın mevsimlere dağılışı incelendiğinde, mevsimsel hava dolaşım koşullarına bağlı olarak en yağışlı mevsimler ilkbahar ve kış; en az yağışlı mevsim yazdır. Havzada ilkbahar mevsiminde gerçekleşen yağış tutarının toplam yağışa oranı %41 (Tatvan ve Ahlat) ile %37 (Muradiye) arasında değişmektedir. İlkbahar mevsiminden sonra en yağışlı olan mevsim Van için sonbahar mevsimidir. Erciş için ise kış ve sonbahar mevsimlerinin toplam yıllık yağışa oranı aynıdır. Bu iki istasyon dışında kalan diğer istasyonlarda en yağışlı ikinci mevsim kıştır (Şekil 58).

Şekil 58: Van, Gevaş, Tatvan, Ahlat, Adilcevaz, Erciş ve Muradiye istasyonlarında yağışın mevsimlere göre dağılışı

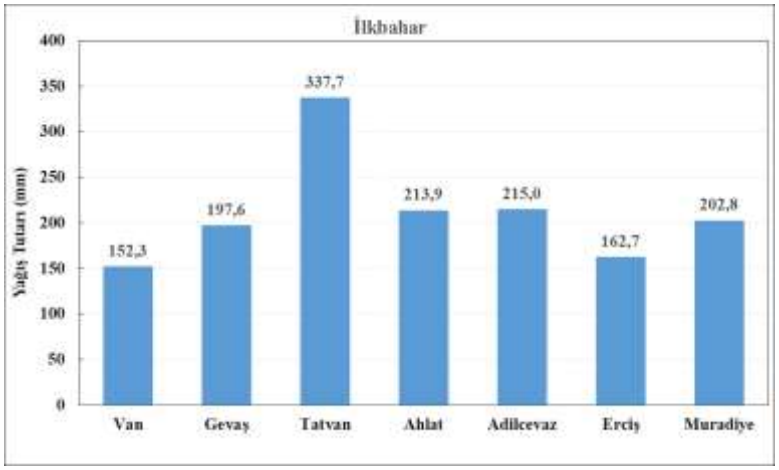


İlkbahar aylarında havaların ısınmasıyla birlikte Akdeniz Havzası'nda ve Türkiye'de sıklıkla etkili olan kutupsal hava kütlesi Doğu Anadolu'nun güney ve batı kesiminden kuzeydoğuya doğru çekilmeye başlar. Aynı zamanda tropikal hava kütlesi de kuzeye doğru ilerler. Özellikle kış aylarında orta enlemlerde karşılaşarak cephesel yağış koşullarına (polar cephe) yol açan bu farklı karakterdeki hava kütleleri ilkbahar mevsiminde Van Gölü Havzası üzerinde karşılaştıklarında yağış bırakırlar. Diğer taraftan, yağış getiren Akdeniz kökenli gezici depresyonların Van Gölü Havzası'na girişi ve havaların ısınmasıyla birlikte konvektif kararsızlık yağışlarının başlaması, havza genelinde maksimum yağış tutarının ilkbahar mevsiminde gerçekleşmesine neden olmaktadır (Erinç, 1953; Kalelioğlu, 1992). Ancak gezici depresyonların havzadaki etkileri homojen dağılış göstermemektedir. Başka bir ifadeyle, gezici depresyonların Bitlis Vadisi üzerinden havzaya girişi ve Van'ın güneyinde uzanan yüksek dağlık alanlar ilkbahar mevsiminde yağış miktarının dağılışını etkilemektedir. Gerçekten, gölün batı kesiminde yer alan Tatvan, Ahlat, Adilcevaz gibi istasyonlar gezici depresyonik yağışlara karşı daha elverişli konuma sahiptir. Ancak gölün doğusunda bulunan Van ve Erciş gibi istasyonlar özellikle topografik etkilerden dolayı görece daha az depresyonik yağışların etkisinde kalmaktadır (Şekil 59, 60).

Şekil 59: Van Gölü Havzası'nda ilkbahar mevsimi toplam yağış miktarı (mm) dağılış haritası

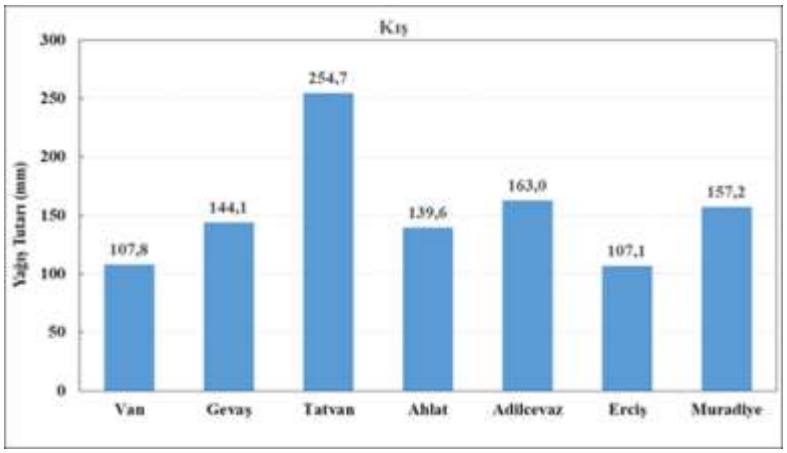


Şekil 60: Van, Gevaş, Tatvan, Ahlat, Adilcevaz, Erciş ve Muradiye istasyonlarında ilkbahar mevsimi yağış miktarlarını (mm) gösteren grafik

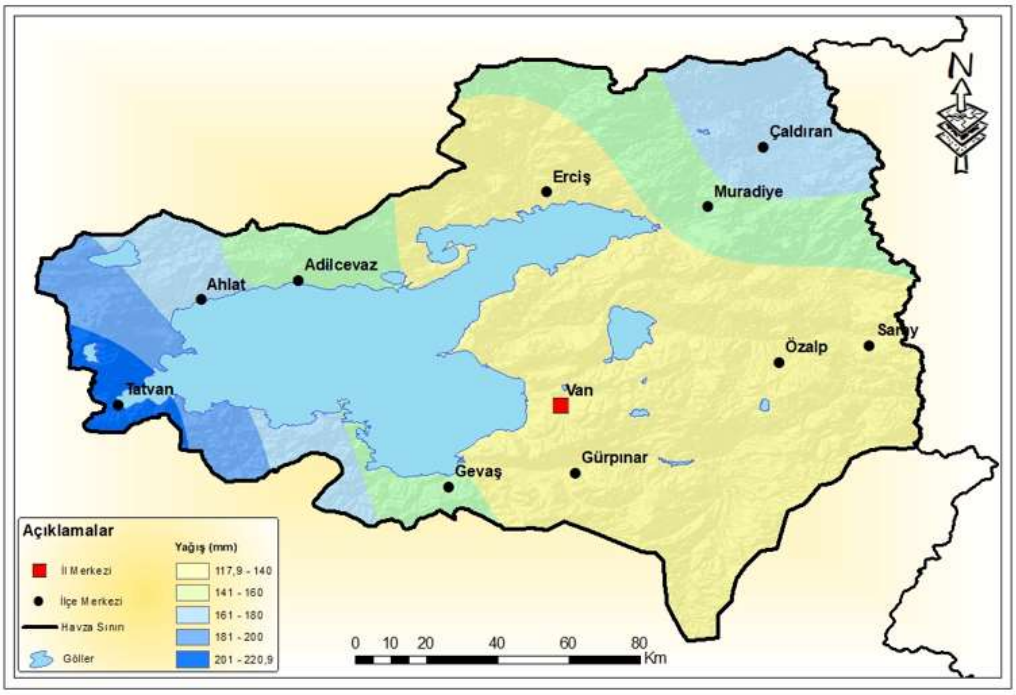


Kış aylarında, havzanın doğusu genellikle Hazar Havzası'ndan kaynaklı soğuk ve kuru hava kütlelerinin etkisi altında kalmaktadır (Yetmen, 2013b). Dolayısıyla, kış mevsiminde havzanın doğu kesimi görece daha az yağışlı geçmektedir. Bunun yanı sıra kış mevsiminde hava hareketlerinin topografik koşullardan dolayı sübsidansa uğraması ve kararlılığın daha çok artması, doğu kesimin görece daha az yağışlı olmasında etkili olan bir diğer faktördür. Ancak gölün batısı, özellikle havzaya ulaşan Akdeniz kökenli gezici depresyonların etkisinden dolayı daha fazla yağış almaktadır (Şekil 61, 62).

Şekil 61: Van, Gevaş, Tatvan, Ahlat, Adilcevaz, Erciş ve Muradiye istasyonlarında kış mevsimi yağış miktarlarını (mm) gösteren grafik

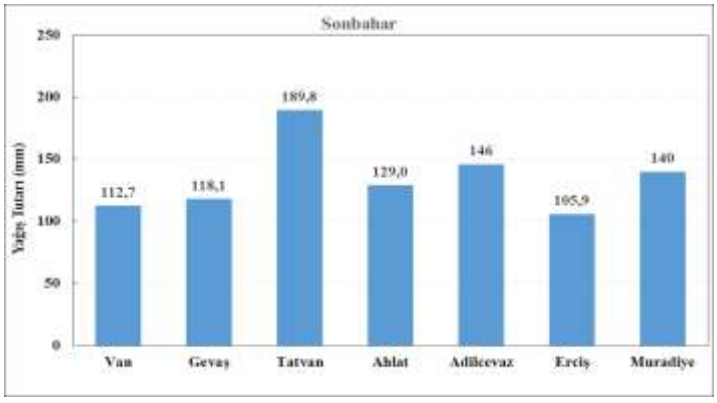


Şekil 62: Van Gölü Havzası'nda kış mevsimi toplam yağış miktarı (mm) dağılış haritası

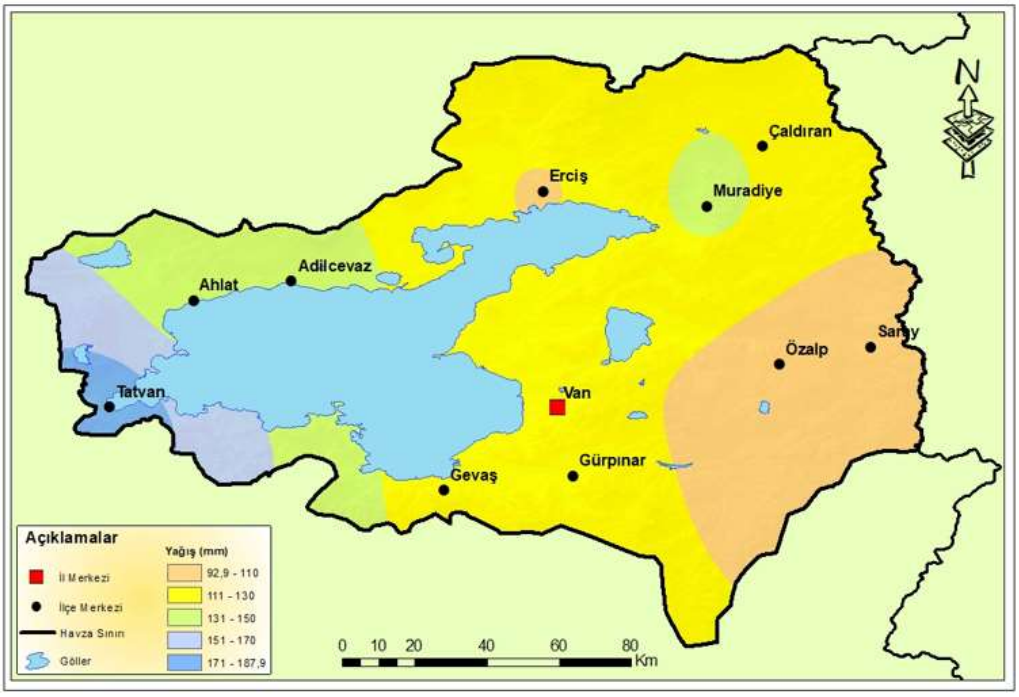


Sonbahar mevsiminde polar cepheye bağlı cephesel depresyonların etkili olmaya başlaması sonucunda Van Gölü Havzası'nda kışa yaklaşan bir miktarda yağış gözlenir (Şekil 63, 64). Nitekim Van için sonbahar mevsimi ilkbahardan sonra en çok yağışın kaydedildiği dönemdir. Ayrıca diğer istasyonlarda en yağışlı ikinci mevsim kış olmasına rağmen sonbahar yağışları arasında küçük farklar vardır. Öte yandan, yaz aylarında havzaya yerleşen sıcak ve kuru tropikal hava kütlesi yağış olasılığını ortadan kaldırmaktadır (Şekil 65, 66).

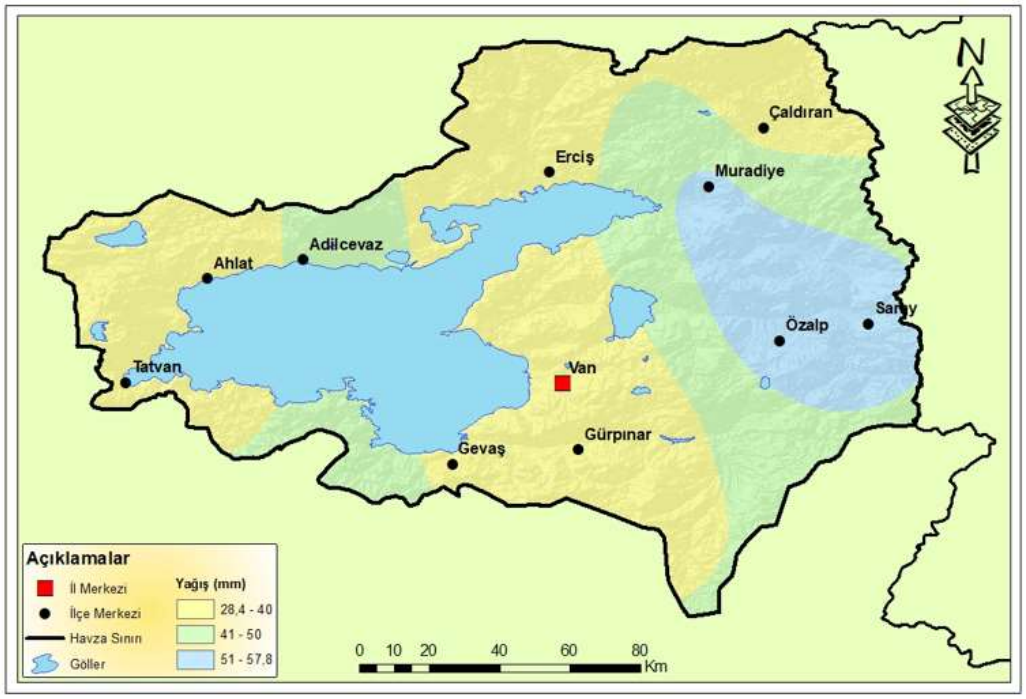
Şekil 63: Van, Gevaş, Tatvan, Ahlat, Adilcevaz, Erciş ve Muradiye istasyonlarında sonbahar mevsimi yağış miktarlarını (mm) gösteren grafik



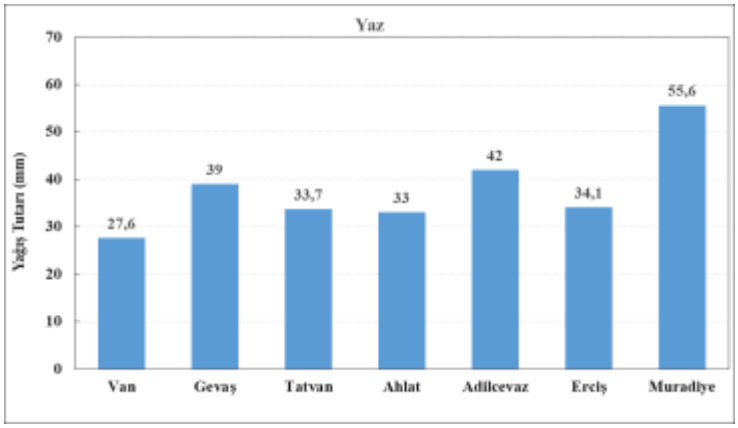
Şekil 64: Van Gölü Havzası'nda sonbahar mevsimi toplam yağış miktarı (mm) dağılış haritası



Şekil 65: Van Gölü Havzası'nda yaz mevsimi toplam yağış miktarı (mm) dağılış haritası



Şekil 66: Van, Gevaş, Tatvan, Ahlat, Adilcevaz, Erciş ve Muradiye istasyonlarında yaz mevsimi yağış miktarlarını (mm) gösteren grafik



Van Gölü Havzası'nda uzun yıllar mevsimlik yağış trendi incelendiğinde, ilkbahar mevsiminde sadece Van istasyonuna ait yağış miktarında anlamlı olmayan (α=0.05) bir artış gözlenmektedir. Gevaş, Tatvan, Ahlat, Erciş ve Muradiye istasyonlarının yağış miktarında ise azalmalar görülmektedir. Ancak, sadece Ahlat istasyonunun ilkbahar mevsimine ait yağış miktarında anlamlı bir düşüş belirlenmiştir.

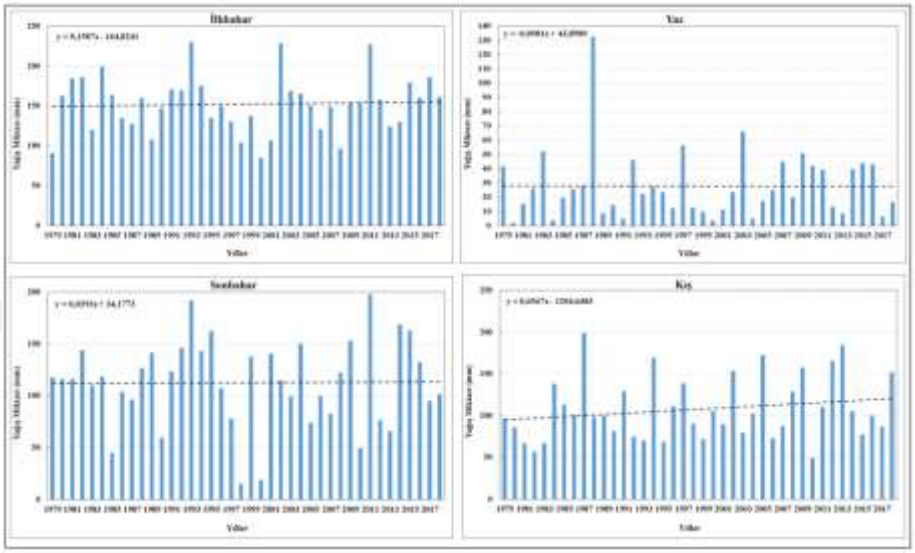
Havzadaki yaz mevsiminin yağış miktarına ait trend analizi, ilkbahar mevsimine benzer sonuçlar sergilemektedir. Van istasyonuna ait yağış miktarında anlamlı olmayan bir artış yaz mevsiminde de gözlenmektedir. Diğer istasyonların yaz mevsimi yağış miktarında düşüşler görülmekle birlikte, hiçbir istasyonun yaz yağış miktarındaki azalma anlamlı düzeyde gerçekleşmemiştir.

Sonbahar mevsimine ait yağış miktarındaki trend, önceki mevsimlere ait yağış koşullarına benzer şekilde Van istasyonunda artış yönünde seyretmektedir. Fakat yağış miktarındaki artış istatistiksel olarak anlamlı bir düzeye sahip değildir. Diğer istasyonların sonbahar yağış miktarında ise azalmalar gözlenmektedir. Ancak Muradiye istasyonu hariç olmak üzere diğer istasyonların yağış miktarındaki azalmalar anlamlı değildir.

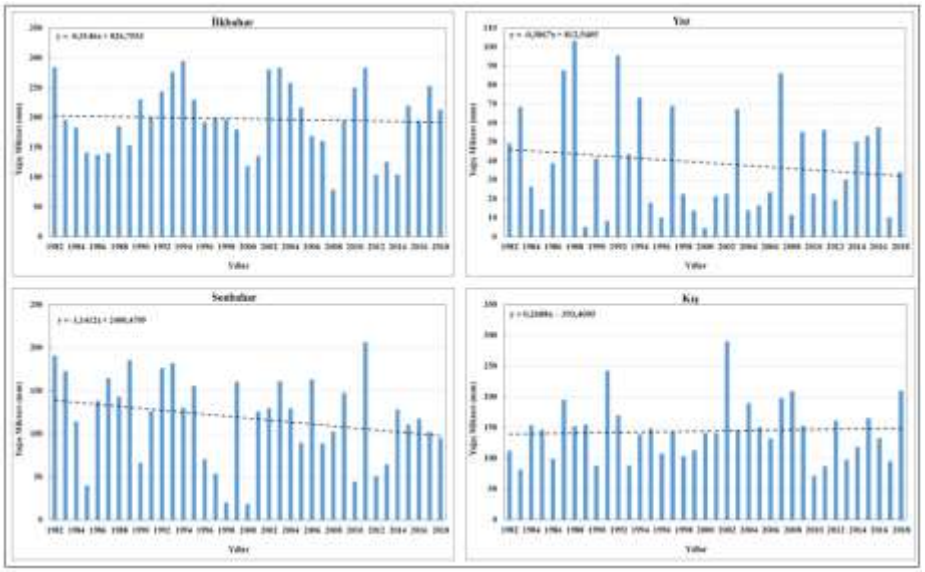
Kış mevsimindeki yağış miktarının trend analizine bakıldığında ise Van istasyonuna ait yağışlar artış göstermektedir. Aynı zamanda Gevaş, Tatvan, Erciş istasyonlarına ait kış mevsimi yağışlarında artışlar gözlenmektedir. Fakat kış mevsimi yağış miktarında gözlenen bu artışlar anlamlı bir seviyede değildir. Ayrıca, Ahlat ve

Muradiye istasyonlarının yağış miktarında istatistiksel olarak anlamlı düşüşler gerçekleşmektedir.

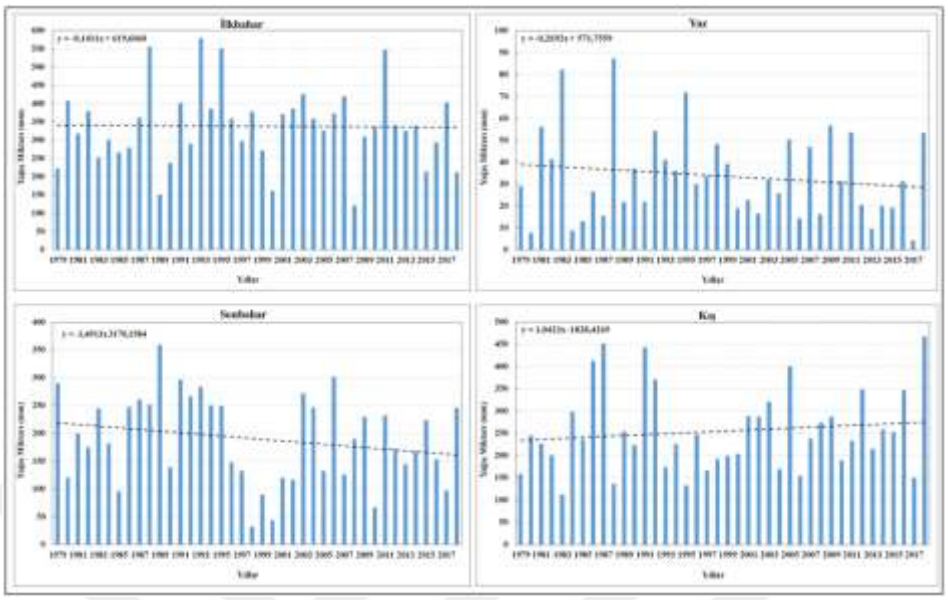
Şekil 67: Van istasyonuna ait uzun yıllar mevsimlik yağış tutarının (mm) trend grafiği (1979-2018)



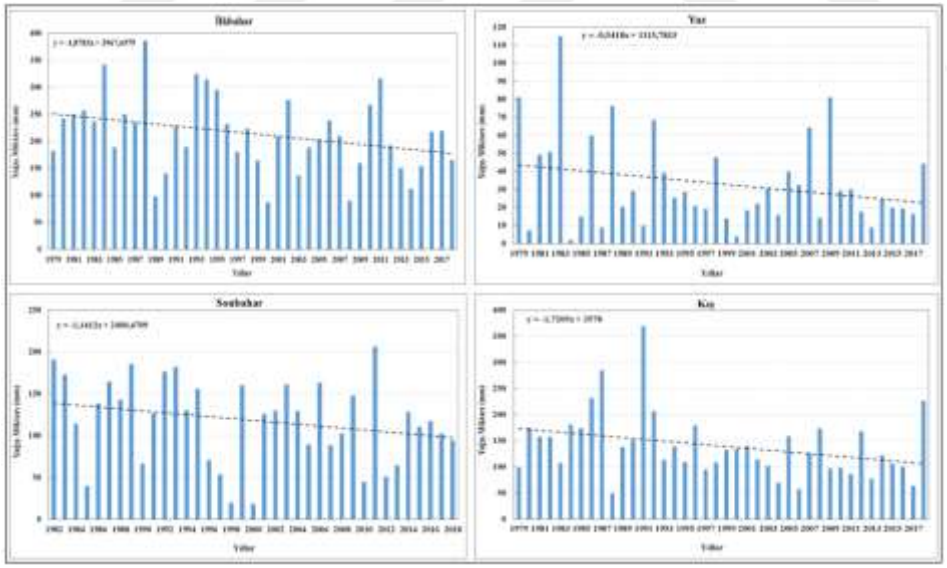
Şekil 68: Gevaş istasyonuna ait uzun yıllar mevsimlik yağış tutarının (mm) trend grafiği (1982-2018)



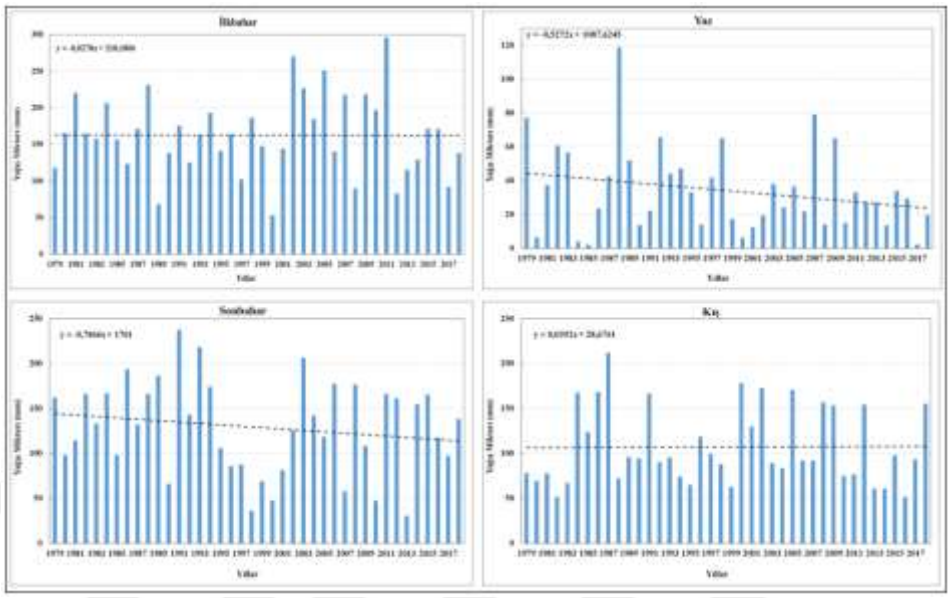
Şekil 69: Tatvan istasyonuna ait uzun yıllar mevsimlik yağış tutarının (mm) trend grafiği (1979-2018)



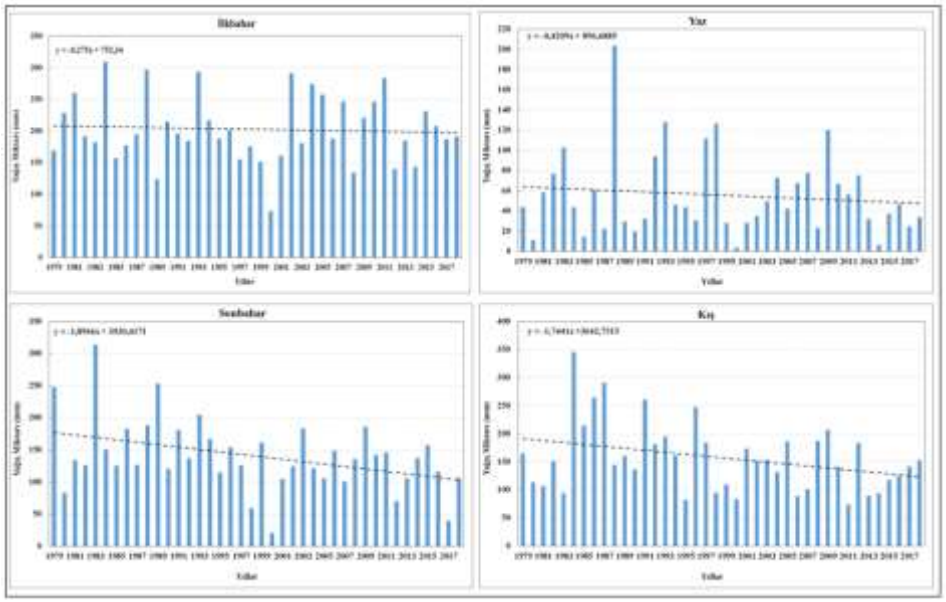
Şekil 70: Ahlat istasyonuna ait uzun yıllar mevsimlik yağış tutarının (mm) trend grafiği (1979-2018)



Şekil 71: Erciş istasyonuna ait uzun yıllar mevsimlik yağış tutarının (mm) trend grafiği (1979-2018)



Şekil 72: Muradiye istasyonuna ait uzun yıllar mevsimlik yağış tutarının (mm) trend grafiği (1979-2018)



Van Gölü Havzası'ndaki mevsimlik yağış miktarının dağılımı genel olarak benzer koşullar sergilemesine rağmen bazı farklılıklar gözlenmektedir. Gerçekten, havza genelinde en yağışlı mevsim ilkbahardır. Fakat ilkbahardan sonra en yağışlı olan mevsim Van için sonbahar; Gevaş, Tatvan, Ahlat, Adilcevaz ve Muradiye

istasyonlarında kış mevsimi en yağışlı ikinci mevsimdir. Erciş istasyonunda ise kış ve sonbahar mevsiminin toplam yağışa oranı aynıdır.

Yağış miktarının mevsimlik trend analizi istasyonlar arasında farklılıklar göstermesine rağmen, özellikle Van istasyonuna ait mevsimlik yağış tutarları anlamlı olmayan bir artış yönünde seyretmektedir. İlkbahar mevsiminde Van istasyonu hariç, diğer istasyonların yağış tutarında azalmalar söz konusudur. Ahlat'ın ilkbahar yağış miktarında istatistiksel olarak anlamlı bir azalma belirlenmiştir. Yaz mevsiminde Van'ın yağış miktarında anlamlı olmayan bir artış gözlenirken, diğer istasyonlarda anlamlı olmayan düşüşler görülmektedir. Sonbahar mevsiminde ise Van istasyonuna ait yağış tutarı diğer mevsimlerde olduğu gibi artış yönünde seyretmeye devam etmektedir. Öte yandan Gevaş, Tatvan, Ahlat, Erciş ve Muradiye istasyonlarının yağış miktarında azalmalar gözlenmektedir. Ancak sadece Muradiye'nin sonbahar yağış miktarındaki azalma istatistiksel olarak anlamlıdır. Van, Gevaş, Tatvan ve Erciş istasyonlarının kış mevsimi yağış tutarı anlamlı olmayan bir artış gösterirken Muradiye ve Ahlat'ın kış yağış miktarında istatistiksel olarak anlamlı düşüşler görülmektedir.

3.2.3. Van Gölü Havzası'nda Yıllık ve Mevsimlik Yağışların Yıllar Arası Değişkenliği

Kurak ve yarı-kurak iklim bölgelerinde yağış değişkenliği daha fazla olduğundan dolayı bu iklim bölgelerinde kuraklık olayları daha büyük ekolojik ve ekonomik kayıplara neden olabilir (Yetmen, 2013b). Bir istasyonda kaydedilen yıllık toplam veya mevsimlik yağışların yıldan yıla değişim ölçüsünü belirlemek için değişim katsayısı hesaplanabilir. Buna göre, yıllık ya da mevsimlik yağış miktarlarının standart sapması, yıllık veya mevsimlik ortalama yağışa bölünerek değişim katsayısı elde edilir. Bu yaklaşıma göre Van Gölü Havzası'nı temsil eden istasyonlar için hesaplanan yıllar ve mevsimler arası değişim oranları tablo 13'te gösterilmiştir.

Havzada ilkbahar mevsimi, değişkenliğin minimum olduğu dönemdir. Bu mevsimdeki değişkenlik %23.3 (Van) ile %33.1 (Erciş) arasında değişmektedir. Maksimum yağış değişkenliğinin gözlendiği yaz mevsiminde ise değişim katsayısı

%60.6 (Tatvan) ile %86.5'e (Van) kadar yükselmektedir. Havza'nın yağış değişim katsayısı sonbahar mevsiminde %37.3 (Van) ile %43.2 (Tatvan) arasında değişmektedir. Kış mevsimine ait yağış miktarının değişim katsayısı ise %32.7 (Gevaş) ile %44.7 (Ahlat) arasında değişmektedir (Tablo 13).

Tablo 13: İstasyonlara ait mevsimlik ve yıllık toplam yağış tutarının (mm) değişim katsayısını (%) gösteren çizelge

İstasyonlar	İlkbahar	Yaz	Sonbahar	Kış	Yıllık
Van	23,3	86,5	37,3	35,0	18,6
Tatvan	30,9	60,6	43,2	39,9	21,8
Erciş	33,1	73,2	38,1	40,0	24,3
Ahlat	32,3	76,0	40,1	44,7	25,0
Gevaş	29,4	70,8	42,4	32,7	21,6
Muradiye	26,1	73,0	39,4	39,2	23,4

Yıllık yağış miktarındaki değişkenlik incelendiğinde, minimum yağış değişkenliği %18.6 ile Van istasyonuna aittir. Maksimum yağış değişkenliği ise %25 ile Ahlat istasyonunda gözlenmiştir. Türkiye genelinde yağışın yıllar arası değişim oranı %10 ile %30 arasında ve Türkiye'nin büyük bir bölümünde ise %15-25 arası (Türkeş, 2016) değişim gösterdiği göz önüne alındığında (Yetmen, 2013a; Yetmen, 2013b), havzadaki istasyonların yağış miktarının değişim katsayısı genel dağılıma uymaktadır.

Havzadaki yağış değişkenliğini kontrol eden etmenler termik-dinamik hava koşullarının zamansal olarak gösterdiği farklılıklardan kaynaklanmaktadır. Gerçekten, bölgenin içinde bulunduğu orta kuşakta hâkim olan gezici depresyonların geçiş yollarındaki değişmeler yağış tutarında farklılıklara sebep olmaktadır (Duman, 2011). Kuzey Yarımküre için ortalama 30°-35°N enlemleri üzerinde yer alan subtropikal yüksek basınç kuşağının bazı yıllarda veya yağışların gözlendiği mevsimlerde 5-10° kuzeye doğru yer değiştirmesi durumunda bu yüksek basınç kuşağının kenarlarındaki bölgeler üzerinde antisiklon rejim yerleşmektedir. Bu durum yağışların azalmasına veya kesilmesine yol açmaktadır. Söz konusu basınç kuşağının ortalama yerine tekrar

çekilmesi durumunda ise doğal cephesel depresyonların geçişi başlamakta ve böylelikle kuraklıktan etkilenen bölgeler üzerinde yağışlı dönemler yaşanmaktadır (Duman, 2011). Diğer yandan, özellikle havzadaki kış ayları yağış miktarı ile Kuzey Atlantik Salınımı (NAO) arasında negatif yönlü bir ilişkinin olduğu bilinmektedir (Yetmen, 2013b). Başka bir deyişle, NAO'nun kuvvetli pozitif olduğu yıllarda havzadaki yağış miktarı azalma gösterirken, negatif NAO indeksinin gözlendiği yıllarda ise havzanın yağış tutarı artış göstermektedir. Dolayısıyla, Van Gölü Havzası ve çevresinin de içinde bulunduğu bu sistem nedeniyle yıllar arasında yağış miktarları açısından farklılıklar ortaya çıkmaktadır.

3.3. VAN GÖLÜ HAVZASI'NDA KAR KURAKLIĞI ANALİZİ VE KAR KURAKLIĞI YILLARININ DEĞERLENDİRMESİ

Kar, 0°C'nin altındaki hava sıcaklıklarında farklı buz kristalleri şeklinde, 0°C'ye yakın sıcaklıklarda ise buz kristallerinin bir araya toplanması sonucunda kuşbaşı boyutunda yağan ve genel olarak yıldız şekilli, altıgen biçime sahip katı yağış olarak tanımlanabilir (Türkeş, 2016). Kar tanelerinin boyutu, şekli ve yoğunluğu temel olarak sıcaklıkla çok yakından ilişkilidir. Gerçekten, kar 0ºC'nin altındaki sıcaklıklarda daha küçük ve düşük yoğunlukla, 0ºC'nin üstündeki sıcaklıklarda ise daha büyük boyutta ve yüksek yoğunluğa sahip bir biçimde yere ulaşır (Günal, 2013). Taze kar, güneş ışınlarının yaklaşık %90'ını yansıttığından dolayı beyaz renklidir.

Kar yağışının gerçekleşmesi için hava sıcaklığı, bulut içerisinden yeryüzüne kadar genellikle 0°C ve daha düşük olmalıdır. Bunun yanı sıra havadaki bağıl nem oranının %100 veya ona çok yakın seviyelerde olması ile birlikte yükselici hava hareketlerinin (orografik, cephesel gibi) bulunması da gerekir (Türkeş, 2016). Bu koşullar altında, kar tanelerinin biçimi genel olarak sıcaklık derecesi ve nem oranına göre çeşitli şekillerde (lapa lapa, kuşbaşı kar, sulusepken/sulu kar, kuru kar, bulgur) görülür.[43]

[43] Konuya ilişkin ayrıntılı bilgi için bkz. Türkeş (2016, s. 328), Erol (2011, s. 246) ve Günal (2013).

Türkiye ikliminin bir bileşeni olarak kar yağışı özellikle yüksek dağlık kesimlerde, komşu plato ve ovalık alanlarda doğal ve beşeri su ihtiyacının ve tüketiminin büyük bir çoğunluğunu karşılar. Gerçekten, kış mevsimindeki kar birikimi ilkbahar ve yaz mevsimindeki kar erimesini takiben rezervuarları dolduran ve yağışın düşük, buharlaşma oranının yüksek olduğu zamanlarda akarsu akışını besleyen doğal bir depo görevi sağlar. Ayrıca, yağmur suyuyla karşılaştırıldığında, kar erimesi bitki kök bölgesinin altına daha etkili bir şekilde sızar (Dierauer vd., 2019) ve kar erimesi genellikle yeraltı suyu akışının büyük bir kısmını içerir. Bu nedenle, kar kuraklığı, yani kış aylarındaki kar birikimi eksikliği, ciddi ekolojik ve sosyoekonomik problemlere yol açabilir.

Bu başlık altında, Van Gölü Havzası'ndaki kar kuraklığı analizi Van, Tatvan, Ahlat ve Erciş istasyonlarına ait verilere bağlı olarak yapılmıştır. Havzadaki diğer istasyonların kar kuraklığı durumu, özellikle KSE verilerinin olmaması veya eksik verilerinin fazla olması nedeniyle değerlendirme dışında kalmıştır. Ayrıca MGM ve DSİ'ye bağlı yüksek dağ istasyonlarının uzun yıllar KSE verilerine ulaşılmadığından daha fazla kar yağışı alan yüksek alanlar da kar kuraklığı analizi dışında kalmıştır. Kar kuraklığı yıllarının belirlenmesi için sıcaklık, yağış ve KSE verileri incelenmiştir. Ayrıca, belirlenen kar kuraklığı yıllarını hidrolojik açıdan değerlendirmek için kar kuraklığı yıllarına ait aylık toplam akarsu akımları (m^3/sn) ile uzun yıllara ait aylık ortalama toplam akarsu akımları (m^3/sn) kullanılmıştır.

3.3.1. Kar Kuraklığının Olasılık, Şiddet ve Risk Analizi

Kar kuraklıklarının yaşandığı yılları belirlemek için birbirinden farklı iklim koşullarına uygun ve yaygın olarak kaydedilen iklim elemanları (sıcaklık ve yağış başta olmak üzere) verilerine bağlı olarak bir sınıflandırmanın yapılması amaçlanmaktadır. Bu bağlamda, Van Gölü Havzası için Dierauer vd. (2019)'nin önerdiği kar kuraklığı sınıflandırmasına benzer bir sınıflandırmanın kullanılması uygun görülmüştür. Kullanılan sınıflandırma, Dierauer vd. (2019)'ne ait sınıflamadan bazı farklılıklara sahiptir. Örneğin, Dierauer vd. (2019) sıcaklık ölçütü olarak *TD*'yi (0°C üzerindeki kış günü ortalama sıcaklıkların toplamı) kullanırken, bu çalışmada

ortalama kış sıcaklık değerleri (*T*) kullanılmıştır. Çünkü Dierauer vd. (2019)'ne göre KSE'nin *T* ile doğrusal olmayan tepkisinden dolayı *T*'ye karşılık olarak *TD* kullanılmıştır. Ancak havzadaki istasyonlara ait *TD* ve *T* verilerinin KSE'ye tepkisi benzerlik gösterdiği için bu çalışmada *T* verilerinin kullanılması uygun görülmektedir.

Kar kuraklığı yıllarını belirlemek için kullanılan denklemdeki bir diğer farklılık kış mevsimi tanımıdır. Dierauer vd. (2019) kış mevsimini, sıcaklık kriterinin kullanımı sayesinde keyfi bir takvim tarihinden veya matematiksel bir iklim sınıflamasından daha adil bir karşılaştırma sağladığından dolayı, ortalama günlük sıcaklığın 25. yüzdeliğini temel alarak tanımlamıştır (*T25*). Bu nedenle, Dierauer vd., yılın en sıcak gününden sonraki 0°C'nin altında olan *T25*'i yılın ilk kış günü olarak tanımlamıştır.

Bu çalışmadaki "kış mevsimi" tanımı ise klimatoloji çalışmalarında yaygın olarak kullanılan matematiksel mevsim tanımının aksine, Koç (1999)'un sıcaklık değerlerine bağlı olarak Türkiye için önerdiği doğal mevsim sınıflamasına uygun bir şekilde yapılmıştır. Çünkü Türkiye gibi fiziki coğrafya özelliklerinin kısa mesafelerde değiştiği alanlarda matematiksel mevsimler ile doğal mevsimler birbirinden oldukça farklıdır (Koç, 1999). Buna göre, çalışma alanının fiziki coğrafya özellikleri ve yıl boyunca etkili olan termik-dinamik hava koşulları, kış mevsimini yeniden tanımlama ihtiyacını açıkça ortaya koymaktadır. Bu nedenle, Koç (1999) tarafından "kış mevsimi" tanımı için belirlenen günlük ortalama sıcaklığın maksimum sınır değerine göre (6°C) kış mevsimi belirlenmiştir. Bu bağlamda, havzadaki istasyonların uzun yıllar mart ayı ortalama sıcaklık değerleri incelendiğinde, Koç (1999) tarafından belirlenen maksimum sınır değerinin (6°C) aşılmadığı belirlenmiştir. Başka bir ifadeyle, aralık, ocak, şubat aylarının yanı sıra istatistiksel olarak yapılan alt ve üst güvenirlik (%95) analizlerine göre mart ayı da kış mevsimine dâhil edilmiştir (Tablo 14).

Tablo 14: Van, Tatvan, Ahlat ve Erciş'e ait mart ayı uzun yıllar (1980-2018) ortalama sıcaklık değerlerinin %95 güven düzeyinde alt ve üst güven aralıkları ve ortalama sıcaklık (°C) ile standart hata değerlerini gösteren çizelge

Güven Aralıkları ve Ortalama Sıcaklıklar (°C)	Van	Tatvan	Ahlat	Erciş
AGS (%95)	1,5°C	0,7°C	0,7°C	-0,4°C
ÜGS (%95)	3,1°C	2,2°C	2,2°C	1,5°C
Ortalama Sıcaklıklar (°C)	2,3 °C	1,5°C	1,5°C	0,6°C
Standart Hata	0,393	0,393	0,400	0,484

Dierauer vd. (2019), yıl içinde gözlemlenen maksimum KSE'yi kullanmıştır. Ancak bu çalışmada kar kuraklığını belirlemek için toplam KSE miktarı kullanılarak kar kuraklığı sınıflandırması yapılmıştır.

Yukarıda açıklanan farklılıklar ile birlikte; bu çalışmadaki kar kuraklığı sınıflandırması, aşağıdaki koşullu ifadeler kullanılarak normalin altındaki toplam KSE'nin bulunduğu kışlar, kış yağışlarına (P) ve kış mevsimindeki sıcaklıklara (T) dayanarak sıcak, kuru veya sıcak-kuru kar kuraklıkları olarak sınıflandırılmıştır:

$$\{(\mathrm{KSE}_i < \overline{\mathrm{KSE}}) \,\&\, (\mathrm{P}_i < \overline{\mathrm{P}}) \,\&\, (\mathrm{T}_i < \overline{\mathrm{T}})\}\, \mathrm{D}_{\mathrm{type}} = \mathrm{Kuru} \tag{38}$$

$$\{(\mathrm{KSE}_i < \overline{\mathrm{KSE}}) \,\&\, (\mathrm{P}_i > \overline{\mathrm{P}})\}\, \mathrm{D}_{\mathrm{type}} = \mathrm{Sıcak} \tag{39}$$

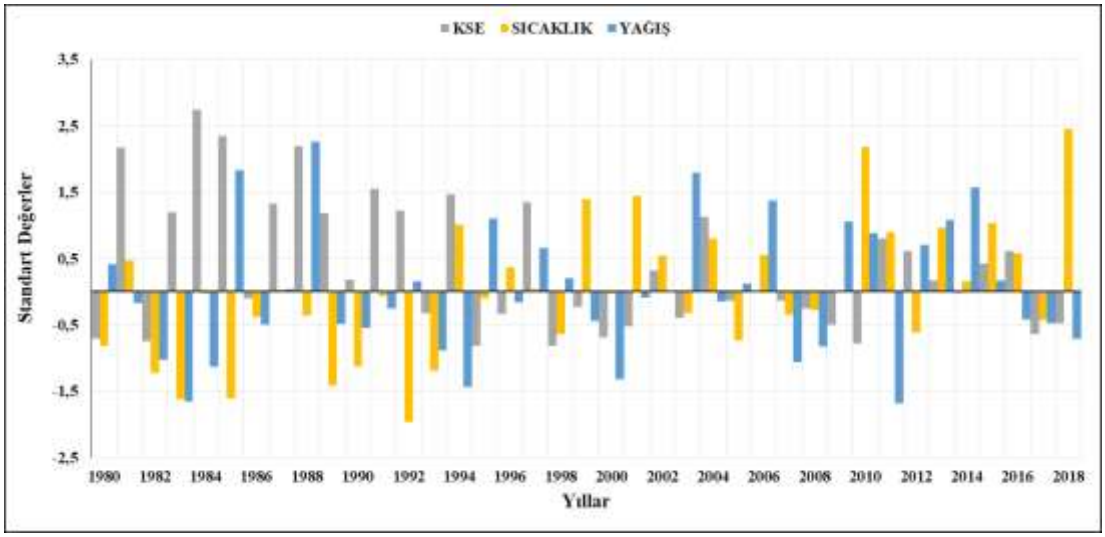
$$\{(\mathrm{KSE}_i < \overline{\mathrm{KSE}}) \,\&\, (\mathrm{P}_i < \overline{\mathrm{P}}) \,\&\, (\mathrm{T}_i > \overline{\mathrm{T}})\}\, \mathrm{D}_{\mathrm{type}} = \mathrm{Sıcak-Kuru} \tag{40}$$

Burada, KSE_i, P_i ve T_i, sırasıyla, i yılındaki toplam KSE, kış mevsimindeki toplam yağış miktarı (mm) ve ortalama sıcaklık değerleridir (°C); $\overline{KSE}$, $\overline{P}$ ve $\overline{T}$ ise, sırasıyla, istasyonların uzun yıllar medyan KSE değerini, ortalama toplam yağış miktarını (mm), ortalama sıcaklıkları (°C) ve D_{type}, kar kuraklığının türünü temsil etmektedir. Yıllar arası KSE miktarındaki minimum ve maksimum değerler arasında (ranj) büyük farklılıklar olduğundan dolayı $\overline{KSE}$ için ortalama yerine medyan değerlerinin kullanılması uygun görülmüştür.

Kar kuraklığının temel belirleyicisi olan KSE, kar örtüsünün içinde bulunan su miktarının bir ölçüsüdür. Diğer bir ifadeyle, bütün kar örtüsü anında erirse teorik olarak birim alanda ortaya çıkan suyun derinliği olarak düşünülebilir. Bu bağlamda, KSE kar derinliği ve kar yoğunluğunun bir fonksiyonudur. KSE miktarı, yeraltı ve yerüstü su rezervuarlarına veya akarsu akımına katılan suyun önemli bir bölümünü oluşturur. Dolayısıyla, sağlıklı su yönetimi kararları almak için KSE ölçümlerinin mümkün olduğunca etkili ve doğru olması esastır. Çünkü kar örtüsünde ne kadar su bulunduğunu bilmek endüstriyel, tarımsal ve evsel su kullanımın kaynağını oluşturan su rezervuarlarının doluluk oranı, akarsu akımı ve taşkın tahmini çalışmaları için oldukça önemlidir.

Bu koşullara bağlı olarak Van Gölü Havzası'ndaki Van (1980-2018), Tatvan (1980-2015), Erciş (1980-2011) ve Ahlat (1988-2011) istasyonlarına ait kar kuraklığı sınıflandırması; toplam KSE, kış mevsimi toplam yağış miktarı (mm) ve ortalama sıcaklık değerlerinin (°C) uzun yıllar gidişinin incelenmesi ve söz konusu parametrelerin karşılaştırılmasına olanak sağlaması açısından standartlaştırılmış değerlere dönüştürüldükten sonra belirlendi (Şekil 73-76).

Şekil 73: Van istasyonunun standartlaştırılmış uzun yıllar KSE, ortalama sıcaklık (°C) ve toplam yağış miktarını (mm) gösteren grafik (1980-2018)

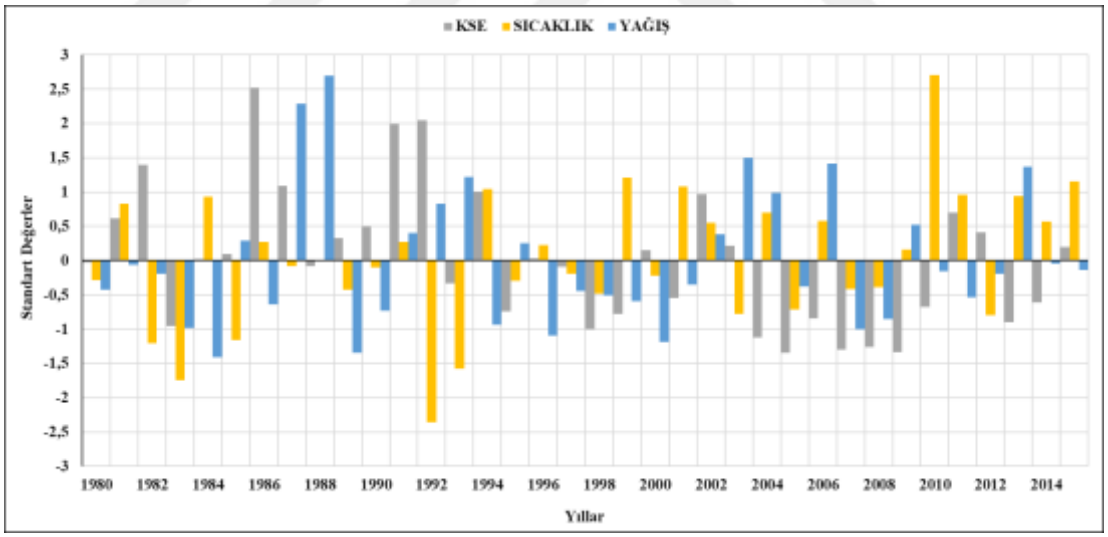


Van istasyonuna ait kar kuraklığının yaşandığı yıllar şekil (73) yardımıyla belirlenmesi sonucunda, en çok gözlenen kuraklık türünün SKK (8 yıl) olduğu ortaya çıkmaktadır. SKK yıllarını, KKK (7 yıl) ve S-KKK (4 yıl) yılları takip etmektedir (Tablo 15).

Tablo 15: Van istasyonunda kar kuraklığı yılları (1980-2018)

Sıcak Kar Kuraklığı	Kuru Kar Kuraklığı	Sıcak-Kuru Kar Kuraklığı
1980	1982	1996
1995	1986	1999
1998	1993	2001
2003	2000	2018
2005	2007	
2009	2008	
2010	2017	
2014		

Şekil 74: Tatvan istasyonunun standartlaştırılmış uzun yıllar KSE, ortalama sıcaklık (°C) ve toplam yağış miktarını (mm) gösteren grafik (1980-2015)



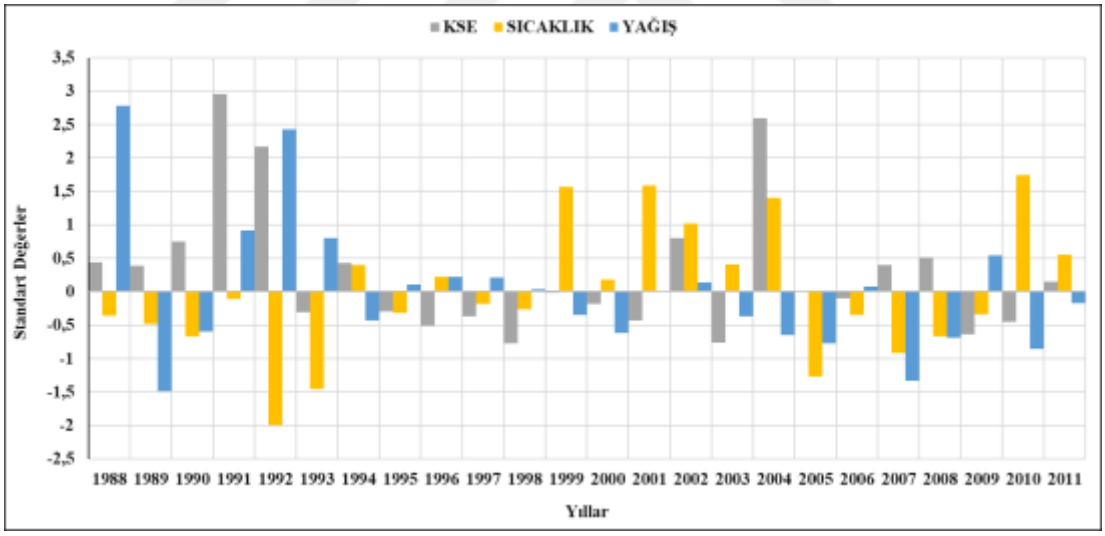
İncelenen dönem boyunca (1980-2015) Tatvan istasyonunda en fazla kar kuraklığı türünün yaşandığı yılların SKK ve KKK (7 yıl) sınıflarına ait olduğu belirlenmiştir. S-KKK ise 4 yıl için gözlenmiştir (Şekil 74, Tablo 16).

Tablo 16: Tatvan istasyonunda kar kuraklığı yılları (1980-2015)

Sıcak Kar Kuraklığı	Kuru Kar Kuraklığı	Sıcak-Kuru Kar Kuraklığı
1988	1980	1999
1993	1983	2001
1995	1997	2010
2004	1998	2014
2006	2005	
2009	2007	
2013	2008	

Ahlat istasyonunun 1988-2011 yılları arasında gözlenen 8 kar kuraklığı yılı, SKK sınıfına aittir. S-KKK yılları ise sadece 3 yıl boyunca görülmektedir. Fakat Ahlat istasyonunda KKK'nin yaşandığı bir dönem belirlenmemiştir (Şekil 75, Tablo 17).

Şekil 75: Ahlat istasyonunun standartlaştırılmış uzun yıllar KSE, ortalama sıcaklık (°C) ve toplam yağış miktarını (mm) gösteren grafik (1988-2011)

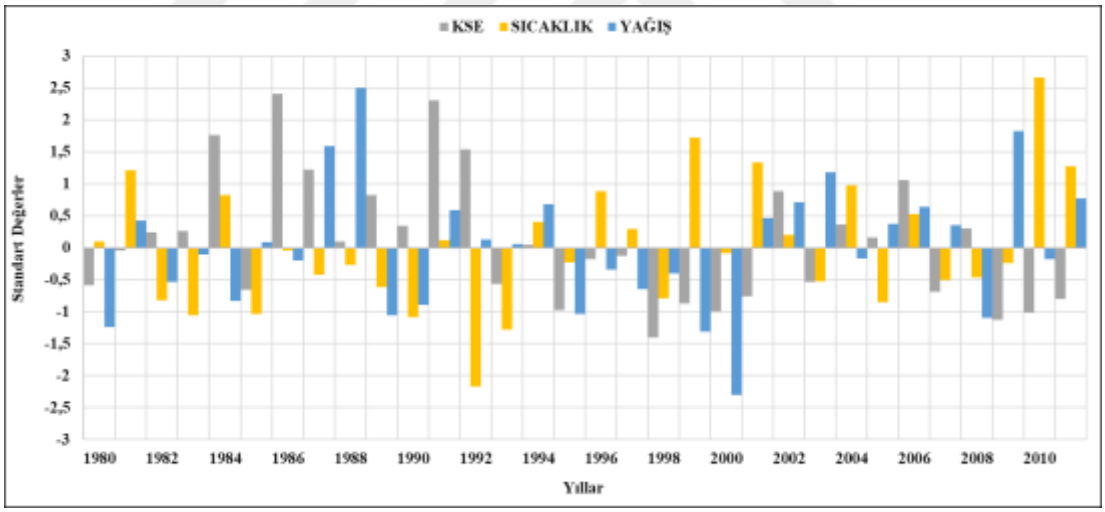


Tablo 17: Ahlat istasyonunda kar kuraklığı yılları (1988-2011)

Sıcak Kar Kuraklığı	Kuru Kar Kuraklığı	Sıcak-Kuru Kar Kuraklığı
1993	------	2000
1995	------	2003
1996	------	2010
1997	------	
1998	------	
2001	------	
2006	------	
2009	------	

Son olarak, Erciş istasyonuna ait kar kuraklığı yılları (1980-2011) incelendiğinde, SKK yıllarının sayısı ilk sıradadır (8 yıl). S-KKK ile KKK yılları ise, sırasıyla, 5 ve 3'er yıl boyunca gözlenmiştir (Şekil 76, Tablo 18).

Şekil 76: Erciş istasyonunun standartlaştırılmış uzun yıllar KSE, ortalama sıcaklık (°C) ve toplam yağış miktarını (mm) gösteren grafik (1980-2011)



Tablo 18: Erciş istasyonunda kar kuraklığı yılları (1980-2011)

Sıcak Kar Kuraklığı	Kuru Kar Kuraklığı	Sıcak-Kuru Kar Kuraklığı
1981	1995	1980
1985	1998	1996
1993	2000	1997
2001		1999
2003		2010
2007		
2009		
2011		

Normalin altındaki bir KSE'ye sahip her kış mevsimi eşitlik 38-40 aracılığıyla SKK, KKK veya S-KKK olarak sınıflandırıldıktan sonra her kar kuraklık türünün ortalama şiddeti, olasılığı (sıklığı) ve riski aşağıdaki denklemler aracılığıyla hesaplanır (Eşitlik 41-43). Buna göre, ortalama şiddet (*S*), ortalamanın altındaki kesimde yer alan toplam KSE'den elde edilir. Kar kuraklığı olasılığı (*F*), kar kuraklığının türüyle ilişkiyi gösteren toplam yılların oranı olarak ifade edilir. Başka bir ifadeyle, kar kuraklığı olasılığı, kuraklığın görüldüğü yılların gözlem yıllarına göre oranını göstermektedir. Her kar kuraklık türüne ilişkin risk değeri (*R*) ise olasılık değerinin (*F*) ortalama şiddet (*S*) ile çarpılması sonucunda elde edilir. Dolayısıyla, risk KSE'de her yıl gözlenen oransal açığın birimine sahiptir ve her kuraklık türü için toplam KSE'de beklenen yıllık açığa eşittir (Dierauer vd., 2019). Bu nedenle, kar kuraklığı yıllarına ait *F* ve *S* değerleri yükseldikçe buna paralel bir şekilde KSE'de beklenen oransal azalma da artış gösterir.

$$S = 1 - \left\{ \left(\sum_{i=1980}^{i=2018} \frac{\mathrm{KSE}_i \quad \left[\mathrm{D_{type}}\right]}{1 \quad \left[\mathrm{D_{type}}\right]} \right) x \, \frac{1}{\overline{KSE}} \right. \tag{41}$$

Burada, *S* (*severity*) ortalama şiddeti; KSE_i, "*i*" yılına ait toplam KSE miktarını; D_{type}, kar kuraklığı türünü; $\overline{KSE}$, uzun yıllara ait medyan KSE miktarını ifade eder.

$$F = \sum_{i=1980}^{i=2018} \frac{1 \ \left[\mathrm{D_{type}}\right]}{1} \tag{42}$$

F (*frequency*), olasılık (sıklık) değerini temsil eder. $1 \ \left[D_{type}\right]$ ise SKK, KKK veya S-KKK'nin görüldüğü yılların sayısını ifade eder.

$$R = F \ \left[\mathrm{D_{type}}\right] x \, S \ \left[\mathrm{D_{type}}\right] \tag{43}$$

Eşitlik 43'te *R* (*risk*), kar kuraklığı türüne göre risk değerini; *F* ve *S*, sırasıyla, kar kuraklığı türüne göre olasılık ve ortalama şiddet değerlerini gösterir.

Farklı kar kuraklığı türlerinin farklı etkileri olduğundan ve bu nedenle farklı hazırlık önlemleri ve etki azaltma stratejileri gerektirdiğinden dolayı bu olayların geçmiş ve gelecekteki potansiyel sıklığını ve şiddetini anlamak, havzadaki su kaynaklarını yönetmek için çok önemlidir. Buna göre, denklem 41-43 aracılığıyla Van, Tatvan, Ahlat ve Erciş istasyonlarına ait elde edilen *F*, *S* ve *R* değerleri Tablo 19'da gösterildiği gibidir.

Tablo 19: Van (1980-2018), Tatvan (1980-2015), Ahlat (1988-2011) ve Erciş (1980-2011) istasyonlarına ait olasılık (*F*), ortalama şiddet (*S*) ve risk (*R*) değerleri

Kar Kuraklığı Türleri	**Sıcak Kar Kuraklığı**			**Kuru Kar Kuraklığı**			**Sıcak-Kuru Kar Kuraklığı**		
İstasyonlar	Şiddet	Olasılık (Frekans)	Risk	Şiddet	Olasılık (Frekans)	Risk	Şiddet	Olasılık (Frekans)	Risk
Van	0,51	0,21	0,11	0,40	0,18	0,07	0,38	0,10	0,04
Tatvan	0,55	0,19	0,10	0,62	0,19	0,12	0,47	0,11	0,05
Ahlat	0,45	0,33	0,15	-----	-----	-----	0,49	0,13	0,06
Erciş	0,45	0,25	0,11	0,79	0,09	0,07	0,39	0,16	0,06
Ortalama	**0,49**	**0,25**	**0,12**	**0,45**	**0,12**	**0,07**	**0,43**	**0,13**	**0,05**

Van Gölü Havzası'nda geçmiş kar kuraklıklarının sıklığı ve şiddetine ait değerler, istasyonlar arasında bazı farklılıkların olduğunu göstermektedir. Öncelikle SKK ve S-KKK yılları çalışma alanı boyunca gözlenirken, KKK daha sınırlı bir mekânsal oluşuma sahiptir. Gerçekten, Ahlat istasyonu için incelenen yıllarda herhangi bir KKK yılına rastlanmamıştır (Tablo 19).

Van istasyonunun şiddet, sıklık ve risk değerlerine göre, SKK en çok sıklıkta gözlenen ve en şiddetli olan kuraklık türü olarak belirmektedir. Olasılık değerine göre, ortalama 4,8 yılda bir SKK yılı yaşanmaktadır. Ayrıca Van istasyonuna ait risk değeri (KSE'de gerçekleşmesi muhtemel eksiklik), ortalama %11 ile diğer kar kuraklıkları

risk oranlarına göre daha yüksek seviyededir. Başka bir ifadeyle, SKK, KSE'de ortalama %11 oranında bir eksikliğe yol açmaktadır.

Havzanın batı kenarında yer alan Tatvan istasyonuna ait ortalama şiddet, sıklık ve risk değerleri incelendiğinde, SKK ile KKK'nin gözlendiği yılların sayısı eşit olmasına rağmen (7 yıl) genel olarak KKK'nin ortalama şiddeti ve KSE'de ortaya çıkacak yıllık azalma/açık (risk) görece daha yüksek seviyededir. Gerçekten, SKK ve KKK yıllarının meydana gelme olasılığı 5,3'er yılda bir olmasına rağmen KKK'nin şiddet ve risk boyutu daha yüksektir (Tablo 19). Bu durum, Tatvan istasyonunun (sıcaklıklardaki artışın aksine) yağışta meydana gelen azalmalara karşı daha duyarlı olduğunu göstermektedir. Çünkü KKK'nin yağışa olan duyarlılığı bilinen bir gerçektir (Harpold vd., 2017; Hatchett vd., 2017a; 2017b; Dierauer vd., 2019). Diğer bir ifadeyle, KKK riski ile yağış miktarı arasındaki ilişki, sıcaklığa göre, daha kuvvetlidir. Dolayısıyla, Tatvan istasyonunda yağışın azaldığı dönemlerde gözlenen KKK'nin SKK'ye göre daha şiddetli ve risk boyutu daha yüksek olması muhtemeldir.

Ahlat istasyonu için yapılan analize göre, SKK'ye ait olasılık ve risk değerleri daha yüksektir. Ancak ortalama şiddet değeri S-KKK için daha fazladır. Bunun temel nedeni olarak Ahlat'a ait uzun yıllar kış mevsimi sıcaklık değerlerindeki (anlamlı olmayan) artışların yanı sıra yağış miktarında anlamlı düzeyde gözlenen azalmalar gösterilebilir. Nitekim S-KKK'nin oluşmasına etki eden temel faktörler yağış ve sıcaklıklarda gözlenen, sırasıyla, negatif ve pozitif anomalilerdir. Dolayısıyla, Ahlat'ta SKK'nin görülme olasılığı ve risk boyutu daha yüksek olmasına rağmen S-KKK'nin daha şiddetli geçmesi, sıcaklık ve yağışta gözlenen değişikliklerle ilişkili olabilir. Başka bir deyişle, S-KKK yağış ve sıcaklık değerlerindeki birlikte değişimlere karşı duyarlı olma özelliğine sahiptir. Diğer yandan, 3 yılda bir gerçekleşmesi muhtemel SKK yıllarının KSE'de ortalama %15 kadar bir oransal açığa yol açması öngörülmektedir. Ayrıca 7,7 yılda bir gerçekleşmesi muhtemel olan S-KKK, KSE'de ortalama %6 değerinde bir oransal açığa neden olabilir. Öte yandan, Ahlat'a ait gözlem yılları boyunca KKK yaşanmamıştır (Tablo 17).

Erciş istasyonunun maksimum görülme olasılığına sahip kar kuraklığı türü, SKK'dir (4 yılda bir). S-KKK ile KKK yılları ise, sırasıyla, 6,3 ile 11 yılda bir görülme olasılığına sahiptir (Tablo 19). Ancak en yüksek ortalama şiddet KKK için

gözlenmiştir. Ortalamanın altında kalan KSE miktarını gösteren ortalama şiddet değerinin KKK için daha yüksek olması (Tablo 19), Erciş istasyonunun KKK'ye karşı daha duyarlı olduğunu kanıtlamaktadır. Bu bağlamda, kar kuraklığı yılları bakımından Erciş istasyonu, sıcaklık artışının aksine, yağıştaki azalmalara karşı daha hassas durumdadır.

Havza için, kar kuraklığı yıllarına ait ortalama şiddet, olasılık ve risk bakımından bir genelleme yapmak gerekirse, SKK'nin ortalama şiddeti, görülme olasılığı ve riskinin daha yüksek olduğunu söylemek mümkündür (Tablo 19). SKK, kış mevsimindeki sıcaklık artışlarından dolayı yağışın kar yerine yağmur veya karla karışık yağmur yağışı şeklinde meydana gelmesinden kaynaklanmaktadır. Nitekim sıcaklıklardaki artışlar havzadaki yağış türü ve miktarını önemli ölçüde etkilemektedir. Dolayısıyla, SKK'nin şiddeti, sıklığı ve risk oranı sıcaklık değerlerindeki artışa bağlıdır. Havzadaki istasyonlara ait uzun yıllar mevsimlik sıcaklık değerleri incelendiğinde,[44] kış mevsimi dâhil olmak üzere, bütün mevsimlerde sıcaklık değerlerinin artış eğiliminde olduğu belirlenmiştir. Buna ek olarak havzadaki uzun yıllar yağış miktarının gidişine bakıldığında, genel olarak kış mevsimine ait yağış tutarında (Ahlat ve Muradiye hariç) artışlar söz konusudur.[45] Bu koşullar altında, SKK'nin baskın olması oldukça beklenen bir neticedir. Çünkü KKK, yağış miktarındaki azalmalar tarafından denetlenir. S-KKK ise hem yağış hem de sıcaklık değerlerindeki değişimler tarafından kontrol edilir. Ancak SKK, sıcaklık koşullarında gerçekleşen artışların kontrolünde gelişmektedir.

Havzanın kar kuraklığına ait ortalama şiddet değeri ve risk oranı, SKK'den sonra, KKK için en yüksek değere sahiptir. Bu durum, temel olarak havzanın sahip olduğu iklim koşullarıyla yakından ilişkilidir. Diğer bir ifadeyle, Van Gölü Havzası genel olarak karasal bir iklim rejimine sahip olduğundan dolayı özellikle kış aylarına ait yağış miktarında zaman zaman gözlenen azalmalar KKK'nin daha şiddetli geçmesine yol açmaktadır. Çünkü karasal iklimlerin hâkim olduğu alanlar kuraklığa karşı en hassas sahalardır. Bu nedenle, yağıştaki küçük azalmalar bile kuraklıkların daha şiddetli geçmesine neden olabilir. Gerçekten, yağış ve sıcaklık koşullarının

[44] Bkz. 3.1.2.Van Gölü Havzası'nda Mevsimlik Ortalama Sıcaklığın Dağılışı ve Trend Analizi
[45] Bkz. 3.2.2.Van Gölü Havzası'nda Yağışların Mevsimlere Göre Dağılışı ve Trend Analizi

birlikte etkisi altında gerçekleşen S-KKK'nin gerçekleşme olasılığı KKK'den yüksek olmasına rağmen KKK'nin ortalama şiddet ve risk değerleri (havzanın iklim rejimine bağlı olarak yağıştaki küçük azalmalar bile kuraklığın yaşanmasına neden olduğundan dolayı) daha yüksektir.

Bütün kuraklık türleri kar birikimi eksikliği ile tanımlanmasına rağmen belirgin farklı iklimsel nedenleri vardır. KKK'ye kış yağış açıkları sebep olurken, SKK'ye ise normalin üstündeki kış sıcaklıkları neden olur. Bu da kar mevsiminin geç başlamasına, mevsim ortasında erimeye ve yağmur olaylarına ve/ya da erken ilkbahar erimesine yol açar (Hatchett ve McEvoy, 2018; Dierauer vd., 2019). İklimsel farklılıklar veya benzer iklim koşulları altında iklim elemanlarının farklı tepkileri nedeniyle bu farklı kar kuraklık tiplerinin birbirinden farklı hidrolojik ve sosyoekonomik etkileri vardır. Gerçekten, SKK kar oranına karşılık yağmurdaki artıştan dolayı taşkın azami seviyesini ve en yüksek akıştan önceki erime aralığı zamanını azaltır. Aynı zamanda, karla karışık yağmur olaylarından dolayı taşkın riskini de artırır. Nitekim Hatchett ve McEvoy (2018), SKK'nin daha düşük kar kesitlerine karşılık geldiğini ve genellikle kış ortasındaki taşkın olaylarını içerdiğini göstermiştir.

Diğer yandan, yağışların mevsimsel zamanlamasında ve miktarında bir değişiklik olmadığı dikkate alındığında, SKK ve buna bağlı olarak daha düşük kar kesitleri yıllık akımların azalmasına yol açmaktadır (Dierauer vd., 2019) ve su kaynaklarının miktarında yazdan kışa doğru bir kaymaya neden olmaktadır. Ayrıca SKK su miktarını, su kalitesini, hidroelektrik işletmeleri, kış kar sporlarını ve yaz rekreasyonunu olumsuz yönde etkilemektedir (Harpold vd., 2017; Hatchett ve McEvoy, 2018). Karın daha erken ortadan kalkması, aynı zamanda orman yangınlarının artmasına, dağ ekosistemleri için daha fazla su stresine ve bitki-ağaç toplulukları tarafından alınan karbon miktarının azalmasına neden olmaktadır (Hu vd., 2010; Dierauer vd., 2019).

Geçmiş iklim koşullarına bağlı olarak yapılan analizler sonucunda gelecekte havzada SKK'nin görülme olasılığı, şiddeti ve risk boyutunun artması muhtemeldir. Gerçekten, gelecekteki iklim rejimleri altında öngörülen daha yüksek ortalama sıcaklıklar, Van Gölü Havzası gibi dağlık alanlarda daha çok yağmur (daha az kar kesitleri) yönünde değişen yağış evresinin artan bir şekilde sıklaşabileceğini işaret

etmektedir. Van Gölü Havzası'ndaki uzun yıllar kış ayları sıcaklık değerlerinin artış trendine sahip olması kış mevsiminde yağışın kar yerine yağmur ve/ya da karla karışık yağmur şeklinde gerçekleşmesine neden olmaktadır. Bu durum, kar miktarının toplam yağışa oranında azalmaya yol açmaktadır. Dolayısıyla, kar kuraklığı risk artışlarının en çok SKK için gerçekleşmesi; kış ortası taşkın olaylarında artışa, yıllık akışlarda azalmalara, akarsu akışının mevsimsel zamanlamasında değişikliklerin yaşanmasına ve bu nedenle ilkbahar ve yaz aylarında hidrolojik kuraklıkların şiddetinde artışlara sebep olacaktır.

Öte yandan, iklimdeki ısınmanın devam etmesiyle KKK'nin kısmen S-KKK'ye geçmesi muhtemeldir; bu da yaz mevsimindeki düşük akışların KKK koşullarından önemli ölçüde daha şiddetli geçmesiyle sonuçlanmasının (Dierauer et al., 2018) yanı sıra yıllık akışta da genel düşüşlerin olmasına neden olacaktır. Nitekim iklim koşullarında artan ısınma, kar kuraklık rejimlerinde kaymalara veya değişikliklere yol açmasıyla birlikte temel olarak KSE miktarında azalmalara neden olması beklenmektedir. Dolayısıyla nispeten yüksek KKK riskiyle birlikte sıcaklığa bağlı kar kuraklığına karşı orta veya yüksek duyarlılığı olan bölgelerde (örneğin, Tatvan ve Erciş), rezervuarlarda ve akarsularda yakın gelecekte su kıtlığı riskinin maksimum düzeye çıkması olasıdır.

Tablo 20: Van Gölü Havzası'nda toplam kar kuraklığı olasılığını gösteren tablo

İstasyonlar	Kar Kuraklığının Gözlendiği Toplam Yıllar	Toplam Gözlem Yılları	Kar Kuraklığı Olasılığı (%)
Van	19	39	48,7
Tatvan	18	36	50
Ahlat	11	24	45,8
Erciş	16	32	50
Ortalama	**16**	**32,8**	**48,9**

Van Gölü Havzası'nda genel kar kuraklığı yıllarının frekansını gösteren tablo 20'ye göre, yaklaşık olarak iki yılda bir kar kuraklığının yaşandığı gözlenmektedir. Bu durum, yukarıda açıklanan kar kuraklığının başta hidrolojik, sosyoekonomik ve ekolojik olmak üzere birçok olumsuz etkilerinin sıklıkla meydana geldiğini

göstermektedir. Dolayısıyla, havzada genel kar kuraklığının gerçekleşme olasılığının yüksek bir frekansa sahip olması tarımsal, ekolojik, hidroelektrik, turizm, evsel ve endüstri gibi birçok sistem ve üretim alanı için, başta su temini bakımından, büyük zorluklara neden olması muhtemeldir. Bu nedenle, ilgili kamu ve özel kurum ve kuruluşların su temini tahmininde kar kuraklığını bütün boyutlarıyla incelemesi oldukça önemlidir.

3.3.2. Kar Kuraklığı ve Akarsu Akımları Arasındaki İlişki

Kar kuraklıklarının yaşandığı dönemlerde akarsu akımları normalin altında gerçekleşir. Gerçekten, hem SKK hem de KKK normalin altında bir ilkbahar ve yaz mevsimi akarsu akışına yol açar. S-KKK yıllarındaki akarsu akımları ise KKK'ye göre daha düşük akışların yaşanmasına sebep olur.

SKK yılları, kış mevsiminde artan akarsu akımına karşılık gelir. KKK ise yıl boyunca akarsu akımında azalmalara neden olur (Harpold vd., 2017; Dierauer vd., 2018; 2019). KKK'den kaynaklanan etkiler arasında düşük rezervuar seviyeleri, azalan hidroelektrik üretimi, bazı yıllarda içme ve sulama suyu temini yetersizliği bulunmaktadır. Birlikte oluşan sıcak ve kuru kış koşullarını temsil eden S-KKK ise en şiddetli kar kuraklıklarına ve dolayısıyla yaz mevsimindeki en düşük akarsu akım koşullarına neden olur (Dierauer vd., 2018; 2019).

SKK yıllarında akarsu akımlarının maksimum düzeye ulaştığı dönem normale göre daha erken bir zamanda gözlenir. Çünkü SKK yıllarında yağmur veya karla karışık yağmur olayları sık sık gözlenirken kar yağışı normalin altında seyreder. Dolayısıyla, bu yıllarda pik akarsu akışı ilkbahar mevsimi yerine kış aylarında gerçekleşir. Bu durum, kış aylarında taşkın azami seviyesini geçen akımların gözlenmesine ve taşkın riskinin artmasına neden olabilir. Ayrıca SKK pik akımdan önceki erime zaman aralığında kısalmalara yol açar. Gerçekten, SKK'nin yaşandığı kış aylarında kar yerine yağan yağmur veya karla karışık yağmur yağışları ani ve yüksek/maksimum akarsu akımlarına yol açarak taşkınların yaşanmasına yol açabilir. Kış mevsiminde gerçekleşen pik akımların gözlendiği dönemlerde, yılın geri kalanında akarsu akımları düşük seviyelerde kalır. Düşük akım koşulları su talebinin

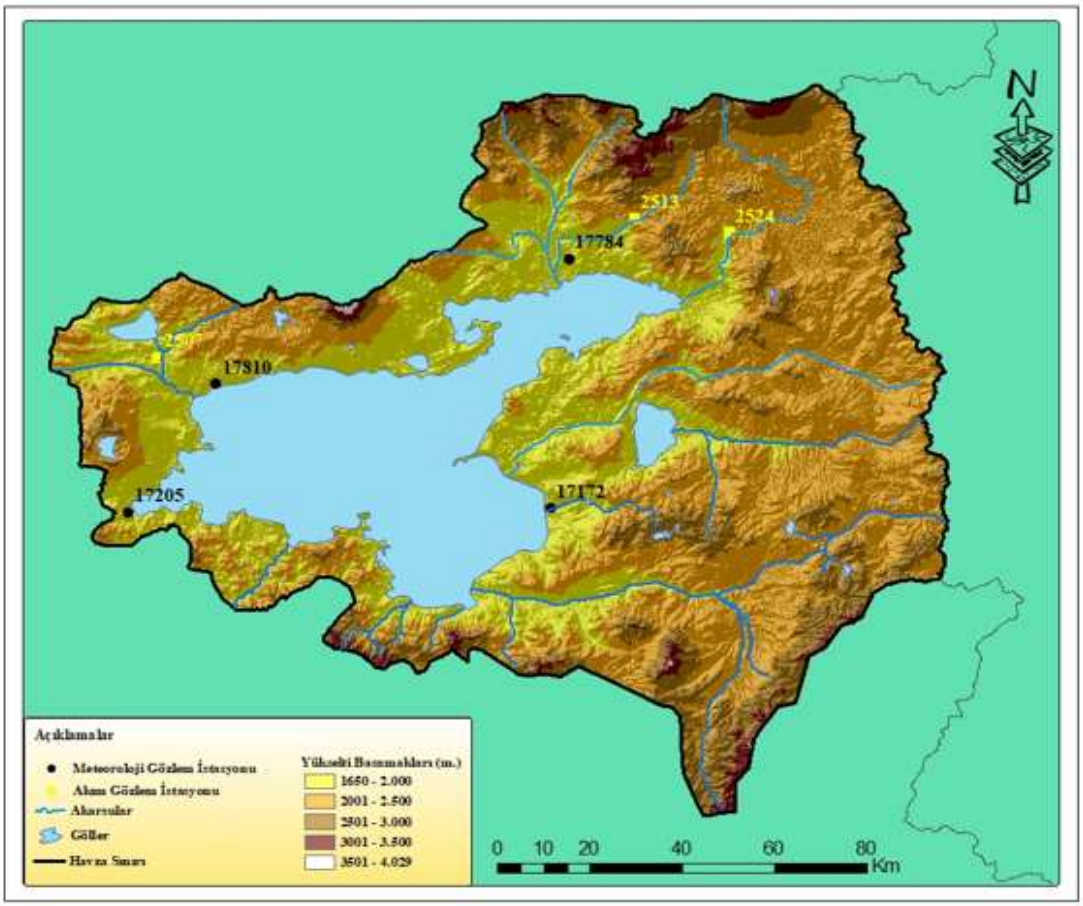
ekolojik, tarımsal, endüstriyel, ticari ve evsel kullanım için en fazla olduğu ilkbahar ve yaz mevsiminde kuraklıkların oluşmasına neden olur. Bu nedenle, SKK doğal ve sosyoekonomik koşulları olumsuz yönde etkiler.

KKK yıllarındaki düşük yağış koşulları akarsu akımlarının yıl boyunca normalin altında olmasına neden olur. Dolayısıyla bitki ve hayvan yaşamı, tarımsal sulama, kış kar sporları, hidroelektrik işletmeleri ve yaz rekreasyonları gibi sektör ve faaliyetler KKK'den olumsuz bir şekilde etkilenir. S-KKK yıllarında ise KKK'nin neden olduğu olumsuzlukların şiddeti daha çok artış gösterir. Bu nedenle, ekolojik ve sosyoekonomik faaliyetler için en büyük olumsuzluklar S-KKK yıllarında gözlenir.

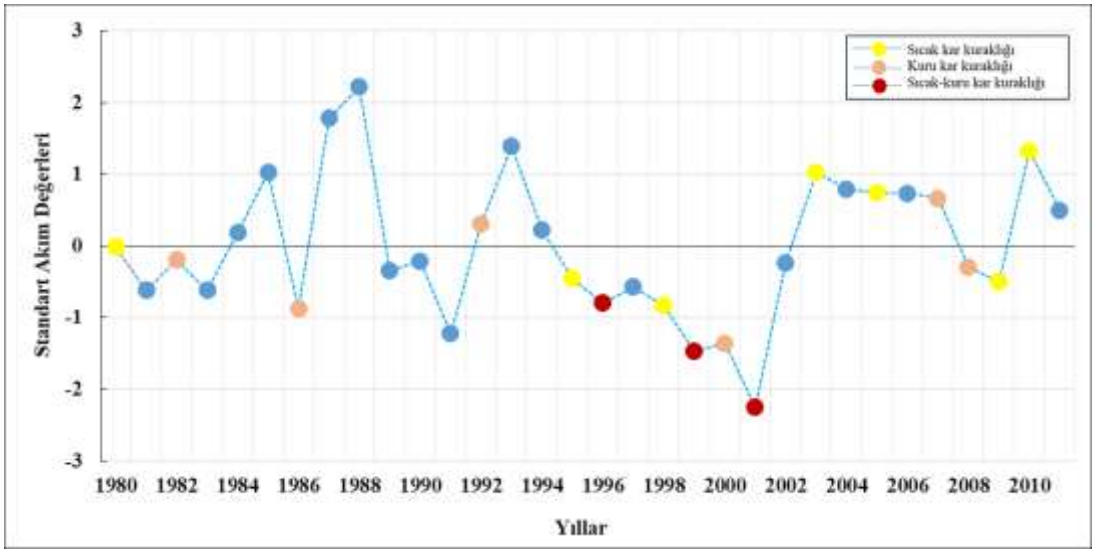
Van Gölü Havzası'nda gerçekleşen kar kuraklığı yıllarına ait hidrolojik koşulları incelemek için Van (Bendimahi çayı, 1980-2011), Erciş (Deliçay, 1980-2015) ve Ahlat (Süfresor deresi, 1988-2011) istasyonlarına en yakın ve veri bakımından en zengin akım gözlem istasyonları seçilmiş (Şekil 77); bu akım gözlem istasyonlarının verileri standartlaştırılarak grafik üzerinde gösterilmiştir (Şekil 78-80). Fakat Tatvan ilçesine yakın uzun yıllara ait herhangi bir akarsu gözlem istasyonu olmadığından dolayı Tatvan için kar kuraklığının hidrolojik değerlendirmesi yapılmamıştır.

Akarsu gözlem istasyonlarına ait birden fazla yıllık akış verilerinin olmadığı dönemler mevcuttur. Böyle dönemlerde gözlenen kar kuraklığı yılları değerlendirilmemiştir. Çünkü akarsu akım verilerinin sağlıklı bir tahmini eksik verilerin oldukça fazla olmasından dolayı yapılamamıştır. Bu nedenle, Ahlat istasyonunu temsil eden Süfresor deresine ait 2003-2011 yılları arasında veri kaydı olmadığı için Ahlat'ta 2006 ve 2009 yıllarında gözlenen SKK'ye dair hidrolojik koşullarla ilgili bilgi sağlanamamıştır. Ayrıca Erciş istasyonu için seçilen Deliçay nehrinin 1989-1996 yılları arasında akarsu akım verileri bulunmadığından, SKK'ye ait 1993; KKK'nin gözlendiği 1995 ve S-KKK'nin belirlendiği 1996 yılları için hidrolojik kuraklık koşulları belirlenememiştir. Son olarak Bendimahi akım gözlem istasyonuna ait veriler 1980-2011 yıllarını kapsadığından dolayı Van için 2014 (SKK), 2017 (KKK) ve 2018 (S-KKK) yıllarında gözlenen kar kuraklığı koşullarına akarsu akımının tepkisi tespit edilememiştir.

Şekil 77: Van Gölü Havzası için kar kuraklığı yıllarının belirlenmesinde kullanılan meteoroloji ve akım gözlem istasyonlarını gösteren harita



Şekil 78: 2505 no'lu (Bendimahi) akım gözlem istasyonuna ait uzun yıllar (1980-2011) standartlaştırılmış akım değerleri ve Van istasyonunda kar kuraklığının gözlendiği yıllara ait akım değerlerini gösteren grafik



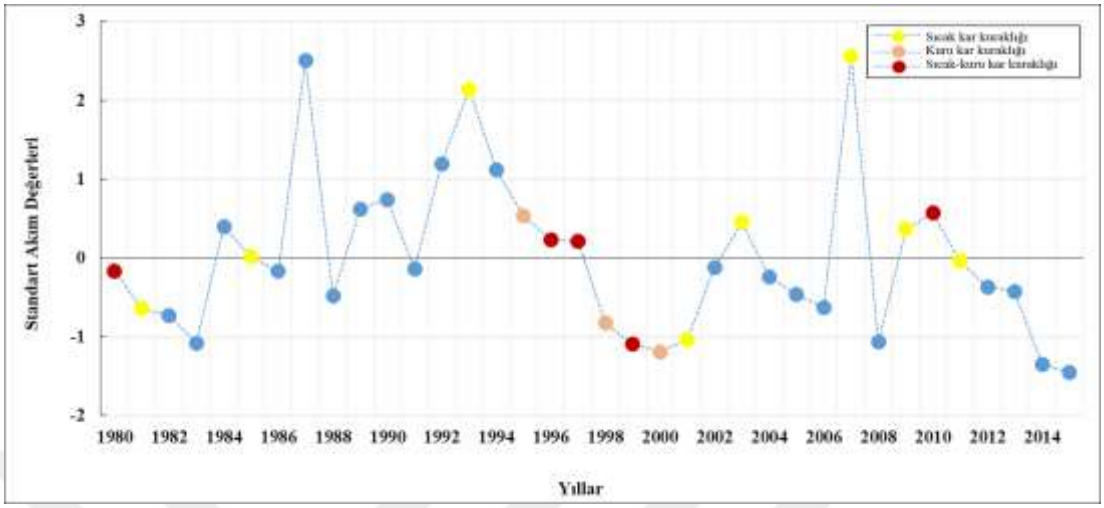
Havzadaki Van istasyonu için akarsu akımının kar kuraklığı yıllarına tepkisi incelendiğinde, kuraklığın gözlendiği yılların birçoğunda akım miktarı (m^3/sn) ortalamanın altında gerçekleşmiştir. Ancak SKK'nin belirlendiği 2003, 2005 ve 2010 yılındaki toplam akarsu akım miktarı (m^3/sn) ile KKK'nin gözlendiği 2007 yılındaki toplam akım değeri (m^3/sn), uzun yıllara ait (1980-2011) ortalama toplam akım değerinin (m^3/sn) üzerinde kaydedilmiştir (Şekil 78). Bu koşullar altında, 2003 su yılının (ekim-eylül) nisan ve mayıs aylarındaki toplam akım değerleri (m^3/sn), sırasıyla, normalin %193 ile %150'si olarak gözlenmektedir. Geri kalan ayların birçoğunda gerçekleşen akarsu akımı normalin altında kalmaktadır. Akım miktarının normalin üzerinde olduğu 2005 yılı için benzer koşullar söz konusudur. Gerçekten, 2005 nisan ve mayıs aylarındaki akım miktarı (m^3/sn), uzun yıllar normal akımın %145 ve %150 oranında daha fazla gerçekleşmiştir. Yılın geri kalan aylarındaki akım değerleri ise normale yakın veya altında kalmıştır.

SKK'nin belirlendiği 2010 ve KKK'nin gözlendiği 2007 yıllarına ait akımın (m^3/sn) normalin üzerinde gerçekleşmesinin, havzada nisan ve mayıs aylarında atmosferik kararsızlığın belirgin olarak artması ve bu nedenle yerel orajlara bağlı yağış farkının akım gözlem istasyonu veya akarsu havzası lehine gerçekleşmiş olmasından kaynaklandığı düşünülmektedir. Meteoroloji istasyonu ile akım gözlem istasyonu arasındaki uzaklık ve yükselti farkı da bir diğer etken olarak varsayılmaktadır. Gerçekten, 17172 no'lu (Van-Bölge) meteoroloji istasyonu deniz seviyesinden 1675 m yükseklikte bulunurken, 2505 no'lu (Bendimahi) akım gözlem istasyonu ise 1950 m yükseklikte yer almaktadır. Bu nedenle, istasyonlar arasındaki yükselti farkı ve uzaklığın 2007 ve 2010 yıllarının aylık toplam akım miktarlarına (m^3/sn) yansıdığı düşünülmektedir.

Akarsu akımlarının kar kuraklığı yıllarına verdiği tepkinin beklentileri karşılamamasının bir diğer ve muhtemel en önemli sebebi olarak, kar kuraklığı yıllarını belirlemek için medyan KSE'nin kullanılmasıdır. Nitekim bazı yıllara ait KSE'nin, medyan KSE'ye yakın bir değere sahip olması "küçük kar kuraklığı" yıllarına neden olabilir. Bu durum, akarsu akımına yeterince yansımayabilir; dolayısıyla akım ve kar kuraklığı yılları arasında uyuşmazlıkların görülmesi muhtemeldir.

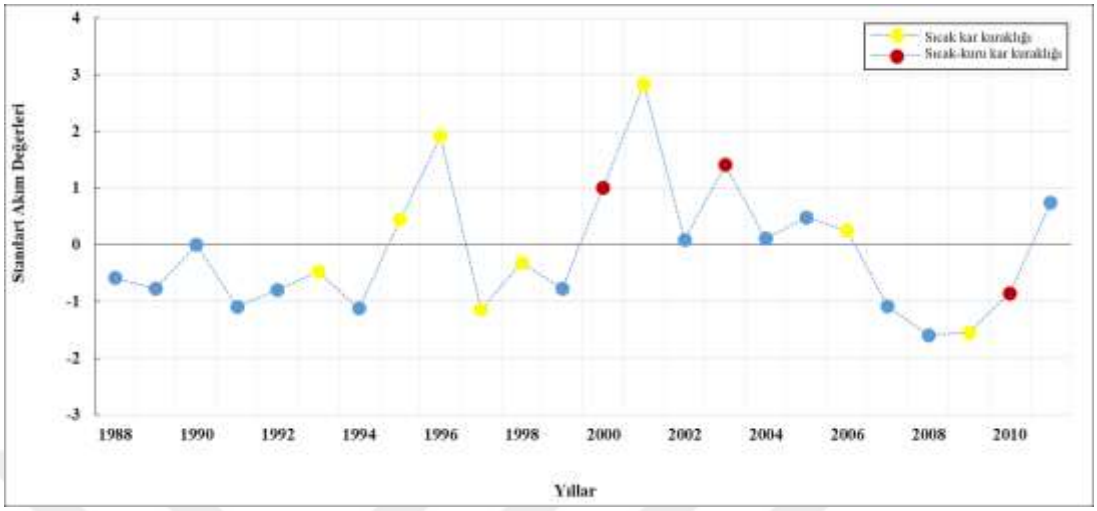
Erciş istasyonu için belirlenen kar kuraklığı yıllarındaki akarsu akımının tepkisine bakıldığında, bazı yıllarda akımın normalin üzerinde gerçekleştiği gözlenmektedir. SKK yıllarının belirlendiği 1993, 2003 ve 2007; KKK'nin yaşandığı 1995 ve S-KKK'nin gerçekleştiği 1996, 1997, 2010 yıllarındaki toplam akım miktarı, uzun yıllar ortalama toplam akımın üzerinde seyretmektedir (Şekil 79). Bunun temel sebepleri arasında havzadaki iklim koşullarının dar kıyı şeridi ile çevresindeki yüksek dağlık alanlar arasında kısa mesafelerde değişmesi yer almaktadır. Dolayısıyla, dağlık ve görece daha yüksek bir sahada bulunan akarsu akım istasyonu ile kıyı şeridine yakın bulunan meteoroloji istasyonunun yerel topografik etkilere de bağlı olarak iklim koşullarındaki farklılıkları kar kuraklığı yılları ve akım koşulları arasındaki uyuşmazlığı açıklayabilir. Öte yandan, bazı dönemlerde gerçekleşen anomaliler kış mevsiminin kar kuraklığı olarak kabul edilmesine neden olabilir. Başka bir deyişle, kar kuraklığını belirlemek için herhangi bir kış mevsimindeki sıcaklık, yağış veya KSE değerleri bir süre boyunca normalin altında seyrettiğinde, kış mevsimi genel ortalama koşullarının etkilenmesi olasıdır. Bu nedenle, genel olarak normal koşulların gözlendiği, ancak ekstrem dönemlerin yaşandığı kış aylarının kar kuraklığı yılları olarak belirlenmesi sonucunda akım miktarı ile kar kuraklığı yılları arasında uyuşmazlıklar ortaya çıkabilir. Ayrıca kar kuraklığı yıllarını belirlemek için maksimum KSE'nin yerine medyan KSE'nin kullanılması, küçük kar kuraklığı yıllarına neden olarak söz konusu uyuşmazlığı açıklayan bir diğer faktör olabilir. Dolayısıyla, kar kuraklığının yaşandığı yılları belirlemek için günlük veya saatlik gözlemleri ve maksimum KSE verilerini kullanmak kar kuraklıklarının başlama ve sonlanma evrelerini yönlendiren fiziksel süreçleri kavramaya ve kar kuraklığı yıllarını daha güvenilir şekilde belirlemeye katkı sağlayabilir.

Şekil 79: 2513 no'lu (Deliçay) akım gözlem istasyonuna ait uzun yıllar (1980-2015) standartlaştırılmış akım değerleri ve Erciş istasyonunda kar kuraklığının gözlendiği yıllara ait akım değerlerini gösteren grafik



Erciş'teki meteoroloji istasyonu ile akım gözlem istasyonu arasındaki yükselti farkı, bazı yıllarda gözlenen kar kuraklıkları ve akarsu akımı arasındaki uyuşmazlığın sebeplerinden bir diğeri olması muhtemeldir. Gerçekten, 17784 no'lu (Erciş) meteoroloji istasyonu, 1678 m; 2513 no'lu (Deliçay) akım gözlem istasyonu ise 1973 m yükseltidedir. İstasyonlar arasındaki yaklaşık 300 m yükselti farkı yağış miktarını, türünü ve akım değerlerini etkileme potansiyeline sahip olabilir. Bu durum belirlenen kar kuraklığı yıllarındaki akarsu akımının tepkisini etkileyebilir. Bu nedenle, havzadaki dağ istasyonu sayısının artırılması meteorolojik, klimatolojik ve hidrolojik çalışmaların daha nitelikli sonuçlar elde etmesine katkı sağlayacağı kesindir. Ayrıca kar kuraklığı yıllarını belirlemek için kullanılan medyan KSE "küçük kar kuraklığı" yıllarına neden olarak akarsu akımlarının kar kuraklığı yılları için öngörülen tepkiyi vermemesinde önemli bir potansiyele sahiptir.

Şekil 80: 2507 no'lu (Süfresor) akım gözlem istasyonuna ait uzun yıllar (1988-2011) standartlaştırılmış akım değerleri ve Ahlat istasyonunda kar kuraklığının gözlendiği yıllara ait akım değerlerini gösteren grafik



Ahlat için belirlenen kar kuraklığı yıllarındaki akarsu akımının tepkisini gözlemlemek için 2507 no'lu (Süfresor) akım gözlem istasyonunun 1988-2011 yılları arasındaki verilerden yararlanılmıştır. Bazı kar kuraklığı yıllarına ait akımlar normalin üzerinde seyretmektedir (Şekil 80). Bunun temel nedeni, bazı kış mevsimlerindeki anormal kurak veya sıcak dönemlerin varlığı olabilir. Gerçekten, kış aylarının ortalama sıcaklık, yağış veya KSE miktarı belirli bir dönem boyunca çok şiddetli anomalilere sahip olabilir. Bu durum, kar kuraklığının yaşandığı yılların belirlenmesi sürecinde kış mevsiminin ortalama değerlerini etkileyebilir. Kar kuraklığının mevsim boyunca belirli bir dönemde yaşandığı veya hiç yaşanmadığı bir kış mevsimi; belirli bir dönemdeki ekstrem sıcaklık değerleri, yağış miktarı veya KSE'den dolayı, kar kuraklığı olarak tanımlanma potansiyeline sahiptir. Bu nedenle, kar kuraklığının başlama ve sonlanma periyotlarını belirlemek amacıyla kış aylarına ait aylık ve günlük verilerin kullanımı, kuraklık ve hidrometeorolojik çalışmalar için daha sağlıklı sonuçların elde edilmesine katkı sağlayacaktır.

Bu bağlamda, kar kuraklıklarını tanımlamak için eşik değer olarak medyan KSE'yi kullanmak, kış mevsimindeki KSE'nin normale yakın olduğu yerlerde birçok "küçük kar kuraklığı" olaylarının belirlenmesine neden olabilir. Dolayısıyla, kar kuraklıklarının sıklığı fazla tahmin edilebilir. Bu yüzden, kar kuraklığı yıllarını belirlemek için eşik değer olarak medyan/ortalama KSE yerine maksimum KSE'nin

kullanılması önerilmektedir. Ayrıca, meteoroloji ve akım gözlem istasyonları arasındaki uzaklık, yükselti farkı ve (özellikle akım gözlem istasyonlarına ait) eksik verilerin mevcudiyeti kar kuraklığının hidrometoerolojik etkisinin belirlenmesindeki en önemli kısıtlamaları oluşturduğu düşünülmektedir. Bu nedenle, dağlık kesimlerdeki meteoroloji istasyonlarının artırılması akım ve meteorolojik değerlerin uyuşmazlığı sorununu giderir ve çalışmaların daha dikkate değer sonuçlar elde etmesine katkı sağlar.

Kış mevsiminde belirli bir dönem için ekstrem kurak/yağışsız veya sıcak hava koşullarının gözlenmesi, ortalama değerleri etkileme potansiyeline sahiptir. Bu durum, aslında genel olarak normal iklim koşullarının yaşandığı veya kış mevsiminin belirli bir döneminde başlayan ve sonlanan kar kuraklığının, mevsimin ortalama değerlerini etkileyerek, söz konusu yılın kar kuraklığı yılı olarak belirlenmesine neden olabilir. Dolayısıyla, kar kuraklığı çalışmalarında günlük veya aylık verilerin kullanılması daha nitelikli sonuçların elde edilmesine katkı sağlayabilir. Gerçekten, bazı kış aylarında kar kuraklığı belirli bir dönemde başlayıp sonlanabilir. Bu nedenle, yağış, sıcaklık ve KSE parametreleri aracılığıyla sınıflandırılan kar kuraklıkları, aynı zamanda, belirlendiği döneme veya aylara göre zamansal bir kar kuraklığı sınıflandırmasına da sahip olabilir.

SONUÇ VE ÖNERİLER

Sanayileşme süreciyle birlikte kömür, petrol ve türevlerinin kullanımındaki artışlar, orman tahribi, hızlı nüfus artışı ve kentleşme gibi insan faaliyetleri; Yerküre ısı dengesinin sağlanması ve böylece canlı yaşamının devamı bakımından atmosfer bileşiminde doğal olarak bulunan başta CO_2 olmak üzere CH_4 ve N_2O gibi sera gazları konsantrasyonlarında artışa neden olmuştur. Bilimsel çalışmaların sonuçları geçen yüzyıl boyunca gözlenen küresel ısınmanın doğal dışsal veya içsel değişkenliklerle açıklanamayacağını ve tüm kıta sahalarında önemli antropojenik ısınma eğilimlerinin olduğunu göstermektedir. Yerküre/atmosfer enerji dengesini pozitif bir şekilde etkileyen ve 'kuvvetlenen sera etkisi' olarak adlandırılan bu antropojenik ısınma, yeryüzünün fiziksel ve biyolojik özelliklerinde değişikliklere yol açmaktadır.

Küresel ısınmadan kaynaklı iklim değişikliğinin tüm dünyada görüldüğü gibi Türkiye'nin de içinde bulunduğu Akdeniz Havzası'nda ciddi değişikliklere neden olması öngörülmektedir. Genel olarak bütün modelleme sonuçları Türkiye'nin mevcut iklim durumuna göre yakın gelecekte daha sıcak ve daha kurak bir iklim ile karşı karşıya kalacağını ve gelecekteki iklim değişikliğinden en fazla etkilenecek bölgeler arasında bulunacağını işaret eder.

İklim değişikliğinin Van Gölü Havzası'ndaki etkilerini belirlemek için uzun yıllara ait yıllık ve mevsimlik sıcaklık ve yağış değerlerinin analizi yapılmıştır. İnceleme alanı çevresinde yer alan bazı istasyonların (Van, Gevaş, Tatvan, Ahlat, Adilcevaz, Erciş ve Muradiye) sıcaklık rejimi incelendiğinde, yıllık ortalama sıcaklıkların dağılışı havza genelinde önemli farklılıklar göstermemiştir.

Van Gölü'nün kıyı kesimindeki istasyonların iklimi görece daha ılıman bir özelliğe sahip olduğu için kıyı bölümünde yer alan Van, Gevaş, Tatvan, Ahlat ve Adilcevaz istasyonları gölün ılımanlaştırıcı etkisini hissetmektedir. Ancak aynı durum göle kıyısı bulunmayan özellikle havzanın doğusundaki diğer istasyonlar için geçerli değildir. Kıyı kesimlerine göre havzanın doğusunda karasallığın görece daha şiddetli olmasının temel nedeni yerel topografik şartların ve iklim koşullarının kısa mesafelerde değişmesinden kaynaklanmaktadır. Öte yandan, havzadaki istasyonların yıllar arası ortalama sıcaklık değerlerinin değişim yönü ve yıllar arasındaki ilişkiyi

gözlemlemek için kullanılan regresyon katsayısı (β) bütün çalışma istasyonlarında (α=0.05 anlamlılık düzeyinde) istatistiksel olarak anlamlı bir şekilde pozitif yönlü bir artış sergilemektedir.

Van, Erciş, Muradiye ve Tatvan istasyonlarına ait mevsimlik ortalama sıcaklıklarda %95 güvenirlikle anlamlı bir artış tespit edilmiştir. Ancak Ahlat istasyonunun ilkbahar ve yaz ayları sıcaklık değerleri anlamlı artış gösterirken, sonbahar ve kış aylarında anlamlı olmayan bir sıcaklık artışı belirlenmiştir. Gevaş istasyonunun ilkbahar sıcaklık değerleri istatistiksel olarak anlamlı bir artışa sahiptir. Sonbahar ve kış aylarının sıcaklık değerleri ise anlamlı olmayan bir artış göstermektedir. Ayrıca Gevaş'ın yaz mevsimi ortalama sıcaklıklarında anlamlı olmayan bir azalma gözlenmiştir. Kış mevsimi Van, Gevaş, Erciş ve Muradiye için maksimum sıcaklık artışının gözlendiği mevsimdir. Ahlat ve Tatvan istasyonları için maksimum artışın olduğu mevsim ilkbahardır. İncelenen yıllara ait (1980-2018) ortalama sıcaklıklardaki 10'ar yıllık değişime bakıldığında, havza genelinde özellikle son yirmi yıllık dönemde ortalama sıcaklık değerlerindeki artış şiddetinin yükseldiği belirlenmiştir. Hem mevsimlik hem de yıllık sıcaklıklardaki artışın şiddeti mekânsal olarak değişiklikler göstermesinin yanı sıra havzadaki sıcaklık artışının gelecekte devam etmesi muhtemeldir.

Van Gölü Havzası'ndaki yıllık yağış rejimi genel olarak benzerlik göstermektedir. Yağış koşulları topografik etkilerin ve termik-dinamik hava şartlarının kontrolü altında seyretmektedir. Bu nedenle, yağış miktarı bakımından havzanın kabaca batı ve doğu kesimleri arasında kuvvetli farklılıklar gözlenmiştir. Diğer yandan, karasal bir iklime sahip havzada mevsimselliğin kuvvetli olmasından dolayı aylık yağış miktarları arasında büyük farklılıklar belirlenmiştir. Lineer regresyon analizi aracılığıyla elde edilen sonuçlara göre havzadaki yıllık toplam yağış miktarı genel olarak azalma (Van hariç) eğilimindedir. Yağışlardaki azalmalar, sadece Ahlat ve Muradiye istasyonlarında %95 güven düzeyinde anlamlıdır.

Yağış miktarının mevsimlere göre dağılışı incelendiğinde, mevsimsel hava dolaşım koşullarına bağlı olarak en yağışlı mevsimler ilkbahar ve kış; en az yağışlı mevsim yaz olarak belirlenmiştir. İlkbahar mevsiminden sonra en yağışlı olan mevsim

Van için sonbahar mevsimidir. Erciş için ise kış ve sonbahar mevsimlerinin toplam yıllık yağışa oranı aynıdır. Diğer istasyonlarda ise en yağışlı ikinci mevsim kıştır.

Yağış miktarının mevsimlik trend analizi istasyonlar arasında farklılıklar göstermektedir. Özellikle Van istasyonunun bütün mevsimlere ait yağış tutarlarının anlamlı olmayan artış trendi dikkat çekmektedir. Ahlat'ın ilkbahar yağış miktarında anlamlı bir azalma belirlenmiştir. Yaz mevsiminde Van istasyonunda anlamlı olmayan bir artış; diğer istasyonlarda ise anlamlı olmayan azalmalar mevcuttur. Sonbahar mevsiminde yalnızca Muradiye'nin yağış miktarında istatistiksel olarak anlamlı bir azalma tespit edilmiştir. Kış mevsimi yağış miktarı Van, Gevaş, Tatvan ve Erciş istasyonları için anlamlı olmayan bir artış gösterirken Muradiye ve Ahlat'ın kış yağış miktarında istatistiksel olarak anlamlı azalmalar elde edilmiştir. Çalışma alanındaki yıllık toplam yağış değişkenliği %18.6-%25 arasında değişim göstermiştir. Türkiye'nin büyük bir bölümünde yağış değişkenliği %15-25 arası değişiklik gösterdiği dikkate alındığında, havzadaki istasyonların yağış miktarının değişim katsayısı genel dağılıma uymaktadır.

Doğal ve beşeri sistemler için kritik bir kaynak olan kar örtüsü, kış yağışlarını depolayan doğal bir rezervuar görevi görür. İklim değişikliğiyle ilişkili olarak artan sıcaklıkların, özellikle dağlık bölgelere ait kar örtüsünü azalttığı ve/ya da yağışın kar yerine yağmur olarak gerçekleşmesine yol açtığı bilinmektedir. Bu bağlamda, özellikle kar yağışının egemen olduğu dağlık havzaların iklimi değişmeye devam ettikçe "kar kuraklığı" kavramı da eş zamanlı olarak yaygın bir ilgi görmeye başlamıştır. Dolayısıyla, kar kuraklığı ve türlerinin ortaya çıkmasındaki ana itici güç, küresel ısınmaya bağlı olarak sıcaklık ve yağış rejimlerinde gözlenen değişikliklerdir.

Araştırmanın temel konusu olan kar kuraklığının hidrometeorolojik etkilerinin Van Gölü Havzası'ndaki incelemesi için kullanılan metodoloji bazı farklılıklara sahip olmasına rağmen Harpold vd., (2017), Hatchett ve McEvoy (2018) ile Dierauer vd. (2019)'e ait çalışmalardaki metodolojilerden yararlanılarak elde edilmiştir. Bu bakımdan kar kuraklığı; kuru (KKK), sıcak (SKK) ve sıcak-kuru kar kuraklığı (S-KKK) olarak sınıflandırılmıştır. KKK; toplam KSE, kış mevsimi toplam yağış miktarı (mm) ve ortalama sıcaklık (°C) değerlerinin normalin altında gözlendiği yıllar olarak tanımlanmıştır. SKK; toplam KSE'nin normalin altında kaldığı ve toplam yağış

miktarının (mm) normalin üzerinde olduğu yıllar olarak belirlenmiştir. Toplam KSE ve toplam yağış miktarının ortalamanın altında olduğu, ancak ortalama sıcaklık (°C) değerinin normalin üzerinde olduğu dönemler, S-KKK olarak adlandırılmıştır.

Van Gölü Havzası'ndaki Van (1980-2018), Tatvan (1980-2015), Erciş (1980-2011) ve Ahlat (1988-2011) istasyonlarına ait kar kuraklığı yılları; toplam KSE, kış mevsimi toplam yağış miktarı (mm) ve ortalama sıcaklık değerlerinin (°C) uzun yıllar gidişinin incelenmesi ve söz konusu parametrelerin karşılaştırılmasına olanak sağlaması açısından standartlaştırılmış değerlere dönüştürüldükten sonra belirlenmiştir.

Havza için kar kuraklığı yıllarına ait ortalama şiddet, olasılık ve risk bakımından bir genelleme yapmak gerekirse, en yüksek değerler SKK için gözlenmiştir. SKK, kış mevsimindeki sıcaklık artışlarından dolayı yağışın kar yerine yağmur veya karla karışık yağmur yağışı şeklinde meydana gelmesinden kaynaklanmaktadır. Nitekim sıcaklıklardaki artışlar havzadaki yağış türü ve miktarını önemli ölçüde etkilemektedir. Dolayısıyla, SKK'nin şiddeti, sıklığı ve risk oranı sıcaklık değerlerindeki artışa bağlıdır. Havzadaki istasyonlara ait uzun yıllar mevsimlik sıcaklık değerleri incelendiğinde, kış mevsimi dâhil olmak üzere, bütün mevsimlerde sıcaklık değerlerinin artış eğiliminde olduğu belirlenmiştir. Bu nedenle, çalışma sahasında SKK'nin baskın olması beklenen bir sonuçtur. Bu durum kar miktarının toplam yağışa oranında azalmaya yol açacaktır. Dolayısıyla kar kuraklığı risk artışlarının en çok SKK için gerçekleşmesi; kış ortası taşkın olaylarında artışa, yıllık akışlarda azalmalara, akarsu akışının mevsimsel zamanlamasında değişikliklerin yaşanmasına ve bu nedenle ilkbahar ve yaz aylarında hidrolojik kuraklıkların şiddetinde artışlara sebep olacaktır.

Havza ikliminde gözlenen ısınmanın gelecekte devam etmesi varsayımına göre, KKK'nin kısmen S-KKK'ye geçmesi muhtemeldir; bu da yaz mevsimindeki düşük akışların KKK koşullarından önemli ölçüde daha şiddetli geçmesiyle birlikte yıllık akışta da genel düşüşlerin olmasına neden olacaktır. Nitekim iklim koşullarında artan ısınma, kar kuraklık rejimlerinde kaymalara veya değişikliklere yol açmasının yanı sıra temel olarak KSE miktarında azalmalara yol açması öngörülmektedir. Dolayısıyla, nispeten yüksek KKK riskiyle birlikte sıcaklığa bağlı kar kuraklığına

karşı orta veya yüksek duyarlılığı olan bölgelerde (örneğin, Tatvan ve Erciş), rezervuarlarda ve akarsularda yakın gelecekte su kıtlığı riskinin maksimum düzeye çıkması muhtemeldir. Öte yandan, çalışma alanı için yapılan genel kar kuraklığı incelemesine göre, yaklaşık olarak iki yılda bir kar kuraklığı gözlenmektedir.

Van Gölü Havzası'nda gerçekleşen kar kuraklığı yıllarına ait hidrolojik koşulları incelemek için Van (Bendimahi çayı, 1980-2011), Erciş (Deliçay, 1980-2015) ve Ahlat (Süfresor deresi, 1988-2011) istasyonlarına en yakın ve veri bakımından en zengin akım gözlem istasyonları seçilmiş; bu akım gözlem istasyonlarının verileri standartlaştırılarak grafik üzerinde gösterilmiştir. Fakat Tatvan ilçesine yakın uzun yıllara ait herhangi bir akarsu akım gözlem istasyonu olmadığından dolayı kar kuraklığının hidrolojik değerlendirmesi yapılmamıştır.

Bu çalışma, Van Gölü Havzası'nda kar kuraklık rejimlerini ve mekanizmasını anlamak için gerekli bilgileri sağlamıştır ve ısınan bir iklim bağlamında kar kuraklığı riskinin ilk bölgesel değerlendirmesini geliştirmiştir. Fakat bu çalışma gelecekteki araştırmalarda ele alınması gereken bazı kısıtlamalara sahiptir. Öncelikle havzada meteoroloji ve akım gözlem istasyonlarının yeterli sıklıkta olmamasından dolayı çalışmaya konu olan meteoroloji ve akım gözlem istasyonları arasındaki mesafe ve yükselti farkı kar kuraklığının hidrometeorolojik değerlendirmesi bakımından sınırlandırmalara neden olmuştur. Bu yüzden, yükseltiye göre kar kuraklığının tepkisi de belirlenmemiştir. Nitekim sıcaklığın kar kuraklığı üzerinde etkili olduğu üst ve yağışın hâkim olduğu alt yükselti eşiklerinin olduğunu kanıtlayan çalışmalar (Sospedra-Alfonso vd., 2015; Scalzitti vd., 2016; Dierauer vd., 2019) mevcuttur. Bu nedenle, kar kayıtlarının devamlılığını sağlamak ve sağlıklı sonuçlar elde etmek için meteoroloji ve akım gözlem istasyon sayılarının artırılması önerilmektedir.

Kar kuraklığı yıllarını belirlemek için medyan KSE'nin kullanılması "küçük kar kuraklığı" yıllarının gözlenmesine neden olabilir. Dolayısıyla, medyan KSE yerine maksimum KSE'nin kullanılması uygun görülmektedir. Gerçekten, özellikle KSE verilerinin istatistiksel olarak normal dağılıştan saparak sağa çarpık bir dağılışa sahip olduğu yerlerde kar kuraklıklarının frekansı fazla tahmin edilebilir. Bu yüzden, görece daha düşük bir eşiğe göre (ortalama veya medyan gibi) daha yüksek bir eşiğin

kullanılması (maksimum KSE gibi) kar kuraklığı değerlendirmesi için daha nitelikli sonuçların elde edilmesine katkı sağlayabilir.

Kar kuraklığının belirlenmesi aşamasında günlük veya aylık gözlemlere dayalı kar kuraklığı analizi, sürecin daha iyi anlaşılması için oldukça önemlidir. Örneğin kış mevsiminde uzun süre kurak geçen bir dönemin ardından birkaç gün/hafta boyunca etkili olan yağış KKK'yi maskeleyebilir ve bu durum yanıltıcı yorumlamalara neden olabilir.

Akarsu akımlarının ortalama sıcaklık değerlerine (*T*) karşı erime derecesine (*TD*) daha duyarlı olması muhtemeldir. Bu nedenle, kar kuraklığı yıllarını belirleme aşamasında, *T* yerine *TD* kullanılabilir.

Kar kuraklığı ile ilgili sonraki çalışmalar için şiddet, sıklık ve risk değerlerine ait bir sınıflandırma (örneğin zayıf, orta, yüksek gibi) ve kar kuraklıklarının birbirinden farklı iklim koşulları altındaki dağılışını, etkisini ve şiddetini belirlemek için bir duyarlılık analizi geliştirilebilir.

Bu çalışma, Van Gölü Havzası'nda kar kuraklığının hidrometeorolojik değerlendirmesini yapmaya yöneliktir. Çalışmada ulaşılan sonuçlar, artan sıcaklıklara bağlı olarak kar yerine yağmur veya karla karışık yağmur yağışından dolayı gözlenen SKK'nin görülme olasılığı, şiddeti ve risk boyutu bakımından havzada ilk sırada yer aldığını ortaya koymuştur. Gelecekte artmaya devam etmesi öngörülen sıcaklıkların SKK riskinde artışlara neden olması muhtemeldir. Ayrıca sıcaklıklardaki artışların devam etmesiyle birlikte yağış eksikliğinden kaynaklı KKK'nin yağış ve sıcaklıkların birlikte etkisi altında gelişen ve en şiddetli kar kuraklığı olarak bilinen S-KKK'ye doğru geçiş yapması öngörülmektedir. Sonuç olarak, su kaynakları yönetimi ve planlamasında kuraklık gibi öngörülemeyen bazı sorunlara açıklık getirmesi bakımından kar kuraklıklarıyla ilgili analizlerin artırılması ve geliştirilmesi önerilmektedir.

KAYNAKÇA

Abram, N., Gattuso, J.-P., Prakash, A., Cheng, L., Chidichimo, M.P., Crate, S., … ve Schuckmann. K. v., (2019). Framing and context of the report. Pörtner, H.-O., Roberts, D.C., Masson-Delmotte, V., Zhai, P., Tignor, M., Poloczanska, E., and Weyer N.M. (Eds). In: *IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate.* (pp. 73-129). In press. Erişim adresi: https://www.ipcc.ch/srocc/chapter/chapter-1-framing-and-context-of-the-report/

Akbaş, A. (2014). Türkiye üzerindeki önemli kurak yıllar. *Coğrafi Bilimler Dergisi, 12*(2), 101-118.

Akçakaya, A., Eskioğlu, O., Atay, H., ve Demir, Ö. (2013). Yeni senaryolarla Türkiye için iklim değişikliği projeksiyonları [New Climate Change Scenarios for Turkey]. *MGM,* Ankara. https://mgm.gov.tr/FILES/iklim/IKLIM_DEGISIKLIGI_PROJEKSIYONLARI.pdf adresinden erişilmiştir.

Allen, M. R., de Coninck, H., Dube, O. P., Hoegh-Guldberg, O., Jacob, D., Jiang, K., ... ve Zhou, G. (2018). Technical summary. Masson-Delmotte, V., Zhai, P., Pörtner, H.-O., Roberts, D., Skea, J., Shukla, P.R., … and Waterfield T. (Eds.). In: *Global warming of 1.5° C: An IPCC Special Report on the impacts of global warming of 1.5°C above pre-industrial levels and related global greenhouse gas emission pathways, in the context of strengthening the global response to the threat of climate change, sustainable development, and efforts to eradicate poverty* (pp. 27-46). Intergovernmental Panel on Climate Change. In press. Erişim adresi: https://www.ipcc.ch/site/assets/uploads/sites/2/2018/12/SR15_TS_High_Res.pdf

Alkaya, F. (2019). Tarihsel jeoloji. Erişim tarihi: 20 Kasım 2019. Erişim adresi: http://www.kursatozcan.com/tarihsel_jeoloji

Altın, V. (2007, Şubat). Yeni ufuklara: İklim dinamikleri. *Bilim ve Teknik*. Erişim tarihi: 17 Kasım 2019. Erişim adresi: http://www.bilimteknik.tubitak.gov.tr/content/iklim-dinamikleri

American Meteorology Society (AMS). (17 Kasım, 2017). Snow drought [AMS Glossary]. Erişim tarihi: 30 Mart 2020. http://glossary.ametsoc.org/wiki/Snow_drought adresinden edinilmiştir.

Aslanargun, A., Yazıcı, B., Mert Kantar, Y., Şenoğlu, B., ve Usta, İ. (2013). *İstatistik-I*. Ağaoğlu, E., ve Atlas, M. (Ed.) Eskişehir: Anadolu Üniversitesi Yayını (Yayın No: 2608).

Baede, A.P.M., Ahlonsou, E., Ding, Y., ve Schimel, D. (2001). The climate system: an Overview. B. Bolin and S. Pollonais (Eds.). In: *Climate change 2001: The scientific basis. Contribution of working group I to the third assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Houghton, J.T.,Y. Ding, D.J. Griggs, M. Noguer, P.J. van der Linden, X. Dai, K. Maskell, and C.A. Johnson (Eds.). (pp.87-98). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 881pp. Erişim adresi: https://www.ipcc.ch/report/ar3/wg1/

Barnola, J. M., Raynaud, D. Y. S. N., Korotkevich, Y. S., ve Lorius, C. (1987). Vostok ice core provides 160,000-year record of atmospheric CO_2. *Nature*, *329*(6138), 408.

Bates. J., R. (2007). Some considerations of the concept of climate feedback. *Quaterly Journal of the Royal Meteorological Society: A journal of the atmospheric sciences, applied meteorology and physical oceanography*, *133*(624), 545-560.

Batur, E. (1996). *Van Gölü'nün su bütçesi ve havza iklimi* (Yayımlanmamış Yüksek Lisans Tezi). İstanbul Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü: İstanbul.

Belmecheri, S., Babst, F., Wahl, E. R., Stahle, D. W. ve Trouet, V. (2015). Multi-century evaluation of Sierra Nevada snowpack. *Nature Climate Change, 6*(1), 2. doi:10.1038/NCLIMATE2809

Berger, A. (1988). Milankovitch theory and climate. *Reviews of geophysics, 26*(4), 624-657.

Berger, A., ve Yin, Q. (2012). Astronomical theory and orbital forcing. In: *The Sage handbook of environmental change* (Vol. 1, pp. 405-425). SAGE London. doi: 10.4135/9781446253045.n19

Biltekin, D. (2010). *Vegetation and climate of North Anatolian and North Aegean region since 7 Ma according to pollen analysis* (Doctoral thesis). Earth Sciences. Université Claude Bernard, Lyon.

Bindoff, N.L., Willebrand, J., Artale, V., Cazenave, A., Gregory, J., Gulev, S., … ve A. Unnikrishnan. (2007) Observations: Oceanic climate change and sea level. Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K.B., … and H.L. Miller (Ed.). In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (pp. 385-428). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. 1007pp. Erişim adresi: https://archive.ipcc.ch/publications_and_data/ar4/wg1/en/ch5.html

Blunier, T., Schwander, J., Stauffer, B., Stocker, T., Dällenbach, A., Indermühle, A., ... ve Barnola, J. M. (1997). Timing of the Antarctic Cold Reversal and the atmospheric CO_2 increase with respect to the Younger Dryas event. *Geophysical Research Letters, 24*(21), 2683-2686.

Borunda, A. (14 Ağustos, 2019). 'Snow droughts' are coming for the American West [Environment]. Erişim tarihi: 13 Ekim 2019. https://www.nationalgeographic.com/environment/2019/08/snow-droughts-coming-to-winters-western-us-california-water/ adresinden edinilmiştir.

Britannica. (7 Mart, 2019). Atmospheric circulation [Encyclopædia Britannica]. Erişim tarihi: 21 Şubat 2020. https://www.britannica.com/science/atmospheric-circulation adresinden edinilmiştir.

Casola, J. (18-21 Nisan, 2016). The water year 2015 snow drought in Washington State: What does it tell us about future drought risk?. *Presented by 84th Annual Meeting Western Snow Conference, Best Western Plus Executive Inn,* pp: 23-34. Seattle, Washington. Erişim adresi: https://westernsnowconference.org/files/PDFs/2016Casola.pdf

Collins M., Sutherland, M., Bouwer, L., Cheong, S.-M., Frölicher, T., Jacot Des Combes, H., … ve Tibig, L. (2019). Extremes, abrupt changes and managing risk. Abdulla, A., González, M. H., and Turley, C. (Eds.). In: *IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate*. Pörtner, H.-O., Roberts, D.C., Masson-Delmotte, V., Zhai, P., Tignor, M., Poloczanska, E., … and Weyer N. M. (Eds.). (pp. 589-656). In press. 1170pp. Erişim adresi: https://www.ipcc.ch/site/assets/uploads/sites/3/2019/11/10_SROCC_Ch06_FINAL.pdf

Cooper, M. G., Nolin A. W. ve Safeeq, M. (2016). Testing the recent snow drought as an analog for climate warming sensitivity of Cascades snowpacks. *Environmental Research Letters, 11*: 1-11. doi:10.1088/1748-9326/11/8/084009

Crowley, J., W. (2006). *Carbon cycle dynamics for a Neoproterozoic climate model* (Doctoral dissertation, B. Sc. Thesis), University of Toronto: Toronto. Erişim tarihi: 17 Kasım 2019. http://www.snowballearth.org/JWCrowley_Thesis.pdf adresinden edinilmiştir.

Çelik, S., Bacanlı, H., ve Görgeç, H. (2008). Küresel iklim değişikliği ve insan sağlığına etkileri. *Telekomünikasyon Şube Müdürlüğü, 1*, 31. Erişim tarihi: 30 Ocak 2020. Erişim adresi: https://www.mgm.gov.tr/FILES/genel/makale/11_kureseliklimdegisikligietkileri.pdf

Çiçek, İ., ve Ataol M. (2009). Türkiye'nin su potansiyelinin belirlenmesinde yeni bir yaklaşım. *Coğrafi Bilimler Dergisi* (*7*), 51-64.

Dansgaard, W. H. I. T. E., White, J. W. C., ve Johnsen, S. J. (1989). The abrupt termination of the Younger Dryas climate event. *Nature*, *339*(6225), 532-534.

DeConto, R. M. (2009). Plate tectonics and climate change. *Encyclopedia of paleoclimatology and ancient environments*, 784-798.

Demir, C., Yıldız, H., Cingöz, A., ve Simav, M. (2005). Türkiye kıyılarında uzun dönemli deniz seviyesi değişimleri, *V. Ulusal Kıyı Mühendisliği Sempozyumu* (5-7 Mayıs, 2005), Bodrum.

Demir, E. (Ocak, 2017) *İstatistik ders notları* (Gözden geçirilmiş ikinci paylaşım). Ankara: Ankara Üniversitesi Eğitim Bilimleri Fakültesi. Erişim tarihi: 23 Haziran 2020. http://acikders.ankara.edu.tr/ adresinden edinilmiştir.

Demircan, M., Demir, Ö., Atay, H., ve Gürkan, H. (2014). Türkiye'de yeni senaryolara göre iklim değişikliği projeksiyonları. *TÜCAUM-VIII. Coğrafya Sempozyumu* (23-24 Ekim, 2014), Ankara.

Demircan, M., Arabacı, H., Akçakaya, A., Sensoy, S., Bölük, E., Ümran, A., ve Kömüşcü, M. C. (2017a, Kasım). A review of the Turkey february heat wave of 2016. In *8th Atmospheric Sciences Symposium-ATMOS2017* (pp. 1-4).

Demircan, M., Gürkan, H., Eskioğlu, O., Arabacı, H., ve Coşkun, M. (2017b). Türkiye için iklim değişikliği projeksiyonları: Üç model ve iki senaryo. *Türkiye Su Bilimleri ve Yönetimi Dergisi, 1*(1), 22-43. https://www.hkmo.org.tr/resimler/ekler/9f9fb20359739a5_ek.pdf adresinden erişilmiştir.

Demircan, M., Türkoğlu, N., & Çiçek, İ. (2017c). İklim değişikliği: Modelden sektörel uygulamalara (Climate change: from model to sectoral applications), *Türk Coğrafya Kurumu 75. Yıl Uluslararası Kongresi*, 8-10. Erişim adresi: https://www.mgm.gov.tr/FILES/iklim/yayinlar/2017/18.pdf

Dierauer, J.R., Whitfield, P.H., ve Allen, D.M. (2018). Climate controls on runoff and low flows in mountain catchments of Western North America. *Water Resources Research*, 54, 7495-7510. doi:10.1029/2018WR023087

Dierauer, J. R., Allen, D. M. ve Whitfield, P. H. (2019). Snow drought risk and susceptibility in the Western United States and Southwestern Canada. *Water Resources Research, 55*(4). doi: 10.1029/2018WR023229

Dines, W. H. (1917). The heat balance of the atmosphere. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, *43*(182), 151-158.

Duman, N. (2011). *Erçek Gölü yakın çevresinin fiziki coğrafyası,* (Yayımlanmamış Doktora Tezi). Ankara Üniversitesi Sosyal Bilimler Enstitüsü: Ankara.

Eken, M., Ceylan, A., Taştekin, A. T., Şahin, H., ve Şensoy, H. (2005). *Klimatoloji II.* Yayın No. 2005/1. Ankara: DMİ Yayınları. Erişim adresi: https://www.mgm.gov.tr/FILES/genel/kitaplar/klimatoloji2.pdf

Environmental Protection Agency (EPA). (Ağustos, 2016). Climate change indicators: Atmospheric concentrations of greenhouse gases. [Climate Change Indicators]. Erişim tarihi: 12 Ocak 2020. https://www.epa.gov/climate-indicators/climate-change-indicators-atmospheric-concentrations-greenhouse-gases#ref5 adresinden edinilmiştir.

Erinç, S. (1953). *Doğu Anadolu coğrafyası*. Yayın No. 15, İstanbul: İstanbul Üniversitesi Edebiyat Fakültesi Coğrafya Enstitüsü Yayınları.

Erinç, S. (1965). *Yağış müessiriyeti üzerine bir deneme ve yeni bir indis.* Yayın No. 41, İstanbul: İstanbul Üniversitesi Coğrafya Enstitüsü Yayınları.

Erlat, E. (2010). *İklim sistemi ve iklim değişmeleri*. (Genişletilmiş 2. Baskı), İzmir: Ege Üniversitesi Edebiyat Fakültesi Yayınları.

Erlat, E., ve Türkeş, M. (2015). Türkiye rekor maksimum ve minimum hava sıcaklıklarının frekanslarında 1950-2014 döneminde gözlenen değişmeler ve atmosfer koşullarıyla bağlantıları. *Ege Coğrafya Dergisi*, *24*(2), 29-55.

Erol, O. (2011). *Genel klimatoloji*. (9. Baskı). ISBN 978-975-7206-31-6. İstanbul: Çantay Kitabevi.

Esin, A. A., Ekni, M., ve Gamgam H. (2006). *İstatistik*. İstanbul: Gazi Kitabevi.

Eskioğlu, O., Gürkan, H., Arabacı, H., Demircan, M., Şensoy, S., Yazıcı, B., … ve Coşkun, M. (5-7 Temmuz 2017). İklim değişikliğinin GFDL-ESM2M modeline göre nispi nem üzerine olası etkisi. *IV. Türkiye İklim Değişikliği Kongresi, TİKDEK' 2017.* (s. 47-54). İstanbul. Erişim adresi: https://www.mgm.gov.tr/FILES/iklim/yayinlar/2017/7.pdf

Esteban, M., Takagi, H., Jamero, L., Chadwick, C., Avelino, E., Mikami, T., … ve Crichton, R. (2019). Adaptation to sea level rise: Learning from present examples of land subsidence. *Ocean & coastal management.* doi: 10.1016/j.ocecoaman.2019.104852

Food and Agriculture Organization of the United Naitons (FAO), International Fund for Agricultural Development (IFAD), United Nations International Children's Emergency Food (UNICEF), World Food Programme (WFP) ve World Health Organization (WHO). (2019). *The state of food security and nutrition in the world: Safeguarding against economic slowdowns and downturns.* Rome: FAO. https://www.wfp.org/publications/2019-state-food-security-and-nutrition-world-sofi-safeguarding-against-economic adresinden erişilmiştir.

Fergus, G. (2014). File:All palaeotemps.png. Erişim tarihi: 10 Aralık 2019. https://www.wikizeroo.org/index.php?q=aHR0cHM6Ly9jb21tb25zLndpa2ltZWRpYS5vcmcvd2lraS9GaWxlOkFsbF9wYWxhZW90ZW1wcy5wbmc adresinden edinilmiştir.

Gizdeş, E. (2018). *Antropojenik jeomorfolojinin iklim değişikliğine etkileri* (Yayımlanmamış Yüksek Lisans Tezi). İstanbul Üniversitesi Sosyal Bilimler Enstitüsü: İstanbul.

Goosse, H., Barriat, P.-Y., Loutre, M. F., ve Zunz, V. (2010). *Introduction to climate dynamics and climate modeling*. Centre de recherche sur la Terre et le climat Georges Lemaître-UCLouvain. ISBN 9781107445833. Erişim tarihi: 17 Kasım 2019. https://oer.uclouvain.be/jspui/handle/20.500.12279/286 adresinden edinilmiştir.

Gönençgil, B. (2008). *Doğal süreçler açısından iklim değişikliği ve insan.* İstanbul: Çantay Kitabevi.

Görür, N., Çağatay, M., Zabcı, C., Sakınç, M., Akkök, R., Şile, H., ve Örçen, S. (2015). Van Gölü'nün Geç Kuvaterner tektono-stratigrafik evrimi. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi,* (151), 1-46.

Günal, N. (2013). Türkiye'de kar yağışı, karın yerde kalma süresi ve daimi kar sınırı. *Acta Turcica, Yıl, 5*(1), 1-13.

Güngör, T. (2019). *Belirli iklim sınıflandırmalarının türkiye için karşılaştırmalı analizi*, (Yayımlanmamış Yüksek Lisans Tezi). Ankara Üniversitesi Sosyal Bilimler Enstitüsü: Ankara.

Gürkan, H., Arabacı, H., Demircan, M., Eskioğlu, O, Şensoy, S. ve Yazıcı, B. (2016). GFDL-ESM2M modeli temelinde RCP 4.5 ve RCP 8.5 senaryolarına göre Türkiye için sıcaklık ve yağış projeksiyonları. *Coğrafi Bilimler Dergisi 14*(2), 77- 88.

Gürkan, H., Bayraktar, N., ve Bulut, H. (2017). İklim değişikliği nedeniyle artan kuraklığın ayçiçeği ve pamuk verimi üzerine etkileri. *KSÜ Doğa Bilimleri Dergisi*, *20*, 216-221

Güser, Y., Demircan, M., Arabacı, H., ve Coşkun, M. (5 –7 Temmuz, 2017). Don afetinin iklim değişikliği projeksiyonlarına göre incelenmesi. *IV. Türkiye İklim Değişikliği Kongresi, TİKDEK*, (s.27-35). İstanbul.

Hamlet, A. F., Mote, P. W., Clark, M. P. ve Lettenmaier, D. P. (2005). Effects of temperature and precipitation variability on snowpack trends in the Western United States. *Journal of Climate, 18*(21), 4545-4561.

Harpold, A. A., Dettinger, M. ve Rajagopal S. (2017). Defining snow drought and why it matters. *Eos Earth and Space Science News, 98*. doi:10.1029/2017EO068775.

Hatchett, B. J., Daudert, B., Garner, C. B., Oakley, N. S., Putnam, A. E. ve White, A. B. (2017a). Winter snow level rise in the Northern Sierra Nevada from 2008 to 2017. *Water, 9*(11), 899. doi:10.3390/w9110899.

Hatchett, B. J., McEvoy D. J., Daudert, B., ve Oakley, N. (2017b). Snow droughts in Sierra Nevada. *Desert Research Institute*, Reno, Nevada. Erişim tarihi: 9 Ekim 2019. https://www.drought.gov/drought/sites/drought.gov.drought/files/media/regions/rdews/California/pre-10232017-CANVWebinar-hatchett.pdf adresinden edinilmiştir.

Hatchett, B. J. ve McEvoy D. J. (2018). Exploring the origins of snow drought in the Northern Sierra Nevada, California. *Earth Interactions, 22*(2), 1-13. doi:10.1175/EI-D-17-0027.1

Hay, W. W. (1996). Tectonics and climate. *Geologische Rundschau*, *85*(3), 409-437.

Hu, J., Moore, D.J.P, Burns, S.P., ve Monson, R.K. (2010). Longer growing seasons lead to less carbon sequestration by a subalpine forest. *Global Change Biology*, *16*, 771-783. doi:10.1111/j.1365-2486.2009.01967.x

Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). (2007). *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.* Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (Eds.). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 996 pp. Erişim adresi: https://www.ipcc.ch/report/ar4/wg1/

Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). (2013). Summary for Policymakers. Stocker, T.F., Qin, D. Plattner, G.-K., Tignor, M., Allen, S.K., Boschung, … and Midgley P.M. (Eds). 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* Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. Erişim adresi: https://www.ipcc.ch/site/assets/uploads/2018/02/WG1AR5_SPM_FINAL.pdf

Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). (2014). Annex II: Glossary. Mach, K.J., Planton S. and von Stechow C. (Eds.). In: *Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Core Writing Team, Pachauri R.K. and L.A. Meyer (Eds.). (pp. 117-130). IPCC, Geneva, Switzerland. Erişim adresi: https://www.ipcc.ch/site/assets/uploads/2018/02/AR5_SYR_FINAL_Annexes.pdf

Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). (2018). *Global Warming of 1.5°C. An IPCC Special Report on the impacts of global warming of 1.5°C above pre-industrial levels and related global greenhouse gas emission pathways, in the context of strengthening the global response to the threat of climate change, sustainable development, and efforts to eradicate poverty*. Masson-Delmotte, V., P. Zhai, H.-O. Pörtner, D. Roberts, J. Skea, P.R. Shukla, … and T. Waterfield (Eds.). In Press. Erişim adresi: https://www.ipcc.ch/sr15/

Jansen, E., Overpeck, J., Briffa, K. R., Duplessy, J.-C., Joos, F., Masson-Delmotte, V., … ve Zhang, D. (2007). Palaeoclimate. Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, … and H.L. Miller (Eds.). In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. Erişim adresi: https://archive.ipcc.ch/publications_and_data/ar4/wg1/en/ch6.html

Jouzel, J., Lorius, C., Petit, J. R., Genthon, C., Barkov, N. I., Kotlyakov, V. M., ve Petrov, V. M. (1987). Vostok ice core: a continuous isotope temperature record over the last climatic cycle (160,000 years). *Nature*, *329*(6138), 403.

Kalelioğlu, E. (1992). Van ovasının iklim özellikleri. *Ankara Üniversitesi Dil ve Tarih-Coğrafya Fakültesi Dergisi*, *35*(2).

Kapnick, S. B., Yang, X., Vecchi, G. A., Delworth, T. L., Gudgel, R., Malyshev, S., … ve Margulisg S. A. (2018). Potential for western US seasonal snowpack prediction. *PNAS, 115*(6), 1180-1185. doi/10.1073/pnas.1716760115

Kavak, M. T., ve Karadoğan, S. (2012). Van Gölü'nde su yüzeyi sıcaklık değişiminin AVHRR uydu verileriyle incelenmesi. *IV. Uzaktan Algılama ve Coğrafi Bilgi Sistemleri Sempozyumu*, (16-19 Ekim 2012), Zonguldak.

Kazancı, N. (2007). İklim değişikliğinin Büyük Menderes nehri ekosistemine etkileri. *BM Kalkınma Programı (UNDP) İklim Değişikliği & Türkiye: Etkiler, Sektörel Analizler, Sosyo-Ekonomik Boyutlar.* Çağlar Güven (Ed.) BM Kalkınma Programı (UNDP) Türkiye Ofisi Baskısı: Ankara. Erişim tarihi: 03 Şubat 2020. Erişim adresi: https://www.tobb.org.tr/Documents/yayinlar/iklim_degisikligiveturkiye.pdf

Kielh, J., ve Trenberth, K. E. (1997). Earth's annual global mean energy budget. *Bulletin of the American Meteorological Society*, *78*(2), 197-208.

Koç, T. (1999). Sayılı günler yöntemi ile doğal mevsimlerin belirlenmesi. *Ege Coğrafya Dergisi*, (10), 305-344.

Kömüşçü, A. Ü., Erkan, A., ve Turgu, E. (2002). *Normalleştirilmiş yağış indeksi metodu ile Türkiye'de kuraklık oluşumunun coğrafik analizi.* Ankara: DMİ Genel Müdürlüğü Araştırma ve Bilgi İşlem Dairesi Başkanlığı Yayını.

Kurnaz, L. (2013). IPCC raporu ne anlama geliyor? *İklim değişikliğinde son gelişmeler: IPCC 2013 raporu,* Türkeş, M., Şen, Ö. L., Kurnaz, L., Madra, Ö., ve Şahin, Ü. (ss. 24-26). Erişim tarihi: 23 Ocak 2020. Erişim adresi: http://ipc.sabanciuniv.edu/wp-content/uploads/2014/01/13672_IPCCRapor.web_.02.01.14.pdf

Kurnaz, L. (2014). Kuraklık ve Türkiye. *İPM–Mercator Politika Notu (1. Baskı)*. İstanbul. Erişim adresi: http://ipc.sabanciuniv.edu/wp-content/uploads/2014/03/LeventKurnaz-KuraklikMart2014.pdf.

Kurnaz, L. (2019). *Son buzul erimeden: İklim değişikliği hakkında öğrenmek istediğiniz her şey.* İstanbul: Doğan Kitap.

Kweku, D. W., Bismark, O., Maxwell, A., Desmond, K. A., Danso, K. B., Oti-Mensah, E. A., … ve Adormaa, B. B. (2018). Greenhouse effect: Greenhouse gases and their impact on global warming. *Journal of Scientific Research and Reports*, *17*(6), 1-9. https://doi.org/10.9734/JSRR/2017/39630.

Latake, P.T., Pawar, P., ve Ranveer, A.C. (2015). The greenhouse effect and its impacts on environment. *International Journal of Innovative Research and Creative Technology*, *1*(3), 333-337.

League, E., Kabat, P., Egerton, P., Baddour, O., Paterson, L., Nullis, C., ... ve Walsh, M. (2019). *United in Science: High-level synthesis report of latest climate science information convened by the science advisory group of the UN Climate Action Summit 2019*. Erişim tarihi: 12 Aralık 2019. Erişim adresi: https://www.preventionweb.net/publications/view/67763

Le Treut, H., Somerville, R., Cubasch, U., Ding, Y., Mauritzen, C., Mokssit, A., … ve M. Prather. (2007). Historical overview of climate change science. Solomon, S, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, … and H.L. Miller (Eds). In: *Climate change 2007: The physical science basis. Contribution of working group I to the fourth assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.* (pp. 94-127). Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA: Cambridge University Press, 996pp. Erişim adresi: https://archive.ipcc.ch/publications_and_data/ar4/wg1/en/ch1.html

Mankin, J. S., ve Diffenbaugh, N. S. (2015). Influence of temperature and precipitation variability on near-term snow trends. *Climate dynamics*, *45*(3-4), 1099-1116. doi:10.1007/s00382-014-2357-4/Clim Dyn 45:1099–1116.

Marlier, M. E., Xiao, M., Engel, R., Livneh, B., Abatzoglou, J. T., ve Lettenmaier, D. P. (2018). The 2015 drought in Washington State: a harbinger of things to come?. *Environmental Research Letters*, *12*(11), 114008. https://doi.org/10.1088/1748-9326/aa8fde

Marshall. A. M., Abatzoglou J. T., ve Link. T. E. (2019). Projected changes in interannual variability of peak snowpack amount and timing in the Western United States. *Geophysical Research Letters, 46*(15), 8882-8892. doi:10.1029/2019GL083770

McKee, T. B., Doesken, N. J. and Kleist, J. (17-22 Ocak 1993). The relationship of drought frequency and duration to time scales. *In: Proceedings of the 8th Conference on Applied Cimatologhy* (Vol. 17, No. 22 pp. 179-183).

Mote, P. W., Hamlet, A. F., Clark, M. P., ve Lettenmaier, D. P. (2005). Declining mountain snowpack in Western North America. *Jorunal of Climate*, pp. 39-49. doi: 10.1175/BAMS-86-1-39

Mote, P. W., Li, S., Lettenmaier, D. P., Xiao, M., ve Engel, R. (2018). Dramatic declines in snowpack in the western US. *Npj Climate and Atmospheric Science*, *1*(1), 1-6.

Mote, P. W., Rupp, D. E., Li, S., Sharp, D. J., Otto, F., Uhe, P. F., … ve Allen, M R. (2016). Perspectives on the causes of exceptionally low 2015 snowpack in the western United States. *Geophysical Research Letters*, *43*(20), 10.980-10.988. doi:10.1002/2016GL069965

National Integrated Drought Information System (NIDIS). (5 Mart, 2020). Snow Drought [NIDIS U.S. Drought Portal]. Erişim tarihi: 9 Mart 2020. https://www.drought.gov/drought/data-maps-tools/snow-drought adresinden edinilmiştir.

National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA). (Ocak, 2020). Trends in Atmospheric Carbon Dioxide. [NOAA/ESRL]. Erişim tarihi: 11 Ocak 2020. https://www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends/gl_gr.html adresinden edinilmiştir.

OpenLearn, *Plate tectonics and climate change*. Erişim tarihi: 20 Aralık 2019. https://www.open.edu/openlearn/science-maths-technology/science/geology/plate-tectonics/content-section-5.3.2 adresinden edinilmiştir.

Owens, M. J., Lockwood, M., Hawkins, E., Usoskin, I., Jones, G. S., Barnard, L., ... ve Fasullo, J. (2017). The Maunder minimum and the Little Ice Age: an update from recent reconstructions and climate simulations. *Journal of Space Weather and Space Climate*, *7*, A33.

Özbek, H. ve Keskin, S. (2007). Standart sapma mı yoksa standart hata mı?. *Van Tıp Dergisi 14*(2) 64-67.

Özmen A., E., Şıklar, Durucasu, H., Atlas, M., ve Er, F. (2013). *İstatistik-II.* Şıklar, E., ve Özdemir, A. (Ed.). Eskişehir: Anadolu Üniversitesi Yayını (Yayın No: 2806).

Öztürk, K. (2002). Küresel iklim değişikliği ve Türkiye'ye olası etkileri. *G.Ü. Gazi Eğitim Fakültesi Dergisi 22*(1), 47-65.

Palmer, W., C. (1965). *Meteorological drought*. Office of Climatology Research Paper No. 45, Weather Bureau, Washington, D.C.

Pederson, G. T., Gray, S. T., Woodhouse, C. A., Betancourt, J. L., Fagre, D. P., Littell, J. S., … ve Graumlich, L. J. (2011). The unusual nature of recent snowpack declines in the North American Cordillera. *SCIENCE,* (333), 332-335. doi:10.1126/science.1201570

Petit, J. R., Jouzel, J., Raynaud, D., Barkov, N. I., Barnola, J. M., Basile, I., ... ve Stievenard, M. (1999). Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature*, *399*(6735), 429.

Republic of Turkey the Ministry of Forestry and Water Affairs General Directorate of Water Management. (MFWA). (2016). *Climate change impacts on water resources project final report - Executive summary.* Erişim tarihi: 4 Şubat 2020. Erişim adresi: http://iklim.ormansu.gov.tr/ckfinder/userfiles/files/Iklim_Nihai%20Rapor_Executive%20Summ_05122016.pdf

Rivera, J. A., Panalba, O. C., Villalba, R., ve Araneo, D. C. (2017). Spatio-temporal patterns of the 2010–2015 extreme hydrological drought across the Central Andes, Argentina. *Water, 9*(9), 652. https://doi:10.3390/w9090652

Rosing, M. T., Bird, D. K., Sleep, N. H., ve Christian J. B. (2010). No climate paradox under the faint early Sun. *Nature, 464*(7289), 744. https://doi.org/10.1038/nature08955

Safeeq, M., Shukla, S., Arismendi, I., Grant, G. E., Lewis, S. L., ve Nolin, A. (2016). Influence of winter season climate variability on snow–precipitation ratio in the western United States. *International Journal of Climatology, 36*(9), 3175-3190. https://doi.org/10.1002/joc.4545

Sarıkaya, M., A. (2011). Türkiye'nin güncel buzulları. *Fiziki Coğrafya Araştırmaları: Sistematik ve Bölgesel* (içinde), İstanbul: Türk Coğrafya Kurumu Yayınları, 6: 527-544.

Scalzitti, J., Strong, C., ve Kochanski, A. (2016). Climate change impact on the roles of temperature and precipitation in western U.S. snowpack variability. *Geophysical Research Letters*, 43, 5361-5369. doi:10.1002/2016GL068798

Schneider, S., ve Matson, M. (1977). Satellite observations of snowcover in the Sierra Nevada during the great California drought. *Remote Sensing of Environment, 6*(4), 327-334.

SCRIPPS Institution of Oceonography (9 Ocak 2020). The Keeling Curve. [UC San Diego]. Erişim tarihi: 11 Ocak 2020. https://scripps.ucsd.edu/programs/keelingcurve/ adresinden edinilmiştir.

Serreze, M. C., Clark, M. P., Armstrong, R. L., McGinnis, D. A., ve Pulwarty, R. S. (1999). Characteristics of the Western United States snowpack from snowpack telemetry (SNOTEL) data. *Water Resources Research, 35*(7), 2145-2160.

Sezer, L. İ. (1988). İklim ve vejetasyon sınıflandırması konusunda yeni bir indis denemesi. *Ege Coğrafya Dergisi, 4*(1), 161-201.

Sezer, L. İ. (1990). Türkiye'de ortalama yıllık sıcaklık farkının dağılışı ve kontinentalite derecesi üzerine yeni bir formül. *Ege Coğrafya Dergisi, 5*(110-159).

Sezer, L. İ. (1996). Açık hava şartlarında buharlaşma üzerine yeni bir formül denemesi. *Ege Coğrafya Dergisi, 8*(1), 141-186.

Sırdaş, S. (2002). *Meteorolojik kuraklık modellemesi ve Türkiye uygulaması* (Yayımlanmamış Doktora Tezi). İstanbul Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul.

Smith, K.R., Woodward, A., Campbell-Lendrum, D., Chadee, D.D., Honda, Y., Liu, Q., … ve Sauerborn, R. (2014). Human health: impacts, adaptation, and co-benefits. In: *Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part A: Global and Sectoral Aspects. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.* Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, (pp.709-754). Erişim adresi: https://www.ipcc.ch/site/assets/uploads/2018/02/WGIIAR5-Chap11_FINAL.pdf

Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K. B., … ve H.L. Miller (Eds). (2007). *Climate change 2007-the physical science basis: Working group I contribution to the fourth assessment report of the IPCC* (Vol. 4). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Sospedra-Alfonso, R., Melton, J.R., & Merryfield, W.J. (2015). Effects of temperature and precipitation on snowpack variability in the Central Rocky Mountains as a function of elevation. *Geophysical Research Letters*, 42, 4429-4438. doi:10.1002/2015GL063898.

Sproles, E. A., Roth, T. R., ve Nolin, A. W. (2017). Future snow? A spatial-probabilistic assessment of the extraordinarily low snowpacks of 2014 and 2015 in the Oregon Cascadas. *The Cryosphere*, *11*(1), 331-341. doi:10.5194/tc-11-331-2017

Steinhilber, F., Beer, J., ve Fröhlich, C. (2009). Total solar irradiance during the Holocene. *Geophysical Research Letters*, *36*(19).

Stocker, T.F., Clarke, G.K.C., Le Treut, H., Lindzen, R. S., Meleshko, V. P., Mugara, R. K., … ve Willebrand, J. (2001). Physical climate processes and feedbacks. Ding, J.T.,Y., Griggs, D.J., Noguer, M., van der Linden, P.J., Dai, X., Maskell, K. and Johnson, C.A. (Eds.). In: IPCC, 2001: *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* Houghton, (pp. 417-470). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 881pp.

Stott, P. A. (2003). Attribution of regional-scale temperature changes to anthropogenic and natural causes. *Geophysical Research Letters*, *30*(14).

Sun, F., Hall, A., Schwartz, M., Walton, B. D., ve Berg, N. (2016). Twenty-first century snowfall and snowpack changes over the Southern California mountains. *Journal of Climate, 29,* 91-110. https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-01991

Şen, Ö., L. (2013). IPCC'nin son raporu ışığında Türkiye'de iklim değişikliği, olası etkileri ve çözüm önerileri. *İklim değişikliğinde son gelişmeler: IPCC 2013 raporu,* 19-23. Erişim adresi: http://ipc.sabanciuniv.edu/wp-content/uploads/2014/01/13672_IPCCRapor.web_.02.01.14.pdf

Şen, S. (Eylül, 2017). *Ölçme ve değerlendirme dersi sunumları*. Erişim tarihi: 23 Haziran 2020. http://sedatsen.files.wordpress.com adresinden edinilmiştir.

Taylan, E. D., ve Damçayırı, D. (2016). Isparta bölgesi yağış değerlerinin IDW ve Kriging enterpolasyon yöntemleri ile tahmini. *Teknik Dergi, 27*(3), 7551-7559.

Thom, H. C. S. (1958). A note on the Gamma distribution. *Monthly Weather Review, 86*(4), 117-122.

Thomas, C. D., Cameron, A., Green, R. E., Bakkenes, M., Beaumont, L. J., Collingham, Y. C., ... ve Hughes, L. (2004). Extinction risk from climate change. *Nature, 427*(6970), 145-148.

Thornthwaite, C. W. (1948). An approach toward a rational classification of climate. *Geographical review, 38*(1), 55-94.

Tolunay, D. (2013). *Ormanlar ve iklim değişikliği.* (Birinci Baskı). ISBN 978-605-4610-20-4, İstanbul: Portakal Baskı A.Ş.

Trenberth, K. E. (1997). The definition of El Niño. *Bulletin of the American Meteorological Society*, *78*(12), 2771-2778.

Tural, S. (2011). *Gerçek zamanlı meteoroloji verilerinin toplanması, analizi ve haritalanması* (Yayımlanmamış Yüksek Lisans Tezi). Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü: Ankara.

Turp, M. T., Öztürk, T., Türkeş, M., ve Kurnaz, M. L. (2014). RegCM4.3.5 bölgesel iklim modelini kullanarak Türkiye ve çevresi bölgelerin yakın gelecekteki hava sıcaklığı ve yağış klimatolojileri için öngörülen değişikliklerin incelenmesi. *Ege Coğrafya Dergisi*, *23*(1), 1-24.

Turunçoğlu, U. U., ve Dalfes, N. (2008). Van Gölü'nün üç boyutlu dolaşım modeli. H. Aydın, İ. Akın. (Ed.), *Van Gölü Hidrolojisi ve Kirliliği Konferansı içinde* (s. 1-9). Van: DSİ XVII. Bölge Müdürlüğü.

Türkeş, M., (1990). *Türkiye'de kurak bölgeler ve önemli kurak yıllar,* (Yayımlanmamış Doktora Tezi). İstanbul Üniversitesi Deniz Bilimleri ve Coğrafya Enstitüsü, İstanbul.

Türkeş, M. (2001). Hava, iklim, şiddetli hava olayları ve küresel ısınma. *Devlet Meteoroloji İşleri Genel Müdürlüğü 2000 Yılı Seminerleri,* Teknik Sunumlar, Seminerler Dizisi: 1, 187-205. Ankara.

Türkeş, M. (23 Mart, 2003a). Küresel iklim değişikliği ve gelecekteki iklimimiz. M. Türkeş, (Ed.): *23 Mart Dünya Meteoroloji Günü Kutlaması Gelecekteki İklimimiz Paneli, Bildiriler Kitabı*, 12-37. Devlet Meteoroloji İşleri Genel Müdürlüğü. Ankara.

Türkeş, M. (2008). Küresel iklim değişikliği nedir? Temel kavramlar, nedenleri, gözlenen ve öngörülen değişiklikler. *İklim Değişikliği ve Çevre, 1*(1), 26-37.

Türkeş, M. (2010). *Klimatoloji ve meteoroloji*. (Birinci Baskı - Yayın No. 63), Fiziki Coğrafya Serisi No. 1, ISBN: 978-605-5863-39-6, İstanbul: Kriter Yayınevi.

Türkeş, M. (Nisan 27-29, 2011). İklim değişikliğinin fiziksel bilim temeli: Fiziksel iklim sistemi, kuvvetlenen sera etkisi, gözlenen ve öngörülen iklim değişimleri. In *5th Atmospheric Science Symposium Proceedings Book,* 135-151. İstanbul.

Türkeş, M. (2012a). Türkiye'de gözlenen ve öngörülen iklim değişikliği, kuraklık ve çölleşme. *Ankara Üniversitesi Çevrebilimleri Dergisi, 4*(2), 1-32.

Türkeş, M. (2012b). Kuraklık, çölleşme ve Birleşmiş Milletler Çölleşme ile Savaşım Sözleşmesi'nin ayrıntılı bir çözümlemesi. *Marmara Üniversitesi Avrupa Topluluğu Enstitüsü Avrupa Araştırmaları Dergisi*, *20*(1), 7-55.

Türkeş, M. (2013a). *İklim verileri kullanılarak Türkiye'nin çölleşme haritası dokümanı hazırlanması raporu*. Ankara: T.C. Orman ve Su İşleri Bakanlığı Çölleşme ve Erozyonla Mücadele Genel Müdürlüğü.

Türkeş, M. (2013b). İklim değişiklikleri: Kambriyen'den Pleyistosene, Geç Holosen'den 21. yüzyıla. *Ege Coğrafya Dergisi*, *22*(1), 1-25.

Türkeş, M. (2013c). IPCC iklim değişikliği 2013: Fiziksel bilim temeli politikacılar için özet raporundaki yeni bulgu ve sonuçların bilimsel bir değerlendirmesi. *İklim değişikliğinde son gelişmeler: IPCC 2013 raporu,* 8-18.

Türkeş, M. (2016). *Genel klimatoloji: Atmosfer, hava ve iklimin temelleri.* (1. Baskı), Fiziki Coğrafya Serisi No. 4, ISBN: 978-605-9336-28-4, Ankara: Kriter Yayınevi.

Türkeş, M. (2017). Türkiye'nin iklimsel değişkenlik ve sosyo-ekolojik göstergeler açısından kuraklıktan etkilenebilirlik ve risk çözümlemesi. *Ege Coğrafya Dergisi, 26*(2), 47-70. Erişim adresi: https://dergipark.org.tr/tr/download/article-file/391666

Türkeş, M. (2019). *İklim değişikliğinin bilimsel temelleri, Türkiye'ye etkileri.* İklim Değişikliği Alanında Ortak Çabaların Desteklenmesi Projesi (iklimİN). Ankara. Erişim adresi: http://www.iklimin.org/wp-content/uploads/egitimler/seri_01.pdf

Türkeş, M., Akgündüz, A. S., ve Demirörs, Z. (2009). Palmer Kuraklık İndisi'ne göre İç Anadolu Bölgesi'nin Konya Bölümü'ndeki kurak dönemler ve kuraklık şiddeti. *Coğrafi Bilimler Dergisi 7*, 129-144.

United Nations (UN). (1992). *United Nations Framework Convention on Climate Change (UNFCCC)*. FcCC/INFORMAL/84, Ge. 05-62220 (E) 200705.

Van Çevre ve Şehircilik İl Müdürlüğü. (2016). *Van ili temiz hava eylem planı (THEP 2016-2019).* Erişim tarihi: 27 Haziran 2020. http://webdosya.csb.gov.tr/db/van/webmenu/webmenu57576.pdf adresinden edinilmiştir.

Van Loon. (20 Nisan, 2017). Snow drought [European Drought Centre]. Erişim tarihi: 11 Ocak 2020. http://europeandroughtcentre.com/2017/04/20/snow-drought/ adresinden edinilmiştir.

Van Loon, A. F., Ploum, S. W., Parajka, J., Fleig, A. K., Garnier, E., Laaha, G., ve Van Lanen H.A. J. (2015). Hydrological drought types in cold climates: quantitative analysis of causing factors and qualitative survey of impacts. *Hydrology and Earth System Sciences, 19*(4), 1993-2016.

Van Loon, A. F., Van Lanen, H. A. J., Hisdal, H.E.G.E, Tallaksen, L. M., Fendeková, M., Oosterwıj, J., … ve Machlica, A. (2010). Understanding hydrological winter drought in Europe. *Global Change: Facing Risks and Threats to Water Resources, IAHS Publ, 340,* 189-197.

Villanueva, J., C. (5 Eylül, 2019). Milankovitch Cycle [Universe Today space and astronomy news]. Erişim tarihi: 11 Ocak 2020. https://www.universetoday.com/39012/milankovitch-cycle/ adresinden edinilmiştir.

Walther, G. R., Post, E., Convey, P., Menzel, A., Parmesan, C., Beebee, T. J., ... ve Bairlein, F. (2002). Ecological responses to recent climate change. *Nature, 416*(6879), 389-395.

Wiesnet, D. (1981). Winter snow drought. *Eos, Transactions American Geophysical Union, 62*(14), 137-137.

World Glacial Monitoring Service (WGMS). (2017). Global glacier change bulletin, No. 2. Zemp, M., Nussbaumer, S. U., Gärtner-Roer, I., Huber, J., Machguth, H., Paul, F., ve Hoelzle, M. (Eds.), ICSU(WDS)/IUGG(IACS)/UNEP/UNESCO/WMO, 244 pp., Zurich, Switzerland. doi:10.5904/wgms-fog-2018-11. Erişim tarihi: 27 Ocak 2020. https://wgms.ch/global-glacier-state/ adresinden erişilmiştir.

World Meteorological Organization (WMO). (2019). *WMO Provisional statement on the state of the global climate in 2019.* Erişim tarihi: 13.01.2020. Erişim adresi: https://public.wmo.int/en/resources/library/wmo-provisional-statement-state-of-global-climate-2019

World Wildlife Fund Türkiye (WWF). (Şubat, 2019). İklim değişikliği karşısında sulak alanlarımızı korumak zorundayız. *TSE Standart.* Işık, F. ve Batılı B. (Ed.), *675,* 54-55. ISSN: 1300-8366, Erişim adresi: https://docplayer.biz.tr/136002626-Standard-sanayi-bolgeleri.html

Yetmen, H. (2013a). *Türkiye'nin kuraklık analizi,* (Yayımlanmamış Doktora Tezi). Ankara Üniversitesi Sosyal Bilimler Enstitüsü: Ankara.

Yetmen, H. (2013b). Van Gölü Havzası'nın kuraklık analizi. *Education and Society in the 21st century,* 2(5), 184-198.

Yetmen, H. (2015). *Türkiye'de kuraklık*, Ankara: Sage Matbaacılık.

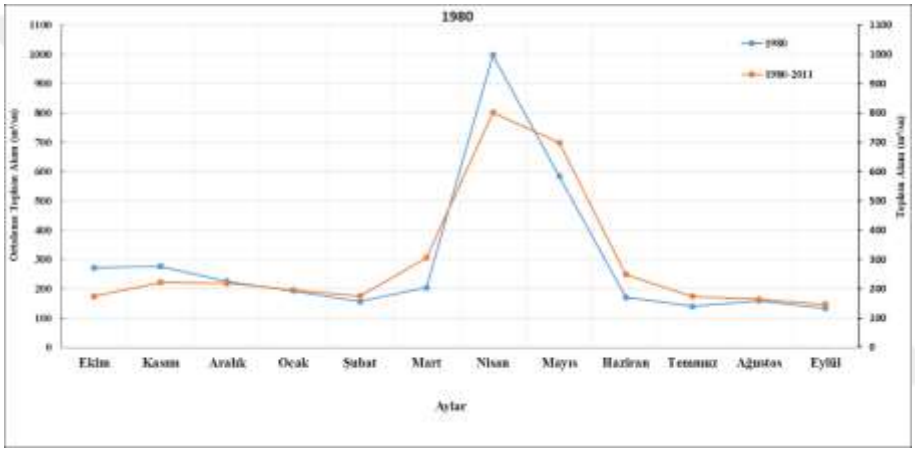
Yılmaz, E., ve Çiçek, İ. (2016). Thornthwaite climate classification of Turkey. *Journal of Human Sciences, 13*(3), 3973-3994.

Yücel, İ., Güventürk, A. ve Şen, Ö., L. (2015). Climate change impacts on snowmelt runoff for mountainous transboundary basins in eastern Turkey. *International Journal of Climatology, 35*(2), 215-228.

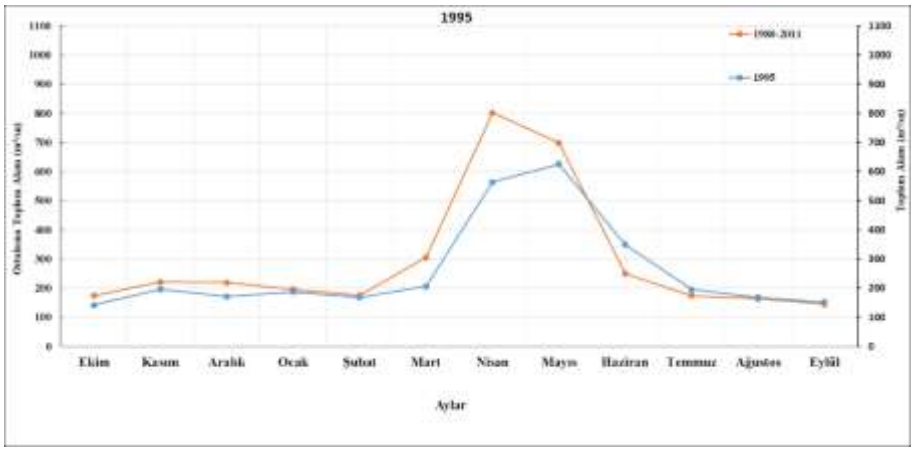
EKLER

Van Gölü Havzası'nda Sıcak Kar Kuraklığı Yıllarındaki Aylık Toplam Akarsu Akımları (m³/sn).

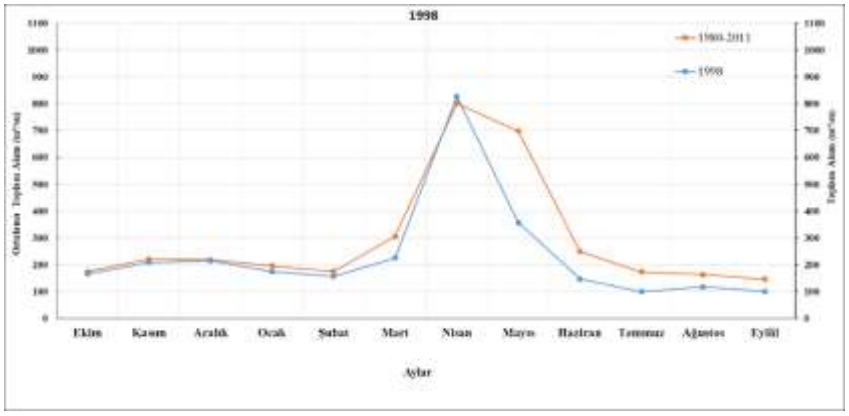
Ek 1: 2505 no'lu (Bendimahi) akım gözlem istasyonuna ait uzun yıllar aylık ortalama toplam akım değerleri (1980-2011) ile Van için gözlenen sıcak kar kuraklığı yılına ait (1980) toplam akım değerlerini (m³/sn) karşılaştıran grafik



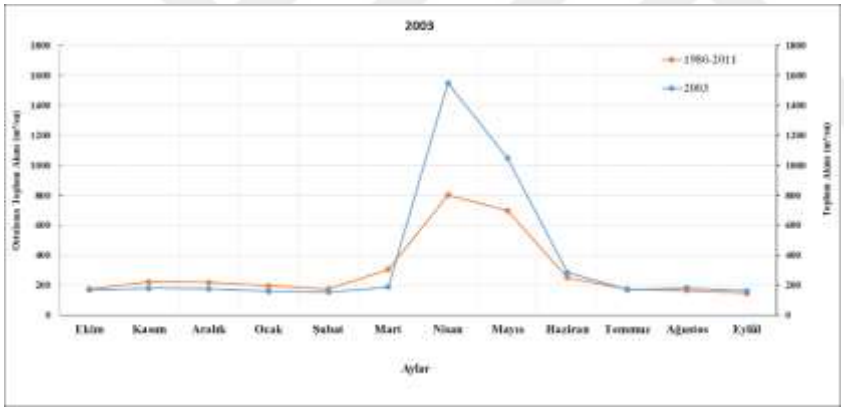
Ek 2: 2505 no'lu (Bendimahi) akım gözlem istasyonuna ait uzun yıllar aylık ortalama toplam akım değerleri (1980-2011) ile Van için gözlenen sıcak kar kuraklığı yılına ait (1995) toplam akım değerlerini (m³/sn) karşılaştıran grafik



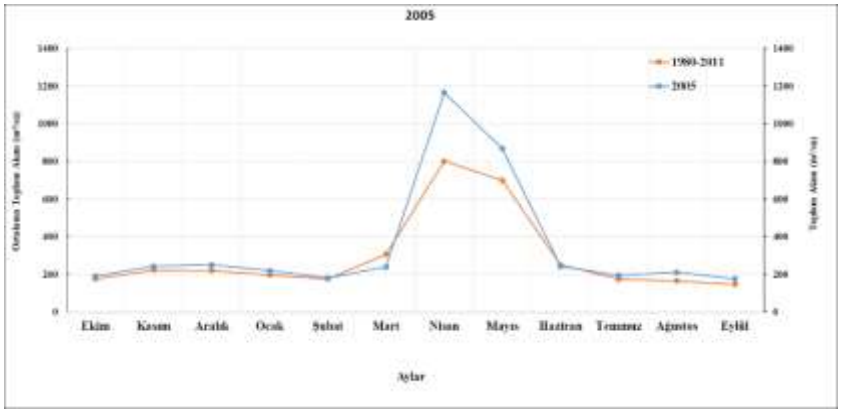
Ek 3: 2505 no'lu (Bendimahi) akım gözlem istasyonuna ait uzun yıllar aylık ortalama toplam akım değerleri (1980-2011) ile Van için gözlenen sıcak kar kuraklığı yılına ait (1998) toplam akım değerlerini (m^3/sn) karşılaştıran grafik



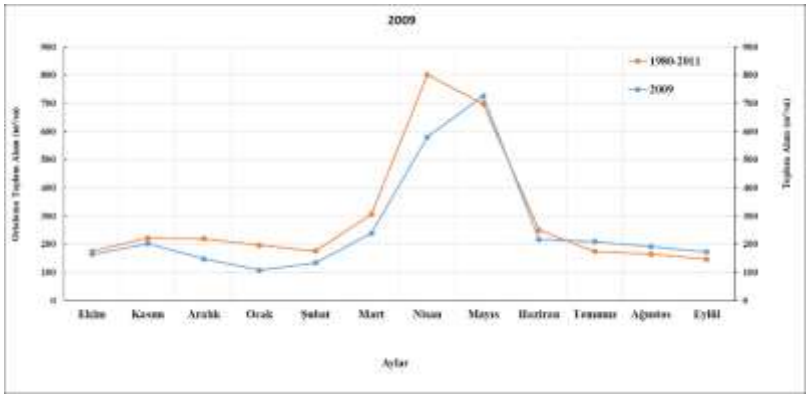
Ek 4: 2505 no'lu (Bendimahi) akım gözlem istasyonuna ait uzun yıllar aylık ortalama toplam akım değerleri (1980-2011) ile Van için gözlenen sıcak kar kuraklığı yılına ait (2003) toplam akım değerlerini (m^3/sn) karşılaştıran grafik



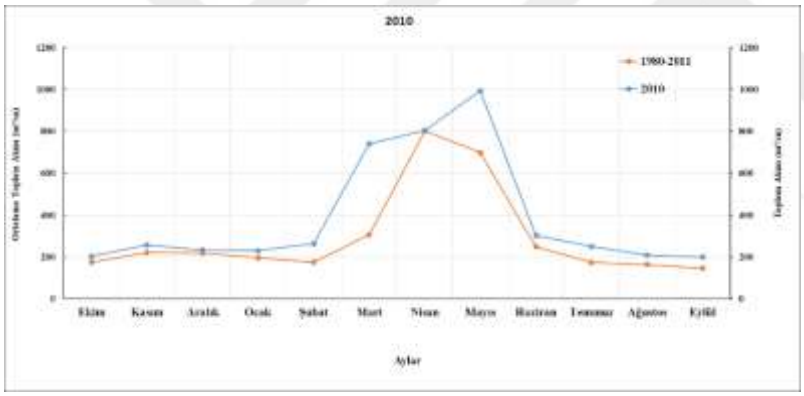
Ek 5: 2505 no'lu (Bendimahi) akım gözlem istasyonuna ait uzun yıllar aylık ortalama toplam akım değerleri (1980-2011) ile Van için gözlenen sıcak kar kuraklığı yılına ait (2005) toplam akım değerlerini (m^3/sn) karşılaştıran grafik



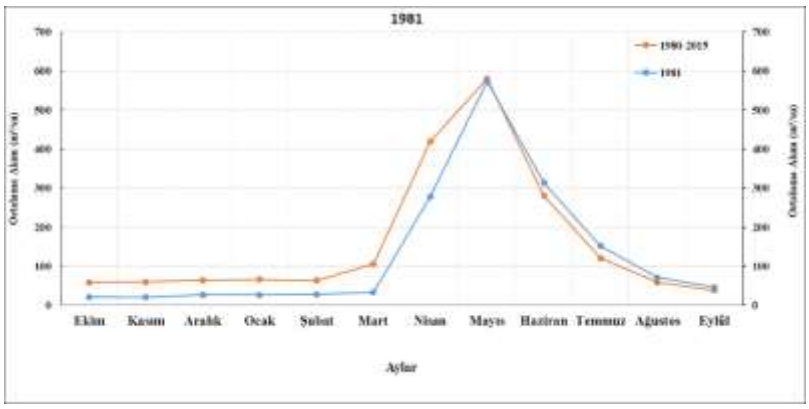
Ek 6: 2505 no'lu (Bendimahi) akım gözlem istasyonuna ait uzun yıllar aylık ortalama toplam akım değerleri (1980-2011) ile Van için gözlenen sıcak kar kuraklığı yılına ait (2009) toplam akım değerlerini (m^3/sn) karşılaştıran grafik



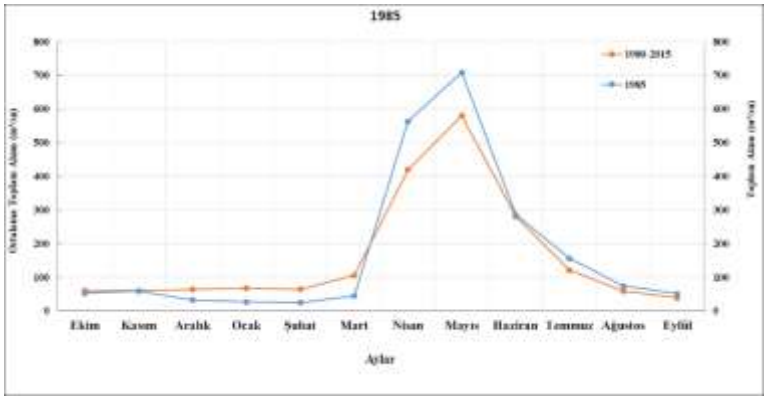
Ek 7: 2505 no'lu (Bendimahi) akım gözlem istasyonuna ait uzun yıllar aylık ortalama toplam akım değerleri (1980-2011) ile Van için gözlenen sıcak kar kuraklığı yılına ait (2010) toplam akım değerlerini (m^3/sn) karşılaştıran grafik



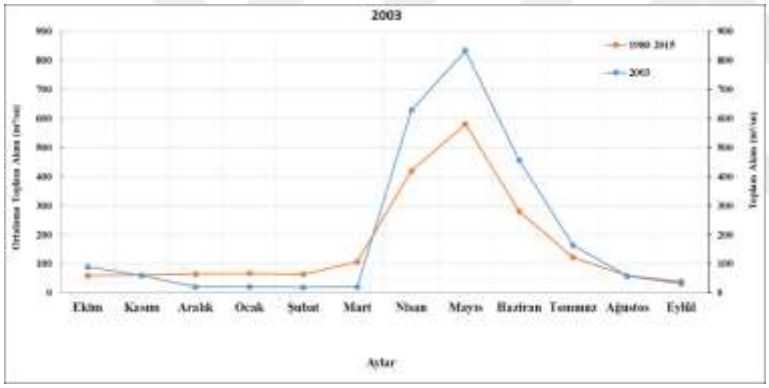
Ek 8: 2513 no'lu (Deliçay) akım gözlem istasyonuna ait uzun yıllar aylık ortalama toplam akım değerleri (1980-2015) ile Erciş için gözlenen sıcak kar kuraklığı yılına ait (1981) toplam akım değerlerini (m^3/sn) karşılaştıran grafik



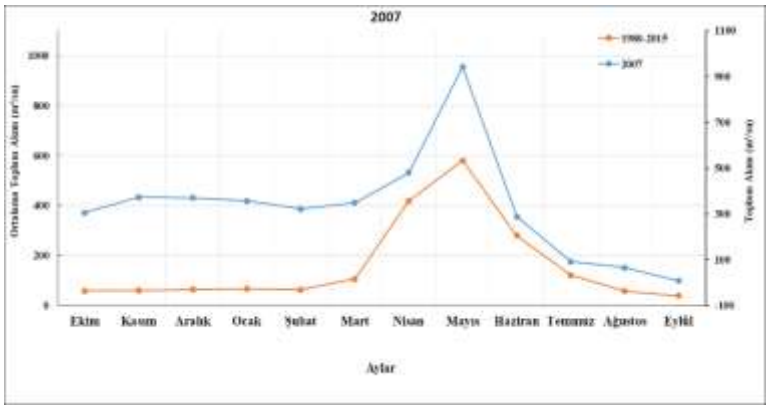
Ek 9: 2513 no'lu (Deliçay) akım gözlem istasyonuna ait uzun yıllar aylık ortalama toplam akım değerleri (1980-2015) ile Erciş için gözlenen sıcak kar kuraklığı yılına ait (1985) toplam akım değerlerini (m^3/sn) karşılaştıran grafik



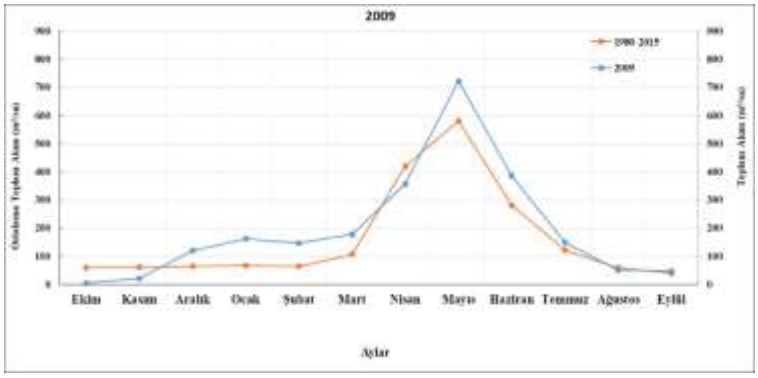
Ek 10: 2513 no'lu (Deliçay) akım gözlem istasyonuna ait uzun yıllar aylık ortalama toplam akım değerleri (1980-2015) ile Erciş için gözlenen sıcak kar kuraklığı yılına ait (2003) toplam akım değerlerini (m^3/sn) karşılaştıran grafik



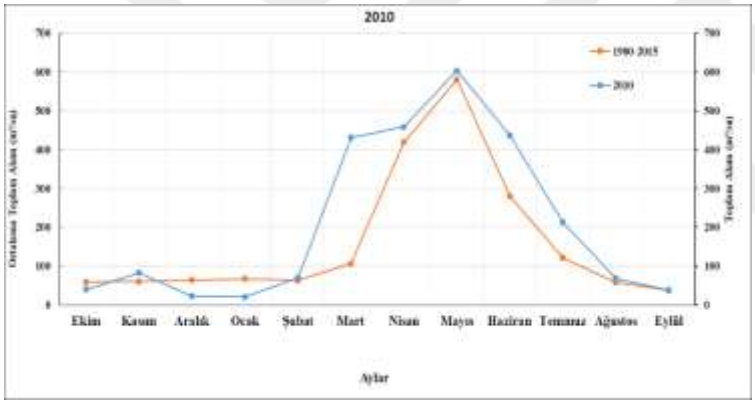
Ek 11: 2513 no'lu (Deliçay) akım gözlem istasyonuna ait uzun yıllar aylık ortalama toplam akım değerleri (1980-2015) ile Erciş için gözlenen sıcak kar kuraklığı yılına ait (2007) toplam akım değerlerini (m^3/sn) karşılaştıran grafik



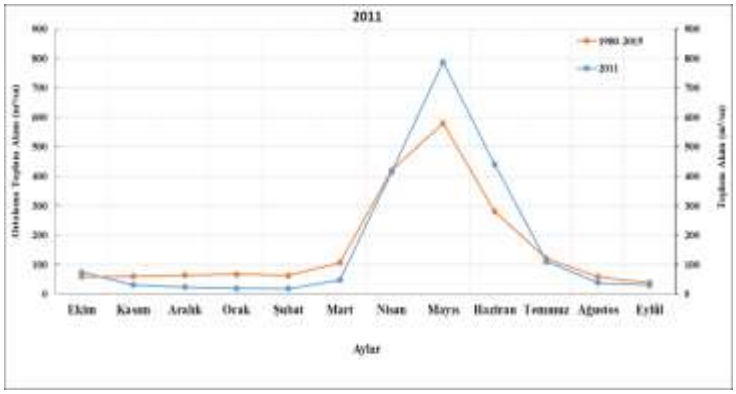
Ek 12: 2513 no'lu (Deliçay) akım gözlem istasyonuna ait uzun yıllar aylık ortalama toplam akım değerleri (1980-2015) ile Erciş için gözlenen sıcak kar kuraklığı yılına ait (2009) toplam akım değerlerini (m^3/sn) karşılaştıran grafik



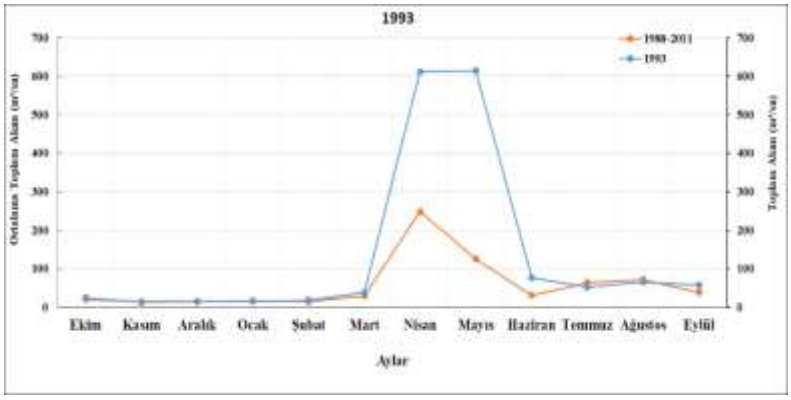
Ek 13: 2513 no'lu (Deliçay) akım gözlem istasyonuna ait uzun yıllar aylık ortalama toplam akım değerleri (1980-2015) ile Erciş için gözlenen sıcak kar kuraklığı yılına ait (2010) toplam akım değerlerini (m^3/sn) karşılaştıran grafik



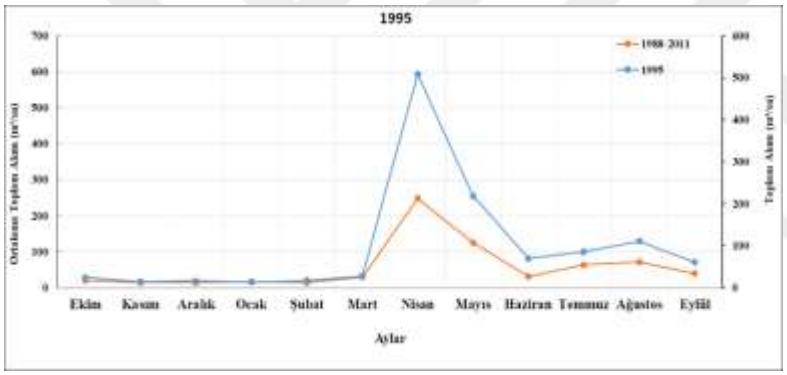
Ek 14: 2513 no'lu (Deliçay) akım gözlem istasyonuna ait uzun yıllar aylık ortalama toplam akım değerleri (1980-2015) ile Erciş için gözlenen sıcak kar kuraklığı yılına ait (2011) toplam akım değerlerini (m^3/sn) karşılaştıran grafik



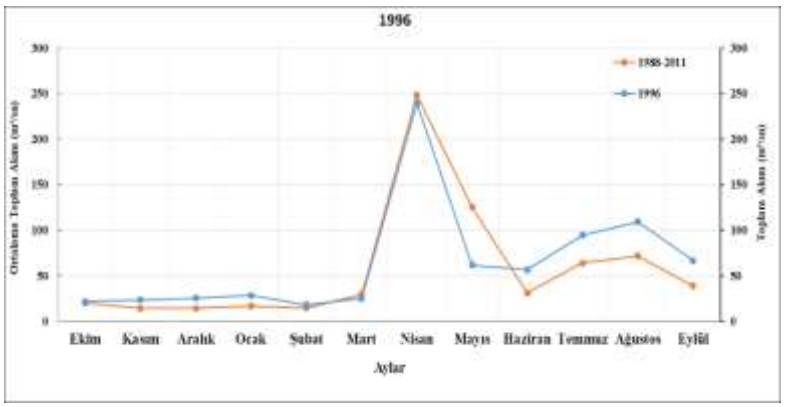
Ek 15: 2507 no'lu (Süfresor) akım gözlem istasyonuna ait uzun yıllar aylık ortalama toplam akım değerleri (1988-2011) ile Ahlat için gözlenen sıcak kar kuraklığı yılına ait (1993) toplam akım değerlerini (m³/sn) karşılaştıran grafik



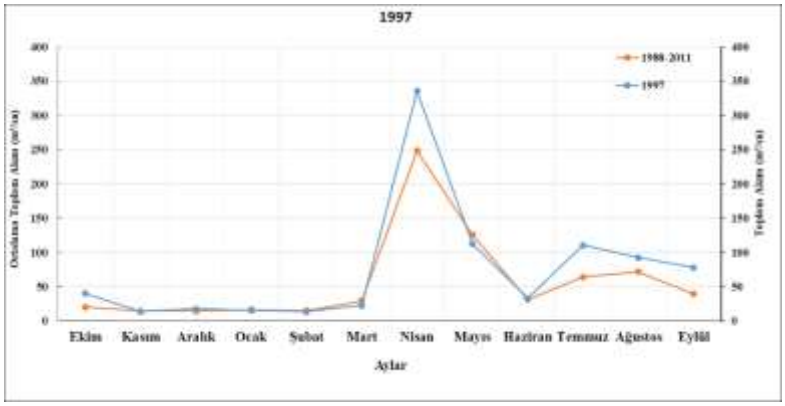
Ek 16: 2507 no'lu (Süfresor) akım gözlem istasyonuna ait uzun yıllar aylık ortalama toplam akım değerleri (1988-2011) ile Ahlat için gözlenen sıcak kar kuraklığı yılına ait (1995) toplam akım değerlerini (m³/sn) karşılaştıran grafik



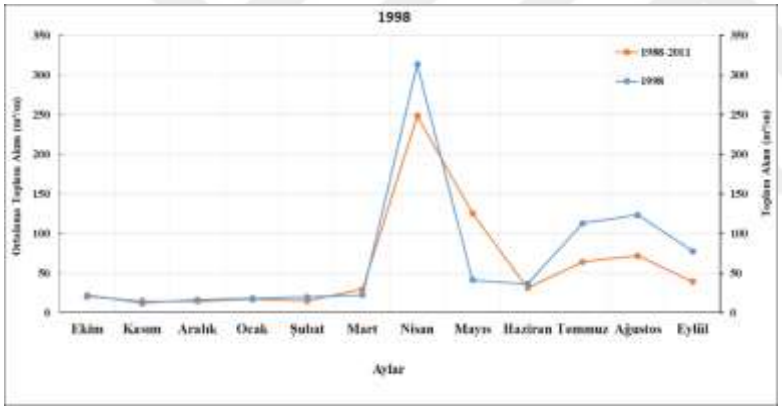
Ek 17: 2507 no'lu (Süfresor) akım gözlem istasyonuna ait uzun yıllar aylık ortalama toplam akım değerleri (1988-2011) ile Ahlat için gözlenen sıcak kar kuraklığı yılına ait (1996) toplam akım değerlerini (m³/sn) karşılaştıran grafik



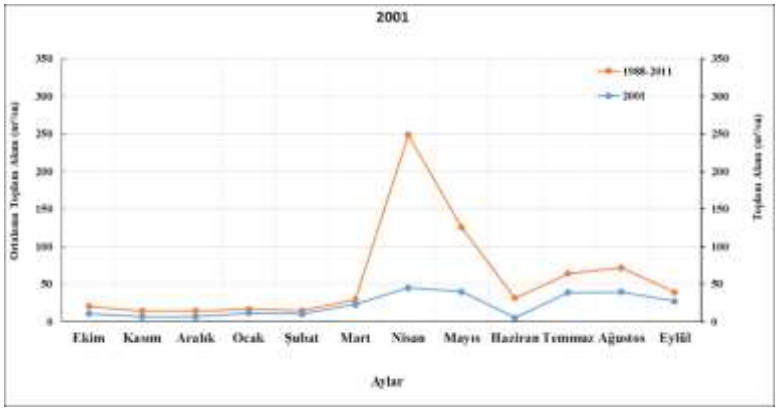
Ek 18: 2507 no'lu (Süfresor) akım gözlem istasyonuna ait uzun yıllar aylık ortalama toplam akım değerleri (1988-2011) ile Ahlat için gözlenen sıcak kar kuraklığı yılına ait (1997) toplam akım değerlerini (m^3/sn) karşılaştıran grafik



Ek 19: 2507 no'lu (Süfresor) akım gözlem istasyonuna ait uzun yıllar aylık ortalama toplam akım değerleri (1988-2011) ile Ahlat için gözlenen sıcak kar kuraklığı yılına ait (1998) toplam akım değerlerini (m^3/sn) karşılaştıran grafik

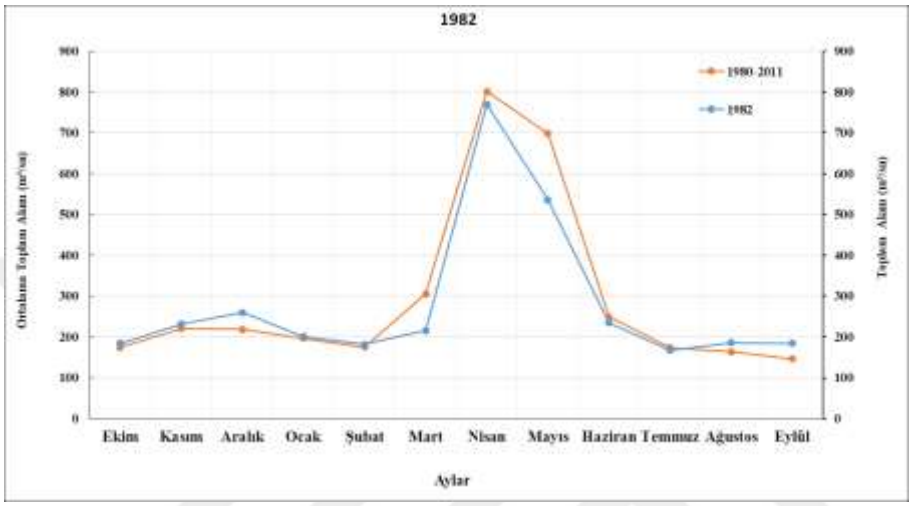


Ek 20: 2507 no'lu (Süfresor) akım gözlem istasyonuna ait uzun yıllar aylık ortalama toplam akım değerleri (1988-2011) ile Ahlat için gözlenen sıcak kar kuraklığı yılına ait (2001) toplam akım değerlerini (m^3/sn) karşılaştıran grafik

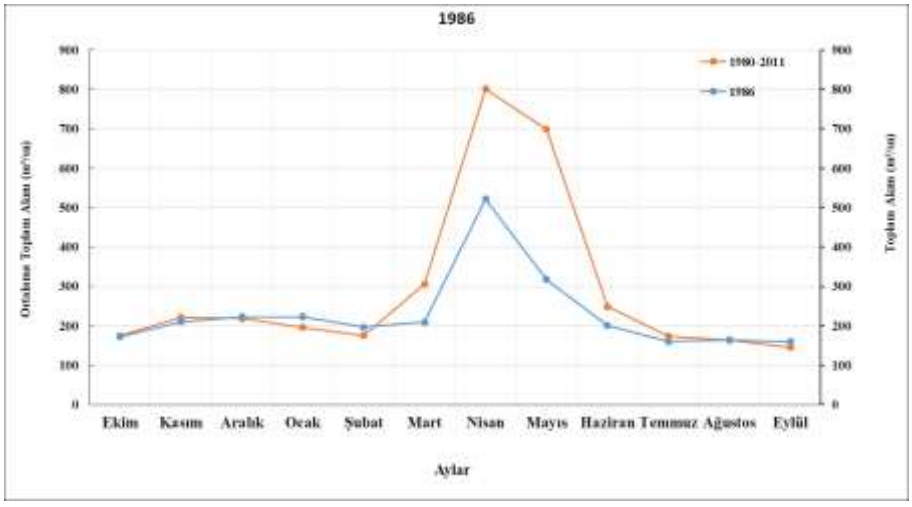


Van Gölü Havzası'nda Kuru Kar Kuraklığı Yıllarındaki Aylık Toplam Akarsu Akımları (m³/sn).

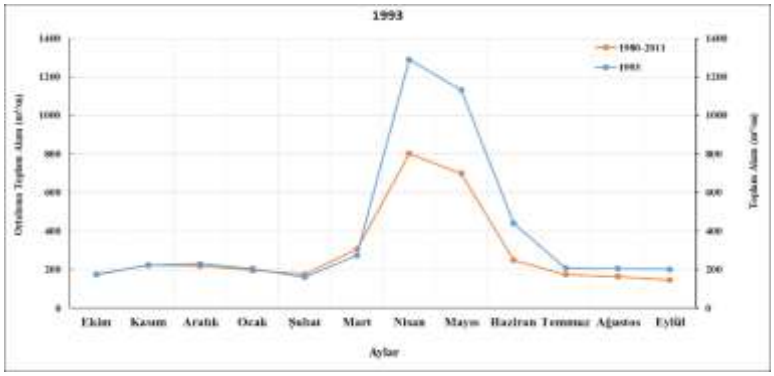
Ek 21: 2505 no'lu (Bendimahi) akım gözlem istasyonuna ait uzun yıllar aylık ortalama toplam akım değerleri (1980-2011) ile Van için gözlenen kuru kar kuraklığı yılına ait (1982) toplam akım değerlerini (m³/sn) karşılaştıran grafik



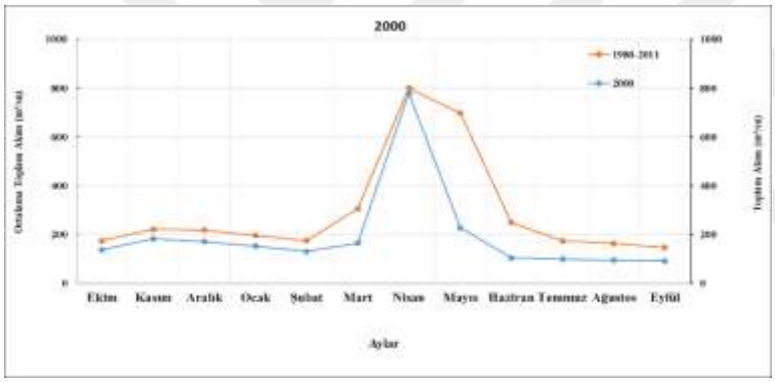
Ek 22: 2505 no'lu (Bendimahi) akım gözlem istasyonuna ait uzun yıllar aylık ortalama toplam akım değerleri (1980-2011) ile Van için gözlenen kuru kar kuraklığı yılına ait (1986) toplam akım değerlerini (m³/sn) karşılaştıran grafik



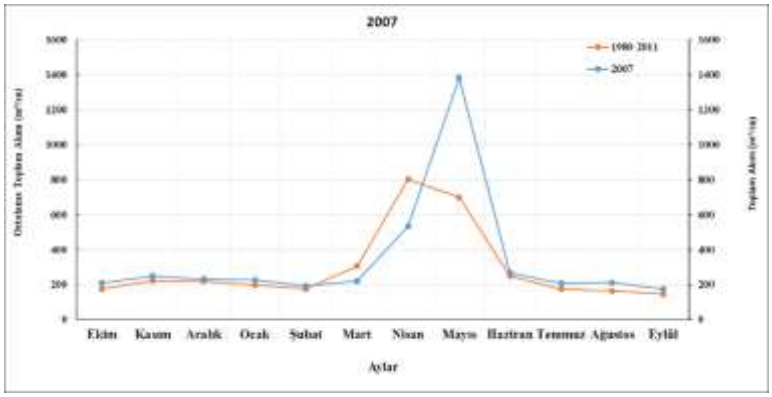
Ek 23: 2505 no'lu (Bendimahi) akım gözlem istasyonuna ait uzun yıllar aylık ortalama toplam akım değerleri (1980-2011) ile Van için gözlenen kuru kar kuraklığı yılına ait (1993) toplam akım değerlerini (m³/sn) karşılaştıran grafik



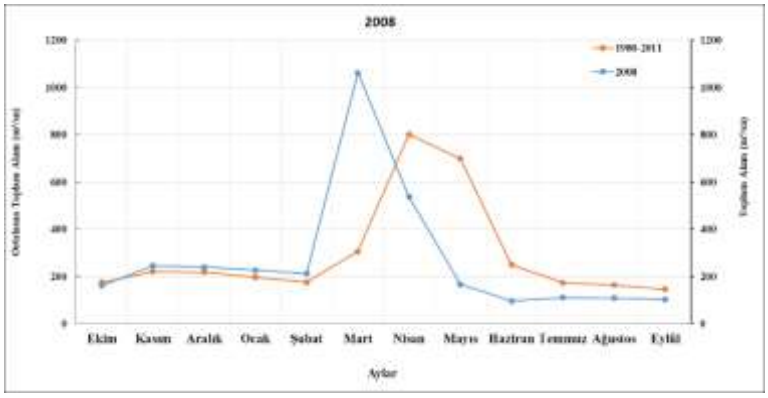
Ek 24: 2505 no'lu (Bendimahi) akım gözlem istasyonuna ait uzun yıllar aylık ortalama toplam akım değerleri (1980-2011) ile Van için gözlenen kuru kar kuraklığı yılına ait (2000) toplam akım değerlerini (m³/sn) karşılaştıran grafik



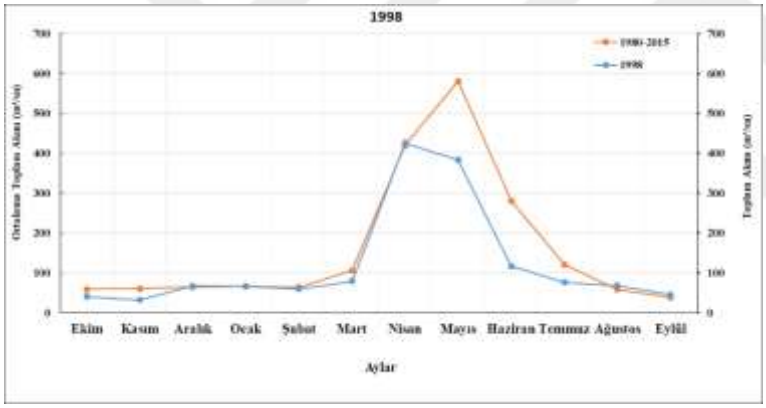
Ek 25: 2505 no'lu (Bendimahi) akım gözlem istasyonuna ait uzun yıllar aylık ortalama toplam akım değerleri (1980-2011) ile Van için gözlenen kuru kar kuraklığı yılına ait (2007) toplam akım değerlerini (m³/sn) karşılaştıran grafik



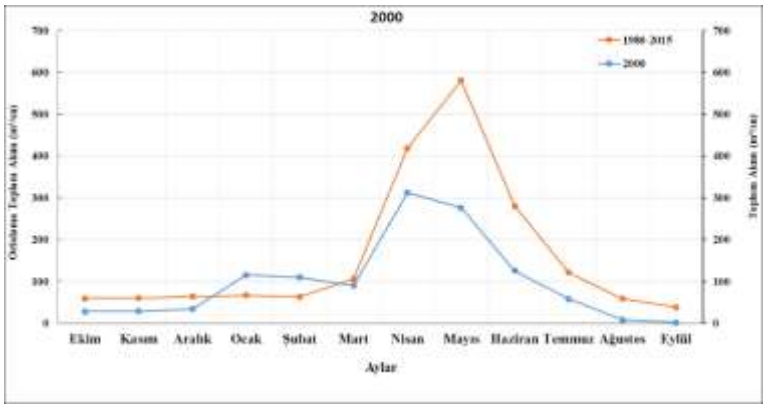
Ek 26: 2505 no'lu (Bendimahi) akım gözlem istasyonuna ait uzun yıllar aylık ortalama toplam akım değerleri (1980-2011) ile Van için gözlenen kuru kar kuraklığı yılına ait (2008) toplam akım değerlerini (m³/sn) karşılaştıran grafik



Ek 27: 2513 no'lu (Deliçay) akım gözlem istasyonuna ait uzun yıllar aylık ortalama toplam akım değerleri (1980-2015) ile Erciş için gözlenen kuru kar kuraklığı yılına ait (1998) toplam akım değerlerini (m³/sn) karşılaştıran grafik

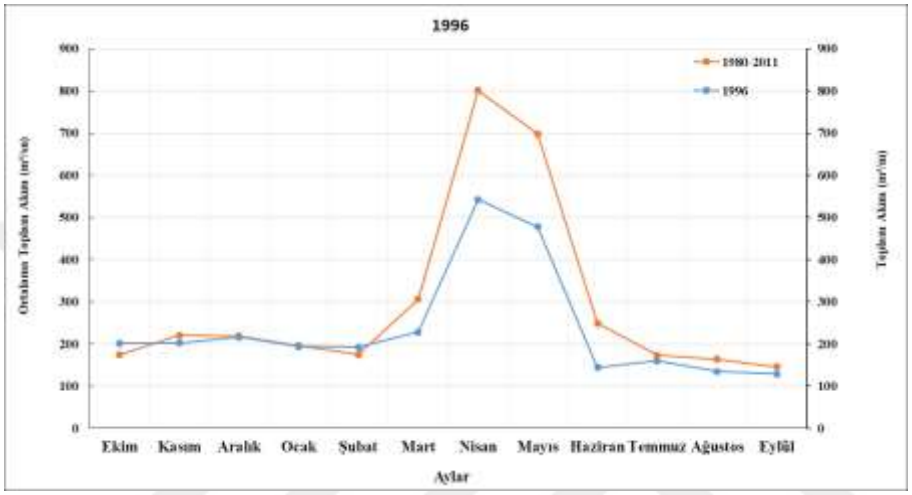


Ek 28: 2513 no'lu (Deliçay) akım gözlem istasyonuna ait uzun yıllar aylık ortalama toplam akım değerleri (1980-2015) ile Erciş için gözlenen kuru kar kuraklığı yılına ait (2000) toplam akım değerlerini (m³/sn) karşılaştıran grafik

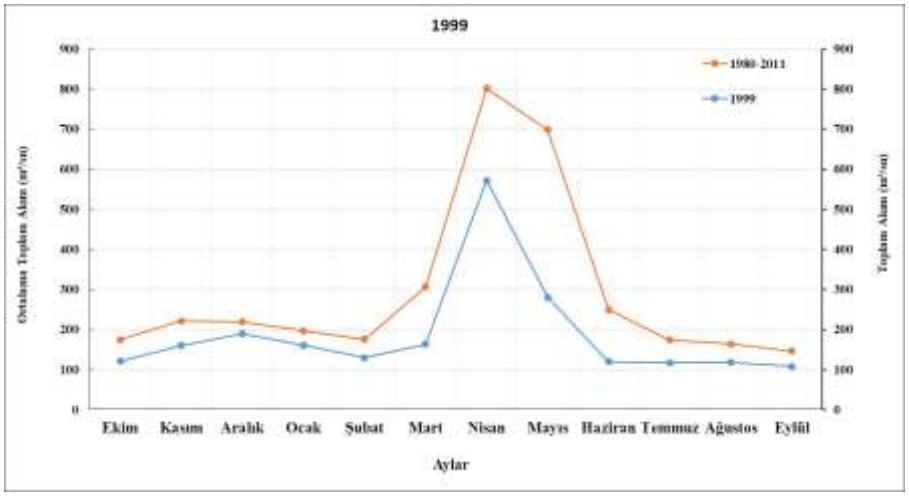


Van Gölü Havzası'nda Sıcak-Kuru Kar Kuraklığı Yıllarındaki Aylık Toplam Akarsu Akımları (m³/sn).

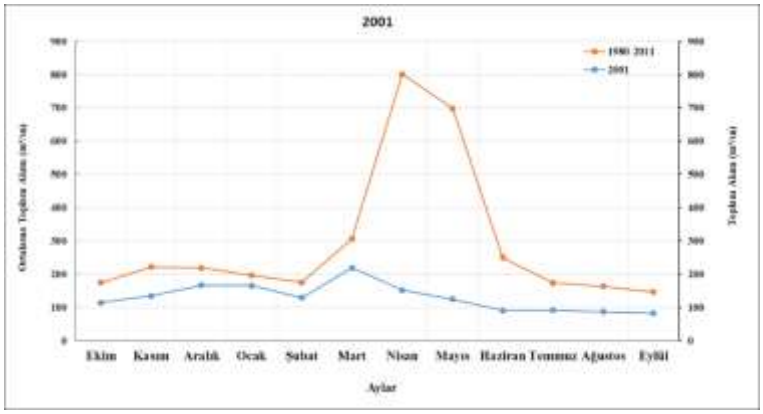
Ek 29: 2505 no'lu (Bendimahi) akım gözlem istasyonuna ait uzun yıllar aylık ortalama toplam akım değerleri (1980-2011) ile Van için gözlenen sıcak-kuru kar kuraklığı yılına ait (1996) toplam akım değerlerini (m³/sn) karşılaştıran grafik



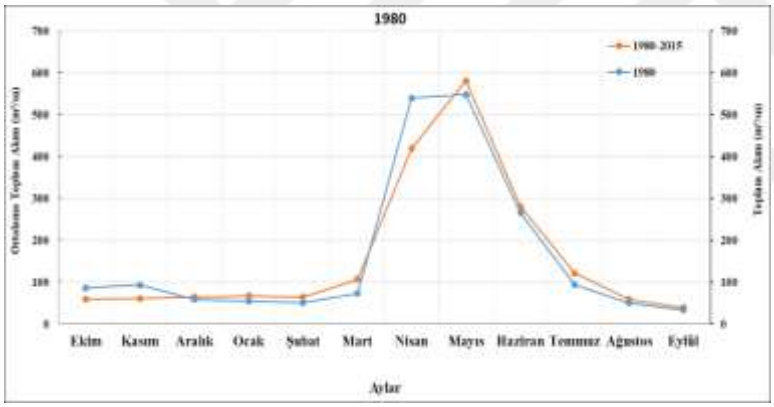
Ek 30: 2505 no'lu (Bendimahi) akım gözlem istasyonuna ait uzun yıllar aylık ortalama toplam akım değerleri (1980-2011) ile Van için gözlenen sıcak-kuru kar kuraklığı yılına ait (1999) toplam akım değerlerini (m³/sn) karşılaştıran grafik



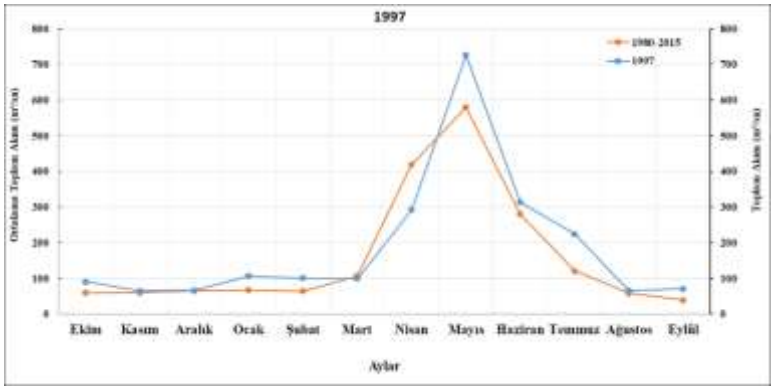
Ek 31: 2505 no'lu (Bendimahi) akım gözlem istasyonuna ait uzun yıllar aylık ortalama toplam akım değerleri (1980-2011) ile Van için gözlenen sıcak-kuru kar kuraklığı yılına ait (2001) toplam akım değerlerini (m³/sn) karşılaştıran grafik



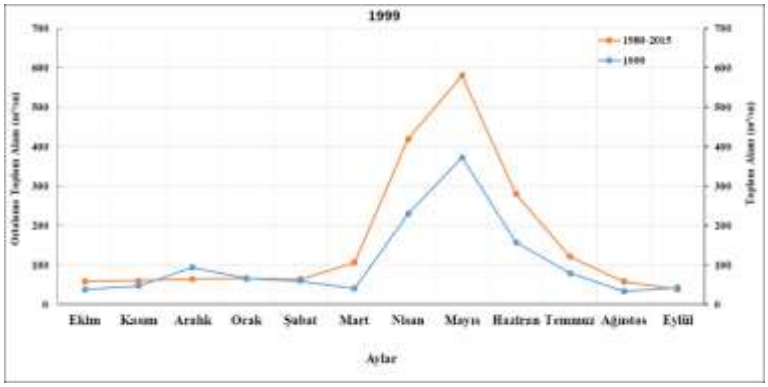
Ek 32: 2513 no'lu (Deliçay) akım gözlem istasyonuna ait uzun yıllar aylık ortalama toplam akım değerleri (1980-2015) ile Erciş için gözlenen sıcak-kuru kar kuraklığı yılına ait (1980) toplam akım değerlerini (m³/sn) karşılaştıran grafik



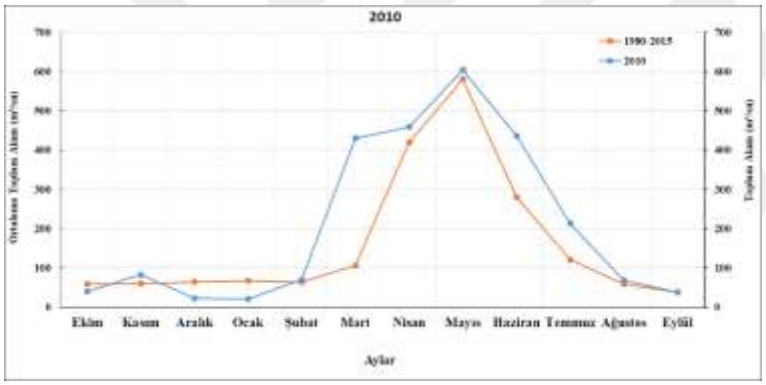
Ek 33: 2513 no'lu (Deliçay) akım gözlem istasyonuna ait uzun yıllar aylık ortalama toplam akım değerleri (1980-2015) ile Erciş için gözlenen sıcak-kuru kar kuraklığı yılına ait (1997) toplam akım değerlerini (m³/sn) karşılaştıran grafik



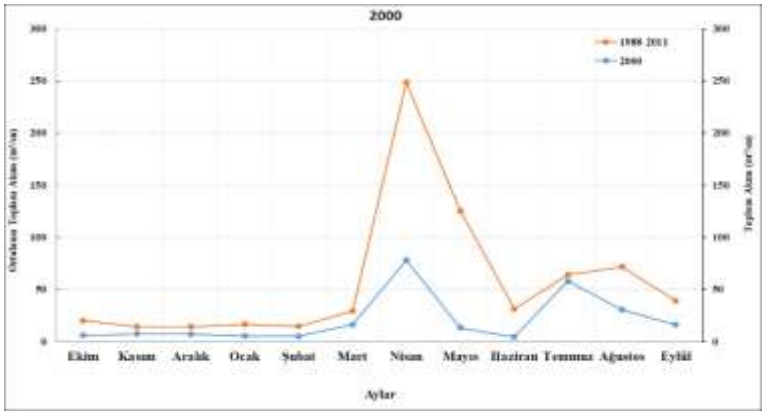
Ek 34: 2513 no'lu (Deliçay) akım gözlem istasyonuna ait uzun yıllar aylık ortalama toplam akım değerleri (1980-2015) ile Erciş için gözlenen sıcak-kuru kar kuraklığı yılına ait (1999) toplam akım değerlerini (m³/sn) karşılaştıran grafik



Ek 35: 2513 no'lu (Deliçay) akım gözlem istasyonuna ait uzun yıllar aylık ortalama toplam akım değerleri (1980-2015) ile Erciş için gözlenen sıcak-kuru kar kuraklığı yılına ait (2010) toplam akım değerlerini (m³/sn) karşılaştıran grafik



Ek 36: 2507 no'lu (Süfresor) akım gözlem istasyonuna ait uzun yıllar aylık ortalama toplam akım değerleri (1988-2011) ile Ahlat için gözlenen sıcak-kuru kar kuraklığı yılına ait (2000) toplam akım değerlerini (m³/sn) karşılaştıran grafik



T.C.
HARRAN ÜNİVERSİTESİ
SOSYAL BİLİMLER ENSTİTÜSÜ MÜDÜRLÜĞÜNE

ELEKTRONİK ORTAMDA YAPILAN YÜKSEK LİSANS TEZ SAVUNMASINA ÜNİVERSİTEMİZ DIŞINDAN KATILAN ÖĞRETİM ÜYESİ TUTANAĞI

Harran Üniversitesi Sosyal Bilimler Enstitüsü Coğrafya Ana Bilim Dalı Yüksek Lisans öğrencisi 175225011 numaralı Harun ASLAN'nın hazırlamış olduğu "Van Gölü Havzası'nda Kar Kuraklığının Araştırılması" adlı tezi 30/07/2020 tarihinde, saat 14:00'da elektronik ortamda yapılan savunma sonucunda;

☑ **KABUL EDİLMESİNE**

☐ **DÜZELTİLMESİNE***

☐ **REDDEDİLMESİNE****

Kanaatine varılmıştır.

Dr. Öğr. Üyesi Hurşit YETMEN
Jüri Üyesi

* Öğrenciye tezindeki düzeltme ve tamamlamaları yapması için üç (3) ay ek süre verilmesi önerilmektedir.

** Reddedilmesi halinde, jüri üyesi kişisel raporunun sınav tutanağına eklenecektir.

Not: Üniversitemiz dışından tez savunmasına katılan öğretim üyesinin bu tutanağı imzaladıktan sonra ilgili danışman öğretim üyesine tarayıcıdan tarayarak mail adresine gönderecektir.

Anabilim dalı başkanlığınca tez savunmasını izleyen üç gün içinde Enstitüye tutanaklar bir üst yazı ile EBYS üzerinden bildirilir.

T.C.
HARRAN ÜNİVERSİTESİ
SOSYAL BİLİMLER ENSTİTÜSÜ MÜDÜRLÜĞÜNE

ELEKTRONİK ORTAMDA YAPILAN YÜKSEK LİSANS TEZ SAVUNMASINA ÜNİVERSİTEMİZ DIŞINDAN KATILAN ÖĞRETİM ÜYESİ TUTANAĞI

Harran Üniversitesi Sosyal Bilimler Enstitüsü Coğrafya Ana Bilim Dalı Yüksek Lisans öğrencisi 175225011 numaralı Harun ASLAN'ın hazırlamış olduğu "Van Gölü Havzası'nda Kar Kuraklığının Araştırılması" adlı tezi 30/07/2020 tarihinde, saat 14:00'da elektronik ortamda yapılan savunma sonucunda;

■ **KABUL EDİLMESİNE**

☐ **DÜZELTİLMESİNE***

☐ **REDDEDİLMESİNE****

Kanaatine varılmıştır.

Prof. Dr. Necmettin ELMASTAŞ
Jüri Üyesi

* Öğrenciye tezindeki düzeltme ve tamamlamaları yapması için üç (3) ay ek süre verilmesi önerilmektedir.

** Reddedilmesi halinde, jüri üyesi kişisel raporunun sınav tutanağına eklenecektir.

Not: Üniversitemiz dışından tez savunmasına katılan öğretim üyesinin bu tutanağı imzaladıktan sonra ilgili danışman öğretim üyesine tarayıcıdan tarayarak mail adresine gönderecektir.

Anabilim dalı başkanlığınca tez savunmasını izleyen üç gün içinde Enstitüye tutanaklar bir üst yazı ile EBYS üzerinden bildirilir.

T.C.
HARRAN ÜNİVERSİTESİ
SOSYAL BİLİMLER ENSTİTÜSÜ MÜDÜRLÜĞÜNE

ELEKTRONİK ORTAMDA YAPILAN YÜKSEK LİSANS TEZ SAVUNMASINA ÜNİVERSİTEMİZ DIŞINDAN KATILAN ÖĞRETİM ÜYESİ TUTANAĞI

Harran Üniversitesi Sosyal Bilimler Enstitüsü Coğrafya Ana Bilim Dalı Yüksek Lisans öğrencisi 175225011 numaralı Harun ASLAN'nın hazırlamış olduğu "Van Gölü Havzası'nda Kar Kuraklığının Araştırılması" adlı tezi 30/07/2020 tarihinde, saat 14:00'da elektronik ortamda yapılan savunma sonucunda;

☒ **KABUL EDİLMESİNE**

☐ **DÜZELTİLMESİNE***

☐ **REDDEDİLMESİNE****

Kanaatine varılmıştır.

Prof. Dr. Sabri KARADOĞAN
Jüri Üyesi

* Öğrenciye tezindeki düzeltme ve tamamlamaları yapması için üç (3) ay ek süre verilmesi önerilmektedir.

** Reddedilmesi halinde, jüri üyesi kişisel raporunun sınav tutanağına eklenecektir.

Not: Üniversitemiz dışından tez savunmasına katılan öğretim üyesinin bu tutanağı imzaladıktan sonra ilgili danışman öğretim üyesine tarayıcıdan tarayarak mail adresine gönderecektir.

Anabilim dalı başkanlığınca tez savunmasını izleyen üç gün içinde Enstitüye tutanaklar bir üst yazı ile EBYS üzerinden bildirilir.