

İSTANBUL TEKNİK ÜNİVERSİTESİ ★ LİSANSÜSTÜ EĞİTİM ENSTİTÜSÜ

**KARADENİZ BÖLGESİ EKSTREM YAĞIŞLARININ DURAĞAN OLMAYAN
ŞİDDET-SÜRE-TEKERRÜR ANALİZİ**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Sait Genar YALDIZ

İnşaat Mühendisliği Anabilim Dalı

Hidrolik ve Su Kaynakları Mühendisliği Programı

OCAK 2022

İSTANBUL TEKNİK ÜNİVERSİTESİ ★ LİSANSÜSTÜ EĞİTİM ENSTİTÜSÜ

**KARADENİZ BÖLGESİ EKSTREM YAĞIŞLARININ DURAĞAN OLMAYAN
ŞİDDET-SÜRE-TEKERRÜR ANALİZİ**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

**Sait Genar YALDIZ
(501181531)**

İnşaat Mühendisliği Anabilim Dalı

Hidrolik ve Su Kaynakları Mühendisliği Programı

Tez Danışmanı: Prof. Dr. Hafzullah AKSOY

OCAK 2022

İTÜ, Lisansüstü Eğitim Enstitüsü'nün 501181531 numaralı Yüksek Lisans Öğrencisi Sait Genar YALDIZ, ilgili yönetmeliklerin belirlediği gerekli tüm şartları yerine getirdikten sonra hazırladığı “KARADENİZ BÖLGESİ EKSTREM YAĞIŞLARININ DURAĞAN OLMAYAN ŞİDDET-SÜRE-TEKERRÜR ANALİZİ” başlıklı tezini aşağıda imzaları olan jüri önünde başarı ile sunmuştur.

Tez Danışmanı : **Prof. Dr. Hafzullah AKSOY**
İstanbul Teknik Üniversitesi

Jüri Üyeleri : **Doç. Dr. Veysel Şadan Özgür KIRCA**
İstanbul Teknik Üniversitesi

Dr. Öğr. Üye. Dilek Eren AKYÜZ
İstanbul Üniversitesi-Cerrahpaşa

Teslim Tarihi : 7 Ocak 2022
Savunma Tarihi : 14 Ocak 2022





Anneme,



ÖNSÖZ

Yüksek lisans tez çalışmamda görüş ve önerilerini benimle paylaşan, bilgi ve birikimiyle yol gösterici olan çok değerli hocam Prof. Dr. Hafzullah AKSOY'a sonsuz şükranlarımı sunuyorum.

Bu çalışma Türkiye Bilimsel ve Teknolojik Araştırma Kurumu (TÜBİTAK) destekli 119Y361 no'lu araştırma projesinin bir parçası olarak gerçekleştirilmiştir. TÜBİTAK'a bana sağladığı yüksek lisans bursundan ötürü; MGM'ye de çalışmada kullanılan verilerin teminindeki desteklerinden ötürü müteşekkirim. Projede beraber çalıştığım değerli hocalarım Çukurova Üniversitesi'nden Prof. Dr. Mahmut ÇETİN ve Samsun Üniversitesi'nden Dr. Öğr. Üyesi Hakan AKSU'ya da teşekkürlerimi iletiyorum. Bu süreçte katkılarından dolayı Işıl YILDIRIM'a, Omar ALSENJAR'a ve Gülşah KEKLİK'e de ayrıca teşekkür ederim.

Son olarak tüm bu yorucu süreçte her zaman yanımda olduklarını hissettiren, maddi ve manevi olarak yardımlarını hiçbir zaman esirgemeyen çok kıymetli aileme minnettarım.

Ocak 2022

Sait Genar YALDIZ
(İnşaat Mühendisi)



İÇİNDEKİLER

Sayfa

ÖNSÖZ.....	vii
İÇİNDEKİLER	ix
KISALTMALAR	xi
SEMBOLLER	xiii
ÇİZELGE LİSTESİ.....	xv
ŞEKİL LİSTESİ.....	xvii
ÖZET.....	xix
SUMMARY	xxi
1. GİRİŞ.....	1
1.1 Çalışmanın Konusu	1
1.2 Çalışmanın Önemi.....	2
1.3 Çalışmanın Amacı	3
1.4 Çalışmanın Yöntemi.....	3
1.5 Çalışmanın Düzeni	4
2. YAĞIŞ ŞST EĞRİLERİNE BİR BAKIŞ	5
2.1 Yağışın Oluşumu.....	5
2.2 Yağış Oluşum Türleri.....	5
2.2.1 Orografik yağış	6
2.2.2 Cephesel yağış.....	7
2.2.3 Konvektif yağış	8
2.3 Yağış ŞST Eğrisi	9
2.3.1 Genel	9
2.3.2 Literatür çalışması.....	10
2.3.2.1 Ampirik modeller	10
2.3.2.2 İstatistiksel modeller	12
2.4 Çalışmanın Motivasyonu.....	16
3. YÖNTEM.....	17
3.1 Genel	17
3.2 Homojenlik Analizi	19
3.2.1 Pettitt testi	19
3.2.2 Buishand testi	20
3.2.3 Standart normal homojenlik testi	21
3.2.4 Von Neumann testi.....	22
3.3 Otokorelasyon	22
3.3.1 Durbin-Watson testi	23
3.4 Önbeyazlatma.....	24
3.5 Trend Analizi.....	25
3.5.1 Mann-Kendall testi.....	25
3.5.2 Sen'in eğim metodu	26
3.6 Spearman Sıra Korelasyon Testi	27

3.7 Kolmogorov-Smirnov Testi.....	28
3.8 Genelleştirilmiş Ekstrem Değer (GEV) Dağılımı	28
3.9 Parametre Tahmin Yöntemi	29
3.9.1 Bayesyen Markov Zinciri Monte Carlo (MCMC) simülasyonu	29
3.9.1.1 Metropolis-Hasting algoritması.....	30
3.10 Model Seçim Kriteri	32
3.10.1 Sapma Bilgi Kriteri (DIC).....	32
4. ÇALIŞMA ALANI VE KULLANILAN VERİ	33
4.1 Karadeniz Bölgesi	33
4.1.1 Batı Karadeniz Bölümü	34
4.1.2 Orta Karadeniz Bölümü	35
4.1.3 Doğu Karadeniz Bölümü.....	36
4.2 Veri	37
4.2.1 Standart süreli maksimum yağışlar	37
4.3 Uzak Etkileşim Desenleri	38
4.3.1 Kuzey Atlantik Salınımı (NAO)	38
4.3.2 Arktik Salınım (AO)	39
5. UYGULAMA.....	41
5.1 Genel.....	41
5.2 Homojenlik Analizi Uygulaması	41
5.3 Otokorelasyon Analizi.....	46
5.4 Trend Analizi.....	48
5.4.1 Batı Karadeniz Bölümü	52
5.4.2 Orta Karadeniz Bölümü	52
5.4.3 Doğu Karadeniz Bölümü.....	53
5.5 Spearman Sıra Korelasyon Testi	54
5.6 Kolmogorov-Smirnov Testi.....	56
5.7 Durağan ve Durağan Olmayan Modeller	57
5.8 En Uygun Modeller	60
6. SONUÇLAR	67
KAYNAKLAR.....	69
EKLER.....	75
ÖZGEÇMİŞ.....	105

KISALTMALAR

ABD	: Amerika Birleşik Devletleri
ACF	: Otokorelasyon fonksiyonu
AO	: Arktik salınım
CRCM	: Kanada bölgesel iklim modeli
DIC	: Sapma bilgi kriteri
DSİ	: Devlet Su İşleri
D-W	: Durbin Watson
GAP	: Güneydoğu Anadolu Projesi
GCM	: Küresel iklim modeli
GEV	: Genelleştirilmiş ekstrem değer dağılımı
GPD	: Genelleştirilmiş Pareto dağılımı
GRG2	: Genel indirgenmiş gradyan metodu
İTÜ	: İstanbul Teknik Üniversitesi
K-S	: Kolmogorov Smirnov
MCMC	: Markov Zinciri Monte Carlo
MGM	: Meteoroloji Genel Müdürlüğü
NAO	: Kuzey Atlantik salınımı
NSRP	: Neyman-Scott dikdörtgen puls
RCP	: Temsilci konsantrasyon yolu
SNHT	: Standart normal homojenlik testi
ŞST	: Şiddet süre tekrür
YGİ	: Yağış gözlem istasyonu



SEMBOLLER

ACF(k)	: Otokorelasyon fonksiyonu
d	: Durbin-Watson test istatistiği
d_L	: Durbin-Watson testi kritik değer alt sınırı
d_U	: Durbin-Watson testi kritik değer üst sınırı
D	: Sapma
D($\bar{\theta}$)	: Sonsal ortalamalardan elde edilen sapma
$\overline{D(\theta)}$	: Sonsal ortalama sapma
E	: Pettitt testinde kırılmanın olduğu yıl
L	: Olabilirlik fonksiyonu
n	: Gözlem sayısı
N	: Von Neumann test istatistiği
p	: Olasılık
p_D	: Model kompleksliği
p(x θ)	: Önsel dağılım
p(θ x)	: Sonsal dağılım
P_x(x)	: Beklenen teorik kümülatif dağılım fonksiyonu
Q_i	: Sen'in eğimi parametresi
r_i	: Gözleme ait sıra numarası
r_s	: Spearman sıra korelasyonu katsayısı
R	: Buishand testi düzeltme oranı
s	: Standart sapma
sgn	: Signum fonksiyonu
S	: Mann-Kendall test istatistiği
S_k[*]	: Buishand testi düzeltilmiş kısmi toplamalar
S_n(x)	: Örneklem için kümülatif dağılım fonksiyonu
T₀	: Standart normal homojenlik test istatistiği
T(k)	: Standart normal homojenlik testi kritik değeri
U	: Uniform dağılım
Var(S)	: Varyans

X_E	: Pettitt testinde kırılmanın olduğu yıldaki test istatistiği
X_k	: Pettitt test istatistiği
y_t	: Otokorelasyonu ortadan kaldırılan seri
$\bar{Y}$	: Seri ortalaması
Y_i	: Zaman serisi
z	: Normalize edilmiş Mann-Kendall test istatistiği
z_p	: Geri dönüş seviyesi (mm)
Z	: Speraman sıra korelasyonu test istatistiği
α	: Kabul olasılığı
θ	: Parametre vektörü
μ	: GEV dağılımı konum parametresi
ξ	: GEV dağılımı şekil parametresi
ρ	: Otokorelasyon katsayısı
σ	: GEV dağılımı ölçek parametresi

ÇİZELGE LİSTESİ

Sayfa

Çizelge 3.1: X_E test istatistiğinin farklı eleman sayılı örnekler için %95 ve %99 güven düzeylerindeki kritik değerleri	20
Çizelge 3.2: $R / \sqrt{n}$ 'nin farklı eleman sayılı örnekler için %95 ve %99 güven düzeylerindeki kritik değerleri	21
Çizelge 3.3: T_0 test istatistiğinin farklı eleman sayılı örnekler için %95 ve %99 güven düzeylerindeki kritik değerleri	22
Çizelge 3.4: N test istatistiğinin farklı eleman sayılı örnekler için %95 ve %99 güven düzeylerindeki kritik değerleri	22
Çizelge 4.1: Yağış gözlem istasyonlarına ait özellikler.....	38
Çizelge 5.1: Homojenlik analizi sonuçları (1 = kullanışlı, 2 = kararsız, 3 = şüpheli).	43
Çizelge 5.2: Günlük yağışlarda homojenlik testlerine göre muhtemel kırılma yılları (yeşil = istatistiksel olarak anlamsız; kırmızı = istatistiksel olarak anlamlı).	46
Çizelge 5.3: DW testi sonuçları (Otokorelasyon yoktur: X, Pozitif otokorelasyon: +, Negatif otokorelasyon: -, Karar verilememektedir: Ø).	47
Çizelge 5.4: Mann-Kendall testine göre artış yönünde trend barındıran seriler.....	48
Çizelge 5.5: Standart sürelerdeki maksimum yağışların Mann Kendall test istatistikleri ve Sen'in eğim değerleri.	50
Çizelge 5.6: Spearman Sıra Korelasyonuna göre yıllık maksimum günlük yağışlar ile arasında anlamlı ilişkiler tespit edilen istasyonlar.	54
Çizelge 5.7: Kurulan GEV modelleri parametreleri	57
Çizelge 5.8: DIC'ye göre belirlenen en uygun modeller.	61
Çizelge 5.9: Üç standart sürede (5-dakika, 30-dakika, 24-saat) durağan ve durağan olmayan en uygun modellerle hesaplanan 100-yıllık dönüş seviyelerindeki yağışlar.	62
Çizelge 5.10: Rize istasyonunda durağan ve durağan olmayan en uygun modellerle hesaplanan yağış şiddetleri.....	64



ŞEKİL LİSTESİ

Sayfa

Şekil 2.1: Orografik yağış oluşumu (solda) ve Doğu Karadeniz örneği (sağda).....	6
Şekil 2.2: Cephe yağışlarının oluşumu.....	7
Şekil 2.3: Konvektif yağış oluşumu.....	8
Şekil 3.1: Yöntemin akış şeması.....	18
Şekil 3.2: D-W testinin %95 güven düzeyindeki d_L ve d_U kritik değerleri.	24
Şekil 3.3: D-W testi karar tablosu.....	24
Şekil 3.4: Metropolis-Hasting algoritması akış şeması.	31
Şekil 4.1: Karadeniz bölgesinin fiziki yapısı.	34
Şekil 4.2: Çalışmada kullanılan Batı Karadeniz Bölümü'ndeki YGİ'ler.	35
Şekil 4.3: Çalışmada kullanılan Orta Karadeniz Bölümü'ndeki YGİ'ler.	36
Şekil 4.4: Çalışmada kullanılan Doğu Karadeniz Bölümü'deki YGİ'ler.	37
Şekil 4.5: 7 Kasım 2010 ve 18 Aralık 2010 tarihlerinde İzlanda ve Azor Adaları'ndaki basınç farkından dolayı oluşan (a) pozitif NAO endeksi, (b) negatif NAO endeksi.....	39
Şekil 4.6: 7 Kasım 2010 ve 18 Aralık 2010 tarihlerinde Arktika ve orta enlemler arasındaki basınç farkından dolayı oluşan (a) pozitif AO endeksi (b) negatif AO endeksi	40
Şekil 5.1: Üç farklı homojenlik testi için Sinop istasyonunda ölçülen 1-saatlik yağış serisinin test istatistikleri grafiği. Kesikli kırmızı çizgi testlerin kritik değerlerini göstermektedir.....	44
Şekil 5.2: Ortalamada meydana gelen sıçrama (a) Bartın istasyonu 2-saat standart süreli yağış; (b) Rize istasyonu 18-saat standart süreli yağış; (c) Sinop istasyonu 2-saat standart süreli yağış; (d) Trabzon istasyonu 18-saat standart süreli yağış.	45
Şekil 5.3: Batı Karadeniz bölümünde trend tespit edilen istasyonlar.	52
Şekil 5.4: Orta Karadeniz bölümünde trend tespit edilen istasyonlar.	53
Şekil 5.5: Doğu Karadeniz bölümünde trend tespit edilen istasyonlar.....	54
Şekil 5.6: 24-saat standart süreli yağışa ait olasılık yoğunluk fonksiyonu uydurulmuş histogram, eklenk dağılım fonksiyonu ve Q-Q grafiği (a), (b), (c) Düzce, (d), (e), (f) Giresun, (g), (h), (j) Trabzon.	56
Şekil 5.7: Amasya ve Artvin 1-saat standart süreli yağış parametrelerinin durağan (a, b) ve durağan olmayan (c, d) yoğunluk grafikleri ve iz çizimleri.....	58
Şekil 5.8: Bartın ve Çorum istasyonları için 24-saat standart süreli yağışların (a, b) durağan modeli, (c, d) zamanın kovaryant olarak kullanıldığı modeli, (e, f) maksimum yağışların görüldüğü aylara ait maksimum NAO değerlerinin kovaryant olarak kullanıldığı modele göre elde edilen dönüş seviyeleri.	59
Şekil 5.9: Samsun ve Trabzon 12-saat süreli yağışları için kurulan durağan olmayan modelin yoğunluk grafiği (a, c) ve Q-Q grafiği (b, d).	60
Şekil 5.10: DIC'ye göre YGİ'ler için kurulan en uygun modeller ve bu modellerin geliştirilmesinde kullanılan ortak değişkenler.	66

Şekil A.1: Akçakoca istasyonu durağan ŞST eğrileri.....	77
Şekil A.2: Amasya istasyonu durağan ŞST eğrileri.....	77
Şekil A.3: Artvin istasyonu durağan ŞST eğrileri.....	78
Şekil A.4: Bafra istasyonu durağan ŞST eğrileri.....	78
Şekil A.5: Bartın istasyonu durağan ŞST eğrileri.....	79
Şekil A.6: Bayburt istasyonu durağan ŞST eğrileri.....	79
Şekil A.7: Bolu istasyonu durağan ŞST eğrileri.....	80
Şekil A.8: Çorum istasyonu durağan ŞST eğrileri.....	80
Şekil A.9: Düzce istasyonu durağan ŞST eğrileri.....	81
Şekil A.10: Giresun istasyonu durağan ŞST eğrileri.....	81
Şekil A.11: Gümüşhane istasyonu durağan ŞST eğrileri.....	82
Şekil A.12: İnebolu istasyonu durağan ŞST eğrileri.....	82
Şekil A.13: Kastamonu istasyonu durağan ŞST eğrileri.....	83
Şekil A.14: Merzifon istasyonu durağan ŞST eğrileri.....	83
Şekil A.15: Ordu istasyonu durağan ŞST eğrileri.....	84
Şekil A.16: Rize istasyonu durağan ŞST eğrileri.....	84
Şekil A.17: Samsun istasyonu durağan ŞST eğrileri.....	85
Şekil A.18: Sinop istasyonu durağan ŞST eğrileri.....	85
Şekil A.19: Tokat istasyonu durağan ŞST eğrileri.....	86
Şekil A.20: Trabzon istasyonu durağan ŞST eğrileri.....	86
Şekil A.21: Zonguldak istasyonu durağan ŞST eğrileri.....	87
Şekil B.1: Akçakoca istasyonu durağan olmayan ŞST eğrileri.....	89
Şekil B.2: Amasya istasyonu durağan olmayan ŞST eğrileri.....	90
Şekil B.3: Bafra istasyonu durağan olmayan ŞST eğrileri.....	91
Şekil B.4: Bartın istasyonu durağan olmayan ŞST eğrileri.....	92
Şekil B.5: Bolu istasyonu durağan olmayan ŞST eğrileri.....	93
Şekil B.6: Çorum istasyonu durağan olmayan ŞST eğrileri.....	94
Şekil B.7: Giresun istasyonu durağan olmayan ŞST eğrileri.....	95
Şekil B.8: Gümüşhane istasyonu durağan olmayan ŞST eğrileri.....	96
Şekil B.9: İnebolu istasyonu durağan olmayan ŞST eğrileri.....	97
Şekil B.10: Kastamonu istasyonu durağan olmayan ŞST eğrileri.....	98
Şekil B.11: Merzifon istasyonu durağan olmayan ŞST eğrileri.....	99
Şekil B.12: Rize istasyonu durağan olmayan ŞST eğrileri.....	100
Şekil B.13: Samsun istasyonu durağan olmayan ŞST eğrileri.....	101
Şekil B.14: Sinop istasyonu durağan olmayan ŞST eğrileri.....	102
Şekil B.15: Trabzon istasyonu durağan olmayan ŞST eğrileri.....	103

KARADENİZ BÖLGESİ EKSTREM YAĞIŞLARININ DURAĞAN OLMAYAN ŞİDDET-SÜRE-TEKERRÜR ANALİZİ

ÖZET

İklim değişimi ve değişkenliği sonucunda hidrolojik döngünün her bir evresinde farklı şekillerde etkiler meydana gelmektedir. Artan sıcaklıklar ve buna bağlı olarak ekstrem hava olaylarının süresinde ve frekansında artışlara tüm dünyada rastlanmaktadır. Bu olaylar içerisinde özellikle yağışların zamandaki ve mekandaki dağılımları değişmekte, uzun sürelerde görülen yağışlar artık artan yağış şiddetleriyle beraber ani ve çok daha kısa sürede görülebilmektedir. Bu durumun sonucu olarak yaşanan büyük çapta can ve mal kayıplarına neden olabilecek çeşitli doğal afetler insanlığı tehdit etmektedir.

Ani ve şiddetli yağışlara karşı alınacak önlemler için yapılması gereken taşkın koruma yapıları başta olmak üzere yağmur suyu kanalizasyonu sistemleri, köprüler ve menfezler gibi yapıların tasarımında sıklıkla kullanılan yağış şiddet-süre-tekerrür (ŞST) eğrilerinin değişen iklim koşullarına göre revize edilmesi artık önemli bir ihtiyaç arz etmektedir. Planlama aşamasında kullanılan bu eğriler sayesinde su yapılarına belirli hizmet ömürleri biçilebilmektedir. Ancak ekstrem yağışların şiddet ve tekerrüründeki artışlar artık bu yapıların hizmet ömürlerinin kısalmasını oldukça muhtemel hale getirmektedir. Dolayısıyla bu alanda dünyanın pek çok bölgesinde değişen iklim koşullarına uygun olacak şekilde yeni ŞST bağıntıları geliştirilmeye devam etmektedir.

Ülkemiz için ise ŞST eğrilerinin revize edilmesi ihtiyacı özellikle son yıllarda yaşanan taşkın felaketleri neticesinde pek çok yurttaşımızı kaybettiğimiz Karadeniz Bölgesi için oldukça önemli hale gelmiştir. Bu ihtiyaç doğrultusunda gerçekleştirilen bu çalışmada bölgede plüviyograf kaydı olan 21 adet YGİ'den elde edilen veriler kullanılmıştır. 5 dakika ile 24 saat arasındaki standart sürelerde (5, 10, 15, 30 dakika, 1, 2, 3, 4, 5, 6, 8, 12, 18, 24 saat) gözlenen yıllık maksimum yağış serilerinde ekstrem olayları modellemede sıklıkla kullanılan istatistiksel GEV modelleri kurulmuştur. Bunun için ilk olarak homojenlik analizleriyle serilerin güvenilirlikleri test edilmiş ve serilerde meydana gelen kırılma yılları araştırılmıştır. Sonrasında trend ve korelasyon analizleri gerçekleştirilmiş ve yağışların hangi değişkenlerle ilişkili olarak değişim gösterdiği belirlenmeye çalışılmıştır. Analizlerden elde edilen sonuçlara bağlı olarak zaman veya Kuzey Atlantik Salınımı (NAO), Arktik Salınım (AO) ve bunların, maksimum yağışların görüldüğü aylardan 3 ay öncesine kadar olan dönemi kapsayan aylık maksimumlarından, anlamlı bir ilişkinin tespit edildiği değerleri GEV modellerine entegre edilerek bu uzak etkileşim desenlerinin yağışların geri dönüş seviyeleri üzerindeki etkileri araştırılmıştır. Sonuçlar yağış şiddeti cinsinden ifade edilerek ŞST eğrilerinde görselleştirilmiştir. Analizlerin gerçekleştirilmesinde ve modellerin kurulmasında açık kaynak kodlu R dilinin kullanıldığı çalışma neticesinde ilgilenilen değişkenlerin yağışlar ile arasında önemli anlamlı ilişkilere rastlanmış ve yağış şiddetlerinde dikkate değer artış paternleri gözlenmiştir.



NON-STATIONARY INTENSITY-DURATION-FREQUENCY ANALYSIS OF EXTREME PRECIPITATION IN THE BLACK SEA REGION

SUMMARY

Intensity-Duration-Frequency (IDF) curves show the relationship between the intensity and duration of precipitation in different return periods. It is an indispensable aid for engineers in the design of many water structures such as stormwater drainage networks, flood protection structures, bridges and culverts. Thanks to these curves, safe and cost-efficient structures can be constructed by various risk analyzes carried out in the planning and various predictions can be made about their service life. IDF curves are developed by frequency analysis performed on existing precipitation records observed at different times in the region of interest. For this, the data are first fit with an appropriate probability distribution function (in most cases GEV, Lognormal or Log Pearson Type III etc.). With the help of these models developed afterwards, the precipitation intensities in the selected return periods are calculated. Finally, the precipitation intensity values calculated at different times are visualized on a graph or this relationship is expressed mathematically by regression analysis.

The first appearance of these curves dates back to the 1930s. After the second half of the 20th century, these curves began to be produced and mapped for many regions of the world. Therefore, in most cases, engineers do not need to work to re-establish this relationship. However, the expected increase in the intensity and frequency of extreme precipitation as a result of climate change and variability over the last few years has necessitated a review of these existing relations. Recently, researchers have tried to redefine the IDF relationship in precipitation in accordance with the non-stationary conditions brought by the changing climate in many regions. In this context, the subject is still up-to-date.

Studies applied to revise the IDF relation generally focused on integrating trends detected in precipitation into established statistical models. The need for studies in this direction is increasing day-by-day, especially for the Black Sea region, where many people have lost their lives as a result of natural disasters caused by extreme precipitation in recent years. In this study, which was carried out in order to close this gap in the literature, frequency analysis was performed on the annual maximum precipitation data in 14 standard durations, ranging from 5 minutes to 24 hours, measured by pluviograph at 21 precipitation observation stations, and new IDF curves were tried to be produced for the region.

Firstly, the reliability of the existing data was tested with four absolute homogeneity tests (Pettitt, Buishand, SNHT, and Von Neumann). The years in which significant breaks occurred in the mean of the series were then determined through the tests and the possible reasons for this break were questioned. The existence of a time-dependent trend in precipitation was investigated with the Mann-Kendall trend test. In addition, Spearman's Rank Correlation test analyzed the correlation between the precipitation and two teleconnection patterns, Arctic and North Atlantic Oscillations (AO and

NAO). For the NAO and AO, 1, 2, and 3-month possible lagged impacts were also examined. As a result of these analyzes, significant temporal upward trends were observed in 11 of 21 stations and significant correlations with teleconnection patterns were observed in 13 stations.

GEV models were constructed under the assumption of stationarity for all stations. Besides, non-stationary GEV models were established also for the stations in which the temporal trends or significant statistical correlation with teleconnection patterns were observed by using these values as the covariate. In the non-stationary models, only the change in location parameter was modelled. GEV parameters were estimated with the Bayesian Markov Chain Monte Carlo (MCMC) simulation technique and then the return levels of precipitation in selected return periods were calculated. Among the models established at each station, the most suitable one was determined by Deviance Information Criteria (DIC) and IDF curves were produced for the most suitable ones. The results revealed that the IDF relationship obtained from the non-stationary model for 15 stations is more appropriate than the stationary model.



1. GİRİŞ

1.1 Çalışmanın Konusu

Beşeri hayatın devamı için büyük önem arz eden suyun insanlığın kullanımına sunulması ihtiyacı ilk çağlardan beri inşaat mühendisliğinin en önemli sorunlarından biri olagelmıştır. Gezegenimizde insanlığın kullanımındaki su atmosferin üst katmanlarında yoğunlaşarak yağış olarak yeryüzüne düşer ve çeşitli süreçlerden geçerek buharlaşma ve terlemeyle beraber tekrar atmosfere karışır. Ana hatlarıyla tanımlanan bu sürece su döngüsü veya hidrolojik döngü adı verilir. Hidrolojik döngü sırasında su yeryüzüne çoğunlukla yağmur, kar veya dolu şeklindeki yağışlarla düşer. Yağış üzerinde etkili olan statik (rakım, eğim vs.) ve dinamik (değişen hava koşulları) etkiler nedeniyle yağış zamanda ve mekanda düzensiz bir dağılım gösterir. Yağıştaki bu düzensizlik dünyanın farklı bölgelerinde yıl içerisinde bazen bol yağışlı bazen yağışsız ve hatta kurak dönemlerin yaşanmasına neden olabilmektedir.

Yağıştaki düzensizlikten kaynaklanan belirsizliği minimize etmek için gelecekte görülmesi beklenen yağışları doğru bir şekilde tahmin etmede farklı zaman dilimleri içerisinde gözlenen yağış değerlerinin kayıtları önem arz etmektedir. Kayıt altına alınan bu değerler içerisinde her bir yılda, belirlenen standart zamanlar için, en fazla yağışın tespit edildiği değerlerle maksimum yağış serileri elde edilir. Dünyada olduğu gibi Türkiye'de de maksimum yağışların tekerrür analizinde standart zamanlarda gözlenen bu yağış verileri kullanılmaktadır. Bunun için yağış serilerin uygun bir olasılık yoğunluk fonksiyonu kullanılarak modellenmesiyle her bir zaman dilimi içerisinde gözlenmesi muhtemel yağış değerleri hakkında çıkarım yapılabilir. Tespit edilen bu değerler vasıtasıyla su yapılarının tasarımında sıklıkla kullanılan Yağış Şiddet-Süre-Tekerrür (ŞST) eğrileri oluşturulabilir. ŞST eğrilerinin bu yolla elde edilmesinde genel olarak izlenen iki farklı yöntem mevcuttur. Bunlardan durağanlık varsayımına dayanan klasik yaklaşımda seriler için uydurulan dağılıma ait parametre değerlerinin zamandan veya başka herhangi bir değişkenden bağımsız olduğu kabul edilir. Bununla beraber son yıllarda önem kazanan durağan olmama kabulüne dayanan

yaklaşımında ise dağılımın parametrelerinin özellikle iklim değişikliğinin hidrometeorolojik değişkenler üzerindeki etkisi sonucunda durağanlıklarının bozulduğu ve yeni yapılacak analizlerde bu durumun dikkate alınması gerektiği varsayılır.

Bu tez kapsamında ülkemizde Karadeniz bölgesinde gözlenen standart sürelerdeki maksimum yağışlarda frekans analizi gerçekleştirilmiş ve ŞST eğrileri elde edilmiştir. Bölgede iklim değişimi ve değişkenliğinden kaynaklanan herhangi bir değişiklik olup olmadığı incelenmiş, bu yönde emarelerin tespit edildiği durumlarda durağan koşulların yanı sıra durağan olmayan koşullar altında da ŞST eğrileri elde edilmiştir.

1.2 Çalışmanın Önemi

Yağış Şiddet-Süre-Tekerrür eğrileri tüm dünyada gerek altyapı tesislerinin gerekse taşkın gibi doğal afetlere karşı tarım arazilerini ve yerleşim yerlerini koruma maksadıyla inşa edilen çeşitli koruma yapılarının (taşkın duvarı, sedde, menfez vb.) planlanması aşamasında kullanılmaktadır. Maksimum yağışlardan elde edilen bu eğriler halihazırda yaygın olarak durağanlık kabulüyle türetilmektedir. Buna karşın iklim değişikliği etkilerinin tüm dünyada hissedilmeye başlamasıyla birlikte bazı araştırmacılar yeni yapılacak olan çalışmalarda durağanlık varsayımının terk edilmesi gerektiğini (Sarhadi ve Soulis, 2017), bu varsayımın terk edilmemesi durumunda ise su yapılarının hizmet ömürlerinin kısalmasının oldukça muhtemel olduğunu ortaya koymuştur (Milly ve diğ., 2008). Nitekim yakın dönemde 1850-1900 ile kıyaslandığında 10 yılda bir gözlenen ekstrem yağış olaylarının günümüzde meydana gelme olasılıklarının 1.3 kat artmış olduğunun ortaya konmuş olması (IPCC, 2021) ve durağanlık varsayımıyla gerçekleştirilen frekans analizi çalışmalarının maksimum yağışları durağan olmayan koşullara oranla %60'lara varan oranlarda daha küçük hesapladığının gözlenmiş olması bu durumu destekler niteliktedir (Cheng ve AghaKouchak, 2014).

Yıl içerisinde gözlenen ekstrem yağışlar neticesinde büyük çaptaki taşkınlarla karşılaşma ihtimalimizin olduğu söylenebilir. Tüm dünyada her yıl taşkınlar neticesinde çok sayıda insan hayatını kaybetmekte ve ekonomik anlamda büyük çapta zararlar meydana gelmektedir. Ülkemizde de 1998-2019 yılları arasında (21 yıl içerisinde) gerçekleşen 900'den fazla taşkın neticesinde 693 kişi hayatını kaybetmiş,

300 bin hektar alan taşkına maruz kalmış ve bu taşkınlar neticesinde 13 milyar liraya yakın maddi kayıp yaşanmıştır (URL-1).

Tüm bu durumlar göz önüne alındığında ülkemizin en çok yağış alan bölgelerinden biri olan Karadeniz bölgesinde ŞST eğrilerinin durağan olmayan koşullara uygun olacak şekilde güncellenmesi ihtiyacının önem kazandığı söylenebilir.

1.3 Çalışmanın Amacı

Son yıllarda dünyanın bir çok bölgesi için iklim değişikliğinin maksimum yağışlar üzerindeki etkisini konu alan çalışmaların sayısında artış yaşanmıştır. Bu çalışmalar çoğunlukla yıllık maksimum yağışlara veya belirli bir eşik değerini aşan maksimum yağışlara ait geri dönüş seviyelerinin hesaplanmasına odaklanmıştır. Geri dönüş seviyelerinin kesin olarak doğru hesaplanmasının mümkün olmaması konu üzerine farklı yaklaşımların geliştirilmesine neden olmuştur. Burada en çok başvurulan yöntem, mevcut yağışlara ait kayıtların uygun bir olasılık yoğunluk fonksiyonu cinsinden ifade edilerek modellenmesidir. Bu yaklaşım çerçevesinde gerçekleştirilen bu çalışmada, ülkemizde meydana gelen taşkınlarda en fazla can ve mal kayıplarının yaşandığı bölge olması dolayısıyla Karadeniz Bölgesi çalışma alanı olarak seçilmiştir. Bu çalışma vasıtasıyla ayrıca gerek Karadeniz Bölgesi özelinde, gerekse Türkiye genelinde yapılacak olan yeni çalışmalara katkı sağlanması ve merkezi ve yerel yönetimlerce gerçekleştirilecek olan su kaynakları projelerinde ilgili kurumlara yardımcı olunması amaçlanmıştır.

1.4 Çalışmanın Yöntemi

Meteoroloji Genel Müdürlüğünden temin edilen Karadeniz Bölgesindeki plüviyografli istasyonlardan 21 tanesindeki standart sürelerde gözlenen maksimum yağış verileri kullanılmıştır. Verilerde ilk olarak homojenlik analizleri gerçekleştirilmiş ve sonrasında serilerin belirli bir eğilime sahip olup olmadığı araştırılmıştır. Ayrıca bazı atmosferik uzak etkileşim desenleriyle maksimum yağışlar arasında anlamlı bir ilişkinin var olup olmadığı irdelenmiştir. Yağışlarda artış yönünde eğilim tespit edilip edilememesi ya da uzak etkileşim desenleriyle arasında anlamlı ilişkilerin gözlenmesine bağlı olarak seriler durağan veya durağan olmayan seriler olarak işaretlenmiş ve bu serilerde genelleştirilmiş ekstrem değer analiziyle durağan seriler

için durağanlık kabulüyle; durağan olmayan seriler için ise hem durağan olma hem de durağan olmama kabulleri üzerinden GEV modelleri geliştirilmiştir. Durağan modeller ile durağan olmayan modellerin sonuçları bilgi kriteri vasıtasıyla karşılaştırılmış, en uygun olduğu tespit edilen modellerden elde edilen sonuçlar ile şST eğrileri elde edilmiştir. Son olarak elde edilen şST eğrilerindeki farklar sebep ve olası sonuçlarıyla birlikte yorumlanmaya çalışılmıştır.

1.5 Çalışmanın Düzeni

Yağışın oluşumunun, türlerinin ve ölçülmesinin ana hatlarıyla anlatıldığı ve şST eğrisinin tanıtıldığı Bölüm 2'de literatürde maksimum yağışlar için gerçekleştirilen frekans analizi çalışmalarına odaklanılmıştır. Bölüm 3'te çalışmada kullanılan veriler tanıtılmış, Karadeniz Bölgesi'nin iklim, coğrafi ve topoğrafik özellikleri anlatılmıştır. Bölüm 4'te çalışmada kullanılan yöntemler açıklanmıştır. Bölüm 5 çalışmada gerçekleştirilen analizlerin sonuçlarını ve elde edilen şST eğrilerinden örnekleri içermektedir. Son bölüm olan 6. Bölümde ana hatlarıyla değerlendirildiğinde çalışma sonucunda ne gibi çıkarımların yapılabilieceğine ve bu çalışmanın gelecek çalışmalara hangi yönlerden yol gösterici olabileceğine değinilmiştir. Tüm istasyonlar için durağanlık varsayımı altında elde edilen şST eğrileri çalışmada EK A'da; durağan olmama varsayımı altında elde edilen şST eğrileri EK B'de sunulmuştur.

2. YAĞIŞ ŞST EĞRİLERİNE BİR BAKIŞ

2.1 Yağışın Oluşumu

Yağış en genel tanımla suyun atmosferden yeryüzüne ulaşması süreci olarak açıklanabilir. Yağışın meydana gelebilmesi için atmosferde yeteri kadar su buharı bulunmalı ve sıcaklık yoğunlaşmanın meydana gelebilmesini sağlayabilecek ölçüde düşük olmalıdır. Ancak atmosferde tutulan su buharı yalnızca sıcaklığın düşmesi sonucu yoğunlaşmaz; yoğunlaşmanın gerçekleşebilmesi için atmosferde yoğunlaşma çekirdekçikleri adı verilen küçük parçacıkların bulunması gerekir. Bu parçacıklar atmosferde serbest halde bulunan su buharının üzerlerinde yoğunlaşmasına izin verirler. Bu sayede oluşan su damlacıkları veya buz kristalleri düşmek için yeterli kütleye ulaşırlar. Bununla birlikte bu parçacıkların yeryüzüne düşmek için bulut içindeki kaldırma kuvvetinin de üstesinden gelmeleri gerekir. Yerçekimi etkisi altında aşağı yönde hareketleri sırasında ayrıca hava direncine de maruz kalırlar. Aşağı yöndeki kuvvet direnç kuvvetine eşit olduğu anda düşme hızı limit değerine ulaşır.

Özetle herhangi bir bölgede yağışın başlaması ve sürmesi için gerekli olan koşullar şu adımlardaki gibi sıralanabilir:

1. Atmosferin yeterli miktarda su buharı ihtiva etmesi
2. Atmosferdeki havanın soğuması
3. Yoğunlaşma çekirdekçikleri üzerinde yoğunlaşmanın gerçekleşmesi
4. Parçacıkların yeryüzüne düşmek için yeterli büyüklüğe ulaşması
5. Sürecin devamı için yeterli miktarda nemin bulunması

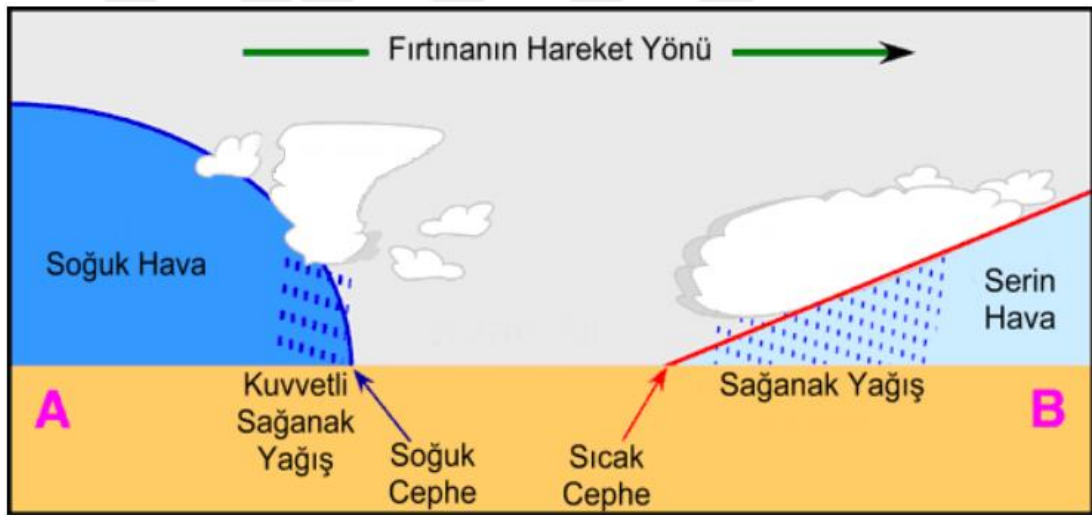
2.2 Yağış Oluşum Türleri

İçerisinde yeterli miktarda su buharı bulunduran havanın atmosferin üst katmanlarında yoğunlaşarak yer yüzüne yağmur, kar, dolu gibi şekillerde yağış olarak düşmeden önce yükselerek soğuması gerekir. Yağışın şeklinin ve seyrinin belirlenmesi açısından bu yükselmenin seyri ve havadaki nemin miktarı önem taşımaktadır. Bu bağlamda

yağış gözlemek mümkündür. Ayrıca dünyadan örnek vermek gerekirse Hawaii adaları ile Brezilya ve Madagaskar'ın doğu kıyılarında yıl boyu denizlerden esen alizelerin etkisiyle; Hindistan'da ise Gat ve Himalaya dağlarında yaz musonlarının etkisiyle orografik yağışlar gözlenebilir (Eken ve diğ., 2008).

2.2.2 Cephesel yağış

Siklonik veya alçak basınç yağışları olarak da bilinen ve geniş bir alanı kapsayan cephesel yağışlar farklı yoğunluklardaki ve farklı sıcaklıklardaki iki hava kütesinin yatay hareketleri sırasında karşı karşıya gelmesi sonucu meydana gelir. Bu iki hava kütlesi karşılaştığı anda değişik cephe sistemlerini meydana getirir ve yoğunluğunun daha az olmasından dolayı sıcak hava soğuk hava kütesinin üzerine doğru hareket eder. Bu esnada yükselme kaynaklı olarak sıcak hava kütesinin soğuyarak yoğunlaşması sonucunda cephesel yağış oluşur (Şekil 2.2).



Şekil 2.2: Cephe yağışlarının oluşumu (URL-2).

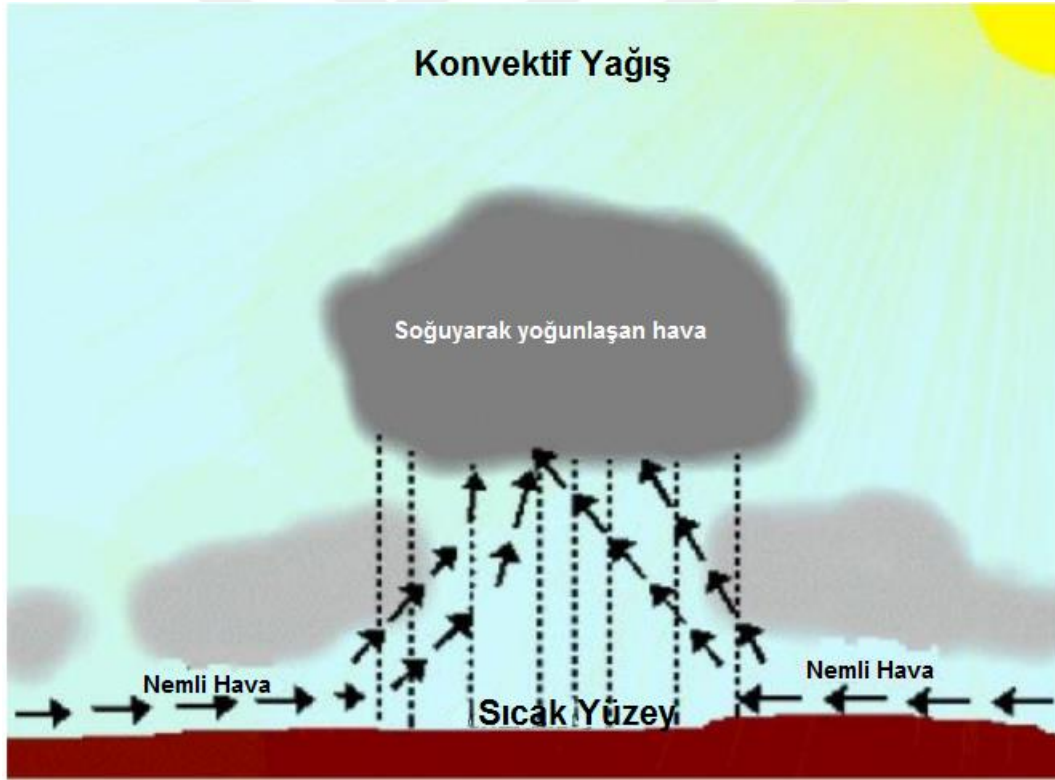
Bu tip yağışlarda cephe oluşumu sırasında soğuk hava kütesinin sıcak hava kütesini iterek yükselmeye zorlamasıyla soğuk cephe; sıcak havanın görece soğuk olan cephenin üzerine doğru hareketiyle ise sıcak cephe meydana gelir. Soğuk cephe oluşumundan kaynaklanan yağışlar yoğun ve kısa süreliyen, sıcak cephe oluşumunun getirdiği yağışlar ise orta ve hafif şiddetteki sağanaklar şeklindedir.

Cephesel yağışlar daha çok soğuk mevsimlerde meydana gelir. Batı-Orta Avrupa için bu yağışlar kış mevsiminde gözlenen yağışların önemli bir bölümünü oluşturur. Türkiye de bulunduğu enlemler itibariyle orta kuşakta yer alan bir ülke olması

dolayısıyla bu tip yağışların sıklıkla görüldüğü bölgelerden birisidir. Özellikle Akdeniz ikliminin yaşandığı bölgelerde kış aylarındaki yağışların büyük bir kısmını cephesel yağışlar oluşturur.

2.2.3 Konvektif yağış

Isınan kararsız hava kütesinin yükselmesi sonucu oluşan bir yağış türüdür. Yükselim yağışları olarak da bilinirler. Çevresine göre daha sıcak olan bir hava kütlesi yoğunluğunun da daha düşük olmasından dolayı yükselmeye başlar. Yükselmeye beraber soğuyan havanın nem taşıma kapasitesi düşerken buna bağlı olarak bağıl nemi artar. Soğumanın çiğlenme noktasına erişmesinin ardından havanın taşıdığı nemin bir kısmı yoğunlaşır ve yeryüzüne yağış olarak iner (Şekil 2.3). Kısa süreli ve sağanak şeklinde gerçekleşen bu yağışların şiddeti soğumanın derecesine ve havadaki nem miktarına bağlıdır (Aküzüm ve diğ., 1994).



Şekil 2.3: Konvektif yağış oluşumu (Eken ve diğ., 2008).

Konvektif yağışlar özellikle hava sıcaklığının ve neminin fazla olduğu yaz aylarında görülür. Şimşek ve gök gürültüsüyle beraber kısa zamanda çok miktarda suyun yeryüzüne düşmesine neden olan bu yağışlar taşkınlara yol açmakta ve hasat dönemlerinde de tarımsal ürün kaybına neden olabilmektedir.

Konvektif yağışlara dünyanın tropikal bölgelerinde tüm yıl rastlanırken, bu tür yağışlar orta enlem karalarında ilkbahar ve yaz aylarında görülebilir. Ülkemizde de İç Anadolu bölgesinde yaz mevsimi boyunca görülen sağanak şeklindeki yağışlar konvektif yağışlara örnektir.

2.3 Yağış ŞST Eğrisi

2.3.1 Genel

Yağış ŞST eğrileri gözlenmiş yağış verileri kullanılarak yapılan analizler sonucunda belirli geri dönüş periyotlarına karşı gelen yağış şiddeti ve süresini veren eğrilerdir. Bu eğriler, özellikle su yapıları projelerinde mühendisler tarafından sıklıkla kullanılmaktadır (Rasel ve Islam, 2015). Esas olarak belirli bir proje için belirlenen yağış süresine ve geri dönüş periyoduna karşı gelen yağış değerini, yani "tasarım yağışını" elde etmek için kullanılırlar (AlHassoun, 2011). Bu sayede mühendisler tarafından belirli geri dönüş periyotları için güvenli ve uygun maliyetle tasarım yapmak mümkündür ancak aynı zamanda kapasitenin aşılabileceğine dair belirli bir risk de kabul edilmiş olur (Raifor ve diğ., 2007).

Bu eğrilerin ilk kullanımları 1932'ye kadar uzanmaktadır (Bernard, 1932). 1960'lardan sonra ise bu ilişki, başta ABD olmak üzere, dünyadaki pek çok gelişmiş ülke için incelenmiş ve haritalandırılmıştır (Koutsoyiannis ve diğ., 1998). Günümüzde, neredeyse dünyanın her bölgesi için bu konu hakkında yapılan çalışmaları bulabilmek mümkündür.

ŞST eğrisinin elde edilmesinde takip edilmesi gereken temel prosedürler literatürde kolaylıkla bulunabilir (Chow ve diğ., 1988). Bu prosedürler belirli sürelerdeki yağışların uygun olasılık dağılım fonksiyonları aracılığıyla tanımlanması, seçilen bir dizi geri dönüş periyoduna karşı gelen yağış değerlerinin elde edilmesi ve yağış şiddetine dönüştürülerek grafiğe dökülmesi şeklinde özetlenebilir (AlHassoun, 2011). Ancak son yıllarda iklim değişikliği ve değişkenliği sonucunda ekstrem yağış olaylarının büyüklüğünde ve frekansında artışlar yaşanmasının kuvvetle muhtemel gözükmesinden dolayı ŞST eğrilerinin elde edilmesinde kullanılagelen temel yaklaşımın terk edilerek farklı yaklaşımların geliştirilmesi ihtiyacı doğmuştur (Trenberth, 2011). Dünyanın bir çok bölgesinde de araştırmacılar tarafından ŞST

ilişkilerinin türetilmesinde bu etkileri dikkate alan farklı metodolojiler ortaya konmuş ve test edilmiştir.

2.3.2 Literatür çalışması

2.3.2.1 Ampirik modeller

Yarnel (1935) ABD için ilk kez ülkenin farklı bölgelerindeki ekstrem yağışların meydana gelme frekansını ve bu olayların şiddetini ve süresini belirlemek amacıyla gerçekleştirdiği çalışmasında, 5 dakikadan 24 saate kadar olan sürelerdeki yağışların 2 ila 100 yıl arasındaki geri dönüş seviyelerini belirlemiş ve sonuçları ülke çapında haritalandırmıştır. Chow (1953) ABD'deki Illinois eyaletinin Chicago kenti için şiddet-süre-frekans ilişkisini incelediği çalışmasında 10 dakika ile 120 dakika arasındaki sürelerde hem yıllık maksimum yağış yüksekliği değerlerini hem de belirlemiş olduğu eşik üstü değerleri kullanarak bölge için ŞST eğrilerini elde etmiştir. Chen (1983) genelleştirilmiş ampirik bir ŞST formülü geliştirerek ABD'deki herhangi bir yer için üç temel yağış yüksekliği değerini (10 yıllık geri dönüş periyoduna sahip 1-saatlik yağış yüksekliği; 10 yıllık geri dönüş periyoduna sahip 24-saatlik yağış yüksekliği; 100 yıllık geri dönüş periyoduna sahip 1-saatlik yağış yüksekliği) hesaplayabilmiştir.

Koutsoyiannis ve diğ. (1998) ŞST eğrilerinin formülasyonunda ve oluşturulmasında yarı ampirik yeni bir yaklaşım geliştirdikleri çalışmalarında iki farklı parametre tahmin yöntemi kullanmıştır. Bu yöntemlerle yağış gözlem istasyonlarının seyrek olduğu bölgelerdeki ŞST eğrilerini oluşturma sorununun da çözülebileceğini ortaya koymuş, geliştirdikleri metodolojiyi Yunanistan'ın önemli bir bölümüne uygulamıştır. Karahan ve Ayvaz (2005) ŞST ilişkisini belirlemede kullanılan doğrusal olmayan optimizasyon tekniği GRG2 için bir algoritma geliştirmiştir. Bu algorithmada ŞST problemi iki ampirik denklem ve iki istatistiksel denklem kullanılarak 5 dakika ila 24 saat süreli maksimum yağış verileri üzerinde uygulama yapılmış, geliştirilen tekniğin ŞST ilişkisini belirlemede oldukça etkili olduğu sonucuna ulaşılmıştır. Singh ve Zhang (2007) Louisiana'daki havzalardan alınan yağış verileriyle ŞST eğrilerini elde etmek amacıyla yağış değerlerinin aynı tip marjinal dağılımlara sahip olduğunu varsaymayan copula yöntemiyle ampirik yöntemleri kıyasladığı çalışmasında iki yöntem arasında belirgin farklar olmadığını tespit etmiştir.

Bu sırada ülkemizde ise Karahan ve diğ. (2008) ŞST bağıntılarının elde edilmesinde genetik algoritma optimizasyon tekniğini GAP bölgesinde yer alan 4 şehirdeki (Adıyaman, Diyarbakır, Gaziantep ve Şanlıurfa) meteoroloji istasyonu üzerinde gerçekleştirdikleri örnek çalışma sonrasında alternatif bir teknik olarak önermiş, bu tekniğin aykırı veya hatalı değerlerin yol açtığı sorunları ortadan kaldırmada etkin olmasından dolayı ŞST ilişkisini belirlemede çok iyi sonuçlar verdiği sonucuna ulaşmıştır. Soro ve diğ. (2010) ise Güney Afrika'daki 13 istasyon için kullanılan ŞST eğrilerini 1955-2001 periyodunu kapsayan verileri kullanarak güncellemiştir. Yağış şiddeti ve süresi arasındaki ilişkiyi tanımlamak için Montana formülünü kullandığı çalışmanın neticesinde önceki eğrilerin 20 dakikadan kısa süreli yağışları olduğundan az, 20 dakikadan uzun süreli yağışları ise olduğundan fazla tahmin ettiği sonucuna ulaşmıştır. AlHassoun (2011), Suudi Arabistan'ın Riyad bölgesinde 32 yıllık yağış kaydı mevcut olan bir gözlem istasyonu için altı standart sürede (10, 20, 30 dakika ve 1, 2, 24 saat) Gumbel, Log Pearson III ve Lognormal dağılımlarını kullanarak frekans analizi gerçekleştirmiş, geliştirmiş olduğu ampirik formüller yardımıyla bölge için ŞST eğrilerini elde etmiştir. Farklı dağılımlar kullanılmakla birlikte elde edilen sonuçlar arasında önemli farklara rastlanmamıştır.

Isikwue ve diğ. (2012) Nijerya'daki Makurdi bölgesinde kaydı tutulan 30 yıllık (1979-2009) yağış verilerini kullandığı çalışmasında yağış ŞST ilişkisini veren ampirik bir model geliştirmiş ve farklı dönüş periyotlarında bölge için ŞST eğrilerini elde etmiştir. García-Marín ve diğ. (2013) de Güney İspanya'nın Malaga kenti için multifraktal yaklaşımla yağış ŞST arasındaki ilişkiyi belirlemek için yıllık maksimum yağış verilerini kullanarak dört ampirik model geliştirmiş, modeller arasında en uygun olanını modellerin ölçeklenme davranışına göre belirlemeye çalışmıştır. Subyani ve Al-Amri (2015) içerisinde eksik gözlemlerin de olduğu 43 yıllık yağış kaydı bulunan Medine istasyonunda günlük yağışlarda indirgeme yöntemiyle eksik olan saatlerdeki yağış verilerini belirlemiş ve bölge için ampirik bir ŞST formülü geliştirmiştir. Devkota ve diğ. (2018) Nepal'in en çok yağış alan bölgelerinden biri olan Panchase bölgesinde gerçekleştirdiği çalışmasında eksik gözlemlerin fazlaca bulunduğu bölgedeki sekiz istasyonda ölçülen mevcut günlük yağışlarda ayrıştırma yöntemiyle farklı sürelerdeki saatlik yağış serilerini elde etmiş ve Nepal'in veri sıkıntısı çeken başka bölgeleri için de genişletilebilecek olan muson dönemi ŞST ilişkisini ortaya koyan çeşitli ampirik formüller geliştirmiştir.

Basumatary ve Sil (2018) Hindistan'da yoğun yağış alan ancak mevcut su potansiyelinin çok azının kullanıldığı Barak Havzası için 24-saatlik yıllık maksimum yağış ve ayrıştırılmış saatlik maksimum yağış verilerini kullanarak havza için ŞST eğrileri elde etmiştir. Şen ve Aksu (2021) da İstanbul ve çevresindeki yedi yağış gözlem istasyonunda ölçülen standart sürelerdeki maksimum yağışlar için ŞST eğrilerini elde etmiş, bunun için verileri iki eşit döneme ayırarak eğilim analizi yapmış, altı istasyona ait ŞST eğrilerinde belirgin artış gözlemiştir.

2.3.2.2 İstatistiksel modeller

Ülkemiz için yağış ŞST ilişkisini istatistiksel modeller yardımıyla belirleme çalışmaları 1960'ların sonlarında başlamıştır. Bu kapsamda, Çölaşan (1969) yapılan ilk çalışmalardan biri olarak kabul edilebilir. Burada, en az 10 yıllık plüviograf kaydı olan yağış gözlem istasyonlarından elde edilen verilerle maksimum yağışlara ait dönüş periyotları belirlenmiş ve ülke çapında haritalandırılmıştır. ABD'de de Reich (1978) Tucson Uluslararası Havalimanı'nda gözlenen 32 yıllık ve 5 ila 60 dakika süreli maksimum yağış değerlerine ait 2 ila 100 yıllık geri dönüş seviyelerini hesaplamış ve şiddet-süre bağıntılarını geliştirmiştir. Devlet Su İşleri (DSİ) (1990) tarafından hazırlanan atlas ülkemiz için yapılan en kapsamlı çalışmalardan biridir. Atlasta, Meteoroloji Genel Müdürlüğü'nün (MGM) 202 istasyonundan elde edilen standart sürelerdeki maksimum yağışlar ile DSİ'nin 1575 istasyonunda ölçülen maksimum günlük ve yıllık yağış verileri ve yıllık toplam yağış verileri kullanılmıştır. DSİ bünyesinde geliştirilen yazılımın kullanıldığı çalışmada veriler için uygun olasılık dağılımları belirlenmiş ve belirli dönüş periyotları için standart süreli yağış yükseklikleri hesaplanmış ve tablolar halinde sunulmuştur. Yu ve diğ. (2004) maksimum yağışlarda bölgesel ölçeklendirmenin ilk kapsamlı çalışmalarından birinde Tayvan'ın kuzeyindeki 46 yağış gözlem istasyonundan elde edilen yağış verilerinden Gumbel dağılımını kullanarak basit ölçekleme teorisiyle kayıt yapılmayan alanlar için bölgesel ŞST eğrileri geliştirmiştir.

Bu arada Mailhot ve diğ. (2007) küresel iklim değişikliğinin bir sonucu olarak halihazırda durağanlık hipotezine dayanarak elde edilen ŞST eğrilerinde bekledikleri değişimleri test etmek üzere Kanada Bölgesel İklim Modelinin (CRCM) simülasyonlarını kullanmış; Quebec eyaleti için 2 saatlik ve 6 saatlik ekstrem yağışlarda yarı yarıya; 12 saatlik ve 24 saatlik yağışlarda üçte bir oranında bir azalma

öngörmüştür. Madsen ve diğ. (2009) ekstrem yağışları tahmin etmede kullanılan bölgesel ŞST eğrilerini 1997-2015 verileriyle güncellemiş, Danimarka'da gerçekleştirmiş oldukları uygulamalar sonucunda 30 dakika ile 3 saat arasındaki sürelerde ve yaklaşık 10 yıllık dönüş seviyelerinde %10'luk artış eğilimleri tespit etmiştir. Huard ve diğ. (2010) yıllık maksimum serilerde GEV modeli kullanarak Kanada'da Québec eyaletindeki altı istasyon için ŞST eğrilerini tahmin etmiştir. Standart yöntemlerin yanlış bir güvenlik hissi verebilecek tahminlere yol açabilmesinin önüne geçebilmek için Bayesyen analizden faydalanılmıştır. Ayrıca bu analiz için yeni bir önsel dağılım önererek Bayesyen ve klasik yaklaşımların karşılaştırmasını dönüş periyodu için farklı ön varsayımlar ve farklı tahmin yöntemleri ile gerçekleştirmiştir. Peck ve diğ. (2012) değişen iklim koşullarıyla beraber Londra, Ontario şehri için kullanılan ŞST eğrilerinde olması muhtemel değişimleri incelemek üzere k-en yakın komşu algoritmasına dayalı hava üreteç modeli kullanarak uzun dönem hava durumu serilerini oluşturmuştur. Çalışma sonucunda maksimum yağışların şiddetinde ve büyüklüklerinde bazı artış eğilimleri tespit edilmiş ve mevcut ŞST eğrilerinin buna göre revize edilmelerini önermiştir. Ayrıca bu çalışma neticesinde Londra Kent Konseyi 25 Temmuz 2011 tarihli toplantısı sonucu aldığı kararla mevcut ŞST eğrilerini %21 oranında artırmaya karar vermiştir. Asikoglu ve Benzeden (2014) Ege Bölgesinde gerçekleştirdikleri çalışmalarında iki parametrelili Log-normal dağılım ve Gumbel dağılımlarını kullanmıştır. Bu amaçla yağışa ait istatistikleri zamanın fonksiyonu şeklinde tanımlayarak ŞST ilişkilerini geliştirmiş, bu yöntemin örnekleme hatalarından kaynaklanan riskleri ve belirsizlikleri önemli ölçüde azalttığı sonucuna ulaşılmıştır.

Rodríguez ve diğ. (2014) iklim değişikliğine bağlı olarak ŞST eğrilerindeki olası değişimleri araştırmak için dört farklı sera gazı emisyonu senaryosunda, Barcelona'da bulunan altı istasyon için, 114 adet günlük yağış serisini simüle etmiş ve 21. yüzyılın son çeyreği için günlük yağışlarda 20 yıldan uzun dönüş periyotlarında en az %4 olacak şekilde artışlar elde etmiştir. Ayrıca ölçek küçültme yöntemi kullanılarak gelecekteki saatlik yağışları tahmin etmiş, saatlik yağışlarda, değerlendirilen neredeyse tüm senaryolar ve dönemler için günlük yağışlardakinden daha büyük oranda artışlara rastlanmıştır. Yilmaz ve diğ. (2014) Avusturalya, Melbourne'deki bir yağış gözlem istasyonunda ölçülen 6 dakika ile 72 saat arasında değişen süreli yağış verilerini kullanarak iklim değişikliğinin ekstrem yağışlar üzerindeki etkisini durağan

ve durağan olmayan Genelleştirilmiş Pareto Dağılımı (GPD) modelleri ile incelemiştir. Sonuç olarak, 30 dakika, 3 saat ve 48 saatlik ekstrem yağış verilerinde istatistiksel olarak anlamlı eğilimler tespit etmelerine karşın durağan olmayan GPD modellerinin, durağan modellere kıyasla herhangi bir üstünlüğünün olmadığı sonucuna ulaşılmıştır. Cheng ve AghaKouchak (2014), halihazırda altyapı tasarımlarında kullanılan ŞST eğrilerinin iklim değişikliğinin etkilerini göz önüne alacak şekilde durağan olmama durumuna adapte edilmesi gerektiğini, aksi takdirde maksimum yağışlara ait geri dönüş seviyelerinin %60'lara varan oranlarda daha az tahmin edilmesine yol açabileceğini ortaya koymuştur. Lima ve diğ. (2016) ŞST eğrilerinin iklim değişikliği etkisi altında güncellenmesi amacıyla dört parametrelili beta dağılımına dayanan yeni bir metodoloji ortaya koymuştur. Bu yaklaşım çerçevesinde Güney Kore'de dört istasyondan ve RCP 6 ve RCP 8.5 senaryolarından elde edilen verilerde gerçekleştirilen testlerde model sonuçlarının tarihsel verilere GEV dağılımı kadar iyi uyduğunu ancak öngörülen değişimlerde geleneksel sonuçlardan önemli ölçüde farklılaştığını tespit etmiştir. Sarhadi ve Soulis (2017) Kuzey Amerika'daki Büyük Göller bölgesi için Bayesyen Markov Zinciri Monte Carlo tekniklerini kullanarak tamamen zamana bağlı modeller geliştirmiş, bu modeller sonucunda farklı sürelerdeki aşırı şiddetli yağışların güçlü bir durağan olmama durumu sergilediğini gözlemlemiş ve ŞST eğrilerinde halihazırda kullanılan durağanlık varsayımının durağan olmama varsayımı lehine terk edilmesinin yeni nesil mühendislik projelerinin planlanmasında antropojenik iklim değişikliğinin hesaba katılmasında önemli olduğu sonucuna varmıştır.

Agilan ve Umamahesh (2017) durağan olmayan ŞST eğrileri geliştirmek için Genelleştirilmiş Ekstrem Değer (GEV) dağılımının parametrelerinde zamanı ve fiziksel süreçleri veya bazı kombinasyonlarını ortak değişken olarak kullanmış, Haydarabad için gerçekleştirdikleri çalışmada kısa süreli yağışlar üzerinde yerel süreçlerin, uzun süreli yağışlar üzerinde ise küresel süreçlerin daha etkin olduğu sonucuna ulaşmıştır. Tfwala ve diğ. (2017) iklim değişikliği neticesinde yağış desenlerinde zamansal ve mekansal değişimlerin olacağı öncülünden hareketle Güney Afrika'daki Ghaap Platosunda gözlenen maksimum yağışları durağan olmayan GEV dağılımını kullanarak modellemiş, elde ettikleri ŞST eğrilerinde geçmiş çalışmalara oranlara dikkate değer miktarlarda artış trendleri gözlemiştir. Güçlü ve diğ. (2018) iklim değişikliği neticesinde hidrometeorolojik değişkenlerde beklenen artış ya da

azalış trendlerini incelemek üzere İstanbul, Florya istasyonundan temin ettikleri 46 yıllık yağış kayıtlarını kullanmış, kısa süreli yağışlarda azalma yönünde eğilim tespit ederken, uzun süreli yağışlarda ise herhangi bir eğilime rastlamamıştır. Ragno ve diğ. (2018) iklim değişikliğinin maksimum yağışların büyüklüğünde ve sıklığında yarattığı etkiyi ölçmek ve ŞST eğrilerindeki değişimi belirlemek için Bayesyen çıkarıma dayalı durağan olmayan bir model geliştirmiş, ABD'de yoğun nüfuslu bölgelerde yıllık ortalama yağışlarda değişim beklenmemesine rağmen, maksimum yağışların frekansında iki kata kadar artışın yanı sıra şiddetinde de %20'lere varan artışların yaşanabileceğini ortaya koymuştur. Ouarda ve diğ. (2019) ŞST eğrilerinin durağan olmayan koşullara uyum sağlaması amacıyla model parametrelerini zaman ve iklim salınımlarının ortak değişkenlerine bağımlı hale getirerek yağışlarda var olabilecek durağan olmayan durumu modelde ifade eden bir metodoloji geliştirmiştir. Bu yöntemi Kanada ve ABD'de Akaike bilgi kriterlerine göre test etmiş ve durağan olmayan modellerin daha uygun olduğu sonucuna ulaşmıştır.

Vu ve Mishra (2019) geçmiş yıllarda ABD'de bin yıldan fazla dönüş periyoduna sahip olağandışı ekstrem yağış olayları kaydedilmiş olmasından dolayı, tipik olarak durağanlık varsayımı altında elde edilen ŞST eğrilerini durağan olmayan iklim şartlarına uygun olarak revize etmek amacıyla maksimum yağışları durağan olmayan Genelleştirilmiş Ekstrem Değer (GEV) dağılımını kullanarak modellemiş, zaman, ortalama sıcaklık, maksimum sıcaklık, El-Niño-Güney Salınımı gibi fiziksel büyüklükleri ortak değişken olarak kullanarak ekstrem yağış olaylarının %90'a yakınının, seçilen zaman periyodu için, durağan olmayan modeli takip ettiği sonucuna ulaşmıştır. Korkmaz ve diğ. (2019) Orta Karadeniz Bölgesinde standart süreli yıllık maksimum yağışların homojenliğini, iç bağımlılığını ve eğilimini inceleyerek en uygun dağılımı belirlemiş ve ŞST eğrilerini elde etmiştir. Oruc ve diğ. (2020) durağan olmayan GEV modellerinin durağan GEV modellerine göre daha üstün olup olmadığını ŞST eğrisi analizleri yoluyla araştırmış, bunun için Ankara'da gözlenen (1950-2015) ve iki farklı karbon emisyonu senaryosu altında bir bölgesel iklim modeliyle (RCM) birleştirilen üç küresel iklim modeli (GCM) kullanılarak elde edilen gelecek (2015-2098) yağış verilerini kullanmıştır. Khazaei (2021) stokastik yağış modeliyle (NSRP) İran'ın Karkheh ve Karun havzalarındaki beş istasyona ait gelecekteki ŞST eğrilerini, iklim değişikliğinin etkilerini iki GCM ve üç RCP senaryoları kullanarak, ürettiği çalışmada geçmiş ve gelecek için 3000 yıllık yağış

serileri oluşturmuş ve bu serilerden yağış şiddetlerinin gelecekte %22 ile %206 arasında değişen oranlarda artışlar göstereceğini ortaya koymuştur.

2.4 Çalışmanın Motivasyonu

Literatürde yer alan önceki çalışmalar değerlendirildiğinde ŞST eğrilerinin mühendislik alanındaki önemi açıkça görülebilir. Dünyanın hemen her bölgesi için yıllardır gerçekleştirilmiş olan çalışmalara rağmen konu hala güncelliğini korumaktadır. Yağışların doğru bir şekilde tahmininin imkansız olmasından dolayı gerek gözlenmiş olan veriler gerek çeşitli iklim projeksiyonları neticesinde elde edilen veriler kullanılarak farklı ampirik ve istatistiksel modeller hala geliştirilmeye devam etmektedir. Burada etkisini özellikle sıcaklık artışı şeklinde hissettiğimiz küresel iklim değişikliğinin ekstrem yağış olaylarının büyüklüğünde ve frekansında da artışlara neden olmasının beklenmesinden dolayı bu etkileri de dikkate alacak şekilde yeni çalışmaların literatüre kazandırılmasına hız verilmiştir.

Dünyanın bir çok bölgesi için durağan olmayan koşullar altında geliştirilen ŞST eğrilerinin durağan koşullar altında geliştirilen eğriler ile hangi oranda farklılaştığının belirlenmesi ile ilgili pek çok çalışmada birbirinden farklı sonuçlara ulaşılmıştır. Ülkemiz için ise bu konu hakkında kapsamlı çalışmaların eksikliği hemen göze çarpmaktadır. Özellikle su yapılarının hizmet ömürlerinin doğru bir şekilde değerlendirilmesi açısından taşıdığı önem dolayısıyla bu eğrilerin dünyadaki diğer çalışmalara paralel olarak gözden geçirilmesi ve eğer varsa değişimlerinin doğru bir şekilde ortaya konması önem arz etmektedir. Bu çalışmanın ülkemizin en çok yağış alan bölgelerinin başında gelen Karadeniz Bölgesi için yapılması bölgesel sonuçlar elde edebilmek bakımından önemlidir.

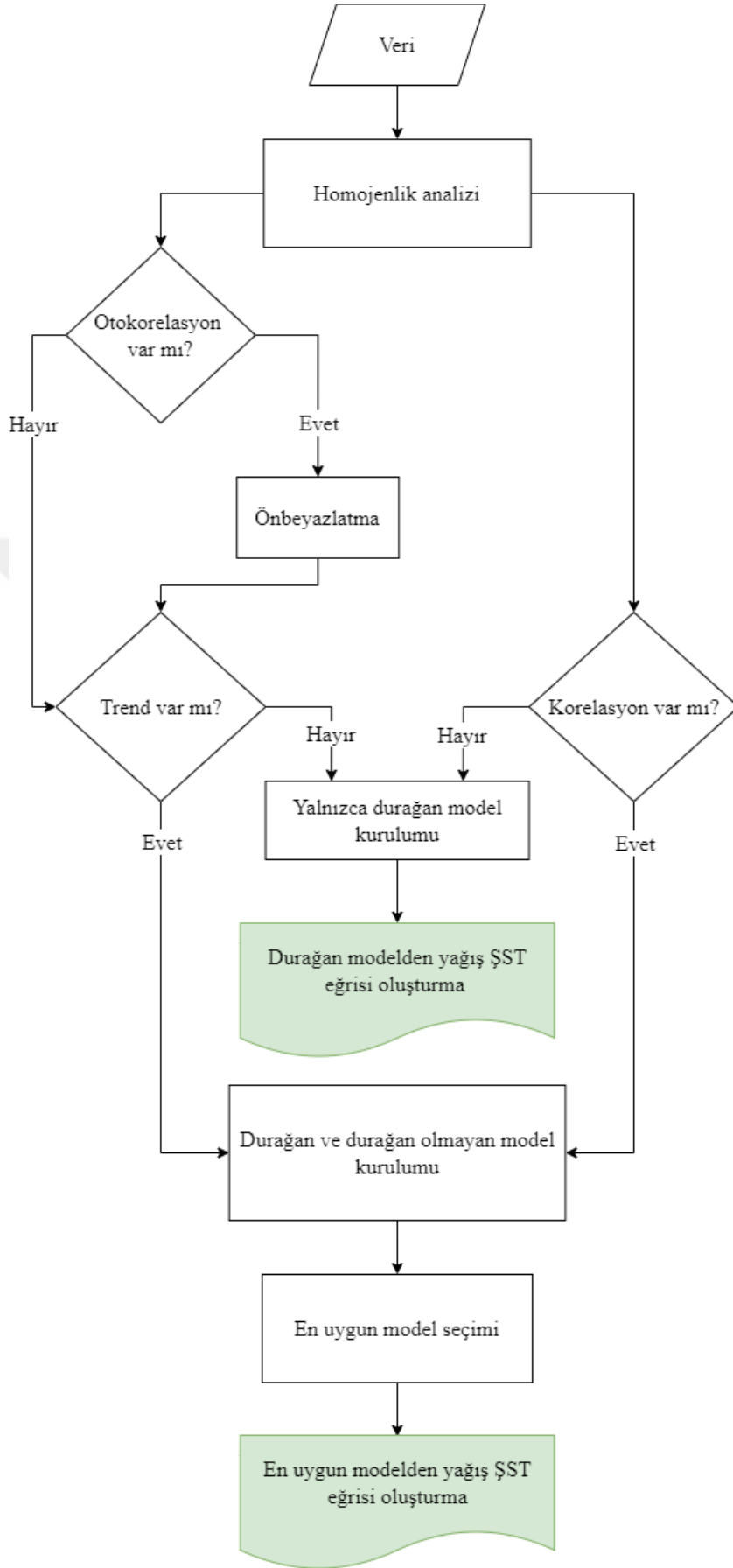
3. YÖNTEM

3.1 Genel

Bu çalışmada uygulanan yöntemin akış şeması Şekil 3.1’de gösterilmiştir. Buna göre, ilk olarak 14 farklı standart süredeki yağış verilerinin homojenliğini test etmek için 4 farklı mutlak homojenlik testi (Pettitt, Buishand, Standart Normal Homojenlik, Von Neumann) gerçekleştirilmiş ve mevcut verilerin güvenilirliği sınanmıştır. Bundan sonra her bir seride otokorelasyonun (iç bağımlılık) varlığını araştırmak amacıyla Durbin-Watson testi uygulanmış, iç bağımlılık olduğu tespit edilen serilerde bu etkiyi ortadan kaldırmak için önbeyazlatma (prewhitening) işlemi gerçekleştirilmiştir. Bu adım sonrasında, tüm serilerde zamana bağlı bir trendin varlığı parametrik olmayan Mann-Kendall testi ile kontrol edilmiş, varsa trendin büyüklüğü Sen’in Trend Eğim Metoduyla belirlenmiştir. Bunun yanı sıra Spearman Sıra Korelasyon Testi kullanılarak da yağışlar ile Kuzey Atlantik Salınımı (NAO), Arktik Salınım (AO) gibi uzak etkileşim desenleri arasındaki korelasyonun varlığı araştırılmıştır.

Ekstrem değer analizinde sıklıkla kullanılan GEV dağılımı bu çalışmada da kullanılmıştır. Dağılımın uygunluğu Kolmogorov-Smirnov testiyle incelenmiş, bir istasyonda herhangi bir standart süreli maksimum yağışın trend barındırdığı tespit edilmesi halinde bu istasyondaki tüm sürelerle ait yağış verileri hem durağan olma hem de durağan olmama kabulüyle modellenmiştir. Ayrıca Sperman Sıra Korelasyon testine göre yağışlarla arasında anlamlı korelasyon tespit edildiği durumlar için de ilgili uzak etkileşim desenine ait değerlerin kullanıldığı durağan olmayan modeller geliştirilmiştir.

GEV olasılık dağılım fonksiyonu parametrelerinin tahmininde Bayesyen Markov Zinciri Monte Carlo (MCMC) simülasyonu kullanılmış ve Markov zincirleri oluşturmak için Metropolis-Hasting algoritmasından faydalanılmıştır. Durağan olmayan modellerde yalnızca konum parametresinde bir değişim olduğu varsayılmış, diğer parametreler durağan kabul edilmiştir. Son olarak durağan olan ve durağan olmayan modeller arasında en uygun olanı Sapma Bilgi Kriteri (DIC) ile belirlenmiştir.



Şekil 3.1: Yöntemin akış şeması.

3.2 Homojenlik Analizi

Klimatolojik bir zaman serisinde homojenlik eldeki ölçümlerin yalnızca iklimsel özelliklerden etkilenmesi olarak açıklanabilir. Ölçüm aletinin yerinin değişmesi, istasyon çevresindeki yapısal değişiklikler, gözlem şeklinin değişmesi gibi daha birçok insan müdahalesini içeren değişiklikler de ölçüm aletinden elde edilen verilerin homojenliğini bozabilmektedir. Kullanılmadan önce eldeki verilerin homojenliğinin kontrol edilmesi, homojen olmayan serilerde ya homojenleştirme yoluna gidilmesi ya da bu serilerin çalışma kapsamı dışında tutulması gerekebilir.

İstatistiksel hipotez testleri, zaman serilerinin homojenliğini tespit etmede en çok başvurulan yöntemlerden biridir. Literatürde birçok farklı bağıl ve mutlak homojenlik testleri tanımlanmıştır. Bağıl homojenlik testleri referans olarak seçilen bir istasyon ile kıyaslama yoluyla gerçekleştirilirken, mutlak homojenlik testleri her bir istasyon verisindeki homojenliğin ayrıca incelenmesi yoluyla gerçekleştirilir. Bu çalışmada da istasyonlar arasındaki mesafe ve çalışılan verilerin ekstrem değerler olması göz önüne alınarak mutlak homojenlik testlerinin gerçekleştirilmesinin daha uygun olacağına karar verilmiştir.

İklimle ilgili çalışmalarda kullanılan zaman serilerinde homojenliğin araştırılmasında farklı ve etkin yöntemler mevcuttur (Wijngaard ve diğ., 2003). Bu çalışma kapsamında da iklim bilimciler tarafından sıklıkla kullanılan ve doğruluğu kanıtlanmış dört farklı mutlak homojenlik testine (Pettitt, Buishand, SNHT, Von Neumann) başvurulmuş ve sonuçlar %95 güven aralığında değerlendirilmiştir.

Yapılan hipotez testleri sonucunda verilerin homojenliğini sınıflandırmada Wijngaard ve diğ. (2003) tarafından Avrupa'daki yağış ve sıcaklık verilerinin homojenliğini sınıflandırmada kullanılan yöntemle başvurulmuş ve dört testin en az üçünde homojen olduğunun tespit edilmesi durumunda veri "kullanışlı" olarak işaretlenmiştir. İki test sonucu homojen olduğu tespit edilen seriler "kararsız" olarak değerlendirilirken, sadece bir testte homojen olduğu belirlenen seriler ise "şüpheli" olarak işaretlenmiştir.

3.2.1 Pettitt testi

Bir zaman serisindeki kırılmanın tespit edilmesinde kullanılan Pettitt testi, seri içerisinde yer alan değerlerin büyüklüğünden bağımsız olarak yalnızca sıra numaralarıyla ilgilidir (Pettitt, 1979). Bundan dolayı test verinin dağılımından

etkilenmez ve herhangi bir kabul gerektirmez. Sıfır hipotezi bu test için serinin homojen olduğunu savunurken karşıt hipotez seride kırılmanın meydana geldiğini savunmaktadır. Ayrıca bu test ile kırılmanın meydana geldiği zaman da tespit edilebilir.

Test istatistiği X_k , seride r_i sıraları aracılığıyla

$$X_k = 2 \sum_{i=1}^k r_i - k(n+1) \quad ; \quad k = 1, \dots, n \quad (3.1)$$

ile elde edilebilir. Kırılmanın olduğu herhangi bir E yılında istatistik maksimum ya da minimumdur. Bu matematik olarak

$$X_E = \max |X_k| \quad ; \quad 1 \leq k \leq n \quad (3.2)$$

ile ifade edilebilir. Elde edilen X_E değeri Çizelge 3.1’de farklı örnekleme büyüklükleri için verilen kritik test istatistik değerleriyle karşılaştırılır, X_E değeri kritik değerden küçük ise sıfır hipotezi kabul edilir.

Çizelge 3.1: X_E test istatistiğinin farklı eleman sayılı örnekler için %95 ve %99 güven düzeylerindeki kritik değerleri (Pettitt, 1979).

Güven Düzeyi (%)	20	30	40	50	70	100
95	57	107	167	235	393	677
99	71	133	208	293	488	841

3.2.2 Buishand testi

Buishand testi, Pettitt testinden farklı olarak verilerin normal dağılımdan geldiği kabulüne dayanır. Bu test için de sıfır hipotezi verinin homojen olduğunu savunurken, alternatif hipotez homojen olmadığını savunmaktadır. Test ile homojenliğin bozulduğu yıl da tespit edilebilmektedir. Düzeltilmiş kısmi toplamlar bu testle

$$S^* = 0 \text{ ve } S_k^* = \sum_{i=1}^k (Y_i - \bar{Y}) \quad ; \quad k = 1, \dots, n \quad (3.3)$$

şeklinde tanımlanmıştır. Burada;

Y_i : Test edilen seri (i : yıl)

$\bar{Y}$: Serinin ortalaması

s : Serinin standart sapmasını göstermektedir.

Homojen olan serilerde S^* değeri sıfır etrafında salınmaktadır. Kırılma K yılında meydana geliyorsa S_k^* değeri $k = K$ yılının yakınlarında bir maksimum ya da minimum yapar.

Kırılmanın anlamlılık düzeyi R istatistiği ile

$$R = (\max S_k^* - \min S_k^*) / s \quad ; \quad 0 \leq k \leq n \quad (3.4)$$

şeklinde hesaplanır. $R / \sqrt{n}$ değeri Çizelge 3.2'deki kritik değerlerle karşılaştırılır ve serinin homojen olup olmadığına seçilen anlamlılık düzeyinde karar verilir.

Çizelge 3.2: $R / \sqrt{n}$ 'nin farklı eleman sayılı örnekler için %95 ve %99 güven düzeylerindeki kritik değerleri (Buishand, 1982).

Güven Düzeyi (%)	20	30	40	50	70	100
95	1.43	1.5	1.53	1.55	1.59	1.62
99	1.6	1.7	1.74	1.78	1.81	1.86

3.2.3 Standart normal homojenlik testi

Bir zaman serisinin ortalamasındaki ani değişimin varlığını ve zamanını tespit etmek amacıyla Alexandersson (1986) tarafından geliştirilen bu testte sıfır hipotezi serinin homojen olduğunu, alternatif hipotez ise zaman serisinde ortalama da bir kırılmanın yaşandığını savunur. Bu test vasıtasıyla yeni bir $T(k)$ serisi tanımlanır. İlk k yılın ortalaması ile sonraki $n - k$ yılın ortalamasının karşılaştırılmasında

$$T(k) = k\bar{z}_1^{-2} + (n - k)\bar{z}_2^{-2} \quad ; \quad k = 1, \dots, n \quad (3.5)$$

bağıntısı kullanılır. Bu ifadedeki $\bar{z}_1$ ve $\bar{z}_2$ değerleri;

$$\bar{z}_1 = \frac{1}{k} \sum_{i=1}^k (Y_i - \bar{Y}) / s \quad ; \quad \bar{z}_2 = \frac{1}{n - k} \sum_{i=k+1}^n (Y_i - \bar{Y}) / s \quad (3.6)$$

şeklinde hesaplanabilir. Eğer K yılında kırılma tespit edilmişse $T(k)$ test istatistiği maksimum değerini alır:

$$T_0 = \max T(k) \quad ; \quad 1 \leq k \leq n \quad (3.7)$$

T_0 değeri Çizelge 3.3'te verilen kritik değerler ile karşılaştırılarak test sonuçlandırılır.

Çizelge 3.3: T_0 test istatistiğinin farklı eleman sayılı örnekler için %95 ve %99 güven düzeylerindeki kritik değerleri (Alexandersson, 1986).

Güven Düzeyi (%)	20	30	40	50	70	100
95	6.95	7.65	8.1	8.45	8.8	9.15
99	9.56	10.4	11.0	11.3	11.8	12.3

3.2.4 Von Neumann testi

Von Neumann homojenlik testi için sıfır hipotezi verinin homojen olduğunu, alternatif hipotez ise verinin ortalamada kırılma yaşadığını savunmaktadır. Çalışmada kullanılan diğer homojenlik testlerinden farklı olarak Von Neumann testi ile kırılmanın meydana geldiği yıl tespit edilememektedir. Von Neumann test istatistiği (N)

$$N = \frac{\sum_{i=1}^{n-1} (Y_i - Y_{i+1})^2}{\sum_{i=1}^n (Y_i - \bar{Y})^2} \quad (3.8)$$

şeklinde hesaplanır. Test istatistiği için kritik değerler Çizelge 3.4'te verilmiştir.

Çizelge 3.4: N test istatistiğinin farklı eleman sayılı örnekler için %95 ve %99 güven düzeylerindeki kritik değerleri (Von Neumann, 1941).

Güven Düzeyi	20	30	40	50	70	100
95	1.3	1.42	1.49	1.54	1.61	1.67
99	1.04	1.2	1.29	1.36	1.45	1.54

3.3 Otokorelasyon

Bir zaman serisinin herhangi bir değeri ile gecikmeli değerleri arasındaki ilişki otokorelasyonun (iç bağımlılık) varlığını ortaya koymaktadır. Doğrusal bir regresyon modelinin temel varsayımlarından birisi serinin hata terimleri arasında böyle bir ilişkinin olmamasıdır. Belirlenen farklı zaman aralıkları (k) için otokorelasyonun büyüklüğü ($ACF(k)$)

$$ACF(k) = \frac{\sum_{t=1}^{T-k} (y_t - \bar{y})(y_{t+k} - \bar{y})}{\sum_{t=1}^T (y_t - \bar{y})^2} \quad (3.9)$$

ile hesaplanır. Burada hesaplanan ($ACF(k)$) değerleri adım sayısına (k) karşı çizilmek suretiyle korelogram elde edilebilir. Korelogram vasıtasıyla seçilen anlamlılık düzeyi için serinin iç bağımlılığa sahip olup olmadığı tespit edilebilir.

Klimatolojik zaman serilerinin trend analizine odaklanan çalışmalarda otokorelasyonun varlığı, trendin tespit edilmesinde bazı kritik hatalara yol açabilmektedir; gerçekte istatistiksel olarak anlamlı bir trendin olmadığı durumlarda serideki pozitif otokorelasyon anlamlı bir trendin tespit edilmesine, negatif otokorelasyon ise trendin olduğundan küçük hesaplanmasına yol açabilmektedir (Hamed ve Rao, 1998). Bu nedenle trend analizi çalışmalarında serideki otokorelasyonun belirlenmesi ve serinin bundan arındırılması gerekmektedir.

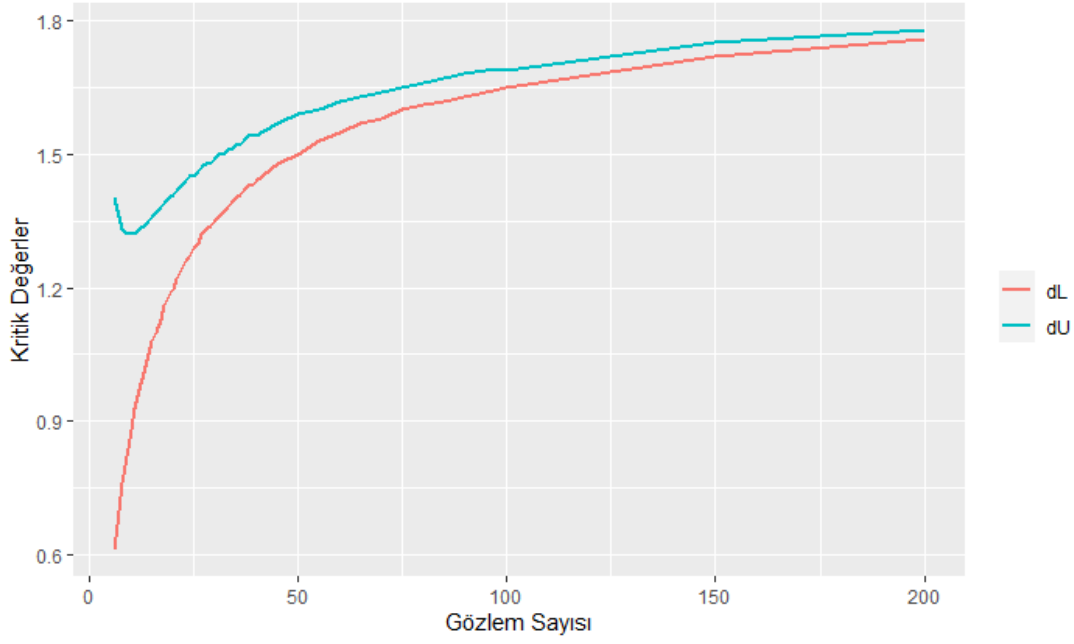
Bir zaman serisindeki iç bağımlılığı tespit etmek amacıyla korelogram analizine başvurulabileceği gibi literatürde tanımlanmış çeşitli hipotez testleri de kullanılabilir. Bu çalışmada otokorelasyonun varlığı Durbin-Watson testi ile araştırılmıştır.

3.3.1 Durbin-Watson testi

Hata terimleri arasındaki otokorelasyonu belirlemek amacıyla Durbin ve Watson (1950, 1951) tarafından geliştirilen bu testte, test istatistiği;

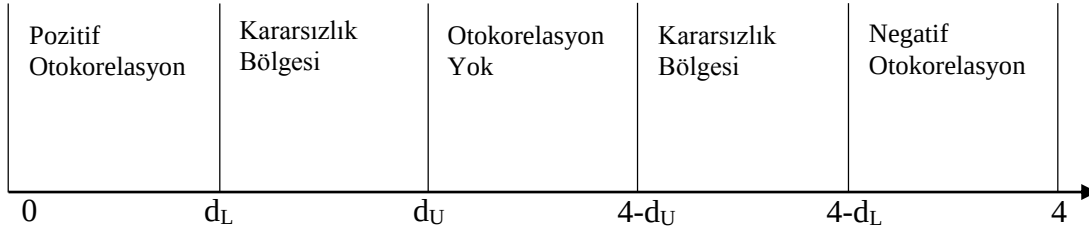
$$d = \frac{\sum_{t=2}^n (e_t - e_{t-1})^2}{\sum_{t=1}^n e_t^2} \quad (3.10)$$

şeklinde hesaplanır. Bu ifadede e_t , $t = 1, 2, \dots, n$ için en küçük kareler yöntemiyle elde edilen hata terimlerini göstermektedir. Bu test ile yalnızca birinci mertebe otokorelasyonun varlığı sınanmaktadır. Şekil 3.2’de Durbin-Watson testi için %95 güven düzeyinde gözlem sayısına bağlı olarak test kritik değerleri d_L ve d_U ’nun belirlenebileceği grafik verilmiştir.



Şekil 3.2: D-W testinin %95 güven düzeyindeki d_L ve d_U kritik değerleri.

Karar verme aşamasında (3.10) eşitliği ile hesaplanan test istatistiği d , kritik değer grafiğinden elde edilen d_L ve d_U değerleri ile karşılaştırılır (Savin ve White, 1977). Şekil 3.3'teki gibi sınıflandırma yapılarak seride otokorelasyon olup olmadığına karar verilebilir.



Şekil 3.3: D-W testi karar tablosu.

3.4 Önbeyazlatma

Trendin varlığını araştırmada uygulanan Mann-Kendall testinde hatalı sonuç doğmasına engel olmak için, tespit edilmesi durumunda, otokorelasyonun ortadan kaldırılması, Von Storch (1995) tarafından geliştirilen önbeyazlatma (prewhitening) işlemiyle gerçekleştirilmiştir. Trend analizi çalışmalarında sıklıkla kullanılan (Bayazit ve Önöz, 2007) bu yöntemle iç bağımlılığı ortadan kaldırılan seri

$$y_t = x_t - \rho x_{t-1} \quad (3.11)$$

şeklinde elde edilir. Burada, ρ değeri x_t serisinin birinci mertebe otokorelasyon katsayısıdır. Bu işlemle beyaz gürültü özelliklerine sahip, yani serideki her değer diğer tüm değerlerle sıfır korelasyona sahip olduğu bir dizi oluşturulması amaçlanır.

3.5 Trend Analizi

Trend, bir zaman serisinin uzun dönemde gösterdiği artış ya da azalış yönündeki hareketine denir. İklim değişikliği üzerine yapılan çalışmalar genel olarak klimatolojik zaman serilerinde anlamlı bir trendin varlığını araştırmaya odaklanmaktadır. Bu amaçla özellikle iklimin genel yapısının anlaşılmasında en çok kullanılan iki değişken olan sıcaklık ve yağışta anlamlı bir trendin olup olmadığını tespit etmek amacıyla literatürde parametrik ve parametrik olmayan yöntemlerle gerçekleştirilmiş bir çok trend analizi çalışması bulunmaktadır (Robson ve diğ., 1998; Reihan ve diğ., 2012; Aksu ve diğ., 2022).

Parametrik yöntemler gözlenen verilerde normal dağılıma uygunluk, bağımsızlık ve durağanlık gibi bir çok ön kabule dayanmaktadır; bu nedenle ekstrem değer analizi çalışmalarına uygun olmadıkları söylenebilir. Buna karşın parametrik olmayan yöntemler olasılık dağılım fonksiyonu bakımından herhangi bir varsayım gerektirmez, yani verinin dağılımından ve karakteristiğinden bağımsızdırlar, dolayısıyla normal dağılıma uymayan çarpık veriler için de kullanışlıdırlar.

Bu çalışmada trendin tespit edilmesi amacıyla, parametrik olmayan bir yöntem olan ve iklimle ilgili çalışmalarda sıklıkla kullanılan Mann-Kendall trend testine başvurulmuştur. Elde edilen sonuçlar %95 güven düzeyinde değerlendirilmiştir.

3.5.1 Mann-Kendall testi

Mann-Kendall testi özellikle hidrolojik ve meteorolojik zaman serilerinde, belirli bir zaman periyodu içerisinde mevcut trendi tespit etmek amacıyla sıklıkla kullanılan parametrik olmayan bir testtir. İlk olarak Mann (1945) tarafından ortaya atılan Kendall's Tau testinin farklı bir uygulamasıdır. Çarpık ve doğrusal bir eğilime sahip olmayan serilerde trendi belirlemekte etkilidir (Helsel ve Hirsch, 2002).

Bu testin sıfır hipotezi seride trendin olmadığını savunurken karşıt hipotez serinin trend barındırdığını savunmaktadır. Test istatistiği,

$$S = \sum_{i=1}^{n-1} \sum_{j=i+1}^n \text{sgn}(x_j - x_i) \quad (3.12)$$

şeklinde hesaplanır. Burada x_i ve x_j , değişkenin i ve j yıllarındaki değerlerini, n ise verinin uzunluğunu gösterir. Formüldeki sgn işaret fonksiyonu

$$\text{sgn}(x_j - x_i) = \begin{cases} 1; & x_j > x_i \\ 0; & x_j = x_i \\ -1; & x_j < x_i \end{cases} \quad (3.13)$$

şeklindedir. $n \geq 10$ iken test istatistiği S 'nin dağılımı normal dağılıma yakınsar. Bu durumda ortalaması sıfır iken varyansı ise

$$\text{Var}(S) = \frac{n(n-1)(2n+5)}{18} \quad (3.14)$$

şeklinde hesaplanır. Test sonucunda test istatistiği değeri normalleştirilir ve belirlenen anlamlılık düzeyinde standart normal dağılım tablosundan seçilen kritik değerle karşılaştırılarak istatistiksel olarak anlamlı bir trend olup olmadığı belirlenir. Burada normalleştirilmiş z değeri

$$z = \begin{cases} \frac{S-1}{\sqrt{\text{Var}(S)}}; & S > 0 \\ 0; & S = 0 \\ \frac{S+1}{\sqrt{\text{Var}(S)}}; & S < 0 \end{cases} \quad (3.15)$$

ile hesaplanır. Bu çalışmada seçilen güven düzeyi %95 olduğundan z için kritik değer ± 1.96 olarak belirlenmiştir.

3.5.2 Sen'in eğim metodu

İlk olarak Sen (1968) tarafından ortaya atılan bu yöntem ile doğrusal bir trendin var olduğu sonucuna ulaşılan zaman serilerinde, tespit edilen bu trendin büyüklüğü belirlenebilmektedir. Bu yöntemde n gözlem sayısını gösterirken

$$N = \frac{n(n-1)}{2} \quad (3.16)$$

ile Q_i parametresinin sayısı belirlenir. Q_i parametresinin elde edilmesinde x_j ve x_k değerleri j ve k zamanlarındaki gözlemleri göstermek üzere

$$Q_i = \frac{x_j - x_k}{j - k} ; \quad i = 1, \dots, N \quad (3.17)$$

bağıntısı kullanılır. Elde edilen tüm Q_i değerleri küçükten büyüğe doğru sıralandıktan sonra medyan değeri trendin eğimini göstermektedir.

3.6 Spearman Sıra Korelasyon Testi

Parametrik olmayan, sıra temelli Spearman sıra korelasyon testi ile iki değişken arasında bağımlılığın yani korelasyonun varlığı araştırılabilir. Parametrik olmaması nedeniyle normallik varsayımı gerektirmemektedir.

Bu test için ilk olarak

$$d_i = x_i - y_i \quad (3.18)$$

ile iki değişkendeki sıralamalar arasındaki fark bulunur. Daha sonra Spearman sıra korelasyon katsayısı

$$r_s = 1 - 6 \frac{\sum_{i=1}^n d_i^2}{n(n^2 - 1)} \quad (3.19)$$

gibi hesaplanır. Burada n toplam gözlem sayısını göstermektedir. Korelasyon katsayısı +1 ile -1 arasında değer almaktadır ve bu katsayının test istatistiği

$$Z = r_s \sqrt{(n-1)} \quad (3.20)$$

şeklinde hesaplanır. Burada Z değeri %95 güven düzeyinde standart normal dağılım tablosundan elde edilen Z_{tablo} değerleriyle karşılaştırılarak korelasyon olup olmadığına karar verilir.

3.7 Kolmogorov-Smirnov Testi

Kolmogorov (1933) ve Smirnov (1939) tarafından geliştirilen Kolmogorov-Smirnov (K-S) testi, bir örneklemin belirli bir olasılık dağılımına uyup uymadığını veya iki örneklemin aynı olasılık dağılımı ailesinden gelip gelmediğini bulmak için kullanılan parametrik olmayan bir uygunluk testidir. Tek örneklem için bu test şu şekilde gerçekleştirilir:

- Sıfır hipotezi altında beklenen teorik kümülatif dağılım fonksiyonu $P_x(x)$ belirlenir.
- Örneklem için kümülatif yoğunluk fonksiyonunun $S_n(x) = k / n$ belirlenir. Bu ifadede k gözlem sayısını, n ise toplam gözlem sayısını göstermektedir.
- Maksimum sapma D

$$D = \max |P_x(x) - S_n(x)| \quad (3.21)$$

şeklinde hesaplanır. Hesaplanan D , seçilen güven düzeyi için K-S test istatistiğinin kritik değeri ile karşılaştırılır. D 'nin hesaplanan değeri, test istatistiğinin kritik değerinden büyük veya eşitse, sıfır hipotezi reddedilir, aksi takdirde sıfır hipotezi kabul edilir ve örneklemin test edilen dağılıma uygun olduğu ifade edilir.

3.8 Genelleştirilmiş Ekstrem Değer (GEV) Dağılımı

Ekstrem değer teoremine göre bir değişkenin maksimum değerlerinin olasılık dağılımı örneklemin boyutunun büyümesiyle beraber asimptotik olarak genelleştirilmiş ekstrem değer (GEV) dağılımına yaklaşır (Jenkinson, 1955). Bu dağılıma ait kümülatif dağılım fonksiyonu;

$$F(x | \mu, \sigma, \xi) = \begin{cases} \exp\{-[1 - \xi \frac{(x - \mu)}{\sigma}]^{\frac{1}{\xi}}\}; & \xi \neq 0 \\ \exp\{-\exp[-\frac{(x - \mu)}{\sigma}]\}; & \xi = 0 \end{cases} \quad (3.22)$$

şeklinde ifade edilir. Bu eşitlikte μ konum parametresidir ve dağılımın merkezini gösterir; σ ölçek parametresidir ve dağılımın merkez etrafındaki sapmasının ölçüsüdür; ξ ise şekil parametresi olup dağılımın kuyruk davranışını ifade etmektedir.

GEV dağılımı üç tip ekstrem değer dağılımının genelleştirilmiş şeklidir. Bu dağılımlar, GEV dağılımının şekil parametresinin aldığı değerlere bağlı olarak, Gumbel ($\xi = 0$), Fréchet ($\xi > 0$) ve Weibull ($\xi < 0$) dağılımlarıdır.

Ekstrem değer analizinde bir fiziksel büyüklüğün, belirli bir zaman dilimi içerisinde gözlenen değerlerinden en büyük veya en küçük olanını dikkate alma yaklaşımı blok maksimum yaklaşımı olarak adlandırılır. Bu zaman dilimleri (bloklar) genellikle 1 yıllık dönemi kapsar. GEV dağılımı bu yaklaşımla ölçülen ekstrem değerleri ifade etmede uygun bir olasılık dağılımıdır. Yıllık maksimum değerlerin her $1/p$ yıldaki dönüş seviyesi

$$z_p = \begin{cases} \mu - \frac{\sigma}{\xi} \left[1 - (-\log(1-p))^{-\xi} \right]; & \xi \neq 0 \\ \mu - \sigma \log(-\log(1-p)); & \xi = 0 \end{cases} \quad (3.23)$$

ile hesaplanır.

Dağılıma ait parametrelerin sabit bir değer olarak alınmasıyla durağan model elde edilir. Durağan olmayan GEV dağılım modellerinde ise dağılımın parametreleri bir değişkenin fonksiyonu olarak ifade edilir. Şekil parametresinin zamanın bir fonksiyonu olmaması ve tahminindeki güçlük (Coles, 2001); ölçek parametresinin ise modellenmede uzun dönem serilerine ihtiyaç duyması (Cheng ve AghaKouchak, 2014) dolayısıyla bu çalışmada yalnızca konum parametresindeki değişim modellenmeye çalışılmıştır.

3.9 Parametre Tahmin Yöntemi

3.9.1 Bayesyen Markov Zinciri Monte Carlo (MCMC) simülasyonu

Bayesyen yaklaşım parametre tahmini, önsel dağılım aracılığıyla, modelleyicinin deneyimlerini ve fiziksel sezgilerini analize dahil etmesine imkan tanıyan bir yöntemdir. Önsel dağılımın olabilirlik fonksiyonu ile birleştirilmesi sonucu ulaşılan sonsal dağılım

$$p(\theta | x) = \frac{L(\theta)p(x|\theta)}{\int_{\theta} L(\theta)p(x|\theta)d\theta} \quad (3.24)$$

ile verilir. Burada $p(\theta|x)$ ve $p(x|\theta)$ ifadeleri sırasıyla parametre vektörü θ 'nın sonsal ve önsel dağılımlarını, $L(\theta)$ olabilirlik fonksiyonunu ve

$$p(x) = \int_{\theta} L(\theta) p(x|\theta) d\theta \quad (3.25)$$

ifadesi ise x değişkeni için marjinal olasılık dağılımını göstermektedir. Paydadaki integral sonlu olması durumunda sonsal dağılım hakkında ek bir bilgi vermez. Dolayısıyla sonsal dağılım;

$$p(\theta|x) \propto L(\theta) p(x|\theta) \quad (3.26)$$

formunda yazılabilir. Sonsal dağılımı analitik yöntemlerle elde etmek oldukça güçtür (Ekici, 2019). Fakat MCMC gibi simülasyon teknikleri kullanılarak bu dağılıma yakınsanabilir.

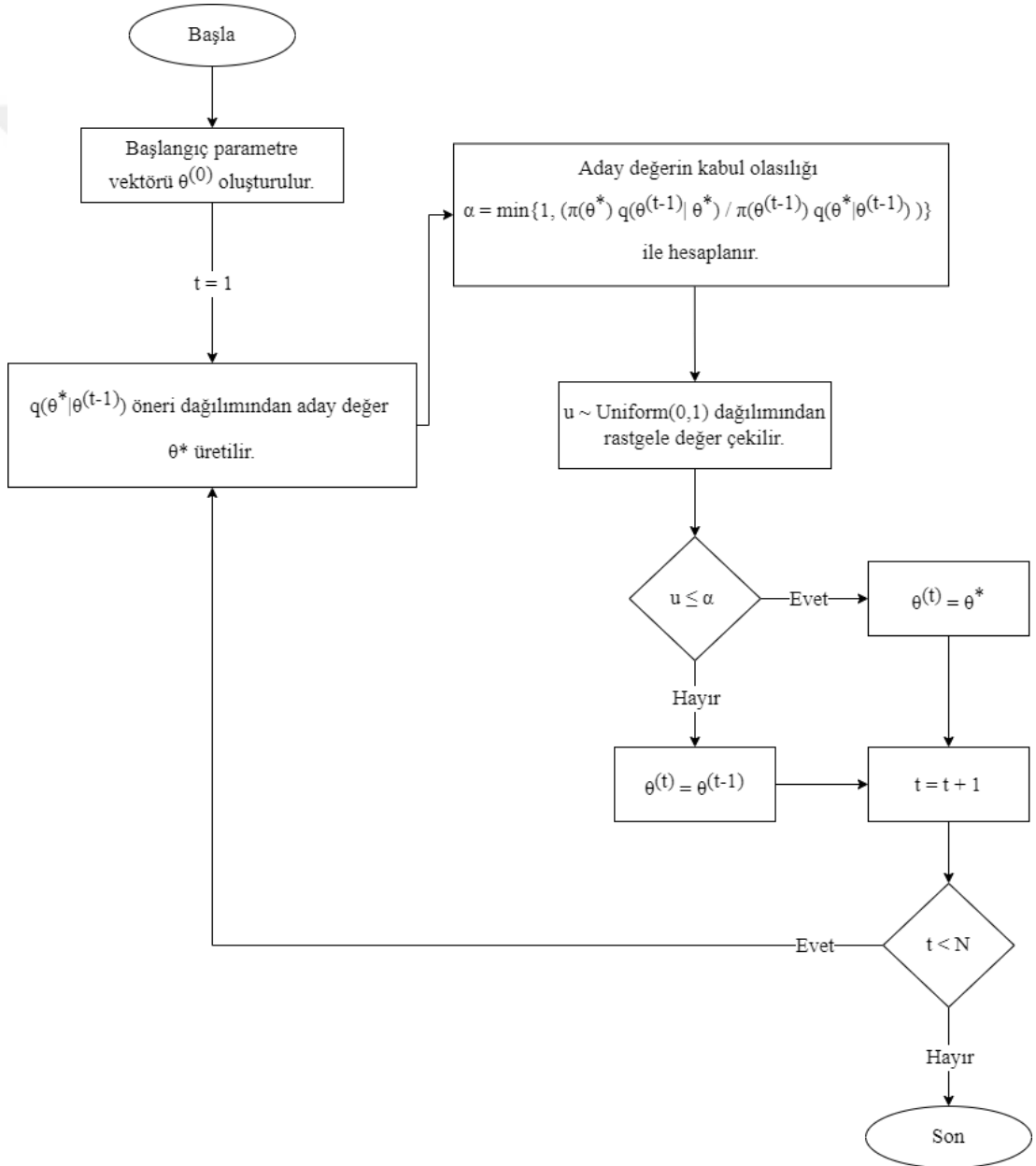
MCMC yöntemiyle parametre tahmini için çeşitli koşullu dağılımlar kullanılarak rastlantısal yürüyüş zinciriyle hedef dağılıma yakınsamaya çalışılır (Şehribanoğlu ve Okut, 2015). Markov özelliği taşıyan bu simülasyon yönteminde, üretilen her yeni örneğin yalnızca kendinden bir zaman adımı önceki örneğe bağlı olduğu kabul edilir. Bayesyen istatistikteki sonsal dağılım zincirde hedef dağılımı olarak belirlenir ve zincir yeterince uzun çalıştırılırsa, sonsal dağılıma yaklaşılr. Simülasyondaki ilk değerler, zincir henüz hedef dağılıma yakınsamadığından bu değerler genelde ihmal edilir. İhmal edilen bu bölge ısınma turu (burn-in) olarak adlandırılır.

3.9.1.1 Metropolis-Hasting algoritması

Bu algoritma, Metropolis (1953) tarafından geliştirilen ve ilk MCMC algoritması olan Metropolis algoritmasının Hasting (1970) tarafından genelleştirilmiş halidir. 1990'larda istatistikte kullanılmaya başlanmıştır (Ekici, 2019). Amaç belirlenen bir öneri dağılımından örnekleme yapılarak hedef dağılıma yakınsamaktır. Bu algoritmanın basamakları şu şekildedir (Şekil 3.4):

1. İterasyon sayacına $t = 1$ 'den başlanır.
2. Başlangıç değeri $\theta^{(0)}$ ve öneri dağılımı $q(\theta^* | \theta^{(t-1)})$ belirlenir.
3. Öneri dağılımından aday değer θ^* üretilir.

4. $\alpha = \min \left\{ 1, \left(\frac{\pi(\theta^*) q(\theta^{(t-1)} | \theta^*)}{\pi(\theta^{(t-1)}) q(\theta^* | \theta^{(t-1)})} \right) \right\}$ ifadesinden kabul olasılığı hesaplanır.
5. $u \sim U(0,1)$ üniform dağılımından rastgele değeri çekilir.
6. $u \leq \alpha$ ise aday değer kabul edilir ($\theta^{(t)} = \theta^*$); aksi durumda ise aday değer reddedilir ($\theta^{(t)} = \theta^{(t-1)}$).
7. 3, 4, 5 ve 6. adımları zincir uzunluğu N kez tekrar edilir.



Şekil 3.4: Metropolis-Hasting algoritması akış şeması.

3.10 Model Seçim Kriteri

3.10.1 Sapma Bilgi Kriteri (DIC)

Sapma bilgi kriteri Bayesyen modellerde sonsal dağılımın MCMC ile elde edildiği durumlar için uygun bir bilgi kriteridir. Bir modeldeki sapma;

$$D = -2 \log(L) \quad (3.27)$$

şeklinde hesaplanır. Buna bağlı olarak sapma bilgi kriterinin belirlenmesinde

$$DIC = D(\bar{\theta}) + 2p_D \quad (3.28)$$

kullanılır. Burada; p_D model kompleksliğini göstermekte ve

$$p_D = \overline{D(\theta)} - D(\bar{\theta}) \quad (3.29)$$

şeklinde sonsal ortalama sapmayla parametrelerin sonsal ortalamalarından elde edilen sapmanın farkı olarak hesaplanmaktadır. Bu yöntemle modeller arası kıyaslama yapılırken en düşük DIC değerine sahip olan modelin en uygun model olduğu sonucuna ulaşılır.

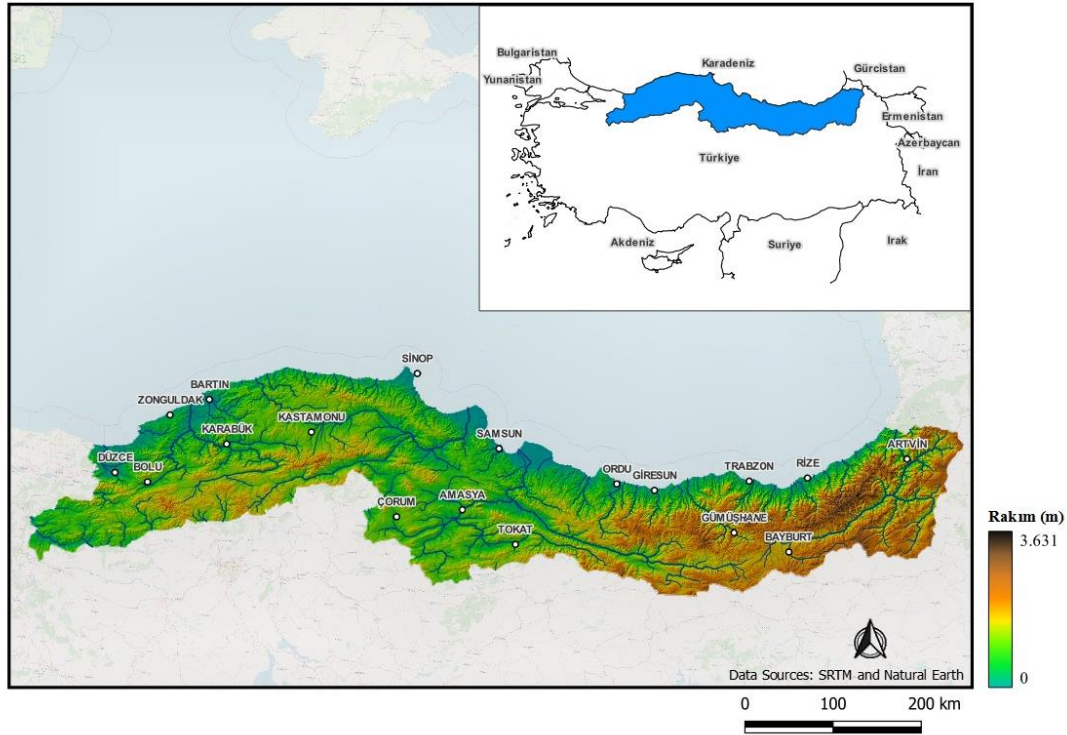
4. ÇALIŞMA ALANI VE KULLANILAN VERİ

4.1 Karadeniz Bölgesi

Bu çalışmada kullanılan yağış gözlem istasyonları (YGI) 131.218 km²'lik yüzölçümü ile ülkemizin en büyük üçüncü bölgesi olan Karadeniz Bölgesinden seçilmiştir. Sakarya Ovasından Gürcistan sınırına kadar uzanan bölge, ortalama olarak, doğu-batı doğrultusunda 1400 km uzunluğa, kuzey-güney doğrultusunda ise 100-200 km arasında değişen bir genişliğe sahiptir. Ortalama yükselti bölge boyunca batıdan doğuya doğru artmakta ve bölgenin doğusunda 3000 m'nin üzerine çıkmaktadır. Şekil 4.1'de bölgenin fiziki yapısı görülebilir.

Karadeniz bölgesi ülke ekonomisinde önemli bir yere sahiptir. Samsun, Trabzon ve Ordu bölgedeki en gelişmiş şehirlerdir. Üç alt bölüme ayrılan bölgenin Batı Karadeniz bölümü, özellikle Karabük ve Zonguldak çevresi, bir çok maden çıkarma ve işletme sahasına sahiptir. Bunun dışında Amasra, Safranbolu ve Ereğli'de turizm önemli bir gelir kapısı oluşturmaktadır. Orta Karadeniz ise bölgenin en gelişmiş şehri Samsun'a ev sahipliği yapmakta, şehir bölgenin sanayi ve ticaret alanındaki lider şehri konumundadır. Doğu Karadeniz'de ise balıkçılık ve tarım ekonomik hayatta ön plana çıkmaktadır.

Bölge dağlık coğrafyası nedeniyle akarsu bakımından oldukça zengindir. Türkiye'nin en uzun akarsuyu olan Kızılırmak da dahil olmak üzere Yeşilırmak, Sakarya ve Çoruh gibi bir çok önemli akarsu Karadeniz'e dökülmektedir. Yıl boyunca yağışlı olan bölgede akarsular her zaman bol miktarda su taşımakta ve bu durum bölgenin taşkın gibi felaketlere eğilimli olmasına neden olmaktadır. Bölge yakın geçmişte can ve mal kayıplarına neden olan bir çok taşkına maruz kalmıştır (Ordu Ünye taşkını, 2018; Trabzon Araklı taşkını, 2019; Giresun taşkını, 2020; Kastamonu Bozkurt taşkını, 2021).



Şekil 4.1: Karadeniz bölgesinin fiziki yapısı.

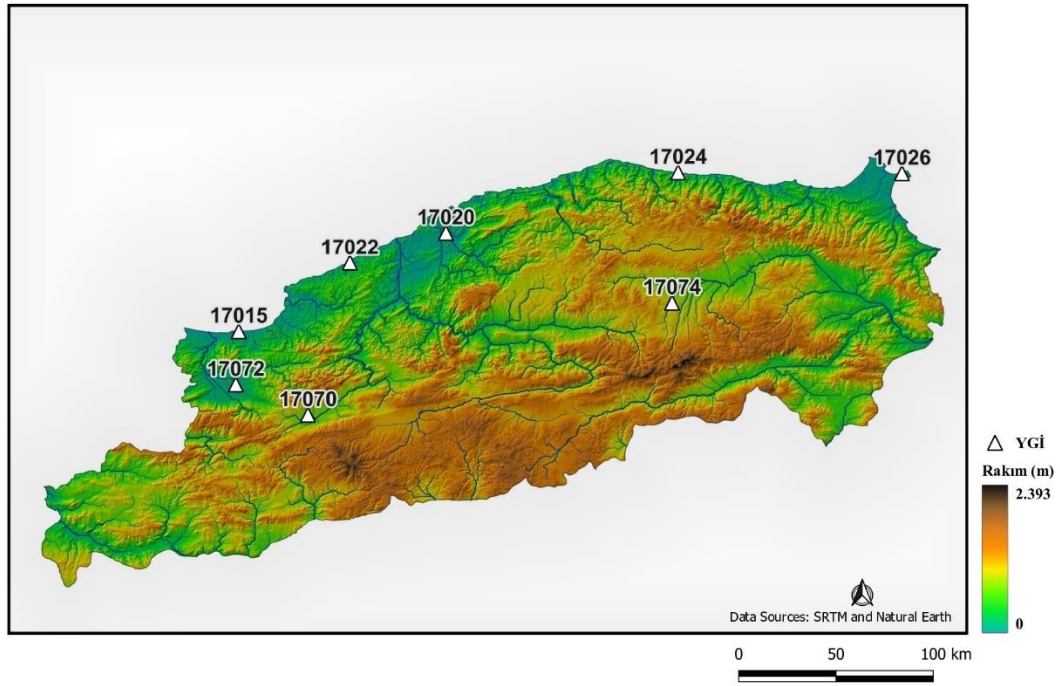
Karadeniz'in özellikle kıyıya yakın bölümlerinde, bölgenin ismini aldığı denizin etkisi altında, yıllık ve günlük sıcaklık farklarının az olduğu ve yıl boyu yağışın görüldüğü Karadeniz iklimi hakimdir. Bu iklimin bir özelliği olarak denizden gelen nemli hava kütleleri dağların yamaçlarında bol miktarda yağış bırakmaktadır. Bu durum bölgeyi ülkemizin en çok yağış olan bölgesi durumuna getirmiş ve bölgenin doğal bitki örtüsünün geniş yapraklı ormanlar olmasına neden olmuştur. Bölgede dağların denize paralel uzanmasından dolayı, dağların gerisinde kalan iç kesimleri denizin etkisi altında değildir, bu bölgelerde iklim karasalır.

Bu çalışmada Karadeniz bölgesinde görülen ekstrem yağışlara ait bütünlüklü bir çerçeve ortaya koyabilmek için bölgenin tüm bölümlerine mümkün olduğunca homojen dağılmış YGI'lerin seçilmesine özen gösterilmiştir. YGI seçiminde ayrıca istasyonların denize göre konumu ve yüksekliği de dikkate alınmıştır. Bölgenin bölümleri ve her bölümden seçilen istasyonlar aşağıda tanıtılmıştır.

4.1.1 Batı Karadeniz Bölümü

Bölgenin Sakarya ırmağının doğusu ile Bafra Ovasının batısı arasında kalan bölümüdür. Türkiye yüzölçümünün yaklaşık olarak %9.5'ini kaplamaktadır. Yükselti bu bölümde deniz seviyesinden yaklaşık 2500 m'ye kadar değişmektedir. Yıllık

sıcaklıklar 7-20 °C arasında olup ortalaması yaklaşık 12.5 °C'dir. Bölgenin kıyı kesimlerinde kışlar genelde ılık geçerken, iç kesimlerde soğuk ve karlı bir hava hakimdir. Yaz aylarında ise kıyılar ılık ve yağışlı iken iç kesimler nispeten daha kuraktır. Yıllık toplam yağış kıyılar ile iç kesimler arasında önemli oranda farklılık gösterir. Bölgeye en çok yağış sonbaharda düşerken en az yağış ilkbahar mevsiminde gözlenmektedir. Bu çalışmada Batı Karadeniz bölgesinden sekiz YGI'de ölçülen yağış verileri kullanılmıştır. Bu istasyonların konumları Şekil 4.2'de görülebilir.

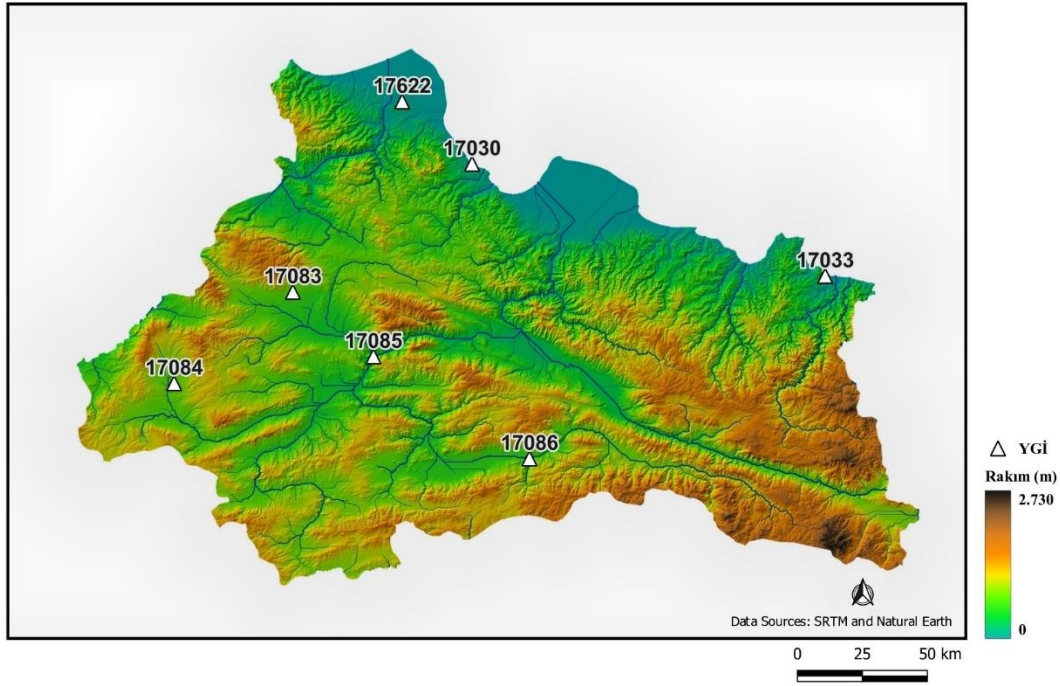


Şekil 4.2: Çalışmada kullanılan Batı Karadeniz Bölümü'ndeki YGI'ler.

4.1.2 Orta Karadeniz Bölümü

Orta Karadeniz Bölümü, Bafra Ovası'nın batısıyla Kızılırmak üzerinde yer alan Altinkaya Baraj Gölü'nün orta kesimlerine kadar uzanan alanı kapsamaktadır. Doğu ve Batı Karadeniz'e nispeten dağların yükseltilerinin daha az olduğu bir bölgedir. Dağlar Orta Karadeniz'de kıyıdan çok iç kesimlerde yoğunlaşmıştır, bu durum denizin etkisinin bölgenin daha iç kesimlerinde de hissedilmesine neden olmaktadır. Bunun bir sonucu olarak kıyılar ve iç kesimler arasında iklimsel olarak belirgin farklılıklar göze çarpmaz. Yıllar arasında sıcaklık farkı azdır ve sıcaklık ortalamaları 13-15 °C arasındadır. Bölgeye en fazla yağış genelde kış aylarında düşerken en az yağışa yaz aylarında rastlanır. Çalışmada Orta Karadeniz Bölümü'nden seçilen yedi YGI'de

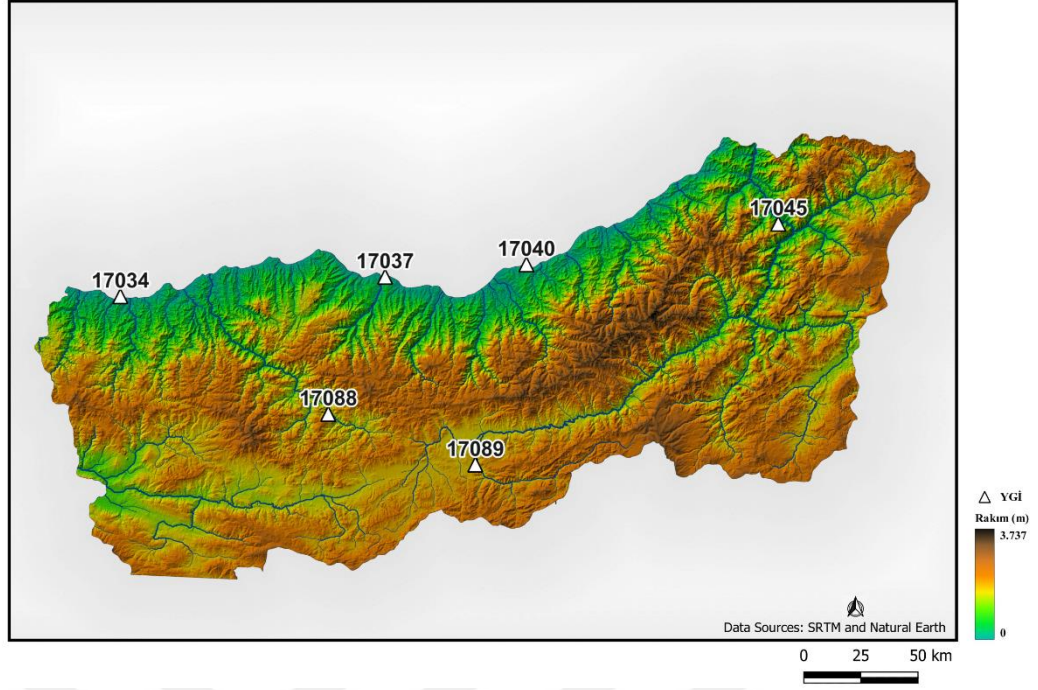
ölçülen yağış verileri kullanılmıştır. Bu istasyonların konumları Şekil 4.3'te görülebilir.



Şekil 4.3: Çalışmada kullanılan Orta Karadeniz Bölümü'ndeki YGİ'ler.

4.1.3 Doğu Karadeniz Bölümü

Doğu Karadeniz Bölümü, Ordu ilinin doğusundan Gürcistan sınırına kadar uzanır. Dağlar kıyıdan itibaren hızla yükselmeye başlar ve iki sıra halindedir. Bölgede yükseltinin en fazla olduğu bölümdür ve yer yer 3500 m'yi de geçen doruklara rastlanır. Batı Karadeniz gibi dağların iç kesimlerinde karasal iklim özellikleri daha yoğun şekilde hissedilir. Kıyılarda ise nemli ve ılıman bir iklim hakimdir ve bu kısımlar ülkenin en fazla yağış alan bölümüdür. Kıyı kesimlerinde yıllık sıcaklık ortalamaları 14-15 °C iken yükseltinin artmasıyla beraber sıcaklık ortalamaları da azalır. Bölgede güneşli gün sayısı azdır, dağlık yapısı ve aşırı yağış alması nedeniyle heyelan gibi afetlere meyillidir. En fazla yağışa sonbahar mevsiminde rastlanırken, en az yağış ilkbaharda görülür. Çalışmada Doğu Karadeniz Bölümü'nden alınan altı YGİ'nin yağış verileri kullanılmıştır. Bu istasyonların konumları Şekil 4.4'te görülebilir.



Şekil 4.4: Çalışmada kullanılan Doğu Karadeniz Bölümü’deki YGI’ler.

4.2 Veri

4.2.1 Standart süreli maksimum yağışlar

Bu çalışma kapsamında, ülkemizde Meteoroloji Genel Müdürlüğünde (MGM) plüvyograf kaydı olan 21 adet yağış gözlem istasyonunda standart zamanlardaki (5, 10, 15, 30 dakika, 1, 2, 3, 4, 5, 6, 8, 12, 18 ve 24 saat) maksimum yağışların yıllık değerleri kullanılmıştır. Ülkemizde maksimum yağışların frekans analizinde kesintisiz en az 10 yıl güvenilir gözlemi olan plüvyografli istasyonların yağış verileri kullanılmaktadır. Bu verilerle elde edilen Yağış ŞST ilişkileri kullanılarak 2, 5, 10, 25, 50 ve 100 yıl dönüş aralıklarına ait standart süreli yağışların elde edilmesi mümkündür (URL-3).

Bu çalışmada da temin edilen verilerde eksik gözlemin bulunmadığı en uzun yağış gözlemleri kullanılmıştır. Buna göre, 21 istasyon için temin edilen verilerde en uzun seri 71 yıl ile Zonguldak istasyonuna aittir, en kısa seri ise 25 yıllık gözlemin bulunduğu Artvin istasyonundan temin edilmiştir. Çizelge 4.1’de çalışmada kullanılan istasyonların konumlarına ve mevcut gözlem periyoduna ilişkin bilgiler bulunabilir.

Çizelge 4.1: Yağış gözlem istasyonlarına ait özellikler.

İstasyon No	İstasyon Adı	Enlem	Boylam	Kot (m)	Veri Periyodu
17015	Akçakoca	41.05	31.08	10	1968-2015
17085	Amasya	40.04	35.50	412	1965-2015
17045	Artvin	41.10	41.49	597	1991-2015
17622	Bafra	41.33	35.55	20	1965-2010
17020	Bartın	41.37	32.21	30	1966-2015
17089	Bayburt	40.15	40.13	1584	1966-2015
17070	Bolu	40.43	31.36	742	1958-2015
17084	Çorum	40.32	34.56	837	1958-2015
17072	Düzce	40.50	31.08	146	1965-2015
17034	Giresun	40.55	38.23	38	1966-2010
17088	Gümüşhane	40.27	39.27	1219	1966-2015
17024	İnebolu	41.58	33.45	58	1959-2015
17074	Kastamonu	41.22	33.46	800	1985-2015
17083	Merzifon	40.52	35.27	759	1955-2010
17033	Ordu	40.59	37.53	4	1965-2015
17040	Rize	41.02	40.30	4	1952-2015
17030	Samsun	41.20	36.15	4	1957-2015
17026	Sinop	42.01	35.09	36	1965-2015
17086	Tokat	40.19	36.33	608	1966-2015
17037	Trabzon	40.59	39.45	30	1957-2010
17022	Zonguldak	41.26	31.46	42	1945-2015

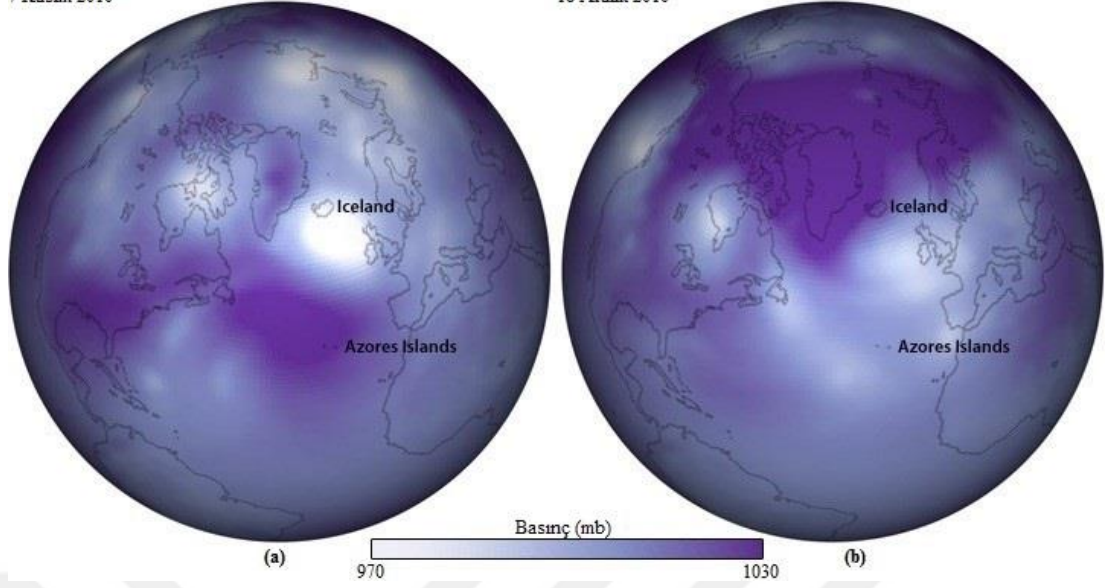
4.3 Uzak Etkileşim Desenleri

4.3.1 Kuzey Atlantik Salınımı (NAO)

Isı enerjisi dünya genelinde homojen bir dağılım göstermez. Kutup bölgeleri düşük ısı enerjisine sahiptir. Bu durum bu bölgelerde yüksek basınç alanı oluştururken, tropikal bölgelerde yüksek ısı enerjisi alçak basınç alanı meydana getirir. Kuzey Atlantik salınımı (NAO) Azor adaları çevresinde, ısı enerjisinin bu eşitsiz dağılımından oluşan alçak basınç alanının; İzlanda'da oluşan yüksek basınç alanından farkının normalize edilmiş hali olarak ifade edilir (Wang ve diğ., 2004). NAO endeksi, iki bölge arasındaki basınç farkı uzun yıllar ortalamasına yakın olduğu durumda sıfıra oldukça yakın değer alırken; basınç farkının uzun yıllar ortalamasına göre yüksek olduğu durumda pozitif, düşük olduğu durumda ise negatif değer alır (Şekil 4.5).

Pozitif Kuzey Atlantik Salınımı
7 Kasım 2010

Negatif Kuzey Atlantik Salınımı
18 Aralık 2010



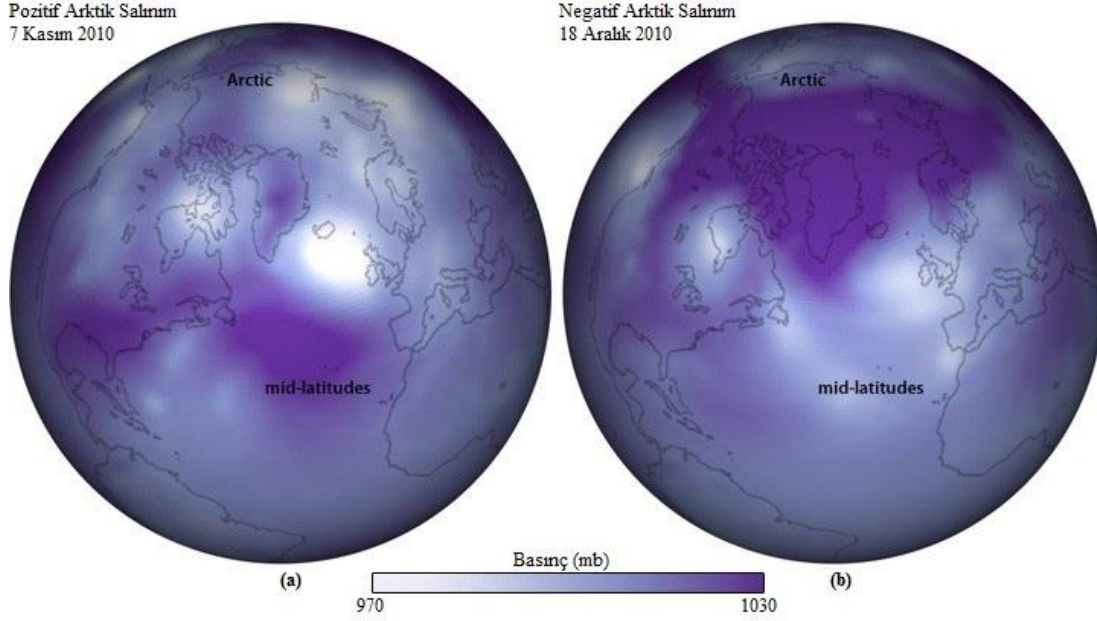
Şekil 4.5: 7 Kasım 2010 ve 18 Aralık 2010 tarihlerinde İzlanda ve Azor Adaları'ndaki basınç farkından dolayı oluşan (a) pozitif NAO endeksi, (b) negatif NAO endeksi (URL-5).

NAO endeksi Atlantik'e kıyısı olan ülkeleri meteorolojik açıdan doğrudan etkilerken Türkiye gibi Akdeniz ülkelerinde aşırı değerleri için etkilerini hissetmek mümkündür. Örneğin, 20.yy'ın sonunda pozitif NAO desenleri Avrupa'nın kuzeyinde daha yağışlı havaların meydana gelmesi üzerinde yoğun etki gösterirken, Akdeniz bölgesinde de daha kurak hava koşullarının oluşmasında pay sahibi olmuştur (Hurrell ve diğ., 2003). Buna göre, pozitif NAO değerlerinde yağışlarda azalma ve negatif sıcaklık anomalileri; negatif değerlerinde ise yağışlarda artış ve pozitif sıcaklık anomalileri gözlemek mümkündür (Demircan ve diğ., 2018). NAO'nun Türkiye üzerindeki etkileri yoğunlukla kış aylarında hissedilmekte, buna karşın yaz aylarında da etkisini göstermektedir. Özellikle cephesel yağışların Türkiye'de az görülmesinde NAO endeksi etkilidir (URL-4).

4.3.2 Arktik Salınım (AO)

Kuzey Atlantik salınımı gibi Arktik salınım da basınç anomalileriyle ilişkili olan pozitif ve negatif faza sahip Kuzey Yarımküredeki önemli iklim değişikliği denetleyicilerinden birisidir. Bu salınım da dünyanın kutup bölgelerinin yeterince dik açıyla güneş ışınlarına maruz kalamamasından dolayı soğuyan hava ağırlaşarak yüzeye çöker ve bu bölgelerde bir yüksek basınç alanı oluşur. Çöken havanın üzerinde ise güneş ışınlarının etkisiyle ısınan havayla birlikte alçak basınç alanı meydana gelir.

Alçak basınçlı hava alanı saatin tersi yönünde bir dönüş hareketi gerçekleştirir. Bu esnada içerisine hapsettiği soğuk havanın güney enlemlere doğru hareketini engelleyici kutupsal bir girdap oluşturur. Bu etkinin kuvveti arttıkça soğuk hava girdap içerisinden kaçamaz, kutuplarda alçak basınç alanı hakim olur ve pozitif AO endeksi görülür. Bunun tersine girdabın kuvvetinin azalmasıyla soğuk hava girdap içerisinden çıkarak güney enlemlere doğru hareket eder ve yüksek basınç alanı etkili olur; bu durumda ise AO endeksi negatif değerler alır (Şekil 4.6).



Şekil 4.6: 7 Kasım 2010 ve 18 Aralık 2010 tarihlerinde Arktika ve orta enlemler arasındaki basınç farkından dolayı oluşan (a) pozitif AO endeksi (b) negatif AO endeksi (URL-5).

Arktik salınım tıpkı NAO gibi Kuzey Avrupa ve Doğu Amerika kıyılarında yağış ve sıcaklık değerleri üzerinde daha etkili olmakla birlikte aşırı değerler aldığı durumlarda Türkiye üzerinde, özellikle kış aylarında hissedilen, belirli etkiler de meydana getirir. AO endeksinin pozitif safhasında kuzeyden gelen az yağışlı ve soğuk hava akımları etkili olurken, negatif evresinde bol yağışlı ve mevsim ortalamalarının üstünde seyreden sıcak hava akımları gözlenir (Türkeş ve Erlat, 2008).

5. UYGULAMA

5.1 Genel

Çalışma kapsamında verilerin homojenliğini belirlemek için dört, içsel bağımlılığını araştırmak için bir, seçilen farklı değişkenler ile korelasyonunu incelemek için iki ve son olarak belirlenen olasılık dağılım fonksiyonuna uygunluğunu tespit etmek için de bir olmak üzere toplam sekiz istatistiksel hipotez test gerçekleştirilmiştir. Tüm bu testlerde sonuçlar %95 güven aralığında yorumlanmıştır. İstatistiksel hipotez testlerinin hepsi açık kaynak kodlu bir yazılım olan “R” programlama dilinde gerçekleştirilmiştir. Homojenlik analizleri için “trend” ve “climtrends” paketleri kullanılırken; Durbin-Watson testi için “lmtest”, Mann-Kendall testi için “trend” ve Kolmogorov-Smirnov testi için “EnvStats” paketleri kullanılmıştır.

Bunun ardından serilerde, 21 istasyon için durağanlık varsayımı altında 294 adet GEV modeli kurulurken; durağanlığın bozulduğuna dair emarelerin gözlendiği 18 istasyonda da farklı ortak değişkenler kullanılarak toplamda 490 adet durağan olmayan model geliştirilmiştir. Modellerin geliştirilmesi R ortamında “extRemes” paketi yardımıyla gerçekleştirilmiştir. Son olarak modellerden elde edilen sonuçlar çerçevesinde durağan olmayan modellerin uygunluğu bilgi kriteri yardımıyla değerlendirilmiş ve sonuçta 21 adet durağan ve 15 adet de durağan olmayan ŞST eğrisi geliştirilmiştir.

5.2 Homojenlik Analizi Uygulaması

Dört mutlak homojenlik testi (Pettitt, Buishand, SNHT ve Von Neumann) eldeki maksimum yağış serilerine uygulanmış ve Wijngaard vd. (2003) tarafından önerilen yöntemle göre sonuçlar üç başlık altında sınıflandırılmıştır. Homojenlik analizleri neticesinde, elde edilen sonuçların sınıflandırılmasıyla, mevcut serilerin %68.7’si kullanışlı olarak işaretlenirken yalnızca %5.1’i şüpheli olarak değerlendirilmiştir. Kısa süreli yağışlar için (5 dak, 10 daka, 15 dak, 30 dak) serilerin çoğunlukla kullanışlı olduğu sonucuna ulaşılırken daha uzun süreli yağışlar için kullanışlı olan serilerin

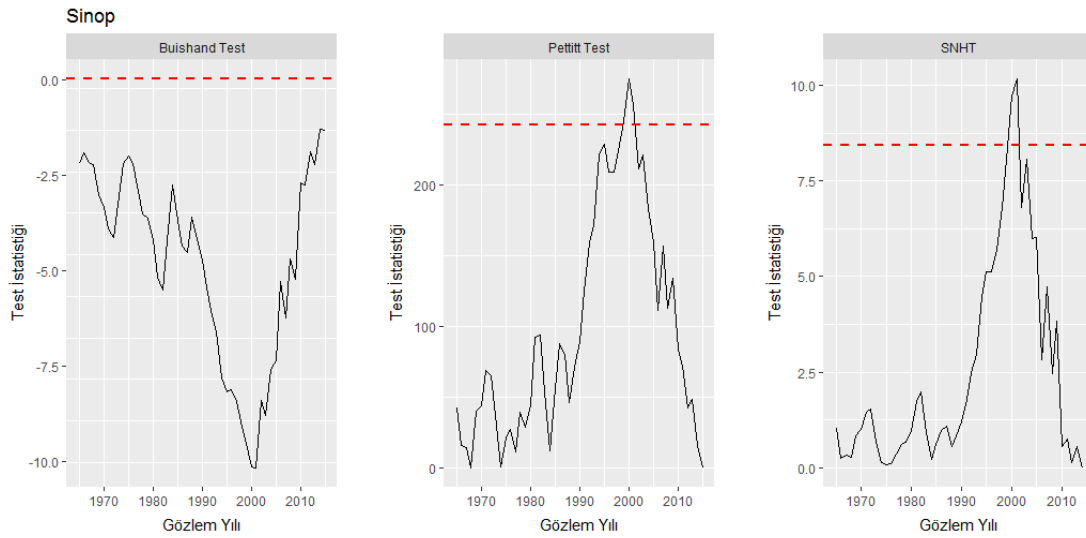
sayısı, çoğunluğu oluşturmakla beraber, azalma göstermiştir. Çalışmada yer alan istasyonlar içerisinde beş istasyonda (Bartın, Giresun, Rize, Sinop ve Trabzon) şüpheli serilere rastlanırken bunlar arasında yalnızca Bartın istasyonunda 14 standart sürenin yarısından fazlası için serilerin şüpheli olduğu sonucuna ulaşılmıştır. Bunun dışında bölgenin iç kesimlerinde kalan Bolu, Kastamonu, Ordu ve Tokat istasyonlarında ise tüm serilerin kullanışlı olduğuna karar verilmiştir. Tüm istasyonlar için homojenlik analizleri sonucunda yapılan sınıflandırmalar Çizelge 5.1’de görülebilir.



Çizelge 5.1: Homojenlik analizi sonuçları (1 = kullanışlı, 2 = kararsız, 3 = şüpheli).

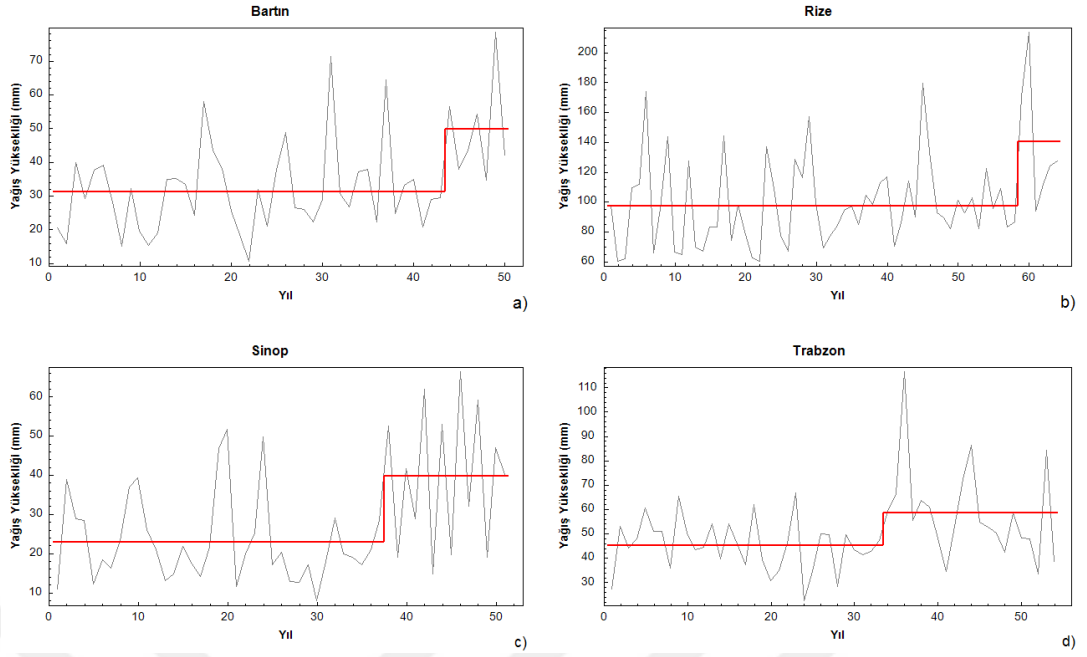
İstasyon	5 dak	10 dak	15 dak	30 dak	1 saat	2 saat	3 saat	4 saat	5 saat	6 saat	8 saat	12 saat	18 saat	24 saat
Akçakoca	1	1	1	1	1	2	2	2	1	1	1	1	1	2
Amasya	1	1	1	1	2	2	1	1	1	1	1	1	1	1
Artvin	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	2	2
Bafra	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	2	1	1	1
Bartın	1	1	1	1	1	3	3	3	3	3	3	3	3	2
Bayburt	1	2	2	2	2	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Bolu	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Çorum	1	1	1	1	1	2	2	2	2	2	2	2	1	1
Düzce	1	1	1	1	2	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Giresun	1	1	1	1	1	2	2	2	2	2	2	3	2	2
Gümüşhane	1	1	1	1	2	1	1	1	1	1	1	1	1	1
İnebolu	1	1	1	1	1	1	2	2	2	2	2	2	2	2
Kastamonu	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Merzifon	1	1	1	1	2	2	2	2	2	2	2	2	1	2
Ordu	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Rize	1	1	1	2	1	2	2	2	2	2	2	2	3	1
Samsun	1	1	2	2	2	2	1	1	1	1	1	1	1	1
Sinop	1	1	1	1	3	3	3	3	2	2	2	2	2	2
Tokat	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Trabzon	2	1	1	2	2	2	2	2	2	2	2	2	3	1
Zonguldak	2	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1

Bu sonuçlar bize genel hatlarıyla çalışmada kullanılan istasyonlardaki verilerin büyük oranda bölgenin yağış karakteristiğini ortaya koymada yeterli olduğunu göstermekte ve yapılan çalışmaya olan güveni artırmaktadır. Bunun dışında homojenlik analizleri sonucu “kararsız” veya “şüpheli” olarak işaretlenmiş olan serilerde daha detaylı yapılacak olan analizler bu sonuçların olası nedenlerini araştırmada faydalı olacaktır. Bu çerçevede homojenliğin bozulduğu yılın tespit edilebildiği üç test için bir örnek teşkil etmesi açısından Sinop istasyonunda ölçülen saatlik yağışlara ait test istatistiği grafiği Şekil 5.1’de sunulmuştur.



Şekil 5.1: Üç farklı homojenlik testi için Sinop istasyonunda ölçülen 1-saatlik yağış serisinin test istatistikleri grafiği. Kesikli kırmızı çizgi testlerin kritik değerlerini göstermektedir.

Sinop ili için saatlik yağışlarda her üç test de kırılma yılı (homojenliğin bozulduğu yıl) olarak 2000’lerin başını işaret etmektedir. Bu durum istasyonun konumundaki değişim ihtimalini akıllara getirmekle birlikte bir istasyonun konumundaki değişim her zaman seride homojenliğin bozulmasını zorunlu kılmayabilir. Homojenliğin bozulduğu yıllar seride bir sıçramanın yaşandığı veya farklı yönde bir eğilimin başladığı noktayı işaret etmektedir. Burada Aksoy ve diğ. (2007) tarafından geliştirilen SEGMENTER adlı yazılım kullanılarak homojenlik analizleri sonucu “şüpheli” olarak belirlenen seriler arasından seçilen dört tanesinde meydana gelen sıçramalar Şekil 5.2’de gösterilmiştir.



Şekil 5.2: Ortalamada meydana gelen sıçrama (a) Bartın istasyonu 2-saat standart süreli yağış; (b) Rize istasyonu 18-saat standart süreli yağış; (c) Sinop istasyonu 2-saat standart süreli yağış; (d) Trabzon istasyonu 18-saat standart süreli yağış.

Şekil 5.2’de gözlenen durumu bölgenin iklim özellikleriyle ilişkilendirmek mümkündür. Nitekim ileriki bölümlerde sonuçları verilecek olan trend analizleri serilerde artış yönünde eğilimler olduğunu göstermektedir. Homojenliğin bozulduğu yılların bölgenin sanayileşme alanında hız kazandığı yılların başlangıcıyla çakışması, tespit edilen homojen olmama durumunun iklim değişikliği ile de ilişkilendirilebileceğini düşündürmektedir.

Çizelge 5.2’de seride kırılmanın belirlenebildiği üç homojenlik testinde günlük yağışlar için tespit edilen muhtemel kırılma noktaları gösterilmiş ve bunlardan istatistiksel olarak anlamlı olanlar belirtilmiştir. Bu sonuçlar çerçevesinde bölgede genel olarak 20. yüzyılın sonları ve 21. yüzyılın başlarında yağışların homojenliğinin bozulduğu ve serilerde bu dönemden sonra kırılmalar yaşandığı söylenebilir. Bu durum bölgedeki yağış desenlerinin yakın geçmişte değişiklik gösterdiğine işaret etmektedir.

Çizelge 5.2: Günlük yağışlarda homojenlik testlerine göre muhtemel kırılma yılları
(yeşil = istatistiksel olarak anlamsız; kırmızı = istatistiksel olarak anlamlı).

İstasyon	Pettitt	Buishand	SNHT
Akçakoca	1991	1991	1991
Amasya	1994	1981	1981
Artvin	2003	2013	2015
Bafra	1978	1978	1978
Bartın	1990	1991	2009
Bayburt	1995	1995	2013
Bolu	1997	1997	2013
Çorum	1988	1992	1965
Düzce	2008	1980	1966
Giresun	1988	1992	2006
Gümüşhane	2004	2004	2015
İnebolu	1994	1995	2007
Kastamonu	2008	2008	2009
Merzifon	1983	1983	1983
Ordu	1978	1976	1976
Rize	1978	2010	2010
Samsun	2005	2005	2012
Sinop	2001	1983	1983
Tokat	1974	2005	2010
Trabzon	1989	1989	1989
Zonguldak	1954	1985	1954

5.3 Otokorelasyon Analizi

Bir zaman serisinde, hata terimleri arasındaki korelasyonu ifade eden iç bağımlılık (otokorelasyon), hidroklimatolojik serilerde sıklıkla görülmekte ve verideki içsel bağımlılık varsayımını ihlal etmesi dolayısıyla trend analizi çalışmalarında trendi doğru tespit etmede sorun yaratabilmektedir. Bu nedenle iç bağımlılık seriden uzaklaştırıldıktan sonra trend analizinin yapılması gerekmektedir.

Durbin-Watson testi bu çalışmada otokorelasyonun varlığını araştırmak için kullanılmıştır. DW testi sonucu elde edilen test istatistiği Savin ve White (1977)

tarafından geliştirilen kritik değer cetvellerindeki d_L ve d_U değerleri dikkate alınarak sınıflandırılmış ve otokorelasyon tespit edilen istasyonlardaki sonuçlar Çizelge 5.3'te gösterilmiştir.

Çizelge 5.3: DW testi sonuçları (Otokorelasyon yoktur: X, Pozitif otokorelasyon: +, Negatif otokorelasyon: -, Karar verilememektedir: Ø).

Süre	Artvin	Bafra	Bartın	Bolu	Çorum	Gümüşhane	İnebolu	Ordu	Samsun	Tokat
5 dak	X	Ø	X	X	Ø	X	X	X	X	X
10 dak	X	X	X	X	Ø	Ø	X	X	X	X
15 dak	X	X	+	X	X	Ø	X	X	X	X
30 dak	X	X	X	X	X	X	+	X	X	Ø
1 saat	X	X	X	X	X	X	Ø	Ø	X	Ø
2 saat	X	X	X	X	X	X	Ø	Ø	X	-
3 saat	X	X	X	X	X	X	+	Ø	X	-
4 saat	X	X	X	X	X	X	+	X	X	-
5 saat	X	X	X	X	X	X	+	X	Ø	-
6 saat	X	X	X	X	X	X	+	X	+	Ø
8 saat	Ø	X	X	X	X	X	+	X	+	X
12 saat	Ø	X	X	X	X	X	+	X	Ø	X
18 saat	X	Ø	X	+	X	X	X	X	X	X
24 saat	X	X	X	X	X	X	+	X	Ø	X

DW testi sonucunda dört istasyonda pozitif ve bir istasyonda da negatif otokorelasyon barındıran serilere rastlanmıştır. Bunlar içerisinde Bartın istasyonunda bir standart sürede (15 dakika), Bolu istasyonunda bir standart sürede (18 saat), İnebolu istasyonunda sekiz standart sürede (30 dakika, 3 saat, 4 saat, 5 saat, 6 saat, 8 saat, 12 saat, 24 saat) ve Samsun istasyonunda iki standart sürede (6 saat, 8 saat) pozitif otokorelasyon tespit edilmiştir. Ayrıca Tokat istasyonunda da dört standart sürede (2 saat, 3 saat, 4 saat, 5 saat) negatif otokorelasyon olduğu sonucuna ulaşılmıştır.

Bu sonuçlara ek olarak Artvin istasyonunda iki standart sürede (8 saat, 12 saat), Bafra istasyonunda iki standart sürede (5 dakika, 18 saat), Çorum istasyonunda iki standart sürede (5 dakika, 10 dakika), Gümüşhane istasyonunda iki standart sürede (10 dakika, 15 dakika), İnebolu istasyonunda 2 standart sürede (1 saat, 2 saat), Ordu istasyonunda üç standart sürede (1 saat, 2 saat, 3 saat), Samsun istasyonunda üç standart sürede (5 saat, 12 saat, 24 saat) ve Tokat istasyonunda da üç standart sürede (30 dakika, 1 saat, 6 saat) test istatistiğinin kararsızlık bölgesinde kaldığı sonucuna ulaşılmıştır. Pozitif ve negatif otokorelasyonun tespit edildiği serilerin yanı sıra kararsızlık bölgesinde

kalan serilerde de iç bağımlılık etkisinin ortadan kaldırılması amacıyla ön-beyazlatma (prewhitening) işlemi gerçekleştirilmiş ve sonrasında trend analizine geçilmiştir.

5.4 Trend Analizi

İklim değişikliğiyle ilgili çalışmalarda gerçekleştirilen en temel uygulamalardan biri olan trend analizi bu çalışmada non-parametrik bir yöntem olan Mann-Kendall trend testiyle gerçekleştirilmiştir. Test sonucunda çalışma alanında yer alan istasyonlardan elde edilen hiçbir seride azalan yönde anlamlı bir eğilim tespit edilmemiş, 11 istasyondan 54 adet standart sürede ise anlamlı artış trendleri ortaya konmuştur (Çizelge 5.4). Merzifon istasyonu 10 standart süre ile üzere en çok trend barındıran seriyi içeren istasyon olduğu belirlenmiştir. Ayrıca İnebolu ve Trabzon istasyonlarında da dokuz standart sürede olmak üzere serilerin yarısından fazlasında artış trendleri gözlenmiştir.

Çizelge 5.4: Mann-Kendall testine göre artış yönünde trend barındıran seriler.

İstasyon	Pozitif Trend Barındıran Seri
Akçakoca	24-saat
Bartın	24-saat
Bayburt	15-dakika, 30-dakika, 1-saat
Bolu	1-saat
Çorum	5-saat, 6-saat, 8-saat, 12-saat
İnebolu	2-saat, 3-saat, 4-saat, 5-saat, 6-saat, 8-saat, 12-saat, 18-saat, 24-saat
Merzifon	1-saat, 2-saat, 3-saat, 4-saat, 5-saat, 6-saat, 8-saat, 12-saat, 18-saat, 24-saat
Rize	4-saat, 5-saat, 6-saat, 8-saat, 12-saat, 18-saat
Samsun	2-saat, 4-saat, 5-saat, 6-saat, 8-saat
Sinop	2-saat, 8-saat, 12-saat, 18-saat, 24-saat
Trabzon	5-dakika, 15-dakika, 30-dakika, 1-saat, 2-saat, 3-saat, 4-saat, 5-saat, 6-saat

Trend analizlerinden elde edilen sonuçlarda, bölgede çoğunlukla orta ve uzun süreli yağışlardaki artış bulguları dikkat çekmektedir. Bölgesel anlamda ise genel olarak batıda Amasya'dan doğuda Gümüşhane'ye kadar uzanan orta bölümde ve iç kesimlerde kalan istasyonlarda anlamlı trendlere fazla rastlanmamıştır.

Çalışmada ayrıca istatistiksel olarak anlam barındırmasından bağımsız olarak tüm istasyonlar için trendin şiddetini belirlemek amacıyla Sen'in eğim değerleri hesaplanmıştır. Bu değerler çalışmada yer alan istasyonların yaklaşık olarak %90'ında

(en büyüğü 0.658 mm/yıl olmak üzere) pozitif olarak hesaplanmıştır. Mevcut tüm seriler için hesaplanan Mann-Kendall test istatistikleri ve Sen'in eğim değerleri Çizelge 5.5'te sunulmuştur.



Çizelge 5.5: Standart sürelerdeki maksimum yağışların Mann Kendall test istatistikleri ve Sen'in eğim değerleri.

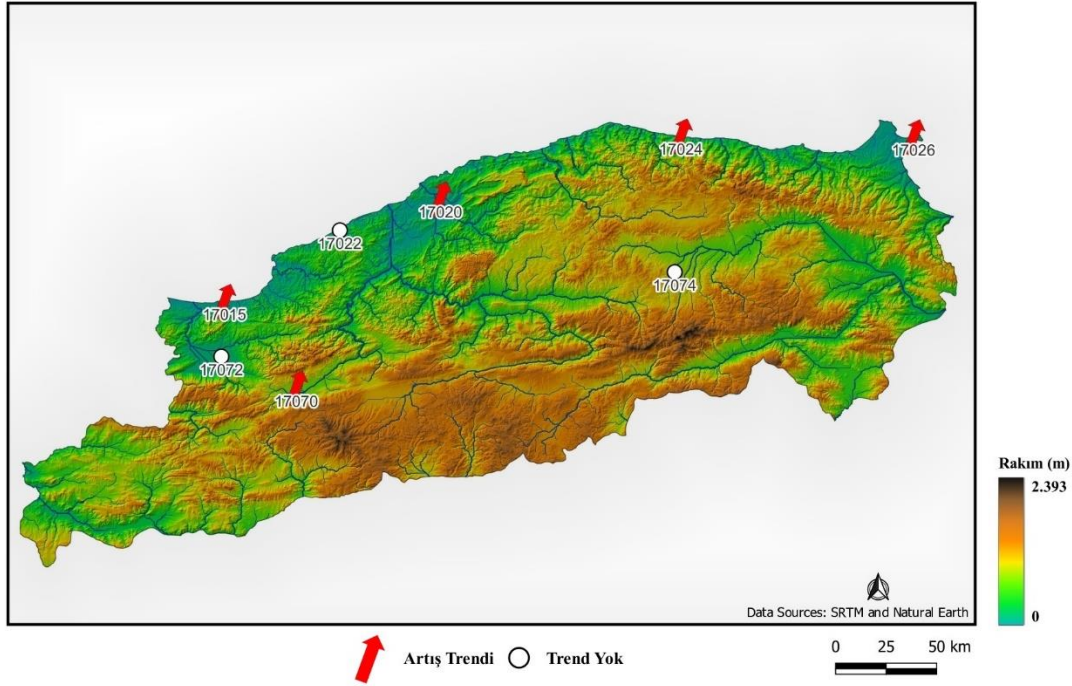
	5 dakika		10 dakika		15 dakika		30 dakika		1 saat		2 saat		3 saat	
İstasyon	MK-Z (± 1.96)	Sen'in Eğimi	MK-Z (± 1.96)	Sen'in Eğimi	MK-Z (± 1.96)	Sen'in Eğimi	MK-Z (± 1.96)	Sen'in Eğimi	MK-Z (± 1.96)	Sen'in Eğimi	MK-Z (± 1.96)	Sen'in Eğimi	MK-Z (± 1.96)	Sen'in Eğimi
Akçakoca	0.044	~0	1.236	0.064	1.227	0.094	1.333	0.140	1.360	0.182	1.875	0.258	1.822	0.267
Amasya	-1.593	-0.025	-1.235	-0.037	0.097	0.005	0.869	0.044	1.568	0.063	1.438	0.083	1.365	0.081
Artvin	-0.515	-0.018	-0.070	~0	0.117	0.015	-0.327	-0.050	0.304	0.048	0.911	0.158	0.678	0.121
Bafra	0.049	0.003	0.322	0.025	0.578	0.038	1.269	0.103	1.203	0.137	1.165	0.132	0.530	0.090
Bartın	-0.536	-0.013	0.100	0.006	0.422	0.020	1.322	0.075	1.774	0.189	2.443	0.325	2.702	0.381
Bayburt	0.326	0.006	1.540	0.051	2.117	0.083	2.945	0.136	2.677	0.137	1.723	0.089	0.544	0.029
Bolu	-0.665	-0.011	0.416	0.011	0.812	0.025	1.818	0.076	2.107	0.106	1.295	0.050	1.302	0.060
Çorum	-0.805	-0.019	-0.076	-0.003	0.731	0.030	1.530	0.118	1.684	0.127	1.878	0.151	1.905	0.155
Düzce	-1.584	-0.053	1.690	-0.076	-0.991	-0.054	-0.032	~0	0.097	0.010	0.374	0.038	0.560	0.055
Giresun	-0.411	-0.016	-0.411	-0.030	-0.352	-0.036	-0.010	-0.005	0.254	0.043	0.841	0.163	1.096	0.228
Gümüşhane	-0.795	-0.013	-0.388	-0.006	0.233	0.013	1.305	0.044	1.255	0.050	1.188	0.050	0.895	0.036
İnebolu	0.007	~0	-0.200	-0.008	0.255	0.011	0.982	0.065	0.982	0.089	1.237	0.133	1.209	0.134
Kastamonu	-0.340	-0.033	0.255	0.033	0.799	0.088	0.493	0.050	0.408	0.075	0.408	0.048	0.374	0.084
Merzifon	-1.493	-0.033	-0.127	-0.004	0.364	0.014	1.343	0.063	1.979	0.106	3.040	0.155	2.637	0.151
Ordu	0.471	0.013	0.041	0.002	0.398	0.031	0.755	0.070	0.351	0.029	0.167	0.029	0.017	0.002
Rize	1.548	0.029	1.304	0.046	1.020	0.052	1.020	0.116	1.454	0.145	1.460	0.200	1.663	0.272
Samsun	1.557	0.045	1.544	0.055	1.707	0.055	1.459	0.100	1.903	0.192	2.106	0.210	1.929	0.225
Sinop	1.211	0.043	0.869	0.047	0.341	0.027	1.325	0.100	1.617	0.154	2.055	0.233	1.836	0.200
Tokat	1.130	0.023	1.230	0.035	1.397	0.056	1.646	0.084	1.267	0.069	1.129	0.063	0.922	0.043
Trabzon	2.636	0.050	0.993	0.035	2.007	0.077	2.425	0.125	2.134	0.148	2.126	0.162	2.306	0.178
Zonguldak	1.639	0.025	-0.447	-0.009	0.134	0.007	0.685	0.037	0.318	0.030	0.452	0.040	0.308	0.028

Çizelge 5.5 (devam): Standart sürelerdeki maksimum yağışların Mann Kendall test istatistikleri ve Sen'in eğim değerleri.

	4 saat		5 saat		6 saat		8 saat		12 saat		18 saat		24 saat	
İstasyon	MK-Z (± 1.96)	Sen'in Eğimi	MK-Z (± 1.96)	Sen'in Eğimi	MK-Z (± 1.96)	Sen'in Eğimi	MK-Z (± 1.96)	Sen'in Eğimi	MK-Z (± 1.96)	Sen'in Eğimi	MK-Z (± 1.96)	Sen'in Eğimi	MK-Z (± 1.96)	Sen'in Eğimi
Akçakoca	1.831	0.294	1.556	0.282	1.431	0.259	1.422	0.294	1.378	0.264	1.342	0.423	2.080	0.658
Amasya	1.154	0.086	1.137	0.092	0.820	0.071	0.626	0.048	0.544	0.044	0.999	0.074	0.788	0.078
Artvin	0.514	0.082	0.257	0.056	0.304	0.088	-0.074	-0.022	-0.174	-0.054	0.677	0.162	0.958	0.570
Bafra	0.814	0.123	0.720	0.111	0.682	0.093	0.246	0.033	0.057	0.033	0.186	0.044	-0.322	-0.068
Bartın	3.305	0.444	3.438	0.545	3.555	0.578	3.647	0.663	3.288	0.753	3.279	0.860	2.309	0.654
Bayburt	-0.092	-0.007	-0.259	-0.013	-0.276	-0.024	-0.251	-0.018	-0.552	-0.047	-0.711	-0.048	0.586	0.038
Bolu	1.060	0.058	0.966	0.044	0.892	0.057	0.812	0.050	0.778	0.049	0.310	0.020	0.107	0.010
Çorum	1.805	0.156	2.059	0.184	2.167	0.180	2.161	0.176	1.999	0.167	1.691	0.142	1.315	0.114
Düzce	0.544	0.082	0.804	0.100	0.707	0.067	0.812	0.100	0.577	0.092	0.577	0.117	0.682	0.109
Giresun	1.086	0.316	1.399	0.362	1.370	0.355	1.507	0.350	1.927	0.538	1.917	0.550	1.917	0.550
Gümüşhane	0.795	0.040	0.251	0.013	-0.377	-0.013	-0.100	-0.007	0.008	~0	-0.084	-0.008	0.452	0.045
İnebolu	1.505	0.152	1.689	0.190	1.788	0.212	2.353	0.269	2.255	0.352	3.538	0.056	2.170	0.382
Kastamonu	0.544	0.133	0.731	0.119	0.357	0.083	0.204	0.040	0.051	0.003	0.323	0.100	0.697	0.200
Merzifon	2.750	0.160	2.771	0.161	2.609	0.172	2.516	0.153	2.248	0.146	1.965	0.170	2.630	0.173
Ordu	0.496	0.077	0.496	0.123	0.812	0.115	0.885	0.136	0.406	0.085	0.041	0.009	0.171	0.041
Rize	2.028	0.340	2.155	0.390	2.242	0.435	2.016	0.437	2.323	0.473	2.590	0.514	1.472	0.278
Samsun	2.171	0.246	0.912	0.130	0.845	0.137	1.234	0.172	1.275	0.199	1.086	0.153	0.322	0.047
Sinop	1.885	0.216	1.722	0.221	1.828	0.250	2.120	0.300	2.063	0.294	2.242	0.392	2.542	0.442
Tokat	0.922	0.042	0.656	0.031	0.802	0.043	0.795	0.057	0.686	0.039	0.343	0.015	-0.251	-0.015
Trabzon	2.373	0.196	2.619	0.231	2.723	0.230	1.880	0.197	1.679	0.164	1.112	0.133	0.828	0.118
Zonguldak	0.531	0.064	0.879	0.094	0.933	0.115	0.606	0.073	0.477	0.065	0.854	0.131	0.501	0.082

5.4.1 Batı Karadeniz Bölümü

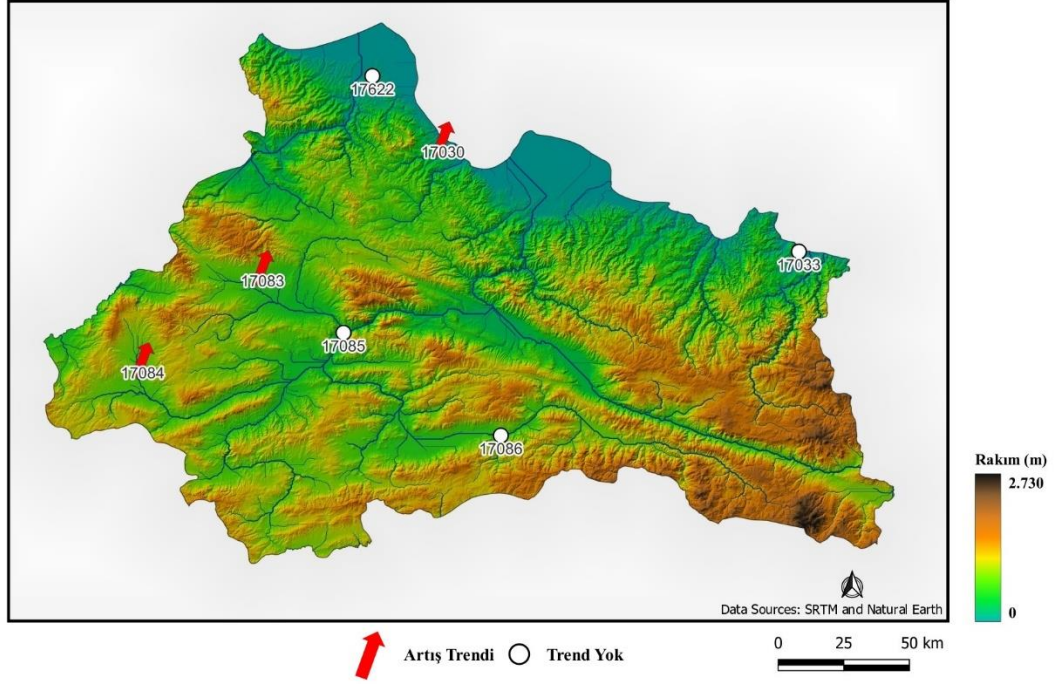
Bölgenin, sekiz adet ile en çok YGI'nin çalışmaya dahil edildiği, Batı Karadeniz alt bölümünde yapılan trend analizleri sonucunda 5 istasyonda (Akçakoca, Bartın, Bolu, İnebolu ve Sinop) trend tespit edilmiştir (Şekil 5.3). Genel olarak denize yakın olan bu istasyonlarda artışların olası sebepleri üzerinde denizsellik etkisinde bulunan olası değişimler de gösterilebilir. Batı Karadeniz ayrıca bölgede oransal olarak en çok trend gözlemlenen istasyonların bulunduğu bölümdür (%62.5).



Şekil 5.3: Batı Karadeniz bölümünde trend tespit edilen istasyonlar.

5.4.2 Orta Karadeniz Bölümü

Mann-Kendall testi sonucu Orta Karadeniz bölümünde yer alan yedi istasyondan üçünde anlamlı trendler tespit edilmiştir (Şekli 5.4). Samsun, Merzifon ve Çorum hattı boyunca trendlerin görüldüğü bölge ağırlıklı olarak trend içermeyen istasyonlara ev sahipliği yapmaktadır. Denizselliğin etkisi bu bölümde Batı Karadeniz'e oranla daha az hissedilmektedir. Bölgenin bütünü değerlendirildiğinde en az trendin gözlemlendiği Amasya – Gümüşhane arasında kalan hattın da önemli bir kısmı yine bu bölüm içerisinde yer almaktadır.

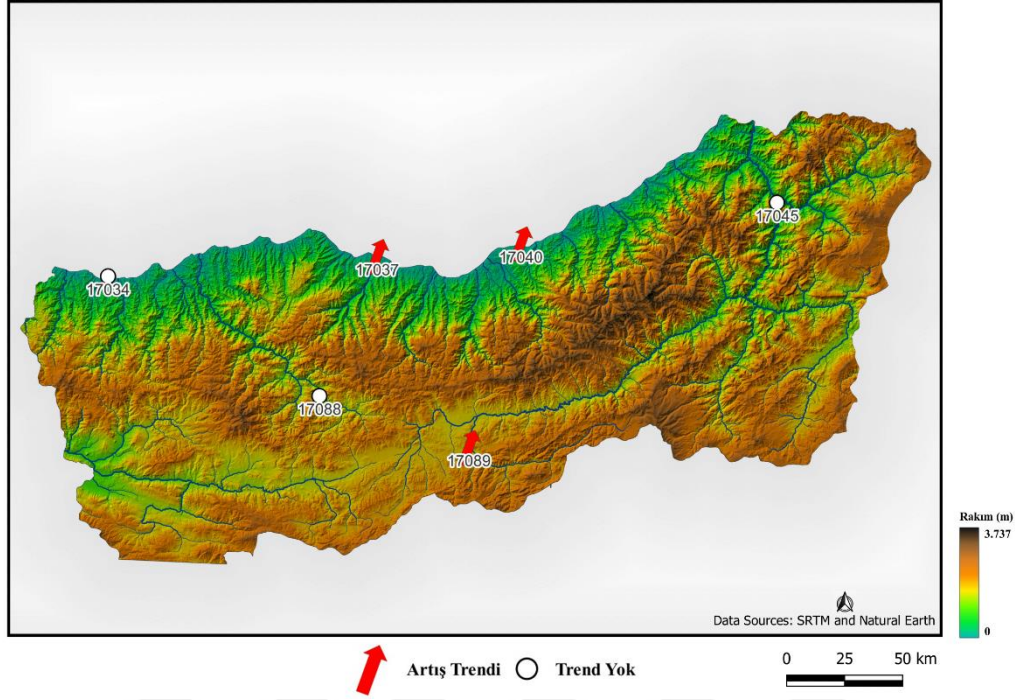


Şekil 5.4: Orta Karadeniz bölümünde trend tespit edilen istasyonlar.

5.4.3 Doğu Karadeniz Bölümü

Bölgenin en az YGİ ile temsil edilen Doğu Karadeniz bölümünde altı istasyondan üçü trend barındıran serileri içermektedir (Şekil 5.5). Denize yakın Trabzon ve Rize istasyonu ile beraber bölgenin daha iç kesimlerinde kalan Bayburt istasyonunda da zamanla beraber artış yönünde trendler gözlenmiştir. Özellikle ülkemizin en çok yağış alan şehirlerinden olan Rize ve Trabzon'da gözlenen yağıştaki artış iklim değişikliğinin ekstrem değerler üzerinde yarattığı değişimin önemini ortaya koymaktadır.

Ortalama yükseltinin ülkemizde en fazla bu bölümde olması ve denize yakın ve aniden yükselen dağlardan kaynaklanan orografik yağışların sıklıkla meydana gelmesi aşırı yağışlar sonucu oluşan ani taşkın felaketine karşı eğilimli bir bölge haline getirmiştir. Dolayısıyla kıyıya yakın bölgelerde hali hazırda etkili olan denizsellik, artışlarda da önemli pay sahibidir.



Şekil 5.5: Doğu Karadeniz bölümünde trend tespit edilen istasyonlar.

5.5 Spearman Sıra Korelasyon Testi

Bölgede maksimum yağışlar üzerinde etkili olan değişkenlerin incelenmesi amacıyla iki uzak etkileşim deseniyle yağışlar arasındaki korelasyon Spearman Sıra Korelasyonu testiyle incelenmiştir. Kuzey Atlantik Salınımı (NAO) ve Arktik Salınım (AO) kullanılan çalışmada, yıllık maksimum günlük yağışların meydana geldiği aynı aylar ile bu aylardan üç ay öncesine kadar olan zaman dilimini kapsayan dönemde gözlenen uzak etkileşim desenlerinin her aydaki maksimum değerleri ile günlük yağışlar arasındaki korelasyon incelenmiştir. Sonuçlar Çizelge 5.6'da sunulmuştur.

Çizelge 5.6: Spearman Sıra Korelasyonuna göre yıllık maksimum günlük yağışlar ile arasında anlamlı ilişkiler tespit edilen istasyonlar.

İstasyon	NAO				AO			
	Aynı ay	1 ay önceki	2 ay önceki	3 ay önceki	Aynı ay	1 ay önceki	2 ay önceki	3 ay önceki
Akçakoca	-	✓	-	-	-	✓	-	✓
Amasya	-	-	-	-	-	✓	-	-
Artvin	✓	-	-	-	✓	-	-	-
Bafra	-	-	-	✓	-	-	-	-

Çizelge 5.6 (devam): Spearman sıra korelasyonuna göre yıllık maksimum günlük yağışlar ile arasında anlamlı ilişkiler tespit edilen istasyonlar.

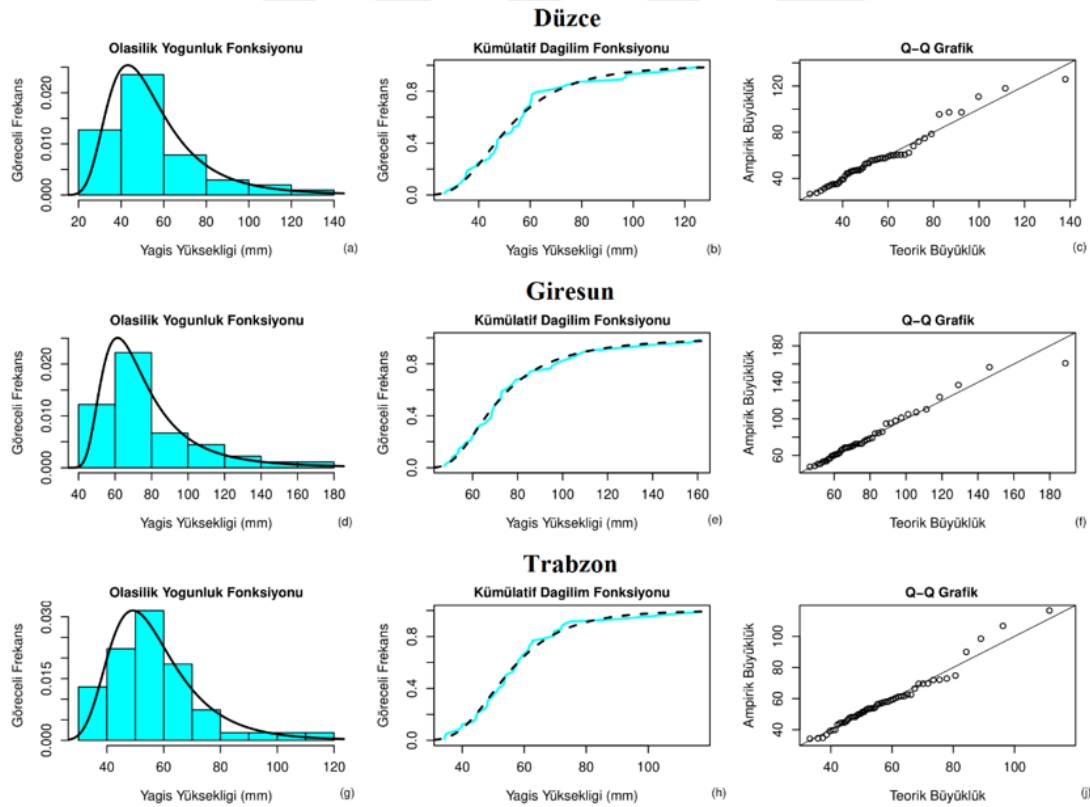
İstasyon	NAO				AO			
	Aynı ay	1 ay önceki	2 ay önceki	3 ay önceki	Aynı ay	1 ay önceki	2 ay önceki	3 ay önceki
Bartın	✓	-	-	-	-	-	-	-
Bayburt	-	-	-	-	-	-	-	-
Bolu	✓	✓	-	-	✓	✓	-	-
Çorum	-	-	-	-	-	✓	-	-
Düzce	-	-	-	-	-	-	-	-
Giresun	-	✓	-	-	-	✓	-	✓
Gümüşhane	-	✓	-	-	✓	-	-	-
İnebolu	-	-	-	-	-	-	-	-
Kastamonu	-	✓	-	-	-	-	-	✓
Merzifon	-	-	-	-	-	-	-	-
Ordu	-	-	-	-	-	-	-	-
Rize	-	-	-	-	✓	✓	-	-
Samsun	✓	-	-	-	-	-	-	-
Sinop	-	-	-	-	-	-	-	-
Tokat	-	✓	-	-	-	-	-	-
Trabzon	-	-	-	-	-	-	-	-
Zonguldak	-	-	-	-	-	-	-	-

Spearman Sıra Korelasyonu testi sonuçlarına göre 13 istasyonda ölçülen yıllık maksimum günlük yağışlarla bazı uzak etkileşim desenleri arasında anlamlı ilişkiler tespit edilmiştir. Bu 13 istasyonun dördünde yalnızca NAO'ya ait değerlerle, üçünde yalnızca AO'ya ait değerlerle ve altısında da hem NAO hem de AO'ya ait değerlerle anlamlı ilişkilere rastlanmıştır. Maksimum yağışlarla, aynı ayda gözlenen NAO değerlerinde 4, 1 ay önceki değerlerle 6 ve 3 ay önceki değerle de 1 kez olmak üzere toplam 11 kez NAO değerleriyle; aynı ayda gözlenen AO değerleriyle 4, 1 ay önceki değerlerle 6 ve 3 ay önceki değerlerle de 3 kez olmak üzere toplam 13 kez AO değerleriyle anlamlı ilişkiler gözlenmiştir.

Bu sonuçlar çerçevesinde bölgede gözlenen maksimum yağışlar üzerinde iki uzak etkileşim deseninin de neredeyse aynı derecede etkili olduğu söylenebilir. Bununla beraber bu uzak etkileşim desenlerinin maksimum yağışların gözlemlendiği aylardan bir ay önceki değerlerinin diğer aylara oranla daha hakim olduğu görülmüştür.

5.6 Kolmogorov-Smirnov Testi

Mevcut bir örneklemin ait olduğu dağılım ailesi çeşitli testlerle belirlenebilir. Bu amaçla öncelikle mevcut veriler kullanılarak histogramlar çizilmiştir. Histogramlarda gözlenen çarpıklık ve serilerin yıllık maksimum değerlerden meydana gelmesi dikkate alınarak, ekstrem değer analizi çalışmalarında sıklıkla kullanılan, ekstrem değer dağılımı (GEV) hedef dağılım olarak belirlenmiş ve bu dağılım için olasılık yoğunluk fonksiyonları, kümülatif dağılım fonksiyonları ve Q-Q grafikleri çizilmiştir. Örnek olarak Düzce, Giresun ve Trabzon istasyonlarında ölçülen günlük yağışlara ait grafikler Şekil 5.6'da sunulmuştur. Grafiklerin dağılım ile ilgili öngörülerini doğrulamaya yönelik bulgular taşıdığı söylenebilir. Bu noktadan sonra nihai karar aşamasında serilerde tek örneklem Kolmogorov-Smirnov testi gerçekleştirilmiş ve sonuçlar %5 anlamlılık düzeyinde yorumlanmıştır. Sonuçlar, tüm istasyonlardaki serilerin GEV dağılımına uygun olduğunu göstermektedir.



Şekil 5.6: 24-saat standart süreli yağışa ait olasılık yoğunluk fonksiyonu uydurulmuş histogram, eklenk dağılım fonksiyonu ve Q-Q grafiği (a), (b), (c) Düzce, (d), (e), (f) Giresun, (g), (h), (i) Trabzon.

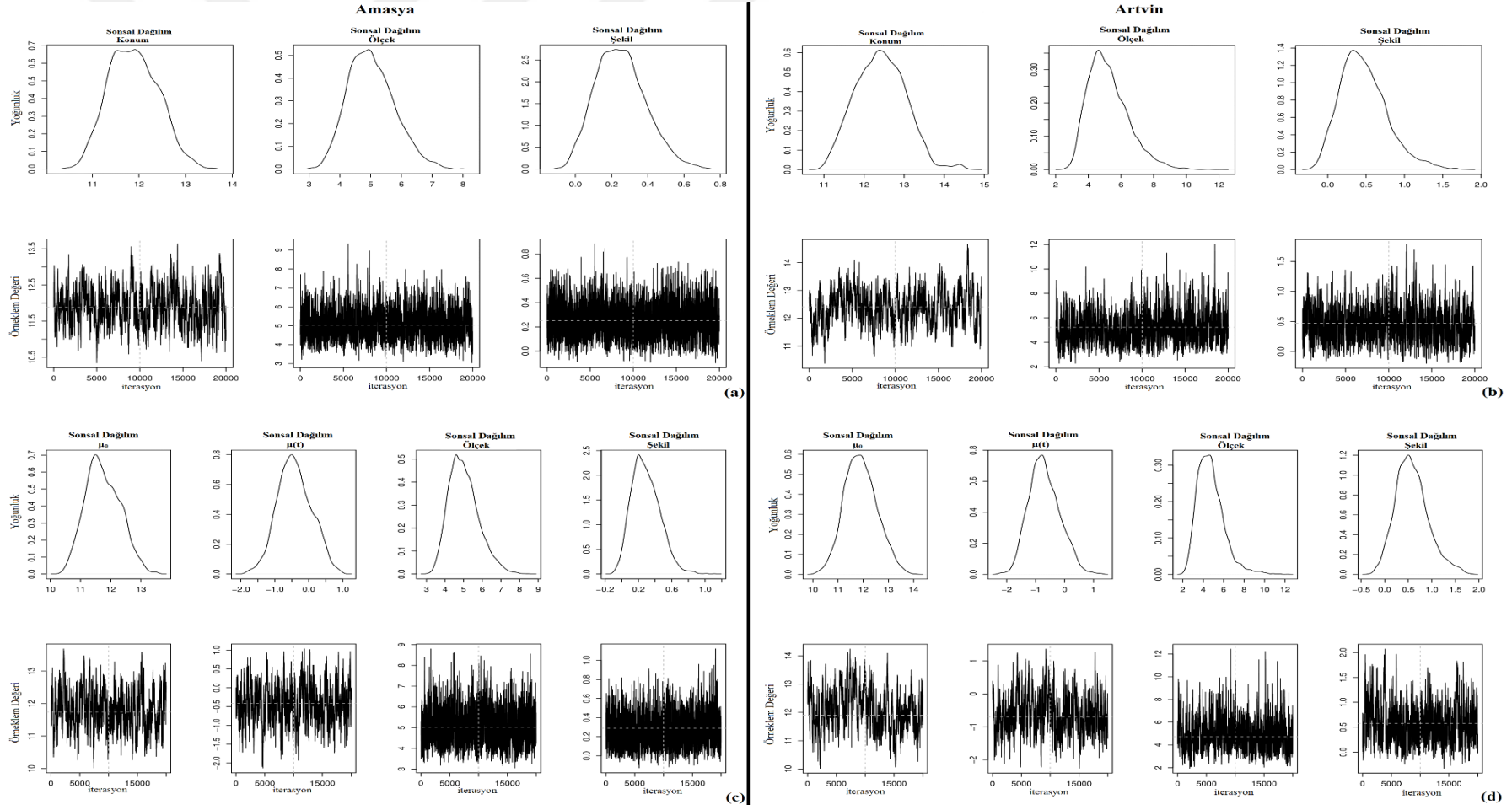
5.7 Durağan ve Durağan Olmayan Modeller

Çalışmada durağan ve durağan olmayan modellerin kurulması için GEV olasılık dağılımı kullanılmıştır. Üç parametrelili olan bu dağılımda ölçek parametresinin tahmininde uzun dönem serilere ihtiyaç duyulması (Cheng ve AghaKouchak, 2014), şekil parametresinin ise hassas tahmininin güç olması (Coles, 2001) dolayısıyla yalnızca konum parametresindeki değişim modellenmeye çalışılmıştır. Dağılım parametrelerinin hesabında kullanılan formüller Çizelge 5.7’de görülebilir.

Çizelge 5.7: Kurulan GEV modelleri parametreleri.

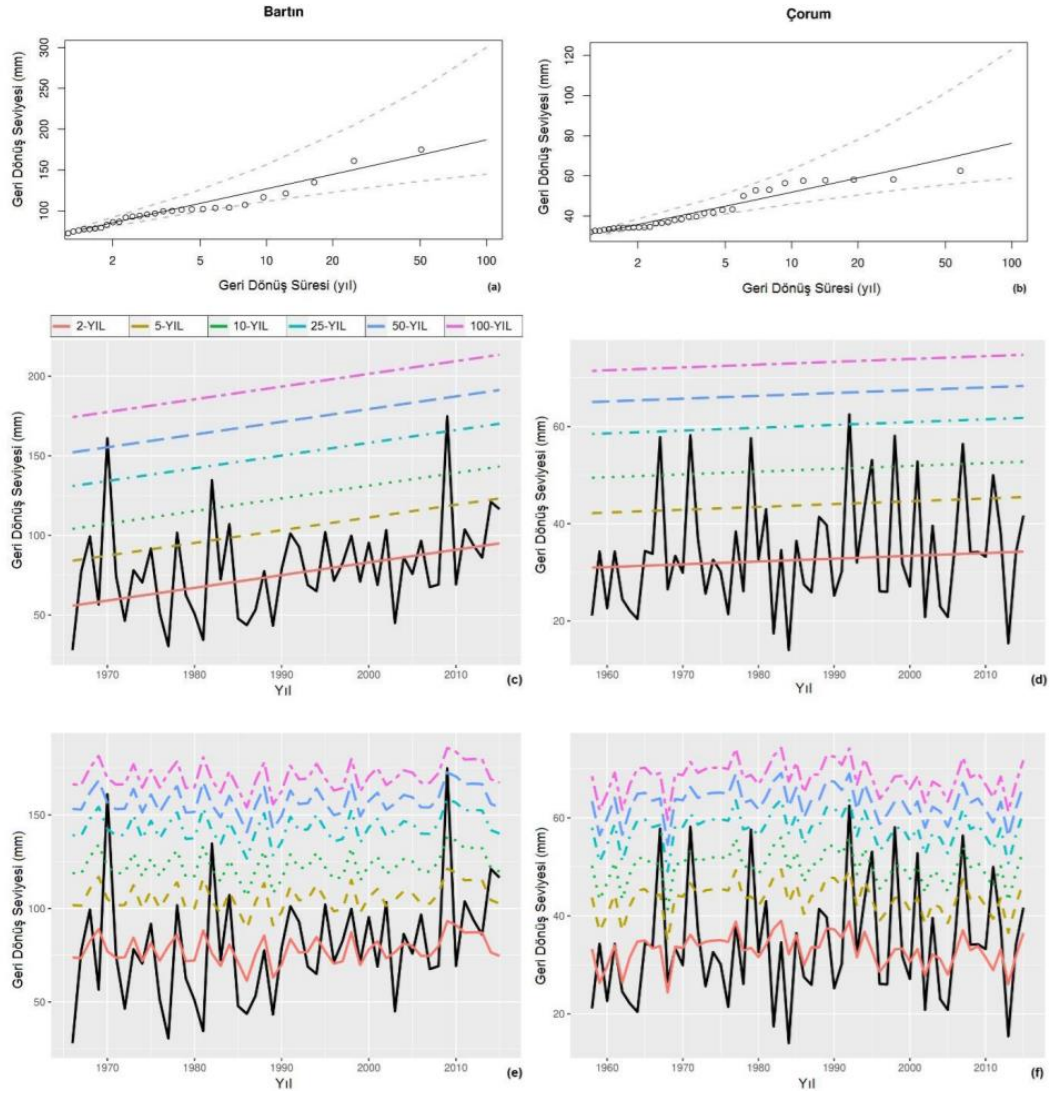
Model	Formül
Durağan	$GEV(\mu, \sigma, \xi)$
Durağan Olmayan	$GEV((\mu(t) = \mu_1(t) + \mu_0), \sigma, \xi)$

Parametre tahmini için Bayesyen Markov zinciri Monte Carlo simülasyonu tekniğinden faydalanılmış, Metropolis-Hasting algoritması kullanılmıştır. Bu yöntemde tahmin için üretilen aday değerlerin bir kısmı ısınma periyodu olarak değerlendirilmiş ve göz ardı edilmiştir. Bu kapsamda Markov zincir uzunluğu 20000 olarak seçilmiş ve üretilen ilk 10000 değer ısınma periyodu olarak değerlendirilerek ihmal edilmiştir. Şekil 5.7’de örnek olarak Amasya ve Artvin istasyonlarındaki 1-saatlik yağışlarda MCMC simülasyonu ile tahmin edilen parametrelerin yoğunluk grafikleri ve iz çizimleri verilmiştir.



Şekil 5.7: Amasya ve Artvin 1-saat standart süreli yağış parametrelerinin durağan (a, b) ve durağan olmayan (c, d) yoğunluk grafikleri ve iz çizimleri.

Tahmin edilen parametre değerlerine bağlı olarak her standart süre için tüm istasyonlarda belirlenen periyotlardaki dönüş seviyeleri hesaplanmıştır. Durağan modellerde dönüş seviyeleri farklı periyotlarda tek bir değer olarak elde edilirken, durağan olmayan modellerde gözlem süresi boyunca değişen bir zaman serisi şeklinde elde edilmiştir. Sonuçlara birer örnek olarak Bartın ve Çorum istasyonlarındaki günlük yağışların, hem durağan hem de durağan olmayan modellerinden elde edilen, dönüş seviyeleri Şekil 5.8’de sunulmuştur.

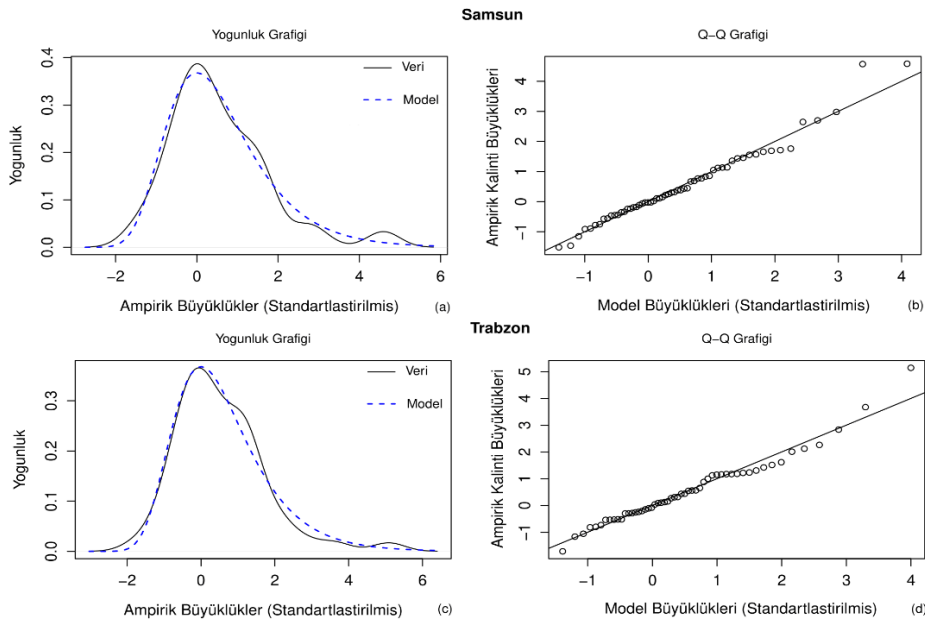


Şekil 5.8: Bartın ve Çorum istasyonları için 24-saat standart süreli yağışların (a, b) durağan modeli, (c, d) zamanın kovaryant olarak kullanıldığı modeli, (e, f) maksimum yağışların görüldüğü aylara ait maksimum NAO değerlerinin kovaryant olarak kullanıldığı modele göre elde edilen dönüş seviyeleri.

Zamana bağılı durağan olmayan modellerde dönüş seviyeleri gözlem periyodu boyunca doğrusal bir şekilde artış göstermiştir. Uzak etkileşim desenlerinin kovaryant olarak kullanıldığı modellerde ise zamandan farklı olarak değişim belirli bir yönde doğrusal bir eğilim izlemekten çok yer yer artış ve azalış yönünde salınım hareketi gerçekleştirmiştir. Durağan olmayan modellerde her zaman durağan modellere kıyasla büyük oranda farklılaşan sonuçlara rastlanmamıştır. Örneğin, günlük yağışlarda Bartın istasyonu için 100 yıllık dönüş periyoduna sahip yağışlarda durağan modelde 185.8 mm hesaplanırken, zamana bağılı durağan olmayan modelde bu değer dönemin başında 185.5 mm; dönemin sonunda ise 224.0 mm olarak belirlenmiştir. Bartın’da gözlenen önemli orandaki bu artışların aksine Çorum’da dönüş seviyeleri durağan modelde 76.1 mm, durağan olmayan modelde ise dönemin başında ve sonunda sırasıyla 74.0 mm ve 77.3 mm’dir.

5.8 En Uygun Modeller

Çalışmada kurulan modellerin gözlenen veriye uyumunu görmek amacıyla model sonuçlarını ve veriyi içeren yoğunluk grafiklerine ve Q-Q grafikleri kullanılmıştır. Bu grafikler geliştirilen modellerin büyük oranda güvenilirliğini ortaya koymaktadır. Şekil 5.9’da Samsun ve Trabzon istasyonlarındaki 12 saat süreli yağışların model grafikleri örnek olarak sunulmuştur.



Şekil 5.9: Samsun ve Trabzon 12-saat süreli yağışları için kurulan durağan olmayan modelin yoğunluk grafiği (a, c) ve Q-Q grafiği (b, d).

Büyük oranda veriyle örtüşen modellerin arasında bir kıyaslama yapmak üzere Sapma Bilgi Kriteri (DIC) kullanılmıştır. Bu kapsamda çalışmada yer alan tüm istasyonlar için tüm standart sürelerde modeller arası kıyaslama yapılmış ve en çok standart sürede DIC'ye göre en uygun olduğu belirlenen modelin daha üstün olduğu sonucuna ulaşılmıştır. Tüm istasyonlar için en uygun modellerin ve varsa bu modellerin geliştirilmesinde hangi kovaryantın kullanıldığına ait bilgiler Çizelge 5.8'deki gibidir.

Çizelge 5.8: DIC'ye göre belirlenen en uygun modeller.

İstasyon	En Uygun Model	Kovaryant
Akçakoca	Durağan Olmayan	3 ay önceki AO
Amasya	Durağan Olmayan	1 ay önceki AO
Artvin	Durağan	-
Bafra	Durağan Olmayan	3 ay önceki NAO
Bartın	Durağan Olmayan	Zaman
Bayburt	Durağan	-
Bolu	Durağan Olmayan	Zaman
Çorum	Durağan Olmayan	1 ay önceki AO
Düzce	Durağan	-
Giresun	Durağan Olmayan	3 ay önceki AO
Gümüşhane	Durağan Olmayan	1 ay önceki NAO
İnebolu	Durağan Olmayan	Zaman
Kastamonu	Durağan Olmayan	3 ay önceki AO
Merzifon	Durağan Olmayan	Zaman
Ordu	Durağan	-
Rize	Durağan Olmayan	Zaman
Samsun	Durağan Olmayan	Aynı ay NAO
Sinop	Durağan Olmayan	Zaman
Tokat	Durağan	-
Trabzon	Durağan Olmayan	Zaman
Zonguldak	Durağan	-

Yağış gözlem istasyonlarının 15'inde (%70'inden fazla) durağan olmayan modelin durağan modele kıyasla daha uygun olduğu tespit edilmiştir. Bunlar içerisinde zamana bağlı geliştirilenler çoğunluğu oluşturmaktadır (%46. 7). Durağan olmayan modellerin uygun olduğu istasyonlarda durağan modele kıyasla hangi oranda farklılaştığını göstermek üzere 100 yıl dönüş periyoduna ait yağışlarda seçilen 3 standart süre (5-dakika, 30-dakika, 24-saat) için iki model arasındaki farklar Çizelge 5.9'da görülebilir.

Çizelge 5.9: Üç standart sürede (5-dakika, 30-dakika, 24-saat) durağan ve durağan olmayan en uygun modellerle hesaplanan 100-yıllık dönüş periyodundaki yağışlar.

İstasyon	Yağış Süresi	Durağan Model (mm)	Durağan Olmayan Model (mm)	Fark (%)
Akçakoca	5 dak	18.6	19.1	+2.7
	30 dak	84.3	85.2	+1.1
	24 saat	282.8	259.0	-8.4
Amasya	5 dak	15.5	15.5	+0.1
	30 dak	44.7	47.6	+6.5
	24 saat	100.0	101.9	+2.3
Bafra	5 dak	27.3	26.6	-2.9
	30 dak	105.8	109.8	+3.8
	24 saat	121.5	130.5	+7.5
Bartın	5 dak	12.4	12.4	+0.4
	30 dak	50.7	51.5	+1.7
	24 saat	185.8	224.0	+20.5
Bolu	5 dak	14.7	14.2	-3.0
	30 dak	45.2	47.8	+5.7
	24 saat	82.1	81.9	-0.3
Çorum	5 dak	26.4	28.5	+7.9
	30 dak	66.3	61.8	-6.7
	24 saat	76.1	73.0	-4.1
Giresun	5 dak	20.9	19.5	-7.0
	30 dak	106.4	101.4	-4.6
	24 saat	265.5	282.9	+6.6
Gümüşhane	5 dak	15.4	16.5	+7.3
	30 dak	32.4	33.0	+1.7
	24 saat	69.2	63.2	-8.7
İnebolu	5 dak	21.7	22.3	+2.9
	30 dak	67.0	65.7	-2.0
	24 saat	149.8	166.5	+11.1
Kastamonu	5 dak	34.3	48.6	+41.7
	30 dak	85.2	123.1	+44.5
	24 saat	131.9	162.8	+23.4
Merzifon	5 dak	19.0	17.8	-6.1
	30 dak	39.0	39.8	+2.2
	24 saat	63.1	66.4	+5.3
Rize	5 dak	23.6	29.9	+26.4
	30 dak	77.5	96.5	+24.5
	24 saat	256.5	311.6	+21.5
Samsun	5 dak	31.4	35.4	+12.5
	30 dak	96.2	96.4	+0.2
	24 saat	196.7	203.6	+3.5
Sinop	5 dak	24.6	23.8	-3.4
	30 dak	60.7	62.3	+2.6
	24 saat	196.2	184.7	-5.9
Trabzon	5 dak	17.8	19.3	+8.4
	30 dak	57.8	58.2	+0.7
	24 saat	127.9	135.0	+5.6

Seçilen standart sürelerde bazı istasyonlar için durağan olmayan modelin durağan modele kıyasla daha düşük geri dönüş seviyeleri hesaplamış olmasının yanı sıra %40'ları aşan oranlarda daha yüksek hesaplamış olması da gözlenmiştir. Özellikle Rize ve Kastamonu istasyonlarında durağan olmayan model durağan modele kıyasla çok daha büyük geri dönüş seviyeleri hesaplamış olması dikkat çekicidir. Bu kapsamda izelge 5.10'da daha detaylı inceleme adına Rize için tüm standart sürelerde 2-yıldan 100-yıla kadar seçilen tüm geri dönüş periyotlarındaki sonuçlar yağış şiddeti cinsinden ifade edilerek sunulmuştur. Zamana bağlı durağan olmayan modelin en uygun olduğu tespit edilen bu istasyonda tüm sürelerde ve tüm geri dönüş periyotlarında durağan olmayan model yağış şiddetini %62.68 ile %7.67 arasında değişen oranlarda daha fazla hesaplamıştır.



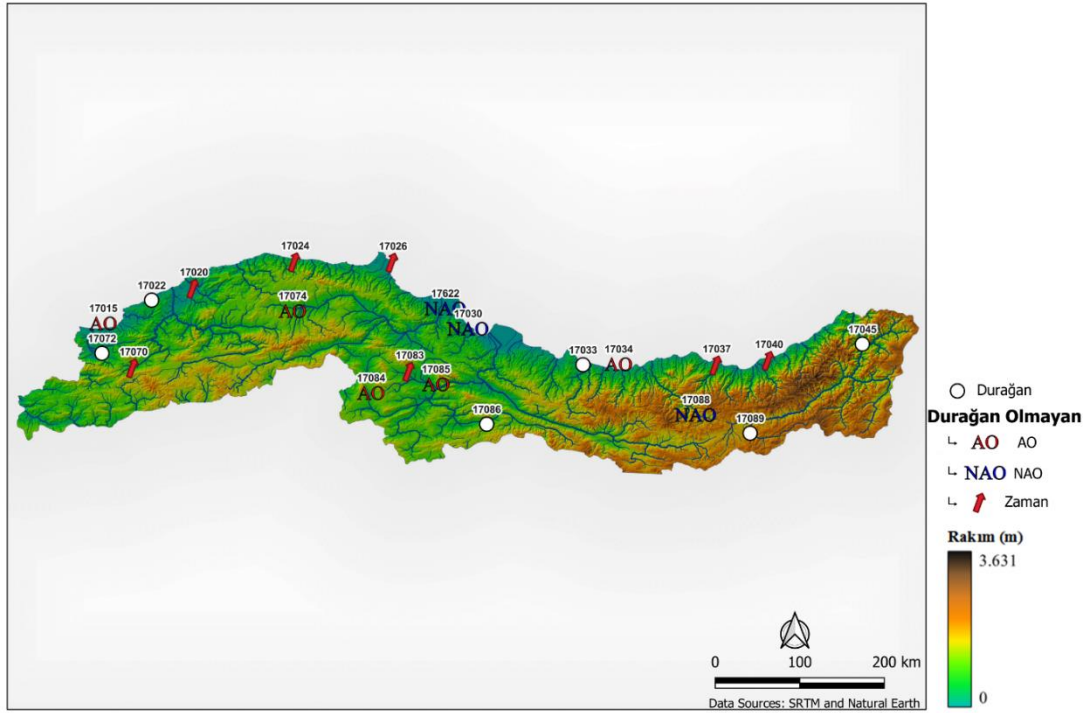
Çizelge 5.10: Rize istasyonunda durağan ve durağan olmayan en uygun modelle hesaplanan yağış şiddetleri.

Rize						
Süre	2-Yıl			5-Yıl		
	Durağan (mm/saat)	Durağan Olmayan (mm/saat)	Fark (%)	Durağan (mm/saat)	Durağan Olmayan (mm/saat)	Fark (%)
5-dakika	117.2	134.9	+15.1	154.9	171.5	+10.7
10-dakika	90.7	101.3	+11.7	119.7	130.0	+8.7
15-dakika	78.3	88.0	+12.3	105.0	114.7	+9.2
30-dakika	58.0	67.9	+17.1	80.1	89.8	+12.1
1-saat	40.3	45.6	+13.3	57.1	62.2	+8.9
2-saat	25.4	28.5	+12.1	36.9	40.0	+8.4
3-saat	18.8	21.4	+13.9	27.8	30.4	+9.3
4-saat	15.8	18.2	+15.5	22.9	25.5	+11.3
5-saat	13.6	15.8	+16.3	19.6	21.7	+10.9
6-saat	12.2	14.3	+17.2	17.1	19.1	+11.8
8-saat	9.9	11.4	+15.2	13.9	15.4	+10.9
12-saat	7.2	8.4	+16.3	9.8	10.8	+10.6
18-saat	5.3	6.1	+15.0	7.0	7.7	+10.4
24-saat	4.4	4.9	+10.0	5.7	6.1	+7.7
Süre	10-Yıl			25-Yıl		
	Durağan (mm/saat)	Durağan Olmayan (mm/saat)	Fark (%)	Durağan (mm/saat)	Durağan Olmayan (mm/saat)	Fark (%)
5-dakika	182.1	202.4	+11.2	219.7	252.3	+14.8
10-dakika	139.5	150.9	+8.2	165.6	180.0	+8.7
15-dakika	122.9	134.0	+9.0	146.1	160.7	+10.0
30-dakika	95.9	107.7	+12.2	117.8	135.6	+15.1
1-saat	70.1	76.1	+8.7	89.2	98.4	+10.3
2-saat	46.7	50.8	+8.8	62.8	70.3	+12.0
3-saat	36.1	39.5	+9.5	50.3	57.0	+13.2
4-saat	29.1	33.3	+14.5	39.1	49.2	+25.9
5-saat	24.6	27.2	+10.8	32.6	37.2	+14.1
6-saat	20.9	23.3	+11.5	26.6	30.4	+14.3
8-saat	17.2	19.3	+12.2	22.3	26.4	+18.3
12-saat	11.9	13.0	+9.4	15.1	16.7	+10.3
18-saat	8.3	9.3	+11.4	10.3	12.1	+17.0
24-saat	6.7	7.2	+8.4	8.1	9.0	+11.7

Çizelge 5.10 (devam): Rize istasyonunda durağan ve durağan olmayan en uygun modelle hesaplanan yağış şiddetleri.

Süre	Rize					
	50-Yıl			100-Yıl		
	Durağan (mm/saat)	Durağan Olmayan (mm/saat)	Fark (%)	Durağan (mm/saat)	Durağan Olmayan (mm/saat)	Fark (%)
5-dakika	250.4	299.7	+19.7	283.6	358.4	+26.4
10-dakika	186.0	204.0	+9.7	207.3	230.3	+11.1
15-dakika	163.9	182.6	+11.4	182.2	206.4	+13.3
30-dakika	135.6	161.5	+19.0	155.0	193.0	+24.5
1-saat	106.0	119.6	+12.8	125.5	145.7	+16.1
2-saat	78.3	91.0	+16.2	97.9	119.4	+22.0
3-saat	64.9	76.7	+18.2	84.2	105.4	+25.2
4-saat	48.8	68.7	+40.8	61.1	99.4	+62.7
5-saat	40.2	47.8	+18.9	49.6	62.3	+25.6
6-saat	31.7	37.6	+18.4	37.6	46.8	+24.3
8-saat	27.1	34.3	+26.4	33.0	45.5	+38.1
12-saat	18.1	20.4	+12.5	21.7	25.2	+16.1
18-saat	12.2	15.2	+24.7	14.4	19.5	+35.7
24-saat	9.3	10.8	+15.8	10.7	13.0	+21.5

Çalışmada yer alan istasyonlar için hangi modelin daha uygun olduğu ve bu modelin hangi fiziksel değişkene bağlı olarak geliştirildiği Şekil 5.10’da sunulmuştur. Buradan bölgesel anlamda hangi değişkenin yağışlar üzerinde daha etkin olduğu görülebilir. Karadeniz’in denize yakın kısımlarında, genel olarak batıda ve doğuda, zamana bağlı olarak geliştirilen modellerin yağışların karakteristiğini ortaya koymada daha uygun olduğu sonucuna ulaşılırken, denize yakın orta bölümünde NAO’nun daha etkin olduğu anlaşılmaktadır. Bununla birlikte bölgede denizden uzaklaştıkça, özellikle Orta Karadeniz bölümünde, AO’nun yağışların modellenmesinde daha uygun bir değişken olduğu görülebilir. Durağanlık varsayımının ise yine genelde bölgenin denize uzak istasyonlarıyla birlikte, Doğu Karadeniz’de dağların iç taraflarında kalan istasyonları için daha uygun bir modelleme tekniği olduğu söylenebilir.



Şekil 5.10: DIC’ye göre YGİ’ler için kurulan en uygun modeller ve bu modellerin geliştirilmesinde kullanılan ortak değişkenler.

6. SONUÇLAR

Yağış Şiddet-Süre-Tekerrür eğrileri su yapılarının tasarımında mühendisler için vazgeçilmez bir araçtır. Özellikle ani ve şiddetli yağış kaynaklı doğal afetlerden korunabilmek için geleceğe yönelik doğru tahminler yapmak ve olası riskleri doğru bir şekilde yönetmek gereklidir. İklim değişimi ve değişkenliğinin etkisini tüm yer kürede hissettirmeye başladığı son yıllarda ŞST eğrilerinin de bu etkileri göz önünde bulunduracak şekilde güncellenmesi ihtiyacı önem kazanmıştır. Bu alanda literatürde sürekli olarak geliştirilen yeni yöntemlerle önemli çalışmalar ortaya konmuştur. Ülkemiz için ise bu konu üzerine yapılan çalışmalar hala az sayıdadır. Yapılan çalışmalarda genel amaç tespit edilen eğilimin maksimum yağışların tekerrür analizi için geliştirilen istatistiksel modellere entegre edilmesidir.

Ülkemizin taşkınlara en fazla eğilimli bölgelerinden biri olan Karadeniz Bölgesi için gerçekleştirilen bu çalışmada maksimum yağış için en uygun olduğu tespit edilen GEV modellerinin konum parametresi zamanın veya farklı iklim denetleyicilerinin bir fonksiyonu olarak değerlendirilmiştir. Bu alanda yapılacak yeni çalışmalara katkı sunması için gerçekleştirilen bu çalışma neticesinde şu çıkarımlar yapılabilir:

- Homojenlik analizleri çalışmada kullanılan verilerin bölge için büyük oranda kullanışlı olduğunu göstermiştir. Bu durum yapılan analizlerden elde edilen sonuçlara olan güveni arttırmaktadır.
- Maksimum yağış serilerinde gözlenen kırılmalar (ani değişimler) genel olarak son yıllarda meydana gelmiştir. Bu da durağanlığın yakın dönemde bozulmaya başladığına dair ipuçları vermektedir.
- İstasyonların yarısından fazlasında trend tespit etmiştir. Tespit edilen trendlerin hiçbirisi azalma yönünde değildir. Bu bölgedeki maksimum yağışların artış yönünde durağanlıklarının bozulmuş olduğu hipotezini desteklemektedir.
- Korelasyon analizleri NAO ve AO'nun maksimum yağışlar üzerinde etkili olabileceği yönünde sonuçlar ortaya koymuştur.

- Geliştirilen modeller arasında yapılan kıyaslamalar neticesinde durağan olmama varsayımı altında geliştirilen modellerin büyük oranda (%70'den fazla) durağanlık varsayımına dayanan modellere göre daha üstün olduğu gözlenmiştir.
- Durağan olmayan model belli dönüş seviyelerindeki yağışı durağan olan muadillerine kıyasla daha fazla sayıdaki seride daha büyük hesaplamıştır.

Tüm bu sonuçlar çerçevesinde bölge için yağışların karakteristiğinde değişimler yaşandığı yönünde bazı ipuçlarının elde edildiği söylenebilir. Gelecekte daha uzun, nitelikli ve farklı verilerin kullanılmasıyla konu hakkında daha bütünlüklü ve kesin çıkarımların yapılması ve bu çalışmadan elde edilen sonuçların yenilenerek geliştirilmesi mümkündür.

KAYNAKLAR

- Agilan, V. & Umamahesh, N. V.** (2017). What are the best covariates for developing non-stationary rainfall intensity-duration-frequency relationship?. *Advances in Water Resources*, 101, 11-22.
- Aksoy, H., Unal, N. E. & Gedikli, A.** (2007). Letter to the editor, *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*, 21(4), 447-449.
- Aksu, H., Cetin, M., Aksoy, H., Yaldiz, S. G., Yildirim, I., & Keklik, G.** (2022). Spatial and temporal characterization of standard duration-maximum precipitation over Black Sea Region in Turkey. *Natural Hazards*, 1-27. doi:10.1007/s11069-021-05141-6.
- Aküzüm, T., Erözel, A. Z., Evsahibioglu, A. N., Kodal, S., Tokgöz, A., Öztürk, F., Beyribey, M., Selenay, F. & Yurtsever, E.** (1994). *Meteoroloji I*, Ankara, Ankara Üniversitesi Ziraat Fakültesi Yayın No. 1325.
- Alexandersson, H.** (1986). A homogeneity test applied to precipitation data, *Journal of Climatology*, 6 (6), 661 – 675.
- AlHassoun, S. A.** (2011). Developing an empirical formula to estimate rainfall intensity in Riyadh region. *Journal of King Saud university-engineering sciences*, 23(2), 81-88.
- Asikoglu, O. L. & Benzedden, E.** (2014). Simple generalization approach for intensity–duration–frequency relationships. *Hydrological Processes*, 28(3), 1114-1123.
- Basumatary, V. & Sil, B. S.** (2018). Generation of Rainfall Intensity-Duration-Frequency curves for the Barak River Basin. *Meteorology Hydrology and Water Management*, 6(1), 47-57.
- Bayazit, M. & Önöz, B.** (2007). To prewhiten or not to prewhiten in trend analysis?. *Hydrological Sciences Journal*, 52(4), 611-624.
- Bernard, M. M.** (1932) Formulas for rainfall intensities of long duration. *Transactions of the American Society of Civil Engineers*, 96, 592–606.
- Buishand T. A.** (1982). Some Methods for Testing the Homogeneity of Rainfall Records, *Journal of Hydrology*, 58, 11 –27.
- Chen, C. L.** (1983). Rainfall intensity-duration-frequency formulas. *Journal of Hydraulic Engineering*, 109(12), 1603-1621.
- Cheng, L. & AghaKouchak, A.** (2014). Nonstationary precipitation intensity-duration-frequency curves for infrastructure design in a changing climate. *Scientific reports*, 4, 7093.

- Chow, V. T.** (1953). *Frequency analysis of hydrologic data with special application to rainfall intensities*. University of Illinois at Urbana Champaign, College of Engineering. Engineering Experiment Station.
- Chow, V. T., Maidment, D. R. & Mays, L. W.** (1988). *Applied Hydrology*. International edition, MacGraw-Hill, Inc.
- Coles, S.** (2001) *An Introduction to Statistical Modeling of Extreme Values*. Springer Verlag, Berlin.
- Çölaşan, U. E.** (1969). *Türkiye'nin Yağış Şiddeti-Süre-Tekerrür Eğrileri*, DSİ Genel Müdürlüğü, Ankara.
- D.S.İ.** (1990), *Türkiye Maksimum Yağışların Frekans Atlası, C.I., Noktasal Yağışların Frekans Analizi*, DSİ Genel Müdürlüğü, Ankara.
- Demircan, M., Gürkan, H., Türkoğlu, N. & Çiçek, İ.** (2018). Türkiye Sıcaklıklarının Kuzey Atlantik Salınımı (NAO) İndisi İle İlişkisi. *International Geography Symposium on the 30th Anniversary of TUCAUM*, Ankara (pp. 1-14).
- Devkota, S., Shakya, N. M., Sudmeier-Rieux, K., Jaboyedoff, M., Van Westen, C. J., Mcadool, B. G. & Adhikari, A.** (2018). Development of monsoonal rainfall intensity-duration-frequency (IDF) relationship and empirical model for data-scarce situations: the case of the Central-Western Hills (Panchase region) of Nepal. *Hydrology*, 5(2), 27.
- Durbin, J. & Watson, G. S.** (1950). Testing for Serial Correlation in Least Squares Regression, I, *Biometrika*, 37 (3–4), 409 – 428.
- Durbin, J. & Watson, G. S.** (1951). Testing for Serial Correlation in Least Squares Regression, II, *Biometrika*, 38 (1–2), 159–179.
- Eken, M., Ceylan, A., Taştekin, A.T., Şahin, H. & Şensoy, S.** (2008). *Klimatoloji II*, Ankara, DMİ Yayınları.
- Ekici, O.** (2019). *MCMC ve Temel Uygulamaları*, İstanbul, Türkmen Kitabevi.
- Gama, J.** (2016). *Climtrends: statistical methods for climate sciences*. R package version 1.0. 6.
- García-Marín, A. P., Ayuso-Muñoz, J. L., Jiménez-Hornero, F. J. & Estévez, J.** (2013). Selecting the best IDF model by using the multifractal approach. *Hydrological processes*, 27(3), 433-443.
- Gençer, M., Uğurlu, A., Kaçar, M., Özcan, H., Kesim, A. & Aydın, B.** (2005). *Hidrometeoroloji*. Ankara, DMİ Yayınları.
- Gilleland, E. & Katz, R. W.** (2016). extRemes 2.0: An extreme value analysis package in R. *Journal of Statistical Software*, 72(1), 1-39.
- Güçlü, Y. S., Şişman, E. & Yeleğen, M. Ö.** (2018). Climate change and frequency–intensity–duration (FID) curves for Florya station, Istanbul. *Journal of Flood Risk Management*, 11, S403-S418.
- Hasting, W.** (1970). Monte Carlo sampling methods using Markov chains and their applications, *Biometrika*, 57, 97 – 109.
- Hamed, K. H. & Rao, A. R.** (1998). A modified Mann-Kendall trend test for autocorrelated data, *Journal of Hydrology*, 204 (1 – 4) , 182 – 196.

- Helsel, D. R. & Hirsch, R. M.** (2002). *Statistical methods in water resources* (Vol. 323). Reston, VA: US Geological Survey.
- Hothorn, T., Zeileis, A., Farebrother, R. W., Cummins, C., Millo, G., Mitchell, D. & Zeileis, M. A.** (2015). Package ‘lmtest’. *Testing linear regression models*.
- Huard, D., Mailhot, A. & Duchesne, S.** (2010). Bayesian estimation of intensity–duration–frequency curves and of the return period associated to a given rainfall event. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*, 24(3), 337-347.
- Hurrell, J. W., Kushnir, Y., Ottersen, G. & Visbeck, M.** (2003). An overview of the North Atlantic oscillation. *Geophysical Monograph-American Geophysical Union*, 134, 1-36.
- IPCC** (2021). *Climate Change 2021: The Physical Science Basis*, In: Arias, P., Bellouin, N., Coppola, E., Jones, R., Krinner, G., Marotzke, J., ... & Zickfeld, K. (Eds.), Contribution of Working Group 14 I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change; Technical Summary.
- Isikwue, M. O., Onoja, S. B. & Laudan, K. J.** (2012). Establishment of an empirical model that correlates rainfall-intensity-duration-frequency for Makurdi Area, Nigeria. *International Journal of Advances in Engineering & Technology*, 5(1), 40.
- Jenkinson, A.** (1995). The frequency distribution of the annual maximum (or minimum) values of meteorological elements, *Journal of the Royal Meteorological Society*, 81 (348), 158 – 171.
- Karahan, H. & Ayvaz, M. T.** (2005). Yağış-şiddet-süre bağıntısının doğrusal olmayan optimizasyon tekniği ile belirlenmesi: Antalya örneği. *Antalya Yöresinin İnşaat Mühendisliği Sorunları Kongresi Bildiriler Kitabı*, Cilt 2, 163-170.
- Karahan, H., Ayvaz, M. T. & Gürarlan, G.** (2008). Şiddet-süre-frekans bağıntısının genetik algoritma ile belirlenmesi: Gap örneği. *İMO Teknik Dergi*, 4393-4407, Yazı 290.
- Khazaei, M. R.** (2021). A robust method to develop future rainfall IDF curves under climate change condition in two major basins of Iran. *Theoretical and Applied Climatology*, 144(1), 179-190.
- Kolmogorov, A.** (1933). Sulla determinazione empirica di una legge di distribuzione, *1st. Ital. Attuari. G.*, 4, 1–11.
- Korkmaz, B., Şen, K. & Aksu, H.**, (2019) Orta Karadeniz İçin Dönemsel Yağış-Şiddet ve Süre Analizi, 10. *Ulusal Hidroloji Kongresi*, Muğla.
- Koutsoyiannis, D., Kozonis, D. & Manetas, A.** (1998). A mathematical framework for studying rainfall intensity-duration-frequency relationships. *Journal of Hydrology*, 206(1-2), 118-135.
- Lima, C. H., Kwon, H. H. & Kim, J. Y.** (2016). A Bayesian beta distribution model for estimating rainfall IDF curves in a changing climate. *Journal of Hydrology*, 540, 744-756.

- Madsen, H., Arnbjerg-Nielsen, K. & Mikkelsen, P. S.** (2009). Update of regional intensity–duration–frequency curves in Denmark: Tendency towards increased storm intensities. *Atmospheric Research*, 92(3), 343-349.
- Mailhot, A., Duchesne, S., Caya, D. & Talbot, G.** (2007). Assessment of future change in intensity–duration–frequency (IDF) curves for Southern Quebec using the Canadian Regional Climate Model (CRCM). *Journal of hydrology*, 347(1-2), 197-210.
- Mann, H.B.** (1945). Nonparametric test against trend, *Econometrica*, 13, 245 – 259.
- Metropolis, N., Rosenbluth, A., Rosenbluth, M., Teller, A. & Teller, E.** (1953). Equation of state calculations by fast computing machines, *Journal of Chemical Physics*, 21 (6), 1087 – 1092.
- Millard, S. P.** (2013). *An R package for environmental statistics*. New York: Springer-Verlag.
- Milly, P. C. D., Betancourt, J., Falkenmark, M., Hirsch, R. M., Kundzewicz, Z. W., Lettenmaier, D. P. & Stouffer, R. J.** (2008). Stationarity is dead: Whither water management?, *Earth*, 4, 20.
- Oruc, S., Yücel, İ. & Yılmaz, A.** (2020). Investigation of the Effect of Climate Change on Extreme Precipitation: Capital Ankara Case. *Teknik Dergi*, vol.33, no.2, 1-31.
- Ouarda, T. B., Yousef, L. A. & Charron, C.** (2019). Non-stationary intensity-duration-frequency curves integrating information concerning teleconnections and climate change. *International Journal of Climatology*, 39(4), 2306-2323.
- Peck, A., Prodanovic, P. & Simonovic, S. P.** (2012). Rainfall intensity duration frequency curves under climate change: City of London, Ontario, Canada. *Canadian Water Resources Journal/Revue canadienne des ressources hydriques*, 37(3), 177-189.
- Pettitt, A. N.** (1979). A non-parametric approach to the change-point problem. *Journal of the Royal Statistical Society: Series C (Applied Statistics)*, 28(2), 126-135.
- Pohlert, T., Pohlert, M. T. & Kendall, S.** (2016). Package ‘trend’. Title *Non-Parametric Trend Tests and Change-Point Detection*.
- Ragno, E., AghaKouchak, A., Love, C. A., Cheng, L., Vahedifard, F. & Lima, C. H.** (2018). Quantifying changes in future intensity-duration-frequency curves using multimodel ensemble simulations. *Water Resources Research*, 54(3), 1751-1764.
- Raiford, J. P., Aziz, N. M., Khan, A. A. & Powell, D. N.** (2007). Rainfall depth-duration-frequency relationships for South Carolina, North Carolina, and Georgia. *American Journal of Environmental Sciences*, 3(2), 78-84.
- Rasel, M. M. & Islam, M. M.** (2015). Generation of rainfall intensity-duration-frequency relationship for North-Western Region in Bangladesh. *IOSR Journal of Environmental Science, Toxicology and Food Technology*, 9(9), 41-47.

- Reich, B. M.** (1978). Rainfall intensity-duration-frequency curves developed from (not by) computer output. *Transportation research record*, 685, 35-43.
- Reihan, A., Kriauciuniene, J., Meilutyte-Barauskiene, D. & Kolcova, T.** (2012). Temporal variation of spring flood in rivers of the Baltic States. *Hydrology Research*, 43(4), 301 – 314.
- Rodríguez, R., Navarro, X., Casas, M. C., Ribalaygua, J., Russo, B., Pouget, L. & Redaño, A.** (2014). Influence of climate change on IDF curves for the metropolitan area of Barcelona (Spain). *International Journal of Climatology*, 34(3), 643-654.
- Robson, A. J., Jones, T. K., Reed, D. W. & Bayliss, A. C.** (1998). A study of national trend and variation in UK floods. *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society*, 18(2), 165 – 182.
- Sarhadi, A. & Soulis, E. D.** (2017). Time-varying extreme rainfall intensity-duration-frequency curves in a changing climate. *Geophysical Research Letters*, 44 (5), 2454 – 2463.
- Savin, N. E. & White, K. J.** (1977). The Durbin-Watson Test for Serial Correlation with Extreme Sample Sizes or Many Regressors, *Econometrica*, 45(8), 1989 – 1996.
- Sen, P.K.** (1968). Estimates of the Regression Coefficient Based on Kendall's Tau, *Journal of the American Statistical Association*, 63 (324), 1379 – 1389.
- Singh, V. P. & Zhang, L.** (2007). IDF curves using the Frank Archimedean copula. *Journal of hydrologic engineering*, 12(6), 651-662.
- Smirnov, N. V.** (1939). On the estimation of the discrepancy between empirical curves of distribution for two independent samples. *Bull. Math. Univ. Moscou*, 2(2), 3-14.
- Soro, G. E., Bi, T. G., Kouassi, F. W. & Srohourou, B.** (2010). Update of intensity-duration-frequency curves for precipitation of short durations in tropical area of West Africa (Cote d'Ivoire). *Journal of Applied Sciences*, 10(9), 704-715.
- Subyani, A. M. & Al-Amri, N. S.** (2015). IDF curves and daily rainfall generation for Al-Madinah city, western Saudi Arabia. *Arabian Journal of Geosciences*, 8(12), 11107-11119.
- Şehribanoğlu, S. & Okut, H.** (2015). Bayesci Yapısal Eşitlik Modellerinde Yakma Periyodu, Thin Kavramlarının İterasyon ve Otokorelasyona'a Etkilerinin Bir Model Üzerinde İncelenmesi. *Afyon Kocatepe Üniversitesi Fen Ve Mühendislik Bilimleri Dergisi*, 15 (2) , 12 – 18.
- Şen, K. & Aksu, H.** (2021). İstanbul İçin Standart Süreli Gözlenen En Büyük Yağışların Eğilimleri. *Teknik Dergi*, 32 (1) , 10495 – 10514.
- Tfwala, C. M., Van Rensburg, L. D., Schall, R., Mosia, S. M. & Dlamini, P.** (2017). Precipitation intensity-duration-frequency curves and their uncertainties for Ghaap plateau. *Climate Risk Management*, 16, 1-9.
- Trenberth, K. E.** (2011). Changes in precipitation with climate change. *Climate Research*, 47 (1-2), 123 – 138.

- Türkeş, M. & Erlat, E.** (2008). Influence of the Arctic Oscillation on the variability of winter mean temperatures in Turkey. *Theoretical and Applied Climatology*, 92(1), 75-85.
- Von Neumann, J.** (1941). Distribution of the Ratio of the Mean Square Successive Difference to the Variance, *Annals of Mathematical Statistics*, 12 (4), 367 – 395.
- Von Storch, H.** (1995) Misuses of statistical analysis in climate research. In: *Analysis of Climate Variability: Applications of Statistical Techniques* (ed. by H. von Storch & A. Navarra), 11–26. Springer-Verlag, Berlin, Germany.
- Vu, T. M. & Mishra, A. K.** (2019). Nonstationary frequency analysis of the recent extreme precipitation events in the United States. *Journal of Hydrology*, 575, 999-1010.
- Wang, W., Anderson, B. T., Kaufmann, R. K. & Myneni, R. B.** (2004). The relation between the North Atlantic Oscillation and SSTs in the North Atlantic basin. *Journal of Climate*, 17(24), 4752-4759.
- Wijngaard, J. B., Klein Tank, A. M. G. & Können, G. P.** (2003). Homogeneity of 20th century European daily temperature and precipitation series, *International Journal of Climatology*, 23, 679 – 692.
- Yarnell, D. L.** (1935). *Rainfall intensity-frequency data* (No. 204). US Government Printing Office.
- Yilmaz, A. G., Hossain, I. & Perera, B. J. C.** (2014). Effect of climate change and variability on extreme rainfall intensity–frequency–duration relationships: a case study of Melbourne. *Hydrology and Earth System Sciences*, 18(10), 4065-4076.
- Yu, P. S., Yang, T. C. & Lin, C. S.** (2004). Regional rainfall intensity formulas based on scaling property of rainfall. *Journal of Hydrology*, 295(1-4), 108-123.
- Url-1** <<https://www.trthaber.com/haber/turkiye/taskinlar-21-yilda-693-can-aldi-436347.html>>, erişim tarihi: 20.09.2020.
- Url-2** <<https://www.mgm.gov.tr/genel/meteorolojiyegir.aspx?s=10>>, erişim tarihi: 30.07.2021.
- Url-3** <<https://www.mgm.gov.tr/genel/hidrometeoroloji.aspx?s=6>>, erişim tarihi: 06.09.2021.
- Url-4** <<https://www.aa.com.tr/tr/turkiye/turkiyedeki-yagislara-kuzey-atlantik-salinimi-etkisi-1645116>>, erişim tarihi: 07.09.2021.
- Url-5** <<https://www.climate.gov/news-features/understanding-climate/long-distance-relationships-arctic-and-north-atlantic>>, erişim tarihi: 09.11.2021.

EKLER

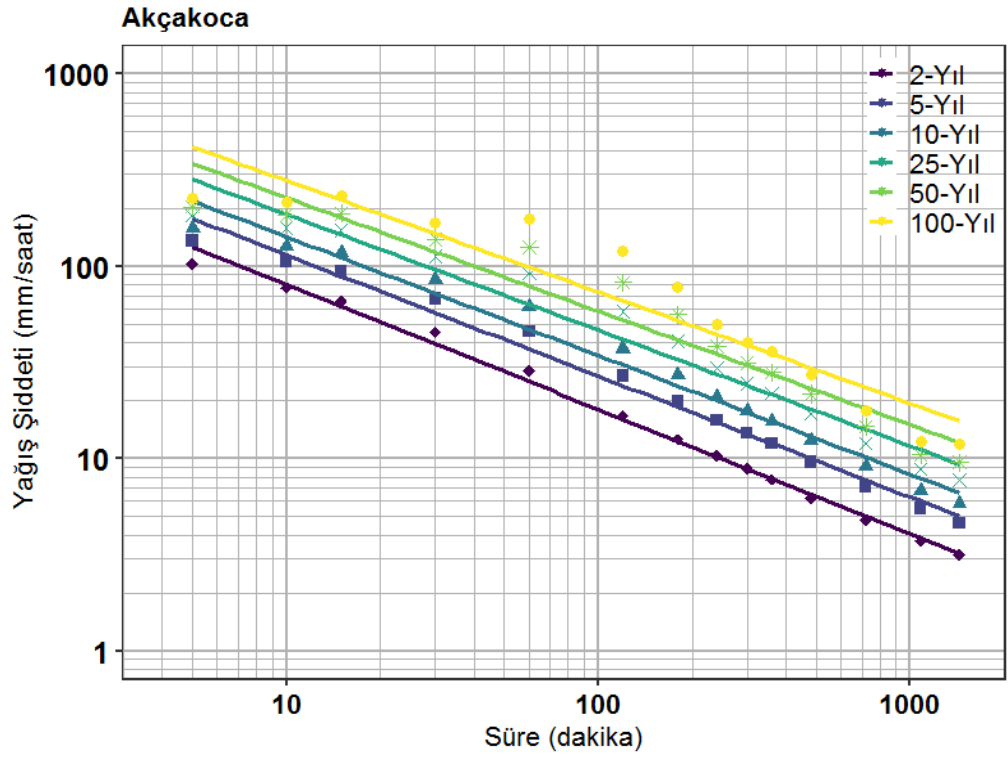
EK A: Durağanlık varsayımı altında elde edilen ŞST eğrileri

EK B: Durağan olmama varsayımı altında elde edilen ŞST eğrileri

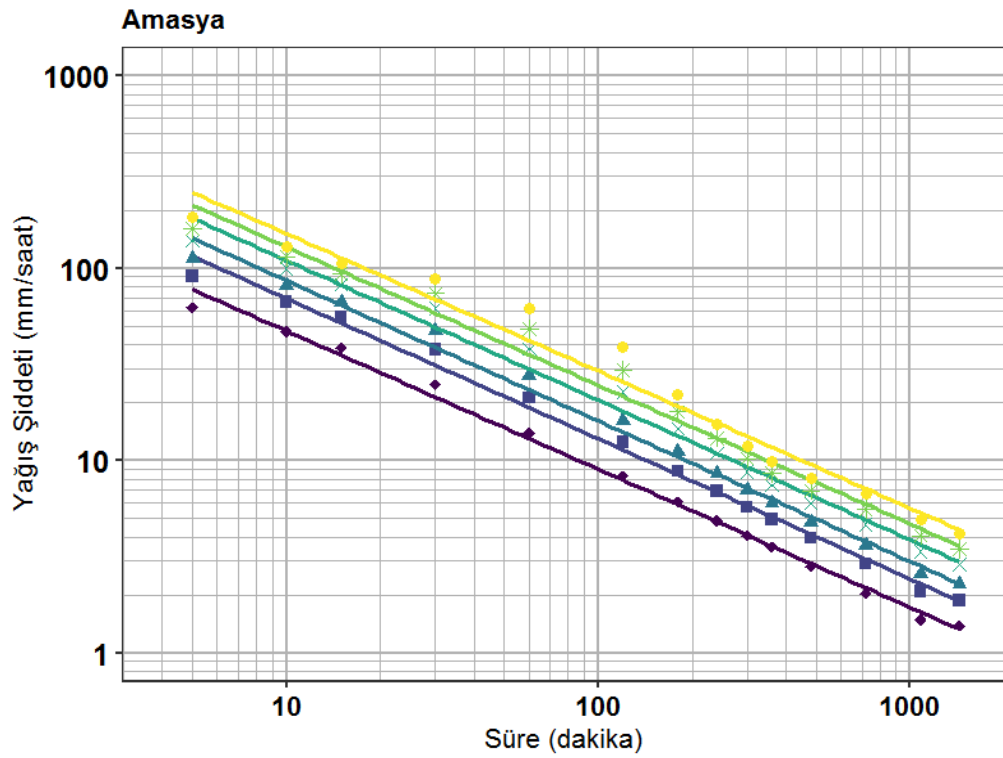




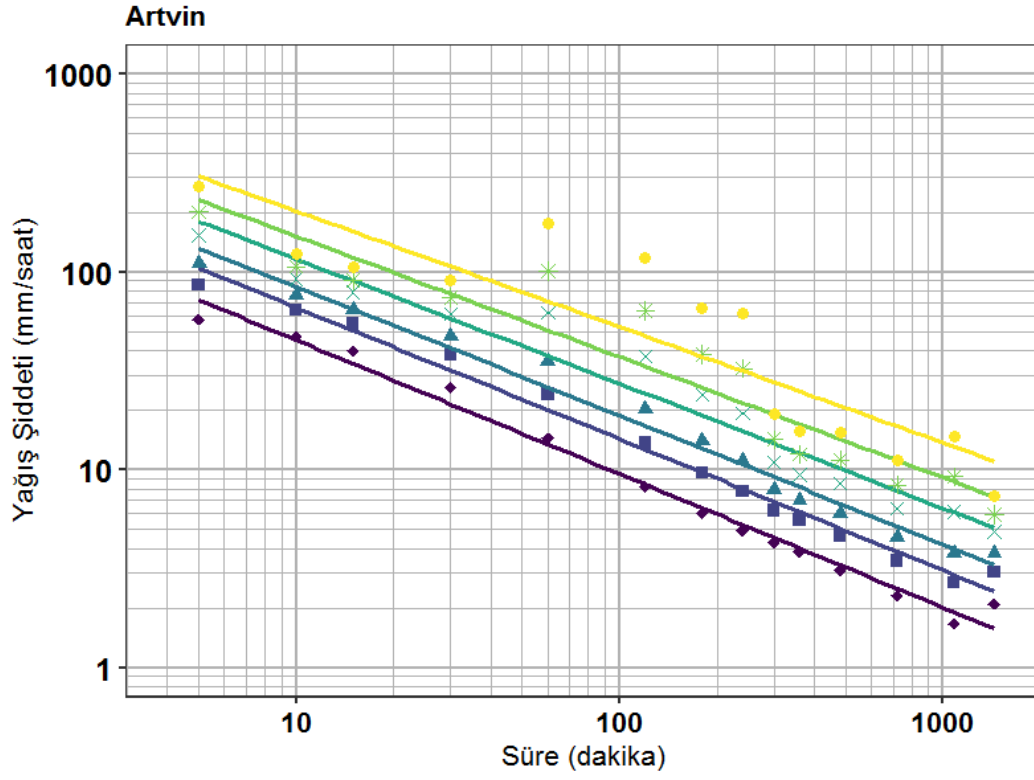
EK A: Durağanlık varsayımı altında elde edilen ŞST eğrileri



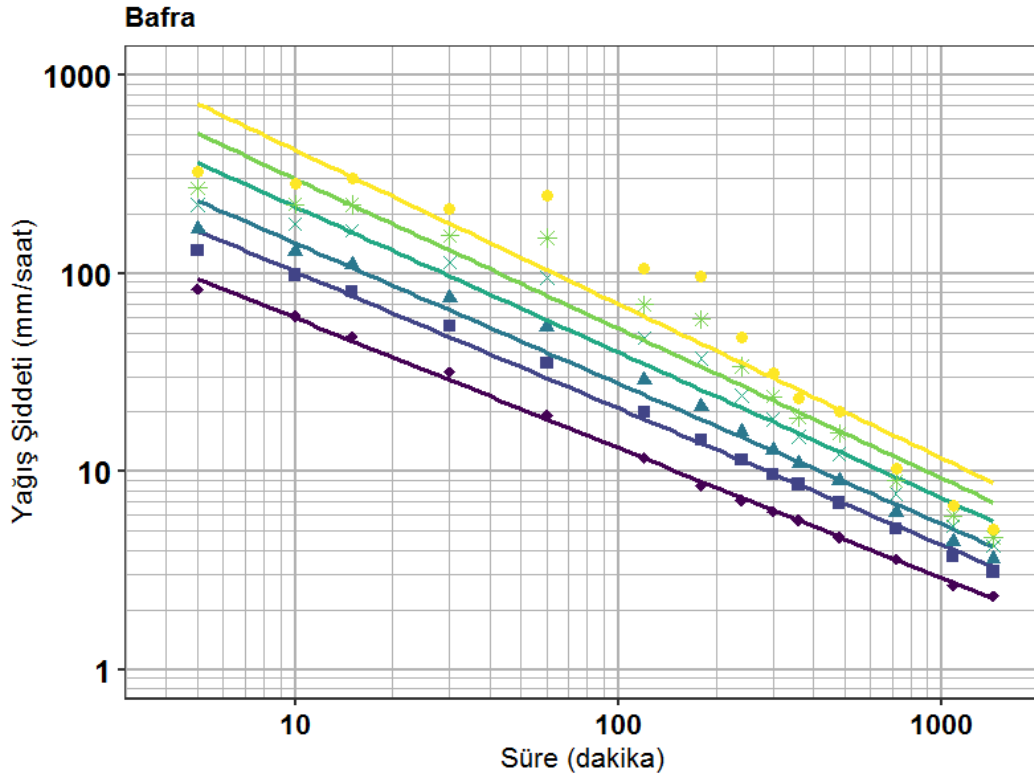
Şekil A.1: Akçakoca istasyonu durağan ŞST eğrileri.



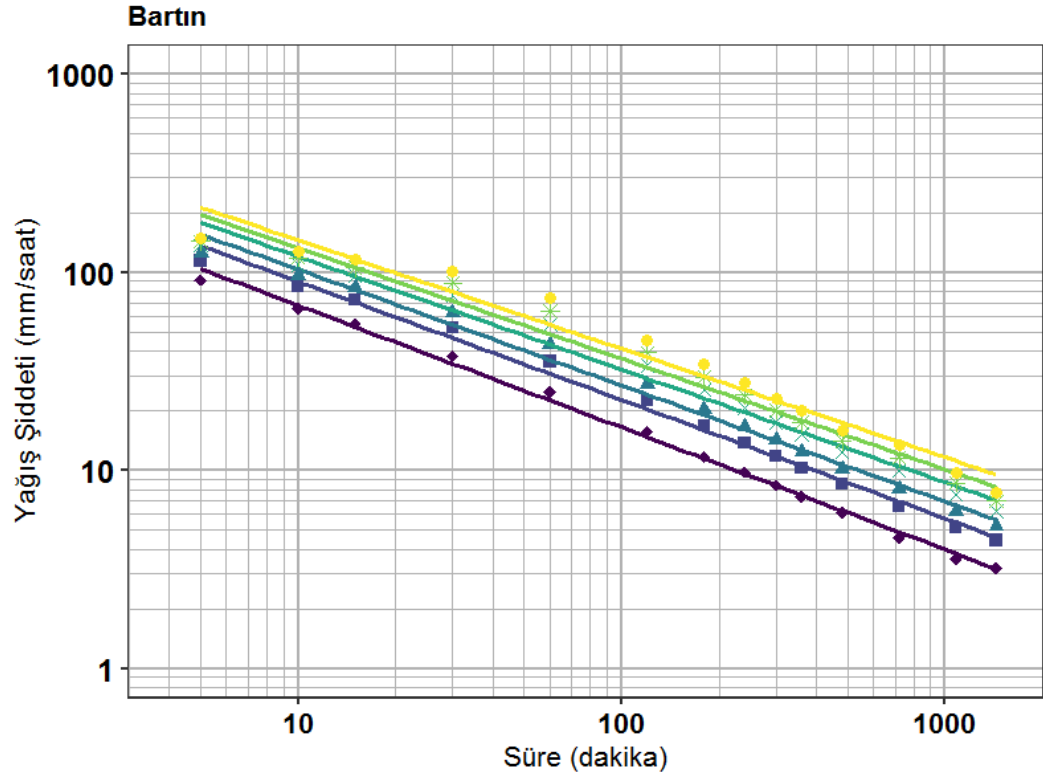
Şekil A.2: Amasya istasyonu durağan ŞST eğrileri.



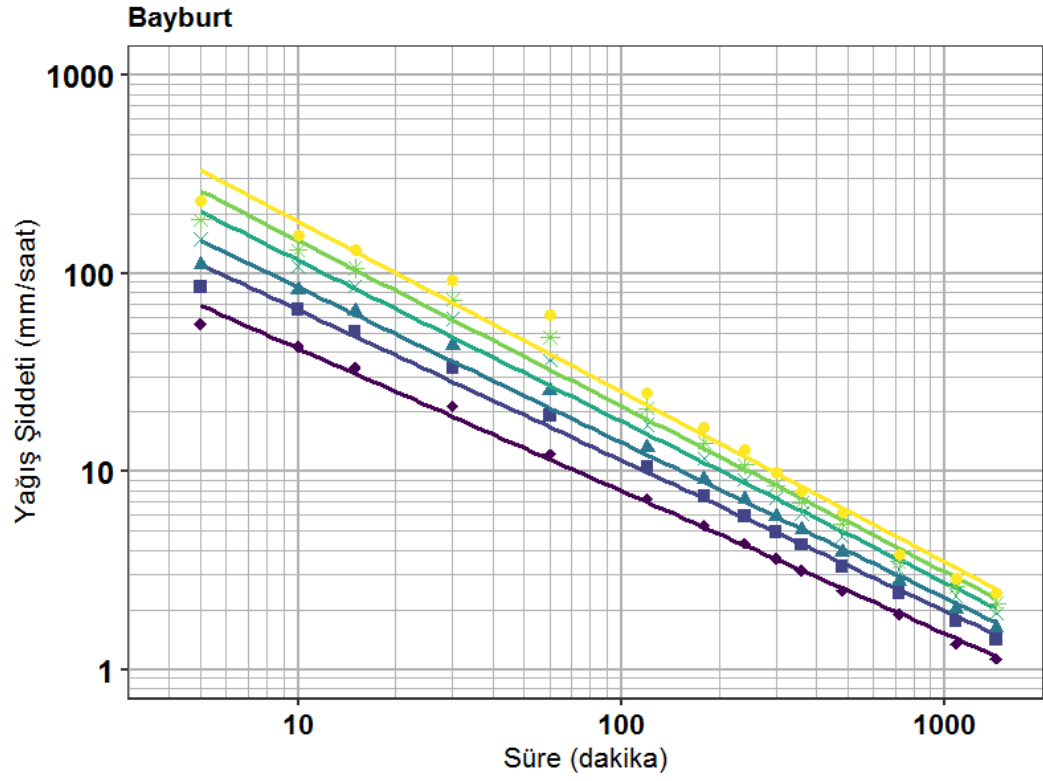
Şekil A.3: Artvin istasyonu durağan ŞST eğrileri.



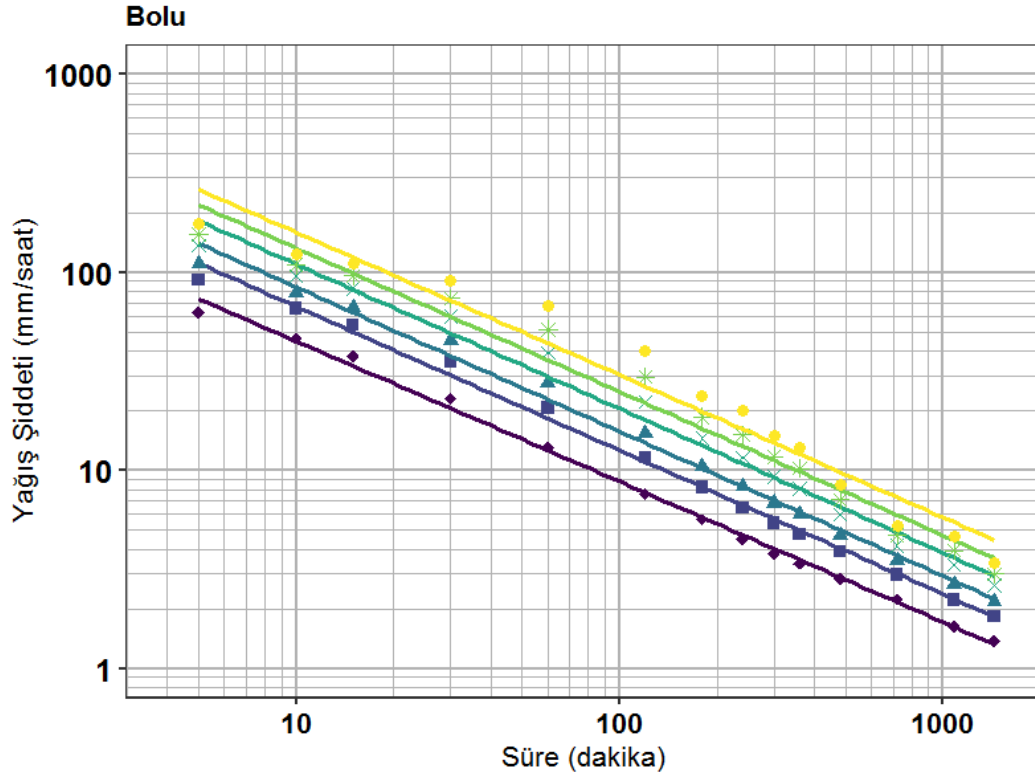
Şekil A.4: Bafra istasyonu durağan ŞST eğrileri.



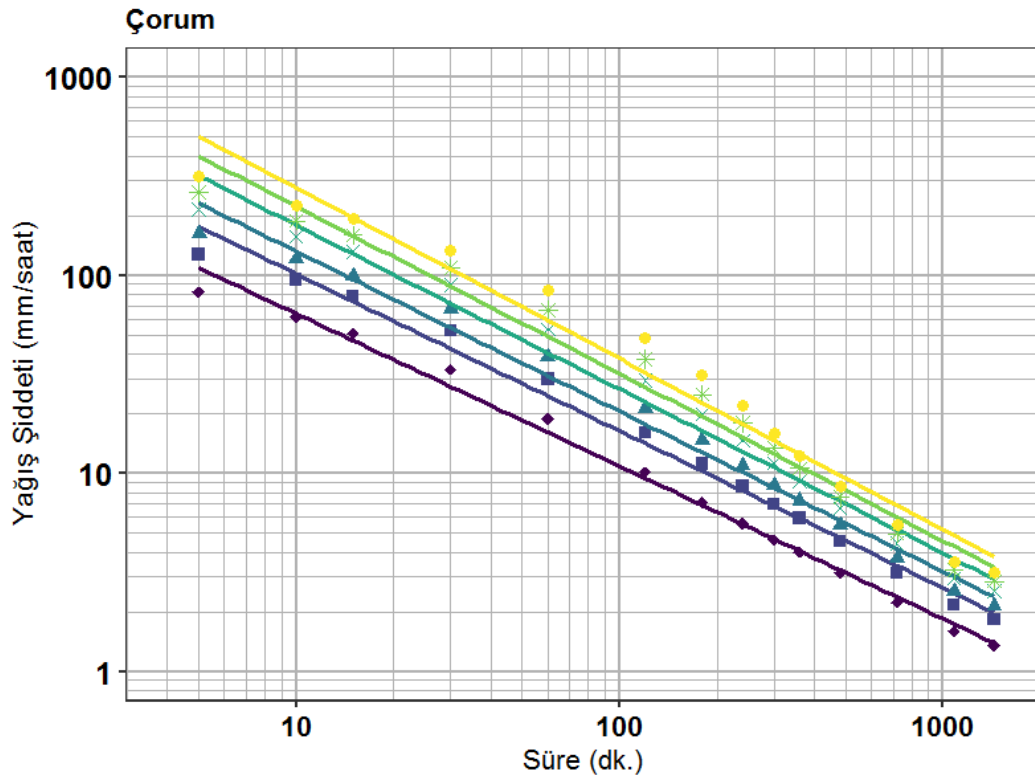
Şekil A.5: Bartın istasyonu durağan ŞST eğrileri.



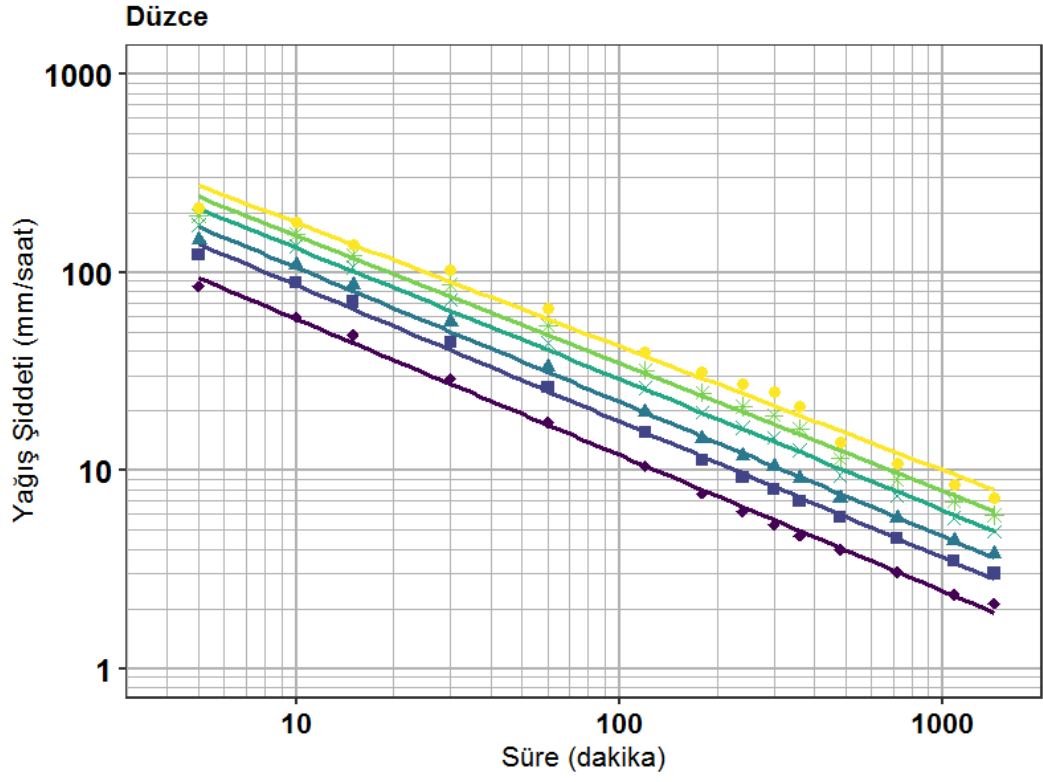
Şekil A.6: Bayburt istasyonu durağan ŞST eğrileri.



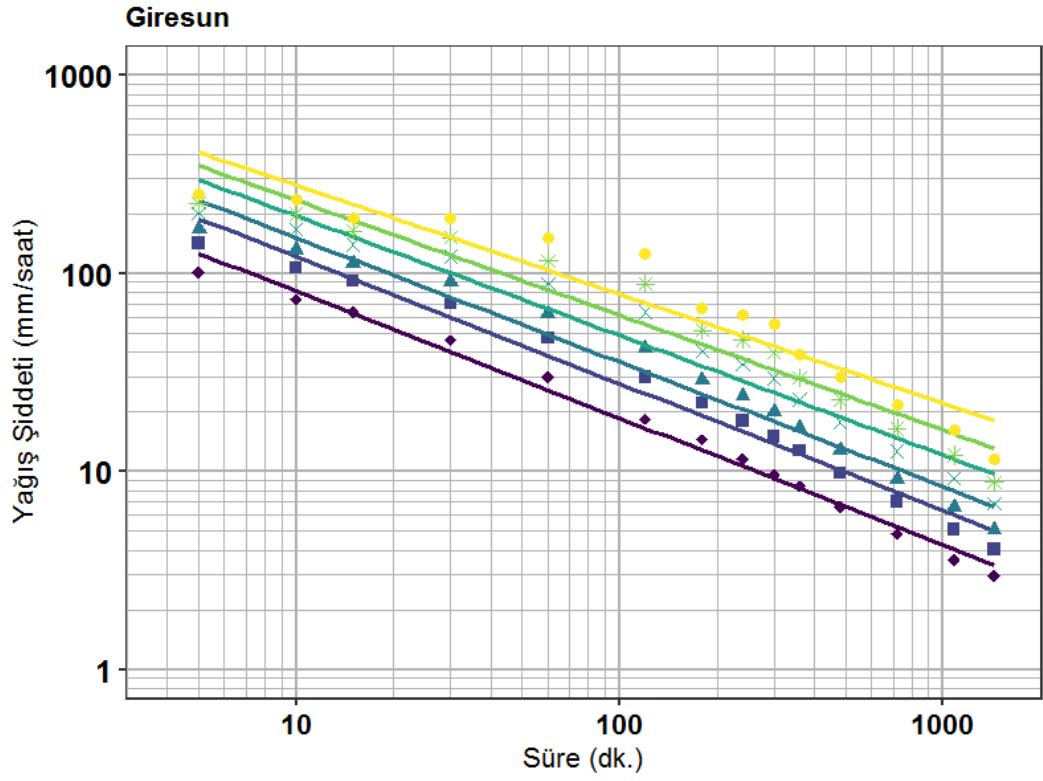
Şekil A.7: Bolu istasyonu durağan ŞST eğrileri.



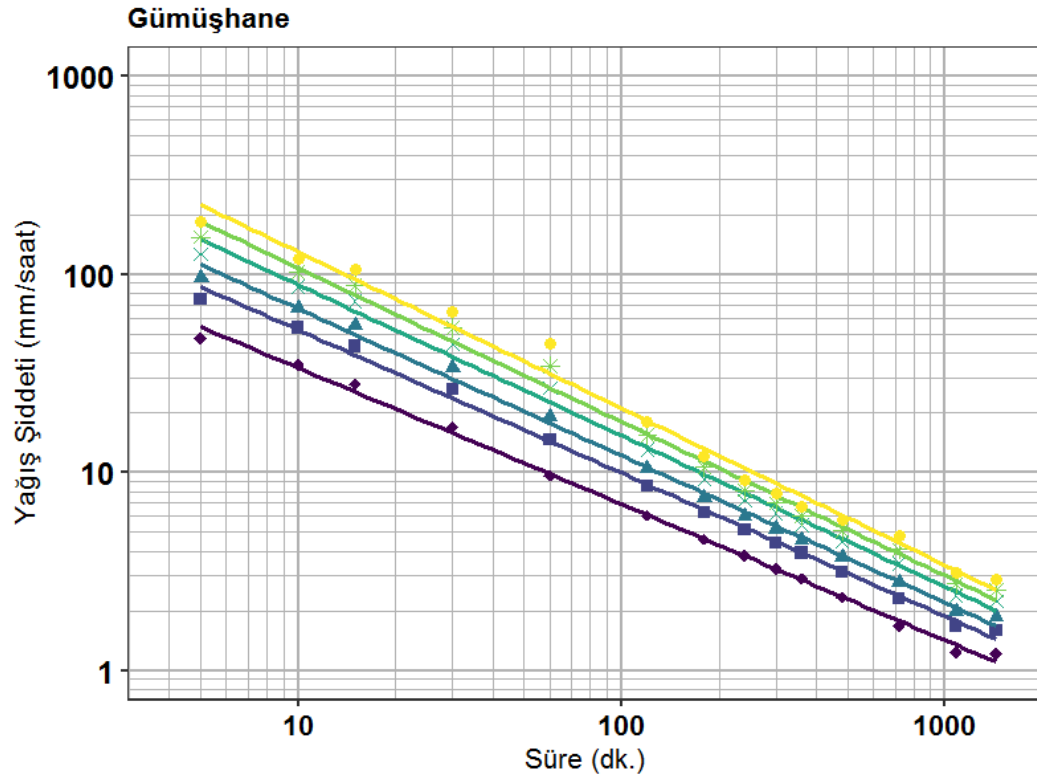
Şekil A.8: Çorum istasyonu durağan ŞST eğrileri.



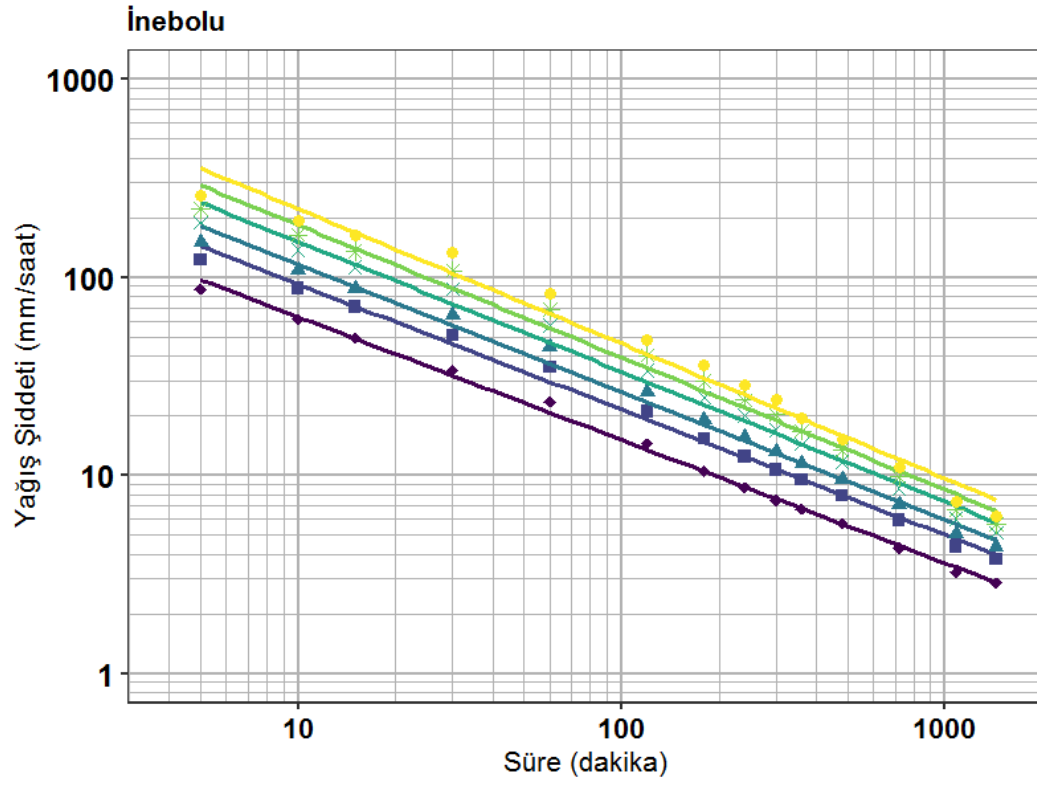
Şekil A.9: Düzce istasyonu durağan ŞST eğrileri.



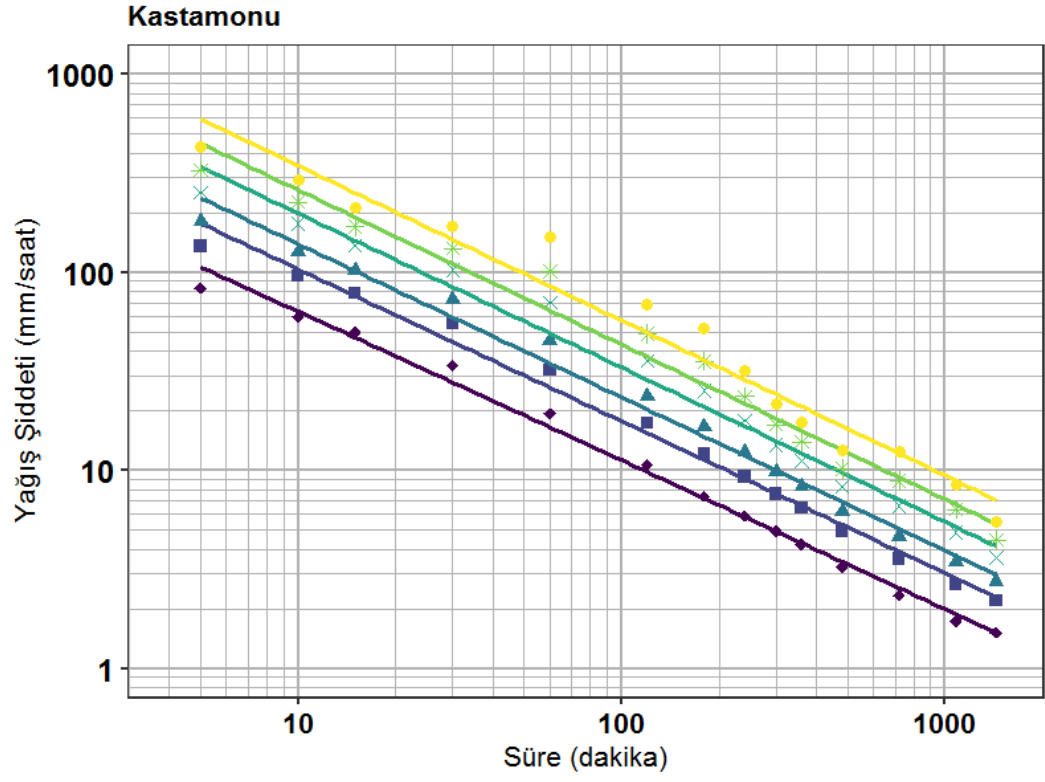
Şekil A.10: Giresun istasyonu durağan ŞST eğrileri.



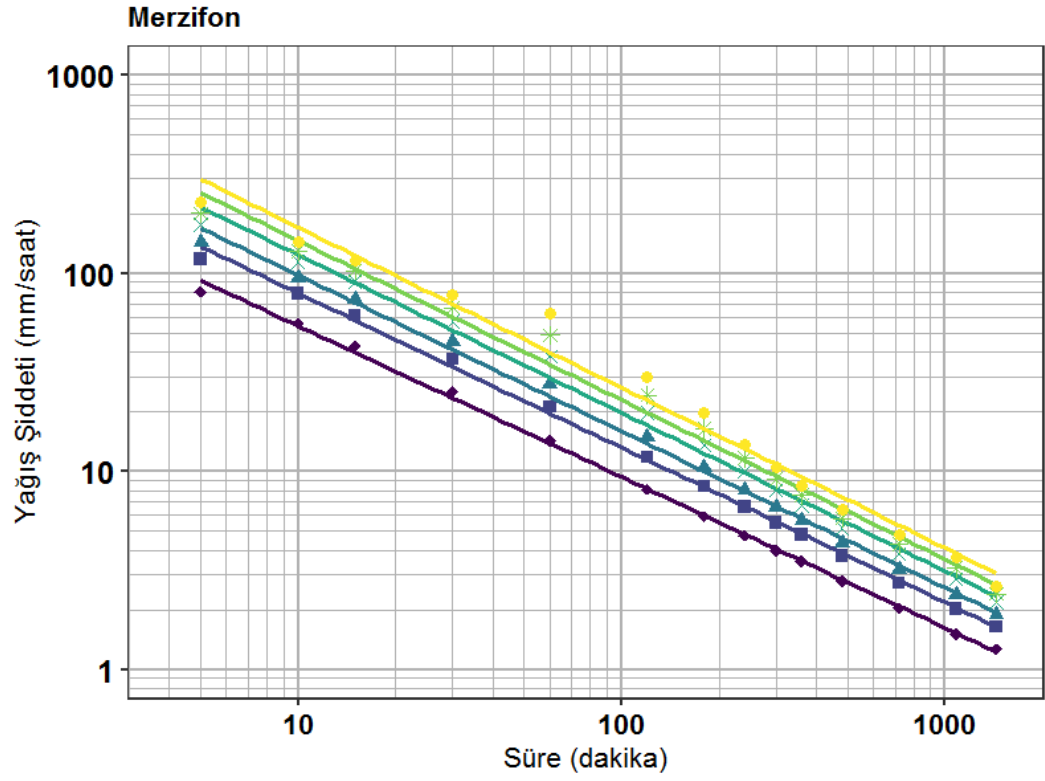
Şekil A.11: Gümüşhane istasyonu durağan ŞST eğrileri.



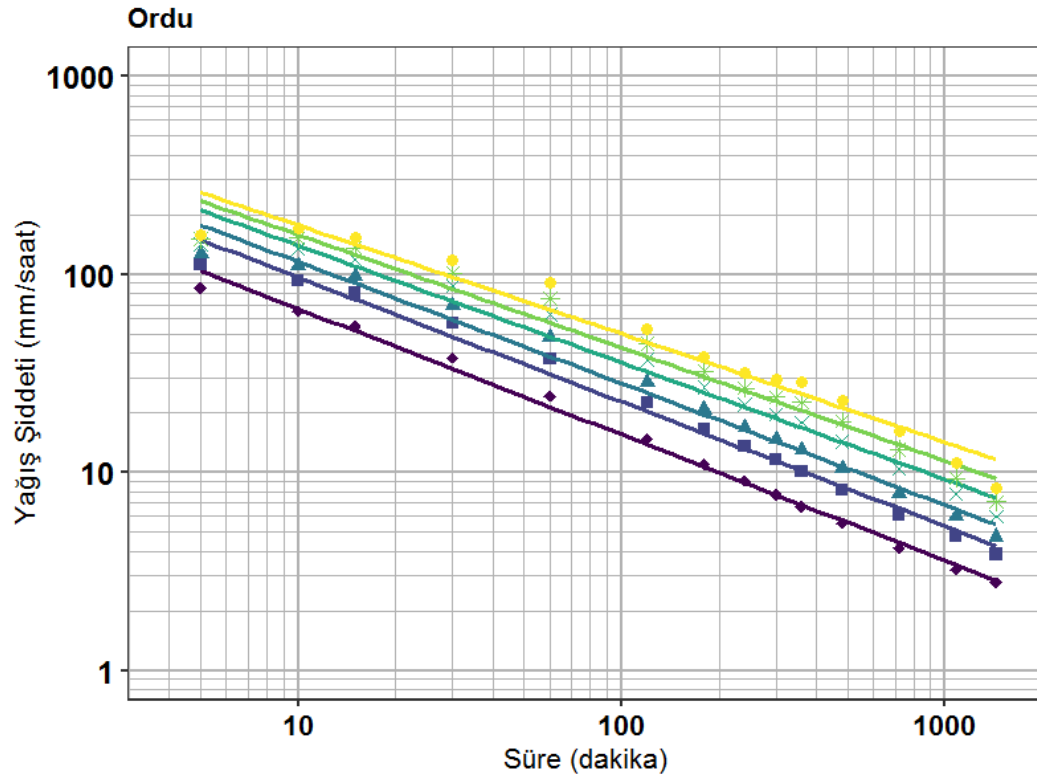
Şekil A.12: İnebolu istasyonu durağan ŞST eğrileri.



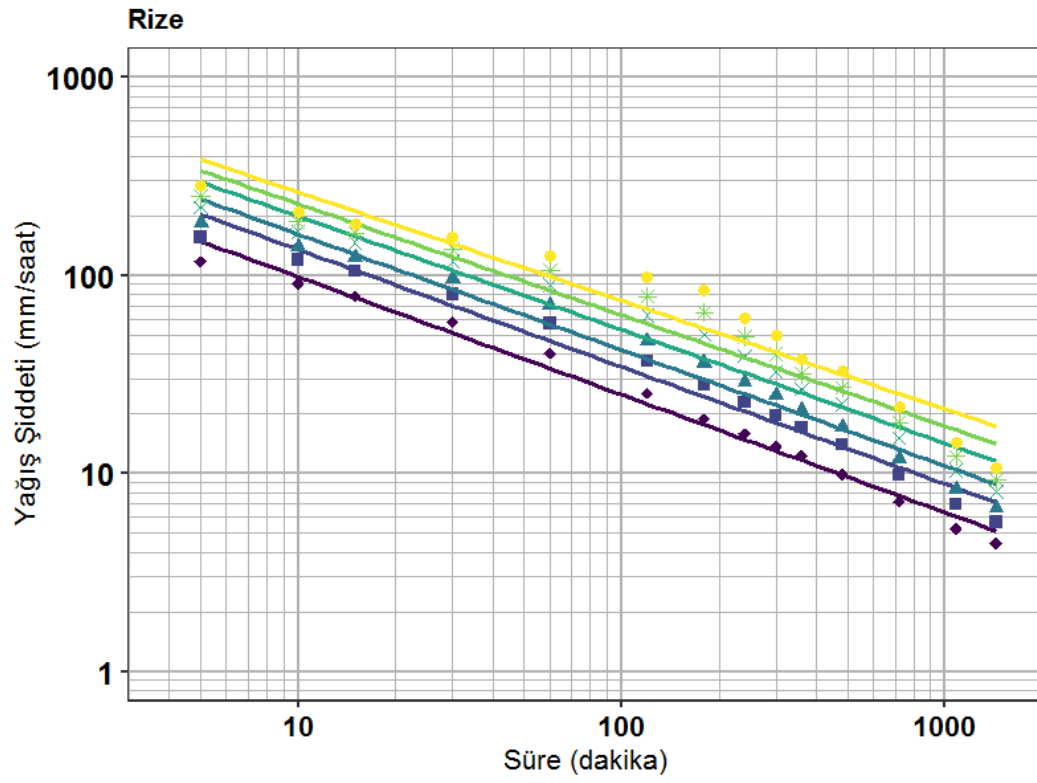
Şekil A.13: Kastamonu istasyonu durağan ŞST eğrileri.



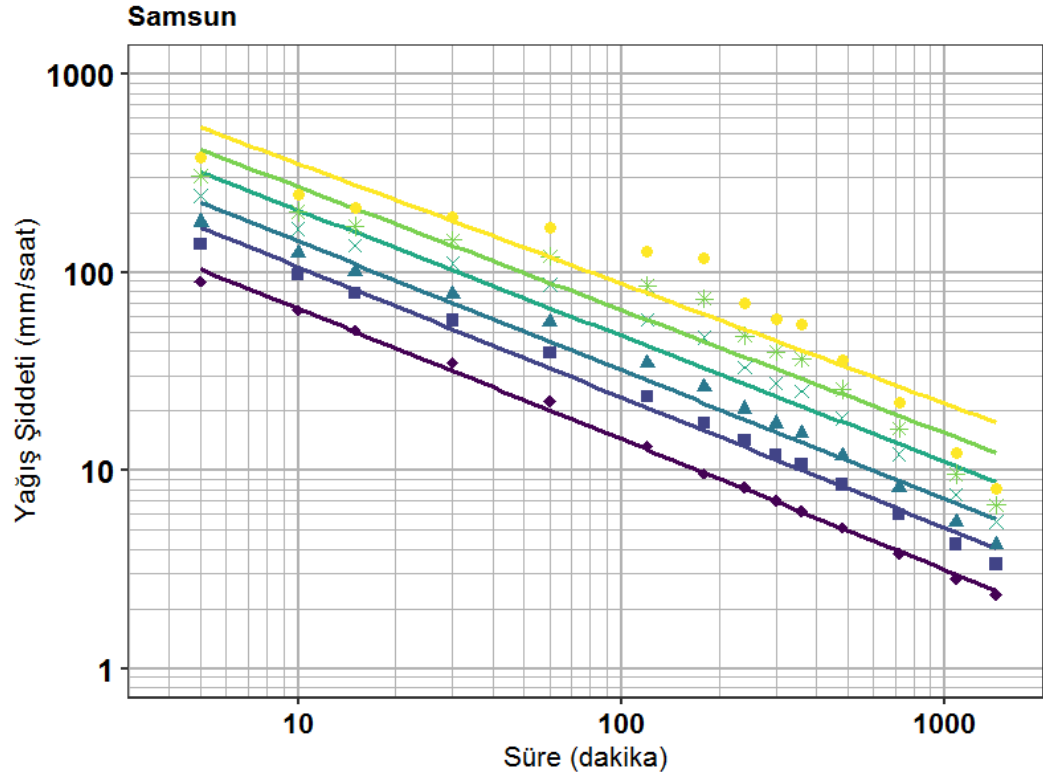
Şekil A.14: Merzifon istasyonu durağan ŞST eğrileri.



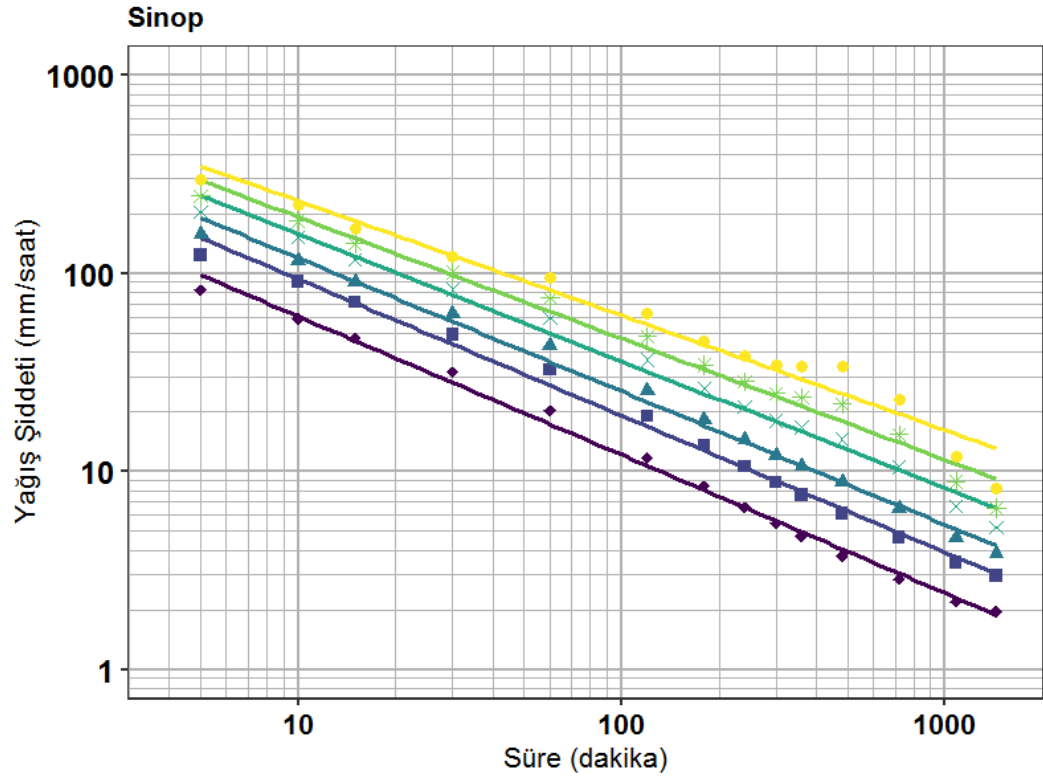
Şekil A.15: Ordu istasyonu durağan ŞST eğrileri.



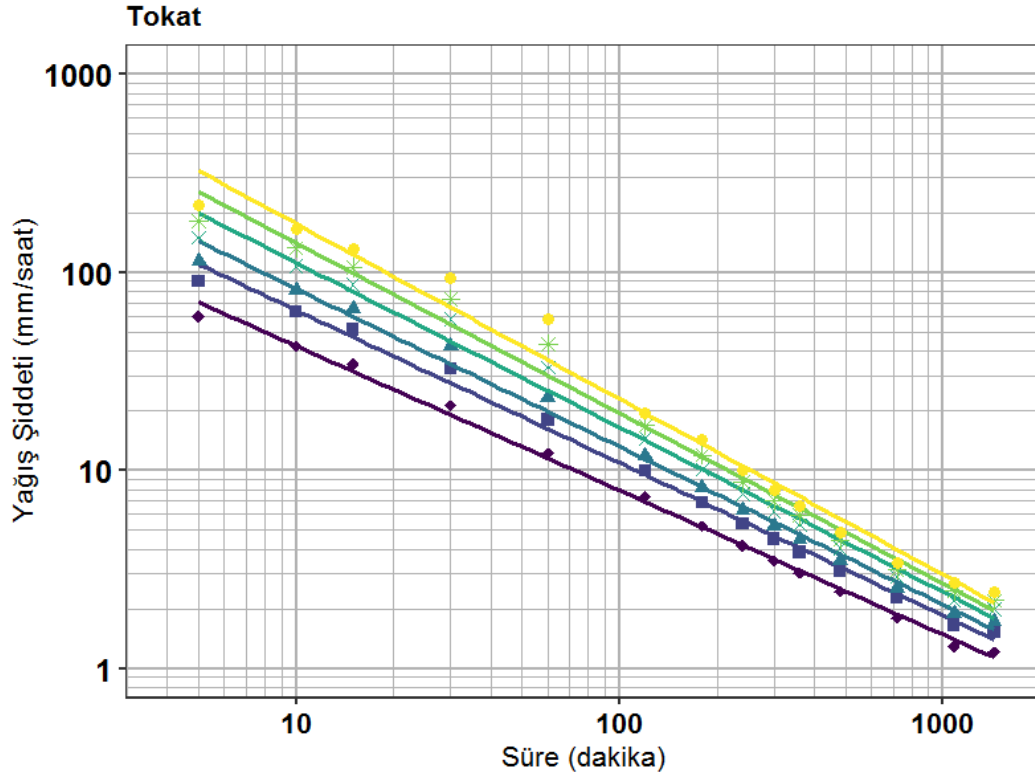
Şekil A.16: Rize istasyonu durağan ŞST eğrileri.



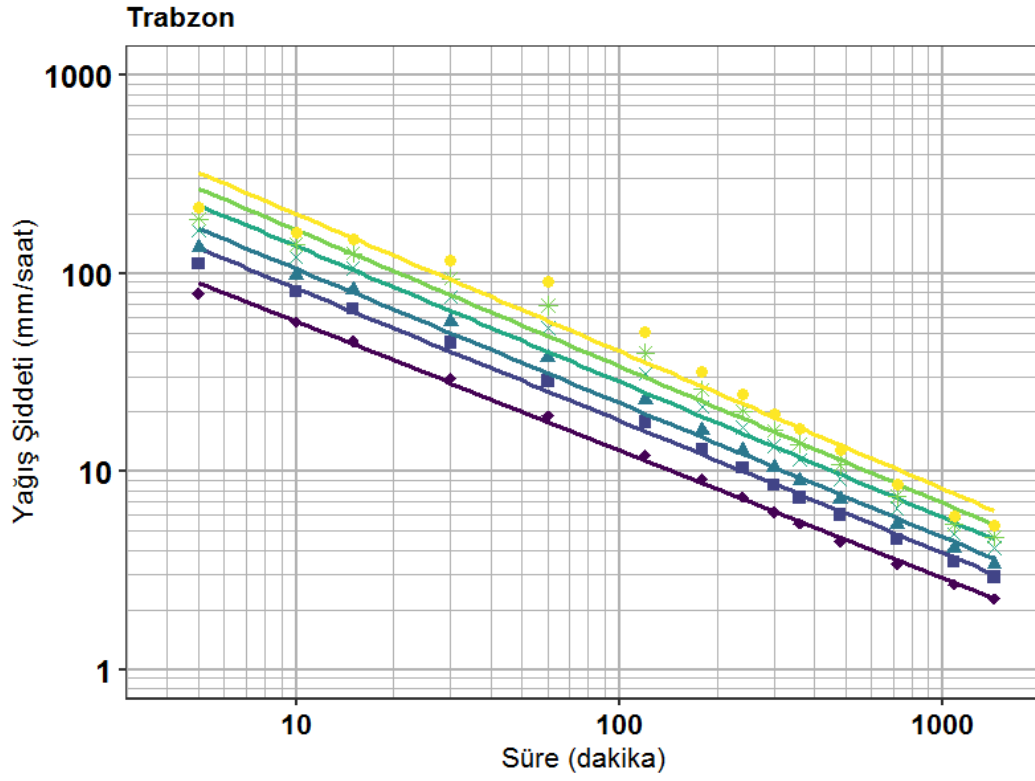
Şekil A.17: Samsun istasyonu durağan ŞST eğrileri.



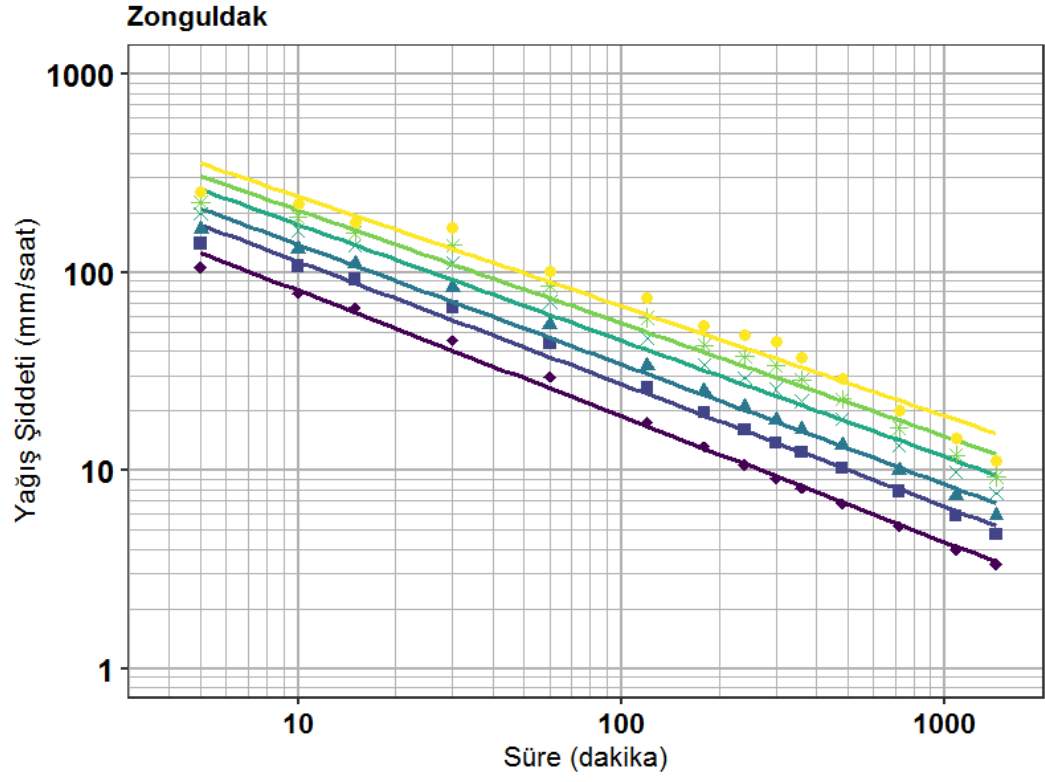
Şekil A.18: Sinop istasyonu durağan ŞST eğrileri.



Şekil A.19: Tokat istasyonu durağan ŞST eğrileri.



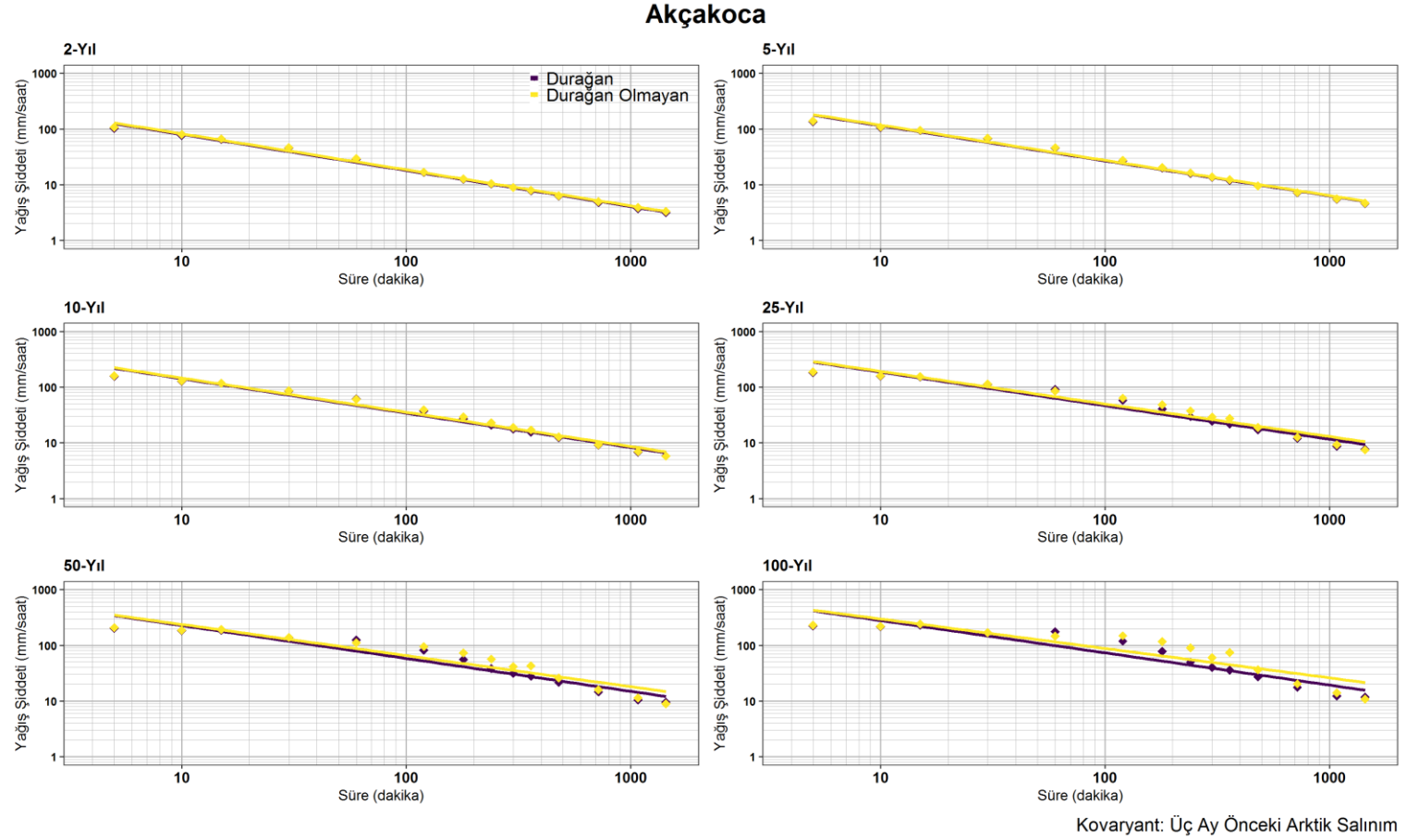
Şekil A.20: Trabzon istasyonu durağan ŞST eğrileri.



Şekil A.21: Zonguldak istasyonu durağan ŞST eğrileri.

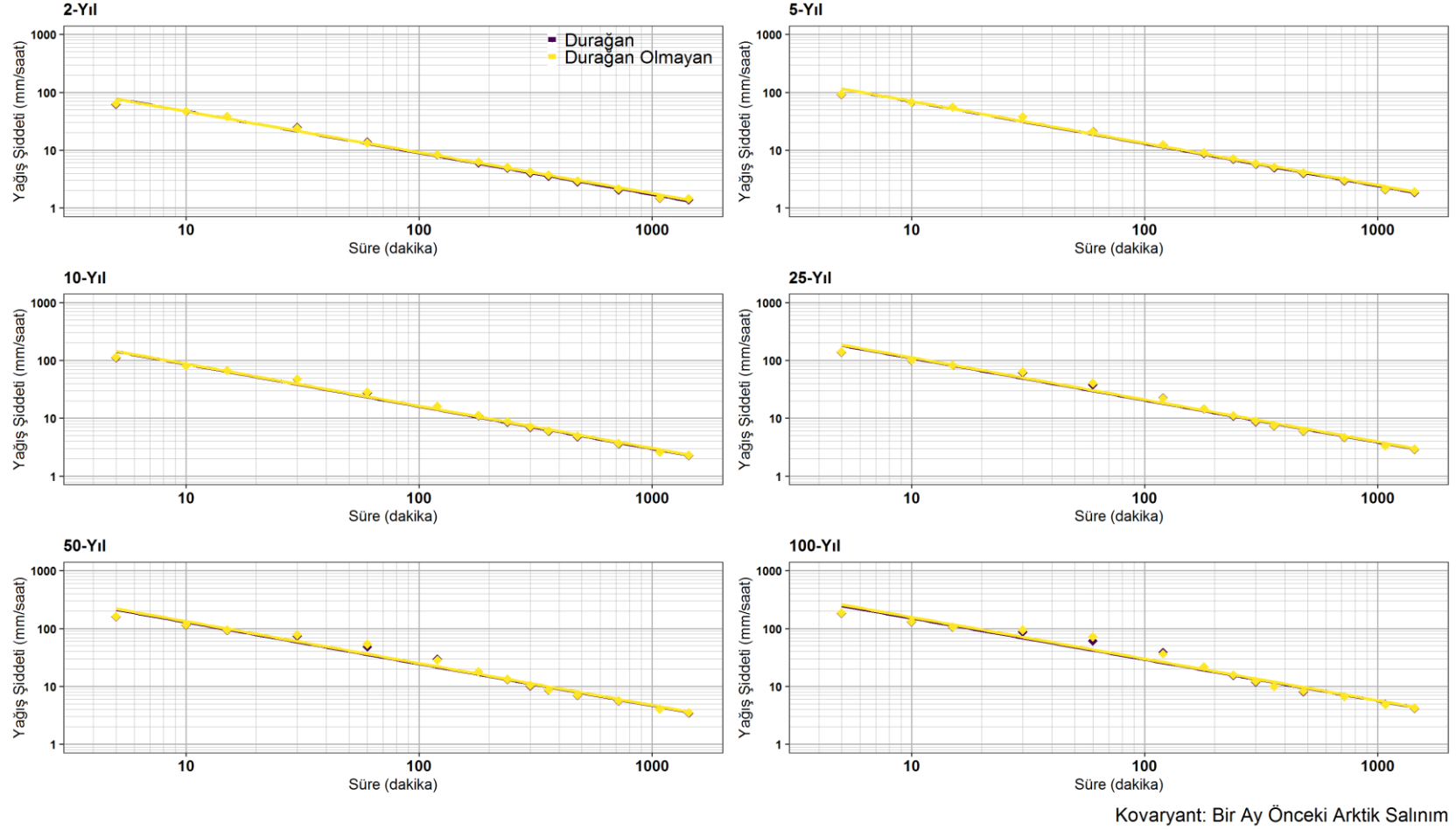


EK B: Durağan olmama varsayımı altında elde edilen ŞST eğrileri



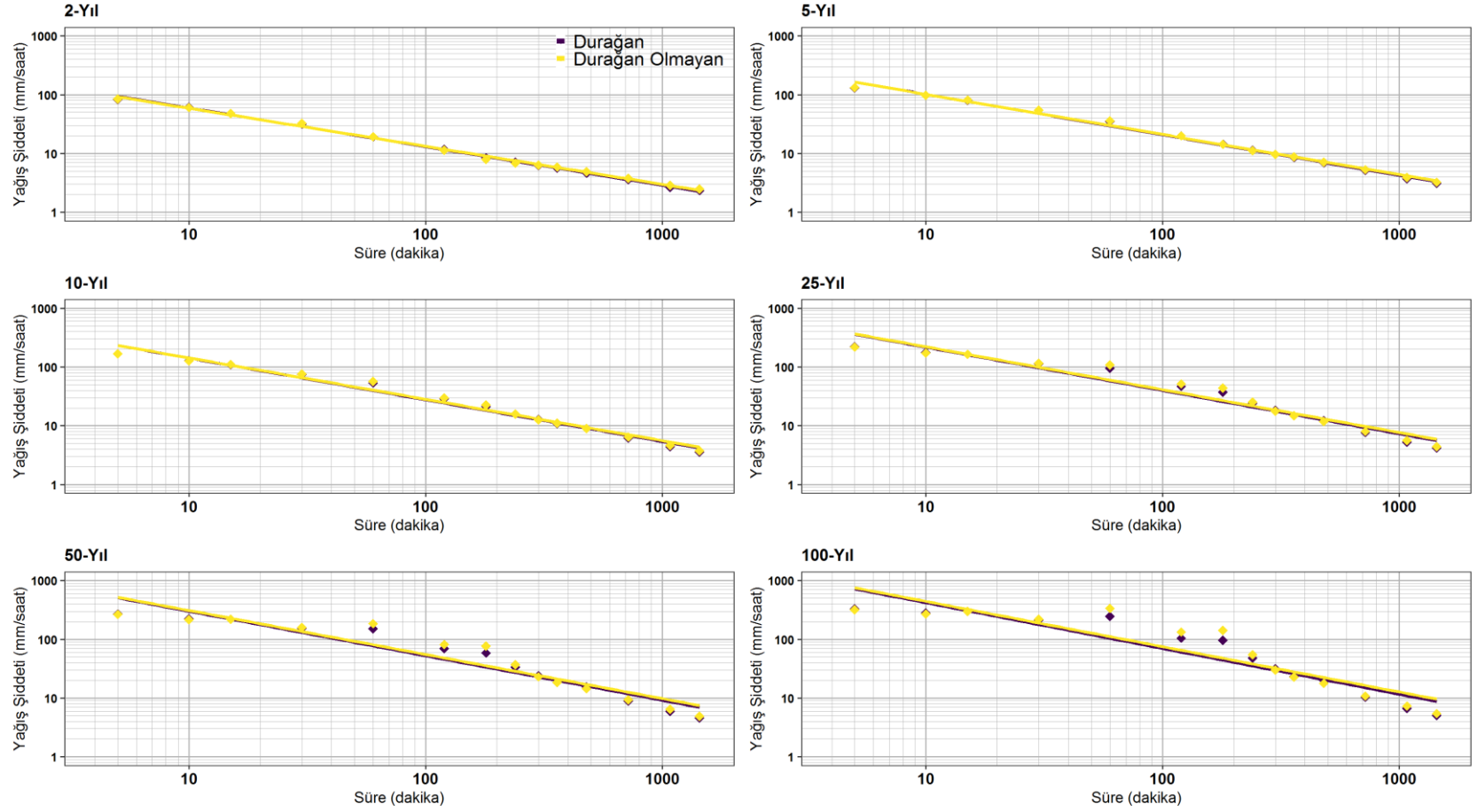
Şekil B.1: Akçakoca istasyonu durağan olmayan ŞST eğrileri.

Amasya



Şekil B.2: Amasya istasyonu durağan olmayan ŞST eğrileri.

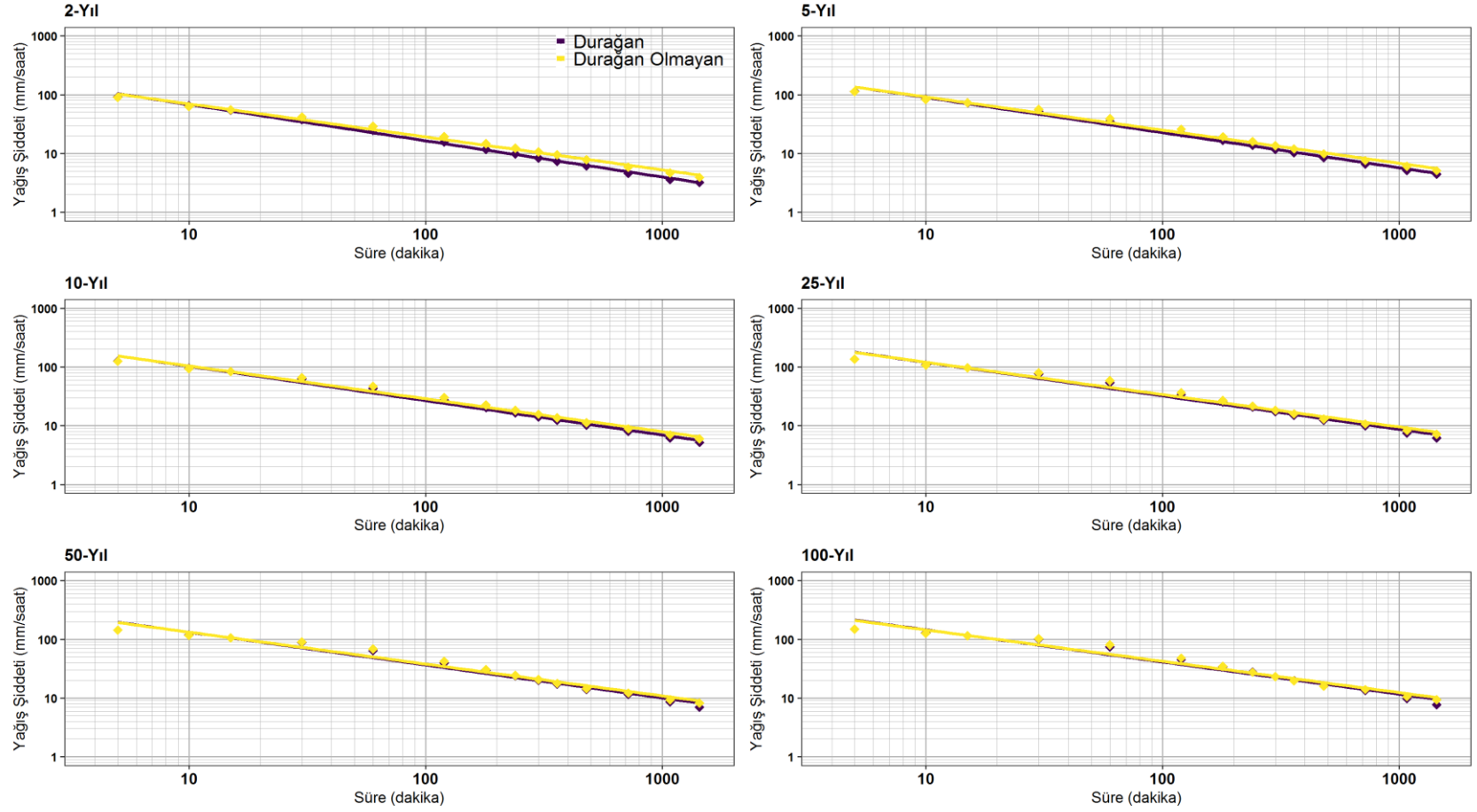
Bafra



Kovaryant: Üç Ay Önceki Kuzey Atlantik Salınım

Şekil B.3: Bafra istasyonu durağan olmayan ŞST eğrileri.

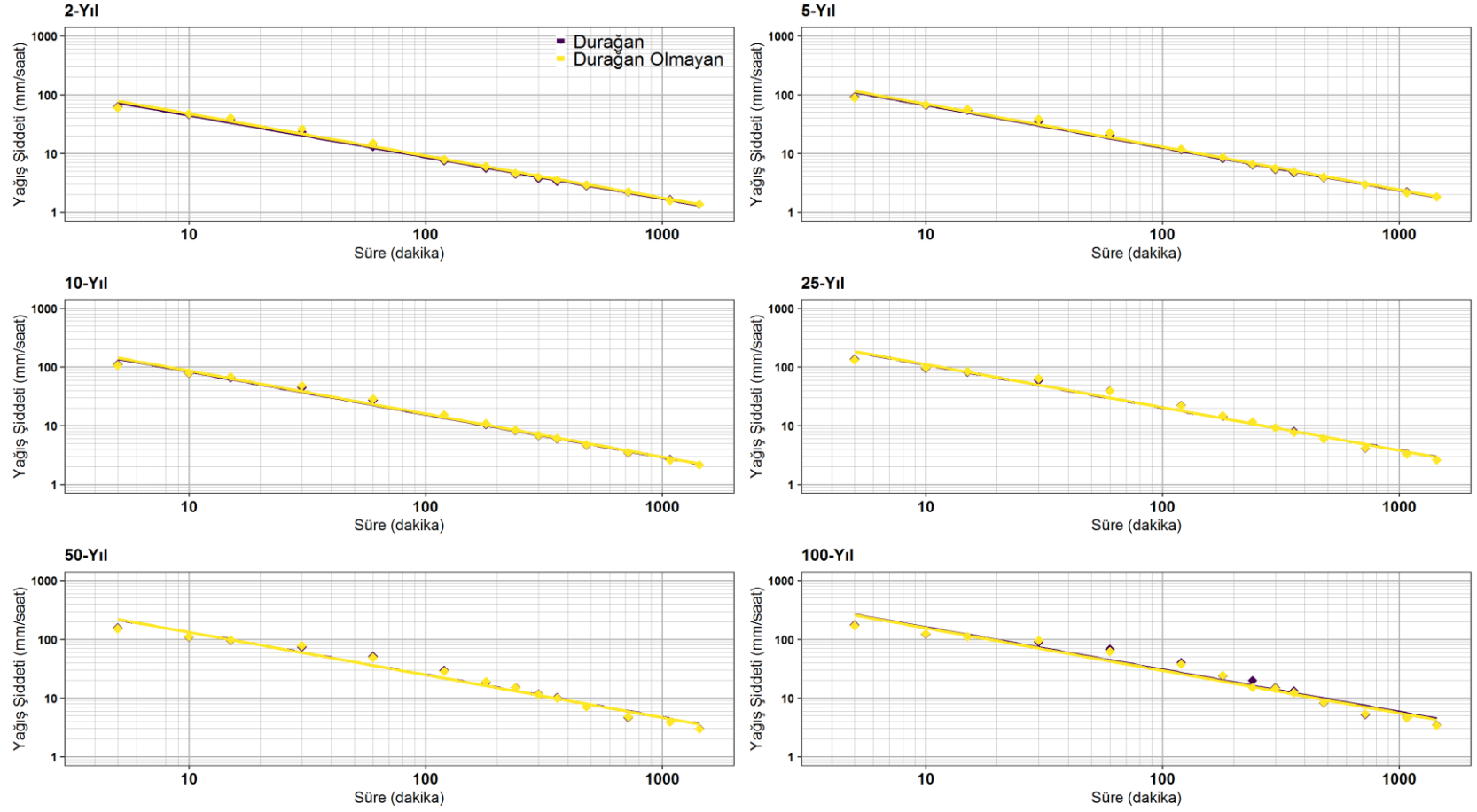
Bartın



Kovaryant: Zaman

Şekil B.4: Bartın istasyonu durağan olmayan ŞST eğrileri.

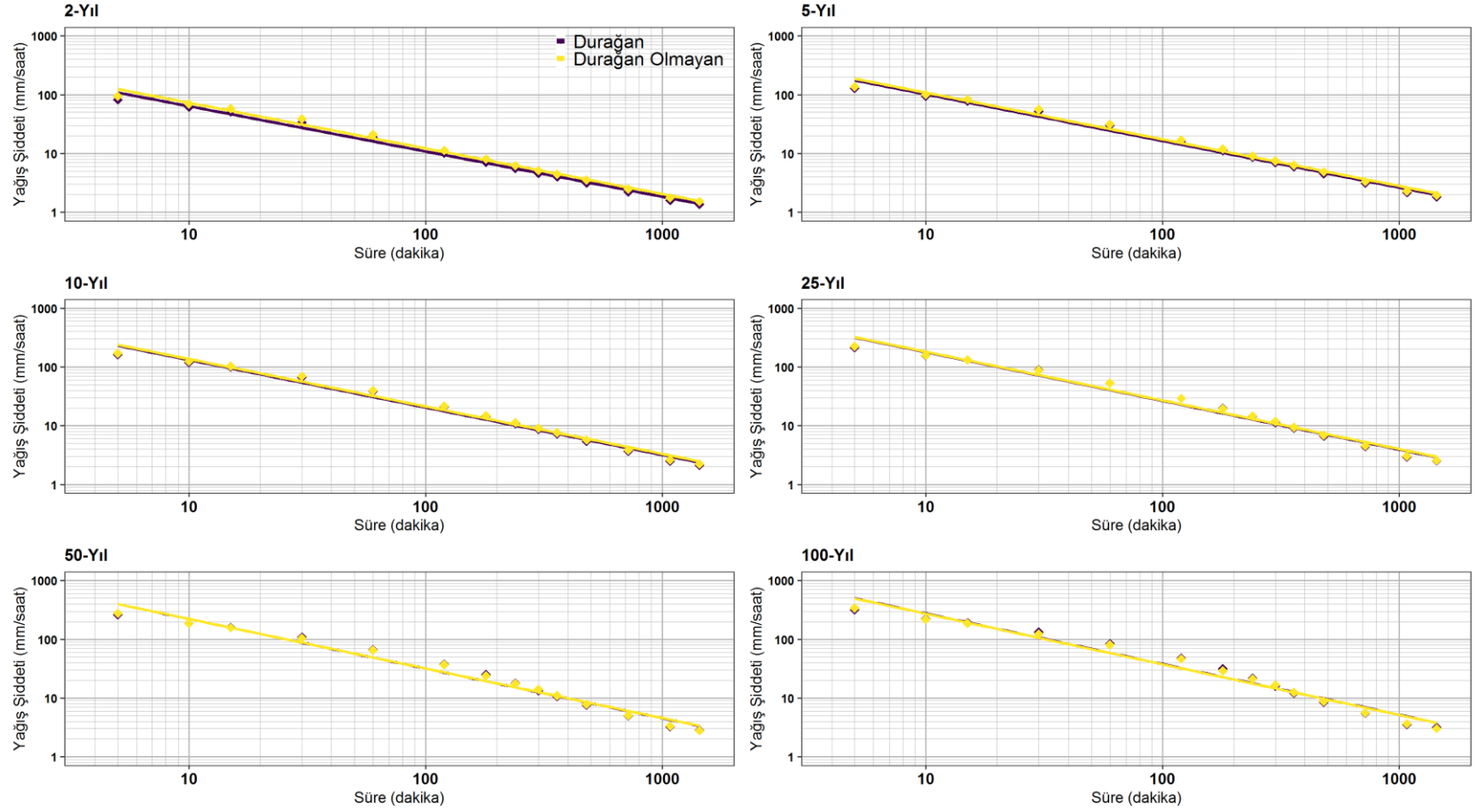
Bolu



Kovaryant: Zaman

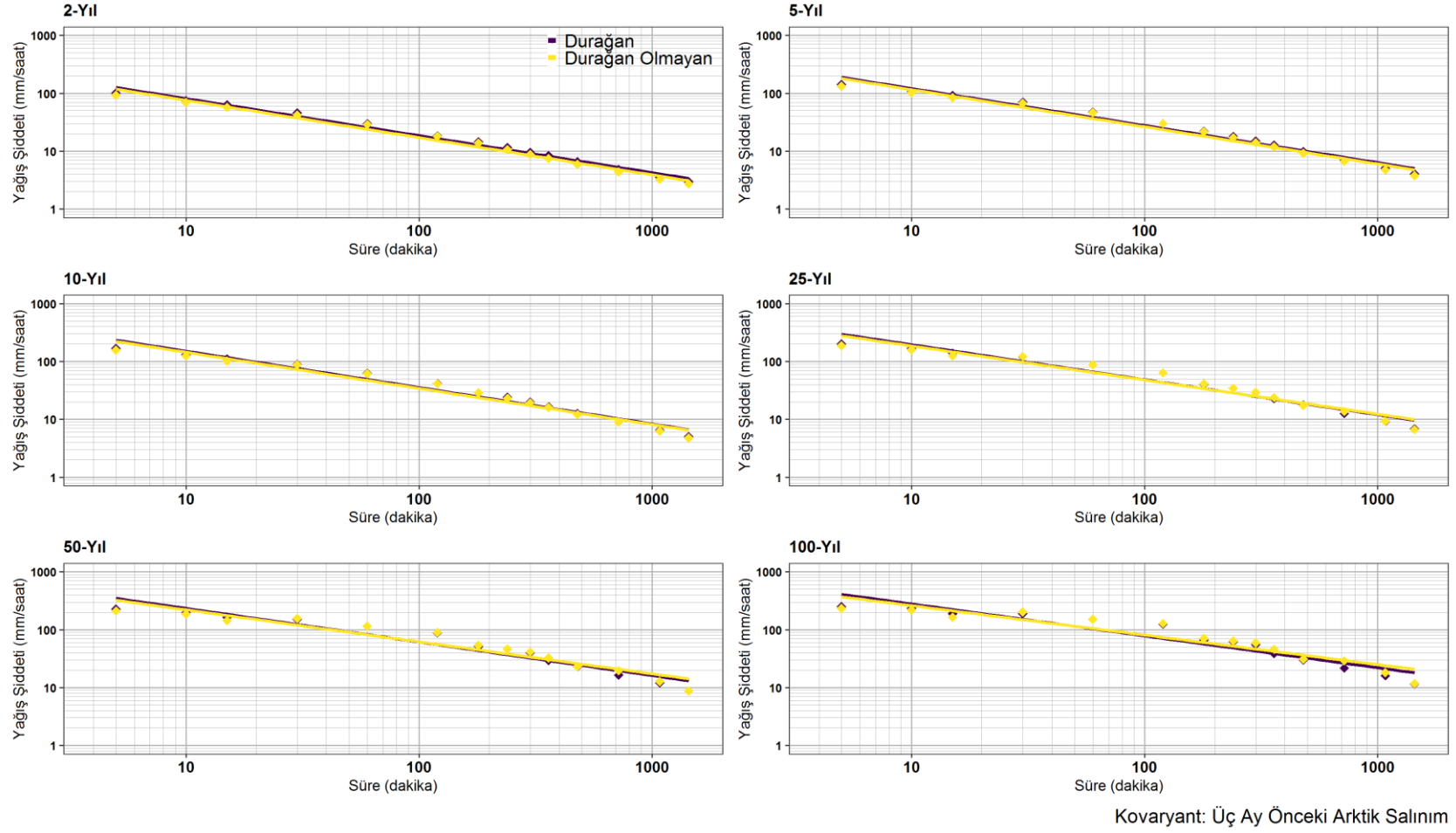
Şekil B.5: Bolu istasyonu durağan olmayan ŞST eğrileri.

Çorum



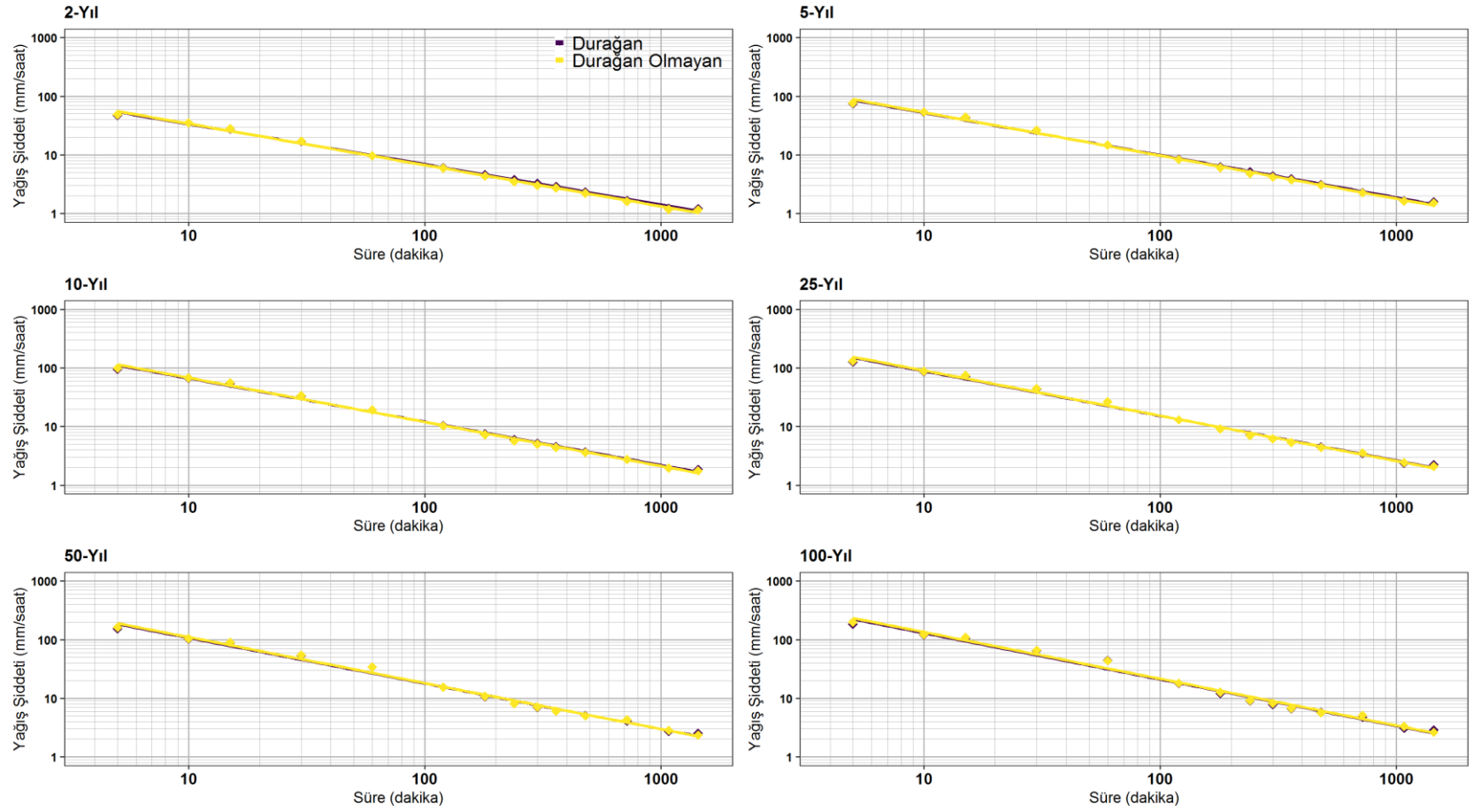
Şekil B.6: Çorum istasyonu durağan olmayan ŞST eğrileri.

Giresun



Şekil B.7: Giresun istasyonu durağan olmayan ŞST eğrileri.

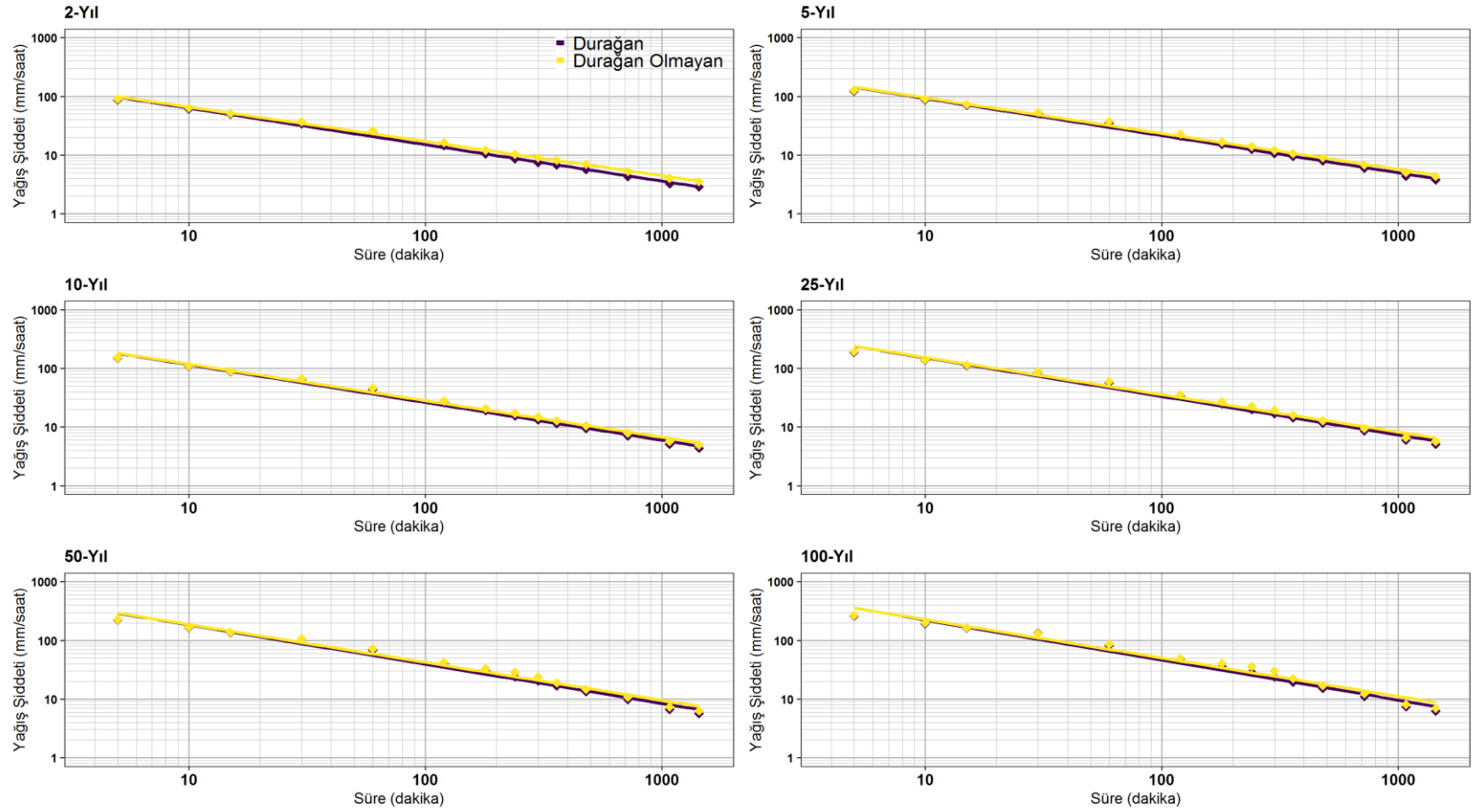
Gümüşhane



Kovaryant: Bir Ay Önceki Kuzey Atlantik Salınımı

Şekil B.8: Gümüşhane istasyonu durağan olmayan ŞST eğrileri.

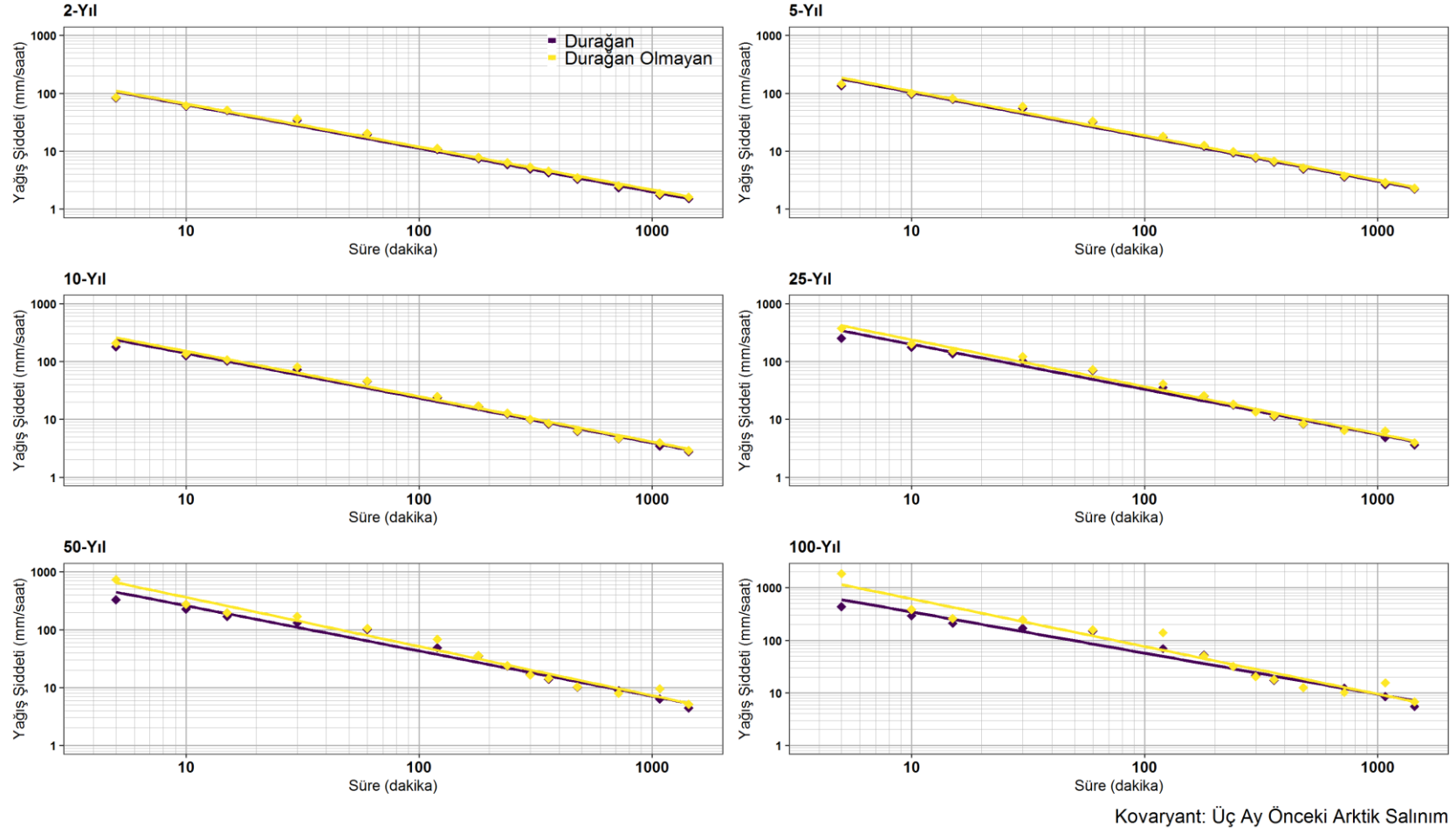
İnebolu



Kovaryant: Zaman

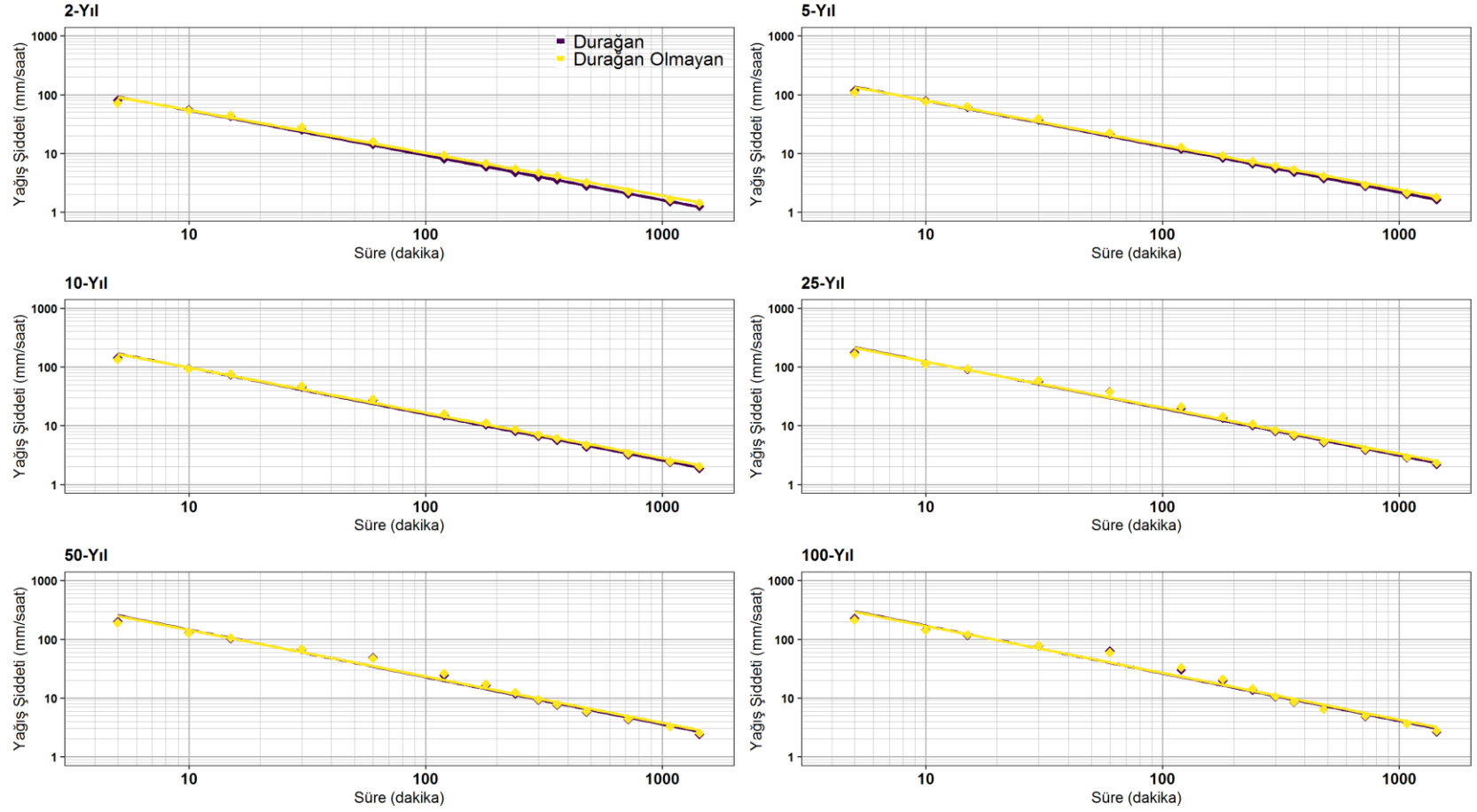
Şekil B.9: İnebolu istasyonu durağan olmayan ŞST eğrileri.

Kastamonu



Şekil B.10: Kastamonu istasyonu durağan olmayan ŞST eğrileri.

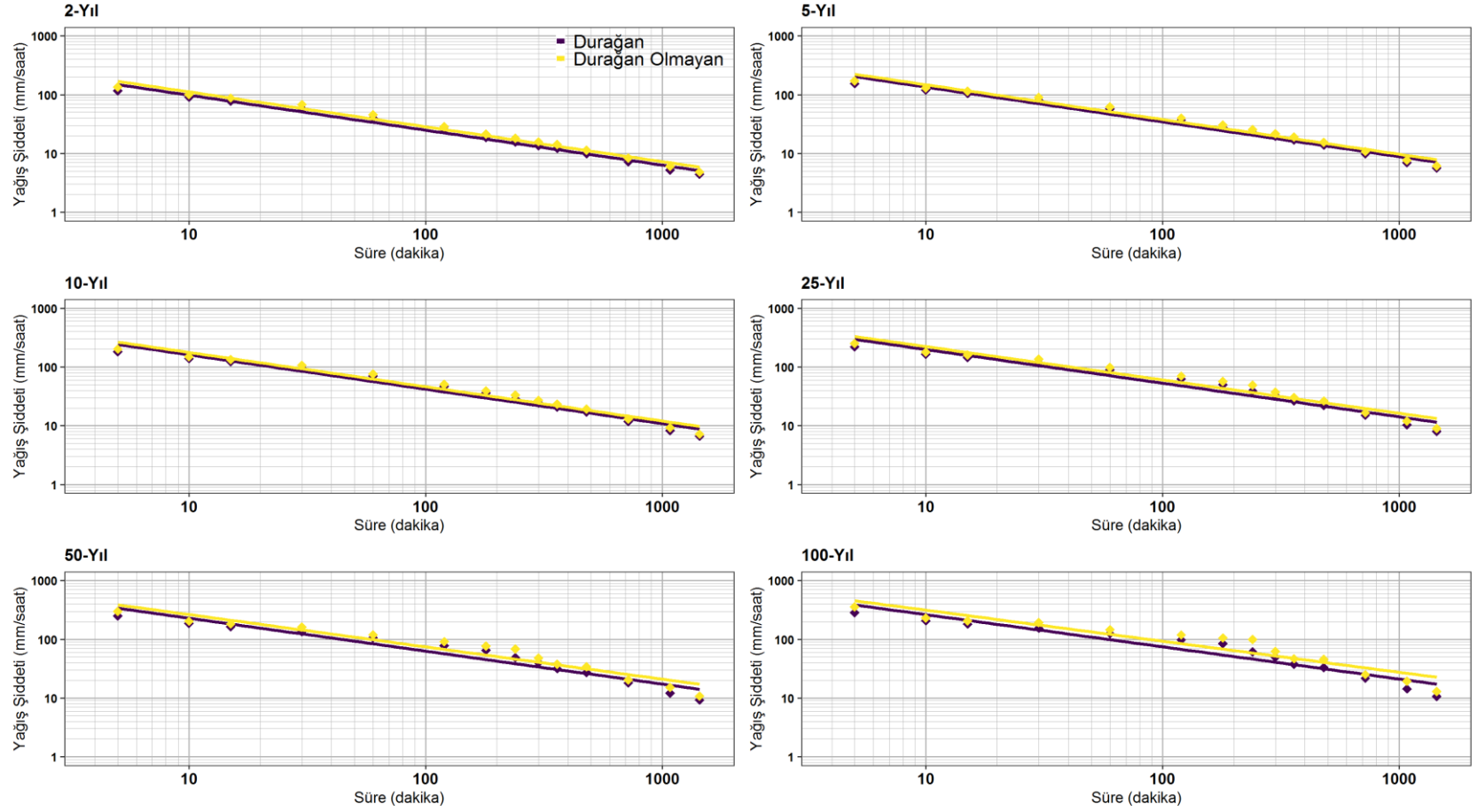
Merzifon



Kovaryant: Zaman

Şekil B.11: Merzifon istasyonu durağan olmayan ŞST eğrileri.

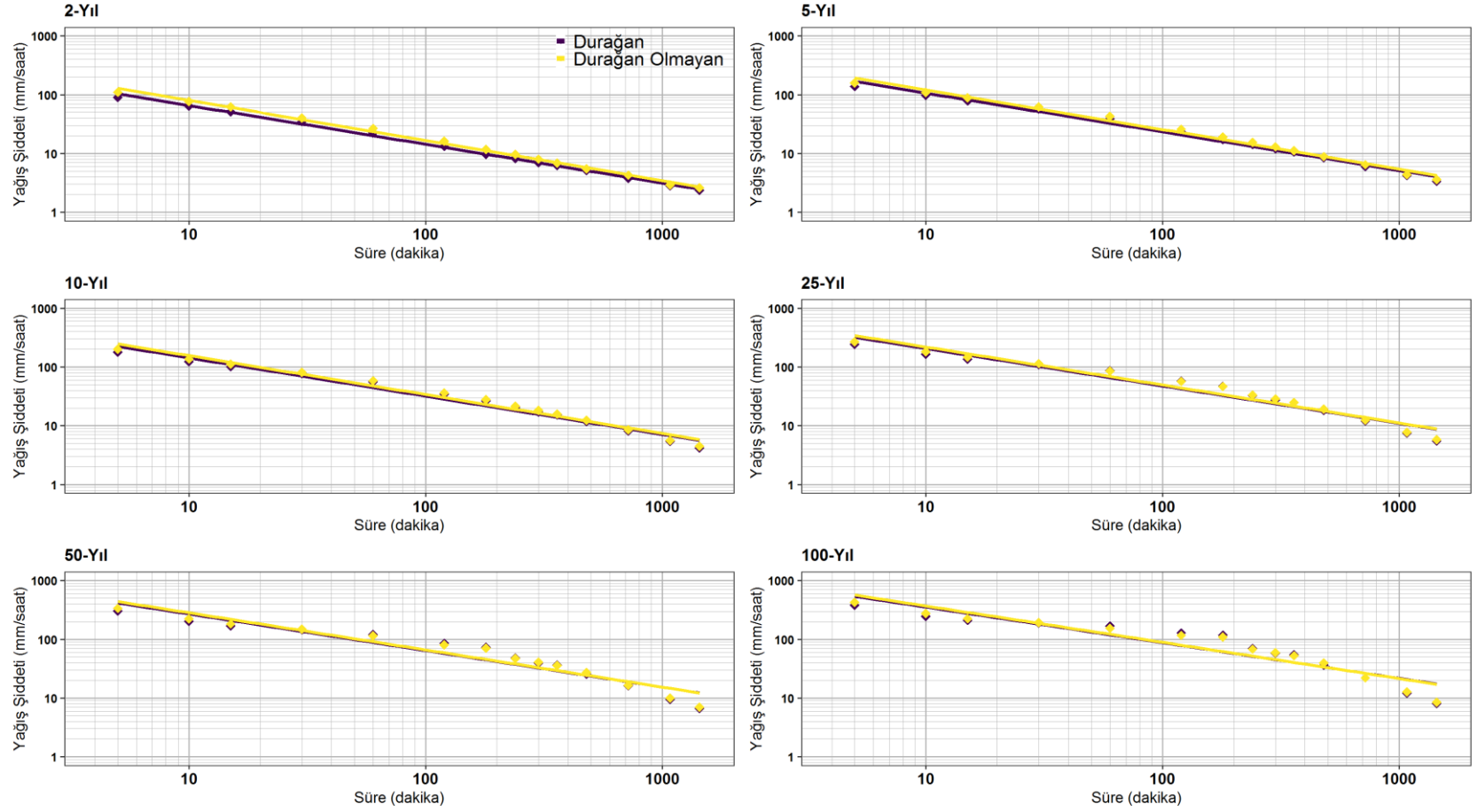
Rize



Kovaryant: Zaman

Şekil B.12: Rize istasyonu durağan olmayan ŞST eğrileri.

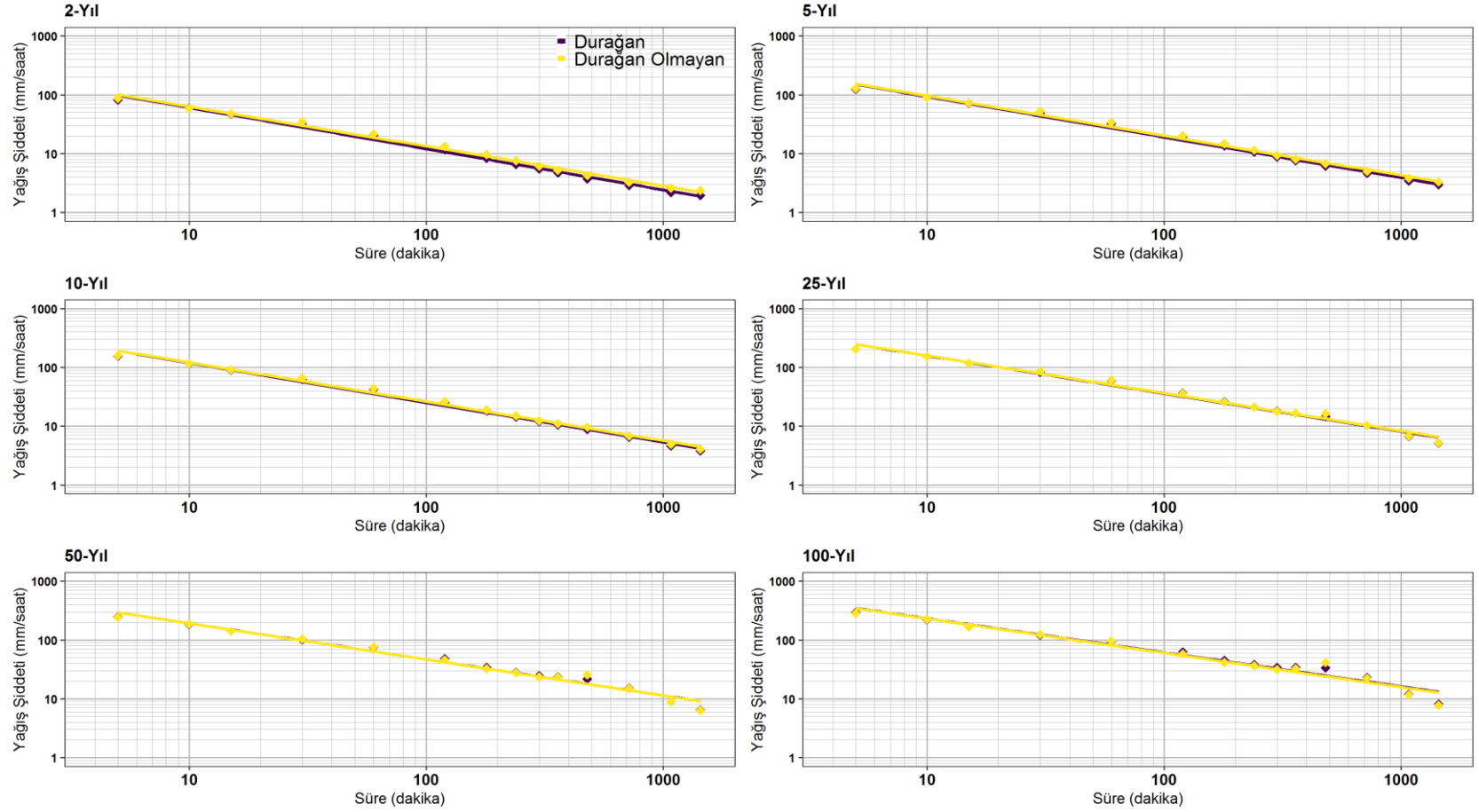
Samsun



Kovaryant: Aynı Ay Kuzey Atlantik Salınımı

Şekil B.13: Samsun istasyonu durağan olmayan ŞST eğrileri.

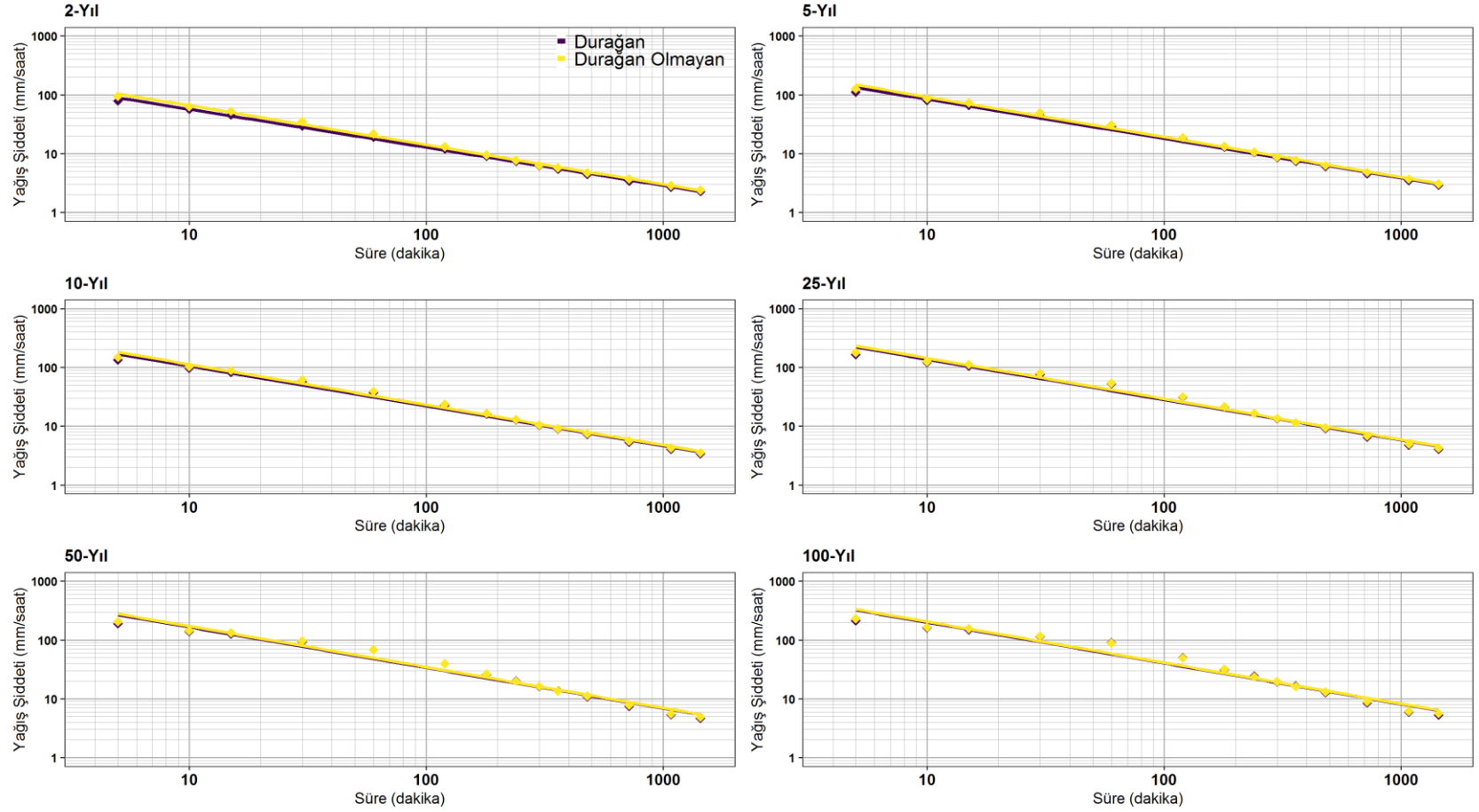
Sinop



Kovaryant: Zaman

Şekil B.14: Sinop istasyonu durağan olmayan ŞST eğrileri.

Trabzon



Kovaryant: Zaman

Şekil B.15: Trabzon istasyonu durağan olmayan ŞST eğrileri.



ÖZGEÇMİŞ

Ad-Soyad : Sait Genar YALDIZ

ÖĞRENİM DURUMU:

- **Lisans** : 2018, Yıldız Teknik Üniversitesi, İnşaat Fakültesi, İnşaat Mühendisliği Bölümü
- **Yüksek Lisans** : 2021, İstanbul Teknik Üniversitesi, Hidrolik ve Su Kaynakları Mühendisliği Yüksek Lisans Programı

MESLEKİ DENEYİM VE ÖDÜLLER:

- TÜBİTAK, 2020-2021, Proje Bursiyeri
- YTÜ, 2020-, Araştırma Görevlisi

YÜKSEK LİSANS TEZİNDEN TÜRETİLEN YAYINLAR, SUNUMLAR VE PATENTLER:

SCI-Expanded:

- Aksu, H., Cetin, M., Aksoy, H., **Yaldiz, S. G.**, Yildirim, I., Keklik, G. (2022). Spatial and temporal characterization of standard duration-maximum precipitation over Black Sea Region in Turkey. *Natural Hazards*, 1-27. doi:10.1007/s11069-021-05141-6.

Konferans Bildirileri:

- Aksu, H., Cetin, M., Aksoy, H., Alsenjar, O., Yildirim, I., **Yaldiz, S. G.** (2021). Climate change-induced variabilities in climate extremes on the Black Sea region of Turkey. *Session: 611 Climate Variability and Predictability 2021*, 31 Mayıs-11 Haziran 2021, Kanada.

- Aksu, H., Cetin, M., Evrens, M., **Yaldiz, S. G.**, Alsenjar, O., Yildirim, I. (2021). Impact of Climate Change on Extreme Precipitation and Flood Flows in the Eastern Black Sea Region, Turkey. *MedGU* – 21, 25-28 Kasım 2021, İstanbul.

İlgili Projeler:

- (2020-) İklim Değişimi ve Değişkenliğinin Karadeniz Bölgesi Ekstrem Yağışlarına Etkisi. 119Y361 - Türkiye Bilimsel ve Teknolojik Araştırma Kurumu (TÜBİTAK). Koordinatör Hakan Aksu, Samsun Üniversitesi.

