

**TÜRKİYE CUMHURİYETİ
ANKARA ÜNİVERSİTESİ
SOSYAL BİLİMLER ENSTİTÜSÜ
COĞRAFYA ANABİLİM DALI
FİZİKİ COĞRAFYA BİLİM DALI**

TÜRKİYE’DE YAĞIŞ-YÜKSELTİ İLİŞKİSİ

YÜKSEK LİSANS TEZİ

BÜŞRA KIRCI

ANKARA, 2022

**TÜRKİYE CUMHURİYETİ
ANKARA ÜNİVERSİTESİ
SOSYAL BİLİMLER ENSTİTÜSÜ
COĞRAFYA ANABİLİM DALI
FİZİKİ COĞRAFYA BİLİM DALI**

TÜRKİYE’DE YAĞIŞ-YÜKSELTİ İLİŞKİSİ

YÜKSEK LİSANS TEZİ

BÜŞRA KIRCI

**TEZ DANIŞMANI
DOÇ. DR. ERKAN YILMAZ**

ANKARA, 2022

**TÜRKİYE CUMHURİYETİ
ANKARA ÜNİVERSİTESİ
SOSYAL BİLİMLER ENSTİTÜSÜ
COĞRAFYA ANABİLİM DALI
FİZİKİ COĞRAFYA BİLİM DALI**

TÜRKİYE’DE YAĞIŞ-YÜKSELTİ İLİŞKİSİ

YÜKSEK LİSANS TEZİ

**TEZ DANIŞMANI
DOÇ. DR. ERKAN YILMAZ**

TEZ JÜRİSİ ÜYELERİ

Adı ve Soyadı

İmzası

- 1- Prof. Dr. İhsan ÇİÇEK
- 2- Doç. Dr. Celalettin DURAN
- 3- Doç. Dr. Erkan YILMAZ

**Tez Savunması Tarihi
20.12.2022**

T.C.
ANKARA ÜNİVERSİTESİ
Sosyal Bilimler Enstitüsü Müdürlüğüne,

Doç. Dr. Erkan YILMAZ danışmanlığında hazırladığım “Türkiye’de Yağış-Yükselti İlişkisi (Ankara 2022)” adlı yüksek lisans tezimdeki bilgilerin akademik kurallara ve etik davranış ilkelerine uygun olarak toplanıp sunulduğunu, başka kaynaklardan aldığım bilgileri metinde ve kaynakçada eksiksiz olarak gösterdiğimi, çalışma sürecinde bilimsel araştırma ve etik kurallarına uygun olarak davrandığımı ve aksinin ortaya çıkması durumunda her türlü yasal sonucu kabul edeceğimi beyan ederim.

26.12.2022

Büşra KIRCI

ÖNSÖZ

Çoğu kişilerce kabul gören yağışın yükseltiyle artacağı yönündeki önermenin sorgulanması gerekliliği yapılan alan yazını incelemeleriyle anlaşılmıştır. Ancak burada, bu konunun nasıl ele alınacağı ve yağış miktarının yükseltiyle arttığına ya da artmadığına nasıl değerlendirileceği soruları belirmiştir. Sadece yükseltiyi, topografyanın diğer unsurlarından ayırarak ele almanın neredeyse imkansız olduğunun farkında olunarak, yükseltileri farklı iki istasyondaki yağış miktarlarını karşılaştırmanın yağış-yükselti ilişkisine dair tatmin edici sonuçlar sağlayacağına karar verilmiştir. Üstelik istasyon çiftleriyle çalışmak, klimatolojide yeni bir yaklaşım değildir.

Söz konusu bu çalışma kapsamında Türkiye’de çok sayıda -600’ü geçkin- istasyon çifti oluşturulmuştur. Temel varsayım, birbirine coğrafi olarak yakın olmasına karşın yükseltisi farklı iki istasyondaki yağış miktarlarının farklı olmasının yükseltiyle ilişkili olduğudur. Belirlenen çiftlerde yağışın yükseltiyle nasıl değiştiği tespit edilmiş ve istatistiksel analizlerle desteklenmiştir. Yağışın yükseltiyle arttığını söyleyebilmek için ihtiyatlı olmanın faydalı olduğuna ulaşılmıştır. Birbirinden son derece özgün yanlarıyla ayrılan her yağış olayını, geleneksel olarak sabit bir pozitif gradyanla (Schreiber Formülü) değerlendirmenin her zaman ve mekânda mümkün olmadığı belirlenmiştir. Çünkü Türkiye’nin 4’te 1 kadarında, gerçekleşen yağışlarda negatif gradyanın kurulmasının pozitif gradyana göre daha sık gerçekleştiği bulunmuştur. Ayrıca, Türkiye’de yağışın yükseltiyle arttığı ya da azaldığı durumların ve bunlara ait artış ve azalış miktarlarının, mekânsal ve zamansal ölçekte güçlü bir çeşitlilik sergilediği ortaya çıkarılmıştır.

Türkiye’de yağış-yükselti ilişkisi üzerine yürüttüğüm bu çalışmanın her aşamasında bilgi ve tecrübesiyle destek olan değerli hocam Doç. Dr. Erkan YILMAZ’a çokça teşekkür ederim. Gerek lisans gerek yüksek lisans öğrencisi olduğum dönemlerde akademik donanımlarıyla bana ışık olan başta danışman hocam Dr. YILMAZ’a ve

Ankara Üniversitesi Coğrafya Bölümü'nde çalışmalarını yürüten tüm saygıdeğer hocalarıma karşı sonsuz bir saygı ve şükran duyguları beslediğimi bu çalışma vesilesiyle burada belirtmek isterim.

Kastamonu Üniversitesi Coğrafya Bölümü'nün çok kıymetli hocalarına ayrı ayrı teşekkür ediyorum. Anlayışlı yaklaşımınızı ve yardımlarınızı esirgemediğiniz için Coğrafya Bölüm Başkanı hocam Doç. Dr. Celalettin DURAN'a ve çalışma arkadaşım Arş. Gör. Suat YAZAN'a çokça minnet duyduğumu ifade etmek isterim.

Canım ailem sizleri çok seviyorum. Maddi ve manevi olarak hep yanımdaydınız, bu çalışma süresince de yanımda oldunuz ve ilginizi, emeğinizi üzerimden eksik etmediğiniz için sizleri unutmam mümkün değil. Her biriniz benim için çok kıymetlisiniz ve her birinize çok ama çok teşekkür ederim.

Büşra KIRCI

2022

İÇİNDEKİLER

1. GİRİŞ	1
1.1. Yağış ve İnsan.....	1
1.2. Yağışla İlgili Genel Bilgiler.....	10
1.2.1. Yağış Oluşumu	10
1.2.2. Yağış Oluşum Mekanizmaları	15
1.2.3. Yağış Tipleri.....	22
1.2.4. Yağış Verisinin Elde Edilebileceği Kaynaklar	25
1.2.5. Yağışın Ölçümü.....	27
1.3. Yağış-Yükselti İlişkisi	30
2. VERİ ve YÖNTEM.....	45
2.1. Bulgular I için yöntem: Çoklu Regresyon ve IDW	52
2.2. Bulgular II için yöntem: Yağış Gradyanı ve Thiessen Çokgenleri.....	59
2.3. Bulgular III için yöntem: Basit Regresyon	61
2.4. Bulgular IV için yöntem: Çiy Noktası Sıcaklığı.....	62
3. BULGULAR	65
3.1. Türkiye’de Yağış ile Enlem, Denize Uzaklık ve Yükselti Arasındaki İlişkiler.....	65
3.1.1. Tüm Türkiye İçin Regresyon Analizleri.....	65
3.1.2. Belirlenen Grid Bölgeleri İçin Regresyon Analizleri	68
3.2. Türkiye’de Belirlenen İstasyon Çiftlerinde Aylık Yağış Farkı ve Gradyan Dağılışı.....	83
3.3. Türkiye’de Belirlenen İstasyon Çiftlerinde Regresyon Modelleri ve Parametreleri	97
3.3.1. Yüksek İstasyon Aylık Yağışları ile Gradyan Arasındaki İlişkiler.....	99
3.3.2. Alçak İstasyon Aylık Yağışları ile Gradyan Arasındaki İlişkiler	102
3.3.3. İki İstasyon Yağış Ortalaması ile Gradyan Arasındaki İlişkiler	106
3.4. Türkiye’de Belirlenen İstasyon Çiftlerinde Çiy Noktası Sıcaklığı ile Yağış Gradyanı Arasındaki İlişkiler.....	110

3.4.1. Tüm Aylık Verilerle Analiz Sonuçları	112
3.4.2. Aylık Ortalama Verilerle Yapılan Analiz Sonuçları	117
3.4.3. ÇNS Farkları ile Gradyan Arasındaki İlişkiler.....	120
4. GENEL DEĞERLENDİRME.....	124
Enlem, Denize Uzaklık ve Yükselti ile Yağış Arasındaki İlişkiler	124
Yağış Gradyanının Mevsimsel Değişkenliği	125
Yoğuşma Seviyesi ile Yağış Gradyanı Arasındaki İlişkiler	126
Nevşehir Platosundaki Gradyan Değişkenliği	131
Doğu Karadeniz'deki Gradyan Değişkenliği ve Dönemsellik İlişkisi.....	134
Antalya Bölümünde Fönün Gradyan Üzerindeki Etkisi	136
Oroğrafya Etkisi ve Ekme-Besleme İlişkisi.....	138
Yağış Gölgesi ve Gradyan Arasındaki İlişki	139
Batı ve Orta Karadeniz Çevresinde Yazın Görülen Negatif Gradyan Sıklığı	142
Yağış Gradyanının Yazın Negatif Olduğu Yerler	145
Yağış Gradyanının Yazın Pozitif Olduğu Yerler.....	146
Aylık ve Yıllık Yağış Gradyanı Değişimi	147
Çoruh Vadisinde Yağış Azalması.....	148
Yöntem Karşılaştırmaları.....	149
Yüksek ve Alçak İstasyon Verisi ile Gradyan Değerlendirmeleri.....	153
Su Yüzeyi Çevrelerinde ÇNS Farkları ile Gradyan Arasındaki İlişkiler.....	156
5. SONUÇ	157
KAYNAKÇA	161
ÖZET	188
ABSTRACT	190

ŞEKİLLER LİSTESİ

Şekil 1: Orografik yağış oluşum mekanizması.....	18
Şekil 2: Ekme-besleme yağış oluşum mekanizması.....	20
Şekil 3: Türkiye'deki meteoroloji istasyonları ve bu istasyonlarla belirlenen istasyon çiftleri	47
Şekil 4: Belirlenen istasyon çiftlerinin yüksek istasyonlarına ait yükselti sıklık grafiği	48
Şekil 5: Belirlenen istasyon çiftlerinin alçak istasyonlarına ait yükselti sıklık grafiği ..	48
Şekil 6: Belirlenen istasyon çiftlerindeki yükselti farklarına ilişkin yükselti sıklık grafiği	49
Şekil 7: Türkiye üzerinde oluşturulmuş grid bölgeleri ve gridler içerisinde yer alan istasyon sayıları	55
Şekil 8: Türkiye’de aylık ortalama yağış ile enlem, denize uzaklık ve yükselti arasındaki çoklu regresyon analizlerinin regresyon katsayıları ve belirleme katsayısı	66
Şekil 9: Belirlenen grid bölgelerine göre Türkiye’de yıllık ortalama toplam yağış ile enlem, denize uzaklık ve yükselti arasındaki çoklu regresyon analizlerine ait regresyon katsayıları ve belirleme katsayısının (R^2) dağılışı	69
Şekil 10: Belirlenen grid bölgelerine göre Türkiye’de aylık ortalama yağış ile enlem, denize uzaklık ve yükselti arasındaki çoklu regresyon analizlerine ait enlem regresyon katsayısının dağılışı (Taraflı alanlar istatistiksel olarak anlamlı olmayan sonuçları göstermekte)	72
Şekil 11: Belirlenen grid bölgelerine göre Türkiye’de aylık ortalama yağış ile enlem, denize uzaklık ve yükselti arasındaki çoklu regresyon analizlerine ait denize uzaklık regresyon katsayısının dağılışı (Taraflı alanlar istatistiksel olarak anlamlı olmayan sonuçları göstermekte).....	75
Şekil 12: Belirlenen grid bölgelerine göre Türkiye’de aylık ortalama yağış ile enlem, denize uzaklık ve yükselti arasındaki çoklu regresyon analizlerine ait yükselti regresyon katsayısının dağılışı (Taraflı alanlar istatistiksel olarak anlamlı olmayan sonuçları göstermekte)	78
Şekil 13: Belirlenen grid bölgelerine göre Türkiye’de aylık ortalama yağış ile enlem, denize uzaklık ve yükselti arasındaki çoklu regresyon analizlerine ait belirleme katsayısının (R^2) dağılışı (Taraflı alanlar istatistiksel olarak anlamlı olmayan sonuçları göstermekte)	81
Şekil 14: Türkiye’de belirlenen istasyon çiftlerindeki pozitif gradyan oranlarının aylık dağılışı (Negatif gradyanın %50’den daha az olma durumu).....	85

Şekil 15: Türkiye’de belirlenen istasyon çiftlerindeki aylık pozitif ve negatif gradyan oranlarının dağılışı (Negatif gradyan oranı %50’den daha az olanlar açık, daha fazla olanlar ise koyu renkle gösterilmekte)	87
Şekil 16: Türkiye’de belirlenen istasyon çiftlerindeki aylık negatif gradyan oranlarının dağılışı	89
Şekil 17: Türkiye’de belirlenen istasyon çiftlerinde hesaplanan yıllık yağış gradyanlarının dağılışı	90
Şekil 18: Türkiye’de pozitif ve negatif gradyan aylık ortalama değerleri.....	93
Şekil 19: Türkiye’de belirlenen istasyon çiftlerinde aylık yağış gradyanlarının dağılışı	94
Şekil 20: Yağış gradyanı ile yağış arasındaki basit doğrusal regresyon modellemesi: Soldaki haritalar, yüksek istasyon aylık verileri (Ty) ile hesap edilen yağış gradyanları, sağdaki haritalar ise yüksek istasyon aylık ortalama yağışları (Ay) ile aylık ortalama gradyanlar arasındaki regresyon katsayılarını, belirleme katsayılarını ve bunların istatistiksel anlam seviyelerini göstermektedir.....	100
Şekil 21: Yağış gradyanı ile yağış arasındaki basit doğrusal regresyon modellemesi: Soldaki haritalar, alçak istasyon aylık verileri (Ta) ile hesap edilen yağış gradyanları, sağdaki haritalar ise alçak istasyon aylık ortalama yağışları (Aa) ile aylık ortalama gradyanlar arasındaki regresyon katsayılarını, belirleme katsayılarını ve bunların istatistiksel anlam seviyelerini göstermektedir.....	104
Şekil 22: Yağış gradyanı ile yağış arasındaki basit doğrusal regresyon modellemesi: Soldaki haritalar, çift ortalaması aylık verileri (To) ile hesap edilen yağış gradyanları, sağdaki haritalar ise çift ortalaması aylık ortalama yağışları (Ao) ile aylık ortalama gradyanlar arasındaki regresyon katsayılarını, belirleme katsayılarını ve bunların istatistiksel anlam seviyelerini göstermektedir.....	107
Şekil 23: Yağış gradyanı ile çiy noktası sıcaklığı (ÇNS) arasındaki basit doğrusal regresyon modellemesi: Soldaki haritalar, ortalama ÇNS verileri (To) ile hesap edilen yağış gradyanları, sağdaki haritalar ise aylık ortalama ÇNS verileri (Ao) ile aylık ortalama yağış gradyanları arasındaki regresyon katsayılarını, belirleme katsayılarını ve bunların istatistiksel anlam seviyelerini göstermektedir.....	113
Şekil 24: Yağış gradyanı ile çiy noktası sıcaklığı (ÇNS) arasındaki basit doğrusal regresyon modellemesi: Soldaki haritalar, yüksek istasyon ÇNS verileri (Ty) ile hesap edilen yağış gradyanları, sağdaki haritalar ise yüksek istasyon aylık ortalama ÇNS verileri (Ay) ile aylık ortalama yağış gradyanları arasındaki regresyon katsayılarını, belirleme katsayılarını ve bunların istatistiksel anlam seviyelerini göstermektedir.....	115

Şekil 25: Yağış gradyanı ile çiy noktası sıcaklığı (ÇNS) arasındaki basit doğrusal regresyon modellemesi: Soldaki haritalar, alçak istasyon ÇNS verileri (Ta) ile hesap edilen yağış gradyanları, sağdaki haritalar ise alçak istasyon aylık ortalama ÇNS verileri (Aa) ile aylık ortalama yağış gradyanları arasındaki regresyon katsayılarını, belirleme katsayılarını ve bunların istatistiksel anlam seviyelerini göstermektedir.....	116
Şekil 26: Yağış gradyanı ile çiy noktası sıcaklığı (ÇNS) arasındaki basit doğrusal regresyon modellemesi: Soldaki haritalar, yüksek istasyon ile alçak istasyon arasındaki ÇNS farkları (Tf) ile hesap edilen yağış gradyanları, sağdaki haritalar ise yüksek istasyon ile alçak istasyon arasındaki aylık ortalama ÇNS farkları (Af) ile aylık ortalama yağış gradyanları arasındaki regresyon katsayılarını, belirleme katsayılarını ve bunların istatistiksel anlam seviyelerini göstermektedir.....	121
Şekil 27: Yoğuşma seviyesinin yıl içerisindeki konumunun aylara göre karşılaştırılması	127
Şekil 28: a) Keban Barajı kuzeyinde negatif yağış gradyanları oranlarının aylık dağılışı, b) Keban Barajı kuzeyinde belirlenen istasyon çifti.....	130
Şekil 29: a) Nevşehir Platosunda negatif yağış gradyanları oranlarının aylık dağılışı, b) Nevşehir Platosundaki istasyon çiftleri	131
Şekil 30: a) İç Anadolu güneyinde negatif yağış gradyanları oranlarının aylık dağılışı, b) İç Anadolu güneyindeki istasyon çiftleri.....	132
Şekil 31: a) Doğu Karadeniz kıyılarında negatif yağış gradyanları oranlarının aylık dağılışı, b) Doğu Karadeniz kıyılarındaki istasyon çiftleri	135
Şekil 32: a) Taşeli Platosu batısında negatif yağış gradyanları oranlarının aylık dağılışı, b) Taşeli Platosu batısındaki istasyon çiftleri	137
Şekil 33: a) Karaburun Yarımadası doğusunda negatif yağış gradyanı oranlarının aylık dağılışı, b) Karaburun Yarımadası doğusundaki istasyon çifti.....	140
Şekil 34: a) Ordu'da negatif yağış gradyanları oranlarının aylık dağılışı, b) Ordu'da istasyon çiftleri	140
Şekil 35: a) Zonguldak Devrek'te negatif yağış gradyanları oranlarının aylık dağılışı, b) Zonguldak Devrek'teki istasyon çiftleri	142
Şekil 36: a) Düzce'de negatif yağış gradyanları oranlarının aylık dağılışı, b) Düzce'deki istasyon çiftleri	144
Şekil 37: a) Karabük Safranbolu'da negatif yağış gradyanları oranlarının aylık dağılışı, b) Karabük Safranbolu'daki istasyon çifti.....	145
Şekil 38. a) İskenderun Körfezi ve yakın çevresinde negatif yağış gradyanları oranlarının aylık dağılışı, b) İskenderun Körfezi ve yakın çevresindeki istasyon çiftleri	145

Şekil 39. Erzurum’da negatif yağış gradyanları oranlarının aylık dağılışı, b) Erzurum’daki istasyon çifti.....	146
Şekil 40: a) Yükseltiye ilişkin çoklu regresyon katsayısıyla yağış modellemesi, b) İstasyon çiftlerinde hesaplanan yağış gradyanlarıyla yağış modellemesi, c) Çoklu regresyon katsayısıyla gerçekleştirilen model sonuçlarından yağış gradyanlarıyla gerçekleştirilen model sonuçlarının çıkarılmasıyla elde edilen fark sonuçları.....	152
Şekil 41: Çiftlerin yüksek ve alçak istasyonlarında ölçülen yağış miktarlarının yağış gradyanını etkileme durumlarının birlikte değerlendirilmesine ait sonuçlar (Yi: Yüksek istasyon, Ai: Alçak istasyon).....	154
Şekil 42: Yıllık ortalama yağış gradyanı ile yüksek ve alçak istasyonların yağışlarına bağlı her ikisinin birlikte pozitif (a) veya negatif (b) olma durumlarının karşılaştırılması...	155
Şekil 43: Çiftlerin yüksek ve alçak istasyonlarında hesaplanan aylık ortalama yağış miktarlarının yağış gradyanını etkileme durumlarının birlikte değerlendirilmesine ait sonuçlar (Yi: Yüksek istasyon, Ai: Alçak istasyon, Ao: Aylık ortalama).....	156

TABLolar LİSTESİ

Tablo 1: Coğrafi bölgelerdeki yükseltiyle yağışın değişimine dair örnek çalışmayla ve Schreiber Formülüyle hesaplanan sonuçların karşılaştırılması	38
Tablo 2: Türkiye’de yıllık ortalama toplam yağış ile enlem, denize uzaklık ve yükselti arasındaki çoklu regresyon analizlerine ait regresyon katsayıları ve anlamlılık değerleri ile belirleme katsayısı ve anlamlılık değeri	65
Tablo 3: Türkiye’de aylık ortalama yağış ile enlem, denize uzaklık ve yükselti arasındaki çoklu regresyon analizlerine ait regresyon katsayıları ve anlamlılık değerleri ile belirleme katsayısı ve anlamlılık değeri	67
Tablo 4: Türkiye’de belirlenen istasyon çiftlerindeki negatif gradyan oranlarının aylık dağılışı	85
Tablo 5: Türkiye’de pozitif ve negatif gradyanların aylık dağılışı ve aylık ortalama değerleri.....	92

EŞİTLİKLER LİSTESİ

Eşitlik [1]: Schreiber Formülü.....	37
Eşitlik [2]: Conrad Formülü	37
Eşitlik [3]: Huber Formülü	38
Eşitlik [4]: Basit Regresyon Formülü.....	56
Eşitlik [5]: Çoklu Regresyon Formülü	56

Eşitlik [6]: Ters Mesafe Ağırlıklı Enterpolasyon (IDW) Formülü.....	58
Eşitlik [7]: IDW için Ölçüm Noktaları Ağırlıklarının Hesaplanması	59
Eşitlik [8]: Yağış Gradyanının Hesaplanması	60
Eşitlik [9]: Çiy Noktası Sıcaklığı Formülü.....	63
Eşitlik [10]: Buhar Basıncının Hesaplanması.....	63
Eşitlik [11]: Doymuş Buhar Basıncının Hesaplanması	64



1. GİRİŞ

1.1. Yağış ve İnsan

İklim ve hava olaylarının; tarım, ormancılık, yerleşme, endüstri, ticaret, ulaşım, turizm ve diğer birçok beşeri ve ekonomik faaliyetler üzerinde belirleyici bir rolü vardır (Thompson & Perry, 1997 Önsöz). İklimin başat parametreleri sıcaklık ve yağış, teknolojiye gelişmeler ve sulama yöntemlerindeki iyileştirmelere karşın tarımsal üretimi etkileyen birincil etmenler olarak belirmektedir (Lobell vd., 2007). Aynı zamanda bu iki parametreye ait değişkenlik, su kaynaklarının kalitesini ve ulaşılabilirliğini etkilediğinden, su ürünleri yetiştiriciliği açısından da öneme sahiptir (Islam vd., 2019). Sıcaklıktaki zamansal değişkenlik fenolojik devreyi (Menzel vd., 2006), yağıştaki değişkenlik ise aerobiolojik süreçleri etkilemektedir (Norris-Hill & Emberlin, 1993). Havadaki polen konsantrasyonun yağışla birlikte seyrelmesi, çiçeklerdeki nektarın yıkanarak azalması veya şiddetli yağışlarla zarar görmesi (Lawson & Rands, 2019) gibi ya da yağış azlığının şiddetlenerek vejetasyon örtüsünün zayıflaması gibi durumlar, arıcılık faaliyetlerine ilişkin üretim miktarı üzerinde etkiye sahiptir (Degu, 2021). Çiftlik hayvanlarıyla alakalı olarak ise örneğin yağış değişkenliğinin pozitif ucu, çayır ve otlak kapasitesini artırarak doğum oranlarında doğru; ölüm oranlarında ters orantılı bir ilişkiyi belirlemektedir (Angassa & Oba, 2013). Yağış artışının dolaylı bir sonucu olarak hayvan sayısındaki böyle bir artış süt üretim miktarlarına da olumlu yansımaktadır (Laben vd., 1982). Orman ekosistemi içerisindeki küçük memeli hayvanların ana besin kaynaklarından biri olan mantarlar, aynı zamanda yöre insanların beslenme alışkanlıklarında da yerini almaktadır (Krebs vd., 2008). Güçlü bir pozitif korelasyon temelinde, yenebilen mantar üretimi yaz yağışlarıyla bağlantılı olarak değişmektedir (Alday vd., 2017; Straatsma vd., 2001). Benzer yağış etkisi, meyve veren ağaç türleri çeşitliliğinde ve türlerin meyve yoğunluğunda da gözlemlenebilmektedir (Dunham vd., 2018).

Gıda arzı açısından önemine ek olarak meteorolojik parametrelere ait optimum özellikler, yaşanılabilir-barınılabilir ortam şartlarını temin etmektedir. Küresel ısınma bağlamında ele alındığında sıcaklığın, insanların termal konforlarında belirleyici olması, “büyüyen ve küçülen şehirler” olgusunun ortaya çıkmasında etkili olacaktır (Doan & Kusaka, 2018; Emmanuel & Krüger, 2012). Bunu destekleyici nitelikte, küresel ısınma beraberinde yağış desenlerinde değişikliğe yol açmakta ve özellikle kentsel yerleşmeler olmak üzere tüm yerleşme tiplerinde taşkın ve toprak kayması gibi hidrometeorolojik kökenli çevresel afetlerin gerçekleşme olasılığını artırmaktadır (Panthi vd., 2015). Taşkına karşı artan hassasiyetle tehlikeli yerler haline gelen bu yerleşmelerden biri New Orleans’da, Katrina Kasırgası’nın şiddetli yağışlarının tetiklediği su baskınları 1 milyondan fazla kişinin şehirden ayrılmasına sebep olmuştur (Zaninetti & Colten, 2012). Masozera vd. (2007)’nin saptamaları, bu tarz bir çevresel felaket sırasındaki ve sonrasındaki başa çıkma yeteneğinin, bireylerin sosyoekonomik refahı ile ilişkili olduğunu içermekte; buna göre yüksek gelire sahip insanlar yerleşmeyi hızla terk edebilme seçeneklerine sahipken düşük gelir grubu için dezavantajlı bir durum söz konusudur. De Koning & Filatova (2020)’nin modelleme sonuçları da aynı olguya işaret etmekte, tekrarlayan şiddetli fırtınalar ve taşkınlar, hareket edebilme imkanları kısıtlı, düşük gelirli insanları tehlikeli yerlerde kalmaya zorlayarak yerleşme ve yer değiştirme örüntüsü üzerinde önemli ölçüde belirleyici olmaktadır.

Öte yandan yerleşme örüntüsü, en eski zamanlardan bu yana içme ve kullanma suyuna erişilebilirlikle büyük ölçüde uyumluluk göstermektedir (Pwiti, 1996). İçme ve kullanma suyu, doğrudan yağış suyunun sarnıçlarda toplanmasıyla, yeraltı suyu rezervuarına açılan kuyularla ve akarsular kaynaklar gibi diğer yüzey suları üzerine inşa edilen yapılarla temin edilegelmektedir (Mays vd., 2007). Ancak kullanılan yöntem ne olursa olsun bu suyun varlığının temelde yağışa bağlı olduğu açıktır. Jin & Zhang, (2016) bu ilişkiyi kantitatif olarak ortaya koymaktadır. Yağışın mevsimsel değişimini akarsu

havzalarında (Papa vd., 2008) ve yeraltı suyu seviyelerinde (Fu vd., 2019) doğrusal olarak gözlemek mümkündür. Yağışın yıllar arası değişimi ise, göl seviyelerinde (Gibson vd., 2006) ve baraj rezervuarlarında dalgalanmalara sebep olmakta bu ise hidroelektrik santrallerindeki üretimi belirlemektedir (Boadi & Owusu, 2019). Ayrıca Berndtsson & Niemczynowicz (1988), yağışın zamansal ve mekânsal değişiminin su kalitesini (Brainwood vd., 2004) ve toprak erozyonunu (Hancock & Coulthard, 2012) etkilemesi bakımından önemli olduğuna değinmektedir.

Yağış, su kalitesinin bozulmasına sebep olarak hastalıklara yol açabilmektedir (Curriero vd., 2001). Bununla birlikte insan sağlığı üzerinde yağış değişkenliğinin birtakım doğrudan etkileri de bulunmaktadır. Pascual vd. (2008), Doğu Afrika'daki sıtma vakaları ile yağış arasındaki ilişkiyi istatistiksel olarak test ederek anlamlı sonuçlar elde etmektedir. Buradaki pozitif korelasyona karşın, başka bir yaygın sağlık problemi olan alerjik rinitle (polen alerjisi) yağış arasında negatif bir ilişki söz konusudur (Todkill vd., 2020).

Sağlığa ek olarak yağış, bir takım çevresel değişkenlerle beraber çarpıcı psikososyal çıktılara da sahiptir. Raleigh & Kniveton (2012)'in öne sürdüğü şekliyle suya talebin yüksek olduğu bölgelerde yağış değişkenliğinin aşırı uçları, ortalamaya göre daha nemli veya daha kurak koşullar, küçük çaplı sosyal çatışmalara sebebiyet vermektedir. Kuşkusuz ki bu çatışmaları tetikleyen sebepler, bireylerin ruhsal durumları ile de yakından alakalıdır. Nitekim OBrien vd. (2014) büyük çapta ve uzun süren bir şiddetli kuraklık şartlarına, kırsal nüfus içerisinde artan ruhsal sağlık problemlerinin eşlik ettiğini ortaya koyarken; Tapak vd. (2018) yaptıkları bir araştırmayla, bulutlu ve yağışlı koşulların ruhsal rahatsızlıklar üzerinde anlamlı bir etkiye sahip olduğunu istatistiksel olarak kanıtlamaktadır. Psikolojik açıdan iyi olma halini, doğada gerçekleştirilen rekreasyon faaliyetleri büyük ölçüde temin etse de (Wolsko & Lindberg, 2013); bu faaliyetlerin ise en büyük kısıtlayıcısı şiddetli yağışlardır (Swiatek, 2014).

Rekreasyon faaliyetleriyle birlikte turizm endüstrisi için şiddetli yağışlar, turistlerin caymasına ya da mevcut tesislerin zarar görmesine neden olarak maddi kayıplara yol açmaktadır (Roshan vd., 2016). Buna göre normalden daha yağışlı yazlar deniz; daha az kar yağışlı kışlar kayak turizmini sekteye uğratabilecek ölçüde belirleyicidir (Matzarakis, 2006). Yine yağışın zamansal değişimi, yeraltına sızan suyun miktarını, göl seviyelerini ve su berraklığını, şelalelerin, nehirlerin akış ve debilerini ve aynı zamanda bu su kütlelerinin çevresindeki ekosistemi ve biyoçeşitliliği kontrol ettiğinden; termal turizm (Tuwani, 2011), göl ve şelale turizmi (Franzoni & Pelizzari, 2019; Hussen vd., 2019), adrenalin sporlarını içeren rafting turizmi (Schoengold vd., 2013) açısından sezonluk potansiyeli de belirlemektedir.

Su temelli turizm faaliyetlerinde olduğu gibi yağış değişkenliğinin doğrudan etkileri (Dube & Nhamo, 2020; Nyaupane & Chhetri, 2009), insan ve yük taşımacılığının su vasıtasıyla sağlandığı ulaşım yöntemleri için de geçerlidir. Nitekim Marengo vd. (2021), dünyadaki en büyük sulak alanlardan biri olan Güney Amerika'daki Pantanal bölgesindeki kuraklık şartlarıyla birlikte anormal derecede düşen nehir seviyeleri nedeniyle insan ve yük taşımacılığının 2020 yılında bir süreliğine askıya alındığı örneklemektedir. Düzensiz akımlardan kaynaklı akarsu-kanal ulaşımında ortaya çıkabilecek olası aksamaların önüne geçebilmek için Chicago'da doğal ve insan yapımı kanalların birbirine entegre edildiği kompleks bir teknik yapı inşa edilmiştir (Duncker & Johnson, 2015). Böyle bir yapıya duyulan gereklilik, Slater & Villarini (2017)'nin de ortaya koyduğu Amerika Birleşik Devletleri'nin orta-batı kesimindeki akarsu akımlarını kontrol eden ana faktörün, yağışın belirgin mevsimselliği olduğu sonucuyla uyumludur.

Yağış, yalnızca su yolu ulaşımı açısından değil; karayolu ulaşımında bir takım dolaylı sonuçları ortaya çıkaran bir etmendir. Sis, kar ya da yağmur gibi yağış tipleri görüş mesafesini düşürerek, zeminin ıslanmasına ve kayganlaşmasına yol açarak çarpışma ve kazaların meydana gelmesine sebep olmaktadır (Andrey vd., 2003). Yağışlı hava

koşulları nedeniyle artan kaza riskinin azaltılmasına yönelik sürüş hızının düşürülmesi, yoldaki araç yoğunluğunu artırarak sıkışan bir trafikte seyahat süresinin uzamasına ve gecikmelere sebep olmaktadır (Maze vd., 2006). Dolayısıyla yağış, kazalara bağlı maddi kayıplarla, seyahat süresinin uzamasına bağlı artan yakıt tüketimleriyle, gecikmenin zamansal maliyetleriyle birlikte, ulaşımın genel anlamda finansal çıktılarını şekillendirmektedir (Bardal, 2017). Şiddetli ve/veya yoğun yağışların doğrudan veya dolaylı olarak araçlara ve ulaşım alt yapısına hasar vermesi karayolu ulaşımının finansal boyutunu derinleştirmektedir (Bíl vd., 2015; Pregolato vd., 2017).

El-Rayes & Moselhi (2001), gerek hasar gören bir ulaşım altyapısını onarmak gerekse de bu altyapıya köprü (Ballesteros-Pérez vd., 2015), tünel (Chiu & Chia, 2012), otoyol (Zhou & Beck, 2005) gibi tamamen yeni bileşenleri bağlamak adına gerçekleştirilen inşaat projelerinde, projenin gerçekleştirileceği sahaya ait yağış özelliklerinin dikkate alınmasının faydalı olacağını önermektedir. Yazarlar, bunun projeye ait gerçekçi bir planlama ve maliyet öngörüsünde bulunabilmek açısından önemli olduğunun altını çizmektedir. Bunu, bir karayolu inşaatı sırasında gerçekleşen aşırı yağışlardan sebeple projenin 4 aylık bir gecikmeyle tamamlandığını belirten yayınlara atıfta bulunarak gerekçelendirmektedir. Çünkü yağış ve sonrasındaki ıslaklık, işlenemeyen zemin özellikleri nedeniyle inşaat sektörü için çalışılmayan zaman dilimlerine dahil edilmektedir (Williams vd., 2009). Aynı şekilde yoğun yağışları takiben gerçekleşen su baskınları, bir tünelin yapım sürecinde çalışmaların zorunlu olarak askıya alınmasına yol açabilmektedir (Chiu & Chia, 2012). El-Rayes & Moselhi (2001)'ninki gibi proje süresini belirlemeye yardımcı bir model simülasyonunu, toprak dolgulu baraj inşaatları için geliştiren Zhang vd. (2018), bu sayede proje süresince yağıştan kaynaklanabilecek olası gecikmelerin çalışma takvimine işlenmesiyle etkili bir proje yönetimini hedeflemektedir.

Beklenmedik yağışların kazı takviminde aksamalara sebep olacağı arkeolojik çalışmalar ele alındığında da karşımıza çıkmaktadır (Sukenik, 1932, s. 5). Bununla birlikte yağışın arkeolojik faaliyetlere bir diğer etkisi, kazı alanını yağmur ve kardan korumak için çeşitli düzeneklerle kapatılması gerektiğidir. Aksi takdirde henüz kazılmamış yüzeyin hemen altındaki antik kalıntıların toprak nemi ve tuzlanmadan zarar görmesi ya da çok katmanlı bir kazı alanında kazıldıkça derinleşen bir çukurda suyun birikmesi gibi durumlar söz konusudur (Carroll, 1998). Arkeoloji araştırmacılarının karşılaştığı bir diğer zorluk stratigrafik karışıklıktan (kalıntıların orijinal stratigrafik ilişkisinin bozulması)¹ ise, kimi durumlarda yağış suyunun tetiklediği yüzeysel akış sorumludur (Villa, 1982; Wainwright, 1994). Farklı bir yaklaşım olarak ise yağış suyuyla nemlenen toprakta bağ kuvvetlerinin artmasıyla antik kalıntıların hareketinin sıfırlanarak, kalıntının bulunduğu yere sabitlendiği yönünde görüş bildiren araştırmacılar da bulunmaktadır (Nielsen, 1991). Burada iki yağış olayı arasındaki kuru döneme odaklanılmakta dolayısıyla esas olarak yağışın yıl içerisinde nasıl bir dağılım gösterdiğiyle ilgilenilmektedir; çünkü buna göre yağış yokluğunda kuru bir toprakla gömülü bulunan kalıntıların yer değiştirmesi ve zarar görmesi daha olasıdır.

Ayrıca günümüze kadarki varlığını tümüyle açık havada geçiren tarihi ve kültürel yapılar, yağışı da içeren dış ortamın fiziki şartlarından büyük ölçüde etkilenmektedir. Wang vd. (2022) yağış değişkenliğinden daha çok yağışın kendisinin, doğrudan ve dolaylı yollarla kültürel miras açısından olumsuz sonuçlara yol açtığına dikkati çekmektedir. Yağış, yapının yüzeyine çarparak onu ıslatmakta, oymakta ve koparmaktadır. Buradaki bu mekanik hasar yazarlar tarafından yağışın doğrudan bir sonucu olarak sınıflandırılmaktadır. Ayrıca yapıyı meydana getiren malzemenin

¹ Villa (1982)'ya göre stratigrafik karışıklığı, bir kalıntıya ait diğer parçalara, farklı tabakalarda ya da bir tabaka içerisindeki farklı alt katmanlarda rastlanması olarak tanımlamak mümkündür. Yazar, yağış suyunun, kalıntıları yatay ya da dikey doğrultulu yer değiştirmeye zorladığında bu kalıntıların suyla taşınmanın fiziksel izlerini taşır hale geldiğini belirtmektedir.

gözeneklerine ve çatlaklarına yerleşen yağış suyunun donma çözülme döngüleriyle faz değiştirmesi, kimyasal çözünmeyi tetiklemesi, mikroorganizmalar için uygun besin maddelerini sağlayarak biyolojik bozunmayı hızlandırması gibi yağışla ilişkili ikincil etmenler dolaylı hasarlara sebep olmaktadır. Yağışın gerek doğrudan gerek dolaylı yollardan aşındırıcı ve bozucu etkisine karşı tarihi yapıların yapımında kullanılan malzemenin niteliği elbette önemli olsa da, bu durumu açıklayacak nitelikteki çalışma Erkal vd. (2012) tarafından gerçekleştirilmiştir. Buna göre yapının maruz kalacağı erozyonun, malzemenin dayanımı kadar damla boyutu ile hızı tarafından da kontrol edildiği deneysel olarak ortaya konmaktadır.

İnsan yaşamı açısından son derece büyük bir öneme ve çok boyutlu bir etkiye sahip yağış, doğadaki su döngüsünün buharlaşma ile beraber iki temel ayağını oluşturmaktadır. Küresel kapalı sistemdeki su varlığı bu iki önemli süreçle sürekli olarak yer ve faz değiştirmektedir (Hobbs, 1980, s. 23). Bu sisteme enerji sağlayan güneş, okyanusları oluşturan sıvı su moleküllerinin enerji kazanarak gaz fazına geçmesini ve atmosfere kaçışını sağlamaktadır. Bu yolla oluşan atmosferik su buharı, rüzgarlar ve difüzyon yöntemleriyle kıtalar üzerine taşınmaktadır (Finch vd., 1959, s. 73). Su buharı moleküllerinin taşınımı sırasında enerji kaybetmesi, yağış için bir ön hazırlık olan yoğuşmaya yol açmaktadır. Yoğuşmayla beraber atmosferdeki gaz fazındaki su sıvı veya katı faza geçmektedir (Finch vd., 1959, s. 80). Yoğuşma ürünü su miktarı atmosferin taşıyabileceği kapasiteyi aştığında bu suyun yere aktarımı, yağış, gerçekleşmektedir (Selvam, 2015, s. 47). Kısacası bu döngünün birinci adımı buharlaşmada, güneş enerjisini alarak atmosfere giren su; ikinci adımı yağışta, aldığı enerjiyi yoğuşma sırasında atmosfere bırakarak tekrar yeryüzüne dönmektedir (Gordon vd., 2016, s. 301; Mölders & Kramm, 2014, s. 72).

Yeryüzü ile atmosfer arasındaki enerji transferinin bir aracı olarak su buharı, radyatif enerjinin fazla olduğu enlemlerden, enerji eksikliğinin olduğu enlemlere doğru

beliren atmosfer ve okyanus dolaşımlarıyla hareket etmektedir (Ackerman & Knox, 2012, s. 57; Vogel vd., 2016). Su buharının buharlaşma ve yağış süreçleri arasındaki atmosferik dolaşımı, enerji bütçesindeki eksikliğe göre şekillenmektedir ki bu ise, yeryüzündeki bir sahada gözlemlenebilecek yağışın mekânsal ve zamansal değişkenliğine işaret etmektedir (Le Barbé vd., 2002; Nicholson, 2000). Yeryüzünü oluşturan birimlerin (karalar, su kütleleri ve diğer daha küçük bileşenlerin) enerji transferi sürecinde farklı ölçülerde etkili olmaları, atmosferik dolaşımı dolayısıyla yağış olayını daha kompleks bir hale getirmektedir (Aizen vd., 2001; Finch vd., 1959, s. 25). Karalar yüzeyinin ise bitki örtüsü, buz örtüsü, toprak tipi ve nem içeriği, kentleşme yoğunluğu gibi farklı fiziksel özellikleri, atmosfer-litosfer arasındaki ısı ve nem alışverişini belirleyerek, yağış değişkenliğine lokal ölçekte ek bir boyut kazandırmaktadır (Rabin vd., 1990). Ancak bilindiği gibi karalar yüzeyini kaplayan arazi örtüsü yatay bir konumda düz bir zemin üzerinde ortaya çıkmış değildir. Dağlık sahalarla onları çevreleyen daha alçak alanların yan yana bulunması, küçük boyutlu dolaşım hücrelerinin belirmesine sebep olarak, lokal varyasyonları kuvvetlendirmektedir (Astling, 1984; Kimura & Kuwagata, 1993). Sugawara vd. (2018) tarafından, kentsel ve kırsal arazi örtüsü özelliklerinin yağışa etkisinin araştırıldığı bir çalışmada, yağış açısından topografya faktörünün arazi örtüsünden daha belirleyici olduğu sonucuna ulaşılmaktadır.

Hava kütleleri üzerindeki orografik yükseltme ve yağış gölgesi-yağmur duldası (rainshadow) (Atkinson, 1983) etkisiyle beraber dağlık sahaların sahip olduğu yükselti, eğim, bakı gibi topografik özellikleri, son derece karmaşık yağış dinamiklerinin işlenmesine sebep olmaktadır (Saeidabadi vd., 2016). Yağıştaki topografya etkisini kış ayları ile sınırlandırarak grafiksel korelasyonla inceleyen Spreen (1947) Batı Colorado için yüksek bir pozitif katsayı hesaplamaktadır. Topografya-yağış ilişkisi aynı teknikle Burns (1953) tarafından ortalama yıllık verilerle çalışılarak desteklenmektedir. Yine ortalama yıllık yağışlar temel alınarak, biri engebeli, diğeri göreceli olarak daha düz iki

farklı gerçek birer çalışma sahası ve teorik olarak dümdüz bir yüzey arasında yapılan kantitatif karşılaştırmalar sonucunda topografik faktörün mekânsal değişimi büyük ölçüde belirlediğine ulaşılmaktadır (Hutchinson, 1970). Bu faktörün belirleyiciliğinin Camberlin vd. (2014) daha çok bakı ile; Hughes vd. (2009) ise yamaç eğimi ile alakalı olduğunu öne sürmektedir. Yükseltinin kendisini orografya olarak tanımlayan Ives (1949)'e göre, yağış sadece yükselti faktörüyle değişmemekte; Balchin & Norman Pye (1947) de değişimde rölyefin etkili olduğunu belirtmektedir. Bunun yanı sıra oldukça sade bir rölyefe sahip bir sahada sadece denize yakınlık bile, deniz ile kara arasında beliren lokal rüzgarlar vasıtasıyla yağışın dağılışında etkiliyken (Sumner, 1983); yüksek tepelerin derin dar vadilerle parçalanmış olduğu bir rölyefteki böylesi boşluklar ise deniz üzerinden gelen hava kütlelerini ve rüzgarları kanalize ederek, yağış oluşumunda çok sayıda etken ve sürecin bir arada işlemesine sebep olmaktadır (Emck, 2007; Merva vd., 1976).

Genel atmosferik dolaşıma bağlı orta enlemlerdeki hava kütlelerinin kabaca batıdan doğuya hareket ettiği (Finch vd., 1959, s. 157) dikkate alındığında, yağış getiren sistemlerin Türkiye'yi çevreleyen denizler üzerinden geçişi zorunludur. Denizel uyarlamalarla Türkiye üzerinde etkili olan yağış sistemlerinin etki süresi ve etkinliği, topografya tarafından değişime-dönüşüme uğratılmaktadır (Aydın, 2014, s. 23). Türkiye topografyası ise Alp orojenezinin bir sonucu olarak, 1141 m yükselti ve %17 eğim ortalamalarıyla genel olarak yükseltinin ve eğimin batıdan doğuya doğru arttığı bir özelliktedir (Elibüyük & Yılmaz, 2010). Sıkışma rejimiyle ortaya çıkan ve Anadolu karasını kuzeyden ve güneyden çevreleyen sıradağlar (Ketin, 1966), denizler üzerinden gelebilecek potansiyel nemli hava akımlarının yolunu kesmekte ve onların etki alanını büyük ölçüde denize dönük yamaçlarla sınırlandırmaktadır (Türkeş, 1998). Böylesi bir etki Anadolu'nun batı kıyıları için geçerli olmayıp denizel hava, iç bölgelere doğru sokulma imkanı bulabilmektedir (Temuçin, 1990). Dolayısıyla batılı nemli hava ve artı

olarak orta enlem siklonlarının yağışları, batıdan doğuya doğru artan yükseltinin ve denizden uzaklaşmanın bir fonksiyonu olarak dağılışı göstermektedir.

Gerçeğe yakın bir yağış dağılışı, örneğin Türkiye'nin su potansiyelini ya da su stresini belirleyebilmek açısından ihtiyaç duyulmaktadır (Aydın vd., 2017; Çiçek & Ataol, 2009; Yılmaz & Çiçek, 2016). Dolayısıyla doğru bir yağış dağılışı modeli su yönetimine yönelik çalışmalara da altlık oluşturmaktadır (Ataol, 2010). Kuraklık analizleriyle (Türkeş & Tatlı, 2009) birlikte tarımsal planlamayı kapsayan projelerin ana girdisi yağış verisidir. Yine turizm, sağlık, kentleşme ve ulaşım vb. gibi başlıklarda gerçekleştirilecek geniş kapsamlı projelerde; gerçekçi bir yağış dağılışı, karar verme aşamasına yardımcı olacaktır.

Türkiye'de uygulamalı klimatolojiye yönelik çalışmalarda göze çarpan yetersizlik bir yana, bilimsel bilgi, uygulamalı yaklaşımlara temel oluşturmaktadır (Hobbs, 1997, s. 3). Bu bakımdan, bu çalışmayla amaçlanan 'Türkiye'de yağışın dağılışı ve bu dağılışı etkili olan faktörleri ve etki derecelerini niceliksel olarak belirlemek' teorik bilginin üretilmesi olarak değerlendirilse de, bu bilginin üretimi uygulamaya dönük çalışmalara referans oluşturabilmesi açısından gereklilik arz etmektedir.

1.2. Yağışla İlgili Genel Bilgiler

1.2.1. Yağış Oluşumu

Gaz halindeki suyun sıvı veya katı faza geçebilmesi için iki gerekli etmen vardır. Bu etmenlerden biri havanın içerebileceği su buharı kapasitesini yani doyma noktasını aşmasıdır. Doyma noktasının aşılması için de iki yol geçerlidir: ya mevcut su buharı arttırılmalıdır ya da hava, doyma noktasına ulaştıracak ölçüde soğutulmalıdır. İkinci etmen ise su buharının faz değişimi sırasında tutunabileceği bir yüzeye gereksinimidir. Yoğuşma yer seviyesinde gerçekleşecekse su buharı, çeşitli nesneleri sararak bu nesnelerin yüzeylerine tutunabilir. Atmosferdeki yoğuşma için gerekli yüzeyleri, havada

düşmeden kalabilecek denli küçük boyutlara sahip katı parçacıklar sağlamaktadır. Bu katı parçacıklar, dalga çatlamasıyla üretilen tuz kristalleri, fitoplanktonların kimyasal süreçlerle ortaya çıkardığı sülfat aerosolleri gibi denizel kökenli; fosil yakıtların kullanımıyla havaya salınan is ve kurum, volkanik faaliyetler, orman yangınları ve kum fırtınaları esnasında doğan çok ince tozlar, bitkilerin bıraktığı polenler gibi karasal kökenli çeşitli tanelerden ve benzerlerinden oluşmaktadır (Barry & Chorley, 2004, s. 95). Su buharı, atmosferdeki katı parçacıklardan higroskopik olanlarının yüzeylerine tutunarak, bağıl nem yüzde yüzlük seviyenin altında olsa dahi bu parçacıklar etrafında yoğunlaşabilmektedir (Ahrens, 2009, s. 113). Bu nedenle higroskopik parçacıklar, yoğunlaşma çekirdeği olarak kullanılmakta olup bulut ve yağış oluşumu açısından anahtar işleve sahiptir.

Yağışı oluşturan 2 farklı fizikokimyasal süreçten söz etmek mümkündür. Buna göre bu süreçlerden biri sıcak bulutlarda, diğeri de soğuk bulutlarda gelişmektedir. Yoğuşma çekirdeklerinin, su damlacıkları olduğu çarpışma-birleşme süreci sıcak bulutlarda; buz kristalleri olduğu Bergeron süreci soğuk bulutlarda gerçekleşmektedir. Dikey gelişimli derin bir bulutun alt kısımları sıcak, üst kısımları ise soğuktur. Dolayısıyla böyle bir bulutta, söz konusu bu süreçler ardalanmalı bir şekilde birbirini takip ederek gelişmektedir (Lutgens & Tarbuck, 2016, s. 137).

1.2.1.1. Çarpışma-Birleşme Süreci

Bir bulut içerisinde en düşük sıcaklıklara, bulut tepesinde rastlanmaktadır. Buna göre tepesinde en düşük sıcaklığın -15°C 'leri bulunduğu bir bulut sıcak karakterdedir ve içerisinde çok sayıda en büyüğünün çapının 0.02 mm olduğu çok küçük su damlacıkları bulunmaktadır. Ancak böyle bir bulut az sayıda çapı 0.05 mm'yi bulan görece iri damlalar da içermekte olup, yoğunlaşma sürecinin devamı bu iri damlalar etrafında gerçekleşmektedir. Başka sözcüklerle sıcak bir bulutta iri damlalar yoğunlaşma çekirdeği olarak çalıştırılmaktadır (Lutgens & Tarbuck, 2016, s. 136). İri damlaların oluşumunda

ise bulut ve onu çevreleyen daha az nemli hava parseli arasında gerçekleşen türbidit akışların rolü bulunmaktadır (Ackerman & Knox, 2012, s. 347; Ahrens, 2009, s. 168). Buna göre başlangıçta çok küçük bir damlacık iken yukarı yönlü bir hava akımıyla sürüklendikçe karşılaştığı damlalarla çarpışıp birleşmesiyle iri bir form kazanmaktadır.

Çarpışma-birleşme süreci için katalizör etki, çok sayıda küçük damlacık içeren bir bulut içerisinde görece iri damlaların varlığından kaynaklanmaktadır (Spellman, 2013, s. 62). Daha açık ifade edilirse bu süreç, damla boyutuyla orantılı olarak damlaların hareket hızlarının birbirinden farklılık göstermesiyle ilişkili işlemektedir. Aksi takdirde aynı boyutlara sahip yan yana düşen iki damlanın ikisi de iri veya küçük damlalar olsun çarpışarak-birleşme olasılıkları, her ikisinin düşme hızlarının aynı olmasından ötürü çok düşüktür (Ackerman & Knox, 2012, s. 128). Bu nedenle iri damlaların düşüşünün yarattığı etki, daha yavaş hareket halindeki ya da neredeyse durağan küçük damlacıkları daha hızlı hareket halindeki iri damlaya doğru çekmekte ve küçük damlacıkları iri damlanın tepesinden (damlanın hareket yönünün tam aksi) ana damlaya katmaktadır. İri damlanın hareket halindeyken çarptığı küçük damlacık da doğrudan ana damlanın büyümesine katkıda bulunabilmektedir. Ancak burada devreye giren özellik, çarpan damla ile çarpmaya maruz kalan damlacığın elektrik yüklerinin zıt olması gerektiğidir. Çarpışan damlacıkların elektriksel yük bakımından aynı özelliğe sahip olması, çarpışma olsa da birleşmeyi engellemektedir (Ahrens, 2009, s. 168). Bununla birlikte, böylesi bir durumda çarpan damlanın çarptığı damla üzerinde yaptığı sıçrama hareketinin, onu başka bir damlacığa yaklaştırması da olası görünmektedir.

Çarpışma-birleşme süreci tamamıyla damlacıklardan oluşan bulutlarda ya da dikey gelişimli bir bulutun donma seviyesine kadar yani sıcaklığın -15°C 'ten yüksek olduğu kısımlarında gerçekleşmektedir. Tropikal kuşak boyunca gelişen bulutların esas kütlesi -15°C 'den daha sıcaktır. Bu sebeple çarpışma-birleşme süreciyle gelişen yağışlar tropikal kuşağa su aktarımı sağlamaktadır (Ahrens, 2009, s. 169). Lutgens & Tarbuck

(2016, s. 137)'ın öne sürdüğü şekliyle, az sayıdaki yoğuşma çekirdeği ile bol su buharının bir arada olması görece iri damlaları oluşturan esas ortam koşullarını oluşturmaktadır. Buna göre çoğunluktaki su buharı molekülleri nadir bulunan yoğuşma çekirdekleri etrafında toplanmak üzere yarışmakta ve çarpışma-birleşme süreci için gerekli iri bulut damlası böylece oluşabilmektedir. Dolayısıyla sıcak ve nemli hava kütesinin (mT) doğuş bölgesi tropikal kuşağın denizleri bu süreci tetiklemektedir (Lutgens & Tarbuck, 2016, s. 137). Nitekim Barry & Chorley (2003, s. 102) de bu süreç için aynı hava kütesine işaret etmekte ve hatta bu sürecin orta enlemleri de kapsadığını belirtmektedir.

1.2.1.2. Bergeron Süreci

Buz kristali süreci olarak da adlandırılan bu süreç, meteorolog Tor Bergeron tarafından öne sürülen bütün yağmur damlalarının öncelikle üst troposferde buz kristalleri olarak ortaya çıktığına dair atıfta bulunmaktadır (Ahrens, 2009, s. 169).

Bir bulut, tabanından itibaren sıcaklığın -15°C 'yi bulduğu seviyeye kadar tamamıyla bulut damlacıkları; bu seviyeden sonra -40°C 'e kadar çoğunlukta bulut damlacıkları olmak üzere buz kristalleri ile bir arada; -40°C 'den sonra ise sadece buz kristalleri içermektedir (Lutgens & Tarbuck, 2016, s. 134). Böylelikle bulut içerisinde -40°C 'e kadar sıvı özelliğini koruyabilen bulut damlacıkları aşırı soğumuş suyu oluşturmaktadır (Kemp & Young, 1971, s. 28). Sıcaklığın donma noktası (0°C) altına düşmesine karşın, bulut damlacıklarının donmaya karşı direnci, sahip olduğu yüzey geriliminden kaynaklanmaktadır (Gordon vd., 2016, s. 43). Ancak bu yüzey gerilimi bulutta gerçekleşecek en ufak bir türbidit karışımında etkisiz hale gelmekte ve karışımın etkili olduğu kısımlardaki damlacıklar buz kristalleri haline gelmektedir (Türkeş, 2010, s. 347). Türbidit karışımının olmadığı durumlarda ise aşırı soğumuş damlacıklardan oluşan bir bulut içerisine buz kristalleri veya kristal bir forma sahip gümüş iyodür (AgI) gibi katı parçacıkların enjekte edilmesi halinde, katı parçacıklara temas eden damlacıklar, parçacıklar etrafında donmaktadır (Ahrens, 2009, s. 173). Bu bakımdan Bergeron süreci

açısından asıl önemli olan, aşırı soğumuş su damlacıklarıyla buz kristallerinin bir arada bulunduğu soğuk karakterdeki bir bulutun varlığıdır (Ackerman & Knox, 2012).

Soğuk bir bulutun iki unsuru damlacıklar ve buz kristallerinin çevresindeki doymuş buhar basınçlarının aynı olmaması, Bergeron sürecini başlatan esas özellik olarak karşımıza çıkmaktadır (Lutgens & Tarbuck, 2016, s. 134). Doymuş su buharı basıncının daha yüksek olduğu damlacıklar açısından kendi aralarında çekim kuvveti azdır ve damlacıklar birbirlerinden kaçınmaktadır. Ancak buz kristalleri ile damlacıklar arasındaki ilişki, doymuş buhar basıncının daha az olduğu buz kristallerine doğru çekim etkisi olarak belirlemektedir (Ahrens, 2009, s. 170). Bu çekim etkisi damlacık ile buz kristali arasındaki aktif bir hareketi kasetmemekte olup, sadece nemli bir ortamdaki sofra tuzunun ortamdaki nemi bünyesine hapsedmesine benzemektedir. Şöyle ki bu süreç, bir damlacık etrafındaki çok sayıdaki su buharı molekülünün, daha az sayıda su buharı molekülüne sahip bir buz kristaline aktarılması şeklindedir (Barry & Chorley, 2004, s. 100). Buz kristali etrafına toplanan su buharı molekülleri, sıvı faza geçmeden doğrudan kristal etrafında katılaşımakta ve kristal büyümektedir (Ackerman & Knox, 2012; Ahrens, 2009, s. 170). Bulutta süspanse kalamayacak kadar irileşen bir buz kristali aşağı yönlü hareketine geçmekte ve düşüşü sırasında değdiği aşırı soğumuş su damlacıklarıyla boyutları büyüyebilirken, veya çokça irileşmiş bir buz kristali düşerken diğerkristallere çarparak kırılıp parçalanabilmekte ve daha küçük birkaç kar kristali türeyebilmektedir. Yeni oluşankaracıklar bulutta geriye kalan aşırı soğumuş su damlacıkları için yeni yoğuşma yüzeylerini oluşturarak sürecin devamını sağlamaktadır (Lutgens & Tarbuck, 2016, s. 135).

Bergeron süreciyle üretilen yağışların coğrafi dağılışı tropikal kuşağı kapsamamaktadır (Ahrens, 2009, s. 169). Orta ve daha yüksek enlemlerde ise bu sürecin etki alanı ve yoğunluğu Kemp & Young (1971, s. 26)'ın öne sürdüğü şekliyle mevsimsel olarak değışkenlik göstermektedir. Buna göre donma seviyesinin yani buz kristali ile

bulut damlacıklarının bir arada bulunabildiği seviye olan -15°C sıcaklığının yükseltisi kışları yerden 1000 m metre yükseklerdeyken; yazın bu yükselti kıştakine göre 2.5 kat daha fazla yer seviyesinden uzaklaşmaktadır. Dolayısıyla donma seviyesi yazın daha yüksek rakımlarda belirirken, bu sürecin etki alanı da yüksek enlemlere doğru çekilerek daralmaktadır. Kışın ise tam tersi olarak seviye alçalmakta ve etkili olduğu alan kuzey yarımküre düşünüldüğünde güneye doğru genişlemektedir.

1.2.2. Yağış Oluşum Mekanizmaları

Bir hava parselinin yükseliminde, Spellman (2013, s. 64)'a göre termik zorlamalı, topografya zorlamalı ve cephe zorlamalı olmak üzere 3 farklı; Lutgens & Tarbuck (2016, s. 105)'a göre ise bu üçüne ek olarak konverjans (yaklaşım) zorlamalı olmak üzere 4 farklı mekanizma işlemektedir. Bu mekanizmalar hava parselinin adyabatik soğumasına neden olarak bulut ve yağış oluşumunu tetiklemektedir (Türkeş, 2010, s. 312). Adyabatik soğuma, hava parselinin daha az basıncın olduğu bir yere nakledilmesiyle beraber gelişen hacimdeki genişlemenin bir ürünüdür (Kemp & Young, 1971, s. 19).

Adyabatik soğuma, doyma noktası sıcaklığına erişilene dek kuru (doymamış) adyabatik değişim oranına göre sürmektedir. Doyma noktası sıcaklığına erişildiğinde ise bulut oluşumu başlamaktadır. Bulut içerisinde devam eden adyabatik soğuma ise ıslak (nemli veya doymuş) adyabatik oranına göre gerçekleşmektedir. Dolayısıyla bulut oluşumunun başladığı yükselti veya adyabatik değişim oranının kuru karakterden ıslak karaktere taşındığı yükselti, yoğunlaşma seviyesi olarak adlandırılmaktadır (Lutgens & Tarbuck, 2016, s. 104; Rohli & Vega, 2018, s. 100).

1.2.2.1. Konverjans Yağışları

Konverjansa bağlı yağışlar, farklı yönlerden bir merkeze doğru akan hava akımlarının oluşturduğu alçak basınçla ilişkili olarak ortaya çıkmaktadır (Ackerman & Knox, 2012, s. 113). Alçak basınç koşullarının geliştiği bu merkezde yükselici hava

hareketleri hakim duruma gelmekte ve bu da beraberinde sırasıyla adyabatik soğumayı, yoğunlaşmayı, bulut oluşumunu ve yağış oluşumunu getirmektedir (Lutgens & Tarbuck, 2016, s. 106). Aynı zamanda konverjans mekanizması, kimi durumlarda sürtünme etkisiyle de desteklenebilmektedir. Şöyle ki, deniz gibi görece pürüzsüz bir yüzey üzerinde mesafe kat eden bir hava kütlesi, pürüzlü bir kara yüzeyi üzerine geçince artan sürtünmeyle deniz üzerindeki hızını büyük ölçüde kaybetmektedir. Kara üzerindeki bu yavaşlama ve arkadan hızla gelmeye devam eden hava akımlarıyla desteklenerek yukarı yönlü hava akımını doğurmaktadır. Lutgens & Tarbuck (2016, s. 107)'a göre bunun en güzel örnekleri Florida sahillerinde gözlemlenebilmektedir.

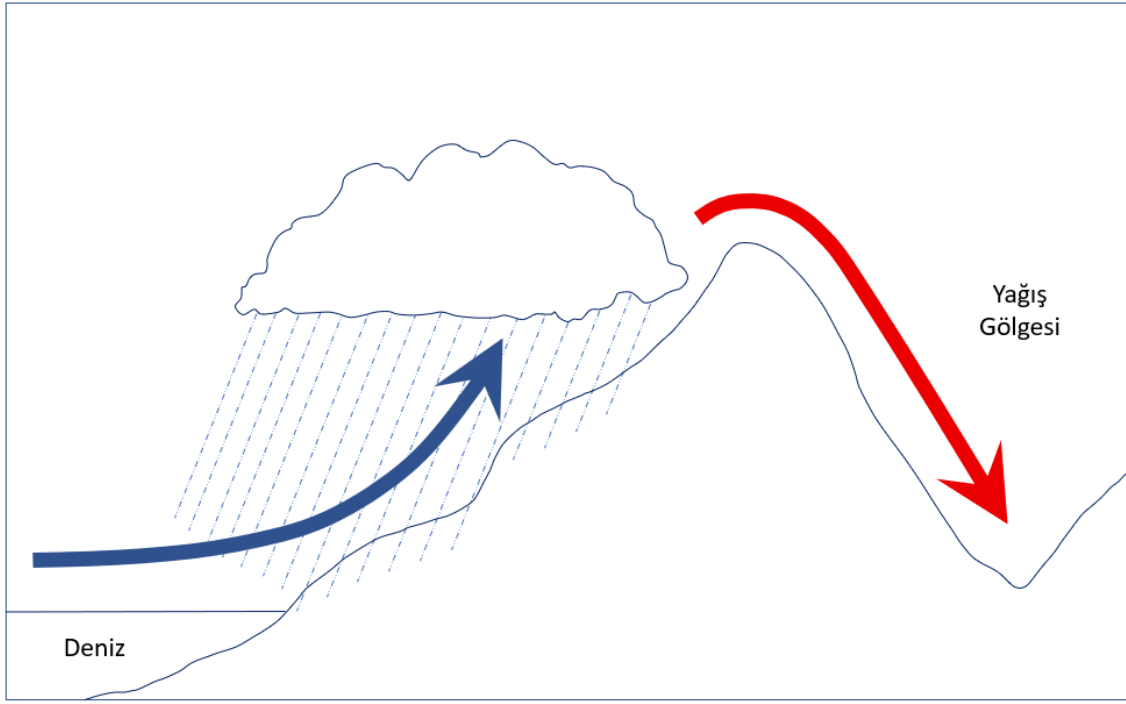
1.2.2.2. Konveksiyonel Yağışlar (Yükselim Yağışları)

Konveksiyon için temel gereklilik, atmosferi geçerek yeryüzüne ulaşan güneş enerjisinin birikimidir (Ackerman & Knox, 2012, s. 113). Buna göre, güneş enerjisinin biriktiği kısımlardaki yüzeye yakın hava ısınır ve komşu sahalarla kıyaslandığında yoğunluğu giderek azaldığından yükselmeye zorlanmaktadır. Yeryüzünden buharlaşan su yükselen havayla beraber kümülonimbüs bulutlarını oluşturmaktadır (Türkeş, 2010, s. 318). Bu bulutların tepe kısımları oldukça soğuktur. Bu nedenle buraya ulaşan su buharı soğuyarak sıvı veya katı faza geçmekte ve yukarı yönlü hava akımına üstün gelebilecek ölçüde irileşen damlalar veya taneler aşağı yönlü hareketine başlamaktadır. Aşağıya doğru gerçekleşen hava aktarımının devamlılığı, yerden sağlanan yukarı yönlü akımın etkinliğine bağlı olmakla birlikte; aşağı akımın yer seviyesine getirdiği serin koşullar, aşırı ısınmayla doğmuş yukarı akımın zayıflamasında da en büyük etken olarak belirlemektedir (Ackerman & Knox, 2012, s. 348; Erol, 2011, s. 320). Bu nedenle atmosferden yeryüzüne su nakli kısa bir süreliğine etkili olmaktadır. Ancak bu, kısa sürede sağanaklar şeklinde olup bol miktarda gerçekleşmektedir (Lutgens & Tarbuck, 2016, s. 108).

Konveksiyonel yağışları doğuran ana etken olan aşırı ısınma, esas olarak hava kütlesinin kararsızlığını artırmaktadır (Ahrens, 2009, s. 153; Spellman, 2013, s. 64). Bu sebeple yağışın şiddeti, hava kütlesinin kararsızlığı ölçüsünde artmaktadır. Bu tip yağışlar kurak ve yarı kurak bölgelerin karakteristiğidir (Sharon, 1972). Ülkemizin orta kesimlerinde gözlemlenen kuraklık şartları, gündüz sıcaklıklarının günden güne belirgin bir şekilde arttığı dönemde, konvektif yağış hücrelerinin gelişmesi için uygun ortamı hazırlamaktadır (Erol, 2011, s. 236). Genellikle ilkbahar sonu ve yaz başlarını kapsayan bir buçuk aylık süreçte peş peşe her gün görülen kısa süreli sağanak yağışların ana etkenini, günün en sıcak saatlerinde topraktan buharlaşan suyun yükselmesi ve güneş batmaya yakın saatlerde hava sıcaklığının düşmeye başlamasıyla yoğunlaşmaya geçmesi oluşturmaktadır. Kışın düşen yağışla nemlenen toprak örtüsü, ilkbahar ortasına dek süren şiddetli soğuklarla nem içeriğini büyük ölçüde koruyabilmektedir. Bu nedenle kurak, yarı kurak sahalarda büyük su birikintileri mevcut olmasa da buharlaşarak atmosfere karışacak suyun ana kaynağı topraktır. Nemli bir toprağın, bir sonraki konvektif yağış hücresinin gelişiminde rolü olmadığını öne süren çalışmalar da bulunmaktadır (Alfieri vd., 2008).

1.2.2.3. Orografik Yağışlar (Yerçekli veya Yamaç Yağışları)

Topografya zorlamalı yükselim yağışları, teorikte bir hava kütlesinin yatay hareketine devam ederken topografik bir bariyerle karşılaşması (**Şekil 1**) ve hava akımının doğrusal hareketinin engellenerek yukarıya doğru saptırılmasıyla gerçekleşmektedir (Lutgens & Tarbuck, 2016, s. 105). Böyle bir mekanizmada bu bariyer, gelen hava kütlesi için bir kriko görevi görmekte ve onu yükselterek sıcaklık kaybetmesini sağlamaktadır (Spellman, 2013, s. 65). Sıcaklık kaybı bağıl nemin artmasına sebep olmakta ve bulut oluşumunu tetiklemektedir (Ackerman & Knox, 2012, s. 136). Bulut oluşumunun yoğunluğu ve yağış şiddeti gelen hava kütlesinin nem içeriğine ve kararsızlık ölçüsüne göre değişmektedir (Ahrens, 2009, s. 156).



Şekil 1: Orografik yağış oluşum mekanizması

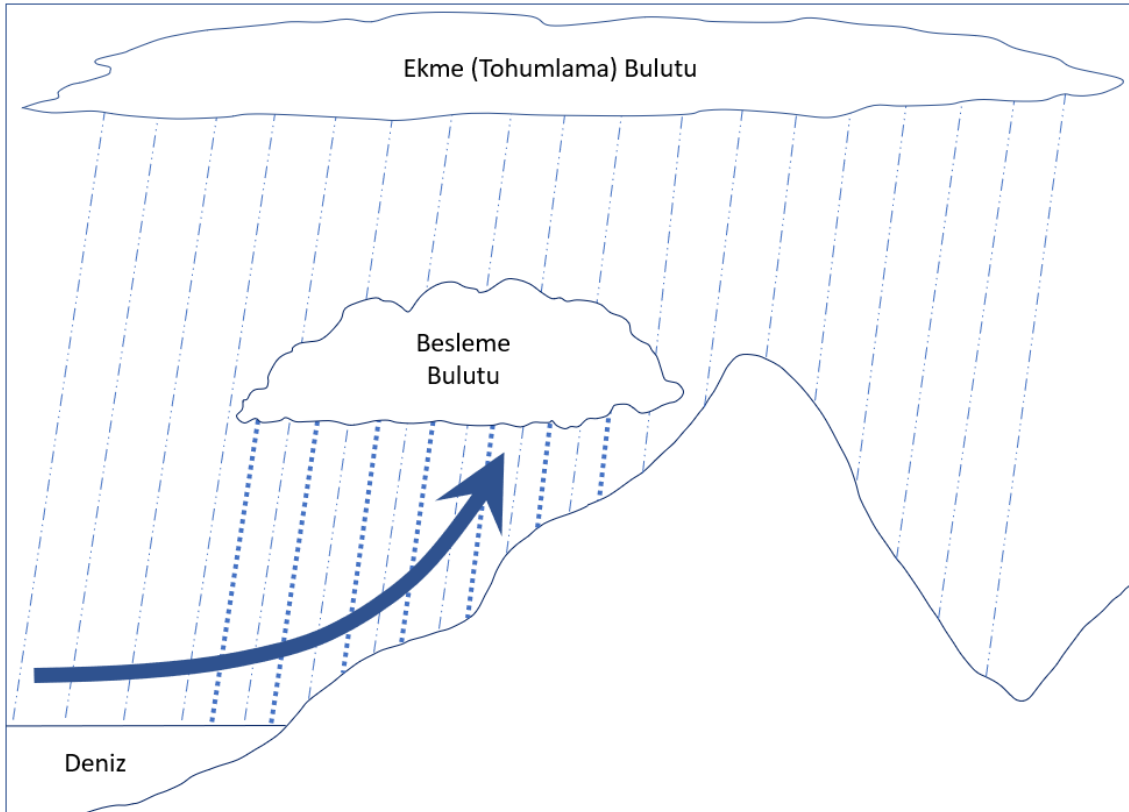
Sıcak ve büyük ölçüde nem içeren hava kütesinin hafifçe bir yükselmeye zorlanması dahi, yağış koşullarını ortaya çıkarmada yeterlidir (Erol, 2011, s. 237). Böyle bir hava kütesinin yükselişini sürdürmesi, kütle içerisinde gerçekleşen yoğunlaşma ve yağış oluşum süreçlerini hızlandırmakta ve böylece kütlede nem içeriğinin büyük bir bölümü, topografik bariyerin örneğin yüksek bir dağın hava kütesini karşıladığı tarafına yağış halinde bırakılmaktadır. Hava kütesi söz konusu dağın rüzgar almayan tarafına geçtiğinde ise diğer yamaçta nemini kaybetmiş olduğundan, bu yamaca yağış sağlayabilmekten son derece uzaklaşmış bir durumdadır (Türkeş, 2010, s. 314). Böyle bir orografik etki, Türkiye’de deniz üzerinden gelen hava kütlelerini karşılayan Kuzey Anadolu Dağları ile Toros Dağlarının yamaçları arasında gözlemlenebilmektedir. Orografik yağışlar, çoğu durumda tek başına bir topografya etkisiyle ortaya çıkmamakta, yaklaşan bir cephesel sistemin derinliğini pekiştirecek şekilde karma bir siklonik-orografik özellik göstermektedir (Barry & Chorley, 2004, s. 103; Erol, 2011, s. 237). Ayrıca topografik zorlamanın kısmen etkili olduğu ekme-besleme sürecinin yağışları da orografik olarak değerlendirilmektedir.

Ekme-Besleme Mekanizması (Seeder-Feeder Mechanism)

Yağış gelişiminde ekme-besleme sürecini, temelde ikili bulut sistemi olarak düşünmek gerekmektedir (AMS, 2012). İki farklı yükselti seviyesinde kurulan ve/veya gelişen bu bulutlar arasındaki etkileşim üstteki bulutun alttaki bulutu beslemesi (tohumlaması) şeklinde gerçekleşmektedir. Farklı yükseltilerde bulunduklarından bu bulutların fiziksel özellikleri birbirinden ayrıdır. Daha yüksekteki ekme (seeder) bulutu, alttaki buluta göre yoğunlaşma çekirdeği olarak daha fazla buz kristallerine sahiptir (Tucker, 2005, s. 553). Alttaki bulut yani besleme (feeder) bulutunun büyük bir çoğunluğunu ise sıvı fazdaki bulut damlacıkları oluşturmaktadır. Ekme bulutundan besleme bulutu içerisine düşen buz kristalleri, burada bulut damlacıkları ile büyümektedir. Bu, soğuk bulutlardaki bulut gelişimini yani Bergeron sürecini tanımlamaktadır. Üstteki buluttan kristal, damla veya her ikisi karışık yağış gerçekleşebilmektedir (AMS, 2012). Yağışın tipi ne olursa olsun besleme bulutuna sağlanan takviyeyle birlikte, toplamda bu bulutu oluşturan bütün unsurlar arasındaki boyut farklılıkları güçlenecektir ve böylece bulut içerisinde çarpışma-birleşme süreci (sıcak bulutlarda bulut gelişimi) ivme kazanacaktır. Bu bakımdan besleme bulutu içerisinde Bergeron ve çarpışma-birleşme süreçlerinin eş-zamanlı ya da ardalanmalı gerçekleşmesi söz konusudur (Fernandez-Gonzalez vd., 2015).

Ekme-besleme mekanizması Tor Bergeron tarafından ortaya atılmıştır (Robichaud & Austin, 1988). Bergeron'un açıklama getirdiği bu sürece dair görüşler 60° kuzey enlemleri civarı dikkate alınarak geliştirilmiştir. Bu nedenle çoğunlukla, ekme-besleme sürecinde, alttaki bulutun yağış üretiminin üstteki buluttan buz kristallerinin düşmesiyle ilişkili olduğu düşünülmektedir (He vd., 2022). Ancak bu, besleme bulutundaki yağış gelişiminde başlıca faktör olsa da çarpışma-birleşme süreçleri bulut içindeki yağış verimliliğinin artmasını sağlamaktadır (Wilson & Barros, 2014). Sonuçta besleme bulutunun etki alanı, ekme bulutundan daha dar olsa da bu bulut, içerisindeki karmaşık süreçlerle yerel olarak yüzeye daha fazla suyun aktarılmasını sağlamaktadır

(Şekil 2). Bununla birlikte besleme bulutu, ekme bulutu olmadığı takdirde yağış üretimi için tek başına yetersiz kalabilmektedir (Ramelli vd., 2021). Bu bakımdan ekme-besleme mekanizmasına bağlı gelişen yağışların etkinliği, aşağıdan yukarıya gerçekleşen nemli akımların sürekliliğine ve ekme bulutundan düşen yağış parçacıklarına bağlıdır (AMS, 2012).



Şekil 2: Ekme-besleme yağış oluşum mekanizması

İsveç'te sonbahar-kış yağışlarının hemen kıyı yakınındaki dar bir kuşakta maksimuma ulaşması Bergeron (1949)'un dikkatini çekmiştir. Deniz üzerinden karaya geçen nemli hava, alt kısmında daha büyük sürtünme kuvvetine maruz kalarak, hemen kıyı yakınında rüzgar kayması geçirmekte ve akım burada yukarıya yönelmektedir (Barry, 2008, s. 273). Bu ise besleme bulutunun gelişimine işaret etmektedir. Bununla birlikte, kıyı yakınındaki tepeler veya küçük dağlar ekme-besleme sürecinin gelişimi için daha güçlü koşulları oluşturmakta ve bu nedenle bu mekanizma çoğu kez orografik yağış gelişiminin bir parçası olarak düşünülmektedir (Robichaud & Austin, 1988). Besleme bulutunun çekirdeğini, topografya tarafından zorlanarak yukarıya saptırılan hava akımı

oluşturmaktadır. Bu haliyle besleme bulutu, orografik bir yoğunlaşma ürünüdür ancak ekme bulutu topografyadan tamamıyla bağımsızdır ve fonksiyonu besleme bulutuna tohum sağlamaktır. Bununla birlikte He vd. (2022), bu mekanizmanın geniş düzlükler üzerinde de gelişebildiğini belirtmektedir. Yazarlar bunu, çalışma sahasında bulut tavan ve taban sıcaklıkları itibarıyla normalde buz kristalleriyle ilişkili bir yağış üretemeyecek bulutlardan buz virgası olayının başlamasını, birkaç kilometre yukarıda başka bir bulutun tohumlamasıyla geliştiğine dayandırarak açıklamaktadır. Ayrıca yazarlar bunu, Ansmann vd. (2008)'nin Güney Fas'taki bulgularıyla örnekleyerek desteklemektedir. Buna göre sıcaklığı -12°C ile -15°C arasında değişen sıvı damlacık bulutlarından güçlü buz virgaları türemektedir. Yine Ansmann vd. (2009) buna benzer şekilde Cape Verde'de ekme-besleme mekanizmasının bulut ve yağış gelişimindeki etkisine dikkat çekmektedir. Sonuçta, yüksek veya alçak enlemlere kadar kıyı, kara içleri, düz veya tepelik sahalar gibi dünyanın birçok yerinde karşılaşılabilecek bu mekanizma (Wilson & Barros, 2014), yağış miktarlarındaki yerel düzensizlikleri açıklamada kullanışlı bir yaklaşımı oluşturmaktadır (Johansson & Chen, 2003).

1.2.2.4. Cephesel Yağışlar (Frontal veya Alçak Basınç veya Siklon Yağışları)

Sıcaklık ve nemlilik gibi fiziksel özellikleri bakımından birbirinden oldukça farklı iki hava kütesinin arasında oluşan süreksizlik yüzeyi cephe olarak adlandırılmaktadır (Gordon vd., 2016, s. 212). Bu yüzey, iki hava kütlesi arasında dinamik bir denge söz konusu olduğu için belirlemektedir. Dengenin bozulması, siklonal bir hareketi ortaya çıkarmaktadır. Soğuk olduğu için daha fazla yoğun ve daha hızlı hareket eden hava, sıcak olduğu için daha az yoğun ve daha yavaş hareket eden havaya yetişmekte ve onu yükselmeye zorlamaktadır. Böylece dinamik bir nedenle ortaya çıkan yükselim hareketi daha uzun süreli yağışlar sağlamaktadır.

Cephe zorlamalı yükselim, orta enlemlerde yağış oluşturan ana mekanizma olarak işlev görmektedir. Bu mekanizmayla ortaya çıkan yağışların coğrafi dağılışı yazın yüksek

enlemlere doğru, kışın ise alçak enlemlere doğru kayarak değişkenlik göstermektedir. (Erol, 2011, s. 238).

1.2.3. Yağış Tipleri

Yerküredeki su ve buz yüzeylerinden buharlaşarak atmosfere karışan su, yoğunlaşma geçirdiği yerlerde yağış oluşturmakta ve tekrar bu sayede atmosferden yeryüzüne dönebilmektedir. Canlılığın temel kaynağı suyun yerküredeki bu dolaşımı, fizikokimyasal süreçlerle desteklenmekte ve yeryüzüne farklı biçimlerde ulaşabilmektedir. Buluttan kaynaklanan ve aşağı yönlü aktif bir hareketin olduğu yağmur, dolu, kar gibi yağışların yanı sıra yoğunlaşma seviyesinin yeryüzünde veya yakın olduğu çiy, kırağı, sis gibi oluşumlar da atmosferden yere su naklini sağlamaktadır (Lutgens & Tarbuck, 2016, s. 131). Yağış tipleri, yağışı meydana getiren unsurların fiziksel özelliklerine göre ikiye ayrılabilir.

1.2.3.1. Sıvı Yağışlar

Bulut içerisinde gelişimini tamamlayan ve yere doğru harekete geçen damlalar yere ulaşıyorsa bu bir sıvı yağış biçimidir. Ancak henüz yere ulaşmadan atmosferin bir seviyesinde buharlaşarak yağışın kaybolması da söz konusudur. Bu olay **virga** olarak adlandırılmakta olup, bulut tabanının saçaklı görünümüyle anlaşılmaktadır (Ahrens, 2009, s. 176; Lutgens & Tarbuck, 2016, s. 139; Spellman, 2013, s. 212). Bu tarz bir meteorolojik olayın izleri yer seviyesinde ölçüm yapan istasyonlar tarafından kayda alınamamasına karşın buharlaşma-yoğunlaşma seviyesini göstermesi bakımından dikkat çekicidir.

Kimi durumlarda atmosferde sıvı yağış biçiminde gelişen damlalar yere temas eder etmez donmakta ve böylece katı bir form kazanmaktadır. Ancak yere ulaşana dek sıvı olduğu için **vergla** adı verilen bu olay da sıvı yağış biçimleri içerisinde sınıflandırılmaktadır (Erol, 2011, s. 245).

Pus, sis gibi troposferin en alt kısmında gelişmektedir. Ancak pusu meydana getiren damlacıklar, sisi yaratan damlacıkların çapından daha da küçük boyutlara sahiptir. Stratüs bulutunun az yoğun ve sık bir formunun yer seviyesine kadar alçalmış hali olarak değerlendirmek mümkündür (Türkeş, 2010, s. 358). Pus örtüsü, 2 km'lik bir görüş mesafesine kadar havada hafif bir bulanıklık olarak algılanmakta iken, damlacıkların irileşip sıklaşmasıyla mesafe 1 km'nin altında düşmekte ve oluşan bu örtüye sis adı verilmektedir (Erol, 2011, s. 217).

Sis damlacıkları ile bulut damlacıkları aynı boyuttadır. Aralarındaki fark ilkinin kondüksiyon yoluyla ikincisinin adyabatik olarak soğumasıyla gerçekleşmesidir (Kemp & Young, 1971, s. 24). Sisi oluşturan küçük damlacıklar, hava kütesinin yer yüzeyine yakın kısımları içerisindeki yoğunlaşma olaylarıyla gelişerek belli bir süreliğine havada süspanse olarak kalmaktadır. Aktif bir düşme gerçekleştirmeden sadece temas halinde olduğu yer yüzeyinde hafif bir ıslanmaya sebep olmaktadır. Bununla birlikte, kimi durumlarda sis örtüsü içerisinde çiseleme şeklinde çok hafif şiddette yağış da görülebilmektedir (Erol, 2011, s. 217).

Çiy, hava kütesi içerisinde gaz fazında olan suyun, hava kütesinin sıcaklığından daha düşük ancak suyun donma sıcaklığından daha yüksek bir sıcaklığa sahip cisimler üzerinde yoğunlaşmasıdır. Bulutsuz ve rüzgârsız gecelerde yerden yansıyan ışınımın şiddetli olduğu durumlar çiy gelişimini desteklemektedir. Çiy gelişimiyle beraber, tüm bir yıl kapsamında toplamda derinliği 50 mm'ye ulaşan bir su örtüsü atmosferden yere aktarılabilir (Ahrens, 2009, s. 112).

Çisenti, yağmur gibi çisentiye de oluşturan bulut nimbostratüstür. Yağmurdan farkı, damlacıklarının çapının 0.5 mm'den daha küçük olmasıdır. Bu çeşit yağışta damlacıklar son derece düzenli bir şekilde yeryüzüne ulaşmaktadır (Türkeş, 2010, s. 354).

Yağmur, nimbostratüs bulutlarından çapı 0.5 ila 5 mm arasında değişen damlaların yeryüzüne ulaşmasıyla ortaya çıkan atmosferik bir olaydır. Yağmur, sağanak

karakterdeyse bu damlaların üretim merkezi dikine gelişimli kümülüs, kümülüs kongestus ve kümülönimbüstür. Nadiren altostratüs ve stratokümülüs bulutları da yağmur üretebilmektedir (Türkeş, 2010, s. 353).

1.2.3.2. Katı Yağışlar

Bulut içerisinde kazandığı katı formunu yer seviyesine ulaşana dek büyük ölçüde koruyan tanelerin düşümü katı yağış biçimini oluşturmaktadır. Bulut tabanından katı yağış olarak ayrılıp yer seviyesine yakın kesimlerde sıvı yağışa dönüşen durumlar çoğu kez oluşabilmektedir (Türkeş, 2010, s. 353). Ya da yukarıda sözü edilen virgada olduğu gibi yere ulaşmadan sıvı yağış da ortadan kalkabilmektedir. Bu nedenle bir yağış olayında, buluttan yere kadarki mesafenin sıcaklık profili son derece belirleyici olmaktadır (Schneider & Moneypenny, 2002).

Kırç olayında meydana gelen buz kristalleri, kırağıdakine nispetle daha iri boyutlardadır. Bununla birlikte donma noktasının altında bir sıcaklığa sahip cisim üzerinde oluşan ilk buz kristalleri, daha sonra oluşacak kristaller için yoğunlaşma çekirdeği işlevi görmekte ve böylece buz kristallerinin uç uca eklenmesiyle kırağıdakinden çok daha kalın bir buz örtüsü oluşmaktadır (Türkeş, 2010, s. 361).

Kırağı, çiy oluşumuna benzer şekilde bulutsuz ve rüzgârsız ancak çok daha soğuk koşullar kırağıya yol açmaktadır. Sisi oluşturan damlacıklar kadar küçük boyutlardaki unsurlar, donma sıcaklığının altında sıcaklığı olan cisimlerle temas halindeyken gerçekleştirdiği ısı alışverişi sonucu buz kristalleri haline gelmektedir. Havada gaz fazında tutulan su doğrudan katı faza geçmektedir, çünkü doyma noktası sıcaklığı donma sıcaklığındadır veya daha da düşüktür (Ahrens, 2009, s. 112).

Dolu tanelerini üreten fiziki süreç, içerisinde birçok alçalma ve yükselme hareketlerinin bir arada görüldüğü kümülönimbüs bulutlarında gerçekleşmektedir. Dolu tanelerinin merkezini, aşırı soğumuş su damlaları veya buz kristalleri oluşturmaktadır. Bu damla ve kristaller, alçalma ve yükselme hareketleriyle beslenerek çevrelerini saran iç içe

birçok buz katmanıyla beraber irileşir ve çapları ise 5 ile 50 mm arasında değişen taneler haline gelmektedir (Lutgens & Tarbuck, 2016, s. 141).

Kar yağışını oluşturacak unsurların yoğunluğu, boyutu ve biçimi içerisinde geliştiği bulutun sıcaklığı tarafından belirlenmektedir. Çok düşük sıcaklıklar söz konusu olduğunda tek tek buz kristalleri şeklinde küçük unsurlar düşmektedir. Sıcaklıkların görece biraz daha yüksek olduğu koşullarda, kristaller bir araya gelerek kuşbaşı büyüklüğüne dek ulaşabilmekte ve tek bir unsur halini alarak yağış oluşturmaktadır (Lutgens & Tarbuck, 2016, s. 136).

1.2.4. Yağış Verisinin Elde Edilebileceği Kaynaklar

Çeşitli araçlar ve aletler vasıtasıyla atmosferik durum ve hava olayları, yüksek atmosferde ve yer seviyesinde takip edilebilmektedir. Yer seviyesindeki ölçümler meteoroloji istasyonlarında gerçekleştirilmekte olup, yerden daha yuksekteki atmosferik sirkülasyon ve süreçler ise radar ve uydu cihazlarıyla gözlemlenebilmektedir. Radar ve uydu cihazlarıyla toplanan veriler yine meteoroloji istasyonlarına aktarılmaktadır.

1.2.4.1. Radar

1940'lı yıllardan bu yana atmosferik olaylar radarlar vasıtasıyla izlenebilmektedir (Markowski & Richardson, 2010). Radar vericisinde üretilen mikro dalgalar etrafa yayılır ve atmosferik parçacıklarla (hidrometeor) etkileşimi sonucu bu dalgaların bir kısmı parçacık tarafından emilirken diğer bir kısmı saçılmaktadır. Parçacık tarafından yansıtılan yani geri dönen dalgalar radar yankısı olarak adlandırılmaktadır. Radar yankısı, radarın alıcısı tarafından algılanmaktadır. Vericiden dağıtılan mikrodalga ve alıcıya gelen radar yankısı miktarları arasında kurulan formüllerle yapılan hesaplamalar sonucu meteorolojik parametreye dair miktar ve şiddet tespit edilebilmektedir (Ackerman & Knox, 2012; Ahrens, 2009, s. 188). Radarların meteorolojide kullanımı, çoklukla yağış parametresini takip edebilmek adına tercih edilmektedir (Heistermann vd., 2013). Wilson & Brandes, (1979) radar araçlarının sık bir meteoroloji ağı kurmanın imkansızlığı hususundaki açığı

kapattığı yönünde görüş bildirerek, yağış analizleri açısından radar verisine büyük bir önem atfetmektedir. Benzer şekilde Lengfeld vd. (2020)'ne göre, sağladığı yüksek çözünürlüklü zamansal ve mekânsal bilgiler sayesinde, örneğin sağanak yağışları tespit etmede radar araçları, istasyonların ve uyduların önüne geçmektedir. Ancak, radar alıcısına ulaşan radar yankısının sağladığı bilgi buluttan düşen yağışı vermektedir. Bu yağış yere ulaşmadan buharlaşarak ortadan kayboluyorsa gerçekte yağış olmayan bir yeri yağışlı olarak göstermesi gibi bir sakıncayı da beraberinde getirmektedir (Ahrens, 2009, s. 189; Lutgens & Tarbuck, 2016, s. 148). Buna ek olarak, bir yere radar sisteminin tesisini sağlamak ve oranın işlerliğini sürdürebilmek bir dizi yüksek maliyet gerektirmektedir. Bu sebeple yüksek maliyet, meteorolojide yaygın bir şekilde radar sistemlerinden faydalanılmasının önündeki en güçlü kısıtlayıcı etkidir (Kidd, 2001). Türkiye'de Eminoğlu vd. (2007)'nin bildirdiğine göre yağışı ölçmede radar kullanımı sınırlı kalmaktadır. 2007'de 4 adet olan meteoroloji radarları sayısı 2022 itibariyle 10'a yükselmiş bulunmaktadır (MGM, 2022a).

1.2.4.2. Uydu

Meteorolojik gözlem amacıyla uyduların kullanılması, yarım asrı geçkin bir süreye yaklaşmaktadır (Kidd, 2001). Uzaydan dünya atmosferini eşzamanlı olarak takip edebilmeyi sağlayan bu uydular genel olarak iki alt kategoriye ayrılmaktadır (Shonk, 2020, s. 32). Birinci tiptekileri, jeoistasyonler (Geostationary-GEO) olarak adlandırılan ve doğrudan ekvator üzerinde 36 bin km yüksekte konumlandırılan uydular oluşturmaktadır. Bu uydular dünya ile aynı hızda hareket etmektedir. Dolayısıyla uydudan sağlanan görüntülerin odak merkezini, yer yüzeyinde her zaman aynı nokta oluşturmaktadır. İkinci tipteki kutupsal yörüngeli uydularla karşılaştırıldığında, jeoistasyonler uyduları sabit ve yüksek yörüngeli olarak tanımlamak da mümkündür. Kutupsal yörüngeli uydular (Low Earth Orbit- LEO) ise iki kutup arasında dolaşımını yer yüzeyinden 850 km yükseklikte gerçekleştirmektedir (Ackerman & Knox, 2012, s. 157). Jeoistasyonler uydular, tropiklere

ve orta enlemlere ait sürekli ve en yüksek kalitede görüntüler sağlamaktadır. Buna karşın yerin yapısından kaynaklı enlem derecesi büyüdükçe görüntü kalitesi düşmektedir. Buradaki eksiklik ise kutupsal yörüngeli uydulardan sağlanan görüntülerle giderilebilmektedir. Kutupsal veya diğer adıyla alçak yörüngeli uydular yer yüzeyine daha yakın bir mesafeden görüntü toplamakta olduğundan daha yüksek enlemlere ait yüksek çözünürlüklü veriler bu uydulardan elde edilebilmektedir (Shonk, 2020, s. 33).

1.2.4.3. İstasyon

Türkiye’de sistemli bir şekilde meteorolojik gözlem ve ölçümlerin gerçekleştirilmeye başlanması 1925 yılına rastlamaktadır. İlk istasyon Ankara’da kurulmuş olup, istasyon sayısı son yıllarda 2350’yi bulmaktadır (Yılmaz & Darende, 2021). Kuşkusuz son yıllardaki istasyon sayısındaki artışta, 861 adet olan otomatik meteoroloji gözlem istasyonlarının gözlem ağına dahil edilmesinin payı büyüktür (MGM, 2022b). Ölçümleri gerçekleştirmek ve sonuçları kayıt altına almak için personele gerek duyulmayan bu istasyonların kurulumu ve işletilmesi daha kolaydır. Bu bakımdan ilerleyen zamanda, geleneksel yöntemlerden 24 saat ölçüm yapabilme avantajıyla da ayrılan bu istasyonların sayısının artacağı beklenmektedir.

1.2.5. Yağışın Ölçümü

Belirli bir yere, belirli bir süre içerisinde katı (kar, dolu, kırağı) veya sıvı (yağmur, çiy, sis yağmuru) formda düşen su derinliğinin hesabı yağış ölçümüdür (Türkeş, 2010, s. 369). Nitekim yağış rasadı için geleneksel bir yöntem takip ediliyorsa mihber adı verilen taksimatlı ölçekteki su yüksekliğine karşılık gelen değer, yağışın miktarını vermektedir. Ölçümler milimetre ($\text{mm}=\text{hacim/alan}$) cinsinden ifade edilmekte olup, buna göre 1 milimetrelilik yağış, 1 m²lik alan kaplayan 1 kg ağırlığındaki (1 lt) su anlamına gelmektedir.

Yağış ölçümleri plüviyometreler (yağışölçer) ve/veya dağ plüviyometreleri (yağış totalizatörü) aracılığıyla yapılmaktadır. Bir plüviyometre, genellikle tam bir silindir şekle sahip bir hazneden oluşmaktadır. Bu haznenin ağız kısmı, suyun girişini sağlayacak ancak buharlaşmayla su kaybının ve kar yağışlarında tanelerin rüzgarla savrulmasının önüne geçecek ek bir düzenek içermektedir (Eken vd., 2008, s. 289). 24 saatlik süre zarfında gerçekleşen yağışı toplayabilecek kapasiteye sahip plüviyometrelere karşın, sürekli ölçüm yapmanın imkansız olduğu yüksek dağ istasyonlarında plüviyometrelerin hacimleri 12 aylık yağışı depolayabilecek niteliktedir (Erol, 2011, s. 233). Yüksek dağ istasyonlarında plüviyometreler, soğuk periyotta gerçekleşmesi beklenen muhtemel kar kalınlığının üzerindeki bir seviyeye yerleştirilmelidir. Diğer istasyonlarda ise plüviyometreler, yere çarpan damlanın yerden sıçrayarak hazneye girme ihtimalini engellemek adına yaygın bir kullanım olarak 0.5 ila 1.5 metreler arasında değişen belirli seviyelere yerleştirilmektedir (WMO, 2018, s. 215). Ülkemizde bu seviye 1 m olarak belirlenmiştir (Eken vd., 2008, s. 23). Katı yağışların ölçümü için kalsiyum klorür (CaCl_2) kullanılır ve öncelikle sıvı hale gelmesi sağlanarak hesaplanır (Erol, 2011, s. 233).

Yağışın bıraktığı su miktarını ölçmekle birlikte yağışın başladığı ve sona erdiği saatleri ve miktarı kaydeden ekstra ekipmana sahip plüviyograflar, 24 saat boyunca ölçüm yapmaya imkân tanımaktadır. Bu bakımdan plüviyograflar, plüviyometrelerle karşılaştırıldığında avantajlı bir konum elde etmektedir. Ek olarak, son yıllarda sayısı gittikçe artan, yağışı otomatik olarak algılayan, ölçen ve kaydeden düzenekler, yağış rasatları ve gözlemleri açısından öne çıkan araçlardır.

Manuel plüviyometreler gibi otomatik plüviyografların da su toplama deliği yerden 1 m yüksekliğe gelecek şekilde yerleştirilmektedir. Katı yağışları eritmek için su toplama haznesinin içerisinde ısıtıcı mevcuttur. Plüviyografin ana bileşenini ise hazne içerisine yerleştirilmiş iki farklı konumdaki kepçeler ve kepçeler arasında yer alan manyetik anahtar oluşturmaktadır. Kepçelerden biri suyla dolar dolmaz, gelen su diğer

kepçeyi doldurmaya başlamakta ve bu sayede henüz dolmuş olan kepçe suyunu boşaltmaktadır. Manyetik anahtar, suyun bir kepçeden diğerini doldurmaya başlaması sırasında çalışmakta ve her bir çevrim bir atım olarak kaydedilmektedir. Kepçelerin her biri 0.2 mm'lik su alabilecek hacimdedir ve buna göre 1 mm'lik yağış için manyetik anahtarın 5 kez çalışması yani 5 atımın olması gerekmektedir (MGM, 2022c).

Otomatik plüviyograflar, yağışın geleneksel yöntemlerle ölçümü sırasında gözlemciden kaynaklanabilecek hataların, veri kaybının veya yanlış verinin kaydedilmesi gibi sakıncalı durumların önüne geçmektedir (Xiaolong vd., 2019). Bununla beraber, Yılmaz & Darende (2021)'nin ortaya koyduğu şekliyle, aynı zaman dilimine ait manuel ölçümlerle elde edilen yağış veri seti ve otomatik ölçümlerden sağlanan yağış veri seti arasında anlamlı farklılıklar mevcuttur. Söz konusu çalışmada yağış için manuel ölçümün mü otomatik ölçümün mü daha doğru sonuçlar verdiğini söylemenin mümkün olmadığı dile getirilmiş ve manuel ile otomatik ölçümler uç uca eklenerek veri setinin zamansal kapsamı genişletilmek istendiğinde kalibrasyonun gerektiği belirtilmiştir.

Sınırları belli bir alan içerisinde belli noktalara kurulmuş istasyonların oluşturduğu ağdan gelen ölçümler, alansal analizler için ana veri kaynağını oluşturmaktadır. Bunun yanı sıra uydulardan ve radarlardan sağlanan verilerle yağışın alansal dağılışı hakkında bilgi edinmek mümkündür. Alansal yağış analizleri açısından radar, uydu ve yer gözlemlerinin üçünün bir arada kullanıldığı bir model kuşkusuz ki yağışın simülasyonunda daha kaliteli çıktılar üretecektir (WMO, 2018, s. 216). Nitekim MGM (2013) tarafından Doğu Akdeniz ve civar ülkeler için geliştirilmiş ani taşkın erken uyarı sistemi modellemesinde buna benzer bir entegre kullanım söz konusudur. Buna göre iki farklı uydu verisinin düzeltmelerinde yer seviyesinde yapılan ölçümlerden yararlanılmaktadır.

1.3. Yağış-Yükselti İlişkisi

Yağış miktarını tespit edebilmek adına ilk ölçüm girişimlerinin, M. Ö. 500’de ve M. Ö. 400’de sırasıyla Antik dönemin Yunanistan’ı ve Hindistan’ında gerçekleştirildiği düşünülse de (Nemeth, 2008), modern zamanlara temel oluşturacak ilk sistematik ölçümler Büyük Britanya’da, 1850’lilerde başlamıştır (Reynolds, 1978). Ancak bu tarihten çok daha öncesinde Heberden (1769) tarafından yapılan bireysel ölçüm ve gözlemler yağış miktarının kendisini tespit etmekten çok, yükseklik bakımından üç farklı seviyeye yerleştirilmiş ölçüm aletlerinde okunan sonuçları karşılaştırmaya yöneliktir.

Yağışla yükseklik arasındaki ilişkiyi merak eden ilk araştırmacılardan biri olarak Heberden (1769)’in elde ettiği sonuçlar yağış miktarının yükseldikçe azaldığına işaret etmektedir. Bu yorum her ne kadar topografik açıdan bir yükseklik farklılığı² ile ilişkili olmasa da, bundan yaklaşık 80 sene sonra yine Britanya’da Homersham (1851) tarafından gerçekleştirilen gözlemlerle, yağışın topografya boyunca yükseldikçe azaldığı sonucuna ulaşılmaktadır. Heberden (1769) sonuçlarını sıra dışı olarak nitelemiş, Homersham (1851) ise sonuçlarının en azından yerden yaklaşık 610 metreye kadar yağışın artacağı bu seviyeden sonra azalacağı yönündeki bilgiyle çeliştiğinin farkındadır. Buradan da anlaşılacağı üzere yağış yükseltiyle birlikte artar şeklindeki bir önermenin kabulü daha uzak bir geçmişe dayanmaktadır.

Yükselti-yağış arasında pozitif bir ilişkinin olduğunu söyleyen ve öneren birçok yazı, çalışma, inceleme alan yazınında mevcuttur (Alter, 1919; Becker, 1883; Blanford, 1874; Clyde, 1931; Fernow & Gannett, 1888; Johnsson, 1937; McAdie, 1909; Pearson, 1930; Robbins, 1910; Turner, 1900; Wallis, 1917). Örneğin Davis (1894) fiziki coğrafya

² Heberden, üç ayrı ölçüm düzeneğinden birini bir evin bahçesine, diğerini aynı evin en yüksek bacasına ve üçüncüsünü Westminster Manastırı’nın çatısına yerleştirmiştir. 1766’nın temmuzundan itibaren, gelecek yılın temmuzuna kadar 13 aylık veri setini tablo halinde çalışmasına eklemiştir. Toplamda en fazla yağışı bahçedeki düzenekte elde etmiştir. Eylülde ve sonraki temmuzda aylık en yüksek yağışı manastır çatısında hesaplamış olsa da geri kalan ayların her birinde en fazla yağış bahçedeki düzenekte kaydedilmiştir. Bu sonuçları Heberden tam olarak “extraordinary difference” şeklinde tanımlamaktadır.

eğitimini konu aldığı bir yazısında “yağışın, yükseltinin azalmasının normal bir sonucu olarak yavaş yavaş azaldığını” dile getirmektedir. Aynı şekilde Davis (1899) jeomorfolojik gelişimin ana noktalarını açıkladığı başka bir yazısında, bir arazi parçasının aşınarak yükselti kaybetmesine yağıştaki bir azalmanın eşlik edeceğine yer vermektedir. Kaliforniya’nın fiziki ve endüstriyel coğrafya özellikleri üzerinde duran Hilgard (1893), Sierra Nevada Dağlarında yağışın yükseltiyle artışının 100 m’de yaklaşık 83 mm olduğunu söylemektedir. Benzer şekilde New York’un fiziki coğrafya özelliklerini kaleme alan Turner (1900) eyaletteki en yüksek yağış miktarlarına Adirondack Dağlarında rastlamaktadır. McAdie (1909), daha alçaktaki Cisco ile zirve istasyonunu karşılaştırdığında Cisco’da daha fazla ortalama yıllık yağışın olmasını, belli bir seviyeden sonra artış oranının küçülmesiyle açıklarken; yerden 500 m’ye kadarki artış oranını her 100 m’de 62 mm olarak tespit etmektedir. Yazara göre 500 m’den sonraki oran ise belirsizdir. İklimin bir göstergesi olarak Colorado’nun bitki örtüsünü inceleyen Robbins (1910), topografyadan kaynaklı çok sayıda istisnai durum olduğunu belirtirken, genel bir kural olarak yağış miktarının ve sıklığının yükseltiyle arttığının kabul edilebileceğini öne sürmektedir. Buna en güçlü kanıt olarak, dağların eteklerini esas olarak kserofit bitkilerin kaplamasına karşın; daha yüksek rakımlarda mezofitik bitkilerin hâkim duruma geçmesini göstermektedir. Yükseltiyle yağış artışına başka bir kanıt ise Becker (1883) tarafından, sıcaklıkla ilişkilendirilerek ortaya atılmaktadır. Yağış, doğası itibariyle nemli havanın yükseldikçe soğumasıyla ortaya çıktığından, ona göre yükselti arttıkça artan yağış miktarları, yükselti arttıkça düşen sıcaklık miktarlarının bir fonksiyonudur. Ancak buna karşıt olarak Çin kıyıları boyunca uzanan belirgin yükselti farklarının olmadığı adalarda Lee (1936)’nin tespiti, sıcaklığın fazla olduğu yerlerde yağışın da fazla olduğu şeklindedir.

Yağışın yükseltiyle arttığı görüşüne dair farklı bir açıklama getiren Suzuki vd. (2011)’ne göre yükseklerde daha büyük yağış miktarlarıyla karşılaşılmasının sebebinin,

yükselti arttıkça daha yoğun yağışların gerçekleşmesiyle değil daha çok sayıda yağış olayının ortaya çıkmasıyla alakalı olduğu düşünülmektedir. Bununla birlikte Britanya adalarında yağışın yükseltiye bağlı arttığını ancak bu ilişkinin doğrusal değil artan eğrisel bir özellik gösterdiğini öne süren Ballantyne (1983), bunu yükselti arttıkça daha da fazla artan yağış miktarları olarak açıklamaktadır. Bu görüşe göre yağış, bir yamaç boyunca yükseltiyle sabit bir oranda artmamaktadır. Öte yandan yükseltiyle birlikte artan yağış miktarları için sabit bir oran hesaplamak, genel olarak 1950'lere kadar önemli bir çaba olarak değerlendirilmektedir (Baker, 1944; Fernow & Gannett, 1888; Hilgard, 1893; McAdie, 1909; Poulter, 1936). Her 100 m'de bir; Fernow & Gannett (1888)'e göre Orta Avrupa'da 69 mm, Amerika'nın güneybatısında Hilgard (1893)'a göre 83 mm, McAdie (1909)'ye göre 500 m'ye kadar 62 mm artmaktadır. Yine Güneybatı Amerika'da Lee (1911)'ye göre yaklaşık 70 mm, McAdie (1914)'ye göre yaklaşık 80 mm artış oranının olduğunu Baker (1944) alıntılanmaktadır. Poulter (1936), Glasspoole (1933)'den yola çıkarak Britanya adalarında yükseltiyle yağış artışını 108 mm olarak hesaplamakta, kendi değerlendirmelerine göre ise yağış artış miktarının, yamaçların rüzgar almasına ya da duldada kalmasına bağlı büyük ölçüde değişiklik gösterdiğini değerlendirmektedir. Nitekim bunu Sierra Leone'de 31 istasyonla çalışan Hayward & Clarke (1996) da dile getirmektedir. Yağış gölgesinde kalan 14 istasyonun bulunduğu birinci grupta yağışın yükseltiyle artışı 122 mm olarak, okyanusa dönük 17 istasyondan oluşan ikinci grupta ise artış miktarı 43 mm olarak hesaplanmaktadır. Hayward & Clarke (1996)'ın bu sonuçları muson döneminde geçerlidir, kurak aylarda yağış yükselti arasında net bir ilişki gözlemlenememektedir.

Yağışla yükselti arasındaki pozitif ilişkinin niceliği, mekânsal temelde değişkenlikler sergilemekte (Barrows, 1933) ve zamansal boyut dikkate alındığında da bu özelliğin işlerliğinin olduğu anlaşılabilmektedir (Clyde, 1931). Öyle ki yağışın yükseltiyle artışının aylara göre nasıl değiştiğini inceleyen Varney (1920) Kaliforniya'da

yazın en küçük, kışın ise en büyük yağış artış miktarlarına rastlamaktadır. Lull & Ellison (1950)'a göre, Kaliforniya gibi Utah'ta da yazların kurak mevsim olarak nitelenebileceği bir sahada gerçekleşen yağışlardaki yükselti etkisi kışın büyümekte; yazın ise küçülmektedir. Smallshaw (1953) aynı durumu Tennessee'de gözlemlemekte ve bunu, iki mevsimi birbirinden ayıracak ölçüde belirleyici farklı karakterlerdeki yağış oluşum süreçleriyle ilişkilendirmektedir. Benzer sonuçlar Kuraji vd. (2001) tarafından elde edilerek, yükseltiyle yağış artışını kurak mevsimde gözlemlemekle birlikte yağışlı mevsimlerde bu artışın büyüdüğü tespit edilmekte böylece hem Varney (1920) hem de artış miktarının yıldan yıla değiştiğini dile getiren Clyde (1931) desteklenmektedir. Çünkü Tayland'ın kuzeyindeki bu su toplama havzasında yükseltiyle artış miktarı 1999'un yağışlı mevsiminde 1998 yağışlı mevsimine göre 2.5 kat daha fazladır. Aksi olarak Seko (1987)'nin Nepal Himalayaları içerisinde yer alan Langtang Vadisi'ndeki incelemesi, yağış miktarlarının kışın yükseltiyle arttığı; yazın yani bol yağışlı muson mevsiminde ise yükseltiyle azaldığı yönündeki sonuçlardan oluşmaktadır. Glazirin (1997) ise, Tanrı Dağlarının kuzeyindeki akarsu havzalarında en büyük pozitif gradyanlarla en fazla yağışın düştüğü yaz aylarında karşılaşıldığını, daha küçük olanlarının ise ilkbahar ve sonbahar aylarında görüldüğünü belirtmektedir. Kışa gelindiğinde ise gradyanın negatife döndüğünü yani yükselti arttıkça yağışın azaldığını ifade etmektedir. Yağış gradyanının dönemselliğini ele alan bu çalışmaların yanı sıra Harrison & Clark (1998), İskoçya'nın batısında yıllık toplam yağışın yükseltiyle azaldığına ulaşmaktadır. En alçağı 8 en yüksek 425 m'de bulunan 17 istasyonla ele alınan istatistiksel analizlere göre 1995 ve 1996 yıllarına ait yağış gradyanları sırasıyla her 100 m'de 35 ve 63 mm azalmaktadır.

Yağış miktarlarının gerek mekânsal gerekse de zamansal değişiminde yükselti etmeninin ne ölçüde açıklayıcı olduğunu ortaya koymak adına gerçekleştirilen ilk kantitatif çalışmalara örnek olarak Donley & Mitchell (1939)'in incelemesini vermek

mümkündür. Bu çalışmaya göre yaklaşık 760 m'lere kadar yağışla yükselti arasında anlamlı bir ilişki bulunmamaktadır. Bu sebeple bu seviyeden daha yüksekteki istasyonlar düz çizgi tekniğiyle değerlendirilmekte ve nem yüklü havanın geliş güzergâhının önemli olduğunu ifade edilmektedir. Spreen (1947), Batı Colorado'nun kış yağışlarını grafiksel korelasyon tekniğiyle öncelikle sadece yükselti açısından inceleyerek 0.55'lik pozitif bir katsayı hesaplamakta; daha sonrasında yükseltinin yanı sıra bakı, eğim ve istasyonun çalışma sahasındaki konumu gibi özelliklerini birlikte değerlendirerek katsayının 0.94'e yükseldiğini bulmaktadır. Ortalama yıllık verileri aynı teknikle ele alan Burns (1953), Spreen (1947)'e çok yakın sonuçlar elde etmektedir. Yine benzer bir çalışmaya (Linsley, 1958) atıfta bulunarak Sevrük (1974) yağışın dağılışı ortaya koymada yükseltinin kendisinden çok diğer topografik parametrelerle birlikte değerlendirilmesinin daha doğru bir yaklaşım olacağını önermektedir.

İtalya'nın güneyinde 44 yıla ait yıllık ortalama yağışları, 3 farklı yoldan Kriging enterpolasyonu ile değerlendiren bir çalışma, yüzey modellerinin hata değerlerini karşılaştırmaktadır (Diodato, 2005). Model sonuçları, sıradan kriging (OK) tekniğinden yardımcı değişkeni yükselti olan co-kriging (CK) tekniğine ve bu teknikten yardımcı değişkeni topografik indeks olan co-kriging (CK) tekniğine doğru iyileşmektedir. Sonuçta, çalışma yürütücüsü engebeli bir topografyaya sahip bir bölgede yağışı modellemek için sadece yükseltinin dikkate alınmasının yetersiz olacağı görüşüne ulaşmaktadır.

Kuzey Galler'de yükselti, enlem ve boylam bağımsız değişkenlerinin, yıllık ortalama yağışların dağılışına etkisini çoklu regresyonla inceleyen Unwin (1969), yükseltinin en belirleyici etmen olduğunu ortaya koymaktadır. Enlem de yağışın dağılışı istatistiksel olarak anlamlı bir etmen, ancak boylam, dağılışı kontrol etmemektedir. Ayrıca Unwin (1969), çalışma sahasında yağışın güneybatıdan kuzeydoğuya doğru genel olarak azalışının olduğunu belirtmekte, böylece yağış oluşum

sürecinde güneybatılı hakim rüzgarları doğrudan almanın ve orografyanın etkisine dikkati çekmektedir. Ona göre, bakı ve/veya akarsu havzasından uzaklık gibi değişkenlerle çoklu regresyon modellemesinin kapsamı genişletilmelidir.

Dünya çapında 10 tane, örneğin Kaliforniya'nın Sierra bölgesi gibi, orta ölçekli dağlık sahayı incelemeye alan Basist vd. (1994), topografyanın yağış üzerindeki etkisini ortaya koymak üzere basit ve çoklu regresyon analizleri gerçekleştirmektedir. Bunun için 6 adet bağımsız değişken tespit edilmiştir: Bunlar tek tek eğim, yükselti, bakı, yönelim ve 2 tane de türetilmiş eğim-yönelim ve yükselti-bakı değişkenleridir. Yazarlar bakıyı, istasyonla o istasyona yukarıdan gelecek hava akımlarını engelleyebilecek topografik bariyer arasındaki mesafe olarak tanımlamaktadır. Yönelim ise 700 hPa seviyesindeki hakim rüzgar yönü ile istasyonun bulunduğu akarsu havzasının ana eksenine yaptığı açı olarak işleme alınmaktadır. Basit regresyon sonuçlarına göre, 6 değişken arasında yağışın dağılımını en iyi açıklayan değişkenlerin türetilmiş olanlarla elde edildiği belirtilmektedir. Bakı ve yönelimin ise, sanıldığı gibi aksine yükselti ve eğimden daha güçlü birer kontrol faktörleri olduğu vurgulanmaktadır. Eğim ve yükselti, bu çalışmada yağışın dağılışı üzerinde en zayıf etkiye sahip değişkenlerdir. Çoklu regresyon modellerine gelindiğinde ise en güçlü açıklayıcılar bakı ve yükselti-bakıdır. Ayrıca yükselti, 10 adet çoklu regresyon analizinin sadece 3'ünde istatistiksel olarak anlamlıdır. Bunlardan ikisi Orta Kenya ve Kaliforniya'nın Sierra bölgesinde pozitif etkiyle ortaya çıkarken, diğeri British Columbia'da ortalama yıllık yağış her 100 m'de 35 mm azalmaktadır.

Türkiye'de yağış yükselti ilişkisi

Erol (2011, s. 252), yağış miktarının mekânsal dağılımını kontrol eden faktörleri; hava kütlelerinin özelliği, yükselti, yer şekilleri, denizden uzaklık, deniz akıntıları ve orman şeklinde sınıflandırmaktadır. Bu faktörlerden bazıları ile yağış arasında genel bir kural olarak kabul edilebilecek ilişkiler bulunmaktadır. Buna göre denizden uzaklığın artması, yağış miktarında azalmaya yol açmaktadır. Yağış miktarındaki artış ise, sıcak deniz

akıntılarına, orman örtüsünün varlığına ya da yükseltinin artışına bağlı olarak ortaya çıkmaktadır. Yükselti arttıkça yağış artar şeklindeki bir önerme, hem uluslararası hem de ulusal literatürde geçerliliğini korumaktadır (Darkot, 1943; Tümerterkin & Contürk, 1960).

Ardel (1960, s. 277)'e göre yamaç dikliği ile yağış artışı arasında doğru bir orantı vardır. Dolayısıyla daha dik bir yamaç boyunca yükselti artışı, daha eğimli bir yamaçtakine kıyasla yağış miktarını daha çok artırmaktadır. Ayrıca bir yamaçta zirveye kadarki yükselti artışı her zaman yağışı artırmamaktadır. Buna göre belli bir yükselti seviyesine erişildiğinde, bu seviyeden sonra artık yükselti artsa da yağış azalmaktadır. Bu yükselti, en çok bulutluluk seviyesini göstermekte ve bu seviyenin yerden yüksekliği, nemli veya kurak ortam koşullarına bağlı olarak zamansal ölçekte değişmektedir.

Türkiye’de yüksek dağ istasyonlarının yetersizliğinden sebeple en çok bulutluluk ya da diğer adıyla en çok yağış seviyesini tam olarak tespit edebilmek mümkün olmasa da, Çiçek & Ataol (2009), Alp-Himalaya orojenik kuşağında bu yükseltinin ortalama 3000 m’lerde olduğunu belirtmekte dolayısıyla Türkiye’de de bu seviyenin en az 2500 m’de olabileceğini önermektedir. Bu bakımdan su potansiyelini belirlemek üzerine kurulan çalışma yönteminde yağış, 2500 m’ye kadar düzenli bir şekilde arttırılmaktadır. Düzenli artış miktarı ise, Schreiber’e atfedilen eşitlikteki sabit değer 54 mm’dir.

“Schreiber formülü” olarak adlandırılan eşitlikten ilk olarak Ardel (1960, s. 279) bahsetmektedir.³ Kısaca “her 100 metre yükselişe karşılık yağışın 54 mm arttığı” şeklinde ifade edilen (Ardel vd., 1965, s. 166) bu eşitlik ([Eşitlik 1](#)), yıllık ortalama yağışı bilinen

³ Yazar eşitlikten bahsederken metin içinde 58 numaralı atıf olarak göstermekte ancak kaynakça kısmında bu atıfa ulaşamamaktadır. Aynı yazarın dahil olduğu çok yazarlı başka bir yayında (Ardel vd., 1965) Schreiber formülü ele alınmış ancak bu yayının da kaynakça kısmında Schreiber’e ait bir atıfa rastlanmamaktadır. Dönmez (1979)’in yayınında da bu formüle dair ilk kaynağın ne olduğu öğrenilememektedir.

bir noktanın yükseltisini ve yağışını referans alarak, yükseltisi bilinen ancak yağışı bilinmeyen diğer bir noktanın yağış miktarının tahmininde kullanılmaktadır.

$$P_h = P_0 + 54h \quad [1]$$

Dönmez (1979, s. 177) ile birlikte diğer önceki yayınlarda formülün uygulanışı, Bursa-Uludağ çifti örneği üzerinden açıklanmaktadır. Çiftin alçak noktası 100 m'deki Bursa istasyonudur ve yıllık ortalama yağış değeri 725 mm'dir. Çiftin yüksek noktası Uludağ'ın kuzey yamacında 1700 m'deki farazi bir istasyondur ve formül uygulandığında bu istasyonda ölçülmesi gereken değer 1589 mm'dir. Sonuçta formülün esas özelliği, alçak noktanın yağış miktarı üzerine her 100 m'de 54 mm daha yağış ekleyerek yüksekteki bir nokta için değer öngörmektir. Tam tersi olarak yağışı bilinmeyen alçak nokta ise, yüksekteki referans noktasının yağış miktarından her 100 m'de 54 mm eksiltilerek hesap yapılmaktadır. Buna göre 100 m'deki Bursa istasyonunun 725 mm'lik yıllık ortalama yağışına karşılık 0 m'deki bir farazi bir noktada yıllık ortalama yağış 671 mm olmalıdır. Yıllık ortalama yağışlarda 54 mm olarak ele alınan sabit değer, aylık ortalama yağışların her 100 m'deki değişimi için 4.5 mm olarak formüle dahil edilmelidir (Dönmez, 1979, s. 178). Ancak Biricik (2009, s. 155) bir istasyonda her ay aynı miktarda yağış ölçülemediğine göre, 4.5 mm'lik değişim katsayısının her ay için kullanışlı olamayacağını savunmaktadır.

$$P_h = P_0 + 52h \quad [2]$$

Schreiber eşitliğinden sabit değerinin 54 yerine 52 olmasıyla ayrılan “Conrad formülü” olarak adlandırılan eşitlikle (Eşitlik 2) beraber, ortalama eğimi de dikkate alan bir diğer eşitlik “Huber formülü” (Eşitlik 3) yine aynı istasyon çifti aracılığıyla açıklanmaktadır (Ardel, 1960, s. 279; Ardel vd., 1965, s. 168; Dönmez, 1979, s. 179). Yamaç eğiminin ortalama 45° olduğu varsayıldığında -ki bu $Tg \alpha$ 'nın 1 olması anlamına gelir- aynı çiftin 1700 m'deki yüksek noktasında yağış 1769,4 mm olmalıdır. Buna göre

100 m'deki 725 mm yağışıyla Bursa istasyonundan sonra, 45° eğimli 1600 metrelik yükselti farkının her bir 100 m yükselti basamağındaki artış veya azalış 65.2 mm olacaktır.

$$P_h = P_0 + 41,4h + 382 Tg \alpha \quad [3]$$

Türkiye'nin 7 coğrafi bölgesinde yükseltiyle yağışın nasıl değiştiğine dair bir inceleme olarak Aydınözü (2008) tarafından ortaya konulan çalışmada, değişim miktarının her bölgede farklı değerler aldığı saptanmaktadır (Tablo 1).⁴ Her 100 m'lik değişimde yağış miktarı en az Karadeniz Bölgesi'nde değişmektedir. Burada değişim miktarı 18 mm'dir. En çok değişim İç Anadolu ve Ege Bölgelerinde sırasıyla 61 ve 56 mm'dir ve diğer bölgelerdeki değişim miktarlarıyla birlikte ortalama hesaplanmakta, buna göre Türkiye'yi temsil edebilecek değişim miktarının 40 mm ile bu ortalama değer olduğu önerilmektedir. Yazar, aynı zamanda, her bir coğrafi bölgede birer istasyon çiftiyle elde edilen bu sonuçların, 7 değil daha çok sayıda istasyon çiftiyle çalışıldığı durumda daha gerçekçi çıktılarının olacağını altını çizmektedir.

Tablo 1: Coğrafi bölgelerdeki yükseltiyle yağışın değişimine dair örnek çalışmayla ve Schreiber Formülüyle hesaplanan sonuçların karşılaştırılması

	Yükselti (m)	Yağış (mm)	Aydınözü	Schreiber	Fark
Uludağ	1877	1464	0,44	1633,58	169,58
Bursa	100	674			
Uzungöl	1450	1121	0,18	1632,48	511,48
Trabzon	38	870			
Denizli	425	555	0,56	549,44	-5,56
Alaşehir	189	422			
Hadım	1552	645	0,62	603,88	-41,12
Konya	1030	322			
Sarıkamış	2100	600	0,36	658,2	58,2
Kars	1770	480			

⁴ Yazar yüksek istasyon yağışından alçak istasyonun yağışını çıkarmakta, bu farkı yükselti farkına bölmektedir. Elde edilen bu sonucu da 100 m'de 54 mm ile karşılaştırılabilir bir standart elde etmek için 100 ile çarpılmaktadır. Yüksek istasyonun yağışı bilinmeseydi, Schreiber formülüne göre istasyonun yağışı ne kadar olacaktı sorusunun sonuçları söz konusu bu çalışmada ele alınmıştır. Sonuçta Aydınözü (2008)'nin yüksek istasyonlarına ait yağış değerleri, formülle elde edilen sonuçların kontrolü için kullanılmıştır ve bunu fark sütununda görebilmek mümkündür. Burada formülle hesaplanan değerden, yüksek istasyonda ölçülen yağış değeri çıkarılmaktadır.

<i>Gülek</i>	950	793	0,23	1089,38	296,38
<i>Mersin</i>	3	578			
<i>Siverek</i>	801	550	0,41	583,16	33,16
<i>Urfa</i>	547	446			

Türkiye’de yağışın mekânsal dağılışını içeren birçok çalışmada Schreiber formülünden yararlanılmaktadır (Avcı, 2016; Canpolat vd., 2020; Değerliyurt, 2013; Erdoğan vd., 2015; Hepbilgin & Koç, 2019; Özdemir & Tatar Dönmez, 2016; Yıldırım vd., 2015).⁵ Ancak formülünün gerçekte olduğundan daha abartılı sonuçlar verdiğine ulaşan yayınlar da bulunmaktadır (Işık vd., 2019). Melet Çayı’nın su toplama havzasındaki potansiyel erozyon miktarını ortaya çıkarmayı amaçlayan Hatipoğlu & Uzun (2020), model çalışmalarına girdi oluşturacak yağış verisini Schreiber formülüyle hesapladıkları taktirde, çalışma sahasında hatalı sonuçlara ulaşılacağını bu sebeple formülü kullanmayı tercih etmediklerini dile getirmektedir. Nitekim Aydınöz (2008) de, formülün Türkiye’nin gerek geneli gerekse bölgelerin kendi içerisinde geçerli olmadığını ispatlamaktadır (Tablo 1). Yükseltiyle yağış değişim miktarları, ele alınan çeşitli mekânsal ve zamansal ölçekler bağlamında farklılıklar göstermektedir (Atalay, 2010, s. 476).

Yağışın mekânsal dağılışını ortaya çıkarabilmek üzere coğrafi bilgi sistemlerinin araçları, enterpolasyon yöntemleri de sıklıkla kullanılmaktadır. Bu yöntemlerle, ölçümü yapılmış belirli noktalar referans alınarak ölçümü yapılmamış noktalara değerler atanmasıyla oluşturulan yüzeyler elde edilmektedir. Ölçümü yapılmamış noktalara değerlerin verilmesi birtakım matematiksel ve istatistiksel işlemlere dayanmaktadır

⁵ Eşitliğin, burada değinilmeyen dili Türkçe olan diğer iki yayında ‘Schreiber enterpolasyonu’ ve İngilizce olan başka bir yayında ‘Schreiber enterpolasyon yöntemi’ olarak adlandırıldığıyla karşılaşılmıştır. Ancak Schreiber formülünün sadece basit bir eşitlik olduğu, enterpolasyon yöntemi olarak tanımlanmasının uygun olmayacağı düşünülmektedir. Çünkü bu yöntemler esasında Aydın & Çiçek (2013)’in ya da Bayraktar vd.(2005)’nin belirttiği gibi ölçüm noktaları arasındaki mekânsal korelasyona dayanmaktadır. Korelasyon, ölçümü yapılmış noktalar ve bu noktalara ait ölçüm değerleri kümesi içerisindeki her elemanın birbirini etkilediği ya da birbirinden bağımsız olmadığı yaklaşımını içermektedir. Bu bakımdan kümenin bütünündeki ilişkiyi dikkate almayan, başka sözcüklerle küme içerisindeki elemanların her biri için tek tek doğrusal bir hesaplama yapan Schreiber formülü, enterpolasyon yöntemi olarak değerlendirilmemelidir. Enterpolasyonun uygulanabilmesi için konumu da ölçümü de bilinen en az iki noktaya gereksinim duyulmaktadır. Bunu ise eşitliğin sağlamadığı açıktır çünkü ‘Ph’ noktasında ölçüm bilinmemektedir.

(Çetin & Tölücü, 1998) ve ortaya çıkan yüzey, ölçümü yapılan değişkenin mekanda nasıl dağıldığını göstermektedir (Aydın, 2014, s. 40).

Bostan & Akyürek (2007) 225 meteoroloji istasyonundan sağlanan yıllık ortalama yağış verisinin mekânsal dağılışını ortaya çıkarabilmek için, sayısal yükseklik modellerinden türetilmiş yükselti, bakı, akarsuya olan mesafe, arazi kıvrımlılığı, arazi pürüzlülüğü, tek tek kuzey-güney-batı kıyılarına olan en yakın mesafeler gibi değişkenlerin yağış üzerindeki etkisini değerlendirmektedir. Çalışmada 2 yöntem uygulanmıştır. Bunlar, co-kriging ve coğrafi ağırlıklı regresyon (GWR) analizleridir. Co-kriging için 10 farklı üçlü bağımsız değişkenler grubu belirlenmiş olup bunların 9'unda bakı, 8'inde yükselti değişkeni bulunmaktadır. Hem yükselti hem bakı değişkenin bulunduğu üçlü grubun sayısı ise 7'dir. 10 farklı co-kriging modellemesinin tahmin hatalarının ortalamaları hesaplanmış ve en küçük ortalamanın, yükselti-bakı-akarsuya olan mesafeden oluşan değişken grubuyla gerçekleştirilen modellemeye ait olduğu tespit edilmiştir. Belirleme katsayısının da en yüksek olduğu bu grupla, yağışın mekânsal dağılışının daha doğru temsil edilebileceği belirtilmektedir. Sonraki aşamada sayısal yükseklik modelinden türetilen tüm değişkenlerin hepsi birden GWR modellemesine dahil edilmektedir. Bu analize ait ortalama hatanın, 10 farklı co-kriging analizinin her birinden daha düşük olduğu bulunmaktadır. Ayrıca GWR analizinin belirleme katsayılarının kriging enterpolasyonu ile mekânsal dağılışı gerçekleştirilmekte ve sonuçta başta Karadeniz'in doğu ve batı bölümleri ile Akdeniz Bölgesi olmak üzere kıyıya komşu bölgelerde kullanılan değişkenler yağışın dağılışını daha fazla etkilerken, Anadolu'nun kıyıdan uzak iç kesimlerinde bu etkinin nispeten daha az olduğuna ulaşılmaktadır. Yükselti-yağış ilişkisinin ise Ege'nin Menteşe Dağları kuzeyinde kalan kesimi ile Marmara Bölgesi, Cihanbeyli ve Kırşehir Platoları, Fırat ve Dicle Havzalarında pozitif iken Doğu Karadeniz'de negatif olduğu belirlenmektedir.

İç Anadolu'daki 74 adet meteoroloji istasyonuna ait 1975'ten 2006'ya kadarki aylık verilerle çalışan Apaydın vd. (2011), kriging ile yardımcı değişken olarak yükseltinin tanımlandığı co-kriging tekniklerinin hata değerleri arasında karşılaştırma yaparak yükseltinin iklim değişkenleri üzerindeki etkisini ortaya koymayı amaçlamaktadır. İkinci teknikle yükseltinin dikkate alınmış olunması, güneş radyasyonu, sıcaklık, rüzgar hızı değişkenlerinin enterpolasyonunda iyileştirmeleri sağlamaktadır. Ancak araştırılan diğer değişkenler güneşlenme süresi, nispi nem ve yağışın dağılışında co-kriging tekniğinin hata değerleri daha büyük olduğundan, yazarlar bu değişkenlerle yükselti arasında bir ilişkinin olmadığı sonucuna ulaşmaktadır. Ayrıca 6 değişkenin yıllık ortalamaları, çoklu regresyon eşitlikleri ile incelenmiştir. Sonuçta enleme ve yükseltiye bağlı olarak; güneş radyasyonu, güneşlenme süresi ve sıcaklık büyük ölçüde değişmektedir. Ancak enlem ve yükselti, rüzgâr hızının, nemliliğin ve yağışın dağılışını açıklamada yetersiz kalmaktadır.

Tüm Türkiye'yi 225 adet meteoroloji istasyonunun ortalama yıllık yağış verileri ile çalışan Bostan vd. (2012) ise, yağışın mekânsal dağılışını daha iyi ortaya koyabilen yöntemi tespit edebilmek adına regresyon ve kriging tekniklerini karşılaştırmaktadır. 1970-2006 yıllarını kapsayan veri seti bakı, yüzey pürüzlülüğü, akarsu yoğunluğu, arazi kullanımı, ekolojik bölgeler, kıyıya en yakın mesafe ve yükselti ile ilişkilendirilmektedir. Buna göre çoklu doğrusal (MLR) ve coğrafi ağırlıklı (GWR) regresyon tekniklerinin, kriging tekniklerinin gerisinde kaldığına ulaşılmaktadır. En iyi birinci ve ikinci teknikler olarak önerilen regresyon (RK) ve evrensel (UK) kriging ile regresyon teknikleri kullanıldığında en büyük yağış tahminleri, Anadolu'nun kuzeydoğu, kuzeybatı, güneydoğu, güney ve batı kesimlerinde elde edilmektedir. Sıradan (OK) ya da yükselti evrensel kriging (UK) tekniklerinin en yüksek yağış tahminleri, Anadolu'nun kuzeydoğu, kuzeybatı, güneydoğu ve güneybatı kesimlerinde ortaya çıkmaktadır. İç Anadolu'da ve kısmen Doğu Anadolu'da tahminler yer yer 300 mm'nin altına düşmektedir. Van Gölü

ile Atatürk ve Keban Barajları çevrelerinde ise yağış tahminleri nispeten büyüktür. Bu su kütlelerinin çevrelerinde tahminler büyüdüğü gibi, Yılmaz vd. (2012) buralarda yağışın düzensizliğinin de arttığını bulgulamaktadır. Dolayısıyla en azından buralarda su kütlelerinin yüzeyinden itibaren çevreye doğru artan yükseltiye bağlı yağışın miktarında ve düzensizliğinde artışın olduğu söylenebilmektedir. Ancak burada çevreye doğru yükseltinin artışı, sağlayacağı potansiyel nem takviyesiyle bir yağış sistemini kuvvetlendirebilecek özellikteki su kütlesinden uzaklaşmak anlamına gelmektedir.

Doğu Karadeniz’de yağışın mekânsal dağılışını, 38 adet meteoroloji ve 40 adet akım istasyonu ile ortaya koymayı amaçlayan Eriş & Ağırlioğlu (2017), söz konusu bölgede mevcut istasyon ağının yağışın orografik karakterini yansıtmada yetersiz kaldığını belirtmektedir. Bu nedenle ortalama yıllık akım ve gerçek evapotranspirasyon hesaplamalarına ait enterpole edilmiş yüzeyler birlikte ele alınarak bir yağış haritası üretilmektedir. Bu yağış haritasına göre kıyılar en fazla yağışı almakta ve iç kesimlere geçildikçe yani yükselti arttıkça yağış azalmaktadır. Gerçekten Atalay (2010, s. 476)’a göre de Kuzey Anadolu’daki sıradağların Karadeniz’e bakan yamaçları söz konusu olduğunda yağışın yükseltiye artışı geçerli olmayabilmektedir. Ayrıca, denize dönük bu yamaçlarda yükseltiye bağlı yağış artışından bahsedilecekse bunun için yaz döneminin daha uygun olduğu yazar tarafından belirtilmektedir.

Bir sahada, yağışın yükseltiye nasıl değiştiği ele alınmak istendiğinde, yükseltiyi tek başına değerlendirmek gerçekçi sonuçlara ulaşmamızı engellemektedir. Çünkü bir rölyef üzerinde bir noktadan diğer bir noktaya geçişte değişen sadece yükselti olmamakta, enlem-boylam gibi coğrafi konum ile bakı, eğim ve denize uzaklık gibi unsurların değişimi de yükselti değişimine eşlik etmektedir. Güneş’ten gelen radyasyonun yıl içerisindeki değişimi enleme bağlı gerçekleştiğinden, boylamın yağış üzerindeki olası etkisi ihmal edilip genel olarak enlem değerlendirilmeye alınmaktadır. Meteoroloji istasyonlarının bakı şartları kolaylıkla tespit edilebilse de yağış açısından bakının, denize

ya da hava kütlesinin geliş istikametine dönüklüğünün önemli olması, bu özelliğin de Türkiye’de bölgelere göre farklılık göstermesi ve aylık değişmesi, bakıya dair çalışmaları zorlaştırmaktadır. Bu çalışmada, genel olarak enlem, denize uzaklık ve yükseltinin yağışta nasıl bir değişime yol açtığı araştırılmıştır. Ayrıca istasyon çiftleriyle söz konusu bu çalışmanın kapsamı genişletilmiş yağışın yükseltiyle hem aylık hem de yıllık değişimi incelenmiş, yükseltiye bağlı yağış değişiminin çiy noktası ile ilişkisi üzerine analizler gerçekleştirilmiştir. Bu analizlerle;

- 1) Genel bir kural olarak ele alınan yağışın yükseltiyle arttığı önermesi her zaman doğru mudur? Bazı bilim insanlarınca istisnai olarak tanımlanan yağışın yükseltiyle artmadığı veya azaldığı durumlar, gerçekte istisna olarak değerlendirilebilecek kadar nadir mi ortaya çıkmakta yoksa daha geniş bir zaman ve mekânı mı kapsamaktadır?
- 2) Türkiye’de yağış ne zaman ve nerelerde yükseltiyle artmakta veya azalmaktadır? Artışın veya azalışın olduğu yerlerde hep artış veya hep azalış mı geçerlidir? Artışın ve azalışın miktarı nedir? Değişim miktarı yıl boyunca aynı mıdır ya da yıl içerisinde değişim miktarı nasıl bir özellik göstermektedir?
- 3) İstasyon çiftlerinin kendi içerisinde beliren yükseltiyle yağışın gradyanı (değişim miktarı), çifti oluşturan istasyonlarda ölçülen yağış miktarına göre nasıl değişmektedir? Çiftin daha yüksekteki veya daha alçaktaki istasyonunda yağış artarsa yağış gradyanı ne kadar olmaktadır? İstasyon çiftinin yağış ortalaması, yağış gradyanını nasıl değiştirmektedir?
- 4) Yağış, bulutu oluşturan unsurların bulut tabanından ayrılarak yere ulaşmasıyla oluştuğuna göre bulut tabanının kurulduğu sıcaklık yani çiy noktası sıcaklığı (ÇNS), istasyon çiftlerindeki yağış gradyanına nasıl etki etmektedir? Yüksek istasyonda ÇNS artarsa çiftteki gradyan nasıl değişmektedir? Aynı soru alçak

istasyon için de geçerli olduğunda gradyan artar mı ya da azalır mı? Çiftin ortalama ÇNS artarsa gradyan değerinde nasıl bir değişim olur?

Araştırma sorularına cevaplar aranmış, tartışmalar yapılmıştır. Analiz sonuçları genel olarak grafik ve haritalarla gösterilmiş, bazı durumlarda direkt değerler üzerinden inceleme gerçekleştirilmiştir.

Çalışmanın bundan sonraki kısmında, sırasıyla veri ve yöntem, farklı kısımlardan oluşan bulgular, sonuçların değerlendirildiği tartışma ve sonuç yer almaktadır. Yöntem bölümündeki anlatım, bulgulardaki kısımlara göre gerçekleştirilmiştir. Genel değerlendirme bölümünde ise örneklerle başvurulmuştur.

2. VERİ ve YÖNTEM

Bir parametreye ilişkin ölçümlerin iki farklı noktada gerçekleştirilmesiyle birlikte, incelenen parametrenin bu iki nokta arasında nasıl bir değişiminin olduğunu ortaya çıkarmak amacıyla söz konusu noktalar birbirleriyle karşılaştırılabilmektedir. Temelini karşılaştırmanın oluşturduğu, ölçüm noktaları ya da istasyon çiftleri yaklaşımının klimatoloji çalışmalarında kullanımı yeni değildir (Ballantyne, 1983; Harrison & Clark, 1998). Aydınöz (2008), belirlediği istasyon çiftlerinde yağışın yükseltiyle değişimini; Aykır (2017) ise seçtiği istasyon çiftlerinde şehirleşmenin, sıcaklık eğilimlerindeki etkisini araştırmıştır.

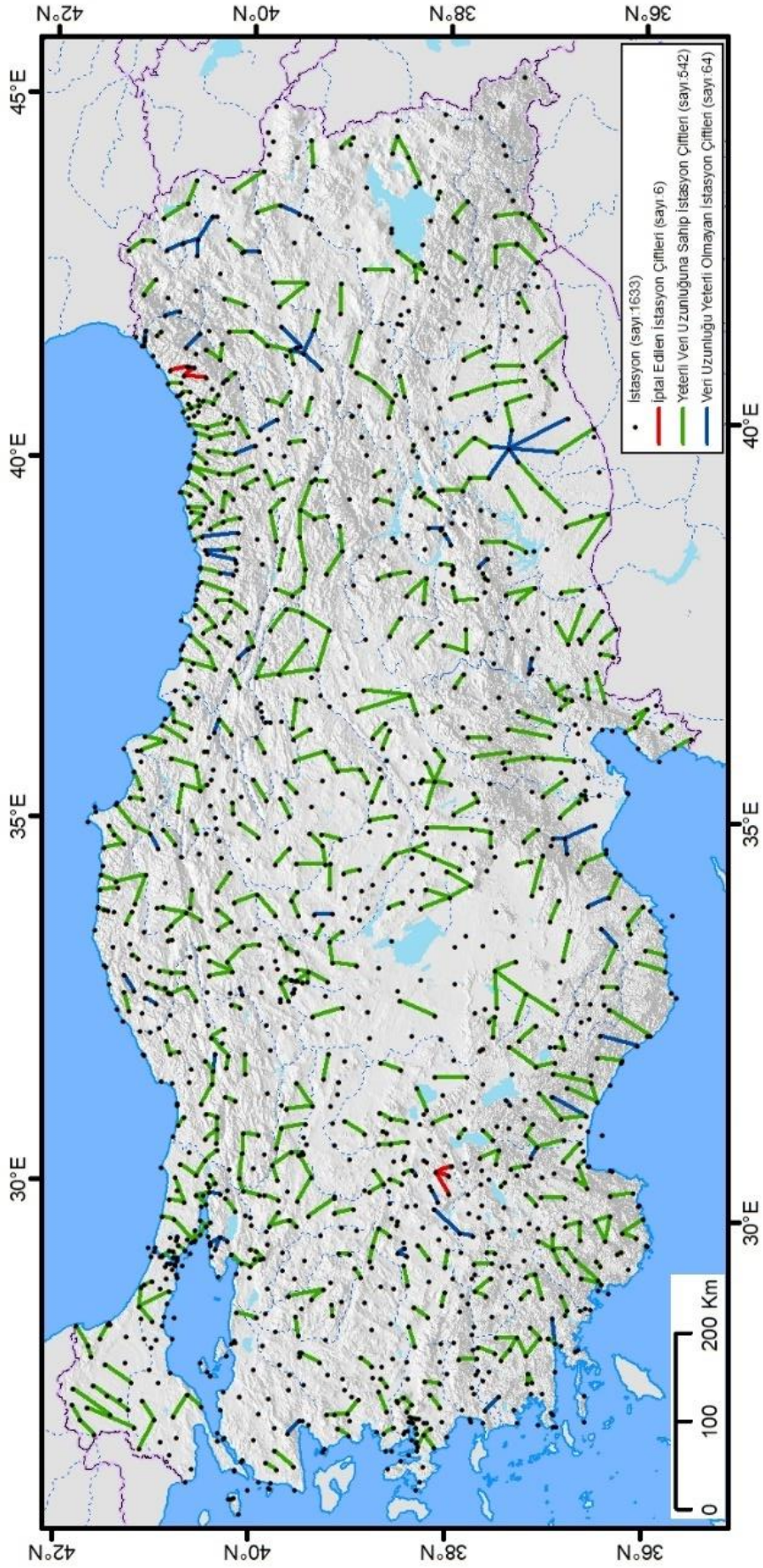
Türkiye’de yağışın yükseltiyle nasıl değiştiğini inceleyen bu çalışmanın büyük bir kısmını, belirlenen istasyon çiftlerinde uygulanan istatistiksel analizler oluşturmaktadır. İstasyon çifti yaklaşımına göre, aynı dönemde iki istasyonda ölçülmüş yağış miktarlarındaki farklılık, yükseltilerinin farklı olmasından kaynaklanmaktadır. Düzensiz bir dağılıma sahip meteoroloji istasyonları arasından sözü edilen çiftlerin belirlenmesinde birtakım kriterler göz önünde bulundurulmaktadır. Bu kriterleri:

1. Çift oluşturacak istasyonlar arasındaki yatay mesafenin (kuş uçuşu) aynı yağış olayından etkilenebilecek kadar kısa olması,
2. Çift olması düşünülen iki istasyon arasındaki düşey mesafenin (yükselti) en az 100 metre olması,
3. Yağış getiren sistemlerin çoğunlukla batılı olmasından dolayı, iki istasyon arasındaki doğrultunun, bu sisteme paralel olması,
4. İstasyonların aynı alt havza içerisinde yer alması,
5. Çift olması düşünülen istasyonlar arasında beliren doğrultunun bir topografik sırtı kesmemesi,
6. İstasyonların çift olarak belirlenebilmesi için mümkünse her iki istasyonun da aynı yamaçta bulunuyor olması gibi sıralamak mümkündür.

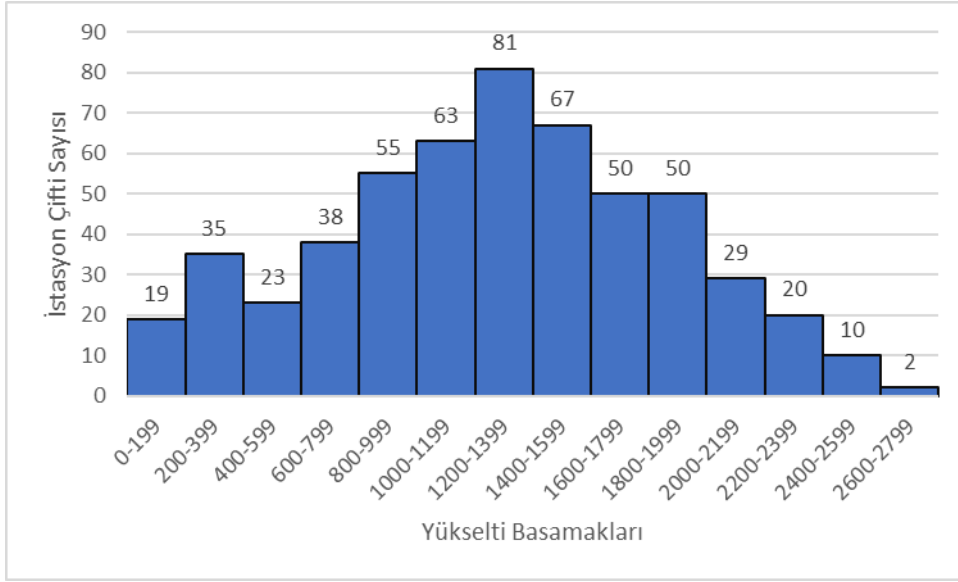
Belirtilen bu son kriteri ayrıca açıklamak yararlı olacaktır. Buna göre bir vadinin karşı yamaçlarında bulunan iki istasyon arasında bir çiftin tespit edilebilmesi için, vadinin uzanışı göz önünde bulundurulmalıdır. Vadi kabaca kuzey-güney uzanışlı ise böyle bir vadi içerisinde karşı yamaçlarda yer alan istasyonlarla çift tespit etmek mümkün değildir. Çünkü böyle bir vadinin bir yamacındaki istasyon yağış gölgesinde kalırken diğer yamaçtaki istasyon batılı yağış sistemine dönük bir şekildedir. Dolayısıyla, bu ikisi arasındaki yağış miktarları farklılığını sadece yükseltiyle açıklamak güçleşmektedir. Eğer vadi doğu-batı uzanışına sahipse, batıdan gelen yağış sistemi böyle bir vadi içerisinde kanalize olacaktır ve her iki yamaçta ölçülen yağış miktarlarında yükselti dışında belirgin bir farklılığa yol açmayacaktır. Bu nedenle bu çalışmada bundan kaçınılmış ve karşı yamaçlardaki istasyonlar eşleştirilmemiştir.

Çalışma başlangıcında, Türkiye’de 1633 otomatik meteoroloji gözlem istasyonu haritalanmış, yukarıda açıklanan kriterler doğrultusunda 612 istasyon çifti belirlenmiş, ancak verilerinde yanlışlık olduğu düşünülen istasyonların kaldırılmasıyla çift sayısı 606 olmuştur (Şekil 3). Veri kontrolü gerçekleştirildikten sonra çift sayısı daha da azalmış ve 542 çiftin veri uzunluğunun yeterli olduğu tespit edilmiştir.

Veri uzunluğu 60 ay ile sınırlandırılmış ve verisi bundan daha az olan hiçbir çift analizlere dahil edilmemiştir. Böylece, yıllık ve aylık yağış gradyanları ortalamalarının ve sıklıklarının hesaplandığı analizler ile istasyon yağışlarının bu gradyanları etkileme durumlarının incelendiği analizlerde 542 çiftle çalışılmıştır. 542 çiftten 81 tanesinde yüksek istasyonun yükseltisi 1200-1400 m’ler arasındadır (Şekil 4). Yüksek istasyonun yükseltisinin 1400 m’den daha fazla olduğu çift sayısı düzenli bir şekilde azalmakta, sadece 2 istasyon çiftinde yüksek istasyon 2600 m’yi geçmiştir. 2800 m’den sonraki seviyelerde istasyonun olmaması, yağışın bu seviyeden sonra yükseltiye bağlı nasıl bir değişim geçirdiğine dair bilgi eksikliğine neden olmaktadır.

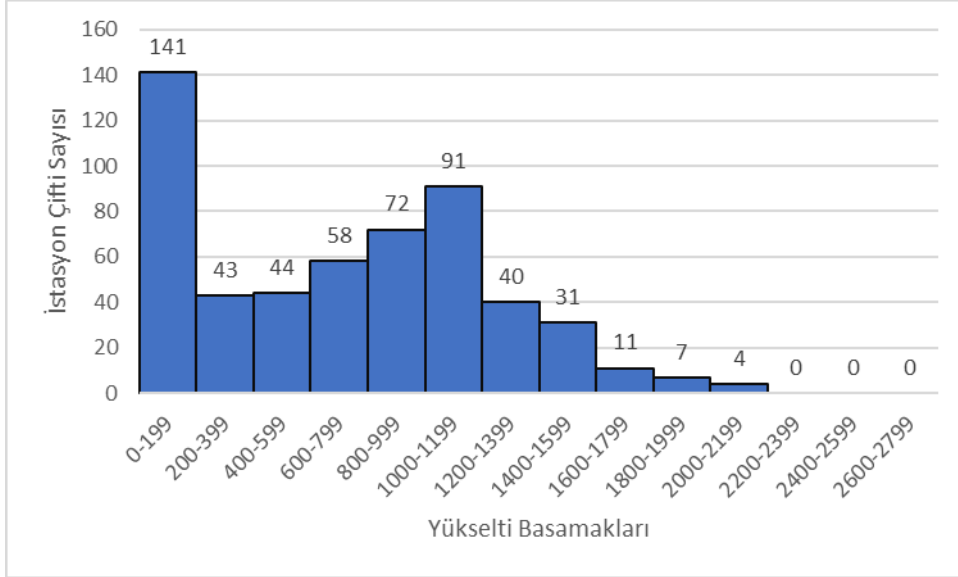


Şekil 3: Türkiye'deki meteoroloji istasyonları ve bu istasyonlarla belirlenen istasyon çiftleri



Şekil 4: Belirlenen istasyon çiftlerinin yüksek istasyonlarına ait yükselti sıklık grafiği

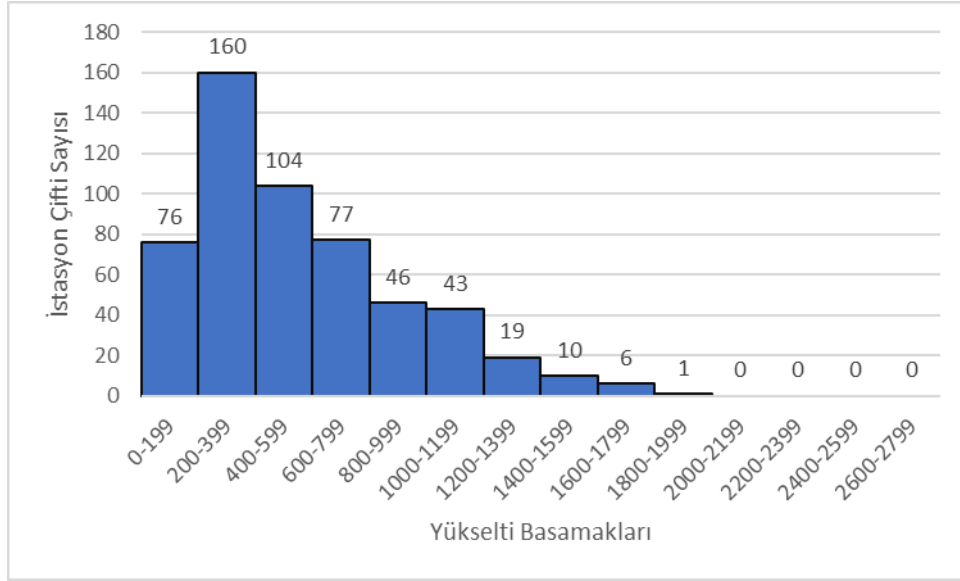
542 çiftten 141’inde alçak istasyonun yükseltisi 200 m’den alçaktır (Şekil 5). Alçak istasyonların 91’inde yükseklik, 1000-1200 m’ler arasındadır. Alçak istasyonunun 1200-1400 m’den daha yüksekte olduğu çift sayısı düzenli bir şekilde azalmakta, hiçbir çiftin alçak istasyonu, 2200 m’den daha yüksekte bulunmamaktadır.



Şekil 5: Belirlenen istasyon çiftlerinin alçak istasyonlarına ait yükselti sıklık grafiği

Çiftlerin yüksek ve alçak istasyonları arasındaki yükselti farkı sadece bir çiftte 1800 m’yi aşmaktadır (Şekil 6). 2000 m’den daha fazla yükselti farkı olan hiçbir çift belirlenmemiştir. Yükselti farkının 600 m’den düşük olduğu çift sayısı 340, 600-800 m

olduğu çift sayısı 77'dir. Farkın 800 m'den de daha fazla olduğu çift sayısı düzenli bir şekilde azalmaktadır.



Şekil 6: Belirlenen istasyon çiftlerindeki yükselti farklarına ilişkin yükselti sıklık grafiği

İstasyon çiftleri oluşturulduktan sonra, Meteoroloji Genel Müdürlüğü'nden çiftleri oluşturan istasyonlarda ölçülen 2005-2021 dönemine ait aylık toplam yağış miktarları talep edilmiştir. Yağış miktarları, iki istasyon arasındaki yağış gradyanını belirleyebilmek açısından gereklidir. Ayrıca bu temel verinin yanı sıra, genel olarak 4 başlıkta gerçekleştirilen çalışmanın sonuncu başlığında istasyonların çiy noktası sıcaklıklarının hesaplanabilmesi için aylık ortalama minimum sıcaklık ve aylık ortalama nispi nem verilerine de ihtiyaç duyulmuştur. Aylık ortalama nispi nem ve aylık ortalama minimum sıcaklıkla birlikte, bunun sağlanması olması bakımından aylık ortalama maksimum ve aylık ortalama sıcaklık verisi de istenmiştir. MGM'den sağlanan veri setinin düzenlenmesi, kontrolü ve analizi için Microsoft Excel programının araçları kullanılmıştır.

Excel'de istasyon çiftleri şeklinde tablolastırılan veri setinden hatalı olduğu düşünülen değerler silinmiştir. Veri kontrolünün uygulanışı, aşağıdaki örnekler üzerinden açıklanmıştır. Temin edilen veride örneğin 19012 kodlu Cele Orman Sahası (Bolu) istasyonunda 2018 yılının mayısından 2019'un ekimine kadarki 18 ayda ortalama nispi

nem 100'ü göstermektedir dolayısıyla veri setinden bu kısım kaldırılmıştır. Aynı şekilde 18327 kodlu Kayapınar Devegeçidi (Diyarbakır) istasyonunda 18 ay ve 18328 kodlu Kocaköy (Diyarbakır) istasyonunda 12 ay üst üste nispi nemin 3 olarak işlendiği tespit edilmiş ve bunlar da analiz dışı bırakılmıştır.

17808 kodlu Genç (Bingöl) istasyonunda 2016 yılı ağustos ayında ortalama, ortalama minimum, ortalama maksimum sıcaklıklar her üçünde de 0 olarak gösterilmiştir. Yine 2015 yılı haziran ayında her üç parametrenin 18719 kodlu Taşçılar köyü (Bayburt) istasyonunda 0 olduğu görülmüştür. Bu değerlerin sıcaklığın bir ifadesi olmadığı açıktır. Söz konusu istasyonlarda o aylarda sıcaklık ölçülmemiştir. Böyle bir durumu tespit etmek yaz ayları için kolayken kış aylarında zorlaşmaktadır.

Yağışın, yaz ayları haricinde üst üste üç ay 0'ı gösterdiği istasyonlarda, yağış yokluğu değil, ölçüm yapılmadığı düşünülerek veri setinden bu üç aylık 0 değerleri çıkarılmıştır. İstasyon eğer Karadeniz Bölgesi'nin kıyıya dönük kesiminde yer alıyorsa yağışın yaz ayları da dahil üst üste üç ay 0 olduğu tespit edildiğinde, bu kısım analize alınmamıştır. Ancak, istasyon Güneydoğu Anadolu Bölgesi'nde yer alıyorsa ve hazirandan eylüle kadarki 4 aylık süreçte yağış hücrelere 0 olarak işlenmişse, bunun yağış yokluğunu gösterdiği düşünülmüş ve olduğu şekliyle bırakılmıştır. Ayrıca yağışın 500 mm'den fazla olduğunu gösteren aylara ait hücredeki değerler silinmiştir. Örneğin 18482 kodlu Gülağaç (Aksaray) istasyonunda Eylül 2014 yağışı için işlenen değer 986.6'dır. Halbuki aynı senenin ağustos yağışı 18.2 ve ekim yağışı 31.6'dır. Yine bir önceki ve sonraki senelerin eylül yağışları sırasıyla 45.8 ve 4.8'dir. Dolayısıyla 2014 eylül yağışı için girilen bu değerın yanlış olma ihtimali çok yüksektir.

Yüksek istasyon olarak belirlendiği taktirde 3 ayrı çift oluşturma'nın mümkün olduğu 19164 kodlu Kumalar Tepesi radar sahası (y:2237m, Afyonkarahisar) istasyonunun yağış verilerinde tespit edilen tutarsızlıktan ötürü bu istasyon ve bu

istasyonla oluşturulan çiftler iptal edilmiştir. Benzer tutarsızlık 19058 kodlu Palovit Yaylası (y:1633m, amlıhemşin), 19059 kodlu Huser Yaylası (y:2422m, amlıhemşin) ve 18731 kodlu Kaleköy (y:2281m, amlıhemşin) istasyonlarında da gözlemlenmiş, bu istasyonlar ve bu istasyonlarla kurulan çiftler analizlere dahil edilmemiş geriye kalan toplamda 606 adet istasyon çiftiyle çalışılmıştır.

Belirlenen 606 çiftin her birinin veri uzunluğu hesaplanmıştır. Belli bir ayda bir çifti oluşturan yüksek ve alçak istasyonun her ikisinin de o ay için lm olması gerekmektedir. Örneğin 2015 ocak ayında bir çiftin yüksek istasyonunda lm yoksa, alçak istasyondaki lm değeri de göz ardı edilmiş, sonuçta o ifte ait bir 2015 ocak ayı yağış verisi bulunmadığı kabul edilmiştir. Tersine yağış alçak istasyonda ölçülmemiş ancak yüksek istasyonda ölçülmüş ise uygulanış yine aynı şekildedir. Her bir çift için her iki istasyonunda ortak lmn olduğu aylar sayılmıştır. Bu ise çiftlerin veri uzunluğu hakkında bilgi vermektedir. Her çiftin veri uzunluğu eş değildir. Kimi çiftlerde çok az sayıda ortak veri bulunmaktadır. Çiftlerin bazılarında ise rneğin Bolu Dağı-Bolu ya da Bolu Dağı-Düzce çiftlerinde olduğu gibi veri uzunluğu 204 aydan oluşmaktadır ki bu da 2005 ile 2021 yılları dahil 17 yıllık süreçte hiç eksik lmn ya da yanlış veri girişinin olmadığını yani çiftlerin yüksek ve alçak olarak belirlenen istasyonlarında lmlerin tam olduğunu göstermektedir.

İstasyonlardaki hatalı verilerin silinmesi, çiftlerdeki verilerin kontrolü ve ortak lm yapılmayan ayların çıkarılmasından sonra geriye kalan net veri sayılarının tespiti işlemleri ile istasyon çiftleri veri seti hazır hale getirilmiştir. Elde edilen bu nihai veri seti üzerinden istatistiksel analizler gerçekleştirilmiştir.

Türkiye’de yağış-yükselti ilişkisi üzerine gerçekleştirilen istatistiksel analizlerin sonuçları, bulgular başlığı altında 4 kısımla halinde sunulmuştur. Her 4 kısımla, alt araştırma problemleri, kullanılan veri ve yöntemler gibi hususlar bakımından birbirinden

ayrılmaktadır. Bulgular I için, yağışın; enlem, denize uzaklık ve yükselti değişkenleriyle nasıl değiştiği çoklu regresyonla incelenmiş ve analiz sonuçları IDW tekniğiyle haritalanmıştır. Bulgular II’ de belirlenen istasyon çiftlerinde yağış gradyanları hesaplanmış, pozitif ve negatif gradyanların aylık dağılışı yüzdeleri çıkarılmış ve gradyanın aylık olarak nasıl değiştiği bulunmuş ve tüm bunların mekânsal dağılışı Thiessen çokgenleri tekniğiyle sunulmuştur. Bulguların diğer iki kısmında analiz sonuçlarının mekânsal dağılışı yine bu teknikten yararlanılarak gerçekleştirilmiştir. Bulgular III’ te çiftlerin sırasıyla yüksek istasyon, alçak istasyon ve bu ikisinin ortalaması yağış miktarlarının yağış gradyanı üzerindeki etkisi, doğrusal regresyonla analiz edilmiştir. Bulgular IV için istasyonların önce çiy noktası sıcaklıkları hesaplanmıştır. Sonrasında bulgular III’ teki gibi sırasıyla yüksek istasyon, alçak istasyon, iki istasyon ortalama çiy noktası sıcaklığı ile yağış gradyanı ilişkilendirilerek regresyon uygulanmıştır. Bu üç regresyon analizine ek, yüksek istasyondan alçak istasyonun çiy noktası sıcaklığı çıkarılarak elde edilen fark sıcaklıkları da yağış gradyanıyla incelenmiş böylece bu kısımda toplamda 4 doğrusal regresyon analizi kullanılmıştır.

2.1. Bulgular I için yöntem: Çoklu Regresyon ve IDW

Çiftler veri setinin çift sayısı 606’dır. Çalışmanın bu ilk kısmında ise bu istasyon çiftlerinden yararlanılmamıştır. Çiftlerde eşleştirilmeleri yapılmış istasyonlar alt alta eklenmiş ve tek bir tablo haline getirilmiştir. Ancak istasyon sayısı 1212 değildir. Çünkü bir çiftin yüksek istasyonu olarak eşleştirilen aynı istasyon başka bir çiftte alçak istasyon olarak tanımlanmış ya da yüksek istasyon olarak birden fazla çift oluşturulmuştur. Bu nedenle yinelenen istasyonlar kaldırılmış ve sonuçta 936 istasyonla çalışılmıştır.

İstasyonlardaki ölçüm sayıları birbirinden oldukça farklıdır. Kimi istasyonlarda ölçümler tamdır ve 2005 yılından başlatıldığında en fazla 204 aya kadar çıkmaktadır. Bununla birlikte bu istasyonların sayısı çok azdır ve diğer birçok istasyonda ise 2010’lara kadar ölçümün süreksizliği dikkati çekmiştir. 2000’li yılların başlarında kurulmaya

başlanan Otomatik Meteoroloji Gözlem İstasyonlarının (OMGİ) sayıları son yıllarda artış göstermektedir. İlk kurulanlarından bazılarında, ilk yıllarda örneğin 2 ay ölçüm yapılmış, sonra 5 ay ölçüm yapılmamış ve bundan sonra yine 1 ay ölçümün devamında uzunca bir süre ölçümün yapılmamış olduğu belirlenmiştir. Bunlardaki nispeten devamlı ölçümler 2010 sonrasına rastlamaktadır. Üstelik çoğu yüksek istasyonun faaliyete ilk geçişi de yine 2010 sonrasıdır. Bu bakımdan çalışmanın çoklu regresyonla gerçekleştirilen bu kısmında belli bir standardı yakalamak için veri setinin uzunluğu 2012-2021 olarak sınırlandırılmıştır.

2012-2021 yıllarını da kapsayan 10 yıllık süreç için yağış, enlem, yükselti ve denize uzaklık parametreleri arasındaki ilişki incelenmiştir. Çoklu regresyon analizine, bağımlı değişken olarak yağış; bağımsız değişkenler olarak da enlem, yükselti ve denize uzaklık tanımlanmıştır. Bağımsız değişkenlere ait katsayıların ve bunların istatistiksel anlamlılık değerleri her ay için ayrı ayrı hesaplanmıştır. Aynı şekilde belirleme katsayısı (R^2) ve anlamlılık değerleri de bulunmuştur.

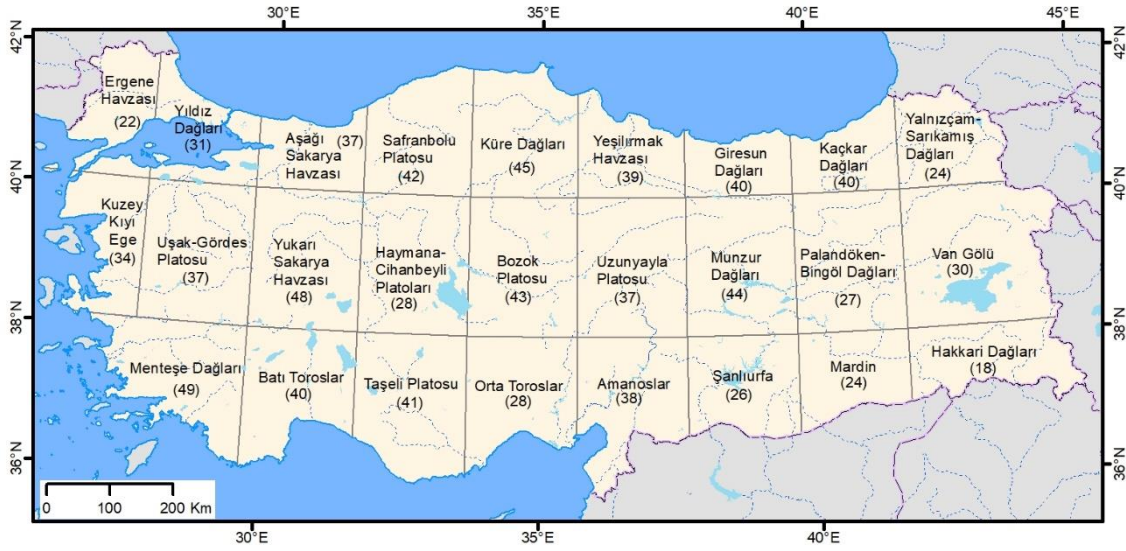
Çoklu regresyon analizlerine geçilmeden önce, aylık ölçekte yağış ortalamaları tespit edilmiştir. Bunun için, bir istasyonda örneğin ocak ayı yağış ortalaması hesap edilecekse son 10 yılda en az 5 kez ocak için ölçüm yapılmış olması gerektiği kriteri temel alınmıştır. Daha açık ifade edilirse, bir istasyonun son on yıllık verisinde 4 ve daha az sayıda ocak yağışı varsa bu istasyonda ocak yağışları analiz dışı bırakılmıştır. Aksine ocak ayı yağış verisi 5 veya daha fazla sayıda ise o ay için ortalama hesaplanabilmiştir. Buna göre ocak ayında 5 ölçüm yapılmışsa 5, 6 ölçüm yapılmışsa 6, ya da son 10 yılın ocak ölçümleri tamsa 10 ölçümün ortalaması bulunmuştur.

Sonrasında aylık yağış ortalamalarının hesap edildiği istasyonun enlemi, yükseltisi ve denize uzaklığı gibi özellikleri tanımlanmış ve çoklu regresyon analiziyle bu parametrelerin yağış üzerine etkisi incelenmiştir. Türkiye genelini kapsayan bu

işlemler hem her ay için hem de yıllık ölçekte gerçekleştirilmiştir. Yıllık çoklu regresyon analizinde, sadece tüm aylarında da yağış ortalamalarının hesaplandığı istasyonlar dikkate alınmıştır. Başka bir ifadeyle, burada yukarıda sözü edildiği gibi bir istasyonda ocak yağışı ihmal edilmişse bu istasyonun diğer aylarındaki ortalama yağışları da ihmal edilmiş ve yıllık ortalama toplam yağış verisine dahil edilmemiştir. Geriye kalan istasyonlar 12 ayın her biri için aylık ortalama yağışa sahiptir ve bu 12 ortalama yağışın toplamı bağımlı değişken olarak tanımlanmıştır.

Yağış gradyanının mekânsal değişimini ortaya koymak amacıyla, Türkiye haritası üzerinde 2x2°lik bir grid ağı oluşturulmuştur. Bu grid ağındaki bir gridin içerisinde en az 10 istasyonun yer alması istenmişse de; Türkiye'nin en doğusundaki gridlerin içerisinde, çalışılan istasyonlardan birkaç tanesi düştüğünden veya hiç istasyon düşmediğinden, batısındaki komşu gridlerle birleştirilmiştir. Ek olarak grid birleştirme işlemi güneybatıdaki iki grid için de yapılmıştır. Benzer bir uyarı da güney sahillerindeki kimi istasyonların bu grid ağının dışarısında kalmasından sebeple yapılmıştır. Buna göre güneyli gridlerin güney kenarları dışarıda kalan birkaç istasyonu da kapsayacak şekilde genişletilmiştir. Sonuçta 26 grid bölgesi elde edilmiştir.

Türkiye üzerinde 26 grid bölgesinin belirlenmesi, çoklu regresyon ve belirleme katsayılarının Türkiye'deki dağılımını haritalamak amacıyla yapılmıştır. Her grid, kendi içerisinde öne çıkan coğrafi tanılayıcı özelliğiyle adlandırılmıştır (Şekil 7).



Şekil 7: Türkiye üzerinde oluşturulmuş grid bölgeleri ve gridler içerisinde yer alan istasyon sayıları

Grid bölgeleri merkezi birer nokta ile temsil edilmekte dolayısıyla 26 adet nokta Ters Mesafe Ağırlıklı Enterpolasyon (IDW) tekniğine girdi oluşturmuştur. Noktaların tablo bilgisine regresyon analizlerinin sonuçları eklenmiştir. Buna göre oluşturulan grid bölgelerin her biri kendi içinde, çoklu regresyon analiziyle aylık ve yıllık ölçekte değerlendirilmiş ve her bir bölge için ayrı ayrı, bağımsız değişkenlerin regresyon katsayıları ve anlamlılıkları, belirleme katsayıları ve anlamlılıkları hesaplanmış ve haritalanmıştır. Regresyon katsayılarına ilişkin istatistiksel anlamlılık değerleri T testi ile, belirleme katsayılarına ilişkin anlamlılık değerleri F testi ile bulunmuştur. Elde edilen bu anlamlılık değerleri hipotezleri doğrulayıp doğrulamama durumlarına göre kategorize edilerek haritalara eklenmiştir. Buna göre 0.05'ten küçük olanlar anlamlı oldukları için haritada ayrıca belirtilmemiş, 0.05'ten büyük olanları ise hipotezi geçersiz kıldıkları için taralı alanlar hâlinde gösterilmiştir.

Çoklu Regresyon (Multiple Regression-MR)

Gerek sosyal gerekse doğa bilimleri içerisinde kullanımı sıklıkla tercih edilen ve çoklu regresyon olarak kısaltılan yöntemin tam adı “Sıradan En Küçük Kareler Çoklu Doğrusal Regresyon” dur (Allison, 1999, s. 22) ve bu tanımlama yöntemin esas olarak ne olduğunu özetlemektedir. En temelde, bu, değişkenler arasında doğrusal bir ilişkinin olduğu varsayımına dayandığını belirtmektedir. Yine tanımlamadan, bu ilişkinin

istatistiksel olarak ortaya çıkarılmasında en küçük kareler eşitliğinin kullanıldığı öğrenilebilmektedir. Genelleştirilmiş, ağırlıklandırılmış, iki aşamalı gibi daha karmaşık teknikleri olan en küçük kareler eşitliğinin en sade şekliyle ele alınmış olması ise sıradan ifadesiyle vurgulanmaktadır. Bir bağımlı değişkenin, bir bağımsız değişkenle ne ölçüde kontrol edildiği şeklinde kurulan bir araştırma probleminde kullanılacak yöntem, basit doğrusal regresyon olmaktadır. Ancak çoklu ifadesi, istatistiksel modele iki veya daha fazla bağımsız değişkenin dahil olduğu durumlarda kullanılmaktadır.

Doğrusal ya da doğrusal olmayan, iki ya da çok değişkenli gibi ve daha başka alt türleriyle regresyon analizleri, geniş bir istatistiksel yöntem ailesini oluşturmaktadır. Bu analizler içerisinde regresyon eşitliğinin en yalın hali, basit doğrusal regresyon eşitliğiyle ifade edilebilmektedir (Eşitlik 4) (Kutner vd., 2005, s. 9).

$$Y = \beta_0 + \beta_1 X_1 + \varepsilon \quad [4]$$

Birden fazla bağımsız değişken örneğinin p sayıda kullanılacaksa çoklu doğrusal regresyon eşitliğini aşağıdaki gibi değerlendirmelidir (Eşitlik 5) (Chatterjee & Hadi, 2006, s. 53).

$$Y = \beta_0 + \beta_1 X_1 + \beta_2 X_2 + \dots + \beta_p X_p + \varepsilon \quad [5]$$

Eşitlikteki Y , bağımlı değişkeni; X ise bağımsız değişkenleri göstermektedir. Regresyon katsayıları β sembolüyle temsil edilmektedir. Bu katsayılar, bağımsız değişkenlerde meydana gelen bir birimlik değişimlerin, bağımlı değişkeni ne ölçüde değiştirdiğini ortaya çıkarmak adına hesaplanmaktadır (Yılmaz & Darende, 2021). Bu hesaplamalar yani regresyon modelindeki β değerlerinin bulunması en küçük kareler tekniğiyle gerçekleştirilmektedir (Allison, 1999, s. 31).

Esasında en küçük kareler tekniğiyle, regresyon analizine dair kabaca 2 unsur ortaya çıkarılmaktadır. Bunlardan biri, X ve Y değişkenleri arasındaki ilişkinin sistematik bilgisini içeren β katsayılarını ve diğeri, söz konusu değişkenler arasındaki sistematik

bilginin dışında kalan ε değerini bulmaktadır. X tarafından Y 'nin belirlenmesinde sistematik bir fonksiyonu bulunmayan ε , modellemedeki tahmin hatasını vermektedir (Chatterjee & Hadi, 2006, s. 54).

Regresyon katsayılarından biri olan β_0 , aynı zamanda regresyon sabiti olarak adlandırılmakta ve X değişkeninin 0'a eşit olduğu durumu tanımlamaktadır (Yılmaz & Darende, 2021). Bu bakımdan regresyon analizinde β_0 'ın alacağı değer, doğrudan Y değişkeninin alacağı değeri göstermektedir. Bu sabitin hesaplanması regresyon modelinin kesme noktasının ortaya çıkarılmasını da içermektedir. β_0 dışındaki diğer katsayılar regresyon eğimlerini ifade etmektedir. Regresyon eğimleri olarak elde edilen değerler, bağımlı değişkenin bağımsız değişkenlerce nasıl kontrol edildiğinin birer nicel ifadesidir.

Regresyon modeli, X ve Y değişkenlerinin bilinen değerleri arasındaki ilişkiyi çözümlemektedir. Henüz bilinmeyen X ve Y değerleri için yeni değerlerin atanması ise bu ilişkiye dayandırılarak gerçekleştirilmektedir. En küçük kareler tekniği hem her bir yeni değer hem de gözlemlenmiş değerler için birçok kez tahminlerde bulunur ve gözlemlenen ile tahmin edilen değerler arasındaki farkın en küçük olduğu yapıyı regresyon modeline temel alarak model sonuçlarını çıktı olarak verir (Allison, 1999, s. 32; Kutner vd., 2005, s. 14).

Çoklu regresyon analizlerinde varsayımlardan bir tanesi, bağımsız değişkenler arasında ilişki bulunmamasıdır. Çalışmada, enlem, yükselti ve denize uzaklık arasında ilişkiler incelenmiş, korelasyon değeri 0.7'den düşük olduğu için, değişkenlerin birbirinden bağımsız oldukları varsayılarak işlemler yapılmıştır (NRB, 2022).

Ters Mesafe Ağırlıklı Enterpolasyon Tekniği (Inverse Distance Weighted-IDW)

Belli bir alanda görülen bir özelliğe ait ölçümler sıklıkla noktasal temelde gerçekleştirilip kaydedilmekte ve bu şekilde elde edilen noktasal verilerin yüzeyi nasıl kapladığı ve ne ölçüde temsil edebildiği merak edilmektedir. Bu merakı gidermek adına

geliştirilen enterpolasyon teknikleri, ölçümü bilinen noktaları referans olarak ölçümü bilinmeyen diğer noktalara da değerler atamakta ve sonuçta sürekli yüzeylerin elde edilmesini sağlamaktadır. Bugün gelinen noktada enterpolasyon için çok sayıda çeşitli yaklaşım ve tekniklerden yararlanılmaktadır. Bunların en çok bilineni ve kullanımı çokça tercih edileni ters mesafe ağırlıklı enterpolasyon tekniğidir. Tekniğin temel varsayımını, Tobler (1970)'in coğrafyanın birinci yasası olarak önerdiği görüş oluşturmaktadır. Tobler (1970), bu görüşünü Detroit'teki kentsel büyümeyi bilgisayar teknolojilerini kullanarak ele aldığı çalışmasında, “her şey diğer her şeyle ilişkilidir, ancak yakın olanlar uzak olanlardan daha fazla ilişkilidir” sözleriyle açıklamaktadır. Bu önerme, bir coğrafi bilgi sistemleri aracı olarak IDW adıyla 1972 yılında Amerika Birleşik Devletleri'nin ulusal hava servisi tarafından geliştirilmiştir (Chen & Liu, 2012). Belli istatistiksel varsayımları içeren Kriging enterpolasyonu stokastik yöntem olarak değerlendirilirken; bu şekilde bir istatistiksel arka plan IDW için söz konusu olmadığından bu teknik deterministik olarak nitelenmektedir.

Chen & Liu (2012), IDW formülasyonunu aşağıdaki gibi tanımlamakta (Eşitlik 6) ve buna göre $\hat{R}_p$, ölçümü bilinmeyen noktayı, R_i ise ölçümü bilinen noktaları göstermektedir. Ölçümü bilinen noktaların sayısı N ile, ölçümü bilinen noktaların ağırlıkları w_i ile temsil edilmektedir.

$$\hat{R}_p = \sum_{i=1}^N w_i R_i \quad [6]$$

Ölçümü bilinen noktaların ağırlıkları yani w_i ise aşağıdaki formülle hesaplanmaktadır. Formüldeki d_i , her bir ölçümü bilinen noktaların ölçümü bilinmeyen noktalara olan uzaklığını göstermekte, α ise ölçümü bilinen noktaların her birinin ağırlığını belirlemeye yarayan kuvvettir (Eşitlik 7).

$$w_i = \frac{d_i^{-\alpha}}{\sum_{i=1}^N d_i^{-\alpha}} \quad [7]$$

Kuvvetin eksi değeri hesaplamaya dahil edilmesi ters mesafe ilişkisini ortaya çıkarabilmek içindir. Başka bir ifadeyle iki nokta arasındaki büyüyen mesafe, eğer pozitif bir kuvvetle değerlendirilirse daha uzak noktalara daha fazla ağırlığın atanmasına neden olmaktadır. Tekniğin asıl amacı ise mesafe arttıkça atanan ağırlığın küçülmesini gerektirmektedir. Bu bakımdan negatif kuvvetin küçülmesi ($-\alpha$ 'nın 0'dan uzaklaşması), ölçümü bilinen noktalardan uzaklaşıldıkça ölçümü bilinmeyen başka noktalar için tahmin değeri atamasında hesaplamaya dahil edilen ağırlıkların (w_i) küçülmesini sağlamaktadır. Buna karşın negatif kuvvetin büyümesi ($-\alpha$ 'nın 0'a yaklaşması), ölçümü bilinmeyen noktalara da ölçümü bilinen noktalardakine benzer veya yakın değerlerin atanmasını sağlamaktadır.

2.2. Bulgular II için yöntem: Yağış Gradyanı ve Thiessen Çokgenleri

Belirlenen istasyon çiftlerinin tamamı kullanılmamıştır. Çalışmanın bu kısmında, çift oluşturan her iki istasyonun ortak ölçüm devresindeki veri sayısına bakılmış ve 60 aydan daha az bir ortak veri uzunluğuna sahip çiftler kaldırılarak 606 çiftten sadece 542 tanesiyle çalışılabileceği tespit edilmiştir. 542 çiftlerin her birinde pozitif ve negatif gradyanlar sayılmış ve bunların oranları hesaplanmıştır. Aynı işlem aylık olarak da gerçekleştirilmiş, ayrıca gradyan miktarlarının aylık olarak nasıl değiştiğine bakılmıştır. Thiessen tekniği kullanılarak 542 adet çokgen elde edilmiş, çiftlerde gerçekleştirilen bu hesaplamalar ait oldukları çokgenlere tanımlanarak sonuçların mekânsal dağılışı sağlanmıştır.

Yağış Gradyanı

Yağışın yükseltiyle arttığı şeklindeki önermeye uygun olarak yüksek istasyonun yağışının (Y_y) alçak istasyon yağışından (Y_a) fazla olması beklenilmektedir. Bu sebeple gradyanın (Grd) tespitinde yüksek istasyonun yağışından alçak istasyonun yağışı

çıkarılmıştır. İki istasyon arasındaki yükselti (R) farkı bulunmuş ve bu fark 100'e bölünmüştür. Sonuçta elde edilen bu yeni değer, yağış farkını bölmede kullanılarak yağış gradyanı hesap edilmiştir (Eşitlik 8). Böylece bu gradyan yükseltinin 100 m değişmesiyle, yağış miktarındaki değişimi vermektedir.

$$Grd = (Y_y - Y_a) / ((R_y - R_a) / 100) \quad [8]$$

Yağış gradyanı, belirlenen istasyon çiftlerinin her biri için aylık olarak hesaplanmıştır. Buna göre bir çiftin yüksek ve alçak istasyonlarının her ikisi de 2005-2021 dönemi içerisinde aynı 85 ayda yağış ölçümü yapmışsa, bu 85 ayın her biri için yağış gradyanı hesaplanmıştır. Bu bakımdan, çiftlerin sahip olduğu tüm yağış verisi uzunluğu, yağış gradyanına dair veri uzunluğunu da göstermektedir.

Thiessen Çokgenleri

Görcelioğlu (1983), esasında, bir akarsu havzasına düşen ortalama yağışın hesaplanmasına yönelik yeni bir yaklaşım olarak iki eksen yöntemini tanıttığı çalışmasında Thiessen yönteminden de bahsetmektedir. Yazar, Thiessen yönteminin bir havzanın aldığı yağışın ortalamasının tespitinde kullanışlı başlıca yöntemlerden biri olduğunu belirtmektedir. Yılmaz & Çiçek (2018) ise bu yöntemin noktaların niteliksel özelliklerden, enterpolasyon yöntemlerinde olduğu gibi bir yüzey oluşturulmak istendiğinde tercih edilmesinin uygun olacağını vurgulamaktadır.

Uluslararası bilimsel yayınlarda Wigner-Seitz hücreleri, Dirichlet mozaikleme, Hoey'nin yakın çokgenleri, Deleunay üçgenlemesi gibi çeşitli isimlerle anılan (Brassel & Reif, 1979) ancak yaygın bir şekilde Thiessen yöntemi olarak adlandırılan bu teknik için Yılmaz & Çiçek (2018) 'Voronoi Çokgenleri' tanımlamasını tercih etmekte ve yazarlar yöntemin uygulanışının nasıl olduğunu aktarmaktadır. Buna göre ilk olarak, konumsal bilgileri mevcut, dağınık bir noktalar kümesindeki her bir nokta en yakınındaki diğer

noktalarla birleştirilmektedir. İki nokta arasında oluşturulan bu bağlantılarla birlikte noktalar kümesinin tamamı için üçgenlerden oluşan bir ağ elde edilmektedir. Sonrasında ikinci kez birleştirme işlemi, üçgenlerin kenarlarının yani iki nokta arasına çizilen düz çizgilerin orta noktalarının, oluşturdukları üçgenlerin merkez noktalarına bağlanmasıyla gerçekleştirilmektedir. İlk işlemde üçgenlerin köşelerini temsil eden ölçüm noktaları, ikinci işlemde ait oldukları üçgenlerin kenarortaylarının ağırlık merkezine kadar olan kısımlarının uç uca eklenmesiyle elde edilen düzensiz çokgenlerin içerisinde yer alır hale gelmektedir. Dolayısıyla başlangıçtaki noktalar kümesi n sayıda elemandan oluşuyorsa, sonuçta ortaya çıkan çokgenlerin sayısı da n kadardır (Şen, 2009, s. 52). Başka bir deyişle her bir çokgen birer nokta içermekte ve noktaya ait özellik o çokgenin kapladığı alanda geçerlidir. Şen (2009, s. 52) bunu çokgenin sınırlarının, ölçüm noktasında ölçülen özelliğin etki alanının sınırları olarak tanımlarken; Görcelioğlu (1983) da kenarortaylara istinaden bir ölçüm noktasındaki özelliğin, diğer bir ölçüm noktasına kadar olan mesafenin ancak yarısına kadar olan bir mesafede etkili olduğu şeklinde düşünülebileceğini belirtmektedir.

Elde edilen çokgenlerin her biri Thiessen çokgeni olarak anılmakta ve bu çokgenlerin çizilmesi yöntemin esas kısmını oluştursa da yöntemin devamı, bir çalışma sahasında araştırılan parametrenin alansal ortalamasının tespiti için birtakım cebirsel işlemleri de içermektedir. Ancak bu çalışmada yöntemin bu özelliğinden yararlanılmamaktadır. Ölçüm noktalarındaki ölçülen değerler çeşitli istatistiksel işlemlerle değerlendirilmiş ve değerlendirme sonuçlarının mekânsal dağılışını gösterebilmek adına ise, Yılmaz & Çiçek, (2018)'in çalışmasında olduğu gibi yöntemin sadece çizim algoritmasından yararlanılmıştır.

2.3. Bulgular III için yöntem: Basit Regresyon

Çalışmanın üçüncü kısmının ağırlığını basit regresyon analizleri oluşturmuştur. Bu kısımda gerçekleştirilen tüm analizlerde bağımsız değişken yağış gradyanıdır.

Belirlenen 606 çiftin kimi çiftleri, veri uzunluğu en az 60 ay koşulunu sağlamadığı için bu kısımda da kaldırılmış ve analizlerin tümünde 542 adet istasyon çifti yer almıştır. Regresyon modellemeleriyle regresyon katsayısı, belirleme katsayısı (R^2) ve bunlara ait istatistiksel anlamlılıklar elde edilmiştir. Sonuçlar ise Thiessen Çokgenleri yöntemiyle haritalanmıştır.

Basit Regresyon

İki değişken grubu arasındaki ilişkinin yönü ve bu ilişkinin ölçüsü regresyon analizleriyle ortaya çıkarılabilmektedir. Çoklu regresyonun daha sade bir şekli olarak basit regresyon modellemesi ise sadece iki değişken arasındaki ilişkiyi incelemektedir. Değişkenlerden biri bağımlı, diğeri bağımsız değişkendir. Modelleme sonucunda β_0 ve β_1 katsayıları ve modellemenin belirleme katsayısı (R^2) hesaplanmaktadır. Katsayıların hipotez testleri T ve F dağılımlarına göre değerlendirmeye alınmaktadır. Bu test istatistikleriyle hesaplanan β_1 ve R^2 'nin anlamlılık değerleri birbirine eşittir.

2.4. Bulgular IV için yöntem: Çiy Noktası Sıcaklığı

Dördüncü kısım, çalışmanın üçüncü kısmı gibi tamamıyla basit regresyon analizlerinden oluşmuştur ve analiz sonuçlarının mekânsal dağılışı yine Thiessen yöntemiyle haritalanmıştır. Ancak bu kısımda istasyonlarda ölçülen yağış miktarları değil, istasyonların çiy noktası sıcaklıklarının yağış gradyanı üzerindeki etkisi ortaya çıkarılmak istenmiştir. Ayrıca burada çalışılan istasyon sayısı 525'tir. Yağış ölçümleri açısından 60 aydan daha kısa ölçüme sahip çiftler kaldırılmakla birlikte burada ikinci kural olarak bunun çiy noktası sıcaklıkları için de uygulanmasıyla çift sayısı 525'e düşmüştür.

Çiy (Doyma) Noktası Sıcaklığı (Temperature of Dew Point)

Belli bir miktarda su buharı içeriğine sahip (mutlak nem) bir hava kütlelerinin sahip olduğu basınç değeri sabit tutularak sıcaklığında meydana gelecek bir azalma, hava

kütlesine bir su buharı takviyesi olmamasına karşın hava kütlesinin su buharı içeriğinin göreceli olarak yani bağıl neminin artmasına sebep olmaktadır. Bağıl nemin yüzde yüze ulaştığı durum, hava kütlesinin su buharına doyduğu anlamına gelmektedir. Bu bakımdan hava kütlesinin bağıl nem oranının %100'ü gördüğü noktadaki sıcaklığı, doyma ya da çiy noktası sıcaklığıdır (Ahrens, 2009, s. 98). Çiy noktası sıcaklığını, hava kütlesi içerisinde gaz fazında tutulan suyun, sıvı faza geçebilmesi için gereken bir eşik değeri olarak nitelemek mümkündür.

Çiy noktası sıcaklığı aşağıdaki formül sayesinde bulunabilmektedir (Eşitlik 9).

$$T_d = \left(\frac{1}{T_0} - \frac{R_v}{L_v} \cdot \ln \left(\frac{e}{e_0} \right) \right)^{-1} \quad [9]$$

Bu formülde T_0 , e_0 ve R_v/L_v olmak üzere üç sabit değeri bulunmaktadır. Buna göre T_0 referans sıcaklığı ifade etmekte olup 273.15 K olarak, e_0 referans buhar basıncını ifade etmekte olup 0.611kPa olarak ele alınmaktadır. R_v su buharının gaz sabitidir ve bu değeri $461 \text{ J K}^{-1} \text{ kg}^{-1}$ 'dir. 0°C 'deki buharlaşmanın gizli ısı L_v olarak gösterilmektedir ve değeri $2.5 \times 10^6 \text{ J kg}^{-1}$ 'dir (Hartmann, 1994, s. 374 Ek G). Buna göre R_v/L_v değeri 0.000184 K^{-1} olarak hesap edilmekte olup, formüle doğrudan eklenebilmektedir (Supawat vd., 2017). Formüldeki e değeri buhar basıncını ifade etmektedir. Buhar basıncı (e), bağıl nem (RH) ve doymuş buhar basıncının (e_s) çarpımıyla elde edilmektedir (Eşitlik 10) (Mölders & Kramm, 2014, s. 74).

$$e = RH \cdot e_s \quad [10]$$

Doymuş buhar basıncı (e_s) ise Clausius-Clapeyron denkleminde türetilmektedir (Eşitlik 11) (Hartmann, 1994, s. 350). Formüle $e_0=0.611\text{kPa}$, $T_0=273.15 \text{ K}$ ve L_v/R_v değeri 5423 K olarak dahil edilmektedir.

$$e_s = e_0 \cdot \exp \left(\frac{L_v}{R_v} \cdot \left(\frac{1}{T_0} - \frac{1}{T} \right) \right) \quad [11]$$

İstasyonda ölçülmüş sıcaklık T ile ifade edilmektedir. Ölçülen sıcaklık, doyma noktası için gerekli sıcaklığın tespitinde, doymuş buhar basıncı (e_s) ve buhar basıncı (e) hesaplamalarıyla dolaylı olarak formüle eklenmektedir. İstasyonda ölçülen sıcaklık (T) ile hesaplanan doyma noktası sıcaklığı (T_d) arasındaki fark, yağış olayının gerçekleşme olasılığı anlamını taşımaktadır. T ile T_d arasındaki fark arttıkça havadaki mevcut su buharının sıvı hale gelebilmesi için gereken soğuma miktarı o oranda artmaktadır. T değerinin T_d 'ye yaklaşması (soğuma) havanın doygunluğunun ve böylece yağış olasılığının arttığına işaret etmektedir.

3. BULGULAR

3.1. Türkiye’de Yağış ile Enlem, Denize Uzaklık ve Yükselti Arasındaki İlişkiler

3.1.1. Tüm Türkiye İçin Regresyon Analizleri

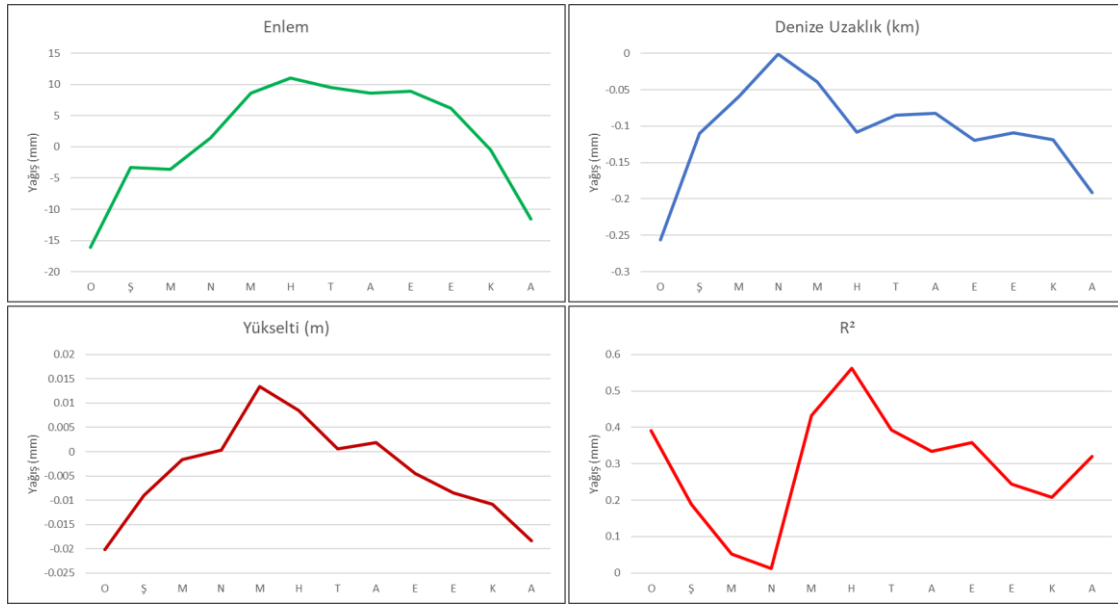
Çoklu regresyon analizleriyle elde edilen sonuçlara göre, Türkiye genelinde her üç değişkenin birlikte yağışı belirleme düzeyinin %24 civarında olduğu belirlenmiştir. Ayrıca yıllık ortalama toplam yağış dağılışında denize uzaklığın ve yükseltinin negatif, enlemin pozitif bir etki yaptığı ortaya çıkmaktadır (Tablo 2). Buna göre enlem derecesi arttıkça yağış artmakta; ancak denizden uzaklaştıkça ve yükselti arttıkça yağış düşmektedir. Her üç değişkene dair hipotez testi sonuçları, değişkenlerin istatistiksel açıdan anlamlı olduğunu göstermektedir. Hesap edilen belirleme katsayısı düşük olsa da bu katsayı da anlamlılık sınavından geçmektedir.

Tablo 2: Türkiye’de yıllık ortalama toplam yağış ile enlem, denize uzaklık ve yükselti arasındaki çoklu regresyon analizlerine ait regresyon katsayıları ve anlamlılık değerleri ile belirleme katsayısı ve anlamlılık değeri

Enlem	Enlem T (P)	Denize Uzaklık (km)	Denize Uzaklık T (P)	Yükselti (m)	Yükselti T (P)	R ²	F (P)
20.374	0.001	-1.239	0.000	-0.052	0.001	0.244	0.000

Yağışla enlem, denize uzaklık ve yükselti ilişkisi aylık olarak incelendiğinde, değişkenlerin etkisinin yıl içerisinde farklılaştığı (Şekil 8) ve yıllık toplam yağış ile yapılan analiz sonuçlarının kullanılmasının, problemler oluşturacağı anlaşılmaktadır.

Çoklu regresyon analizlerinin belirleme katsayıları en yüksek haziranda, ki bu aydaki değer 0.57’dir; en düşük nisanda, ki bu aydaki değer 0.01 olarak bulunmuştur. 12 ayın belirleme katsayıları ortalaması ise 0.29’dur. Hesaplanan belirleme katsayılarının tümü istatistiksel olarak anlamlıdır. Bununla birlikte belirleme katsayıları genel olarak yazın 0.4 ve daha yüksek, kışın 0.3-0.4 arasındaki değerler göstermektedir. Ancak ilkbaharda daha şiddetli olmak üzere her iki geçiş mevsiminde belirleme düzeyleri iyice düşmektedir.



Şekil 8: Türkiye’de aylık ortalama yağış ile enlem, denize uzaklık ve yükselti arasındaki çoklu regresyon analizlerinin regresyon katsayıları ve belirleme katsayısı

Denize uzaklık değişkeninin yağışa etki derecesi aylık olarak değişse de 12 ayın tümünde negatif bir katsayı göstermektedir (Tablo 3). En yüksek negatif katsayının hesaplandığı nisan için bu sonuç istatistiksel olarak anlamlı değildir. Bu bakımdan denizden uzaklaşıldıkça yağışın düştüğü gerçeği nisan haricinde tüm bir yıl geçerlidir. Anlamlı en yüksek negatif katsayıya mayısta rastlanmakta ve bu, Mayıs yağışlarında yılın geri kalan tüm aylarına göre denizelliğin nispeten zayıfladığına işaret etmektedir. En küçük negatif katsayı ocak yağışlarında ortaya çıkmakta, dolayısıyla denizellik etkisi en güçlü ocak yağışlarında gözlemlenmektedir. Bu güçlü etki ikinci olarak aralık yağışlarına yansımaktadır.

Yağış üzerindeki enlem etkisini, kabaca iki döneme ayırmak mümkündür (Tablo 3). Buna göre nisandan ekime kadar pozitif; buna karşın kasım, aralık ve yılın ilk üç ayında negatif bir etki söz konusudur. Pozitif katsayılar, nisandan hazirana kadar düzenli bir şekilde artmakta ve haziranda en yüksek değeri gösterdikten sonra ekime kadar düzenli bir şekilde azalmaktadır. Pozitif katsayıların tümü anlamlı olarak değerlendirilmektedir. Negatif katsayıların gözlemlendiği aylardan biri olan kasım dışında diğer ayların katsayıları, istatistiksel olarak anlamlı sonuçlardır. En yüksek negatif katsayılar ocak ve aralık yağışlarında hesaplanmakta, bu aylarda enlem arttıkça

yağışın düştüğü, negatif katsayılarla sahip diğer iki aylar olan şubat ve marta göre çok daha belirgin olduğu görülmektedir.

Tablo 3: Türkiye’de aylık ortalama yağış ile enlem, denize uzaklık ve yükselti arasındaki çoklu regresyon analizlerine ait regresyon katsayıları ve anlamlılık değerleri ile belirleme katsayısı ve anlamlılık değeri

	Enlem	Enlem T (P)	Denize Uzaklık (km)	Denize Uzaklık T (P)	Yükselti (m)	Yükselti T (P)	R ²	R ² F (P)
Ocak	-16.121	0.000	-0.256	0.000	-0.020	0.000	0.392	0.000
Şubat	-3.318	0.000	-0.110	0.000	-0.009	0.000	0.188	0.000
Mart	-3.594	0.000	-0.059	0.000	-0.002	0.368	0.053	0.000
Nisan	1.412	0.002	-0.001	0.844	0.000	0.806	0.012	0.011
Mayıs	8.569	0.000	-0.039	0.000	0.013	0.000	0.434	0.000
Haziran	11.010	0.000	-0.108	0.000	0.008	0.000	0.563	0.000
Temmuz	9.558	0.000	-0.085	0.000	0.001	0.694	0.393	0.000
Ağustos	8.616	0.000	-0.082	0.000	0.002	0.196	0.335	0.000
Eylül	8.919	0.000	-0.119	0.000	-0.005	0.007	0.359	0.000
Ekim	6.205	0.000	-0.109	0.000	-0.008	0.000	0.244	0.000
Kasım	-0.450	0.504	-0.119	0.000	-0.011	0.000	0.208	0.000
Aralık	-11.532	0.000	-0.191	0.000	-0.018	0.000	0.320	0.000

Yağış üzerindeki yükselti etkisi de genel hatlarıyla iki döneme ayrılabilir (Tablo 3). Pozitif katsayılar nisan, mayıs, haziran, temmuz ve ağustos yağışlarında; negatif katsayılar ise sonbahar ve kış aylarının yağışlarıyla birlikte mart yağışlarında ortaya çıkmaktadır. En büyük negatif katsayıların hesaplandığı mart ve eylül yağışları için bu sonuçlar istatistiksel temelde bir anlam göstermemektedir. Negatif katsayıların elde edildiği diğer aylarda ise sonuçlar anlamlıdır. Çok küçük pozitif katsayıların hesaplandığı nisan, temmuz ve ağustos yağışları için sonuçlar anlamlı değilken; nispeten daha büyük pozitif katsayılarla sahip mayıs ve haziran için sonuçlar anlamlıdır. Anlamlı en yüksek pozitif katsayı, dolayısıyla yükselti arttıkça en çok yağış artışına mayısta rastlanmaktadır. Anlamlı en düşük negatif katsayı ise ocak yağışlarında hesaplanmıştır. Yükselti arttıkça yağış en çok ocakta azalmaktadır. Azalış miktarı, sırasıyla aralık ve kasıma doğru düşmektedir.

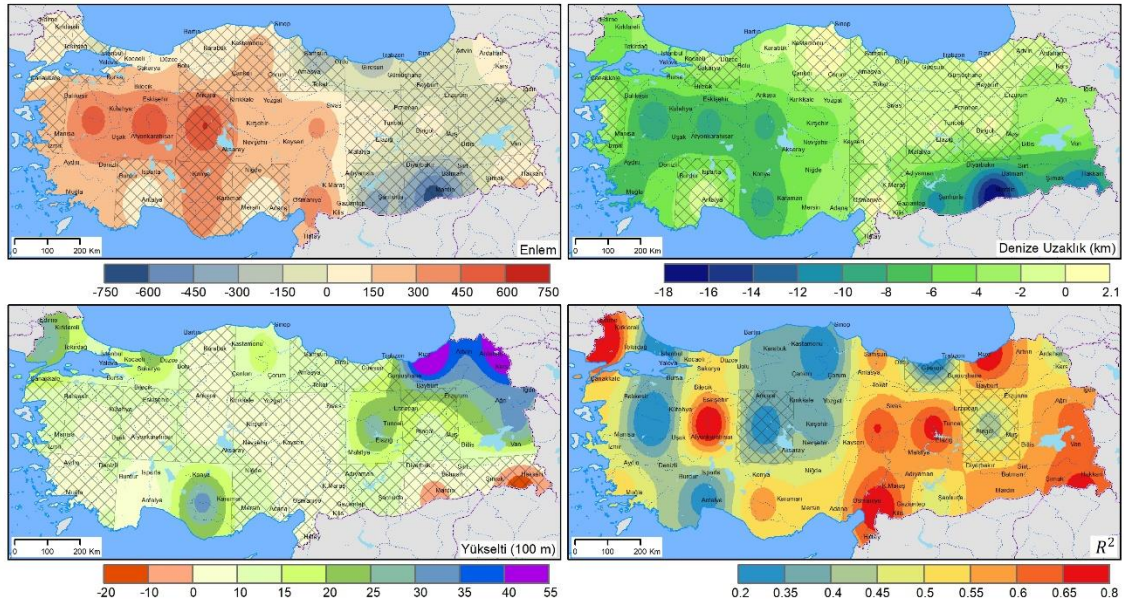
Her üç değişken açısından hem en güçlü hem de anlamlı sonuçlara ulaşılan ocak ayı dikkat çekmektedir. Yükselti arttıkça yağış en çok ocakta azaldığı gibi, bu aydaki yağışlar üzerinde denize ve ekvatora yakınlığın da en güçlü etkenler olduğu sonucuyla karşılaşılmaktadır. Ocakta gözlemlenen bu özellik aynı şekilde aralık için de geçerlidir.

Yıllık ortalama toplam yağışların enlem, denize uzaklık ve yükselti değişkenleriyle gerçekleştirilen çoklu regresyon analizleri sonucunda regresyon ve belirleme katsayılarının dağılışı zamansal olduğu kadar mekânsal bağlamda da önemli farklılıklar göstermektedir.

3.1.2. Belirlenen Grid Bölgeleri İçin Regresyon Analizleri

3.1.2.1. *Yıllık Ortalama Toplam Yağışa İlişkin Regresyon Katsayıları ve Belirleme Katsayısı*

Yıllık ortalama toplam yağışların enlemle ilişkisi, genel hatlarıyla Türkiye'nin batısında pozitif, doğusunda negatif bir özellik göstermektedir (Şekil 9). Batıda iç kesimlerde büyük pozitif katsayılar; doğuda iç kesimlerde küçük pozitif ya da büyük negatif katsayılar çevreye doğru gittikçe dereceli bir şekilde azalmaktadır. Dolayısıyla batıda Anadolu içlerinden kıyı bölgelere ve doğuya doğru doğrusal ilişki zayıflamakta, doğuda merkezi kısımlarda zayıflayan ilişki ters orantıya dönmekte ve güneye ve kuzeye gittikçe ters orantılı ilişki güçlenmektedir. Samsun-Gaziantep arasında belirlenebilecek bir hattın doğusunda enlemin 1° artmasıyla, yağış Yalnızçam, Hakkâri ve Munzur Dağları çevrelerinde ve Bingöl'ün kuzeydoğusunda 150 mm kadar artmaktadır. Sayılan yerler dışında genel olarak 150 mm azalışlar görülmektedir. Ancak azalış Yeşilirmak Havzası ve Giresun Dağlarında 300, Şanlıurfa'da 450 mm'yi bulmakta, enlemin en güçlü negatif etkisi 600-750 arasında değişen değerlerle Mardin Platosunda ortaya çıkmaktadır. Enlem arttıkça en güçlü yağış artışları, Uşak-Gördes, Haymana ve Cihanbeyli Platoları çevresi ile Yukarı Sakarya Havzası'nda 600 mm olarak belirlenmiştir. Amanos Dağlarında, Taşeli ve Uzunyayla Platolarında 450; Küre ve Menteşe Dağları ile Bozok ve Kırşehir Platolarında 300; Ergene ve Aşağı Sakarya Havzaları ile Batı ve Orta Toroslarda 150 mm artış miktarlarıyla karşılaşılmaktadır. İstatistiksel olarak anlamlı regresyon katsayıları, Menteşe, Giresun ve Yalnızçam Dağları, Sakarya Havzası, Amanos Dağları, Kırşehir ve Uşak-Gördes Platolarında elde edilmiştir.



Şekil 9: Belirlenen grid bölgelerine göre Türkiye’de yıllık ortalama toplam yağış ile enlem, denize uzaklık ve yükselti arasındaki çoklu regresyon analizlerine ait regresyon katsayıları ve belirleme katsayısının (R^2) dağılışı

Denizden 1 km uzaklaşmak, Küre ve Kaçkar Dağları, Amanoslar, Palandöken-Bingöl Dağları kuzeydoğusu ve Munzur Dağları kuzeyinde küçük bir alanda 2 mm kadar bir artış etkisine sahip olsa da Türkiye’de geri kalan yerlerde değişen ölçülerde azalışa yol açmaktadır (Şekil 9). Azalış, Orta ve Doğu Karadeniz’de, İç Anadolu doğusu ile Doğu Anadolu’nun batısında, Antalya ve İskenderun Körfezlerinde 2 mm’dir. Kuzey Kıyı Ege, Çukurova ve Van Gölü kuzeyinde 4, Ergene Havzası, Kırşehir ve Nevşehir Platoları, Van Gölü güneyi ile Batı Toroslarda 6 mm’lik azalışlar ortaya çıkmaktadır. Menteşe Dağları çevresinde 8 mm olan azalış, Uşak-Göğdes, Haymana-Cihanbeyli, Taşeli Platoları ile Yukarı Sakarya Havzası’nda 8 ile 10 mm arasında değişmektedir. Denize uzaklığın en güçlü negatif etkisinin gözlemlendiği Güneydoğu Anadolu’da ise değerler 8 ile 16 mm arasında değişmektedir. Pozitif katsayıların ve en küçük negatif katsayıların görüldüğü yerler haricinde genel olarak tüm Türkiye’deki denizellik katsayıları istatistiksel olarak anlamlıdır. Anlamlı olmayan sonuçlar, Safranbolu Platosu haricinde Karadeniz Bölgesi ile Yalnızçam Dağları, Uzunyayla Platosu, Munzur ve Palandöken-Bingöl Dağları, Kuzey Kıyı Ege, Antalya ile İskenderun Körfezleri civarında belirlenmiştir.

Yükselti arttıkça her 100 m’de 10 mm’ye kadarki yağış artışları, Anadolu’nun daha çok orta ve güney kesimleri yoğun olmak üzere geneline hakimdir (Şekil 9). Ek

olarak Batı Karadeniz'in ortalarında 10 mm artışlar bulunmaktadır. Genel olarak Menteşe Dağları ile Uşak-Gördes Platosu, İç Anadolu Platoları ile Amanoslar, Yukarı Sakarya Havzası, Safranbolu Platosu ve Batı Toroslarda her 100 metre yükselti artışında yağış 10 mm artmaktadır. Yağış, Küre Dağlarında 20, Aşağı Sakarya Havzası'nda 20-25, Ergene Havzası ve Munzurlarda 25-30 mm kadar artmaktadır. Taşeli Platosunda ve Van Gölü kuzeyinde artış miktarları 25-35 mm arasındadır. Doğu Karadeniz ve Ardahan, Kars Platoları çevresinde yağış her 100 m'de 35 ile 55 mm artışlar belirlenmiştir. Bununla birlikte Mardin Platosunda 10 ve Hakkâri Dağlarında 20 mm yağış azalmaları vardır. Anadolu'nun kuzeybatı ve kuzeydoğusu, Munzurlar çevresi, Taşeli ve Safranbolu Platoları ve Batı Toroslarda elde edilen regresyon katsayıları istatistiksel olarak anlamlıdır.

Çoklu regresyon analizlerinin belirleme katsayıları, en küçüğü 0.22, en büyüğü ise 0.76 olup genel hatlarıyla Türkiye'nin batısında küçük, doğusunda büyüktür ([Şekil 9](#)). Ayrıca 3 grid bölgesi dışında geriye kalan 23 gridte belirleme katsayıları istatistiksel olarak anlamlıdır. En düşük katsayıların elde edildiği Haymana, Cihanbeyli Platoları ve Giresun Dağlarında sonuçlar anlamlı değildir. Ayrıca 0,4'lük belirleme katsayısı hesap edilen Palandöken-Bingöl Dağları için de sonuçlar anlamlı değildir. Bunların haricinde kalan bölgelerde değişen değerlerdeki belirleme katsayılarının tamamı istatistiksel olarak anlamlıdır.

Belirleme katsayısı, Ergene (0.76) ve Yukarı Sakarya Havzaları, Rize, Amanoslar, Kayseri-Sivas arasında, Munzur ve Hakkâri Dağları çevresinde 0.65'ten büyüktür. Van Gölü çevresinde 0.62 olan belirleme katsayısı, Kıyı Ege, Aşağı Sakarya Havzası, Orta Karadeniz, Orta Toroslar, Taşeli ve Mardin Platolarında 0.50 ile 0.60 arasında değişmektedir. Adıyaman-Şanlıurfa civarında 0.46 olarak hesaplanan belirleme katsayısı Muş-Bingöl ve Ardahan-Kars dolaylarında 0.40'tan biraz büyüktür. Safranbolu, Nevşehir, Kırşehir, Bozok Platolarında 0.36'dır. Yıldız ve Küre Dağları, Uşak-Gördes,

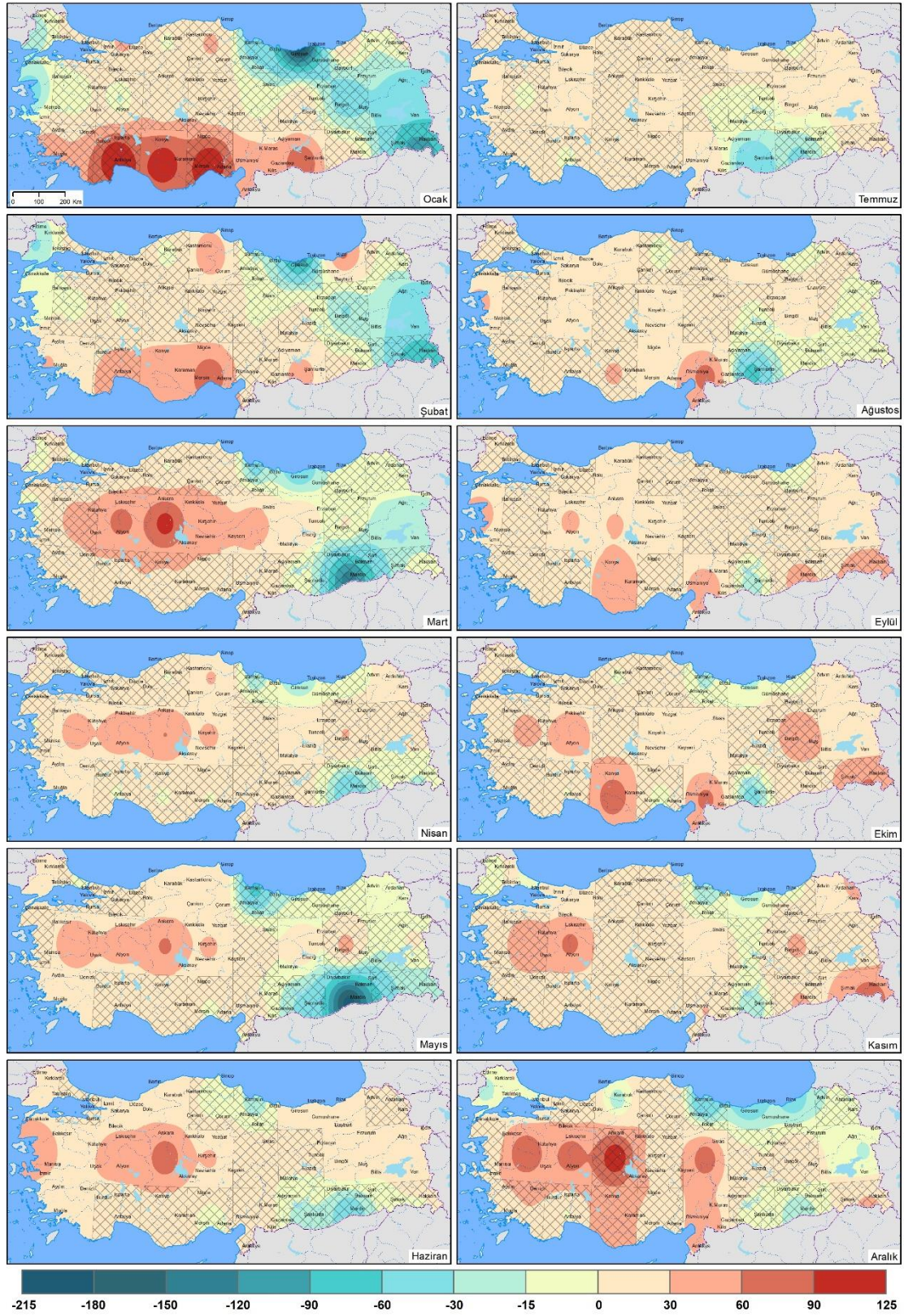
Haymana, Cihanbeyli Platoları, Batı Toroslar ve Giresun Dağlarında 0.35'ten ise daha küçük değerler almaktadır.

3.1.2.2. Aylık Ortalama Toplam Yağışa İlişkin Regresyon Katsayıları

Enlem, denize uzaklık ve yükselti değişkenlerinin, aylık ortalama yağışların mekânsal dağılışına etkisi, farklı zamanlarda farklı derecelerde ortaya çıkmaktadır (Şekil 10). Enlemin artması, Türkiye’de genel olarak yağışı artırmaktadır. Genelde Şanlıurfa ve Mardin Platoları ile Palandöken-Bingöl Dağlarındaki azalışın haricinde geri kalan yerlerde enlemdeki 1° artış yağışı da 30 mm kadar artırmaktadır. Ayrıca genel olarak pozitif katsayılar batıda, negatif katsayılar doğuda ortaya çıkmaktadır. Doğuda pozitif katsayılar sonbaharda belirginlik kazanmaktadır. Batıda negatif katsayılar ise sonbahar sonundan ilkbahar başına kadar görülmekte yılın geri kalanında pozitif dönmektedir.

Enlemin pozitif etkisi sonbahar başlarında Anadolu içlerinde görülmeye başlanmakta olup kış başlangıcında katsayı güçlenmekte ve alanı genişlemektedir. Ocak ve şubatta güneye inen yüksek pozitif katsayılar, ilkbahar başında tekrar Anadolu içlerine çekilmekte, marttaki güçlü etki hazirana kadar zayıflamakta ve alanı küçülmekte olup temmuz ve ağustosta minimum değerlere inmektedir.

Enlemin negatif etkisi Ergene Havzası’nda kasımda görülmeye başlanmakta olup ocak ve şubatta güçlenmekte ve Kuzey Kıyı Ege’yi de kapsamakta, marta gelindiğinde değer düşmekte, negatif etki alanı daralmaktadır. Geri kalan aylarda söz konusu yerde enlemin pozitif etkisi görülmektedir. En güçlü negatif etki kabaca Doğu Karadeniz’de ve Güneydoğu Anadolu’da gözlemlenmektedir. Doğu Karadeniz’de ekimden aralığa kadar gittikçe güçlenen negatif katsayılar ocakta zirve yapmakta ve şubattan mayısa kadar zayıflamaktadır. Haziranda ortadan kalmakta eylül başına kadar kısmen etkili olmaktadır. Güneydoğu Anadolu’da negatif etki ocak ve şubatta bölgenin doğusunda, marttan aralığa kadar söz konusu bölgenin daha çok batısında geçerlidir.



Şekil 10: Belirlenen grid bölgelerine göre Türkiye’de aylık ortalama yağış ile enlem, denize uzaklık ve yükselti arasındaki çoklu regresyon analizlerine ait enlem regresyon katsayısının dağılışı (Taralı alanlar istatistiksel olarak anlamlı olmayan sonuçları göstermekte)

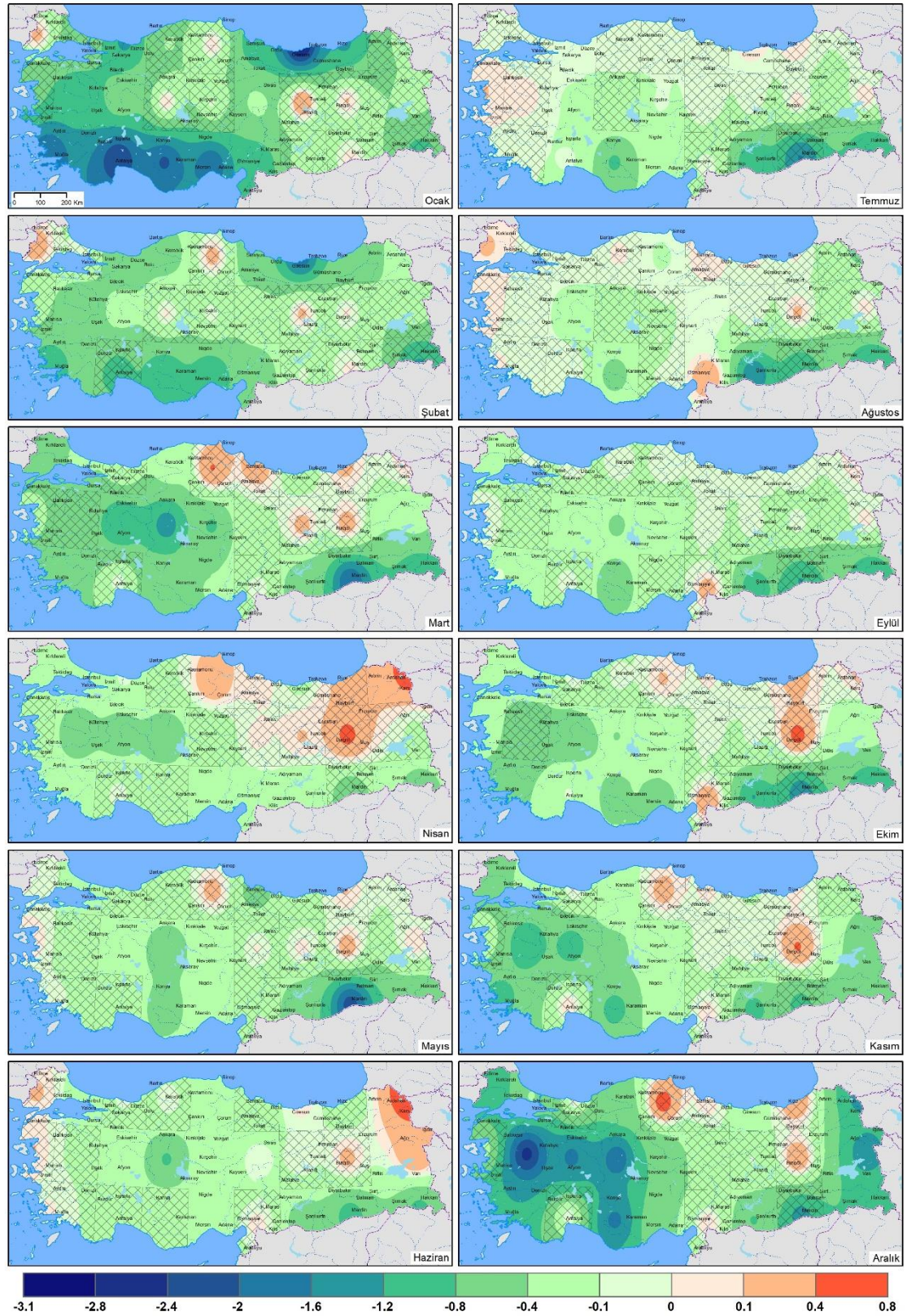
Regresyon katsayılarının dağılışı ocak ve şubat ayları için büyük ölçüde benzerlik göstermektedir. Batı, Orta Toroslar, Amanoslar, Taşeli ve Şanlıurfa Platolarında enlemin

1^o artması ocak yağışlarında 60 ile 125 mm arasında artışa sebep olmaktadır. Küre ve Kaçkar Dağlarında enlemin pozitif etkisi ocaktan şubata güçlenmektedir. Aşağı Sakarya Havzası'nda ocakta gözlemlenen pozitif etki yılın geri kalanında ocaktaki kadar güçlü değildir. Martta, Uşak-Gördes Platosundan Uzunyayla Platosuna kadar olan alanda 60-90 mm arasındaki artış miktarları Haymana-Cihanbeyli Platolarında 125 mm'yi bulmaktadır. Martta bu alanda ortaya çıkan pozitif etkinin derecesi ve alanı küçülerek hazirana kadar gözlemlenebilmektedir. Ancak temmuz ve ağustos yağışlarındaki enlem etkisi, İç Anadolu'nun platolar kuşağında da ülkenin geri kalan büyük bir kısmındaki kadar düşük olmaktadır. Söz konusu kesimde 60 mm'ye varan yağış artışları eylül ayıyla birlikte Yukarı Sakarya Havzası ile Haymana-Cihanbeyli Platolarında görülmeye başlanmakta olup aralığa kadar genişlemekte ve aralıkta Tuz Gölü batısında enlemin 1^o artması yağışı 125 mm kadar artırmaktadır. Temmuzdan farklı olarak ağustosta Taşeli Platosu ile Amanoslarda gözlemlenen pozitif etki, eylül ve ekimde belirginleşmekte ancak kasımda zayıflayarak aralık yağışlarında tekrar yükselmektedir. Kuzey Kıyı Ege'de ağustostan eylüle 60 mm'lik pozitif etkinin alanı genişlemektedir. Aynı şekilde 60 mm yağış artış alanı, Palandöken-Bingöl Dağlarında nisandan mayısa genişlemekte, ekimden kasıma daralmaktadır. Hakkâri Dağlarında sonbahar boyunca etkili olan 60-90 mm arasındaki yağış artış miktarları kısmen aralıkta görülebilse de, ocağa gelindiğinde buradaki yağış, enlem arttıkça azalmaktadır.

Enleme bağlı 60 ile 120 mm arasında değişen miktardaki yağış azalışları ocak ve şubatta, Hakkâri Dağlarında ortaya çıkmakta ancak martta batıya kaymaktadır. Mardin Platosunda enlemin negatif etkisi martta 180 mm, mayısta 215 mm olmaktadır. İlkbahar ile yaz sonuna kadar burada enlemin artışı yağışı azaltmaktadır. Şanlıurfa Platosunda mayıstan yıl sonuna kadar yağış, enleme bağlı olarak 60 mm kadar azalmakta ağustosta azalış 90 mm'yi bulmaktadır. Yeşilirmak Havzası, Giresun ile Kaçkar Dağlarında ilkbaharda ve ekim, kasım, aralık aylarında enlem artışı, yağışın azalmasına neden

olmaktadır. Giresun çevresindeki azalış ocakta 215 mm'ye yaklaşmaktadır. Van Gölü ve çevresinde enlem, aralıktan mayıs sonuna kadar yağışların azalmasında etkilidir. Ergene Havzasında kasımda görülmeye başlanan 15 mm yağış azalışı, marta kadar etkili olmakta, ocak ve şubatta azalış 60 mm civarında olup bu aylarda Kuzey Kıyı Ege'de de yağışlar enleme bağlı olarak azalmaktadır. Palandöken-Bingöl Dağları çevresinde ve Yalnızçam Dağlarında ocaktan marta kadar enlemin negatif etkisi görülmektedir. Yalnızçam Dağlarında bu etki mayıs ve aralıkta da görülebilmektedir. Munzur Dağlarında yağış, nisan ve mayısta enlem arttıkça artmakta; temmuz ve ağustosta azalmaktadır. Enlemin negatif etkisi Safranbolu Platosunda ekimden nisan sonuna kadar gözlemlenebilmekte, bu etki en çok 30 mm'ye varan azalışlarla aralık yağışlarında ortaya çıkmaktadır.

Denizden uzaklaşmak, Türkiye'de genel olarak yağışta azalmaya sebep olmaktadır (Şekil 11). Ancak yağışı artırıcı etkisi bazı aylarda ülkenin farklı yerlerinde küçük sahalarda gözlemlenebilmektedir. Pozitif etki, Kuzeybatı Anadolu'da yaz ayları ile ocak ve şubatta görülmekte ancak bahar aylarında tam tersi duruma dönmektedir. Küre Dağlarında yağış, ekimden mayıs sonuna kadar denizden uzaklaştıkça artmaktadır. Söz konusu yerde en güçlü pozitif katsayı aralıkta ortaya çıkmaktadır. Mart ve nisan aylarında genel hatlarıyla Karadeniz'in doğusunda denizden uzaklığın pozitif etkisi görülmektedir. Mayıs ve yaz aylarındaki yağışlar, Kuzey Kıyı Ege'de de denizden uzaklaştıkça artmaktadır. En güçlü ve geniş alanlı pozitif etki nisan ayında Palandöken-Bingöl Dağları çevresi ile Kuzeydoğu Anadolu'da görülmektedir. Burada denizden 10 km uzaklaşmanın yağışta 8 mm kadar bir artırıcı etkisi olmaktadır. Bu etki, hazıranda Yalnızçam Dağları ile Van Gölü kuzeyinde de ortaya çıkmaktadır. 8 mm'ye varan artışlar Palandöken-Bingöl Dağları çevresinde ekimde de görülebilmektedir. Burada eylül haricinde yılın geri kalanında pozitif katsayılara rastlanmaktadır. Amanoslarda, ağustostan aralığa kadar yağış artmakta, yılın geri kalanında denizden uzaklık yağışı azaltmaktadır.



Şekil 11: Belirlenen grid bölgelerine göre Türkiye’de aylık ortalama yağış ile enlem, denize uzaklık ve yükselti arasındaki çoklu regresyon analizlerine ait denize uzaklık regresyon katsayısının dağılışı (Taralı alanlar istatistiksel olarak anlamlı olmayan sonuçları göstermekte)

Enleme ait regresyon katsayılarının dağılışı gibi denize uzaklığın katsayıları da ocak ve şubatta büyük ölçüde benzerlik göstermektedir. Farklılık yalnızca ocakta

gözlemlenen güçlü negatif katsayıların yerini, şubata gelindiğinde aynı yerlerde ancak ocağa göre daha düşük katsayıların belirlenmesi şeklindedir. Ocakta Menteşe Dağları, Batı ve Orta Toroslar ile Taşeli Platosunda denizden 10 km uzaklaşmak yağışta 12 ile 28 mm arasında azalmaya yol açmaktadır. Şubatta azalış en fazla 12 mm olmaktadır. Ocak ve şubattaki benzer durum Yeşilirmak Havzası, Giresun ve Kaçkar Dağları çevrelerinde de gözlemlenebilmektedir. Bu iki ayda Hakkâri Dağlarındaki 12 mm'lik azalışlar, martta batıya doğru genişlemekte Mardin Platosunda azalış 24 mm'yi bulmaktadır. Azalış miktarları nisanda küçülse de mayıstan aralık sonuna kadar Şanlıurfa, Mardin Platoları ve Hakkâri Dağlarında denizden uzaklaştıkça yağış azalmakta ve sonbahar sonuna doğru azalış miktarları büyümektedir. Ocak ve şubatta 4 mm'ye varan artış miktarlarına Haymana-Cihanbeyli ve Kırşehir Platolarında rastlanmakta, ancak yılın geriye kalanında, denizden uzaklığın negatif etki ortaya çıkmaktadır. Martta 12 mm'ye varan bu azalış miktarları, nisandan ekime 4 ile 8 mm arasında değişmektedir. Buradaki negatif etki aralıkta güçlenmekte, yaz ortasından itibaren Taşeli Platosunda görülmeye başlanan 8 mm azalış miktarı 20 mm'yi aşarak burayı da kapsamaktadır.

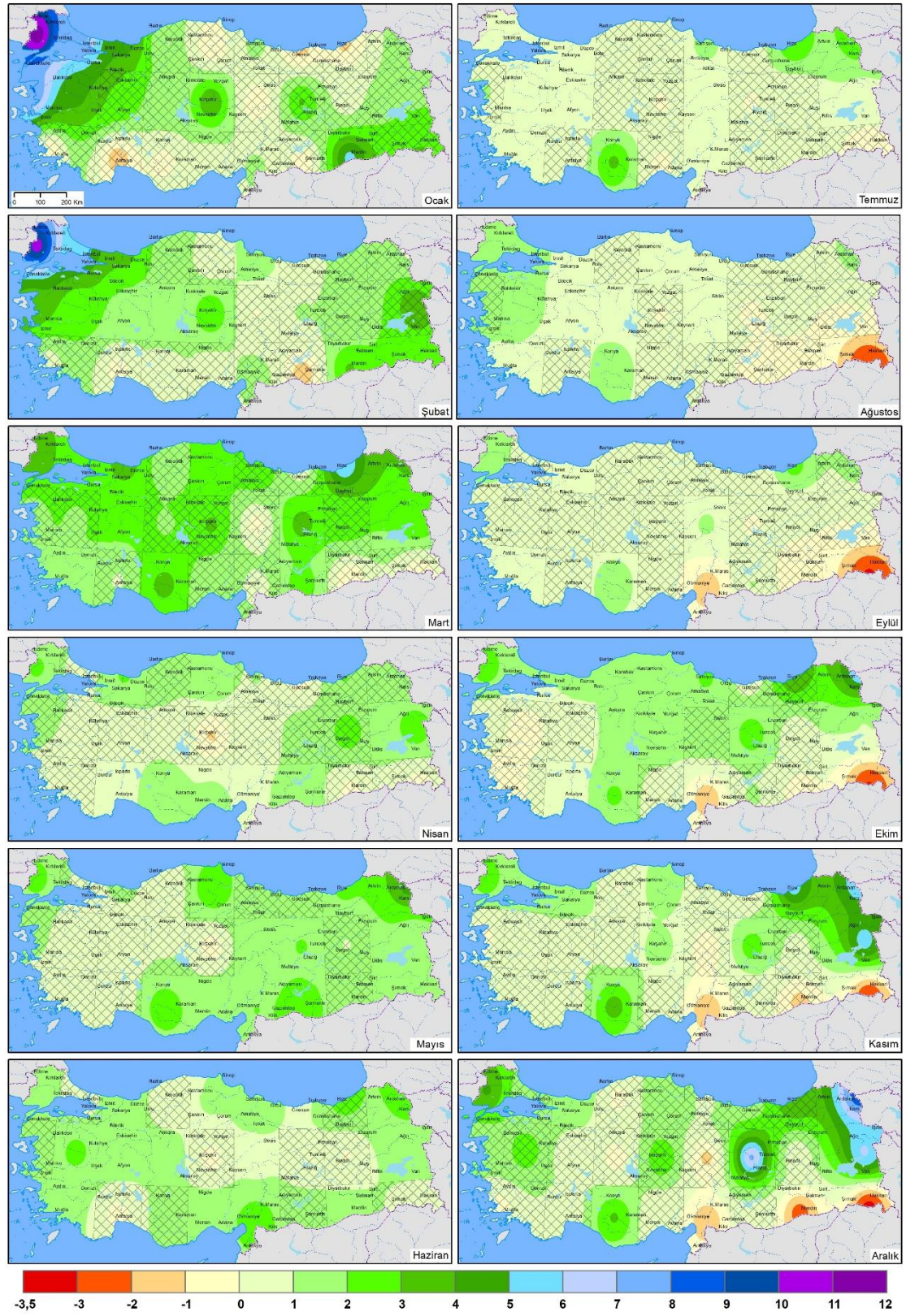
Taşeli Platosunda, Orta Toroslarda, Yıldız Dağları ve Sakarya Havzası'nda yıl boyunca negatif regresyon katsayısı belirlenmiş, Uzunyayla Platosunda nisan ve mayısta pozitif etki ortaya çıkmış, diğer aylarda denizden uzaklaştıkça yağış azalmaları belirlenmiştir. Uşak-Gördes Platosunda temmuz hariç, Batı Toroslarda kasım hariç her ayda negatif etki görülmektedir. Munzurlarda mayıstan sonraki yağış denizden uzaklaştıkça azalmaktadır. Munzur ve Palandöken-Bingöl Dağlarında hesaplanan regresyon katsayıları hiçbir ayda istatistiksel olarak anlamlı değildir.

Yağışın aylık dağılışı bütün haliyle göz önünde bulundurulduğunda Türkiye'de yükselti arttıkça yağış da artmaktadır (Şekil 12). Artış miktarlarının aylık değişimi son derece belirgindir. Genel hatlarıyla kış yağışlarında artış miktarı kimi yerlerde 9-10 mm'nin üzerine çıkmakta ve pozitif katsayılara rastlanan diğer çoğu yerde bu miktar 3-5

mm olmaktadır. Yazın ise 100 m yükseldikçe yağışın artışı 3 mm'yi geçmemekte, kimi yerlerde görülen negatif katsayılarla beraber genel olarak yağış yükseltiyle ancak 1 mm kadar artmaktadır.

Yükselti değişkeni regresyon katsayılarının ocak ve şubat dağılışları büyük ölçüde benzerlikler taşımaktadır. Negatif katsayılar ile 1 mm'ye kadarki yağış artış miktarları, Doğu Karadeniz'de ortaya çıkmakta, Uzunyayla Platosu üzerinden Batı Akdeniz'e bağlanmaktadır. Kaba çizgileriyle Davis'in Anadolu Diyagonali'ni (Gemici vd., 1992) anımsatan bu bölgenin batısında ve doğusunda katsayılar pozitifdir. Batıda kuzeybatıya, doğuda güneydoğuya gidildikçe pozitif etki güçlenmektedir.

En güçlü pozitif etki Ergene Havzası'nda 100 m'de 12 mm yağış artışıyla ocakta ortaya çıkmaktadır. Burada artış miktarı temmuza kadar azalmakta, 1 mm olmakta ve sonrasında tekrar ocağa kadar yükselmeye başlamaktadır. Ocakta Kuzey Kıyı Ege'de de Türkiye'nin geri kalanına göre yağış artış miktarları daha büyüktür. Burada artış en az 6 mm'dir. Bu değer Uşak-Gördes Platosu ve Aşağı Sakarya Havzası'nda 4, Yukarı Sakarya Havzası'nda 3 mm'dir. 3-4 mm'lik artışlar diyagonalin batısında Haymana-Cihanbeyli Platolarında, doğusunda ise Palandöken-Bingöl ve Hakkâri Dağları ile Mardin Platosunda ortaya çıkmakta, platoda artış 6 mm'yi bulmaktadır. Ancak platonun batısında Şanlıurfa'da yükselti yağışta 1 mm azalmaya yol açmaktadır. Şubata gelindiğinde buradaki bu azalış 2 mm olmakta, Mardin Platosunda artış miktarı 3 mm'ye düşmektedir. Ocakta Mardin Platosunda karşılaşılan pozitif katsayılara, şubatta Van Gölü ve çevresinde, martta Kaçkar ve Yalnızçam Dağlarında rastlanmaktadır. Anadolu'nun kuzeydoğusundaki bu pozitif etki yaz sonuna kadar küçülmekte ve ağustosta 1 mm olmakta, sonrasında aralığa kadar doğrusal bir şekilde artarak yıl sonunda yükseltiye bağlı artış miktarı 9 mm'yi civarında olmaktadır.



Şekil 12: Belirlenen grid bölgelerine göre Türkiye’de aylık ortalama yağış ile enlem, denize uzaklık ve yükselti arasındaki çoklu regresyon analizlerine ait yükselti regresyon katsayısının dağılışı (Taraflı alanlar istatistiksel olarak anlamlı olmayan sonuçları göstermekte)

Martta yağışın yükseltiyle artış miktarları Türkiye’nin genelinde 3 mm kadar olup neredeyse homojen bir dağılım göstermektedir. Ergene ve Aşağı Sakarya Havzaları,

Bozok ve Taşeli Platoları ile Palandöken-Bingöl Dağlarında yağış 4 mm kadar artmaktadır.

Menteşe ve Giresun Dağları ile Batı Anadolu'da nisandaki artış 1 mm'dir. Ancak kıyılarda ve Doğu Anadolu'da 2 mm artış miktarlarıyla karşılaşılmaktadır. Doğu Anadolu'da görülen bu pozitif etki mayısta batıya doğru genişlemekte, hazıranda Güney Ege kıyılarına kadar uzanmaktadır. Temmuz, ağustos ve eylülde ise Anadolu'nun büyük bir bölümünde yağış artışı 1 mm'dir. Bu üç ayda Taşeli Platosu ile Anadolu'nun kuzeydoğusunda artışın 2 mm olması dikkati çekmektedir.

Ekimde Türkiye genelinde 2 mm yağış artışı görülmekte, Taşeli Platosunda nisandan beri görülen 2 mm artış miktarı hariç tutulduğunda, bu ayda genel hatlarıyla kuzeyde daha büyük güneyde daha küçük pozitif ve negatif katsayıların olduğu anlaşılmaktadır.

Kasım ve aralık ayı regresyon katsayıları dağılışı büyük ölçüde birbirine benzemektedir. Kasımda Yıldız Dağları ile Aşağı Sakarya Havzası'ndaki pozitif katsayının etki alanı aralıkta güneye, Kuzey Kıyı Ege ve Uşak-Gördes Platolarına doğru genişlemektedir. Pozitif katsayılar, kuzeyde Küre Dağları ile Bozok Platosu üzerinden güneye Taşeli Platosuna bağlanan hat ile kabaca Anadolu'yu ikiye ayırmaktadır. Bu hatta 2 mm olan gradyan artışı, hemen doğuda 1 mm artış ya da azalış değerlerini almaktadır. Yeşilirmak Havzası'ndan Amanoslara doğru bağlanan bu ikinci hat, ocak ve şubatta Anadolu Diyagonaliyle uyumlu bölgenin kasımdan itibaren kurulmaya başladığına işaret etmektedir.

Yaz boyunca Anadolu'nun kuzeydoğusundaki 2-3 mm yağış artışı olarak görülen katsayılar, sonbaharla güneye doğru genişlemektedir. Ekimde Van Gölü kuzeyinde, kasımda göl çevresinde, aralıkta Hakkâri Dağları kuzeyinde ve ocakta bu dağlarda yağış, her 100 m yükseltiyle 3 mm kadar artırmaktadır. Hakkâri Dağlarında ocaktaki bu artış

miktarı, ağustostan aralığa kadar geçerli 3.5 mm'ye varan azalış katsayılarının yerini almaktadır.

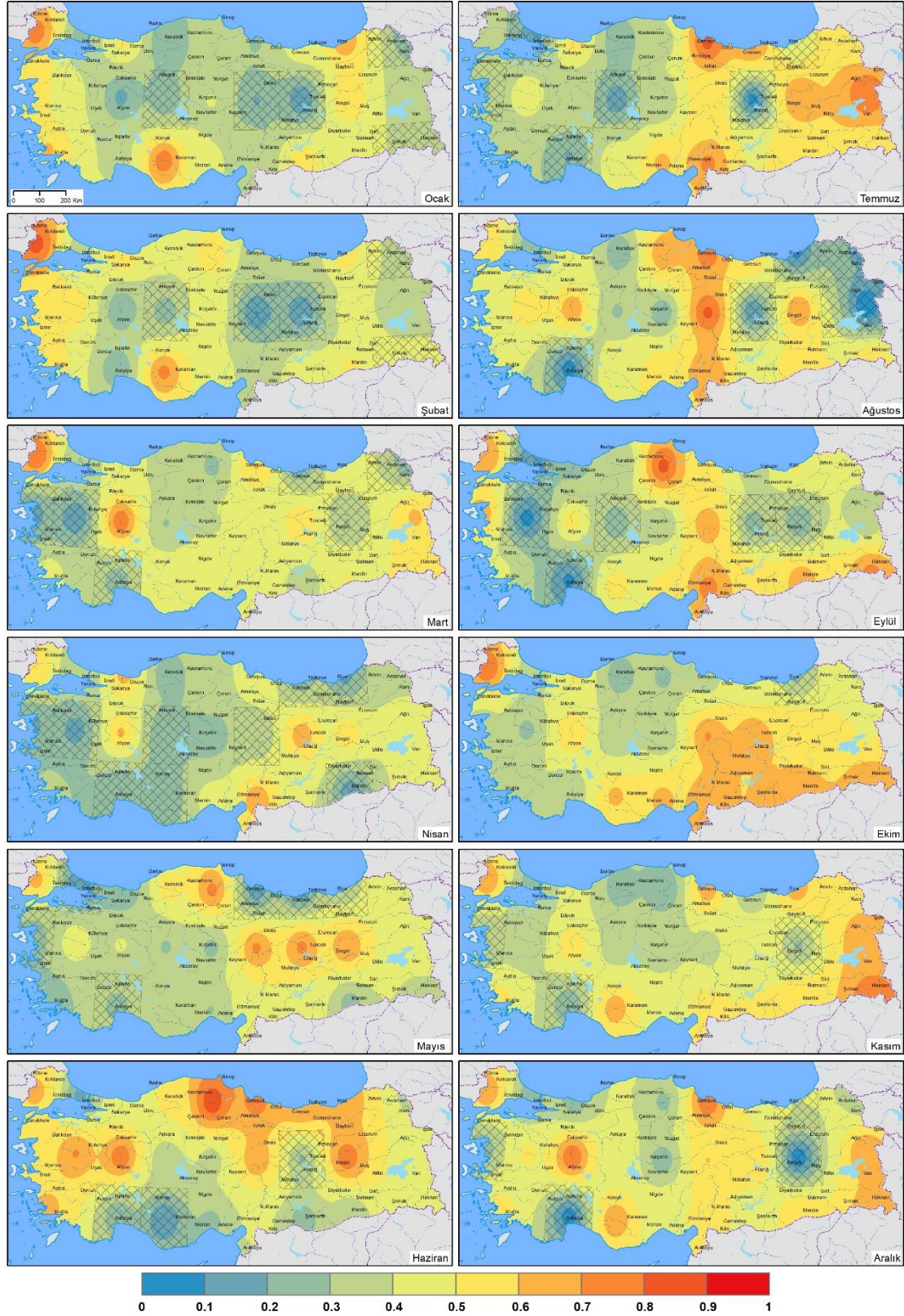
Ergene, Sakarya ve Yeşilırmak Havzaları ile Yıldız ve Yalnızçam Dağlarında yılın hiçbir ayında negatif katsayılar görülmemektedir. Yükseltiyle yağışın azalması Amanoslarda ekimden aralığa kadar geçerliken, diğer aylarda yükselti arttıkça yağışın artması söz konusudur. Amanoslar kuzeyinde ve Uzunyayla Platosunda kasımdan marta kadar görülen yağışlar yükseltiyle azalmakta ancak yılın geri kalanında yükseltinin pozitif bir etkisi bulunmaktadır.

3.1.2.3. Aylık Ortalama Toplam Yağışa İlişkin Belirleme Katsayısı (R^2)

Aylık ortalama yağışların belirleme katsayıları 0 ile 0.9 arasında değişmekte olup, hiçbir ay 0.9'un üzerine çıkmamaktadır (Şekil 13). Ocakta ve şubatta Ergene Havzası ve Taşeli Platosunda belirleme katsayısı 0.7'den büyüktür. Katsayı, bu iki ayda Ege bölgesi ve Kaçkar Dağlarında 0.6'nın üzerindedir. Kuzey Kıyı Ege, Aşağı Sakarya Havzası ve Kaçkarlarda ise 0.5 ile 0.6 arasında değişmektedir. Ocakta Yıldız Dağları, Batı Karadeniz ve Kırşehir Platosunda 0.3'lük olan belirleme katsayısı, Orta Karadeniz, Yukarı Sakarya Havzası, Orta Toroslar ve Amanoslarda şubatta görülmektedir. Munzurlarda katsayı iyice düşerek 0.1 olmaktadır.

Van Gölü çevresinde ocak ve şubatta 0.3 olan katsayı marta gelindiğinde yükselmekte gölün kuzeydoğusunda 0.7 olmaktadır. Ergene ve Yukarı Sakarya Havzalarında mart yağışlarının regresyon katsayısı 0.8'dir. Yeşilırmak Havzası, Munzur ve Hakkâri Dağlarında belirleyicilik 0.5'in üzerindedir. Bu belirleyicilik nisanda Munzur Dağlarında 0.7'ye yükselmekte, Hakkâri Dağlarında 0.5'in altına düşmektedir. Ayrıca nisanda 0.7'lik belirleme düzeyleri Sakarya Havzası ve Amanoslarda da ortaya çıkmaktadır. Mayıs yağışlarındaki belirleme düzeyleri ise genel olarak batıda düşük, doğuda yüksektir. 0.8'e varan katsayı değerleri, Uzunyayla Platosu, Küre, Munzur,

Palandöken-Bingöl Dağlarında karşımıza çıkmaktadır. Yıldız Dağları, Cihanbeyli-Haymana ve Taşeli Platolarında katsayı ancak 0.2 kadardır.



Şekil 13: Belirlenen grid bölgelerine göre Türkiye’de aylık ortalama yağış ile enlem, denize uzaklık ve yükselti arasındaki çoklu regresyon analizlerine ait belirleme katsayısının (R^2) dağılışı (Tarahı alanlar istatistiksel olarak anlamlı olmayan sonuçları göstermekte)

Genel hatlarıyla haziran yağışlarında kuzeyde yüksek, güneyde ise düşük belirleme katsayıları vardır. Batı Karadeniz'den Doğu Karadeniz'e kadar belirleme düzeyleri en az 0.6, Küre Dağlarında ise 0.9'a yaklaşmaktadır. Katsayı, Menteşe Dağları Uşak-Gördes ve Uzunyayla Platoları, Ergene ve Yukarı Sakarya Havzaları, Palandöken-Bingöl Dağlarında ise 0.6 civarındır.

Temmuz ve ağustos yağışlarında katsayıların dağılışı, doğuda yüksek, batıda düşük değerler göstermektedir. Bu durum kısmen eylül ve ekim yağışları için de geçerli olup aralığa gelindiğinde belirsizleşmekte, ocakta düşük regresyon katsayılarına Anadolu'nun orta kesimlerinde rastlanmaktadır. Temmuzda Yeşilırmak Havzası'nda 0.8, Giresun Dağlarında 0.7'e inmekte, ağustosta havzada 0.8 olan katsayı, dağlık alanda 0.6 olmakta ancak Küre Dağlarında temmuzda 0.3 olan belirleme düzeyi, ağustosta 0.8'i eylülde 0.9'u bulmaktadır. Eylülde yüksek belirleme katsayıları 0.7 ile Ergene Havzası'nda, kısmen Kuzey Kıyı Ege, Uzunyayla ve Mardin Platoları, Amanoslar ve Hakkari Dağlarında ortaya çıkmaktadır. Yeşilırmak Havzası, Taşeli ve Şanlıurfa Platolarında 0.6'lık katsayılar belirlenmiştir. Ekimde belirleme düzeyleri genel olarak Güneydoğu Anadolu'da yüksektir. Taşeli ve Uzunyayla Platoları, Orta Toroslar, Amanoslardan Hakkari Dağlarına kadar olan kuşak ile Munzur Dağlarında katsayılar 0.7 civarında, Ergene Havzası'nda ise 0.8'dir. Belirleme katsayılarının kasım ve aralıktaki dağılışı kaba hatlarıyla birbiriyle uyumludur. Bu iki ayda Hakkâri Dağları ve Van Gölü doğusu ile kuzeydoğusunda katsayı 0,7'dir. Yine her iki ayda Taşeli Platosunda 0.7'ye yaklaşan bir belirleme düzeyi söz konusudur. Yeşilırmak Havzası'nda bu seviye, kasımda yakalanmakta, aralıkta daha da yükselip 0.8'i görmektedir. Ergene Havzası'nda her iki ayda da 0.7 katsayısı belirlenmiştir. Benzer şekilde Mardin Platosu ve Amanoslarda 0.6 katsayıları her iki ayda da karşımıza çıkmaktadır.

Yukarı Sakarya Havzası'nda katsayı, kasımdan aralığa 0.6'dan 0.8'e yükselmektedir. Yalnızçam Dağlarında ise kasımdan aralığa 0.6'dan 0.3'e, ocakta ise

0.2'ye düşmektedir. Belirleme katsayısının Kaçkar Dağlarında, kasımda 0.7 düzeyindeyken aralıkta %30'a düşmekte, ocakta düzey yine 0.7'ye yükselmektedir.

İstatistiksel olarak anlamlı olmayan belirleme katsayıları %10-20 gibi küçük belirleyicilik düzeylerinin görüldüğü yerlerde elde edilmektedir. Şubatta Yalnızçam Dağların, nisanda Bozok Platosunda, mayıs ve ekimde Kaçkar Dağlarında, kasım ve aralıkta Kuzey Kıyı Ege'de belirlenen 0.4'lük katsayıların istatistiksel olarak anlamlı olmadığı görülmüştür. Yılın on iki ayında da belirleme katsayılarının 0.5 ve üstü olarak hesaplandığı yerlerdeki değerler istatistiksel olarak anlamlıdır. Ancak şubatta Hakkâri Dağlarında, temmuzda Kaçkar Dağlarında elde edilen 0.5 belirleme katsayılarının anlamlı olmadıkları belirlenmiştir.

3.2.Türkiye’de Belirlenen İstasyon Çiftlerinde Aylık Yağış Farkı ve Gradyan Dağılışı

Biri yüksek ve diğeri alçak istasyon olarak seçilen ikili gruplar, istasyon çiftlerini oluşturmaktadır. İstasyon çiftleri oluşturmak, yağışın yükseltiyle nasıl değiştiğini doğrudan anlayabilmek üzerine kullanışlı bir yaklaşımdır. Buna göre, yüksek ve alçak istasyonlara ait yağış ölçüm sonuçları arasındaki farklılık, yükseltinin yağış üzerindeki bir etkisi olarak yorumlanmaktadır. Yüksek istasyonun yağışı, alçak istasyonun yağışından fazla ise yağışın yükselti arttıkça arttığı sonucu elde edilmektedir. Ters olarak yüksek istasyonun yağışı alçak istasyonun yağışından az ise yağışın yükselti arttıkça azalmakta olduğuna ulaşılmaktadır.

İstasyon çiftlerinde yükseltiyle yağış artıyorsa bu pozitif, aksine yağış azalıyorsa bu negatif gradyan olarak değerlendirilmektedir. Türkiye’de 542 istasyon çiftiyle yapılan incelemeler sonucunda “yağış yükseltiyle artar” şeklinde bir önermeye karşıt olarak negatif gradyanların da dikkat çekici ölçülerde ortaya çıkabildiği gözlemlenmektedir.

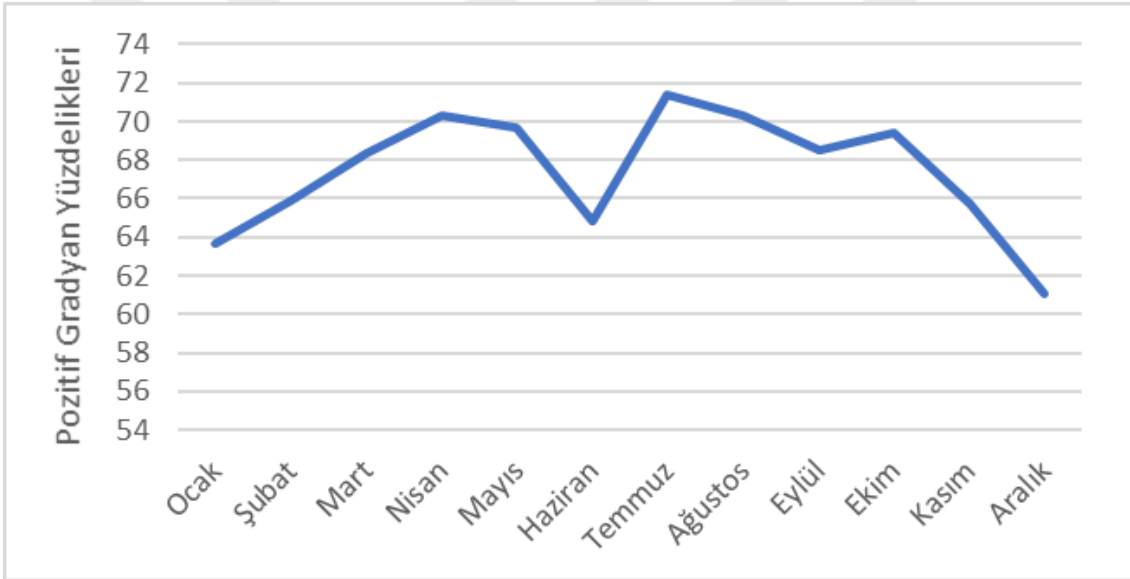
542 istasyon çifti yüzde yüz kabul edildiğinde bu istasyon çiftlerinin analiziyle ulaşılan bazı sonuçlar şöyledir:

- 1) Öncelikle bir istasyon çiftine ait tüm veride hesaplanan gradyanların yüzde kaçının pozitif yüzde kaçının negatif olduğu hesaplanmıştır. Kimi çiftlerde pozitif, kimi çiftlerde de negatif gradyanın ortaya çıkması diğerine göre daha sık gerçekleşmektedir. Sonuç olarak, her bir istasyon çifti için yapılan bu hesaplamalarla çiftlerin %76'sında pozitif, %24'ünde negatif gradyanın diğer gradyana göre daha sık ortaya çıktığı belirlenmiştir.
- 2) Sonrasında, çiftlerde tespit edilen bu pozitif ve negatif gradyanların aylık nasıl bir dağılışı gösterdiği irdelenmiştir. Daha basit bir anlatımla bir çiftte hangi ayda hangi gradyanın daha çok kez ortaya çıktığı araştırılmıştır. Buna göre çiftlerdeki pozitif ve negatif gradyan oranlarının (görülme sıklıklarının) aylara göre değiştiği anlaşılmıştır. Çiftlerde rastlanan aylık negatif gradyan oranlarını değerlendirmek üzere %50 eşik değeri dikkate alınmıştır. Çünkü bir çiftte bir ayda negatif gradyan oranının %50'yi geçmesi o çiftte o ay için pozitif gradyanın daha az ortaya çıktığı anlamına gelmektedir. Buna göre 542 çiftin 12 aya ait negatif gradyan oranlarının %50'den büyük olup olmama durumları dikkate alındığında, Türkiye genelinde 6504 (542x12) adet gradyanın %33'ünde negatif gradyan oranı %50'yi aşmaktadır.
- 3) İstasyon çiftlerindeki negatif gradyan oranlarının aylık dağılışının nasıl olduğuna dair genel bir değerlendirmeyi (Tablo 4)'te görmek mümkündür. Negatif gradyan oranı yıl içinde en sık, aralık ayında (%38,9), %50 ve daha büyük olarak belirlenmiştir. İkinci en yüksek negatif yağış gradyanları oranı ocakta gerçekleşmektedir. Temmuzda ayında çiftlerin %29'unda, nisan ve ağustosta ise %30'undaki negatif gradyan oranı %50'yi geçmektedir.

Tablo 4: Türkiye’de belirlenen istasyon çiftlerindeki negatif gradyan oranlarının aylık dağılışı

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
$\geq$ %50	36.3	34.1	31.7	29.7	30.3	35.2	28.6	29.7	31.5	30.6	34.3	38.9
< %50	63.7	65.9	68.3	70.3	69.7	64.8	71.4	70.3	68.5	69.4	65.7	61.1

Belirlenen istasyon çiftlerinin hiçbirinde tümüyle pozitif ya da tümüyle negatif gradyana rastlanmamıştır. Her çiftte az ya da çok her iki gradyan da bulunmaktadır. Ancak 542 çiftten elde edilen sonuçlar toplu olarak değerlendirildiğinde yağışın yükseltiyle birlikte artmasını yıl içerisinde kabaca 2 döneme ayırmak mümkündür (Şekil 14). Bunlar, ekimden marta kadarki soğuk ve nisandan eylüle kadarki sıcak olarak nitelenebilecek dönemler şeklindedir.

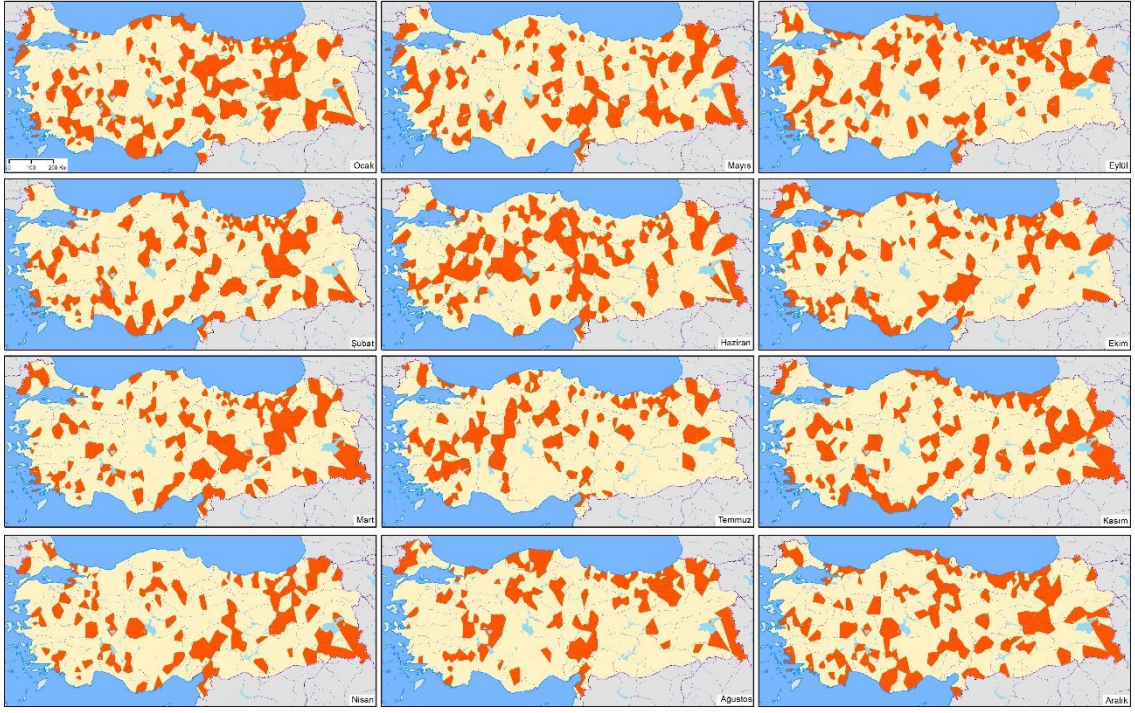


Şekil 14: Türkiye’de belirlenen istasyon çiftlerindeki pozitif gradyan oranlarının aylık dağılışı (Negatif gradyanın %50’den daha az olma durumu)

Yağış yükseltiyle artar şeklindeki bir önerme soğuk dönem için, sıcak döneme kıyasla daha az geçerlidir. Bu, söylem genel olarak kabul edilebilecek iken burada dikkati çeken haziran ayıdır. Hazirandaki gradyan oranı soğuk dönemle benzeşmektedir. Bu ise, sıcak dönemin kendi içerisinde haziran ile iki farklı dönem olarak ele alınması gerektiğine işaret etmektedir.

Çiftlerde hesaplanan negatif gradyan oranlarının mekânsal dağılışı yıl içerisinde farklılıklar göstermektedir (Şekil 15, Şekil 16). İlk olarak negatif gradyanın yüzde %50’yi

geçtiği çiftlerin ocak dağılışına bakıldığında ülke sathına homojen bir dağılımının olduğu söylenebilmektedir. Ancak Ergene Havzası doğusu, Marmara Denizi ve Atatürk Barajı güney kesimleri, Van Gölü kuzeybatısı ile Yalnızçam-Sarıkamış Dağları çevrelerinde pozitif gradyan daha baskındır. Şubat dağılışı da bundan pek farklı olmayıp sayılan yerlere Tuz Gölü'nün güney ve batı kesimleri ile Munzur Dağları dahil edilebilir. Marta gelindiğinde negatif gradyan, Uludağ, Domaniç ve Menteşe Dağları civarında yer yer baskın olup, Ege'nin geri kalanında çoğunlukla pozitif gradyan yoğundur. Zaten mart ve nisanda negatif gradyan batıda bazı yerlerde ortaya çıksa da esas olarak Anadolu'nun doğu yarısına kaymaktadır. Bu etki en güzel Taşeli Platosundan izlenebilmektedir. Negatif gradyan ağırlığı, ocak ve şubatta platonun batısında iken sonraki iki ayda doğuya kaymış, ilkbahar başlarında batıya kıyasla doğuda ağırlık kazanmıştır. Bunu destekleyecek örnek Kars Ardahan platosunda görülmektedir. Anadolu'nun kuzeydoğu köşesinde yılın ilk iki ayında yağış yükseltiyle artmakta ancak ilkbahardan yaz sonuna kadar yükseltiyle ters orantılı bir durum göstermektedir. Yazı takiben eylül ve ekim de kısmen dahil edildiğinde, yükseltinin negatif etkisi burada tamamıyla ancak kasımda ortadan kalkmakta ve yükseltiyle yağış artışı aralıkla birlikte yeni yıla bağlanmaktadır.



Şekil 15: Türkiye’de belirlenen istasyon çiftlerindeki aylık pozitif ve negatif gradyan oranlarının dağılışı (Negatif gradyan oranı %50’den daha az olanlar açık, daha fazla olanlar ise koyu renkle gösterilmekte)

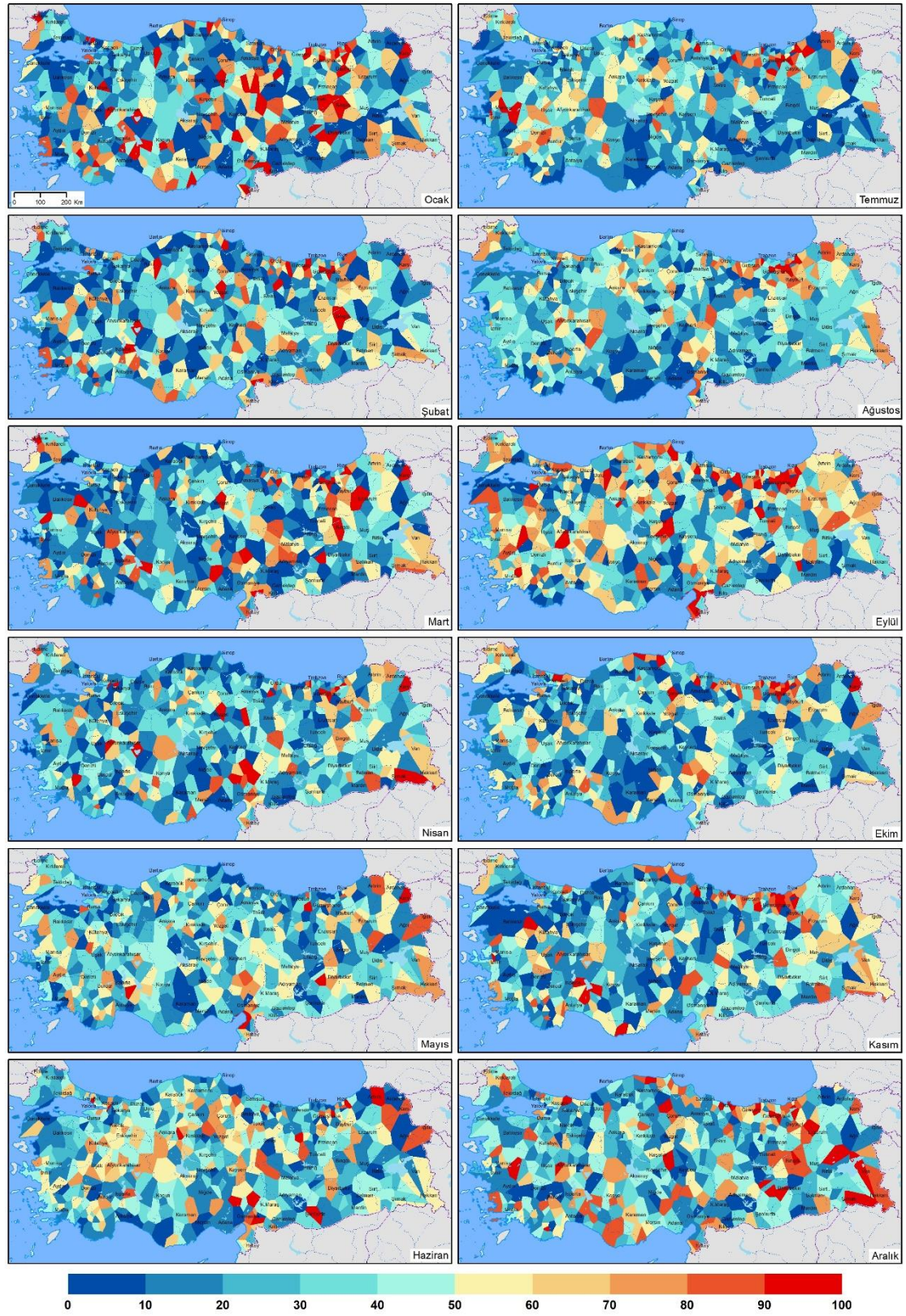
Batı Karadeniz kıyılarının batı kesiminde eylülün aralık sonuna kadar pozitif gradyan ocakta yerini negatif gradyana bırakmakta ancak uzun sürmemektedir (Şekil 15, Şekil 16). Yükseltinin yağıştaki azaltıcı etkisi marta doğru burada hafiflemekte ve nisanda tamamen pozitif gradyan hâkim olmaktadır. Bu kıyıların doğu kesimiyle Orta Karadeniz kıyılarında da nisan yağışının çoğunlukla yükseltiyle arttığı görülmektedir. Doğu Karadeniz kıyılarında ise yılın büyük bir bölümünde negatif gradyan gözlemlenmektedir. Eylülün şubat sonuna kadar yükseltiyle yağış azalmaktadır. İlk olarak pozitif gradyan etkisinin şubatta hafiften algılanabilmesiyle birlikte bu belirginliğini, marttan nisana, nisandan mayısa ve hatta hazirana doğru artırmaktadır. Kısmen temmuz ve ağustos yağışlarında da yer yer negatif gradyan söz konusudur. Alçak istasyonlar ancak sonbaharla birlikte tekrar daha fazla yağış alabilmektedir (Şekil 15, Şekil 16).

Marmara Denizi kuzeyinde, Ege, Akdeniz ve Doğu Karadeniz kıyılarında çok küçük lokasyonlar dışında haziran yağışları negatif gradyan şeklinde, daha çok Anadolu içlerinde belirmektedir. Temmuz ve ağustosta ise negatif gradyan daha çok kuzeyde yoğunlaşmaktadır. Bu iki ayda Göller Yöresi çevresinde negatif gradyan ağırlıklı olarak

ortaya çıksa da Tuz ve Van Gölleri güneyi ile Atatürk ve Keban Baraj Gölleri   vrelerinde yükseltiyle birlikte yağış artmaktadır (  kil 15,   kil 16).

Haymana-Cihanbeyli Platolarında nisan ve hazirandaki negatif gradyan baskınlığ ı bu ikisi arasındaki mayısta pozitif gradyanla yer değ ştirmektedir. Burada negatif gradyan aralıkta ağ ırlık kazansa da diğ er aylarda pozitif dönmektedir. Bozok Platosunda ise mayıstaki negatif gradyan yerini haziranda pozitif b  r  kmakta, diğ er aylarda da ekim hariç negatif gradyan görülebilmektedir. Benzer durum Uzunyayla Platosunda hazirandan temmuza ge    te görülmekte, eylül hariç tutulduğ unda yılın diğ er aylarında negatif gradyan baskınlık kazanmaktadır (  kil 15,   kil 16).

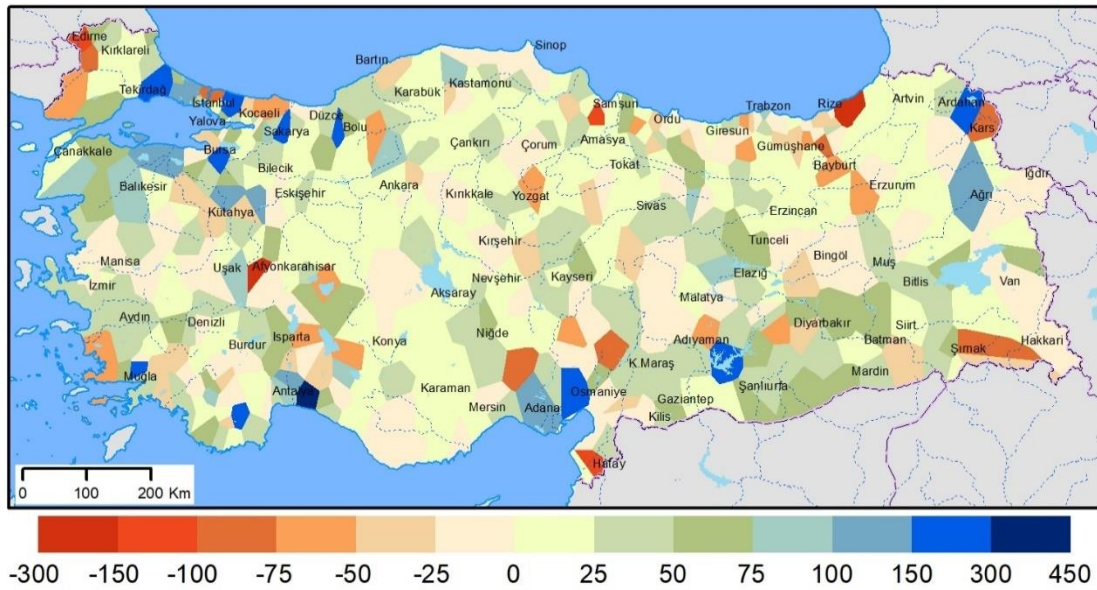
Munzur Dağ larında yaz aylarında ağ ırlıklı olarak negatif gradyan, diğ er aylarda ise pozitif gradyan görülmektedir. Palandöken-Bingöl Dağ larında temmuz, ağ ustos, eylül haricinde diğ er aylarda da negatif gradyanla kar  şıla  ılabilmektedir. Hakkâri Dağ ları civarında ise eylül dışındaki aylardaki yağış, yükseltiyle azabilmektedir. Bu durum Orta Toroslarda temmuz ayı dışında kar  şımıza çıkmaktadır. Gerçekte hiçbir coğ rafi ünitenin tamamında tek bir tipte yağış gradyanı belirlenememektedir. Menteş Dağ ları ve Batı Torosların kimi kesimlerinde negatif gradyan yılın her ayında gözlemlenebilmekte ancak aydan aya yer değ ştirmektedir (  kil 15,   kil 16).



Şekil 16: Türkiye’de belirlenen istasyon çiftlerindeki aylık negatif gradyan oranlarının dağılışı

Ortalama değerler bir yana bırakılırsa, Türkiye’nin farklı yerlerinde yıllık yağışın yükseltiyle artışı veya azalışı değişen miktarlarda gerçekleşmektedir (Şekil 17). En güçlü pozitif gradyan Antalya Körfezi’nde ortaya çıkmaktadır. Batı Toroslar batısında 75

mm'ye varan artışlar, doğusunda 50 mm civarında azalışlar görülebilmektedir. Taşeli Platosu güneyinde 25 mm azalış bulunurken, kuzeyinde ve Orta Toroslara doğru bu miktarda artış görülmektedir. Ancak daha kuzeyde Konya Ovası ile Cihanbeyli Platosunda yeniden 25 mm azalışla karşılaşılmaktadır. Haymana platosu ile Yukarı Sakarya Havzası'nda ise 25 mm'lik pozitif gradyan hâkim durumdadır. Sakarya Havzası kuzeybatısı hariç Aşağı Sakarya Havzası'nda tümüyle pozitif gradyan görülmektedir.



Şekil 17: Türkiye’de belirlenen istasyon çiftlerinde hesaplanan yıllık yağış gradyanlarının dağılışı

Antalya Körfezi’ndeki yükseltiye bağlı olarak her 100 metredeki yağış artışı 300-450 mm gibi yüksek bir gradyan göstermekte, benzer değerler Anadolu’nun kuzeybatı, kuzeydoğu, güneybatı ve güneydoğusunda küçük alanlar halinde de ortaya çıkmaktadır. Bolu Dağı-Düzce, Uludağ-İznik Gölü arasında, Sakarya’da, Tekirdağ’ın ve İstanbul’un doğu kesimlerinde yıllık yağış gradyanı 300 mm civarındadır. Aynı şekilde Ardahan, Atatürk Barajı çevresi, Çukurova doğusu, Gökova Körfezi kuzeyi ve Batı Toroslarda da bu değer yüksektir. Balıkesir ve Ağrı, Adana ve İstanbul batısı ile Domaniçlerde yıllık toplam yağış yükseltiyle 150 mm civarında artmaktadır. Munzur Dağları, Köroğlu ve Küre Dağları kuzeybatısında küçük bir alandaki artış miktarı 100 mm’yi geçmemektedir. Küre Dağları kuzeyi Kastamonu-Sinop kıyılarında 25 mm azalışa karşın; sıradanın güneybatı kesimlerinde, Safranbolu Platosunda 25 mm artış söz konusudur.

En güçlü negatif gradyana, Kaçkar Dağları kuzeydoğusunda ve Uşak-Afyonkarahisar arasında küçük bir alanda rastlanmaktadır. Buralarda azalış 300 mm'ye yaklaşmaktadır. İkinci en yüksek azalışlar, Amanoslar güneyi, Ergene Havzası kuzeyi ve Amasya-Samsun arasında küçük bir alanda ortaya çıkmaktadır. Bunun dışında Yeşilirmak Havzası'nda genel olarak pozitif gradyan hâkim durumdadır ve artış 25 mm civarında olup kimi yerlerde 50 mm'ye yaklaşmaktadır.

Ergene Havzası'ndaki yağış azalmaları kuzeyden güneye düşmektedir. Kuzeyde 150, orta kesimlerde 100 ve güneyde en çok 75 mm'ye varan negatif gradyan söz konusudur. 100 mm'ye varan azalışlar Çukurova kuzeybatısı, Amanoslar kuzeyi, Kars, İstanbul ve Hakkâri Dağları güneybatısında görülmektedir. Daha yaygın olarak 75 mm'ye varan azalış miktarları, Göller Yöresinde, Güllük Körfezi çevresinde, İzmit, Bolu, Yozgat, Bayburt, Adıyaman'da, Erzurum ve Diyarbakır'ın batı kesimlerinde karşımıza çıkmaktadır. Diyarbakır güneyinde 50 mm azalış, doğuda ve kuzeyde 75 mm varan artışlar görülmektedir. Batman'da, Şırnak'ta ve Van Gölü'nün kuzeybatısında 75 mm'yi gösteren pozitif gradyana, Munzur, Sultan Dağları ve Erciyes kuzeyinde de karşılaşılmaktadır. Ancak Erciyes'in batısında 50 mm artış, doğusunda 25 mm azalış gradyanına rastlanmaktadır. Benzer şekilde Orta Torosların kuzeyinde 50 mm artış, güneyinde 25 mm'ye kadar azalışlar görülmektedir.

Yıllık toplam yağış, Şanlıurfa ve Mardin'in güneyinde 75, kuzeyinde 50 mm kadar artmaktadır. Bozdağ-Aydın Dağlarında, Akdağmadeni ve Tecer Dağları ile Küre ve Samanlı Dağlarının doğu kesimlerinde artış yine 50 mm'dir. Palandöken, Yalnızçam, Sarıkamış Dağlarında yağış en çok 25 mm kadar artmakta, Bingöl Dağlarında ise tersine azalmaktadır. Malatya Dağları ile Malatya batısında yıllık toplam yağışın yükseltiyle 25 mm azalmaktadır. Buranın güneyi, Kahramanmaraş-Adıyaman çevrelerinde ise gradyan 50 mm kadar artışı göstermektedir.

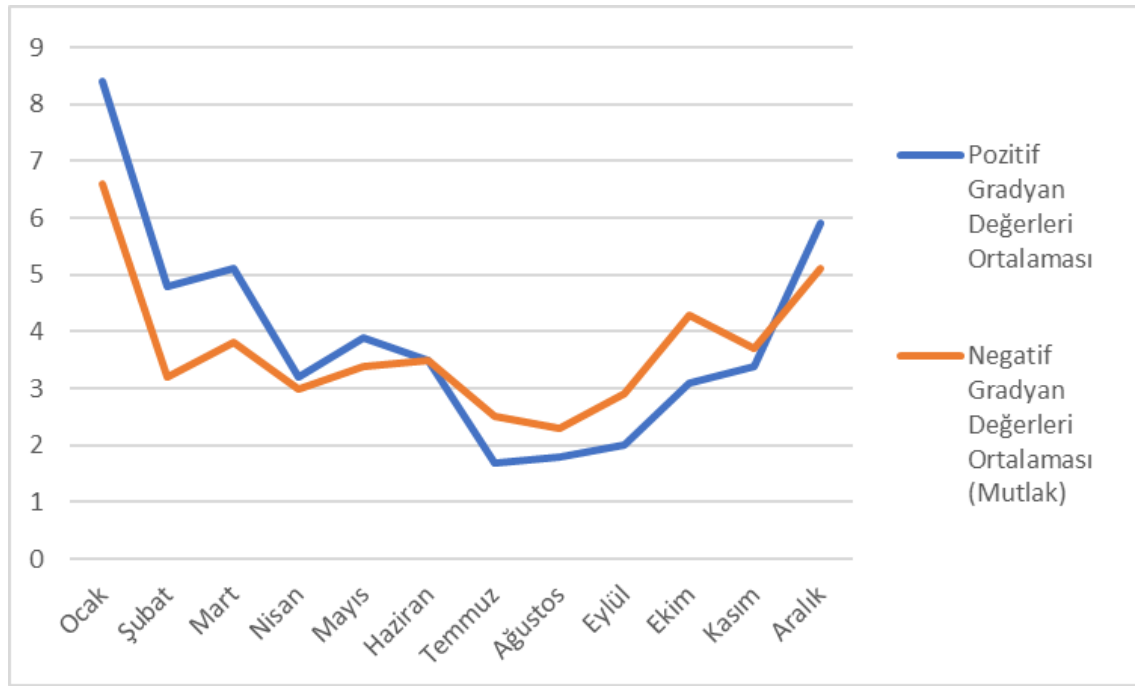
Türkiye’de ekimde 542 çiftin %72’sinde, nisanda ise %70’inde pozitif olarak belirlenmiştir (Tablo 5). Bu pozitif gradyanlar ortalaması, her iki ayda da 3 mm olarak hesaplanmıştır. Pozitif yağış gradyanı en nadir, ocak ve aralıkta karşımıza çıkmaktadır. Bu aylarda sırasıyla çiftlerin %60’ında ve %62’sinde pozitif gradyan belirlenmiş ve bu değerlerin ortalaması, ocakta 8 aralıkta 6 mm olarak hesap edilmiştir. Ocakta %60’lık orana karşılık, çiftlerin %40’ında negatif yağış gradyanı tespit edilmiştir. Bu ayda yağışın yükseltiyle azaldığı çiftlerde, azalışın miktarı ortalama 7 mm olarak bulunmuştur. Aralıkta çiftlerin %38’inde yağış yükseltiyle ortalama 5 mm azalmaktadır.

Tablo 5: Türkiye’de pozitif ve negatif gradyanların aylık dağılışı ve aylık ortalama değerleri

	Pozitif Gradyan		Negatif Gradyan	
	Yüzde	Ortalama	Yüzde	Ortalama
Ocak	60.3	8.4	39.7	-6.6
Şubat	68.1	4.8	31.9	-3.2
Mart	69.0	5.1	31.0	-3.8
Nisan	70.3	3.2	29.7	-3.0
Mayıs	68.6	3.9	31.4	-3.4
Haziran	67.7	3.5	32.3	-3.5
Temmuz	67.2	1.7	32.8	-2.5
Ağustos	64.2	1.8	35.8	-2.3
Eylül	66.2	2.0	33.8	-2.9
Ekim	72.1	3.1	27.9	-4.3
Kasım	68.8	3.4	31.2	-3.7
Aralık	62.2	5.9	37.8	-5.1

Aylık ortalama yağışların yükseltiyle değişiminin yıl içerisinde dağılımı Varney (1920)’in bulgularıyla benzerlik göstermektedir. Bir Akdeniz ülkesi olan Türkiye’de en çok yağış kışın düşmekte, nispeten daha az yağışın düştüğü yaz kurak mevsim olarak nitelenebilmektedir. Değerlerin pozitif ve negatif olarak değerlendirilmesi, ilişkinin yönünü göstermekte, değerlerin mutlak büyüklüğü düşünüldüğünde kışın yani çok miktarda yağışın düştüğü bir dönemde yağış gradyanı büyümekte, yağışın azaldığı dönemde ise gradyan küçülmektedir (Şekil 18). Gradyan gerek pozitif gerekse de negatif olsun, ortalama gradyan değerlerinin kış ortalaması yaz ortalamasından büyüktür. Kış

ortalaması pozitif gradyan için 6 negatif gradyan için 5 mm iken; bunların yaz ortalamaları sırasıyla 2 ve 3 mm'dir.



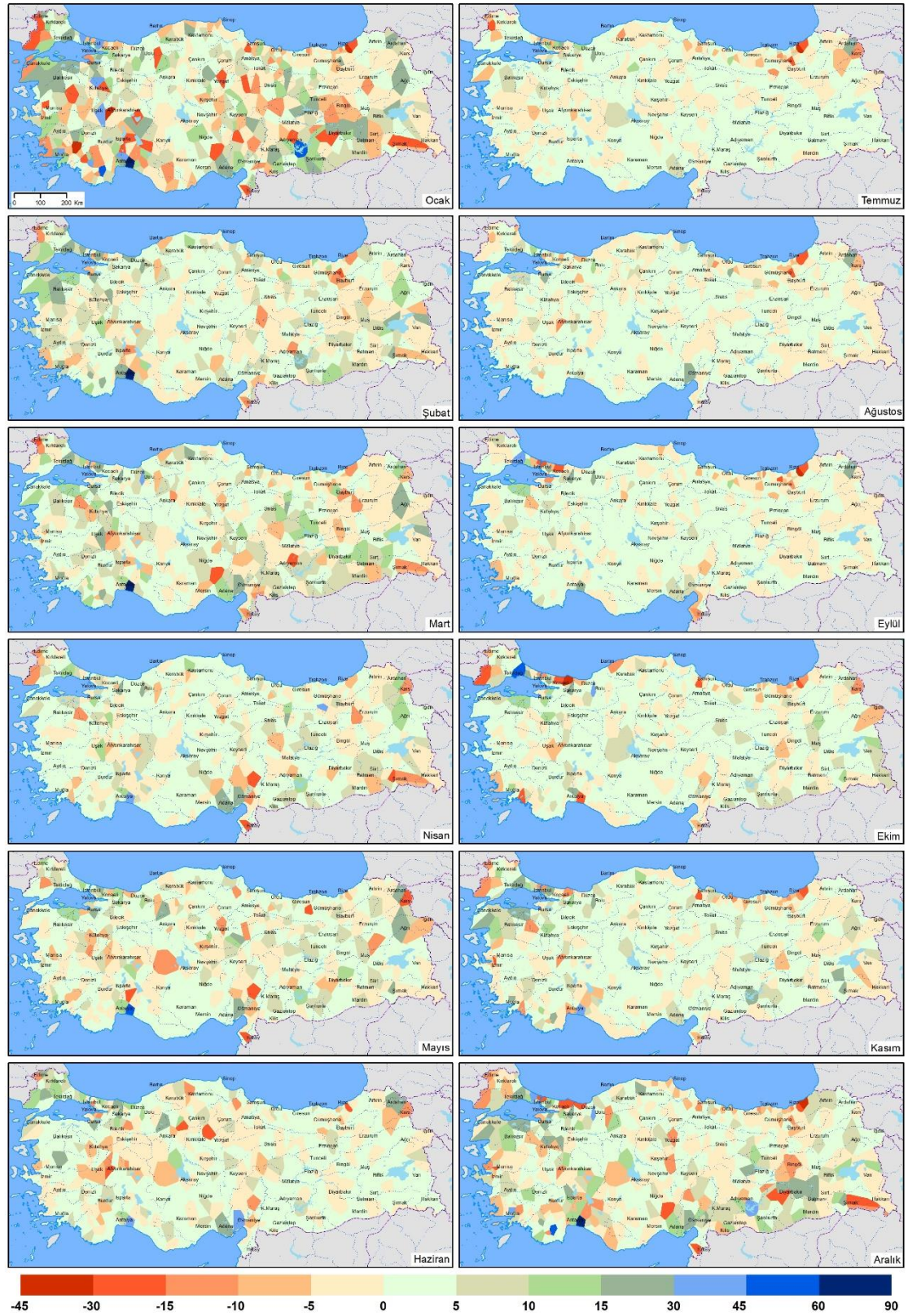
Şekil 18: Türkiye’de pozitif ve negatif gradyan aylık ortalama değerleri

Yıllık yağış gradyanlarının Türkiye’deki dağılışı kimi yerlerde artışı kimi yerlerde de azalışı gösterse de durum aylık yağış gradyanları açısından ele alındığında farklılıklar göstermektedir (Şekil 19). Yıllık yağış gradyanının pozitif olduğu bazı yerlerde bazı aylardaki gradyan negatif de olabilmektedir. Tam tersi olarak yıllık gradyanın negatif olduğu bazı aylarda yağış yükseltiyle artabilmektedir.

En yüksek pozitif gradyan 90 mm ile aralıktan itibaren mart sonuna kadar Antalya Körfezi’nde görülmektedir. Burada gradyan nisanda 45 mm iken mayısta 60 mm’ye kadar yükselmekte haziranda tekrar 45 mm olmaktadır. Temmuzda 5’e düşse de ağustostan eylüle doğru sırasıyla 10 ve 30 şeklinde büyümekte ancak ekimde 30 mm’lik azalış gradyanı ortaya çıkmaktadır. Kasıma gelindiğinde negatif gradyan yeniden pozitive dönmekte ve buradaki yağış artışı hazirandaki seviyeye ulaşmaktadır.

Antalya Körfezi’nde genel olarak Türkiye’nin geri kalanına göre yağış yükseltiyle daha fazla artsa da körfezin doğu yarısında batı yarısına göre daha büyük pozitif gradyana

rastlanması dikkat çekicidir. Buradaki bu sonucun, doğu yarısının güneybatılı yağış sistemlerini doğrudan karşılamasıyla alakalı olduğu düşünülmektedir.



Şekil 19: Türkiye’de belirlenen istasyon çiftlerinde aylık yağış gradyanlarının dağılışı

60 mm'den yüksek gradyanlar, aralık ve ocakta Batı Toroslarda Bey Dağlarında, ocakta Atatürk Barajı çevresinde, ekimde İstanbul batısında belirlenmiştir. İstanbul batısındaki bu gradyan, mayıstan temmuz sonuna kadar 5 mm iken ağustosta 10 mm, eylülde 45 mm olduktan sonra ekimde 60 mm'yi geçmekte, kasımdan mart sonuna kadar 30 mm olmakta, nisanda ise 15 mm olarak hesap edilmektedir. Atatürk Barajı çevresinde de soğuk dönemde yüksek, sıcak dönemde düşük gradyan değerleriyle karşılaşmaktadır. Haziranda ve ekimde 10 mm olan gradyan aradaki zaman dilimlerinde 5 mm'ye kadar düşmektedir. Kasımda 30, aralıkta 45 ve ocakta 60 mm olan gradyan, şubatta 30 mm'ye, martta ise 10 mm'ye düşmekte ancak nisan ve mayısta küçük bir miktar artarak 15 mm'ye çıkmakta ve haziranda tekrar 10 mm'ye düşmektedir. Atatürk Barajı çevresinde ocaktaki en yüksek gradyan değeri Akdeniz havzası ülkelerinde kış aylarında yoğunlaşan cephesel yağışlarla ilişkilidir. Ocaktan sonra küçülme eğilimi gösteren gradyan değerlerinin yıl içerisinde ikinci kez büyümesi ve bunu nisan ve mayıs aylarına denk gelmesi, bu etkinin konvektif yağışlarla ilişkili olabileceğini düşündürmektedir.

45 ile 60 mm arasındaki pozitif gradyanlar, aralıkta İstanbul batısında, ocakta İstanbul'un hem doğusu hem batısında, aralık ve ocakta Gökova Körfezi kuzeyinde küçük bir alanda etkilidir. Ocakta Domaniç Dağlarında, haziranda Çukurova doğusunda gözlemlenen bu gradyanlar, Bolu Dağı kuzeyinde daha yoğun belirlenmiştir. Burada gradyan yıl genelinde 15 mm'nin üzerindedir. Haziran ve ağustosta 15, temmuzda ise 30 mm olan gradyan diğer aylarda 30 ile 45 mm arasında değişmektedir. Mart, ekim ve aralıkta 45 mm'den fazla, bu üç ayın bir önceki ve sonraki aylarında 30-45 mm arasında gradyan değerlerinin olduğu görülmektedir.

Yağışın fazla olduğu soğuk dönemde gradyan değerlerinin büyümesine benzer şekilde, negatif gradyan değerleri de en yaygın kış yağışlarında gözlemlenmekte, yıl içerisinde özellikle ocak yağışlarında ön plana çıkmaktadır. Bu ayda, bir coğrafi ünitenin iki komşu geometrik bölgesinde, birbirine zıt gradyanlar görülebilmektedir. Örneğin

Munzur Dağları batısında 30-45 mm yağış artışına karşın doğusunda 10-15 mm yağış azalışı bulunmaktadır. Yine Sultan Dağları kuzeybatısında yağışın 5-10 mm azalırken, güneydoğusunda 30-45 mm artış göstermektedir. Bolkar Dağları'nda 10-15 mm'ye varan yağış artışına rağmen doğusunda Aladağlarda 30-45 mm varan yağış azalışı belirlenmiştir. Amanoslar güneyinde 30-45 mm negatif yağış gradyanı varken kuzeyinde 5-10 mm yağış artışı bulunmaktadır. Çarşamba Deltası batısında 15-20 mm negatif doğusunda 15-20 mm pozitif gradyan belirlenmiştir.

En yüksek negatif gradyanlar yılın belli aylarında ve dar alanlarda ortaya çıkmaktadır. 45-60 mm'ye varan negatif gradyanlar ekimde Sakarya batısında, ocakta Menteşe Dağları'nın orta kesiminde ve Uşak batısında görülmektedir. Bunun dışında bu gradyan, aralıkta Kaçkar Dağları doğusunda belirlenmiş ocakta batıya kaymıştır. Kaçkar Dağları merkezi kısımlarında ocak, temmuz ve eylül yağışlarındaki negatif gradyanlar 45-60 mm civarındadır. Sayılan aylarda dağlık alanın doğusunda 30-45 mm'ye varan yağış azalışları bulunmaktadır.

30-45 mm arasında yağış azalışları, ocakta Ergene Havzası batısında, Hakkâri Dağları güneyinde, Dedegöl ve Malatya Dağlarının orta kesimleri ile Beyşehir Gölü doğusu, Akşehir ve Eber Gölleri çevresi gibi birçok alanda belirlenmiştir. Bu gradyan aralığı en yaygın ocakta gözlemlenmektedir. Malatya Dağları orta kesiminde martta tekrar görülmekte, ocakta Amanoslar güneyinde, nisan ve mayısta hem dağlık alanın güneyinde hem kuzeyinde karşımıza çıkmaktadır. Haziranda, Ankara'nın ve Kırıkkale'nin kuzeydoğu kesimlerinde de belirlenmiştir. Temmuzda Ergene Havzası kuzeybatısında, ekimde güneybatısında, eylül ve ekimde Kocaeli'de, aralıkta Kocaeli ve Düzce'de de bu azalış miktarları belirlenmiş, şubatta sadece Gümüşhane Dağları doğusunda ve ağustosta bu dağlık alan ile Kaçkar Dağları doğusunda bu gradyana rastlanmıştır.

Taşeli Platosu batı yarısında, marttan ağustos sonuna kadar pozitif gradyan, eylülünden şubat sonuna kadar negatif gradyan hakimdir. Platonun doğu yarısında pozitif gradyan martta başlayıp ekime kadar görülmekte, kasımda negatif gradyana dönmektedir. Aralıkta tekrar pozitif olan gradyan, ocakta 15-20, şubatta 5-10 mm civarında negatif değerler göstermektedir.

Bartın doğusundan Bafra Deltası'na kadar Karadeniz kıyılarındaki gradyan nisan, mayıs ve haziranda tümüyle pozitif; kasım, aralık ve ocakta tümüyle negatif değer göstermektedir. Küre Dağları batısında, temmuz ve ağustosta hesaplanan negatif gradyan dışında yıl boyu pozitif gradyan hakimdir.

Sündiken Dağları ve Eskişehir Ovası'nda haziran yağışları yükselti arttıkça azalmakta, ancak bir önceki ayda burada pozitif gradyana rastlanmaktadır. Gradyan, Van Gölü kuzeydoğusunda mayıstan kasım sonuna kadar negatif, geri kalan aylarda pozitifdir. Gölün kuzeyinde ise ağustos ve eylül ayları negatif, diğer on ayda pozitif gradyan göstermektedir. Göl güneydoğusunda yılın büyük bir kısmında yağış, yükseltiyle azalmakta, azalışlar kasımdan mayıs sonuna kadar sürmektedir. Gölün güneyi ve Hakkâri Dağları kuzeyi arasında kalan kesimde yağış, tüm yıl boyunca yükseltiyle artmaktadır. Bu durum dağların güneyi için ağustostan kasım sonuna kadarki zaman dilimi hariç tutulduğunda geçerlidir.

3.3.Türkiye’de Belirlenen İstasyon Çiftlerinde Regresyon Modelleri ve Parametreleri

Analizler neticesinde, gradyan değerlerinin yılın belli dönemlerinde yüksek, belli dönemlerinde düşük olduğu görülmüştür. Bu nedenle çalışmanın ikinci kısmında, belirlenen yağış gradyanlarının, istasyonlarda ölçülen yağışlar arasındaki ilişkinin belirlenmesi amacıyla çalışmanın bu üçüncü kısmında bu iki değişkene basit regresyon analizi uygulanmıştır. Analiz öncesi gerçekleştirilen işlemler aşağıdaki gibi özetlenmiştir.

En az 60 ortak ölçüm ayına sahip 542 çiftin her biri için yağış gradyanı hesaplanmıştır. Ayrıca yüksek istasyonda ve alçak istasyonda ölçülmüş iki değerin o aydaki ortalamaları da elde edilmiş sonrasında basit doğrusal regresyon modellemelerine geçilmiştir. Bu modellemelerin her birinde bağımlı değişken aylık yağış gradyanıdır. Yüksek istasyonun aylık yağışları (**Ty**), alçak istasyonun aylık yağışları (**Ta**) ve iki istasyonun aylık yağışlarının ortalaması (**To**) bağımsız değişkenleri olarak belirlenmiş, bu değişkenler ile gradyan arasındaki ilişkiler incelenmiştir.

Bir çiftte ait verinin tamamında gerçekleştirilen işlemler, aylık ortalamaları hesaplandıktan sonra tekrarlanmıştır. Buna göre çiftin 85 aylık verisi içerisinde yüksek ve alçak istasyonların kendi yağışları ile her ikisinin yağış ortalaması ve yağış gradyanının aylık ortalamaları belirlenmiştir. Başka bir ifadeyle, 85 aylık verinin 12 aya dağılmış ortalamaları hesaplanmış ve böylece elde edilen her bir değer o ay için uzun yıllık ortalama olarak alınmıştır (En az 5 yıl). Bu veriler de doğrusal regresyon modellemesinde kullanılmıştır. Bu sayede hem tüm veri hem de yüksek istasyon aylık yağış ortalamaları (**Ay**), alçak istasyon aylık yağış ortalamaları (**Aa**) ve iki istasyonun aylık yağış ortalaması ile (**Ao**) aylık ortalama gradyanlar arasında analizler gerçekleştirilmiştir. Tek bir çift üzerinden buraya kadar anlatılan her işlem, 542 çiftin her birine uygulanmıştır. Buna göre ilk kısım regresyon analizinde (Ty-Ta-To'de) veri sayısı, 60'tan az olmamak koşuluyla her bir çiftin sahip olduğu veri kadardır; ancak ikinci kısım regresyon analizinde (Ay-Aa-Ao'de) veri sayısı 542 çiftin her biri için de 12'dir. Sonuç olarak bu iki farklı yaklaşımla elde edilen regresyon ve belirleme katsayıları ve bunların istatistiksel anlamlılıkları büyük ölçüde farklılıklar göstermektedir. Analiz sonuçlarının mekânsal dağılışının gösteriminde Thiessen çokgenleri tekniğinden yararlanılmıştır.

Regresyon analizleri genel olarak değerlendirildiğinde, bir istasyon çiftinde hesaplanan yağış gradyanının ortaya çıkmasında, yüksek istasyonun yağışı çoğunlukla

pozitif katsayılarla, alçak istasyonun yağışı negatif katsayılarla etkili olmaktadır (Şekil 20; Şekil 21). Bu durum, Türkiye geneli için şu şekilde özetlenebilmektedir: Yüksek istasyonun yağışında meydana gelecek 10 mm’lik bir artışın yağış gradyanında genel olarak 1 veya 2 mm kadar artmaya, alçak istasyonda 10 mm’lik bir yağış artışının 2 veya 3 mm azalmaya yol açtığı anlaşılmaktadır.

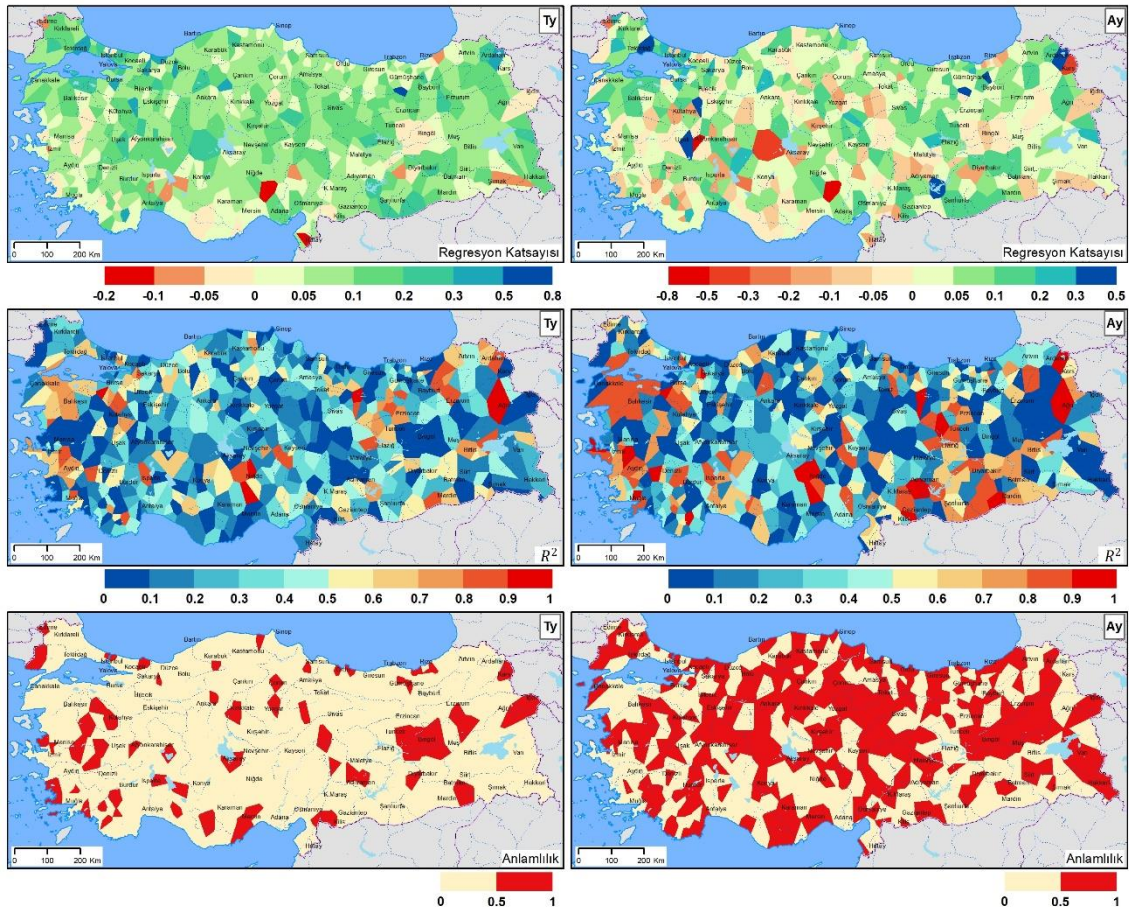
3.3.1. Yüksek İstasyon Aylık Yağışları ile Gradyan Arasındaki İlişkiler

Yüksek istasyonda ölçülen yağış arttığında, gradyanın azaldığı istasyon çiftleriyle de karşılaşılmaktadır (Şekil 20-Ty). Bu çiftler Ergene Havzası kuzeybatısı, Göller Yöresi güneyi, Rize kıyısı, Hakkâri Dağları batısı ve Karacadağ’ın kuzeydoğusunda yer almakta, azalma miktarı ise 1 mm civarında belirlenmiştir. Azalışın 2 mm’yi bulduğu yerler ise Aladağlar ile Amanos Dağlarının güneybatı yamaçlarında kaşımıza çıkmaktadır. Taşeli ve Uşak-Gördes Platolarında gradyanın 0.5 milimetre kadar azaldığı çiftler de bulunmakta, bu miktardaki azalma, Palandöken-Bingöl Dağları civarı ile Iğdır Ovası’nda daha geniş bir alan kaplamaktadır.

Yukarıda sayılan yerler haricinde, yüksek istasyondaki yağış artışı, gradyanın da artmasını sağlamaktadır. Türkiye’nin birçok yerinde örneğin Kaz, Aydın, Tahtalı, Tecer ve Munzur Dağları ya da Bozok ve Uzunyayla Platolarında gradyan, yağış her 10 mm arttığında 1 ile 2 mm kadar artmaktadır. Gradyanın 3 mm artışı ile Manyas ve Ulubat Gölleri ile Atatürk Barajı çevresi, Keban Barajı batısı, Cihanbeyli Platosu, Şanlıurfa güneyi, Kop Dağı, Küre Dağları orta kesimlerinde karşılaşılmaktadır. Domaniçler batısı ile Uludağ ve Bolu Dağı’nda, Sakarya Nehri ağzı ile Çıldır Gölü çevresinde gradyan artışı, 5 mm’ye yaklaşmakta, Otlukbeli Dağlarında ise 5 mm’yi geçmektedir.

Yüksek istasyonun yağışının, yağış gradyanını belirleme katsayıları genel olarak %50’nin altında kalmaktadır (Şekil 20-Ty). Bu düzey, Honaz ve Ilgaz Dağları ile Konya Ovası’nda 0.6 ile yüksek çıkmaktadır. Tekirdağ, Bolu Dağı, Sultan Dağları, Manyas ve

Ulubat Gölleri çevresinde katsayının 0.7 olduğu belirlenmiştir. Kaz, Aydın ve Munzur Dağları ve Bozdağlarda ise katsayı 0.7 ile 0.8 arasında değişmekte, Bozdağların merkezi kesimlerinde belirleme düzeyi 0.8'i aşıp 0.9'a yaklaşmaktadır. Benzer düzeyde belirleyiciliğe, Domaniçler ile Davraz, Hasan ve Erciyes Dağlarında da rastlanmaktadır. Uludağ'ın güneybatı, Bolkarların güneydoğu yamaçlarında ve Ağrı Ovası'nda ise belirleyicilik 0.9'u geçmektedir. 542 çifte hesaplanan belirleme katsayılarının ortalaması 0.32'dir.



Şekil 20: Yağış gradyanı ile yağış arasındaki basit doğrusal regresyon modellemesi: Soldaki haritalar, yüksek istasyon aylık verileri (Ty) ile hesap edilen yağış gradyanları, sağdaki haritalar ise yüksek istasyon aylık ortalama yağışları (Ay) ile aylık ortalama gradyanlar arasındaki regresyon katsayılarını, belirleme katsayılarını ve bunların istatistiksel anlam seviyelerini göstermektedir.

Belirleme düzeylerinin %10'nu geçtiği her yerde sonuçlar istatistiksel olarak anlamlıdır (Şekil 20-Ty). Sonuçların anlamlı olmadığı yerler içerisinde Güllük Körfezi, Tuz Gölü güneyi, Taşeli Platosunun güneydoğusu, Palandöken-Bingöl Dağları civarı ve Iğdır Ovası bulunmaktadır. 542 çiftin %87'sinde belirleme katsayıları istatistiksel olarak anlamlıdır.

Yüksek istasyonun yağışlarının, aylık ortalama dağılışıyla gerçekleştirilen ikinci kısım regresyon analizi sonuçları birincisinden büyük ölçüde farklılıklar göstermektedir (Şekil 20-Ay). Regresyon katsayıları ilkinde kıyasla daha geniş bir genlik göstermekte, negatif katsayılar da yaygın olarak karşımıza çıkmaktadır. Cihanbeyli Platosunda yüksek istasyondaki tüm aylık verilerle yapılan analiz sonucunda, 10 mm yağış artışının gradyanı 3 mm artırırken, aylık ortalama yağışlarla yapılan analizde 10 mm'lik artışın gradyan 5 mm'ye yakın düşürdüğü belirlenmiştir. Benzer durum Kütahya'nın batısı için de geçerli olup ilkinde 0.5 mm gradyan artışı, ikincisinde 2 mm azalması söz konusudur. Aynı durum Adıyaman kuzeyinde gözlemlenebilmektedir. Ergene Havzası batısında gradyanın 1 mm kadar artışı yerini 0.5 mm azalmaya bırakmaktadır. Bu tür değişiklikler Menteşe Dağları, Uşak-Gördes Platosu, Göller Yöresinin bazı yerlerinde de tespit edilmiştir. Ancak Hakkâri Dağları batısında olduğu gibi her iki analizde de gradyanın 1 mm azaldığı ya da Tekirdağ'da 5 mm'ye varan artışların olduğu durumla da karşılaşılmıştır. Yine, Palandöken-Bingöl Dağlarının orta kesimleri ile Iğdır Ovası'ndaki gradyan azalmasının 0.5 mm'den 1 mm'ye çıkması gibi farklılıklar da gözlemlenebilmektedir. Benzer şekilde, Atatürk Barajı çevresindeki gradyan 3 mm'den 5 mm'ye çıkmıştır. Kaz, Bolkar ve Tecer Dağları, Burdur-Isparta arası, Diyarbakır-Batman kuzeyi için sonuçlar her iki analizle de benzer olup sayılan yerlerde gradyanın artışı 1 ile 2 mm arasında değişmektedir. Aladağlarda ise her iki durumda da azalma (negatif gradyan) görülse de ilkinde 2 mm iken, ikincisinde 8 mm'ye çıkmıştır. Amanosların güneydoğu yamaçlarında birinci analizden ikincisine azalma miktarı, 2 mm olarak belirlenmiştir.

Yüksek istasyonun yağışının aylık ortalamalarıyla gerçekleştirilen regresyon analizlerinin belirleme düzeyleri farklı şekillerde dağılış göstermektedir. Erzurum-Bitlis arasında kalan kesim ile Uzunyayla Platosunda düşük belirleme katsayıları belirlenmiştir (Şekil 20-Ay). Buralardaki %10'luk belirleme düzeyine, daha küçük alanlarda Türkiye

genelinde de rastlanabilmektedir. Eskişehir-Ankara-Cihanbeyli Platosundaki belirleme düzeyleri %20'den az olmamakla birlikte en yüksek %50'ye çıkmaktadır. Türkiye genelinde de düşük değerlere rastlanmaktadır. Değerlerim büyük bölümü 0.5'in altındadır. Uludağ'ın güneybatısı, Çıldır Gölü çevresi, Ağrı ve Adıyaman Ovaları ile Bolkar Dağlarının güneydoğusu ve Hasan Dağı civarında 0.9'u aşan değerler belirlense de 542 çift ortalaması 0.38 olarak hesap edilmiştir.

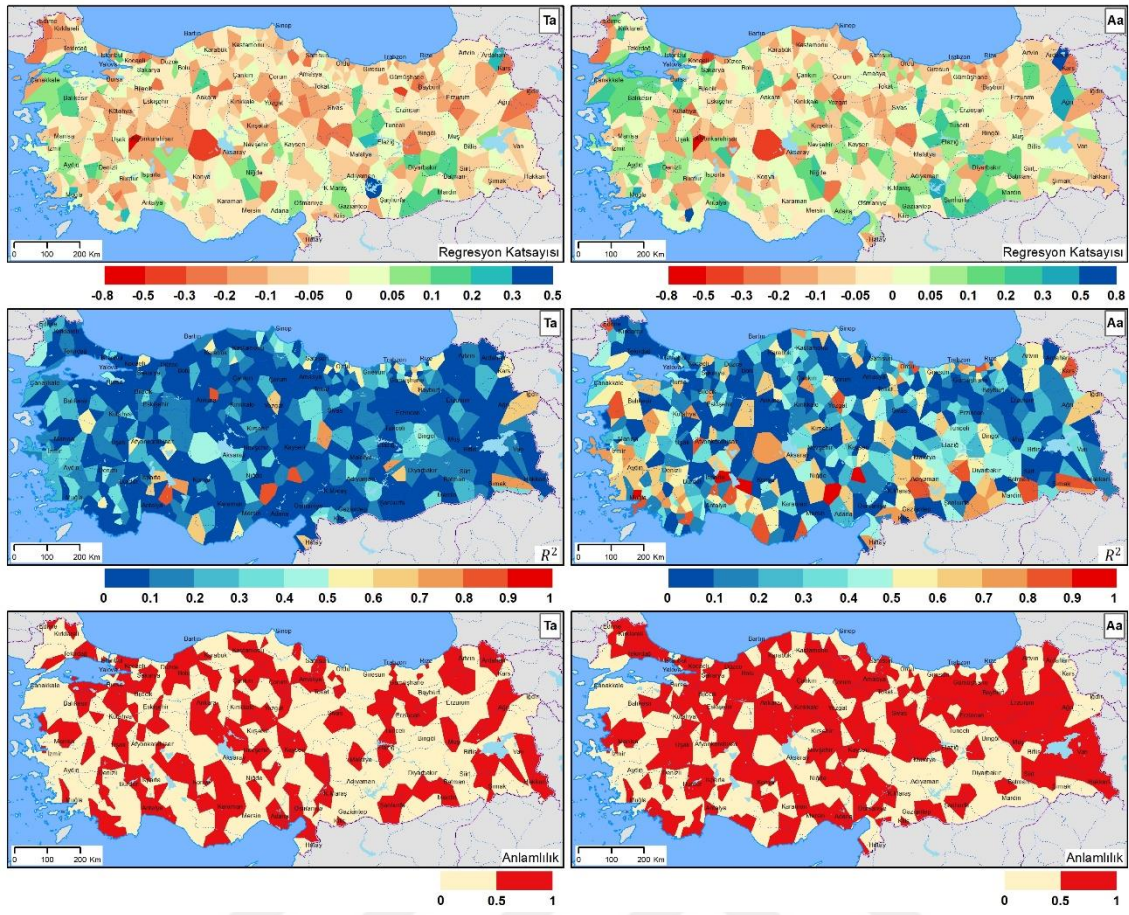
Türkiye'de yüksek istasyonun yağışının aylık ortalamalarıyla gerçekleştirilen regresyon analiz sonuçlarının istatistiksel anlamlılıkları, homojen bir dağılım göstermemektedir (**Şekil 20-Ay**). Nitekim 542 çiftin yarısında sonuçlar anlamlı iken diğer yarısında anlamlı değildir. Anlamlı olmayan sonuçlar, Iğdır ve Eskişehir Ovaları, Taşeli, Cihanbeyli, Uzunyayla ve Bozok Platoları, Sündiken, Tahtalı, Munzur, Palandöken, Bingöl ve Karçal Dağlarında karşımıza çıkmaktadır. Sonuçların anlamlı olduğu yerler arasında, Göller Yöresi doğusu, Konya Ovası, Bolkar, Kaz, Aydın, Domaniç, Canik Dağları ile Bozdağlar, Atatürk Barajı ve Manyas, Ulubat, Çıldır Gölleri çevreleri ile Şanlıurfa ve Mardin güneyi bulunmaktadır.

3.3.2. Alçak İstasyon Aylık Yağışları ile Gradyan Arasındaki İlişkiler

Alçak istasyon verisi ile yapılan analizler neticesinde, yağış arttığında Tuz Gölü kuzeyi ile Nevşehir platosu, Erzincan veya Muş Ovası gibi yerlerde 10 mm yağış artışı gradyanı 0.5 mm artırmaktadır (**Şekil 21-Ta**). Ancak Kaz ve Aydın Dağları ile Göller Yöresi, Bozdağlar, Bolkar ve Munzur Dağlarında bu artış 1 mm'den daha düşüktür. Artışlar, Kaz ve Munzur Dağları doğusunda 2 mm'yi aşmaktadır. Yine Siirt-Diyarbakır-Batman civarlarında ve Şanlıurfa-Mardin güneyinde alçak istasyonun yağışının 10 mm artması gradyanın 2 mm artmasına neden olmaktadır. Gökova Körfezi kuzeyi, Teke Yarımadası doğusunda dar alanlarda ve Keban Barajı batısı ile Çıldır Gölü çevresindeki gradyan 3 mm civarında, Atatürk Barajı çevresinde ise 5 mm'dir.

Taşeli Platosunun geniş bir kesiminde alçak istasyonun yağışının artması gradyanı 0.5 milimetre düşürmektedir. Eskişehir Ovası'nda, Tecer Dağlarında, Yalnızçam ve Sarıkamış Dağları çevrelerinde 0.5 mm düşüşler görülmekte, bu durum Hakkâri Dağları doğusunda 1 mm olarak gerçekleşmektedir. Benzer durum Tahtalı Dağlarında da gözlemlenebilmekte, sahanın güneybatısında 0.5, kuzeydoğusunda 1 mm'lik gradyan azalması ortaya çıkmaktadır. Türkiye genelinde de hâkim olan 0.5-1 mm'lik azalma, bazı yerlerde 3 mm'ye varmaktadır. Örneğin Ergene Havzası içlerinde 2 olan azalma, havzanın batısında 3 mm olmaktadır. Bu durum yine batısında 2 ve doğusunda 3 mm olacak şekilde Uzunyayla Platosunda gözlemlenebilmektedir. Bingöl ve Iğdır ovalarında da 3 mm'ye yakın azalmalar söz konusudur. Yine, Kars'ta, Bafra ve Çarşamba Ovaları güneyi ile Aşağı Sakarya Havzası, Ankara kuzeydoğusu, Kop Dağı ile Aladağlarda da yüksek azalmalar belirlenmiştir. 5 mm'den yüksek azalmalar Otlukbeli Dağları ile Cihanbeyli Platosunda, 8 mm'ye yaklaşan değer ise Uşak-Afyonkarahisar arasında karşımıza çıkmaktadır.

Alçak istasyonla yapılan analizlerin belirlenme düzeyleri, çoğunlukla 0.1'in altındayken, 0.2 ile 0.3 değerleri arasında olan yerler de fazladır ([Şekil 21-Ta](#)). Cihanbeyli Platosu ve Bingöl Ovası'nda belirleme düzeyi 0.5'e yaklaşmaktadır. Bu düzeyin aşıldığı yerler ise Eber ve Akşehir Gölleri civarı ile Kars, Kaçkar Dağları kuzeyi ile Ordu kıyılarıdır ve buralarda katsayı en fazla 0.6'dır. Beyşehir Gölü'nün kuzeybatısında 0.7 olan katsayı, gölün güneydoğusunda 0.8, güneybatısında 0.9 olmaktadır. Yine Ankara'nın kuzeyi ile Aladağlarda belirleme düzeyi 0.9'dur. Tüm değerlerin ortalaması 0.15 olarak hesap edilmiştir.



Şekil 21: Yağış gradyanı ile yağış arasındaki basit doğrusal regresyon modellemesi: Soldaki haritalar, alçak istasyon aylık verileri (Ta) ile hesap edilen yağış gradyanları, sağdaki haritalar ise alçak istasyon aylık ortalama yağışları (Aa) ile aylık ortalama gradyanlar arasındaki regresyon katsayılarını, belirleme katsayılarını ve bunların istatistiksel anlam seviyelerini göstermektedir.

Sonuçların istatistiksel olarak anlamlı olmadığı yerler, düşük belirleme katsayılarının hesaplandığı yerlerle büyük ölçüde uyumludur (Şekil 21-Ta). Tekirdağ'da ve Karçal Dağlarında belirleyicilik 0.1 kadardır ve sonuçlar istatistiksel olarak anlamlı değildir. Aşağı Sakarya Havzası'nın büyük bir çoğunluğunda, Manyas, Ulubat, Burdur ve Çıldır Gölleri civarları, Spil Dağı, Taşeli Platosu merkezi kesimleri ile Nevşehir Platosu, Tecer ve Hakkari Dağları, Çukurova, Muş ve Ağrı Ovası'nda regresyon modellemesinin sonuçları anlamlı değilken; Cihanbeyli Platosu, Atatürk Barajı çevresi, Ordu-Giresun arasında anlamlıdır. İstatistiksel açıdan anlamlı katsayılar 542 çiftin %59'unda elde edilmiştir.

Alçak istasyon yağışlarının aylık ortalamaları ile gerçekleştirilen regresyon analizinin sonuçları, tüm verilerle yapılan analiz sonuçlarıyla büyük ölçüde benzerlikler göstermektedir (Şekil 21-Aa). Her iki analizde de alçak istasyonun yağışı 10 mm

arttığında Atatürk Barajı çevresinde gradyan 5 mm artmaktadır. Çıldır Gölü çevresinde tüm veriyle yapılan analizde gradyanın artışı 3 mm, aylık veriyle analizde 8 mm'ye yaklaşmaktadır. Alçak istasyonun yağışı arttığında gradyan, Cihanbeyli Platosunda 8 mm, Aladağlarda 5 mm düşmektedir. Azalmalar, tüm veriyle analizde Ankara-Eskişehir arasında 2 mm, Iğdır Ovasında 3 mm iken, aylık veriyle yapılan analizde sırasıyla 1 ve 2 mm olmuştur. Ağrı Ovası doğusundaki azalma, 0.5 mm iken aylık veri analizinde 5 mm'lik artış belirlenmiştir.

Analizler neticesinde, en düşük belirleme katsayıları, Yıldız Dağları, Bolu ve Ankara çevreleri, Çorum-Amasya dolayları ile Tokat'ın kuzeybatısı ve Konya Ovası'nda belirlenmiştir (Şekil 21-Aa). Buradaki 0.1'lik belirleme düzeyi, Erzurum-Muş-Ağrı dolaylarında da görülmekteyse de buralardaki değerler 0.3'e kadar yükselmektedir. Malatya'nın doğusu ve Bingöl'ün batısı ile Munzur Dağlarındaki belirleme katsayıları 0.3-0.5 arasında değişmekte, Diyarbakır-Batman civarında 0.5 olmaktadır. 0.5'ten yüksek değerler, Ergene Havzası batısı, İstanbul, Yalova, Hasan Dağı, Mersin Körfezi batısı, Van Gölü doğusu, Eskişehir ve Kütahya Ovalarında görülmektedir. Kaz Dağlarının orta kesimlerinde düzey 0.9'a yaklaşmakta ancak dağlık alan geneli için bu değer 0.6 civarında kalmaktadır. Karçal ve Yalnızçam Dağları ile Çıldır Gölü çevresi, Taşeli Platosu orta kesimleri, Uzunyayla Platosu doğusu, Kaçkarlar kuzeyi ve Sinop'ta da 0.6'ya yaklaşan değerlere rastlanmaktadır. Manyas-Ulubat Gölleri çevreleri, Güllük Körfezi ile Aydın Dağları, Aksaray ve Iğdır Ovaları, Bolkar Dağlarının güneydoğu yamaçlarında belirleme düzeyi 0.6'den büyüktür. Karaburun Yarımadası ile Bozdağlar, Akşehir-Eber Gölleri çevresi, Cihanbeyli Platosu ve Ceylanpınar Ovası'nda 0.7'den büyük belirleme katsayıları hesaplanmıştır. Katsayı, Taşeli Platosu güneybatısı, Diyarbakır ve Atatürk Barajı batısı, Mardin Platosu doğusu, Hakkâri Dağları batısı ve Kars'ta 0.8'i aşmaktadır. Eğirdir'in ve Akşehir'in doğu kesimleri, Aladağların güneydoğu yamaçları, Tahtalı

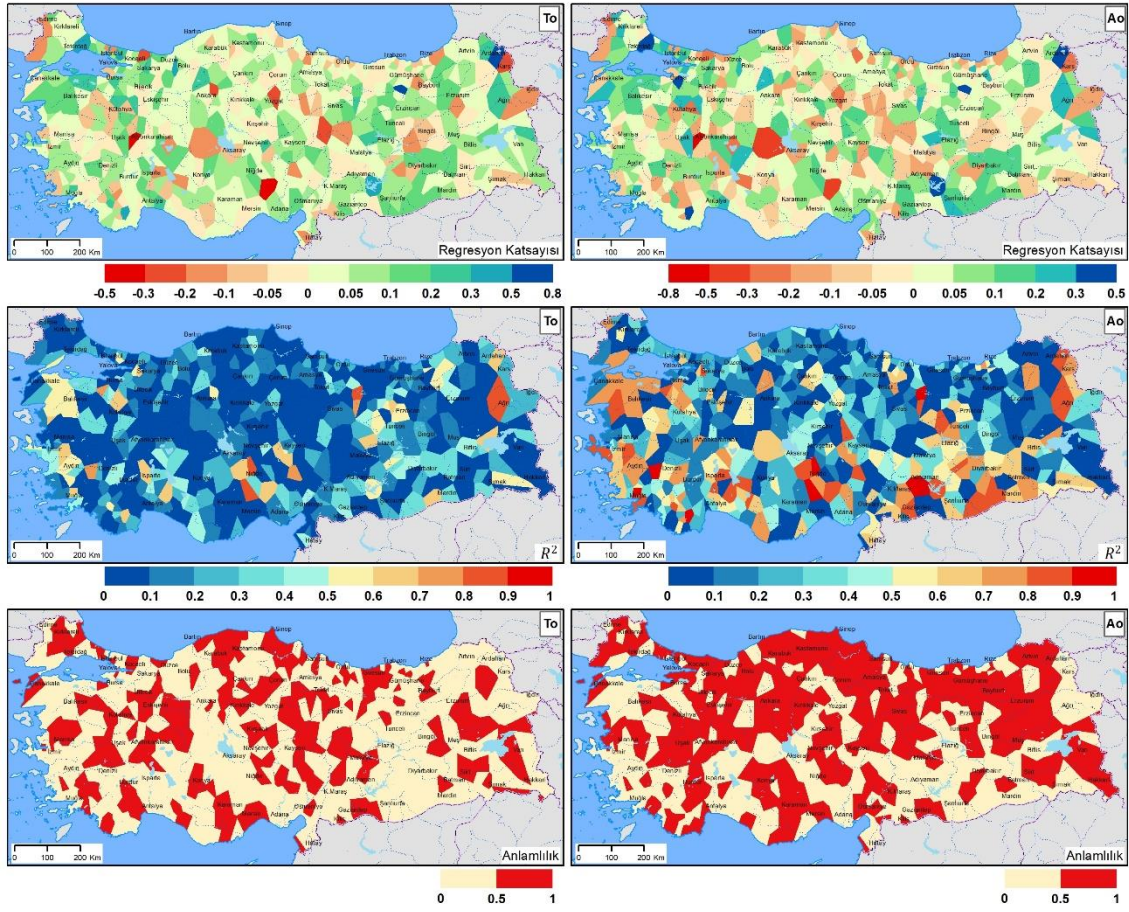
Dağları güneyi ve Gökova Körfezi kuzeyinde küçük bir alanda belirleme katsayısı 1'e yaklaşmaktadır. Tüm katsayıların ortalaması 0.31'dir.

Analizler neticesinde, Ankara, Kırıkkale ve Uşak çevrelerinde istatistiksel olarak anlamlı olmayan sonuçlara ulaşılmıştır (Şekil 21-Aa). Uşak-Gördes Platosunun orta ve kuzey kesimlerinde ise sonuçlar anlamlıdır. Ergene Havzası'nın güneyi, Kaz ve Aydın Dağları ile Bozdağlarda hesaplanan katsayıların anlamlıdır. Genel olarak Anadolu'nun batısı için sonuçların anlamlı olduğu söylenebilmektedir. Erzincan, Erzurum ve Bayburt Ovaları ile Otlukbeli, Tecer, Van doğusu ve Hakkâri Dağları doğusunda sonuçlar anlamlı değilken Safranbolu Platosu doğusu ile Kastamonu-Sinop kıyıları boyunca anlamlı sonuçlar elde edilmiştir. Menteşe Dağlarında yer yer anlamlı olmayan sonuçlara ulaşılmıştır. Analizler neticesinde, 542 çiftin %43'ünde istatistiksel anlamlı sonuçlar elde edilmiştir.

3.3.3. İki İstasyon Yağış Ortalaması ile Gradyan Arasındaki İlişkiler

İstasyon çiftlerinin yağış ortalaması ile yağış gradyanı arasında yapılan analizler neticesinde, gradyan değerlerinin homojen dağılmadığı görülmektedir (Şekil 22-To). Tüm veri ile yapılan analizlerde gradyan, Taşeli Platosunun batılı rüzgarlara dönük yamaçlarında 0.5 mm azalmakta ve platonun merkezi kesimlerinde azalma 1 mm'yi bulmakta, platonun rüzgâr ardı yamaçlarında ise 0.5 artış olduğu belirlenmiştir. Bu şekilde bir etki Çıldır Gölü çevresinde de görülmekte, gradyan gölün hemen kuzeyi Ardahan'da 3 mm artış, hemen güneyi Kars'ta aynı miktarda azalışı göstermektedir. Ortalama yağıştaki artış, Otlukbeli Dağlarında gradyanın 5 mm'den fazla artışına neden olmaktadır. Tuz Gölü güneydoğusunda 1, güneybatı ve batısında 2 mm'lik azalmalar, kuzeydoğu ve doğusunda 1, kuzeyinde 2 mm'lik büyümelerle birlikte hesap edilmiştir. Van Gölü çevresinde ise artışın miktarı değişse de havzanın tamamına yayılmaktadır. En fazla artış, gölün doğusundadır (3 mm). Artışlar, Keban Barajı batısında, Ağrı Ovası'nda, Ankara kuzeyinde ve Domaniçler ile Manyas ve Ulubat Gölleri çevresinde yine 3 mm,

Tekirdağ, Bolu Dağı ile Atatürk Barajı çevresinde 5 mm olmaktadır. Artışların Türkiye’de 1 veya 2 mm olarak gerçekleştiği yerler daha yaygın olarak görülmektedir.



Şekil 22: Yağış gradyanı ile yağış arasındaki basit doğrusal regresyon modellemesi: Soldaki haritalar, çift ortalaması aylık verileri (To) ile hesap edilen yağış gradyanları, sağdaki haritalar ise çift ortalaması aylık ortalama yağışları (Ao) ile aylık ortalama gradyanlar arasındaki regresyon katsayılarını, belirleme katsayılarını ve bunların istatistiksel anlam seviyelerini göstermektedir.

Aladağların kuzeybatı yamaçlarında gradyanda 2 mm artışla karşılaşılsa da bu dağların güneydoğu yamaçlarında 5 mm yakın azalmalar söz konusudur. Bu boyutta bir azalma, Uşak-Afyonkarahisar arasında küçük bir alanda vardır. Kocaeli doğusu, Ankara kuzeyi ve Yozgat’ta 3 mm’ye yakın azalmalar görülmektedir. Ergene Havzası batısı, Kaçkar Dağları kuzeybatı yamaçları, Cihanbeyli Platosu, Eber ve Akşehir Gölleri çevreleri ile Eğirdir ve Beyşehir Göllerinin doğu kesimlerinde ise azalma ancak 2 mm’yi geçmektedir. Kastamonu-Sinop kıyıları ile Giresun, Malatya Ovası’nın güneyi ve Çorum Ovası, Bozok Platosundaki gradyan 0.5 mm, Kütahya ve Aksaray Ovalarında 1 mm azalma şeklindedir.

İstasyon çifti yağış ortalamasına ile gradyanı arasında yapılan analizlerden elde edilen belirleme düzeyleri 0.5'in üzerine nadir çıkmaktadır (Şekil 22-To). Düzey, Hakkâri Dağları güneybatısı ile Aydın ve Kaz Dağlarının doğusu ve Atatürk Barajı çevresinde 0.5-0.6; Çıldır Gölü çevresi, Hasan, Davraz ve Domaniç Dağlarında 0.6-0.7 arasındadır. Uludağ'ın güneybatısında 0.7'yi aşmakta, Bolkar Dağlarının güneyi ile Ağrı Ovası'nda 0.9'a yaklaşmaktadır. Katsayılarının ortalaması 0.17 olarak hesaplanmıştır.

Haymana-Cihanbeyli Platolarında hesaplanan regresyon ve belirleme katsayıları istatistiksel olarak anlamlı iken, Yukarı Sakarya Havzası'nın büyük bir kısmında anlamlı değildir (Şekil 22-To). Sonuçlar Taşeli Platosunun batısında anlamlı ancak doğusunda anlamlı değildir. Benzer durum Ergene Havzasında da görülmektedir. Çanakkale Boğazı çevresi hariç tutulduğunda Ege kıyılarında istatistiksel olarak anlamlı sonuçlara ulaşılmaktadır. Örneğin Gökova Körfezi'nde anlamlı sonuçlarla birlikte hemen içeride Menteşe Dağlarında anlamlı olmayan sonuçlar bir arada görülmektedir. Göller Yöresinin merkezi kısımları, Uzunyayla Platosunun doğusu, Konya ve Ağrı Ovaları, Hakkâri Dağları doğusu ve Şanlıurfa-Mardin-Diyarbakır çevreleri için elde edilen katsayılar istatistiksel temelde anlamlı ancak Bartın-Kastamonu kıyıları ve Tahtalı Dağlarında anlamlı değildir. Analizlerde, çiftlerin %64'ünde istatistiksel anlamlı sonuçlara ulaşılmıştır.

İki istasyon yağış ortalamasının aylık ortalamalarına ilişkin analiz sonuçları, bu yağışların tekil olarak değerlendirildiği analiz sonuçlarıyla büyük ölçüde uyumludur (Şekil 22-Ao). Her iki analizle de Tekirdağ'da gradyanın 5, Domaniç Dağlarında 3, Aydın Dağları ile Bozdağlarda 1 mm gradyan artışı söz konusudur. Kaz Dağlarının tamamında 2 mm artış gösteren gradyan, batısında aylık ortalamalar bazında 3 mm'yi bulmaktadır. Aynı şekilde Sultan Dağlarında 2 mm olan gradyan artışı, güneyinde 3 mm olmaktadır. Tahtalı Dağlarında yer yer 2 mm çıkan gradyandaki artış, merkezi kısımlarında 2 mm

azalma göstermektedir. Yine Canik Dağlarındaki gradyan 1 mm artış, merkezi kısmında 2 mm azalma şeklindedir.

Taşeli Platosunun ve Hakkâri Dağlarının doğu kesimleri, Giresun, Karçal, Yalnızçam ve Van Doğusu Dağları, Muş ve Erzincan Ovalarında düşük belirleme katsayıları tespit edilmiştir (Şekil 22-Ao). Ergene Havzası batısı, Çandarlı Körfezi civarı, Uşak, Bartın ve Kastamonu’da katsayı 0.2’den düşük, Konya Ovası ve İstanbul’da 0.2-0.3 arasındadır. Kütahya, Iğdır Ovaları ve Tekirdağ ve Sinop’ta 0.3-0.4, Aksaray Ovası ile Kırşehir Platosu, Kaçkarlar civarı, Bingöl Ovası, Sultan Dağları güneydoğusunda 0.4-0.5 arasında katsayılarla karşılaşılmaktadır. Türkiye’nin büyük bir kısmında 0.3 ile 0.5 arasında değişen katsayılar belirlenmiştir. Katsayının 0.5’i yani belirleme düzeyinin %50’yi geçtiği yerler de bulunmaktadır. 0.5-0.6 arası katsayılara Sivrihisar Ovası, Akşehir ve Eğirdir Gölleri çevreleri ile Keban Barajı batısında, 0.6-0.7 arası katsayılara Cihanbeyli Platosu, Aydın ve Hakkâri Dağları ve Bozdağların batı kesimlerinde rastlanmaktadır. Belirleme düzeyinin 0.7-0.8 arasında olduğu yerler içinde Kaz Dağları ile Manyas, Ulubat Gölleri çevresi, Aydın ve Munzur Dağlarının batısı ve Kars bulunmaktadır. Ceylanpınar Ovası ile Mardin Platosu güneyi, Çıldır Gölü çevresi, Ağrı Ovası, Karaburun Yarımadası, Hasan Dağı ve Aladağlar güneydoğusunda katsayılar 0.8’i aşmakta, Atatürk Barajı batısı, Gökova Körfezi kuzeyinde küçük bir alan ile Bolkar Dağlarının güneydoğusunda ise 1’e yaklaşmaktadır.

Tekirdağ ve Kaçkar Dağları kuzeyi hariç tutulduğunda, Trakya’nın ve Karadeniz Bölgesi’nin birçok yerinde elde edilen katsayılar istatistiksel temelde anlam taşımamaktadır (Şekil 22-Ao). Güneybatısı haricinde Atatürk Barajı çevresi, Keban Barajı kuzeyi ve güneyi, Ağrı ve Iğdır Ovaları, Cihanbeyli Platosu, Göller Yöresinin orta kesimleri, Domaniç, Kaz ve Aydın Dağları ile Bozdağlar için hesaplanan katsayılar ise anlamlıdır. 542 çiftin %42’sinde istatistiksel açıdan anlamlı sonuçlar elde edilmiştir.

3.4. Türkiye’de Belirlenen İstasyon Çiftlerinde Çiy Noktası Sıcaklığı ile Yağış Gradyanı Arasındaki İlişkiler

Çalışmanın üçüncü kısmında bağımsız değişken olarak tanımlanan istasyon yağışı yerine bu kısımda istasyonun çiy noktası sıcaklığın (ÇNS)’dan yararlanılmış, başka bir ifadeyle burada, yağış gradyanı ile çiy noktası sıcaklığı arasındaki ilişkiler araştırılmıştır.

Çiy noktası sıcaklığının hesaplanabilmesi için yağış ölçümü yapılmış istasyonlarda sıcaklık ve nispi nem ölçümlerinin de yapılmış olması gereklidir. Çiy noktası sıcaklığının bulunmasında aylık ortalama minimum sıcaklık ile aylık ortalama nispi nem kullanılmış, yapılan veri kontrolleriyle birlikte bazı istasyonlarda belli aylarda veri eksiklikleri tespit edilmiştir. Bu durum, söz konusu o ayda, çiy noktası sıcaklığı hesabını olanaksız kılmıştır. Çiftin yağış verisinin 60’tan az olmaması koşuluyla birlikte çiy noktası sıcaklıkları verisinin de 60’tan az olmaması koşulu uygulandığında çift sayısı 542’den 525 çifte düşmüştür. Dolayısıyla ÇNS’ye ilişkin regresyon modellemesinde 525 adet çiftten yararlanılmıştır.

Çiftlerdeki istasyonların her ikisi için de aylık olarak çiy noktası sıcaklıkları hesaplanmıştır. İki istasyonda hesaplanan bu çiy noktası sıcaklıklarına ek olarak iki işlem daha uygulanmıştır. Bunlardan biri, iki istasyona ait çiy noktası sıcaklıkları toplanıp 2’ye bölünerek çiftteki aylık ortalama çiy noktası sıcaklığının elde edilmesidir. Diğer işlem ise yüksek istasyonun çiy noktası sıcaklığından alçak istasyonundan çıkarılarak elde edilen farktır.

Öncelikle çiftlerde hesaplanan çiy noktası sıcaklıkları ile çiftin yağış gradyanı ilişkilendirilmiştir. Buna göre örneğin bir çiftte tüm veri 85 aydan, diğer birinde 70 aydan oluştuğu varsayıldığında, bağımlı ve bağımsız değişken olarak tanımlanan her iki verinin uzunluğu birincisi için 85 iken diğeri için 70’tir. Çiftlerin hem yüksek istasyonunun çiy noktası sıcaklıkları (T_y), hem alçak istasyonun çiy noktası sıcaklıkları (T_a) ile yağış

gradyanı arasında regresyon analizleri gerçekleştirilmiş bağımlı değişkeni yağış gradyanı oluşturmuştur. Ayrıca aynı uygulamalar çiftin çiy noktası sıcaklığı ortalamaları (**To**) ve yüksek istasyon ile alçak istasyonun çiy noktası sıcaklıkları arasındaki farklarla (**Tf**) da gerçekleştirilmiştir.

Yüksek istasyonun çiy noktası sıcaklıkları kendi içerisinde aylık olarak ele alınmış ve on iki ayın her biri için aylık ortalamalar belirlenmiştir. Aynı süreç alçak istasyona, iki istasyon ortalamasına ve farkına da uygulanmıştır. Aylık ortalama çiy noktası sıcaklıkları ile aylık ortalama yağış gradyanları, yine doğrusal regresyonla analiz edilmiştir. Bu analizlerin tümünde bağımlı değişken, aylık ortalama yağış gradyanıdır. Bağımsız değişken girdisi ise birinci analizden dördüncü analize doğru sırasıyla yüksek istasyon aylık ortalama çiy noktası sıcaklığı (**Ay**), alçak istasyon aylık ortalama çiy noktası sıcaklığı (**Aa**), iki istasyon ortalamasının aylık ortalama çiy noktası sıcaklığı (**Ao**) ve iki istasyon farkının aylık ortalama çiy noktası sıcaklığı (**Af**) olarak tanımlanmıştır. Bu 4 analize ait regresyon ve belirleme katsayıları ile bunların istatistiksel anlamlılıklarının mekânsal dağılışı, Thiessen çokgenleri tekniğiyle haritalanmıştır.

Regresyon ve belirleme katsayıları ile bunlara ait anlamlılık sonuçları, hem yüksek ve alçak istasyonun çiy noktası hem de ortalama çiy noktası sıcaklıklarının tüm verilerle yapılan analiz sonuçları benzerlik göstermektedir (**Şekil 24, Şekil 25, Şekil 23**). Bunu, belirleme katsayılarının ortalamalarında da görmek mümkündür. Katsayı ortalamaları, T_y , T_a ve T_o için 0.05 olarak hesaplanmıştır. Her üçü için istatistiksel anlamlılığı sağlayan çift oranı %37-36-37 şeklindedir. Çiy noktası sıcaklıklarının farkına ilişkin analiz (**Tf**), bu üç analizden farklı sonuçlar içermekte ancak diğerlerine göre yağış gradyanı üzerinde daha zayıf bir belirleyiciliğe sahiptir (**Şekil 26**). Belirleme katsayısının ortalaması 0.03, istatistiksel anlamlılığı 525 çiftin sadece %19'unda söz konusudur.

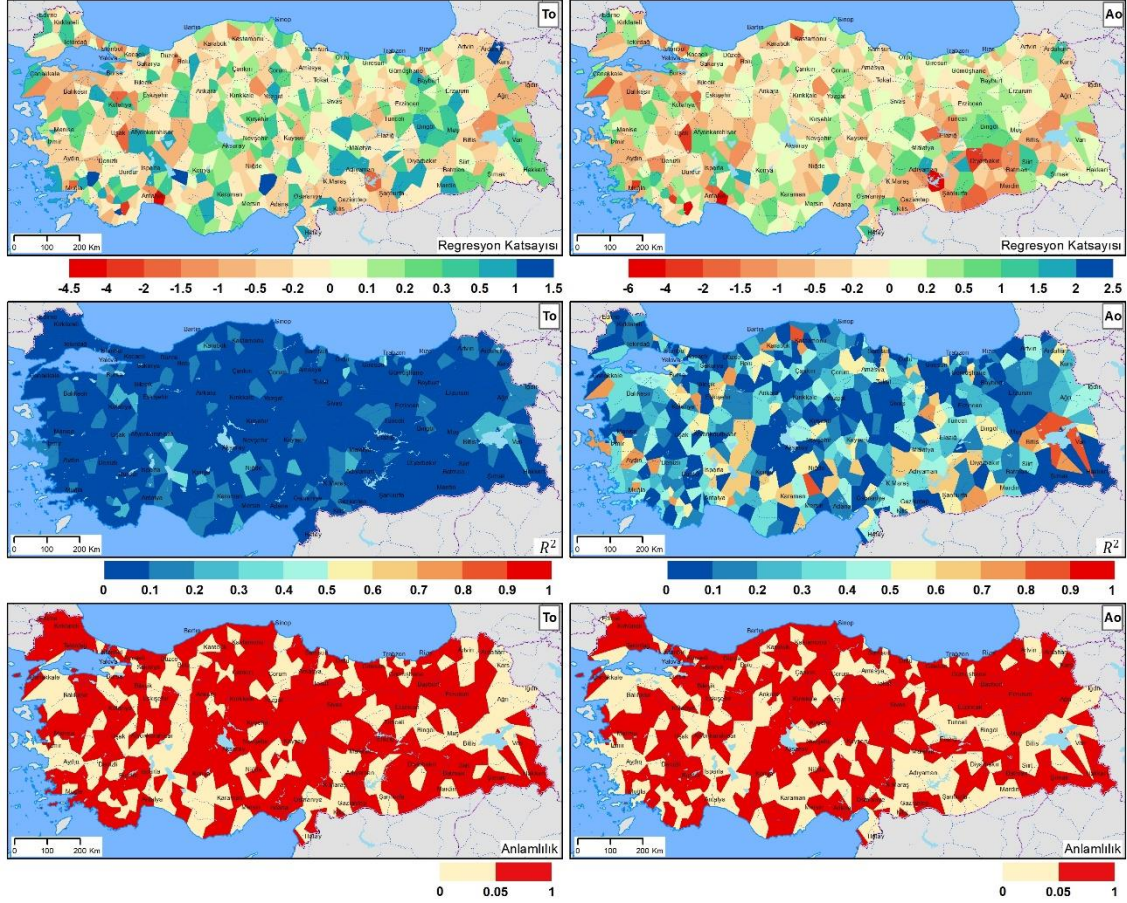
Benzer durum, yüksek ve alçak istasyonlar ile çift ortalamasından elde edilen çiy noktası sıcaklarının aylık ortalamaları dikkate alındığında da geçerlidir. Regresyon ve belirleme katsayıları ile bunlara ait istatistiksel anlamlılık sonuçları, neredeyse birbiriyle aynıdır (Şekil 24; Şekil 25; Şekil 23). Her üç analizle hesaplanan belirleme katsayılarının ortalamaları Ay, Aa ve Ao için sırasıyla 0.27, 0.26, 0.27, anlamlılığı sağlayan çift oranı % 38-36-38 şeklindedir. Çiy noktası sıcaklıklarının farkına ilişkin analiz (Af), zayıf bir belirleyiciliğe sahiptir (Şekil 26). Belirleme katsayıları ortalaması 0.17 olarak belirlenmiş, 525 çiftin %18'sinin istatistiksel olarak anlamlı olduğu görülmüştür.

Burada, daha önceki bölümden farklı olarak, önce yüksek ve alçak istasyon ÇNS ortalamasına göre yapılan regresyon analizi sonuçları anlatılmış, yüksek ve alçak istasyon ÇNS'si ile yapılan analizlerin ise ortalamaya göre farklılıklarına değinilmiştir.

3.4.1. Tüm Aylık Verilerle Analiz Sonuçları

Hem yüksek, hem alçak hem de ortalama ÇNS değerinin tüm verileriyle ile gradyan arasındaki analizler sonucunda, 1°C'lik ÇNS değişiminin yağış gradyanında -4.5 ile 1.5 mm arasında değişime neden olduğu görülmüştür. Ortalama ÇNS'deki 1°C artış, Antalya Körfezi batısında Elmalı çevresinde küçük bir alanda gradyanı 4.5 mm azaltmakta, Çıldır Gölü çevresinde ise 1.5 mm artırmaktadır (Şekil 23-To). Ortalama ÇNS'ye göre yüksek gradyan artışlarına Menteşe Dağlarının, Aladağların ve Beyşehir Gölü'nün güneydoğusunda karşılaşılmaktadır. Eğirdir, Eber ve Akşehir Gölleri çevresinde ise gradyan artış değeri 1 mm civarında, Bolu, Uzunyayla Platosunun doğusu, Sakarya'nın batısı, Güllük Körfezi ve Datça Yarımadası, Bayburt ve Bingöl Ovaları, Tahtalı Dağları güneyi, Malatya Dağları ve Mardin'in batısında 0.5-1 mm arasındadır. Ergene Havzası'nın, Gelibolu Yarımadası'nın ve Simav Dağlarının batısı, Kırklareli-Tekirdağ arası, Sivrihisar ve Genç Dağları, Haymana Platosu, Ordu, Van ve Karaman'da ÇNS'nin 1°C artışı gradyanı 0.3-0.5 mm, Mardin'in ve Hakkâri Dağlarının doğusu, Cihanbeyli Platosu, Aksaray ve Silifke Ovaları, Taşeli Platosu batısı, Sinop Yarımadası,

Munzurların doğusu ve Kırşehir’de 0.2-0.3 mm artırmaktadır. Bartın ve Rize kıyıları ile Küre Dağları denize dönük yamaçları, Mersin Körfezi’nin batısı ve Konya Ovası’nda artış 0.1-0.2, Siirt ve Düzce’de 0-0.1 mm arasındadır.

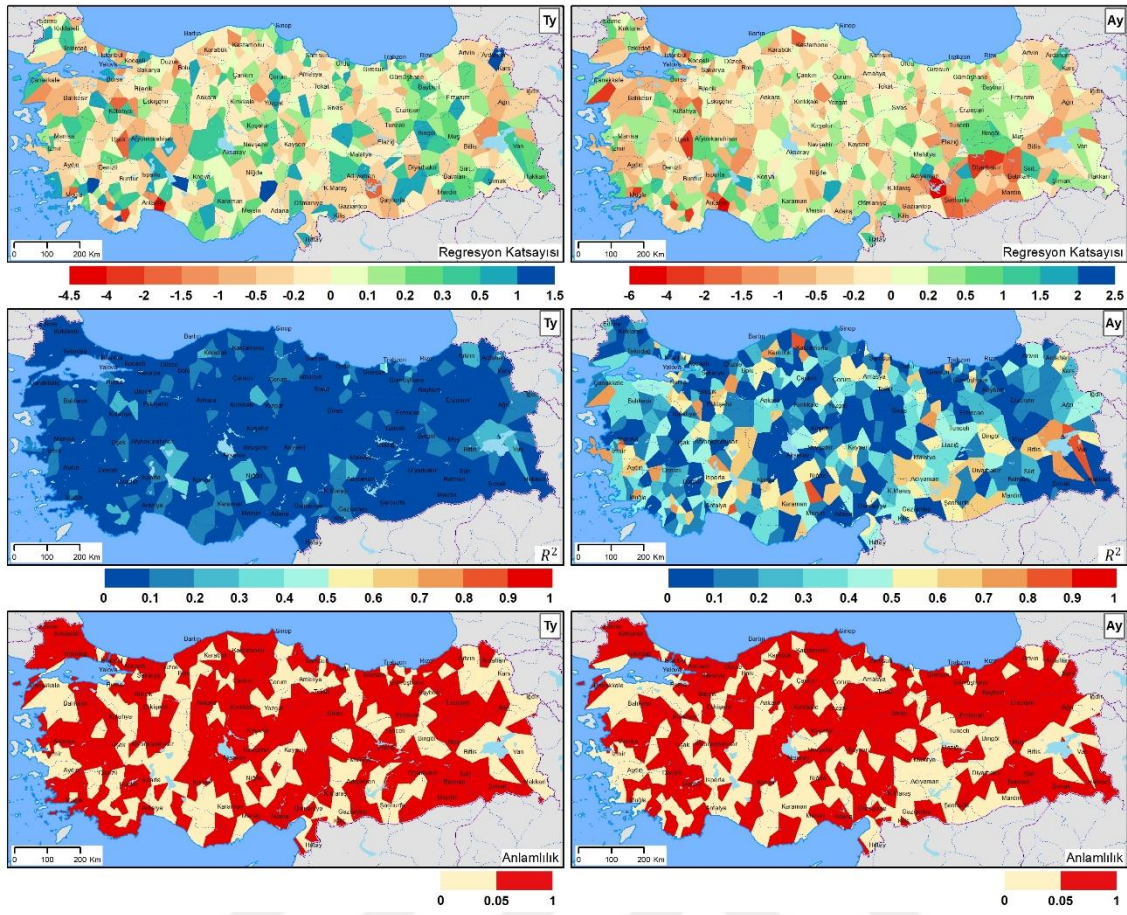


Şekil 23: Yağış gradyanı ile çiy noktası sıcaklığı (ÇNS) arasındaki basit doğrusal regresyon modellemesi: Soldaki haritalar, ortalama ÇNS verileri (To) ile hesap edilen yağış gradyanları, sağdaki haritalar ise aylık ortalama ÇNS verileri (Ao) ile aylık ortalama yağış gradyanları arasındaki regresyon katsayılarını, belirleme katsayılarını ve bunların istatistiksel anlam seviyelerini göstermektedir.

Ortalama ÇNS’deki 1°C artışa bağlı olarak, Hakkari Dağlarının ve Bilecik’in batısı, Artvin, Zonguldak ve Burdur, Haymana ve Uzunyayla Platoları, Taşeli Platosunun ve Balıkesir’in doğusu, Amasya-Tokat arası Ceylanpınar Ovası’nda gradyan, ÇNS artışına bağlı olarak 0-0.2 mm azalmakta, Aydın Dağları ve Bozdağlar, Gelibolu Yarımadası’nın doğusu, Karçal, Yalnızçam ve Sarıkamış Dağları, Batman kuzeyi ve Kahramanmaraş’ta bu değer 0.2-0.5 mm arasında kalmaktadır. Azalma, Ağrı, Iğdır ve Harran Ovaları, Vandoğusu Dağları kuzeyi, Manyas ve Ulubat Gölleri, Tekirdağ’ın ve Kaz Dağlarının doğusu ile Balıkesir’de 0.5-1 mm arasındadır. Kaz Dağlarının ve Kastamonu’nun batısı, Çankırı-Yozgat arası ve Süphan Dağı çevresinde gradyan 1.5-2

mm arasında azalma göstermekte, Uşak'ın doğusu, Domaniç Dağları, Atatürk Barajı çevresi ve Gökova Körfezi kuzeyinde küçük bir alanda 2-4 mm, Beydağlarında ve Antalya Körfezi doğusunda dar bir alanda ise 4- 4.5 mm civarında olmaktadır.

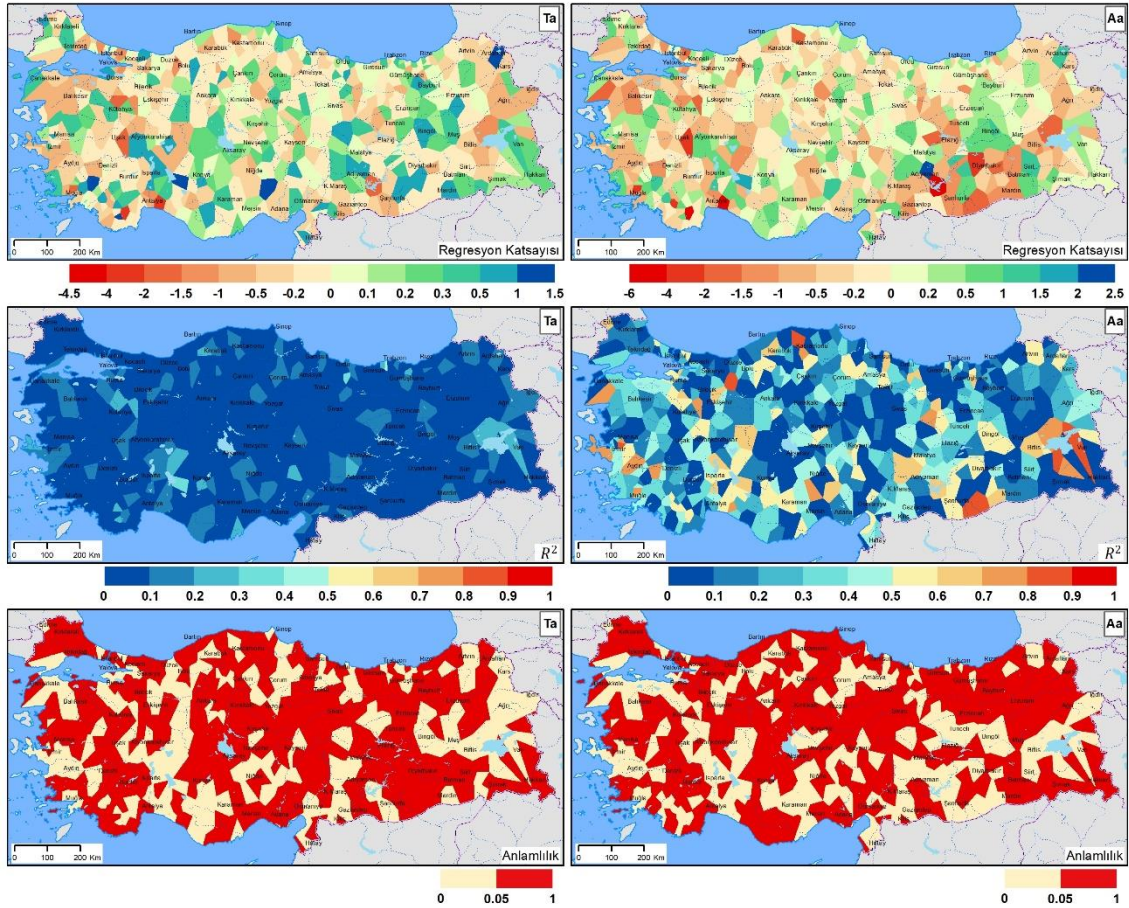
Ortalama ÇNS'nin 1°C artışı, Edirne'de gradyanın 0.3-0.5 mm artmasına sebep olurken, yüksek istasyonun ÇNS artışına bağlı olarak 0.5-1 mm olmaktadır (Şekil 23-To, Şekil 24-Ty). Artış, Sivrihisar dağlarında ortalama ÇNS'ye göre 0.3-0.5, yüksek istasyonun ÇNS'sine göre 0.2-0.3 mm olarak gerçekleşmektedir. Ortalama ÇNS değeri Sinop Yarımadası'nda 0.2-0.3 mm'lik gradyan artışı oluştururken, yüksek istasyon ÇNS'sinde bu artış 0.1-0.2 mm olmaktadır. Aynı şekilde Bartın kıyılarında gradyan artışı, ortalama ÇNS'ye bağlı 0.1-0.2 mm arasında, yüksek istasyon ÇNS'sine bağlı 0.1 mm şeklinde gerçekleşmektedir. Afyonkarahisar'ın güneybatısında ise sırasıyla 0.5-1 ve 0.3-0.5 mm'dir. Benzer durum, Malatya Dağları batısında da gözlenmekte, buradaki gradyan artışı da ortalama ÇNS'ye göre 0.5-1 ve yüksek istasyon ÇNS'sine göre 0.3-0.5 mm olmaktadır. Cihanbeyli Platosunda artış, sırasıyla 0.2-0.3 ve 0.3-0.5 mm'dir. Munzur Dağlarında gradyan, ÇNS arttıkça azalmakta, bu değer dağın batısında ortalama ÇNS'ye göre 0.5-1, yüksek istasyon ÇNS'sine göre 0.2-0.5 mm olarak gerçekleşmektedir. Aynı şekilde Manyas ve Ulubat Gölleri çevresinde ortalama ÇNS'ye göre 0.5-1 mm olan gradyandaki azalma, yüksek istasyon dikkate alındığında 0.2-0.5 mm olmaktadır. Tersine, Kırklareli kuzeydoğusunda ortalamaya ÇNS'ye göre 0.2-0.5 mm azalan gradyan, yüksek istasyon ÇNS değerine göre 0.5-1 mm olmaktadır. Çukurova'da ise azalma sırasıyla 0.2-0.5 ve 0-0.2 mm olarak hesap edilmiştir. Iğdır Ovasında da bu durum gözlemlenmekte, azalma sırasıyla 0.5-1 ve 0.2-0.5 mm olarak ortaya çıkmaktadır.



Şekil 24: Yağış gradyanı ile çiy noktası sıcaklığı (ÇNS) arasındaki basit doğrusal regresyon modellemesi: Soldaki haritalar, yüksek istasyon ÇNS verileri (Ty) ile hesap edilen yağış gradyanları, sağdaki haritalar ise yüksek istasyon aylık ortalama ÇNS verileri (Ay) ile aylık ortalama yağış gradyanları arasındaki regresyon katsayılarını, belirleme katsayılarını ve bunların istatistiksel anlam seviyelerini göstermektedir.

Kaz Dağları batısında ortalama ÇNS'ye göre gradyanın azalması 1-1.5 mm olurken, alçak istasyonun ÇNS'ye bağlı bu değer 0.5-1 mm olmaktadır (Şekil 23-To, Şekil 25-Ta). Bozdağların batısında gradyan ortalama ÇNS'ye göre 0.2-0.5, alçak istasyona ÇNS değerine göre 0.5-1 mm azalmaktadır. Van Gölü'nün güneybatısında azalmalar sırasıyla, 0.2-0.5 ve 0.5-1 mm'dir. ÇNS arttığında, Genç Dağlarında yağış gradyanı artmakta, artış miktarı ortalama ÇNS'ye göre 0.3-0.5, alçak istasyon ÇNS değerine göre 0.2-0.3 mm'dir. Güllük Körfezi'nde ortalama ÇNS gradyanı 0.5-1 mm artırırken alçak istasyon ÇNS artışında bu değer 0.3-0.5 mm olmaktadır. Benzer durum, Kilis'te de söz konusudur. Cizre Ovası ve doğusunda ortalama ÇNS'ye göre 0.2-0.3 mm artan gradyan, alçak istasyon ÇNS değerine 0.3-0.5 mm olmaktadır. Artışların, önce ortalama sonra alçak istasyon ÇNS değerine göre sırasıyla, Çorum'da 0.3-0.5 ve 0.2-0.3, Erzurum batısında 0.1-0.2 ve 0-0.1, Yozgat kuzeyinde 0.5-1 ve 0.3-0.5 mm arasında

olduğu gözlemlenmiştir. Siirt'te ortalama ÇNS'ye göre 0-0.1 mm artan gradyan, alçak istasyon ÇNS değerine göre 0-0.2 mm azalmayı göstermekte, tersine, Hakkâri Dağları batısında ortalama ÇNS'ye göre 0-0.2 mm azalan gradyan, alçak istasyon ÇNS değerine göre 0.1-0.2 mm artmaktadır.



Şekil 25: Yağış gradyanı ile çiy noktası sıcaklığı (ÇNS) arasındaki basit doğrusal regresyon modellemesi: Soldaki haritalar, alçak istasyon ÇNS verileri (Ta) ile hesap edilen yağış gradyanları, sağdaki haritalar ise alçak istasyon aylık ortalama ÇNS verileri (Aa) ile aylık ortalama yağış gradyanları arasındaki regresyon katsayılarını, belirleme katsayılarını ve bunların istatistiksel anlam seviyelerini göstermektedir.

Tüm verilerle yapılan ortalama ÇNS-yağış gradyanı analizlerinde elde edilen belirleme katsayıları, Türkiye'nin genelinde 0.1 civarındadır (Şekil 23-To). Bu değer, Balıkesir, Karaburun Yarımadası ile Bozdağlar ve Aydın Dağlarının batısı, Nemrut Dağı, Iğdır Ovası, Çıldır Gölü çevresi, Karçal ve Munzur Dağları, Samanlı Dağlarının batısı ile Uludağ'ın kuzey yamaçları ve Taşeli Platosunun batısında 0.1-0.2 arasındadır. Domanıç Dağları, Zonguldak-Karabük arası, Teke Yarımadası'nın orta kesimleri, Eber ve Akşehir Gölleri çevresi, Hasan, Melendiz ve Bolkar Dağları, Silifke Ovası, Süphan Dağı ve çevresinde belirleme katsayısı 0.2-0.3, Beyşehir Gölü doğusu ve Ordu güneyinde 0.3-0.4

arasındadır. Trabzon batısında çok dar bir alanda değer, 0.5'e yaklaşmıştır. Katsayısının Türkiye ortalaması 0.05'tir.

Belirleme katsayısının genel olarak 0.1'de yüksek olduğu yerlerdeki analizler istatistiki olarak anlamlıdır (Şekil 23-To). Hipotez testi sonucunda, Kaz ve Aydın Dağları, Bozdağlar, Çıldır Gölü çevresi, Karçal, Munzur, Genç, Canik Dağları, Amanos Dağlarının batı yamaçları, Ağrı, Iğdır, Harran ve Silifke Ovaları, Nemrut ve Süphan Dağları çevreleri, Taşeli Platosu batısı ve Antalya Körfezi doğusundaki regresyon analizlerinin istatistiksel anlam taşıdığı görülmüştür. Türkiye genelinde, analizlerin %37'sinde istatistiki anlam seviyesi aşılmıştır.

3.4.2. Aylık Ortalama Verilerle Yapılan Analiz Sonuçları

Aylık ortalama ÇNS ve gradyan ile yapılan analizler neticesinde, yüksek ve alçak istasyon ÇNS değerleri ile ortalama ÇNS değerlerinin, yağış gradyanları üzerinde -6 ile 2.5 mm arasında değişen bir etkiye sahip olduğu görülmüştür. Ortalama ÇNS değerinin 1°C artması, Aladağların güneydoğu yamaçlarında gradyanın 2 mm artmasına, Atatürk Barajı çevresinde 6 mm azalmasına yol açmaktadır (Şekil 23-Ao). Yüksek azalmalara, Gökova Körfezi kuzeyi ile Antalya Körfezi'nde dar alanlarda ve Maden Dağları güneyi ile Uşak'ta rastlanmaktadır. Kaz Dağları batısı ile Ceylanpınar Ovası ve Genç Dağları güneyinde gradyan 4-6 mm civarındayken, Balıkesir ve Süphan Dağı çevresi, Munzur Dağları doğusu, Vandoğusu Dağları kuzeyinde azalma 2-4 mm arasındadır. Manyas ve Ulubat Gölleri civarı, Kaz Dağları doğusu, Bitlis ve Aydın Dağları, Bozdağlar, Harran ve Ağrı Ovaları, Mardin güneyi ve Tekirdağ'da ortalama ÇNS 1°C arttığında, gradyanın 1.5-2 mm azalmakta, Ergene Havzası kuzeyinde bu değer 1-1.5 mm olurken, güneyinde 0.5-1 mm olarak hesap edilmiştir. Çanakkale doğusu, Denizli-Burdur arası, Tecer, Karçal, Yalnızçam, Hasan ve Bolkar Dağları, Konya ve Iğdır Ovaları, Çukurova ve Kars'ta da 0.5-1 mm arasında gradyan azalması belirlenmiş, Düzce-Bartın ile Artvin kıyıları, Küre

Dağları batısı, Amasya-Tokat civarı, Uşak-Göğdes Platosunun batısında bu değır 0.2-0.5, Birecik-Suruç civarında 0-0.2 arasında olmuştur.

Aylık ortalama değırlere göre yapılan analizde (Şekil 23-Ao), Uzunyayla, Cihanbeyli ve Obruk Platoları, Aksaray ve Muş Ovaları, Giresun Dağları, Kastamonu kıyılarında ortalama ÇNS'deki 1°C artış, gradyanın 0-0.2 artmasına neden olurken, Tekirdağ, Gelibolu ve Sinop Yarımadaıarı, Güllük Körfezi, Bartın ve Ordu kıyıları, Bayburt-Erzurum-Erzincan çevreleri, Tendürek Dağı, Silifke ve Cizre Ovaları ve Taşeli Platosunun güneybatısında bu artış 0.2-0.5 arasındadır. Artış değırleri, Bingöl ve çevresi, Sivas'ın güneydoğusu, Kütahya'nın ve Adıyaman'ın kuzeybatı kesimleri, Karacadağ'ın güneybatı yamaçları, Taşeli Platosunun merkezi kısımlarında 0.5-1 mm, Çıldır Gölü ve Siirt çevrelerinde gradyanın büyümesi 1-1.5 mm, Beyşehir gölü batısı ile Aladağların güneydoğu ve Malatya Dağlarının güney yamaçlarında 1.5-2 mm olarak belirlenmiştir. Malatya Dağları güney yamacında bu değır 2.5 mm'dir.

Ortalama ÇNS değırine göre Sinop Yarımadası'nda 0.2-0.5 mm arasında artan gradyan, yüksek istasyonun ÇNS değırine göre 0-0.2 mm artmaktadır (Şekil 23-Ao, Şekil 24-Ay). Uzunyayla Platosunda ise ortalama ÇNS'ye göre 0-0.2 mm artan gradyan, yüksek istasyona ÇNS değırine göre 0.2-0.5 mm, Denizli batısı ve Balıkesir'de ortalama ve yüksek istasyona göre sırasıyla 1.5-2 ve 1-1.5 mm arasında azalmaktadır. Harran Ovası'nda ortalama ÇNS değırine göre 1-1.5 mm azalan gradyan, yüksek istasyon ÇNS değırine göre 1.5-2 mm arasında olmakta; azalan gradyan değırı Ceylanpınar Ovası'nda ise önce 1.5-2 mm arasında, sonrasında 1-1.5 mm olarak hesaplanmıştır. Azalış değırı, Genç Dağları güneyinde sırasıyla, 1.5-2 olmakta ve sonrasında 2-4 mm'ye yükselmekte; Batman'da ise bu, 1-1.5 mm'den 1.5-2 mm'ye yükselmektedir.

Aladağların güneydoğu yamacında ortalama ÇNS değırine göre 1.5-2 mm artan gradyan, alçak istasyon ÇNS değırine göre 1-1.5 mm olmaktadır (Şekil 23-Ao, Şekil 25-Aa). Süphan Dağı çevresinde ortalama ÇNS değırine göre, 1.5-2 mm olan azalma, alçak

istasyon ÇNS değerine göre 2-4 mm; Hasan Dağı'nda 0.5-1 mm olarak hesaplanan azalma ise istasyon ÇNS'ine göre 1-1.5 mm arasında kalmaktadır. Cihanbeyli Platosunda ortalama ÇNS değeri, gradyanı 0-0.2 mm artırırken, alçak istasyon ÇNS değerine göre 0-0.2 mm azaltmaktadır.

Her üç analizde de regresyon katsayılarında olduğu gibi belirleme katsayıları ve anlamlılıklarının dağılışı birbirine benzemektedir. Aylık ortalama ÇNS değeri analizlerinde belirleme katsayısı, Giresun Dağları, Cihanbeyli ve Obruk Platoları ile Konya ve Aksaray Ovaları, Kaçkar, Karçal ve Hakkâri Dağlarında 0.1'in altındadır (Şekil 23-Ao). Bu seviye, Tekirdağ, Bartın ve Kastamonu kıyıları ve Sarıkamış çevresinde 0.1-0.2 arasında belirlenmiş, Ağrı Ovası'nda 0.3'e yaklaşmıştır. Kaz Dağları doğusu, Güllük Körfezi ve Taşeli Platosunun batısında 0.3-0.4 arasında olan belirleme katsayısı, Manyas ve Ulubat Gölleri çevresi, Iğdır Ovası, Yalnızçam Dağları, Malatya Dağları ve Munzurların doğusu ile Amanosların doğuya bakan yamaçlarında 0.5'e yaklaşmaktadır. Hasan Dağı, Bingöl ve Harran Ovalarında katsayı, 0.5-0.6, Malatya Dağları ve Mardin Platosu güneybatısında 0.6-0.7, Kaz ve Aydın Dağları batısı, Karaburun Yarımadası ve Ceylanpınar Ovası'nda 0.7-0.8 arasında hesap edilmiştir. Van Gölü çevresi ve Bolkar Dağlarındaki belirleme katsayıları 0.9'a yaklaşmaktadır. Bu analizlerde hesaplanan belirleme katsayıları ortalaması 0.27'dir.

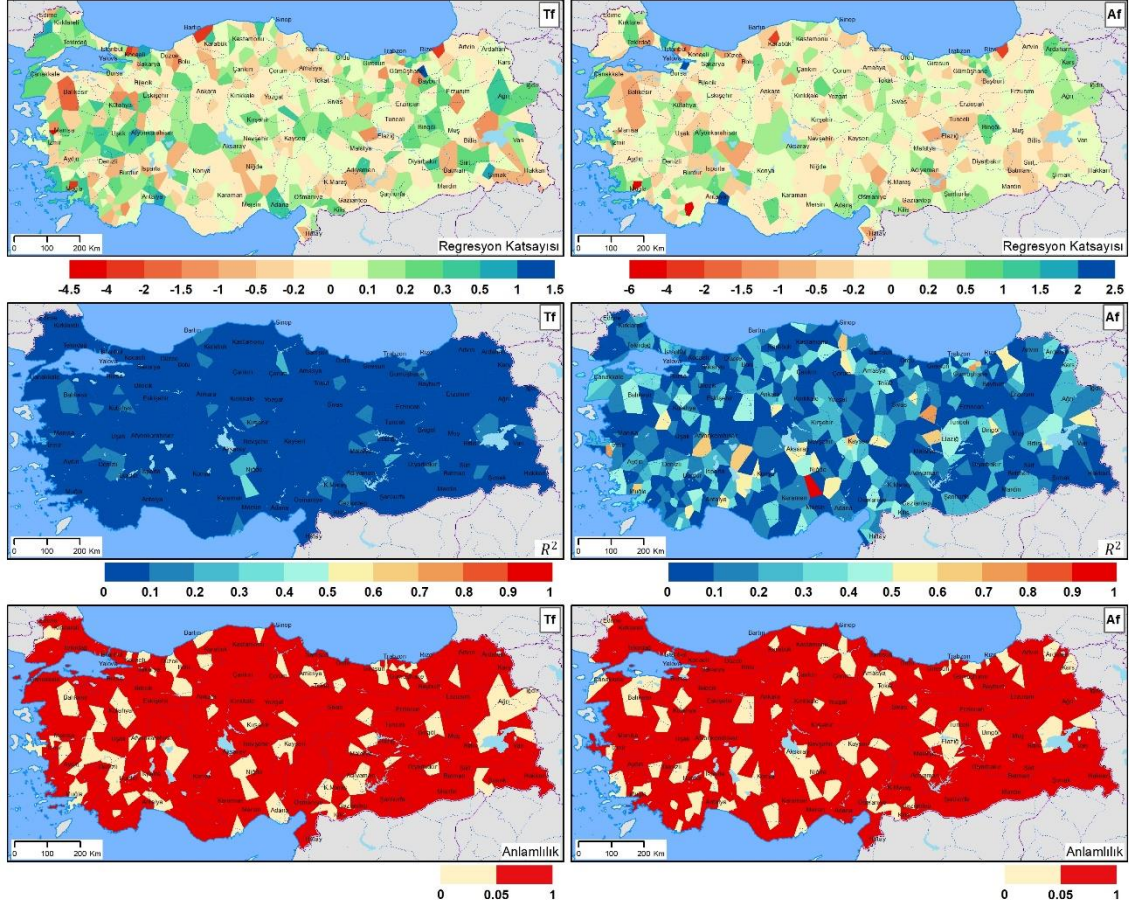
Analizlerin hipotez testi sonuçları incelendiğinde, dar alanlar dışında tüm Karadeniz kıyıları anlamlı sonuçlara elde edilememiş buna rağmen Gelibolu Yarımadası, Edremit Körfezi güneyi, Karaburun Yarımadası'nın doğusu, Gökova Körfezi'nde küçük bir alan haricinde Ege kıyılarında anlamlı sonuçlara ulaşılmıştır (Şekil 23-Ao). Kaz, Aydın, Menteşe Dağları ve Bozdağlarda hesaplanan katsayılar anlamlıdır. Akdeniz'de ise Antalya ve İskenderun Körfezlerinin doğu kesimleri ile Taşeli Platosunun güneybatısında istatistiksel olarak anlamlı katsayılarla rastlanmaktadır. Denizli'nin doğusu ile Burdur çevrelerindeki sonuçlar, anlamlı değildir. Anlamlılık, Türkiye'deki büyük su kütlelerinin

dağılışıyla büyük ölçüde uyumluluk göstermektedir. Manyas, Ulubat, Eğirdir, Beyşehir ve Çıldır Gölleri çevreleri ile İznik Gölü'nün batısı, Eber, Akşehir ve Tuz Göllerinin doğu kesimlerinde hesaplanan katsayılar istatistiksel olarak anlamlıdır. Van Gölü Havzası'nda da genel olarak sonuçların anlamlı olduğu söylenebilmektedir. Keban Barajı ve Munzur Dağları, Atatürk Barajı ve Malatya Dağları çevrelerinde, Harran ve Ceylanpınar Ovaları ile Mardin Platosu güneyi, Iğdır Ovası, Bolu ve Yalnızçam Dağları, Amasya-Tokat arası, Uludağ, Erciyes, Hasan Dağı ve Amanoslar güneyinde elde edilen sonuçlar istatistiksel olarak anlamlıdır. Analizlerin %38'inde anlamlı sonuçlara ulaşılmıştır.

3.4.3. ÇNS Farkları ile Gradyan Arasındaki İlişkiler

Tüm veriyle yapılan analiz sonucunda, ÇNS farkının 1°C artması, Manisa'nın güneyinde 4.5 mm'ye yaklaşan gradyan azalmasına yol açmakta, bu da Türkiye'de en fazla azalmanın görüldüğü yer olarak karşımıza çıkmaktadır (Şekil 26-Tf). Gökova Körfezi kuzeyinde küçük bir kesim ile Bartın ve Rize kıyılarındaki azalma 2-4 mm, Balıkesir'de ise 1.5-2 mm civarında gerçekleşmektedir. Domaniç Dağları, Keban Barajı batısı, Erzurum'un doğusu ile Süphan Dağı ve çevresinde gradyan 1-1.5 mm azalma şeklindeyken, Atatürk Barajı ve Hakkâri Dağlarının batı kesimleri, Batman ve kuzey çevreleri, Bolkar ve Aladağlar ile Hasan, Melendiz, Honaz Dağlarında 0.5-1 mm arasındadır. Taşeli Platosu, Konya ve Silifke Ovaları, Karçal Dağları, Bafra Deltası, Ulubat ve Manyas Gölleri çevrelerindeki azalma 0.2-0.5 mm, Kaz Dağları doğusunda 0-0.2 mm azalırken bu dağın batısında 0.2-0.3 mm artmaktadır. Gelibolu Yarımadası ile Ergene Havzası batısında da artış 0.2-0.3 mm civarındayken Tekirdağ çevrelerinde en 0.1-0.2 mm artmaktadır. Taşeli Platosu doğusu ve Uzunyayla Platosu, Harran, Ceylanpınar ve Cizre Ovalarında gradyan değeri 0-0.1 mm kadar artış gösterirken, Bozdağlar doğusu, Sivrihisar dağları ve çevresi, Aksaray Ovası, Burdur-Antalya arası kesimde 0.1-0.2 mm, Bitlis Dağları ile Siirt, Iğdır Ovası ve Cihanbeyli Platosunda 0.2-0.3 mm arasında olmaktadır. Ağrı Ovası, Vandoğusu Dağları kuzeyi, Çukurova ve

kuzeybatısı, Denizli'nin kuzeyi, Uşak batısında farkın 1°C artması, gradyanın 0.3-0.5 mm, Antalya Körfezi doğusunda ve Ergene Havzası'nın ile Afyonkarahisar'ın batısında dar alanlarda, Şırnak ve Sakarya'nın batısında 0.5-1 mm artmasına neden olmaktadır.



Şekil 26: Yağış gradyanı ile çiy noktası sıcaklığı (ÇNS) arasındaki basit doğrusal regresyon modellemesi: Soldaki haritalar, yüksek istasyon ile alçak istasyon arasındaki ÇNS farkları (Tf) ile hesap edilen yağış gradyanları, sağdaki haritalar ise yüksek istasyon ile alçak istasyon arasındaki aylık ortalama ÇNS farkları (Af) ile aylık ortalama yağış gradyanları arasındaki regresyon katsayılarını, belirleme katsayılarını ve bunların istatistiksel anlam seviyelerini göstermektedir.

Türkiye'nin büyük bir bölümünde belirleme katsayıları 0.1 civarında belirlenmiştir (Şekil 26-Tf). Bu değer, Denizli kuzeyi, kuzeydoğusu ve doğu kesimleri, Karabük, Kırşehir ve Balıkesir, Kütahya'nın batısı ile doğusu, Bartın kıyıları, Silifke Ovası, Keban ve Atatürk Barajlarının batı kesimleri, Süphan Dağı çevresi, Vandoğuşu Dağları kuzeyinde 0.1-0.2 arasındadır. Çorum kuzeyi ile Hasan ve Melendiz Dağları çevresinde 0.3-0.4 arasında kalan katsayı, Bolkar Dağlarında ise 0.5'i aşmamaktadır. Analizlerde elde edilen katsayı ortalaması 0.3'tür.

Belirleme katsayısının 0.1'i geçtiği sahalarda yapılan hipotez testi sonuçları genelde istatistiksel olarak anlamlıdır (Şekil 26-Tf). Ergene Havzası'nın iç kesimleri, Çukurova, Ağrı ve Iğdır Ovaları, Bozdağların ve Gökova Körfezi'nin doğusu, Karaburun Yarımadası, Düzce-Bolu ve Amasya-Tokat arasında kalan kesimlerde belirleme katsayısı, 0.1'e yaklaşıp da istatistiksel anlam kazanamamışlardır. Analizlerin %19'unda istatistiksel anlam seviyesi aşılmıştır.

İki istasyonun aylık ortalama ÇNS farkının 1°C artışı, genel olarak gradyanı 0.2 mm artırmakta ya da düşürmektedir (Şekil 26-Af). Çıldır Gölü çevresi, Harran, Ceylanpınar, Ağrı, Iğdır ve Aksaray Ovaları, Gelibolu Yarımadası ve Çukurova'da, ÇNS arttığında gradyan 0.2-0.5 mm artmaktadır, bu değer Kaz Dağları batısı, Güllük Körfezi, Tekirdağ, Ardahan ve Kars, Bingöl Ovası, Afyonkarahisar güneyinde 0.5-1 mm olmaktadır. Gradyanın artışı, Gümüşhane Dağları doğusu ile Bingöl ve Muş Ovalarını ayıran eşikte 1-1.5, Çatalca Platosu batısında 1.5-2 mm'yi bulmakta, Manavgat çevresi ve İznik Gölü kuzeyinde ise 2-4 mm olmaktadır. Çiy noktası sıcaklık farkının 1°C artması, yağış gradyanını Gökova Körfezi kuzeyinde küçük bir alan ile Beydağlarında 4-6 mm azaltmaktadır. 2-4 mm azalmalara, Kaçkar Dağları ve Karabük'te karşılaşılmakta, İstanbul doğusunda azalmalar 1.5-2 mm olarak gerçekleşmektedir. Sultan Dağları, Atatürk Barajı çevresi, Keban Barajı batısı, Düzce kıyıları, Bolu ve Domaniç Dağları, Tekirdağ ve Balıkesir'de gradyan, 1-1.5 mm azalmaktadır. Manyas-Ulubat Gölleri çevresi, Mardin Platosu doğusu ile Batman-Siirt çevreleri, Süphan Dağı ve çevresi, Bafra Deltası batısı, Bartın kıyıları, Tecer Dağları doğusu, Burdur'un kuzeyindeki azalmalar 0.5-1 mm arasındadır.

Küre, Tahtalı, Karçal ve Hakkâri Dağları, Uludağ, Manisa grabeni, Taşeli Platosu batısı, Çarşamba Deltası'ndan Trabzon kıyılarına kadar olan kesim ile Çıldır Gölü çevresinde belirleme katsayısı 0.1'in altındadır (Şekil 26-Af). Ergene Havzası'nın iç kesimleri ile batısında katsayı 0.2'ye yaklaşmakta, Kaz Dağları doğusu ile Madra dağı,

Taşeli Platosu batısı, Karaman ve Cihanbeyli Platoları, Iğdır Ovası ve Genç Dağlarında 0.1-0.2, Kaz Dağları batısı, Kırşehir Platosu, Ağrı, Harran ve Ceylanpınar Ovaları ile Mardin Platosu güneyinde 0.2-0.3 arasındadır. Gelibolu Yarımadası, Manyas ve Ulubat Gölleri çevresi, Ilgaz Dağları, Amasya-Tokat arası, Honaz Dağı, Taşeli Platosu merkezi kesimleri, Kars, Ardahan'da 0.3-0.4 olan katsayı, Nemrut Dağı ve doğu kesimleri, Keban Barajı çevresi, Hasan Dağı, Silifke Ovası, Güllük Körfezi ve Balıkesir'de 0.5'e yaklaşmaktadır. Beyşehir Gölü güneydoğusu, Aksaray Ovası, Aladağlar, Kaçkarlar ve Süphan Dağı'nda belirleme düzeyi 0.5'i geçmekte, Afyonkarahisar güneydoğusu, Akşehir Gölü doğusu, Keban Barajı batısında 0.6-0.7 arasında değişmektedir. Çok dar alanlarda 0.7-0.8 arasında olan belirleme katsayısı, Bolkar Dağlarında 0.8'i geçmektedir. Belirleme katsayısının Türkiye ortalaması %17 olarak hesap edilmiştir.

Belirleme katsayısının 0.3 ve daha büyük olduğu yerlerde istatistiksel anlam seviyesi aşılmaktadır (Şekil 26-Af). Sonuçların anlamlı olduğu yerler içinde, Gelibolu Yarımadası, Balıkesir, Manyas ve Ulubat Gölleri çevresi, İznik Gölü kuzeyi, Güllük Körfezi, Honaz ve Hasan Dağları, Aksaray ve Silifke Ovaları, Amasya-Tokat arası, Keban Barajı çevresi, Süphan ve Tendürek Dağları ile çevreleri bulunmaktadır. 525 çiftin ancak %18'inde hesaplanan katsayılar istatistiksel olarak anlamlıdır.

4. GENEL DEĞERLENDİRME

Enlem, Denize Uzaklık ve Yükselti ile Yağış Arasındaki İlişkiler

Bir topografya üzerinde hareket edildiğinde, yükselti değişirken enlem, denize uzaklık gibi birçok topografik parametre de eşzamanlı değişmektedir. Bu bakımdan yağışın yükselti ile ilişkisi incelenirken esasında yağışın enlemle ve denize uzaklıkla da ilişkisi üzerinde durulmuş olmaktadır. Bulgular bölümünde, gerçekleştirilen çoklu regresyon analizlerinde, bu üç değişkenin, yıllık ortalama toplam yağış değişimini %25 düzeyinde belirlediği belirlenmiştir. Ayrıca enlemin 1° artmasıyla yıllık yağışta 20 mm artış (1 km’de yaklaşık 0.2 mm), denizden 1 km uzaklaşıldıkça 1.2 mm ve her 100 m yükselti artışına bağlı olarak da yağışta 5 mm azalışın (1 km’de 50 mm) olduğu ortaya çıkmıştır (Tablo 2). Elde edilen bu üç katsayının üçü de istatistiksel olarak anlamlıdır. Negatif ve pozitif yönlerden bağımsız değerlendirildiğinde; bu üç değişken arasında yağışta en az değişime sebep olanı, enlemdir.

Çoklu regresyon analizlerine göre yükseltiyle birlikte enlemin ve denize uzaklık değişkenlerinin yağış belirleme düzeyleri aydan aya değişmekte, haziranda %60’a çıkarken, 12 ay ortalaması ancak %30’lar civarında kalmaktadır. Belirleme düzeyleri genel olarak düşük olarak nitelenebilse de değerlerin tamamı istatistiksel olarak anlamlıdır. En düşük belirleme düzeyleri daha güçlü olarak ilkbaharda ve ardından da sonbaharda ortaya çıkmaktadır (Şekil 8). Geçiş mevsimlerinde yani başka bir ifadeyle kararsızlık koşullarının arttığı dönemlerde, bu üç değişkenin yağış belirleme düzeylerinin düşmesi dikkat çekicidir. Yağış, yılın geri kalanına göre bu mevsimlerde topografyadan daha bağımsız dağılmaktadır. Başka sözcüklerle, yağışın dağılışını bu topografik parametrelerle modellemeye çalışmak, geçiş koşullarının geçerli olduğu bu dönemlerde daha da zorlaşmakta, başka parametrelerin de dikkate alınması gerektiğini göstermektedir.

Tablo 2’ye göre yıllık toplam yağışı, enlemin doğru, denize uzaklık ve yükseltinin ise ters orantılı olarak kontrol ettiği anlaşılmakta ancak aylık ölçekte (Tablo 3) bu durum değişmektedir. Belirlenen grid bölgeleri ile, mekânsal çözünürlüğün Türkiye ölçeğinden daha dar alanlı grid bölgelerine kadar arttırılmasıyla elde edilen detay haritalar, yağışın enlem, denize uzaklık ve yükseltiye göre zamansal ve mekânsal olarak dikkat çekici ölçülerde değiştiğini göstermektedir. Daha önce belirtildiği gibi bu üç değişkenden yükselti, yağış gradyanı üzerinde daha önemli bir etkiye sahiptir. Bu bakımdan, yağışın yükseltiyle ilişkisini daha ayrıntılı ele almak, belirlenen istasyon çiftlerinde hesaplanan yağış gradyanlarıyla mümkün hale gelmiştir. Nitekim yağış gradyanları, Türkiye’de yağışın kısa mesafelerde ne denli değişebileceğini dikkat çekici ölçülerde ortaya çıkarmıştır (Şekil 17). Ek bir boyut olarak buna zamansal ölçek eklendiğinde mekânsal değişkenlik güçlenmektedir (Şekil 19).

Sanılanın ve kabul edilenin aksine, Glazirin (1997), Basist vd. (1994) gibi bazı yazarlarca da ortaya konduğu gibi yağış, yükseltiyle beraber her yerde ve her zaman artmamaktadır. Bu durum Türkiye için de geçerlidir (Tablo 3). Ancak bu yağışın yükseltiye bağlı artmadığı anlamına gelmemelidir. Çalışma kapsamında oluşturulan çiftlerin büyük bir çoğunluğunda pozitif gradyan elde edilmiştir. 2005-2021 dönemi içerisinde en az 60 ay ölçümü bulunan 542 çiftin 4’te 3’ünde yağışın yükseltiyle arttığı durumlar, azaldığı yağış olaylarından daha sıktır.

Yağış Gradyanının Mevsimsel Değişkenliği

Türkiye genelinde yağışın yükseltiye bağlı değişiminin, belirgin bir dönemsellliği bulunmaktadır. Bu durum çoklu regresyon analizleriyle ortaya çıkarıldığı gibi (Şekil 8), çiftlerde hesaplanan yağış gradyanlarının görülme oranlarının aylara göre dağılışında da görülmektedir (Şekil 14). Pozitif gradyanlar daha çok yaz döneminde, negatif gradyanlar daha çok kış döneminde belirlenmiştir. Nitekim Atalay (2010, s.476) bunu Doğu Karadeniz Dağlarının kuzeye bakan kesimi için belirtmiş, analiz sonuçları ise bu

örüntünün tüm Türkiye’de gözlemlenebildiğini ortaya çıkarmıştır. Burada dikkati çeken durum, hava sıcaklığının, gradyanın pozitif ya da negatif olmasında etkili olabileceğidir.

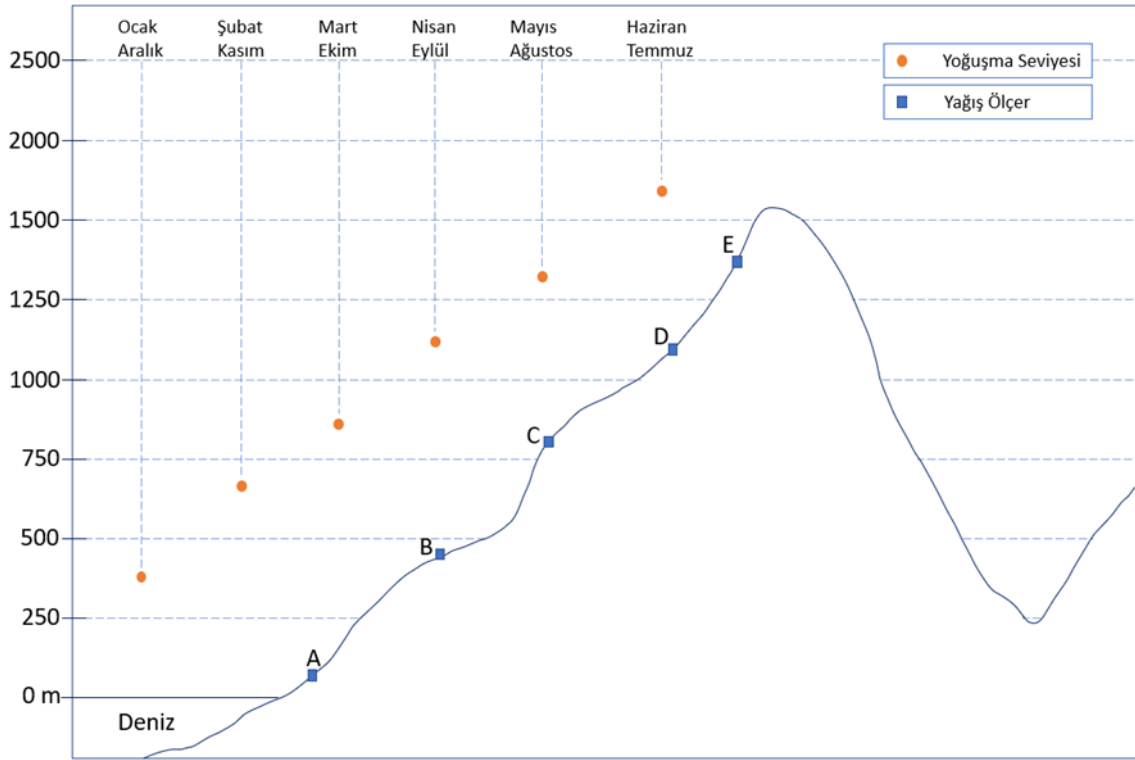
Türkiye kış aylarında, yaza kıyasla daha fazla yağış almaktadır (Çiçek, 1995). Yağış miktarlarının arttığı dönem için hesaplanan yağış gradyanı da yüksektir (Şekil 18). Daha az yağış toplamalarının ve/veya ortalamalarının görüldüğü bir dönemde veya kurak yıllarda değişimin miktarı da azalmalıdır. Tıpkı Varney (1920)’in, Lull & Ellison (1950)’un ya da Smallshaw (1953)’un bulguları gibi Türkiye’de de kış yağışlarının yükseltiye göre değişimi, yaza göre yüksektir. Tersine yazın, yağışın yükseltiyle azaldığı yerlerde daha düşük miktarlarda azalmakta, arttığı yerlerde yine düşük miktarlarda artış göstermektedir. Nitekim bu durum, çoklu regresyon analizine ait sonuçlardan da çıkarılabilmektedir. Yazın yağış gradyanı, yükseltiyle azaldığı yerlerde 1 mm, arttığı yerlerde 3 mm olmakta; kışın bu genlik 3.5 mm azalış ve 12 mm artışla genişlemektedir.

Yoğuşma Seviyesi ile Yağış Gradyanı Arasındaki İlişkiler

Çoğunlukla alt troposferin soğuması, yoğuşma seviyesinin düşmesinin nedeni olarak gösterilmektedir (Kollias vd., 2009). Dolayısıyla kışın yoğuşma seviyesinin yaza göre daha alçakta olması beklenmektedir. Doğrusu yoğuşma seviyesinin yerden yüksekliği yıl içerisinde olduğu kadar gün içerisinde de değişmektedir (Barry & Chorley, 2004, s. 83). Sis olayı göz önünde bulundurulduğunda bu, daha anlaşılır olabilmektedir. Yoğuşma seviyesinin yerden yükselmeye başlaması, sisi dağıtan ana faktördür ya da sis dağılıyorsa bu, yoğuşma seviyesinin yerden yükselmeye başladığı şeklinde değerlendirilebilmektedir.

Yoğuşma seviyesinin bulut tabanının kendisi olduğu bilinmelidir. Buna göre bulut tabanının üstündeki bir seviyede yağış görülmediği düşünüldüğünde istasyon çiftlerinde okunan pozitif-negatif gradyanların dönemselliğini açıklayabileceği düşünülen teorik çizim aşağıdaki gibi sunulmaktadır (Şekil 27). Bu çizim ocağın şubatın, şubatin marttan

daha soğuk olduğu düşünülerek tamamen termik koşullarla uyumlu doğrusal bir ilişkiyi göstermektedir. Buna göre yoğunlaşma seviyesi, aralık-ocaktaki gibi yıl içerisinde en alçak konumuna eriştiğinde A ve B yağış ölçerleri arasında negatif gradyan görülmesi olasıdır ya da A ve B arasında pozitif gradyan görülebilmesi için yoğunlaşma seviyesi, şubat-kasım arasındaki konumda bulunmalıdır.



Şekil 27: Yoğunlaşma seviyesinin yıl içerisindeki konumunun aylara göre karşılaştırılması

Yoğunlaşma seviyesi nisan-eylüldeki gibi bir konumdaysa, A'dan C'ye kadar tüm yağış ölçerleri arasında pozitif gradyan görülebilir. D, yağış alıyorsa da bu yağış, kendinden daha alçaktaki yağış ölçerlerdekine göre daha düşüktür. Belki buradaki yağış daha çok sis şeklinde gerçekleşmektedir. Mayıs-ağustosla birlikte D ile E dışında diğer yağış ölçerlerde pozitif gradyan ortaya çıkmaktadır. D ve E arasında ise yağışın yükseltiyle artması haziran-temmuz gibi sadece iki aylık kısa bir dönemde gerçekleşmektedir.

D ve E'nin bulunduğu yükselti seviyelerinde yaz aylarında yağış varsa; diğer yağış ölçerlerde, A'ya yaklaştıkça sıcaklıklarının artmasıyla, yağışın virgada olduğu gibi,

buharlaşarak yüzeye düşmemesi durumu ortaya çıkıyor olabilir. Bu bakımdan yağış, A'da ölçülmüşse de bu miktar B'deki yağıştan daha azdır. Bununla birlikte yoğunlaşma seviyesinin yıl içindeki en yüksek konumunda olduğu düşünülen bir mevsimde deniz seviyesine kadar suyunu aktarabilen bir yağış sistemi, oldukça derin bir konvektif yapıya sahiptir (Leena vd., 2021) ve böyle bir sistemde ortalama yoğunlaşma seviyesinin çok yükseklerde olması gerekmez (Kollias vd., 2009).

ÇNS, bulut tabanının kurulmaya başladığı yükseklikteki sıcaklıktır. Bu sıcaklık ve bundan daha düşük sıcaklıklar, yoğunlaşmanın devamı için gerekmektedir. Bununla birlikte, yoğunlaşma süreci için genel olarak iki koşul öne çıkmaktadır: Ya mevcut su buharı içeren hava parseli ÇNS'ye kadar soğutulmalı; ya da yoğunlaşmadan yani ÇNS'den uzak hava parseline nem enjekte ederek, hava parselinin nem miktarı yükseltilmelidir. Birinci koşul kış şartlarında, ikinci koşul ise buharlaşarak havaya nem desteği sağlayabilecek su kütlelerinin olduğu yerlerde, sıcak dönemde etkilidir. Bu bakımdan iç bölgelerle kıyaslandığında denize yakın yerlerde yoğunlaşma seviyesinin daha alçakta olması beklenmektedir. Bu, Kollias vd. (2009)'nin muson mevsimi ilerledikçe yoğunlaşma seviyesinin düştüğünü öne süren çalışmasıyla uyumlu görünmektedir. Buna göre yoğunlaşma seviyesinin koşullu kararsızlık şartlarına kadar indirilmiş olması konvektif bulut gelişimi olasılığını artırmaktadır. Srinivasan & Nair (2005), muson mevsiminin yoğun yağış olaylarıyla ilişkili günlük yağış toplamalarını en büyük olarak Batı Gatlar'ın eteklerinde (Hindistan güneyi) elde etmekte, yükseklerle çıkıldıkça günlük yağış toplamaları azalmaktadır.

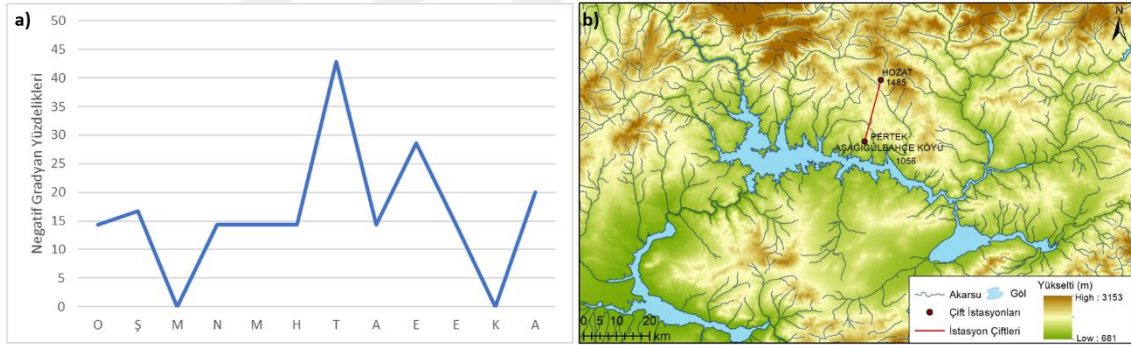
Yağış getiren sistemler, kendi sıcaklık ve nemlilik özelliklerinden ayrı olarak Anadolu'ya denizler üzerinden geçerek ulaştıkları için, modifikasyona uğrayabilmektedir. Yağış sisteminin sahip olduğu genel yoğunlaşma seviyesinin, Türkiye'ye yaklaşırken küçük değişiklikler geçirmesi olasıdır. Nitekim Yılmaz vd. (2012)'nin

bulguları bunu göstermektedir.⁶ Türkiye’de yağış düzensizliği en fazla kıyı bölgelerde görülmektedir. Karadeniz’i soğuk, Ege’yi ılık, Akdeniz’i sıcak olarak tanımladığımızda, kıyı bölgeler içerisinde yağış düzensizliği en yüksek Akdeniz, Ege ve Karadeniz sırasını takip etmektedir. Bu bakımdan düzensizliğin, deniz suyu sıcaklığı arttıkça yükselmesi dikkat çekicidir. Sıcak denizin daha fazla su buharı sağlayabilmesi, yoğunlaşma seviyesine ulaşmayı hızlandırmakta, daha yüksek sıcaklıklarda da yoğunlaşma başlayabilmekte, dolayısıyla CNS düşük yükseltiye çekilmektedir. Kısacası buradan denizelliğin, yoğunlaşma seviyesini nasıl kontrol ettiği anlaşılabilmektedir. Kollias vd. (2009)’nin belirttiği gibi, yağış ile yoğunlaşma seviyesi arasında güçlü bir ilişkinin olduğu dikkate alındığında, Türkiye’nin güneybatı kıyılarındaki en yüksek yağış düzensizliğini (Yılmaz vd., 2012), en yüksek yoğunlaşma seviyesi düzensizliği olarak değerlendirmek mümkündür. Bununla birlikte, Türkiye kıyılarında gözlemlenen bu düzensizlik örüntüsü, iç bölgelerde yer alan büyük su kütleleri çevresinde de belirmektedir. Dolayısıyla karasal ortam koşullarının olduğu yerlerde yoğunlaşma seviyesinin konumu, büyük ölçüde termik koşullara uyumlu bir şekilde değişmekte iken; kıyı bölgelerde ve su kütleleri çevresinde yoğunlaşma seviyesi, sıcaklık ve nemlilik koşullarının bileşkesi olarak şekillenmektedir.

Kıyılara nispeten Anadolu karasının iç kısımlarında yağışın daha düzenli olmasına karşılık, Keban Barajı çevresindeki düzensizlik ölçüsünün Batı ve Doğu Karadeniz kıyılarındaki kadar olduğunu ortaya çıkaran Yılmaz vd. (2012) buradaki büyük su kütlelerinin yağış üzerine etkisinin araştırılmasının değerli bir çaba olacağının altını çizmektedir. Bununla birlikte çevredeki yağış düzensizliği barajın kuzeydoğusunda daha güçlü olarak belirmektedir. Buna istinaden baraj gölünün kuzeydoğusunda Hozat (1485 m) - Pertek Aşağı Gülbahçe Köyü (1056 m) çifti oluşturulmuştur (Şekil 28). Çiftin 81

⁶ Söz konusu çalışma aylık ortalama toplam yağış miktarlarıyla gerçekleştirilmektedir. Eğer yazarlar yıllık yağış verisiyle çalışsaydı yıllara göre yağış düzensizliği ortaya çıkarılırdı ki, bu da daha çok genel atmosferik dolaşım ya da uzak bağlantı desenleriyle ilişkili bir örüntüye işaret ediyor olurdu. Yağış düzensizliğinin aylık ölçekte çalışılmasıyla, sayılan etmenler göz ardı edilmeden, yoğunlaşma seviyesinin yıl boyunca değişen konumunun da yağış desenini nasıl etkilediğine dair bilgi sağladığı düşünülmektedir.

aylık verisinin 68'inde Hozat, daha fazla yağış almaktadır. Çiftte oranlar, pozitif gradyan %84, negatif gradyan %16 şeklinde olup, mart ve kasım aylarında hiç negatif gradyan saptanamamaktadır. Diğer aylarda negatiflik yüzdesi 14 ila 16 arasında değişmekte ancak temmuzda bu yüzde 43'e ve eylülde 29'a kadar çıkmaktadır. Dikkati çeken, sıcak aylarda negatif gradyan sıklığının artmasıdır. Böylece bu durum, iki önermeyi desteklemektedir. Bunlardan biri yoğunlaşma seviyesinin, nemlilik koşulları tarafından kontrol edildiğidir. Soğuk aylarda buharlaşma sınırlı olduğundan su kütlelerine yakın olursa bile yoğunlaşma seviyesinin konumu mevsim şartlarına uygundur. Sıcak aylarda ise, mevsimine göre yüksekte olması gereken yoğunlaşma seviyesi, havaya sağlanan su buharı takviyesiyle aşağıya çekilmektedir. Diğer önerme, yoğunlaşma seviyesinin yağış gradyanını belirlediğidir. Buna göre, su kütlelerine yakın yerlerde sıcak aylarda düşen yoğunlaşma seviyesiyle gradyanın negatife dönebilmesi mümkündür.



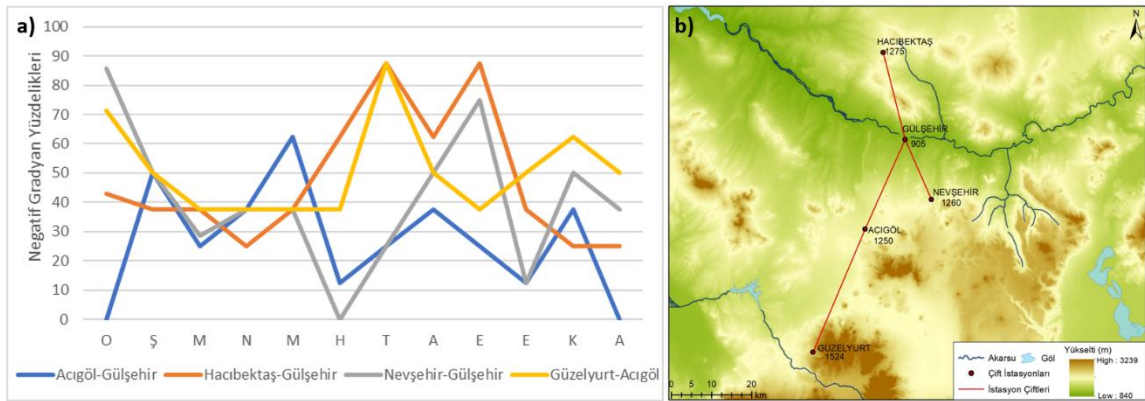
Şekil 28: a) Keban Barajı kuzeyinde negatif yağış gradyanları oranlarının aylık dağılışı, b) Keban Barajı kuzeyinde belirlenen istasyon çifti

Yağış ve bununla beraber yağış gradyanının yoğunlaşma seviyesi tarafından kontrol edildiği sezilebilmektedir. Ancak yoğunlaşma seviyesi üzerinde birincil olarak sıcaklık ve nemlilik etkili olsa da buna eşlik eden başka etmenlerle birlikte bu ilişkiyi doğrusal bir temele oturtmak ve anlamlandırmak güçtür. Eğer yoğunlaşma seviyesi ile yağış gradyanı arasında karmaşık bir etkileşim olmasaydı temelde iki basit çıkarsama yapmak mümkün olurdu. Bunlardan birincisine göre, karasal ortam koşullarında yağış gradyanları kışın negatif, yazın pozitifdir. İkinci çıkarsama ise, su kütlelerine yakın yerlerde yıl boyunca

negatif yağış gradyanından söz edileceği şeklinde ifade edilirdi. Çünkü buralarda kışa ait negatif gradyan tıpkı karasal ortam koşullarındaki gibidir, yaza ait negatif gradyan ise su buharıyla yoğunlaşma seviyesinin düşürülmesi sonucu ortaya çıkmaktadır. Ancak sonuçlar, bu çıkarsamalarla birebir örtüşmemektedir.

Nevşehir Platosundaki Gradyan Değişkenliği

Birinci çıkarsamaya uygun olarak Nevşehir Platosunda yazın negatif gradyanının %50'yi geçmemesi beklenirdi (Şekil 29). 905 m'deki Gülşehir istasyonu alçak istasyon olarak işaretlendiğinde burada üç çift oluşturulmuştur. İlkinde Gülşehir istasyonu ile 1250 m'deki Acıgöl eşleştirilmekte ve çiftin doğrultusu GB-KD olmaktadır. İkinci çift, 1275 m'deki Hacıbektaş istasyonu ile oluşturulmakta ve doğrultu KKB-GGD olmaktadır. Son çift, Nevşehir (1260 m) ve Gülşehir istasyonları arasında, KB-GD yönünde oluşturulmuştur. Negatif yağış gradyanı, bu çiftler arasında, hazirandan eylüle kadar Hacıbektaş'ta %50'nin üstündedir. Nevşehir'de negatif gradyanın %50'den daha fazla olması ağustos ve eylüle rastlamaktadır. Acıgöl'de Mayıs dışındaki diğer aylarda pozitif gradyan daha sık görülmektedir.

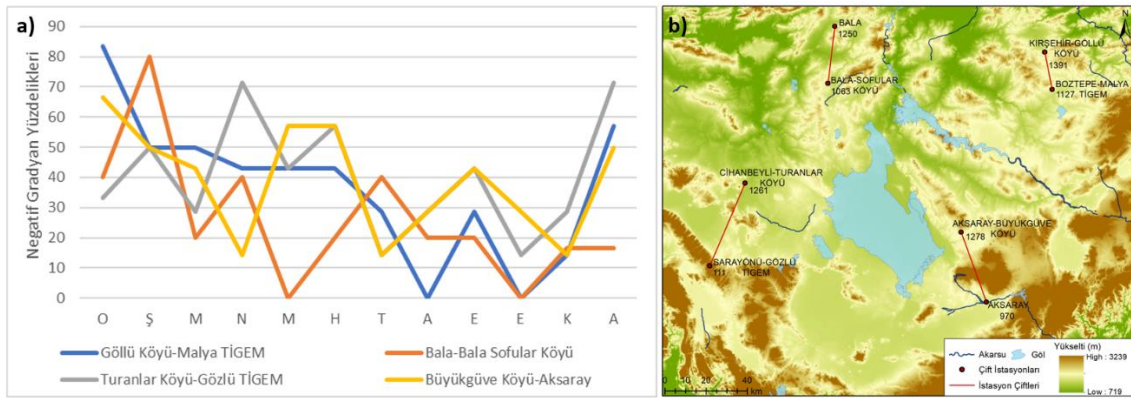


Şekil 29: a) Nevşehir Platosunda negatif yağış gradyanları oranlarının aylık dağılışı, b) Nevşehir Platosundaki istasyon çiftleri

Yapılan ölçümlere göre alçak istasyonu Gülşehir olan bu üç çift, çapı 45 km olan bir daire içerisinde yer almakta ve Şekil 29 dikkate alındığında, böyle küçük bir alanda yağış dağılışını farklı etmenlerin belirlediği anlaşılrsa da her üç çiftin mart ve nisan aylarındaki tutarlılıkları göze çarpmaktadır. Bu tutarlılık, mayısta Acıgöl, haziranda

Hacıbektaş istasyonları hariç tutulduğunda diğer iki çiftte bu aylarda da geçerlidir. Denizel etkiden uzak yerlerde kış bitiminde hızlı ısınmayla topraktan buharlaşan su, yükselim yağışlarıyla yeryüzüne dönmektedir (Erol, 2011, s. 236). Bu sürecin mart başından haziran ortasına kadar uzaması mümkün olmakta, bunun da gradyan benzerliği ile ilişkili olabileceği düşünülmektedir.

İlkbahar döneminde Türkiye'nin iç kesimlerinde yükselim yağışları ön plana çıkmaktadır. Bu dönemde Nevşehir Platosunda negatif yağış gradyanı oranlarının %40'ın altında kalması akla, yükselim yağışlarının baskın olduğu bir dönemde yağış gradyanının çoğunlukla pozitif olarak mı kurulduğu sorusunu getirmektedir. Ayrıca platoda KD-GB doğrultulu Güzelyurt (1524 m)-Acıgöl (1250 m) çifti de oluşturulmuş ve bu çiftteki aylık negatif gradyan dağılışı da diğer üç istasyon çiftine benzemektedir (Şekil 29). Marttan hazirana kadar negatif gradyan oranı %40'ı aşmamaktadır. Bununla birlikte platoda yer alan bu 4 çiftin yakınında bulunan diğer 4 çift için de aylık negatif gradyan dağılışı değerlendirilmiştir. Bu çiftler, yazın pozitif gradyan görülme oranlarının yükselmesiyle (Şekil 30) Nevşehir platosundaki çiftlerden ayrılmaktadır.



Şekil 30: a) İç Anadolu güneyinde negatif yağış gradyanları oranlarının aylık dağılışı, b) İç Anadolu güneyindeki istasyon çiftleri

Nevşehir platosundaki çiftler, yazın daha çok pozitif gradyanın görüleceği yönündeki çıkarsamanın geçerliliğini sorgulatmaktadır. Platodaki 4 çiftte ait sonuçlar birbirini desteklemekte, okunan sonuçlardan yola çıkılarak bulundukları bölgeleri karakterize edebilecek genellemelere ulaşılabilmektedir. Ek olarak Kırşehir Gölü Köyü

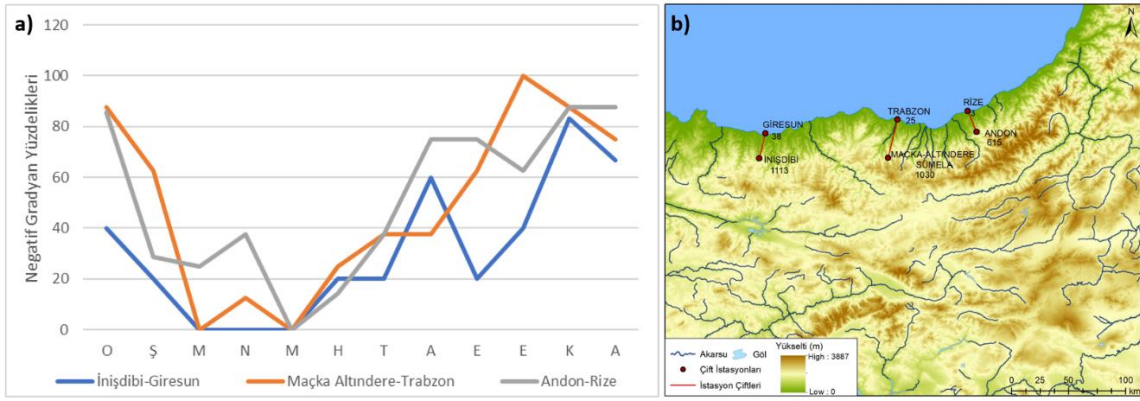
(1391 m) - Boztepe Malya TİGEM (1127 m) çiftinde gradyanların aylık dağılışı Güzelyurt-Acıgöl çiftiyle yılın ilk yarısında büyük ölçüde uyuşmaktadır (Şekil 29, Şekil 30). Mayıs'tan eylüle kadar Cihanbeyli Turanlar Köyü (1261 m) - Sarayönü Gözlü TİGEM (1110 m) çifti ile Aksaray Büyükgüve Köyü (1278 m) - Aksaray (970 m) çiftleri de birebir örtüşmektedir. Bu ikisinde ocak ve nisan dışındaki sonuçlar da birbirine yakındır. Bala (1250 m) - Bala Sofular Köyü (1063 m) çiftinin sonbahar yağışları, Kırşehir'deki çift ile benzerlik taşımaktadır. İç Anadolu güneyindeki çiftler, Nevşehir platosundakinin aksine, kışa göre yazın daha çok pozitif gradyanın geçerli olacağı önermesini güçlendirmekte; üstelik bu çiftlerde de platodaki gibi ilkbahar yağışlarında pozitif gradyanın görülme oranının, %60'lar civarında olduğu anlaşılmaktadır.

Yıllık ortalama yağış miktarının 30-35 mm arasında değiştiği, son derece kurak (Ölü Deniz güneyi, Arava Vadisi, İsrail) bir çalışma alanı belirleyen Sharon (1972), çalıştığı alanda yağış deseninin zamansal ve mekânsal anlamda güçlü bir düzensizlik sergilediğini belirtmektedir. Yazar, aynı zamanda görece düzenli desenin daha çok kış ortası yağışları için söylenebileceğini, ancak ilkbahar ve sonbahar yağışlarının konvektif yağış hücrelerinin rastlantısal gelişimiyle uyumlu değiştiğini belirtmektedir. Bu konvektif yağış hücrelerinin ortalama çapının 5 km kadar olduğunu hesaplamakta, kurak ortam koşullarında hücreler birbirinden zamansal ve mekânsal olarak belirgin bir şekilde ayrılırken, daha nemli ortamlardaki hücrelerin kümeler oluşturabileceğini ya da birbirine yakın gelişebileceğini tartışmaktadır. Sharon (1972)'un çalışma sahası kadar aşırı kurak olmasa da İç Anadolu Bölgesi de kurak ortam koşullarıyla öne çıkmaktadır. Geçiş mevsimlerinde düşen yağışın, konvektif yağış hücreleriyle alakalı olması söz konusudur. Bu açıdan değerlendirildiğinde, bölgede belirlenen istasyon çiftlerinden, her iki istasyonun da aynı yağış hücresinden etkilenip etkilenmediğinin bilinmesi gerekliliği ortaya çıkmaktadır. Çünkü örneğin bir çiftte, yüksek istasyon, bir yağış hücresinden gelen yağışı ölçerken, alçak istasyonun hücrenin etki alanı dışında kalması söz konusu

olabilmektedir. Tam tersi yüksek istasyonda yağış kesildiği sırada, alçak istasyonun, yüksek istasyonu etkileyen hücreden daha güçlü bir başka hücre tarafından etki altına alınmasıyla, alçak istasyonda yağış ölçülebilirken, yüksek istasyona yağış düşmeyebilir. Bunun önüne geçmek için istasyon çiftleri seçilirken mümkün olan en kısa mesafe dikkate alınsa da İç Anadolu Bölgesi güneyindeki aylık negatif gradyan dağılışlarının birbiriyle birebir uyuşmaması, bu durumun sonuçlara yansıdığını göstermektedir.

Doğu Karadeniz'deki Gradyan Değişkenliği ve Dönemsellik İlişkisi

İç Anadolu Bölgesi güneyindeki bazı çiftlerde, ilkbahar yağışlarında negatif gradyan oranı % 40 civarında iken, Doğu Karadeniz'de bu oran daha da düşüktür. Buna göre Doğu Karadeniz'de ilkbahar yağışları genelde yükseltiyle artmaktadır. Giresun, Trabzon ve Rize istasyonları ile çalışan Erinç (1961), çalışmasında Doğu Karadeniz kıyılarına ulaşan fön rüzgarlarını incelemiştir. Bu rüzgarların görülme periyodunu kasım ile başlatıp nisan ile sonlandırmakta ise de fön için asıl dönemin şubat, mart ve nisan ayları olduğunu belirtmektedir. Gerçekten de bu 6 ayda görülen fönlü gün sayılarının 20 yıllık zaman dilimindeki toplamı, ilk üç ayın her biri için 20-30 arasında değişmekte iken sonraki üç ayın her birinde en az 50 günü bulmaktadır. Erinç, (1961)'in istasyonlarına sadık kalınarak yüksek istasyon karşılıkları belirlenerek çiftler oluşturulmuş, buna göre 38 m'deki Giresun'un, karşılaştırma istasyonu olarak 1113 m'deki İnşidibi seçilmiştir. Bu iki istasyonda 62 ay ölçüm bulunmaktadır. Bunun %68'sini pozitif, %32'sini negatif gradyan oluşturmaktadır. Gradyanların aylık dağılışları dikkat çekicidir (Şekil 31). Negatif gradyanlar, en sık %83 ile kasımda, %67 ile aralıkta ortaya çıkmaktadır. Bu iki ay öncesindeki ekim ve sonrasındaki ocak ayındaki oran %40 olmaktadır. Şubatta ve haziranda % 20 olup bu ikisi arasındaki mart, nisan, mayıs aylarında hiç negatif gradyan gözlemlenmemiştir. İlkbahar aylarında hep pozitif gradyan oluşmakta, bunun ise fön rüzgarlarıyla ilişkili olabileceği düşünülmektedir.



Şekil 31: a) Doğu Karadeniz kıyılarında negatif yağış gradyanları oranlarının aylık dağılışı, b) Doğu Karadeniz kıyılarındaki istasyon çiftleri

Maçka Altındere (1030 m) – Trabzon (25 m) çiftinde 96 ayın pozitif ve negatif gradyan yüzdeleri 51’e karşılık 49’dur (Şekil 31). Ekimde hep negatif gradyan geçerli olmakta, sonrasında kasım, aralık ve ocakta %70-80 arasında değişmekte, şubat ve eylülde %63 olmakta bu iki ay arasındaki nispeten sıcak dönemin ilk üç ayındaki pozitif gradyan sıklığı sonraki üç ayına göre artmaktadır. İlkbahar ve yaz ayları arasındaki bu fark, Giresun çiftinin aylık gradyan dağılışıyla büyük ölçüde uyum göstermektedir.

Andon (615 m) – Rize (3 m) çiftinde veri uzunluğu 92 aydır. Bunların %48’sinde pozitif, %52’sinde negatif gradyan gözlemlenmiştir (Şekil 31). Diğer iki çifte benzer şekilde, kış dönemi öncesi yağışlarda daha çok negatif, kış dönemi sonrası yağışlarda ise daha çok pozitif gradyan belirlenmiştir. Mayıs ayında hiç negatif gradyana rastlanmamıştır. Bu değerlendirmelere göre, Doğu Karadeniz kıyılarında batıdan doğuya gidildikçe fön etkisi dolayısıyla pozitif gradyanın görülme sıklığı ilkbahardan yazaya doğru kaymaktadır. Bu ise, Atalay (2010, s. 476)’ın belirttiği gibi yükselti artışına paralel yağış artışının, esasen Doğu Karadeniz Dağlarında yaz döneminde geçerli olduğunu desteklemektedir.

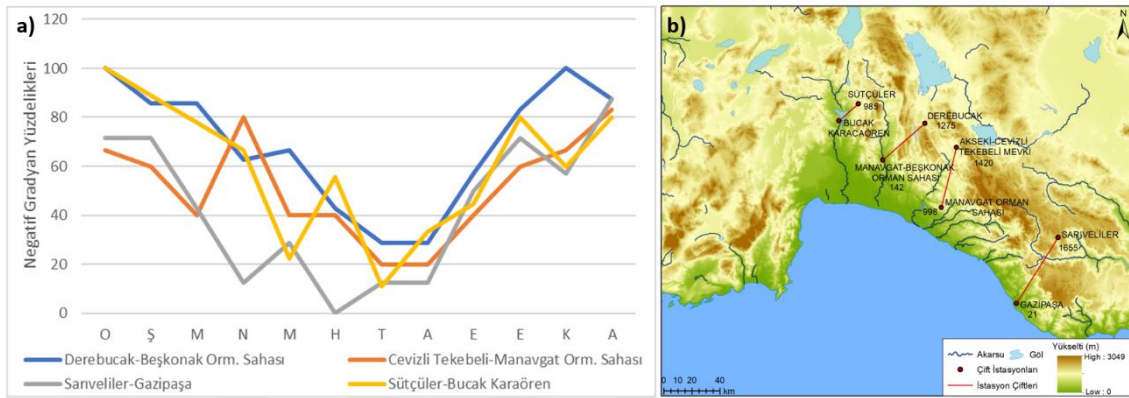
Giresun, Trabzon ve Rize istasyonlarıyla oluşturulan bu 3 çift, Doğu Karadeniz’de sırasıyla batıdan doğuya doğru sıralanmaktadır. Giresun için fön rüzgârı periyodu mayısa, Trabzon’da haziran ortasına, Rize’de ise haziran sonuna denk gelmektedir. Fön rüzgarları etkisinin azalmasının batıdan doğuya doğru gecikmesi, Doğu Karadeniz kıyı dağları

ardındaki yüksek Doğu Anadolu platformunun, batıdan doğuya doğru ısınmaya başlamasıyla örtüşmektedir. Soğuk ortam koşullarında havanın su buharı tutma kapasitesi düşüktür. Bu saha üzerinde zaten kuru olan hava akımlarının kuzeye hareket ederken Doğu Karadeniz Dağlarının kuzey yamaçlarında alçaldıkça ısınması, fön oluşturmaktadır. Alçaldıkça ısınan kuru hava, ÇNS'den uzaklaşmakta yani yoğunlaşma seviyesinin yüksekliğe çekilmesine neden olmaktadır. Fön rüzgarlarının estiği bir dönemde pozitif yağış gradyanlarının en az %75-80'leri bulması, hatta %100 olarak ortaya çıkması, oldukça dikkat çekicidir. Buradan, yağış-yükselti ilişkisinin pozitif ya da negatif olmasında, yoğunlaşma seviyesinin belirleyici olduğu, fön rüzgarlarının da bunu etkilediği anlaşılmaktadır.

Antalya Bölümünde Fönün Gradyan Üzerindeki Etkisi

Anadolu'nun doğu yarısıyla batı yarısı karşılaştırıldığında Doğu Anadolu'nun ortalama yükseltisi daha fazladır. Yükselti arttıkça sıcaklık değerleri düştüğüne göre; Doğu Anadolu ve Karadeniz kıyıları arasında beliren fön sisteminin, Batı Anadolu ile Akdeniz kıyıları arasında ortaya çıkan fön sisteminden çok daha güçlü olması beklenmektedir. Bu görüş, İç Batı Anadolu'nun, Doğu Anadolu kadar soğuk olmaması ve daha alçak olması nedeni ile ileri sürülmektedir. Ayrıca Doğu Karadeniz'de marttan hazirana kadar etkili olan fön rüzgarlarının, yaza yaklaşıldıkça doğuya doğru çekildiği dikkate alındığında Batı Anadolu'da bu dönem mart öncesine rastlamalıdır. Nitekim Gönençgil (1993), Antalya kıyılarına ulaşan fön rüzgarlarının kışın görüldüğünü belirtmektedir. Kaynak sahası İç Batı ve İç Anadolu olan hava akımlarının güneye yönelmesiyle oluşan bu rüzgarlar, genel atmosferik dolaşıma bağlı denizel tropikal ve karasal polar hava kütlelerinin karşılaşmasıyla oluşan Akdeniz Cephesinin etkili olmadığı zamanlarda ortaya çıkmalıdır (Atalay, 2011, s. 11). Güneybatı Anadolu kıyılarına bir yıl boyunca düşen yağışın ağırlıklı olarak bu cephe sistemiyle sağlandığı ve bu cephenin de kışın ortaya çıktığı düşünüldüğünde, bu mevsimde bu kıyılarda Doğu Karadeniz'deki

kadar belirgin fön etkisi yağış gradyan oranlarından çıkarılamamaktadır (Şekil 32). Bu kıyılarda fön etkisi yok değildir ancak Doğu Karadeniz’de olduğu kadar sık gerçekleşmemekte bu nedenle belli bir yoğunluk oluşturmamaktadır. Akdeniz kıyılarında fön etkisinin, bir cephenin geçişi sonrasında ikinci bir cephe oluşana kadarki süre içerisinde gelişip ortadan kalktığı düşünülmektedir. Belki de cephe yaklaşırken yoğunlaşma seviyesi üzerindeki etkileriyle beraber kararsızlık şartlarını güçlendirip, cephe sisteminin yerel olarak derinleşmesini sağlamaktadır.



Şekil 32: a) Taşeli Platosu batısında negatif yağış gradyanları oranlarının aylık dağılışı, b) Taşeli Platosu batısındaki istasyon çiftleri

Antalya Körfezi doğusunda güneybatılı hava akımlarını doğrudan alan 4 istasyon çiftinden elde edilen sonuçlar, Türkiye’nin genelini temsil eden sonuçlarla uyumludur ve kış yağışlarında daha çok negatif gradyanın, yaz yağışlarında ise pozitif gradyanın ortaya çıktığı görülmektedir (Şekil 32). Yaz yağışlarının %70-90’ı kadarında pozitif gradyan belirlenmiştir. Çiftlerin doğrultusu KD-GB uzanımlıdır ve alçak istasyonları denize daha yakındır. Bunlardan en kuzeyde ve en karasal olanını Sütçüler (985 m) - Beşkonak Orman Sahası (377 m) istasyonları oluşturmaktadır. Çiftin 111 ay ölçümü bulunmaktadır. Bunların %60’ında negatif gradyan belirlenmiştir. Güneye doğru, Derebucak (1275 m) - Manavgat Beşkonak Orman Sahası (142 m); Akseki Cevizli Tekebeli Mevki (1420 m) - Manavgat Orman Sahası (998 m); Sarıveliler (1655 m) - Gazipaşa (21 m) çiftleri sıralanmaktadır. Bu istasyonlarda ölçümü yapılan ay sayısı sırasıyla 83, 60, 90’dır. Çiftlerin tüm verilerinde negatif gradyan oranları ise %69, 52, 42’dir. Ek olarak Konya

üzerinden Akdeniz'e doğru akmaya başlayan hava akımının geçiş güzergahında kalacağı düşünülen Taşeli Platosunda K-G doğrultusunda uzanan, platoyu doğu ve batı olarak ikiye ayıran Ermenek Balkusan Köyü (1769 m) - Ermenek (1415 m) çiftinde okunan sonuçların fön etkisine işaret ettiği düşünülmektedir. Bu çiftin 62 aylık tüm verisinin %35'ini negatif gradyanın oluşturmakta ve diğer çiftlerden ayrılmakta, çiftte pozitif gradyan daha ağırlık kazanmaktadır. Üstelik çiftte negatif gradyan oranı aralıkta %84 ile platonun batısındaki çiftlerdekine benzerken, ocak, şubat ve martta negatif gradyan oranı %60'ı aşmamaktadır. Dolayısıyla bu aylarda diğerlerinin aksine Ermenek çiftinde pozitif gradyan oranı %40 ile %60 arasında değişerek batıdaki baskın negatif gradyan oranının (%70-100) hafiflediği görülmektedir. Bunda fön etkisiyle beraber yükselen yoğunlaşma seviyesinin etkili olduğu düşünülmektedir. Aynı zamanda Ermenek çifti, sahip olduğu yükseltiyle denizel tesirden büyük ölçüde daha az etkilenmektedir. Bu da batıdaki çiftlerde gözlemlenen negatif gradyan olgusunu açıklayan ekme-besleme mekanizmasının dışında kaldığını göstermektedir.

Oroğrafya Etkisi ve Ekme-Besleme İlişkisi

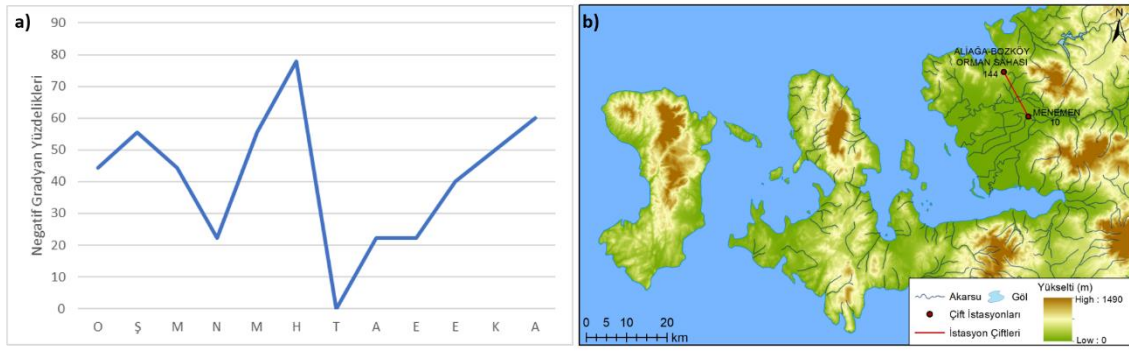
Deniz üzerinden gelerek körfeze ulaşan cephe sistemlerinin enerjisi, kara üzerinde daha fazla sürtünmeye maruz kalması nedeniyle, alt kısmından azalmaya başlamaktadır. Cephenin üst kısmı enerjisini korurken alt kısmındaki yavaşlama ve yavaşlamanın olduğu kesime, deniz üzerinden devam eden hava akımları yığılmakta ve yukarı yönlü bir hava akımı yaratmaktadır. Cephenin üst kısmı doğal olarak ekme bulutunu içerirken, alt kısmında havanın yığılması ve yükselmesi, besleme bulutunun oluşmasına sebep olmaktadır. Ekme bulutundan başlayan yağış, besleme bulutu içerisine düştüğünde ikinci kez yağış oluşum süreçleri geçirmekte bu da yağış yoğunluğunun artmasını sağlamaktadır. Kış mevsiminde ekme bulutunun yoğunlaşma seviyesi, yazıya göre daha alçaktır. Bu durumda, besleme bulutu açısından yoğunlaşma seviyesinin yere daha da yakın olacağı açıktır. Bu bakımdan, besleme bulutundan sağlanan yoğun yağışlar, çiftlerin alçak

istasyonlarında daha büyük yağış toplamaları olarak kaydedilmektedir. Yüksek istasyonlar sadece ekme bulutunun yağışını aldığından aralarında negatif gradyan ortaya çıkmaktadır.

Ekme-besleme mekanizması, deniz üzerinden gelen nemli havayı doğrudan karşılayan kara parçaları üzerinde de etkilidir. Türkiye’de bu mekanizmanın gelişebilmesi için en uygun yerler, Antalya Körfezi’nin doğu yarısı ile İskenderun körfezidir. Çünkü, güneyli, batılı ve güneybatılı yağış sistemleri, buralara dik ve dike yakın açılarla ulaşmaktadır. Sistemin geçiş güzergahı üzerinde herhangi bir kara parçası bulunmamaktadır. Söz konusu bu körfezlerde negatif yağış gradyanları görülme yüzdesinin kışın yükselmesinde bu mekanizma etkili olmaktadır.

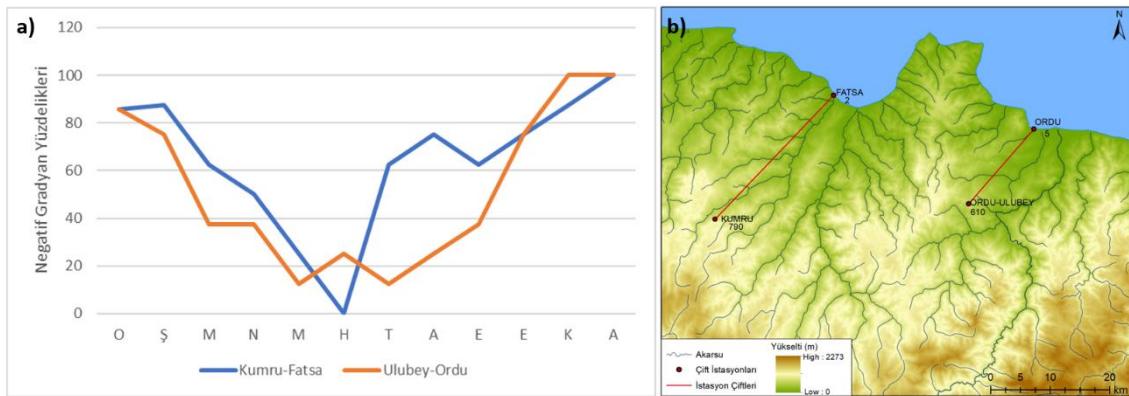
Yağış Gölgesi ve Gradyan Arasındaki İlişki

Yağış gölgesi, nemli havanın topografik bir bariyerle karşılaştığında, bu bariyerin ilk karşılaştığı yamacına nemini bırakması, bariyer ardına daha kuru olarak geçmesiyle oluşmakta, daha kurak olan bariyer ardı ise yağış gölgesi olarak tanımlanmaktadır. Yağış gölgesi için Silifke ve Mersin istasyonlarını örnekleyen Çiçek (1995), Menemen (İzmir) istasyonunun da gölgede kaldığını belirtmektedir. Yazar, Menemen’i Ege’nin en kurak yerlerinden biri olarak tanımlamakta ve bu durumu, Karaburun Yarımadası’nın batıdan gelen nemli hava akımlarını kesmesine bağlamaktadır. Buradaki durumu, yarımadanın doğusundaki Aliğa Bozköy Orman Sahası (144 m) - Menemen (10 m) çiftinin verisiyle incelemeye çalıştığımızda, çiftin 111 aylık verisinin bulunduğu ve bu verinin %59’unu pozitif gradyanın oluşturduğu belirlenmiştir. Yarımada üzerindeki belirgin topografik yükselti K-G doğrultusunda 10 km kadar bir mesafede uzanmakta ve bu topografyanın en yüksek noktası 1200 m’ye kadar ulaşmaktadır (Şekil 33).



Şekil 33: a) Karaburun Yarımadası doğusunda negatif yağış gradyanı oranlarının aylık dağılışı, b) Karaburun Yarımadası doğusundaki istasyon çifti

Yağış gölgesinin yağış gradyanı üzerindeki etkisine Karadeniz’de baktığımızda, Erinç (1945)’in işaret ettiği lokasyon değerlendirmeye alınabilmektedir. Buna göre batıda Fatsa ve doğuda Ordu’yu Yason ve Vona burunları ayırmaktadır (Şekil 34). Erinç (1945)’in adlandırmasıyla Vona Yarımadası, Ordu kıyılarının yağış gölgesinde kalmasına sebep olmaktadır. Yarımadanın batısında Kumru (790 m) - Fatsa (2 m) çifti ve doğusunda Ordu Ulubey (690 m) - Ordu (5 m) çifti bulunmaktadır. Her iki istasyon çiftinde de 95 aylık veri bulunmaktadır. Batıdaki çiftte 95 ayın 34’ünde; doğudaki çift için ise 46’sında pozitif gradyan ortaya çıkmaktadır. Bu haliyle negatif gradyan oranı sırasıyla %64 ve %51’dir. Sonuçta yağış gölgesinde kalan kesimde pozitif gradyana daha sık rastlanmaktadır. Bu durum ise, her iki yamaçta da yağışın yükseltiyle arttığını bulgulayan Hayward & Clarke (1996)’ın rüzgar (ya da yağış) ardı yamaçta bunun daha da güçlü olduğuna dikkat çeken çalışmasıyla uyumludur.

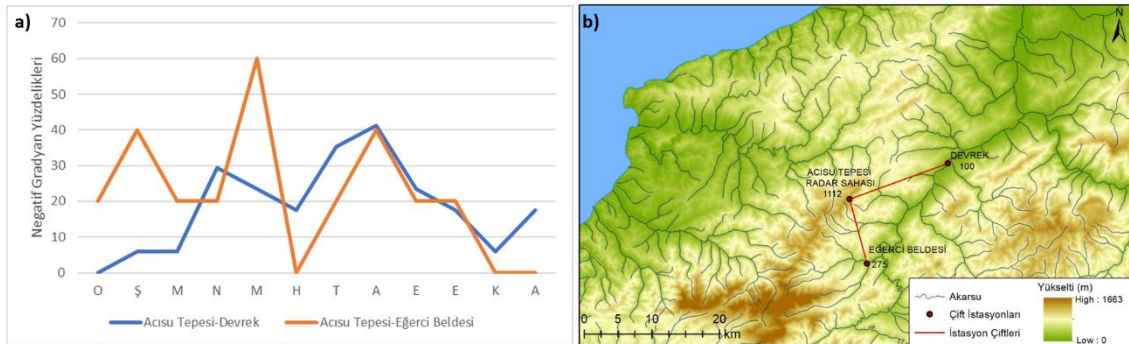


Şekil 34: a) Ordu’da negatif yağış gradyanları oranlarının aylık dağılışı, b) Ordu’da istasyon çiftleri

Rüzgar ardı yamaçta yağışın yükseltiyle artmasını, yoğunlaşma seviyesinin konumuna göre değil de çarpmanın etkisiyle dağılıp saçılmaya maruz kalan hava kütlelerinin, tepenin ardına geçmesiyle açıklayan Yeh vd. (1951)'nin görüşleri, yağış gölgesi yamacında ağırlıklı olarak pozitif gradyan görülmesi olgusunu desteklemekte buna göre nemli havanın rüzgar ardı yamacın eteklerine ulaşması güçleşmektedir. Ancak nemli hava akımlarını taşıyan bir sistem, orografik bir yükseltiyle karşılaştığında bundan çok daha fazlası olmaktadır. Genel olarak yalnızca sisteminin dağılıp saçılması değil, Emck (2007, s. 184)'in dile getirdiği gibi tüm bir sistemin karışıma uğraması söz konusudur. Karışım gerçekleştiğinde ise, bir bulut damlacığı açısından çarpışma-birleşme süreci içerisinde daha uzun bir mesafe alabilmesi sağlanmış olmaktadır. Bu nedenle damlacıkların birbirleri ve arazi yüzeyiyle daha çok çarpışma olasılıkları bulunmaktadır. Bu ise, çarpışma-birleşme sürecini pekiştirmekte, böylece orografya zorlamalı karışım, yağış yoğunluğunu arttıran bir etmen olarak belirlemektedir. Ayrıca, yağış getiren sisteminin çarptığı yüzey düz, pürüzsüz bir özellikte değildir. Bu bakımdan damlacıkların çarptığı yüzeyde parçalanmasıyla bulut içerisinde damla boyutu bakımından heterojen bir durum ortaya çıkarmaktadır. Bu da çarpışma-birleşme sürecini pekiştirmektedir (Saffman & Turner, 1956). Özetle, damla/damlacıkların boyutlarının çeşitlenmesi ve çarpışma-birleşme olasılıklarının artmış olmasıyla güçlenen yağış gelişim süreçleri, sistemin dengeli bir dağılımla yere aktaracağı potansiyel su miktarının büyük kısmının rüzgara dönük yamaca bırakılmasını sağlamaktadır. Dolayısıyla bir yağış sistemi bir dağ sırasını geçerken önemli ölçüde değişime uğratılmakta (Chakravarty vd., 2021), rüzgara dönük yamaçtaki özelliklerin, rüzgar ardı yamaçta devam ettirilmesi zorlaşmaktadır. Buradaki önemli bir değişim, hava akımının nemliliği ile ilişkili olarak yoğunlaşma seviyesinin her iki yamaçta farklı olmasıdır.

Batı ve Orta Karadeniz Çevresinde Yazın Görülen Negatif Gradyan Sıklığı

Akyol (1944), Sinop, Samsun ve Trabzon kıyılarının, hâkim rüzgâr yönünü dik karşılamadığı için, buralarda yağış gölgesinin varlığından söz etmektedir. Karadeniz'in diğer kıyılarına nazaran yağışın buralarda azaldığını ve aşağı yukarı Akdeniz rejimine benzer bir özellik kazandığını belirtmektedir. Ters olarak hâkim rüzgâr yönünü dik veya dike yakın açılarla Zonguldak almaktadır. Yazar burada, yaz kuraklığının hafif olduğunu belirtmektedir. Bu bakımdan yağışın yıl içerisinde nispeten homojen dağıldığı bir yörede, yağış gradyanlarını aylık olarak incelemek, yoğunlaşma seviyesinin tüm bir yıla ait farklı konumlarını ve özellikle iki mevsim arasındaki belirgin farklılığı değerlendirmeye imkân sağlayabilmektedir. Bunun için 2 çift belirlenmiş, ikisinde de yüksek istasyon olarak Devrek Acısu Tepesi (1112 m) kullanılmıştır. Tepedeki yüksek istasyonun, alçak istasyon eşleri, tepenin bulunduğu sırt ardındaki sırta paralel, kabaca GB-KD doğrultulu vadi içerisinde kalmaktadır (Şekil 35). Yüksek istasyon kıyıya daha yakınken, alçak istasyonlar deniz üzerinden gelen özellikle KB yönlü hava akımlarının, sırtı aştığında ulaşabildikleri bir konumdadırlar. Yüksek istasyonla Eğerci Beldesi (275 m) istasyonu arasındaki doğrultu KB-GD; vadinin aşağı kısmındaki Devrek (100 m) istasyonu ile GB-KD yönlüdür.



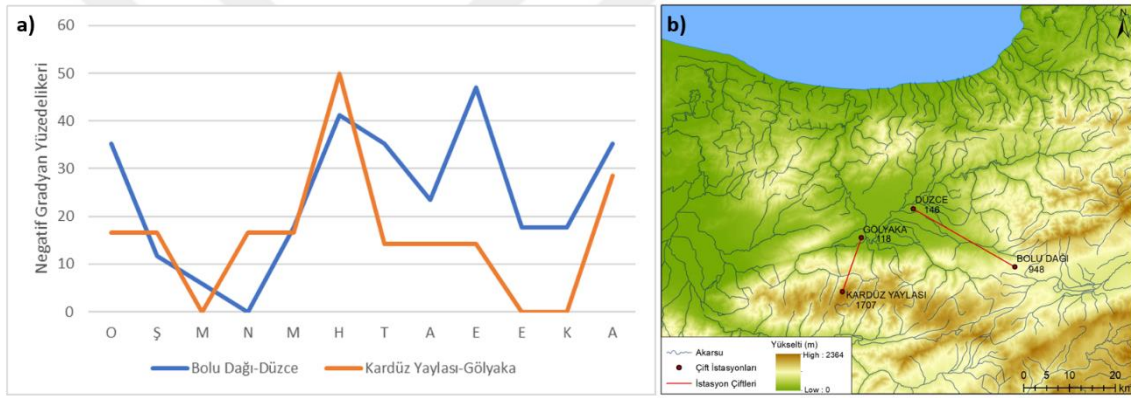
Şekil 35: a) Zonguldak Devrek'te negatif yağış gradyanları oranlarının aylık dağılışı, b) Zonguldak Devrek'teki istasyon çiftleri

Çiftlerde, sırasıyla 62 ve 204 aylık veri bulunmakta, yüksek istasyon kıyıya daha yakın olduğundan, pozitif gradyan oranı birinci çiftte %79, ikinci çiftte %81'dir. Bu çiftlerde negatif gradyan oranı, Eğerci beldesi çifti için en yüksek %60 ile mayısta

belirlenmiş, diğer aylarda %50'den düşük olmuş hatta haziran, kasım aralıkta hiç negatif değer ile karşılaşmamıştır. Devrek çiftinde en yüksek negatif gradyan oranı %40 ile ağustosta belirlenmiş, ocakta ise hep pozitif gradyan ortaya çıktığı görülmüştür. Söz konusu bu iki çift, Türkiye'nin geneli için ifade edilen ağırlıklı olarak yazın pozitif, kışın negatif gradyan önermesiyle çelişmektedir. Negatif gradyanın burada görülmesi kışa göre yazın daha fazladır. Her iki çiftte de alçak istasyonlar, yüksek istasyona göre yağış gölgesinde kalmakta, bu sebeple pozitif gradyan oranı 5'te 4'ü bulmaktadır. Alçak istasyonun gölgede kalması, tüm yağışlarda pozitif gradyan beklenmesine neden olurken, yaz döneminde negatif gradyan oranlarının yükselmesi dikkati çekicidir. Bunda alçak istasyonların vadi içerisinde kalmasının ve nemli havanın vadi boyunca kanalize olmasının etkili olduğu düşünülmektedir. Sıcak dönemde denizde buharlaşma artmakta, kışın bu olay daha sınırlı kalmaktadır. Bu sahadaki kış yağışları, cephe sistemlerinden kaynaklanmakta, bu nedenle hava kütlelerinin geliş yönü etkili olmaktadır. Yaz aylarında cephe geçişi seyrekleşmektedir. Denizden buharlaşma ve denizden karaya doğru hava hareketleri meydana gelmekte, buharlaşmayla artan nispi nem, kara üzerinde soğumaya ve yoğunlaşmaya başlamakta, bu olay da daha çok kıyıya yakın yerlerde gerçekleşmekte, vadi içinde devam etmektedir. Bu olay da negatif gradyana neden olmaktadır. Nitekim çoklu regresyon analizi sonuçlarına göre ağustosta Bartın ve Filyos Çayları çevrelerinde denizden uzaklaştıkça yağış artışı gözlemlenebilmektedir. Denizin en sıcak olduğu ayda denizden uzaklaşmanın yağışı artırması, nemli havanın vadilere kanalize olması ve yükseldikçe çiy noktasına yaklaşmasıyla alakalıdır. Bunu destekler örnekler, Bafra Ovası çevresinde daha dar bir alanda, Çarşamba Ovası-Tokat arasındaki sahalarda da görülmektedir. Bu durum, bu deltaları oluşturan akarsu vadilerinin derin olması ve nemli havanın buralarda ilerleyebilmesinden kaynaklanmaktadır.

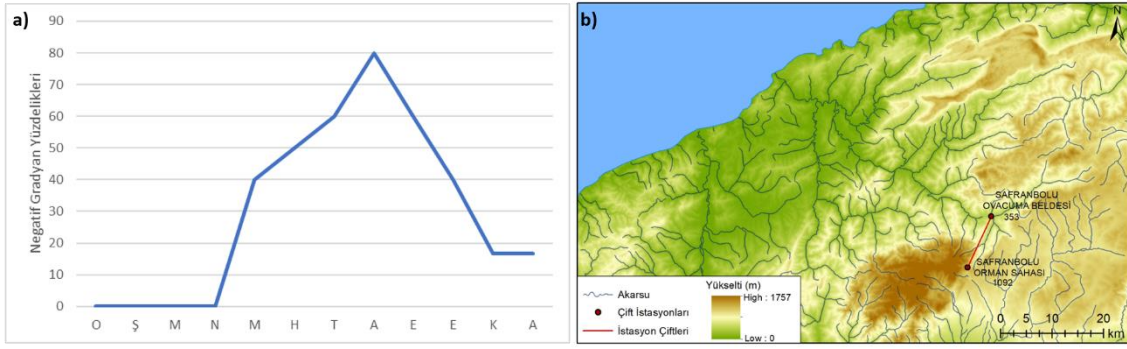
Devrek'te yazın sıklaşan negatif gradyana benzer şekilde, gölge durumu ilişkisi olmayan, Bolu Dağı (948 m) - Düzce (146 m) ve Kardüz Yaylası (1707 m) - Gölyaka

(118 m) çiftlerinde de yaz dönemi negatif gradyan artışı gözlenmektedir (Şekil 36) . Birinci çiftin 204, ikincinin 78 aylık verisi bulunmakta, birincisi KB-GD, ikincisi ise K-G doğrultulu bir hat üzerindedir. Devrek'tekinin tersine alçak istasyonları kıyıya daha yakın bu çiftlerde, Devrek'tekine benzer şekilde sırasıyla %76 ve %85 oranlarında pozitif gradyanla karşılaşmıştır. Gölyaka çiftinde en yüksek negatif gradyan oranı %50 ile haziranda, Bolu Dağı çiftinde ise %50'den biraz daha yüksek oranla eylülde görülmektedir. Kış aylarında negatif gradyan oranı düşük olan iki çiftte de ekimden mayısa kadar negatif gradyan yüzdesi %20 civarındayken, haziran-eylül dönemi için bu oran %30 olmakta, yaz döneminde negatif gradyan oranları artmaktadır.



Şekil 36: a) Düzce'de negatif yağış gradyanları oranlarının aylık dağılışı, b) Düzce'deki istasyon çiftleri

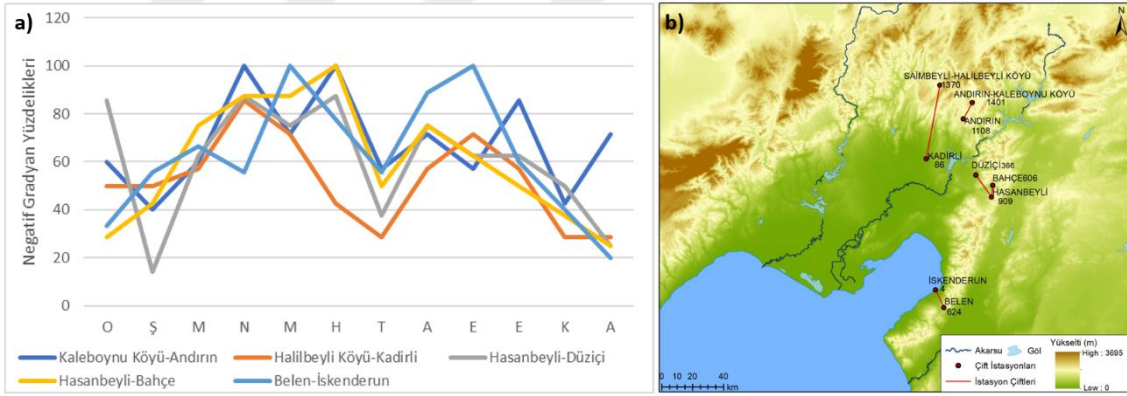
Yukarıdaki duruma benzer sonuçlar, yüksek ve alçak istasyonların kıyıya eş uzaklıkta olduğu Safranbolu Orman Sahası (1092 m) - Ovacuma Beldesi (739 m) çiftinden de elde edilebilmektedir (Şekil 37). İstasyonlar arasındaki doğrultu, kıyıya paralel şekilde KD-GB yönlüdür. Çiftin 61 aylık verisi bulunmakta, bu verinin %70'inde pozitif gradyan oluşmaktadır. Alçak istasyonun vadi içerisinde kaldığı çiftte, kışın pozitif yazın negatif gradyanlar sıklaşmaktadır. Kasım ve aralıkta %15'ler civarında görülen negatif gradyan, ocak-nisan arasında oluşmamaktadır. En fazla negatif gradyan oranına % 80 ile ağustosta rastlanmakta, bu oran mayıstan ağustosa doğru dereceli bir şekilde artarken ağustostan ekime doğru azalmaktadır.



Şekil 37: a) Karabük Safranbolu’da negatif yağış gradyanları oranlarının aylık dağılışı, b) Karabük Safranbolu’daki istasyon çifti

Yağış Gradyanının Yazın Negatif Olduğu Yerler

Akdeniz’de Dörtyol-İskenderun çevresi, Nişancı (1986) tarafından hâkim rüzgar yönüne dik kıyılara örnek olarak verilmektedir. Burada, kuzeyden güneye doğru; KD-GB doğrultulu Saimbeyli Halilbeyli Köyü (1370 m,) - Kadirli (86 m) ve Kaleboynu Köyü (1401 m) - Andırın (1108 m) çiftleri, KB-GD doğrultulu Hasanbeyli (909 m) - Düziçi (366 m), K-G doğrultulu Hasanbeyli - Bahçe (606 m) ve KB-GD doğrultulu Belen (624 m) - İskenderun (4 m) çiftlerindeki durum incelenmiştir (Şekil 38).



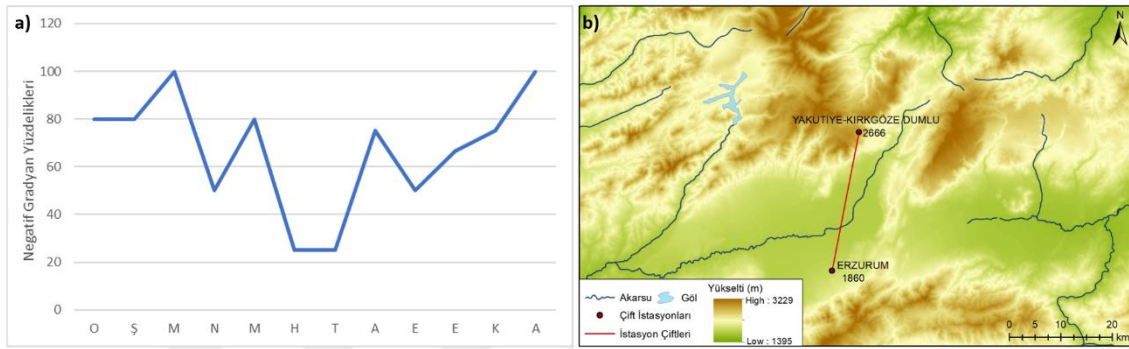
Şekil 38. a) İskenderun Körfezi ve yakın çevresinde negatif yağış gradyanları oranlarının aylık dağılışı, b) İskenderun Körfezi ve yakın çevresindeki istasyon çiftleri

Çiftlerdeki veri uzunluğu 78-111 ay arasında değişmektedir. Benzer gradyan özellikleri gösteren çiftlerde, negatif gradyan ortalaması %61 olmakta ve Zonguldak çevresine göre daha sık negatif değerlere rastlanmaktadır. Gradyanların mevsimsel olarak değiştiği sahada, Türkiye genelinin tersine, Batı Karadeniz’e benzer şekilde yaz aylarında daha sık negatif gradyan ile karşılaşılmaktadır. Temmuz ayında %50’nin altına inebilse de istasyonlarda belirlenen negatif gradyan oranı, mart-ekim arasında % 60-100 arasında

gerçekleşmekte, İskenderun körfezinde kış yağışlarının yükseltiye bağlı olarak arttığını göstermektedir.

Yağış Gradyanının Yazın Pozitif Olduğu Yerler

Zonguldak ve İskenderun çevresinde negatif gradyanların aylık dağılımları Türkiye geneliyle uyumlu olmasa da, Erzurum’da kışın negatif, yazın pozitif gradyan görülmektedir. Kabaca K-G doğrultusuna sahip Yakutiye Kırkgöze Dumlu (2666 m) - Erzurum (1860 m) çiftinde 79 aylık veri bulunmaktadır (Şekil 39). Çiftte baskın olarak negatif gradyan belirlenmiş, oranı %65 olarak hesap edilmiştir.



Şekil 39. Erzurum’da negatif yağış gradyanları oranlarının aylık dağılışı, b) Erzurum’daki istasyon çifti

Gradyanların aylık dağılımlarına bakıldığında, mart ve aralık yağışlarının hep negatif oldukları ortaya çıkmaktadır. Ocak ve şubat için de durum farklı olmayıp negatif gradyanın oranı %80’ini bulmaktadır. Nisanda %50 olsa da mayısta tekrar %80 olmakta negatif oranın en düşük değerleri %25 ile haziran ve temmuzda ortaya çıkmaktadır. Ağustosta %75’e yükselmekte ve eylülde tekrar %50’yi görerek ekimden itibaren aralığa doğru doğrusal bir şekilde artmakta ve aralıkta %100 olmaktadır. Sonuçta çiftte ortaya çıkan bu özellik, sadece Türkiye’nin büyük bir kesimindeki durumu yansıtmakla kalmayıp, Glazirin (1997)’in Tanrı Dağlarının kuzeyinde belirlediği kışın negatif gradyan, yazın pozitif gradyan bulgularıyla örtüşmektedir. Tanrı Dağlarının kuzeyi gibi bir yerin Türkiye’deki benzeri olarak gerek karasallığı gerek yükseltisi bakımından Erzurum depresyonu ortaya çıkmakta, bu iki yerde sonuçların uyumlu olması dikkati çekmektedir. Glazirin (1997), Tanrı dağları kuzeyinde yıl içerisinde en fazla yağışın yazın

düştüğünü belirtmekte, nitekim Erzurum’da da en fazla yağış düşen zaman dilimi ilkbahar sonu yaz başlarına rastlamaktadır (Atalay, 2011, s. 113).

Aylık ve Yıllık Yağış Gradyanı Değişimi

Biricik (2009, s. 155), Schreiber Formülüyle önerilen yıllık toplam yağışın yükseltiyle 54 mm arttırıldığı oranın 12’ye bölünmesiyle bulunan, aylık toplam yağışların yükseltiyle 4.5 mm ile arttırılmasını öneren görüşün, her ay için geçerli olamayacağını belirtmektedir. Çoklu regresyona ait yükselti katsayıları, Biricik (2009, s. 155)’i doğrulamaktadır. Örneğin, Schreiber Formülünü açıklamak üzere yararlanılan klasik örnek olan Uludağ-Bursa istasyonları çevrelerinde yağışın 4.5 mm civarında artışı, ocakta ve kısmen şubatta görülebilmektedir. Burada martta yağışın yükseltiyle artışı 3 mm kadar olurken, diğer aylarda 1 ile 2 mm arasında değişmektedir. Biricik (2009, s. 155), 4.5 mm’lik artış miktarının, tüm aylarda kullanışlı olamayacağını bir yere her ay aynı miktarda yağış düşmeyeceği fikriyle gerekçelendirmektedir. Bu görüş doğru bir noktaya temas etmektedir. Çünkü, yağışı her ay yükseltiyle 4.5 mm artırmak, gerçekte alçak ve yüksek istasyonların her ikisinde de yağışın olmadığı aylar için, yüksek istasyonda yağışın var olduğu varsayımına dayanan bir sakıncayı içermektedir. Ayrıca, Biricik (2009, s. 155)’in yaklaşımını, yalnızca aylık yağış miktarları için değil, yıllık yağış miktarları için de genişletilebilmek mümkündür. Çünkü bir yere her yılda da aynı miktarda yağış düşmemektedir. Dolayısıyla yağışın yükseltiye göre değişimi yıldan yıla değişmektedir. Bunu, ilk ifade eden yazarlardan Clyde (1931), Kuraji vd. (2001) tarafından doğrulanmaktadır. Kuraji vd. (2001), 1999 yılının 1998 yılına göre daha fazla yağışlı geçtiğini ve 1999’da yağışın yükseltiyle artışının 1998’dekine göre 2.5 kat daha fazla olduğunu bulgulamaktadır.

2012-2021 dönemine ait yıllık ortalama toplam yağışın Türkiye’de yükseltiyle dağılışı belirgin mekânsal farklılıklar göstermektedir. Yağış gradyanı, yağışın azaldığı yerlerde en fazla 20 mm’ye, arttığı yerlerde en fazla 55 mm’ye çıkmaktadır. Yağışın

yükseltiyle artışının 55 mm'yi bulması, Schreiber Formülüne ait 54 mm'lik değişim sabitesinin geçerliliğini desteklese de formülün bu artışı önerdiği yöre, en başta Bursa ve çevresi olduğu halde, çoklu regresyon analizine ait sonuçlar burada yağışın her 100 m'de 15 mm kadar arttığını göstermektedir. 55 mm'ye varan artış miktarları Rize ve çevresinde, Ardahan ve Kars'ın doğu kesimlerinde ortaya çıkmaktadır. Bu iki ilin batı kesimlerinde ve Artvin'deki artış da 50 mm'ye yakındır. Nitekim Türkiye'de yağışın yükseltiyle artışının 35 mm'den daha yüksek olduğu yerler, sadece bu sayılan yerler ve çevrelerinde görülmektedir.

Gradyan analizi sonuçları sadece artış değil, azalışlar olduğunu da göstermektedir. Örneğin; yıllık toplam yağış Erciyes Dağı'nda, her 100 m'de 25 mm azalmaktadır. Alaçam Dağları batısında da gradyan 25 mm azalışı göstermekte, dağlık alanın orta kesimlerinde aynı miktarda artış ortaya çıkmakta doğusunda ise artış 50 mm'ye ulaşmaktadır. Regresyon analizinde de bu sahanın kuzeyinde 300, güneyinde 75, doğusunda ve batısında 50 mm'ye ulaşan artışlar belirlenmiştir. Konya Ovası'nda 25 mm'ye yaklaşan azalışlara, Ereğli Ovası'nda ise artışlara rastlanmaktadır. Taşeli Platosunun batısı ve Göksu Nehri ağzında 25 mm yağış azalışı, platonun doğusunda artışa dönmektedir. Küre Dağlarının kuzey yamaçlarında 25 mm kadar yağış azalışı, güney yamaçlarında ise 75 ile 100 mm artışlar ortaya çıkmaktadır. Batı Karadeniz'de Bartın civarında da yağışın yükseltiyle azalışı 50 mm civarındadır.

Çoruh Vadisinde Yağış Azalması

Artvin'de yıllık toplam yağışla çalışan Işık vd. (2019), Hopa'da 2100 mm olan yağışın iç kesimlerde Yusufeli ve Ardanuç çevrelerinde 350 mm kadar düştüğünü belirtmektedir. Bu bakımdan yağışın denizden uzaklaştıkça azalması, kıyıdaki yağışın iç kesimlerde neredeyse 7'de 1'e kadar inmesiyle sonuçlanmaktadır. Çoklu regresyon analizi ise Artvin ve çevresi için denizden her 1 km uzaklaşmanın yağışta 2 mm azalışla sonuçlandığını göstermektedir (Şekil 9). Bununla birlikte, Hopa-Yusufeli ve Hopa-

Ardanuç arasında kuş uçuşu 60-65 km mesafe olduğu göz önünde bulundurulduğunda, Hopa'dan Ardanuç ve Yusufeli'ne kadar yağışın 120-130 mm kadar azalması gerekmekte ancak iç kesimlerdeki bu yerler için gerçekte daha az yağış ölçülmektedir. Buradaki yağış azalmasının, denizden uzaklaşmak dışında başka etmenlerce kontrol edildiği anlaşılabilmektedir. Işık vd. (2019) bunu iç kesimlerdeki istasyonların yağış gölgesinde kalmalarıyla açıklamaktadır. Çoklu regresyon analizi sonuçlarının IDW ile interpolasyonu ise böyle yerel boyutlu yağış gölgelerini ortaya çıkaramamaktadır. Çünkü sayılan yerlerde yükseltinin yağışı 50-55 mm kadar artırdığı görülmektedir. Bununla birlikte buradaki sonuçlar, enlemin artışı yani aynı zamanda kıyıya yaklaşıyor olmanın, yağışın azalmasıyla sonuçlanacağına işaret etmektedir. Ancak gerçekte kıyıdan uzaklaştıkça yağış azalmaktadır. Çoklu regresyon analizinin denize uzaklık değişkenine ilişkin regresyon katsayısının interpolasyonuna göre azalış, her 1 km'de sadece 2 mm'dir. Analize girdi oluşturan değişkenlerin üçü birden ortak bir sonuç üretmekte, enlem ve yükselti değişkenlerinin interpolasyonu ise kıyıdan uzaklaştıkça yağışın artacağını işaret etmektedir. Denizden uzaklaşmayla tersine işleyen bu iki değişken, azalışın 2 mm olmasını sınırlandırıyor olabilmektedir. Gerçekte bu yörede Işık vd. (2019)'nin çalışmasında olduğu gibi denizden uzaklaşmak yağışta daha fazla azalmaya yol açabilmekte ancak bu hassasiyet, belirlenen grid bölgeleri içerisinde gerçekleştirilen regresyon analizi sonuçlarının interpolasyonu ile ortaya çıkarılamamaktadır. Bununla birlikte, takip edilen böylesi bir yöntemle, Orta Karadeniz'de bir geçiş ikliminin geçerli olduğunu belirten Gürsoy (1941)'un tespitleri gözlemlenebilmektedir.

Yöntem Karşılaştırmaları

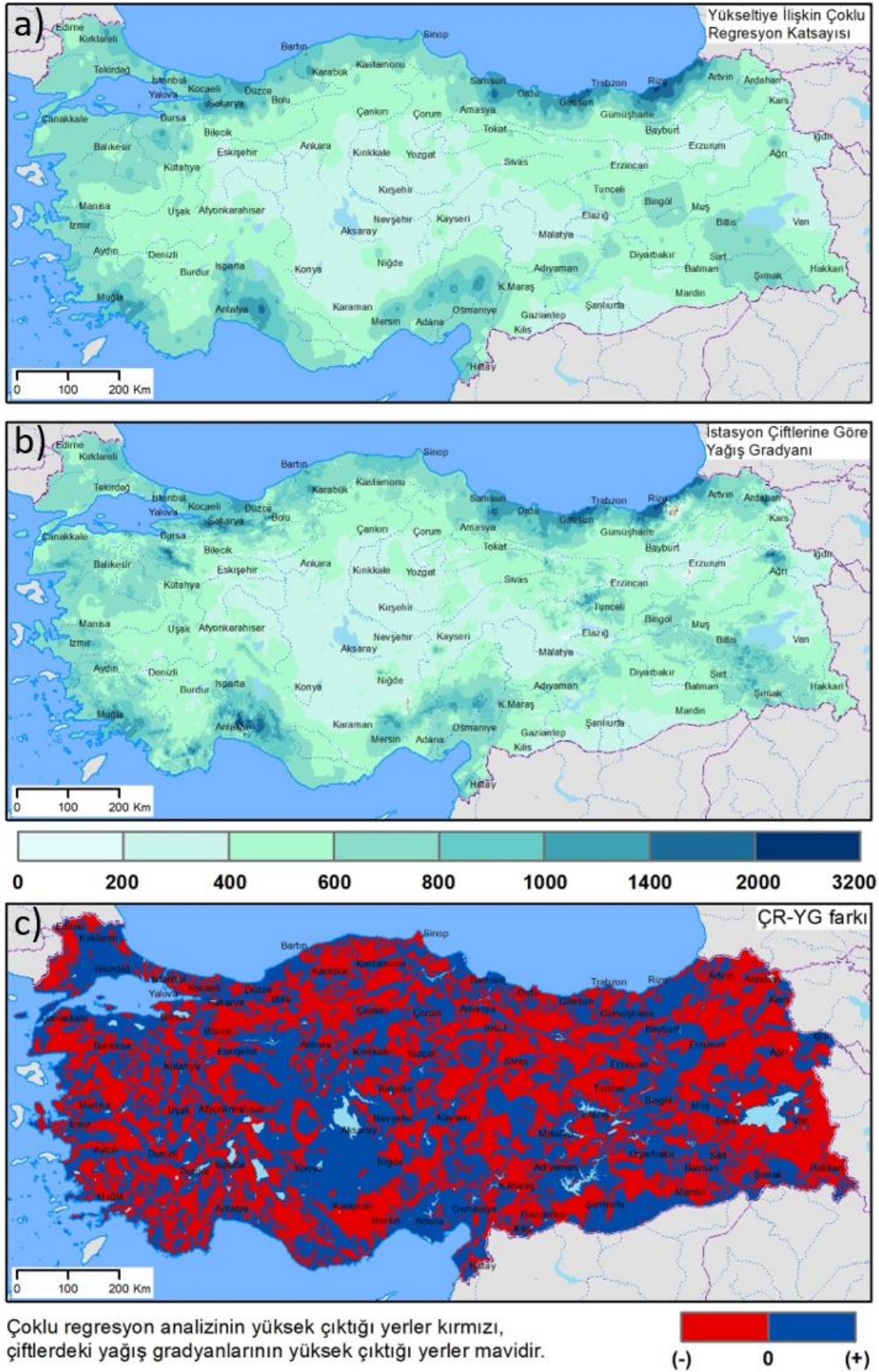
Hep pozitif bir gradyan öne süren formülün aksine, istasyon çiftlerinin belirlenmesi ve bunlarda yağış gradyanlarının hesaplanması yağış yükselti ilişkisinin ters orantılı işleyebileceğine imkân vermektedir. Bununla birlikte, yağış gradyanının hesaplanması, ölçümü yapılmış veride durum tespitine yönelik bir girişimdir ve sabit

değerler sunmaktadır. Ancak regresyon analiziyle farazi durumlara göre yağış gradyanının nasıl bir özellik kazanacağı ortaya çıkarılabilmektedir. Bu farazi durumlar bu çalışmanın kapsamında: birincisi, yüksek istasyonda yağışın 10 mm artmasına veya çiy noktası sıcaklığının 1°C yükselmesine bağlı; diğeri, bu değişimlerin alçak istasyonda gerçekleşmesine göre; ve üçüncüsü bu iki istasyonun ortalama yağışının 10 mm artmasıyla ya da ortalama çiy noktası sıcaklığının 1°C yükselmesiyle yeni yağış gradyan değerlerinin ne olacağı şeklinde sıralanabilmektedir. Belirtilen durumlara göre regresyon analizinin verdiği yanıtlar, başka bir zaman diliminde ve başka bir mekânsal ölçekte yağışın modellenmesini kolaylaştırmaktadır. Bu bakımdan yağış gradyanının bağımlı değişken olarak regresyon analizine tanımlanması, dinamik bir dağılış yapısı sağlamaktadır. Sık bir yağış gradyanı ağıyla regresyon analizinin birlikte kullanımının, yağışın mekânsal dağılışını ortaya çıkarmada geleneksel yaklaşımlara kıyasla güçlü bir alternatif olacağı anlaşılmaktadır.

Belirlenen grid bölgeleri içerisinde regresyon analizlerinin gerçekleştirilmesi ve bu analiz sonuçlarının interpolasyonu, genel durumu ortaya çıkarmada başarılı olsa da yerel farklılıkları ortaya çıkarmada yetersiz kalmaktadır. Enterpolasyon yöntemi bir noktada ölçülen yüksek bir değeri, diğer bir noktaya kadar çok geniş bir alanda yüksek değerlerle göstermektedir. Bu da gerçekte olandan uzaklaşılmasına neden olmaktadır. Örneğin enterpolasyon algoritması, Rize kıyılarında ölçülen çok yüksek bir yağış miktarını, yağışın yükseltiyle artış miktarı olarak Van Gölü güneyine kadar dereceli bir şekilde azaltmaktadır. Eğer Rize kıyılarında gerçekte olandan daha az bir miktarda ancak yine de çevresine göre yüksek bir yağış miktarı ölçülseydi, Rize kıyılarındaki istasyonun etki alanı Van Gölü güneyine kadar sarkmayacaktır. Tabi burada, ikinci noktada ölçülen değerlerin nicelikleri de önem kazanmaktadır. Bununla birlikte, enterpolasyon teknikleri yağışın mekânsal dağılışını ortaya çıkarabilmek açısından en işlevsel araçları oluşturmaktadır.

Yöntemlerin karşılaştırılması amacıyla 2 farklı yağış haritası oluşturulmuştur. Çoklu regresyon analizinin yükseltiye ilişkin katsayıları IDW tekniğiyle modellenmiştir (Şekil 40-a) İstasyon çiftlerinde hesaplanan yıllık ortalama yağış gradyanları da aynı teknikle enterpole edilmiştir (Şekil 40-b). Yağış gradyanlarından, çoklu regresyon analizine göre daha ayrıntılı bilgi edinilebilir. Ancak genel olarak her iki modellemeye de benzer sonuçlar okunabilmektedir. Türkiye'nin kıyı bölgeleri ile Doğu Anadolu Bölgesi'nde yıllık ortalama toplam yağış, İç Anadolu'dakinden çok daha fazladır. Buradan, denize uzaklığın ve yükseltinin yağışın dağılışını kontrol ettiği anlaşılabilmektedir.





Şekil 40: a) Yükseltiye ilişkin çoklu regresyon katsayısıyla yağış modellemesi, b) İstasyon çiftlerinde hesaplanan yağış gradyanlarıyla yağış modellemesi, c) Çoklu regresyon katsayısıyla gerçekleştirilen model sonuçlarından yağış gradyanlarıyla gerçekleştirilen model sonuçlarının çıkarılmasıyla elde edilen fark sonuçları

İç Anadolu Bölgesi'nin genelinde yağış 200 mm kadardır. Yer yer 200-400 mm arasında değişmekte ve yüksek kesimlerinde 600 mm'yi bulmaktadır. Karadeniz Bölgesi'nin Samsun'dan Artvin'e kadar olan kesiminde ise yağış en az 800-1000 mm'ler arasında değişmekte kıyılarda bu 1000 mm'den daha fazladır. Yağış sistemlerini doğrudan alan Antalya ve İskenderun Körfezlerinin kıyı kesimlerinde yağış 600-800 mm'ler arasında değişmekte, yükselti arttıkça yağış 1400 mm'ye kadar yükselmekte, Antalya körfezi kuzeyinde yağış 2000-3000 mm'ler arasında değişmektedir.

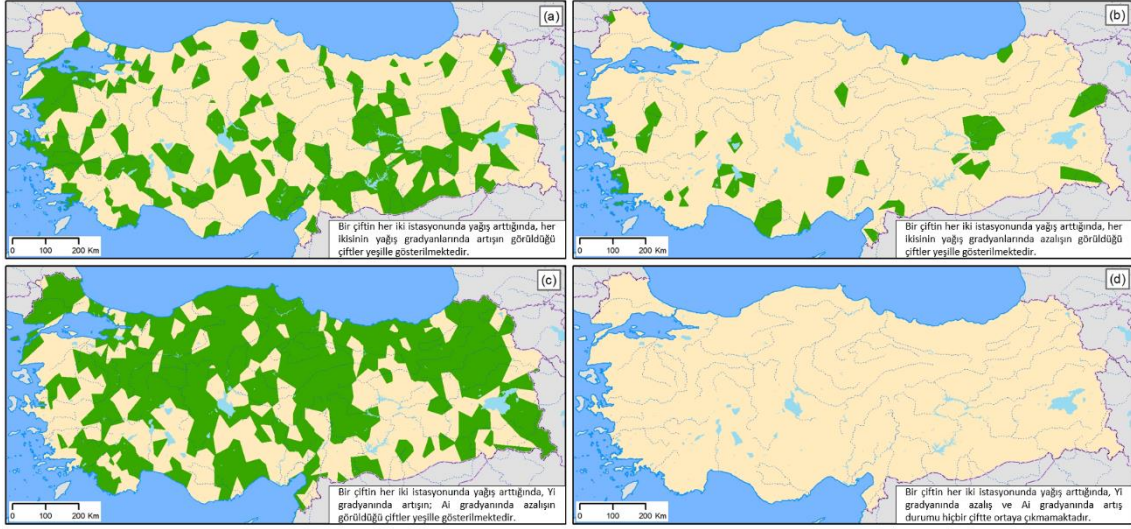
Yağış gradyanlarıyla yağışın IDW modellemesi, çok küçük sahalarda hatalı sonuçlar içermektedir. Rize ve Niğde'nin güneydoğusu, Yozgat'ın kuzeyi ve Erzurum'un güneybatısında tahminler 0'ın altındadır. Bu durum farklı sebeplerden kaynaklanıyor olabilir. Ancak olası iki sebepten biri, söz konusu bu yerlerde istasyon çifti belirlenmemiş olması; ya da diğeri çift belirlenmişse de çok düşük negatif gradyanın (yükseltiyle güçlü azalma) hesaplanmış olmasıdır.

Çoklu regresyon katsayısıyla elde edilen modelden, yağış gradyanlarıyla oluşturulan model çıkarılmıştır (Şekil 40-c). Buna göre farkın pozitif olduğu yerler Türkiye'nin yüksek kesimleriyle büyük ölçüde uyumludur. Tersine alçak kesimlerde fark negatiftir. Bununla birlikte istisnai yöreler de vardır, bunlara örnek olarak Rize-Gümüşhane Dağları gösterilebilir. Burada yağış gradyanı, çoklu regresyon analizinden daha fazla yağış vermektedir. Aynı şekilde Taşeli Platosu ile Amanoslar gibi yüksek sahalarda genel olarak yağış gradyanı daha fazla ise de, buralarda yer yer çoklu regresyon yağış gradyanından daha fazla yağış tahmin etmektedir.

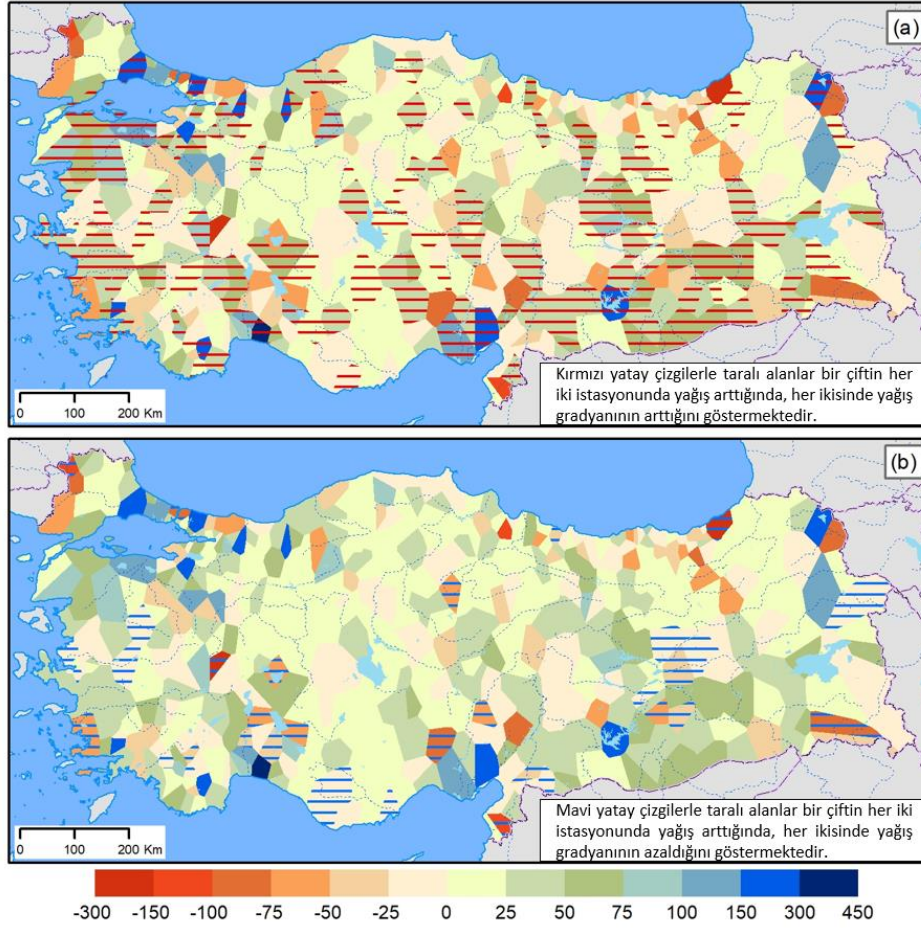
Yüksek ve Alçak İstasyon Verisi ile Gradyan Değerlendirmeleri

Bulgular bölümünde hem alçak hem de yüksek istasyonun tüm yağışları ile yağış gradyanları arasındaki ilişkiler belirlenmiştir. Bunlara göre, yüksek istasyonun yağışı arttığında gradyan artıyorsa ve bu durum alçak istasyon verisiyle de destekleniyorsa, bu sahada yağışın yükseltiyle pozitif, tersi durumda negatif bir ilişkisinin olduğu

anlaşılmaktadır. Nitekim her iki istasyonda yağış artışının, gradyan artışını sağladığı yerlerin (Şekil 41-a), yıllık yağış gradyanının pozitif olduğu yerlerle (Şekil 42-a), yine yağış her iki istasyonda arttığında yağış gradyanının azaldığı yerlerin (Şekil 41-b), yıllık yağış gradyanının negatif olduğu yerlerle uyumlu olması bunu desteklemektedir (Şekil 42-b). Birinci durum çiftlerin %30'unda, ikinci durum ise çiftlerin %7'sinde karşımıza çıkmaktadır.



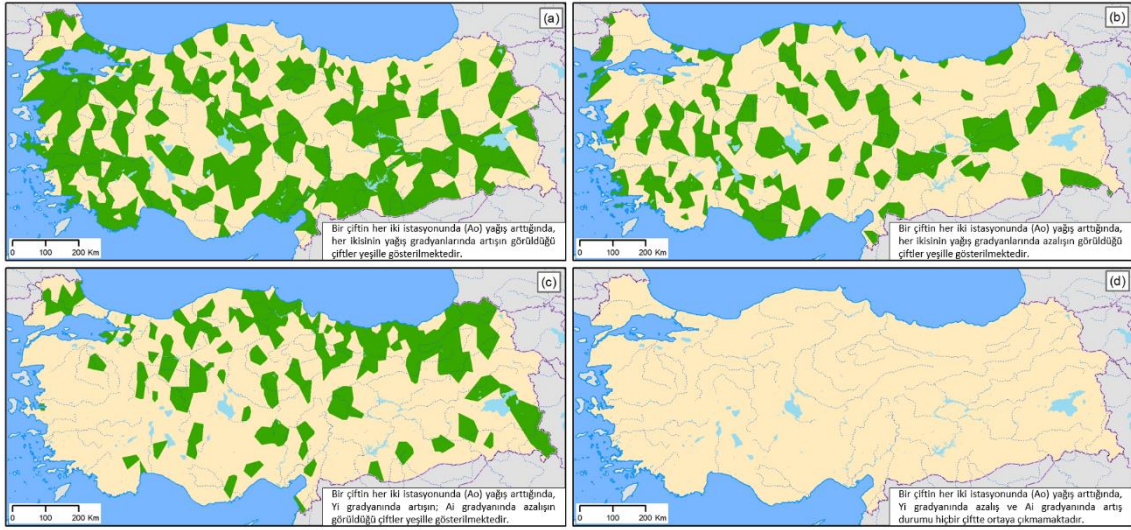
Şekil 41: Çiftlerin yüksek ve alçak istasyonlarında ölçülen yağış miktarlarının yağış gradyanını etkileme durumlarının birlikte değerlendirilmesine ait sonuçlar (Yi: Yüksek istasyon, Ai: Alçak istasyon)



Şekil 42: Yıllık ortalama yağış gradyanı ile yüksek ve alçak istasyonların yağışlarına bağlı her ikisinin birlikte pozitif (a) veya negatif (b) olma durumlarının karşılaştırılması

Her iki istasyonda yağış artışı, yüksek istasyon regresyon analizine göre gradyan artmasına, alçak istasyon regresyon analizine göre gradyan azalmasına neden oluyorsa da (Üçüncü durum), bu durum gradyanın çok düşük olduğu yerleri göstermektedir (Şekil 41-c). Düşük pozitif gradyan, çiftlerin %63'ünde ortaya çıkmaktadır. Her iki istasyonda yağış artışının, yüksek istasyon regresyon analizine göre gradyanın azalmasına (Dördüncü durum), alçak istasyon regresyon analizine göre ise gradyan artmasına neden olduğu durum hiçbir çift için geçerli değildir (Şekil 41-d).

Aylık ortalamalarla yapılan analizler neticesinde ise birinci durum çiftlerin %47'sinde (Şekil 43-a), ikinci durum çiftlerin %25'inde (Şekil 43-b) ortaya çıkmaktadır. Üçüncü durum çiftlerin %27'sinde belirlenmiş (Şekil 43-c), dördüncü duruma ise rastlanmamıştır (Şekil 43-d).



Şekil 43: Çiftlerin yüksek ve alçak istasyonlarında hesaplanan aylık ortalama yağış miktarlarının yağış gradyanını etkileme durumlarının birlikte değerlendirilmesine ait sonuçlar (Yi: Yüksek istasyon, Ai: Alçak istasyon, Ao: Aylık ortalama)

Su Yüzeyi Çevrelerinde ÇNS Farkları ile Gradyan Arasındaki İlişkiler

Yüksek istasyonun çiy noktası sıcaklığından, alçak istasyonun çiy noktası sıcaklığı çıkarılarak elde edilen ÇNS farkları arttıkça yağış gradyanının düştüğü yerlerin su kütlelerine yakın olması dikkat çekmektedir. Göller Yöresi, Güney Marmara'daki göller çevresi ile Van Gölü, Atatürk ve Keban Baraj Gölleri çevrelerinde, ÇNS farkının artmasıyla yağış gradyanları düşmektedir. Eğirdir ve Beyşehir göllerinin güneydoğu kesimleri ve Van Gölü'nün doğusu haricinde sayılan yerler çevresinde yapılan yağış yükselti analizleri, buralarda yağışın yükseltiyle arttığı göstermektedir. ÇNS farkı artışının, yağış gradyanlarını düşürmesi ve bunun yaz aylarında negatif gradyan olarak yansması, yaz aylarında su kütlelerinin yağışı artırdığını, bunun ise daha çok su kütlesi çevrelerine yansıdığını göstermektedir.

5. SONUÇ

Yağışın yükseltiyle arttığı şeklinde ifade edilen yaygın kanaat, bilimsel çalışmalarda yerini korumaktadır. Ancak, dünyada meteorolojik ölçümlerin sistemli bir şekilde gerçekleştirildiği ve kaydedildiği ilk zamanlardan bu yana yağışın yükseltiyle artışının her yerde ve her zaman geçerli olmadığını ortaya koyan çalışmalarla da karşılaşılmaktadır. Yağışın yükseltiyle nerelerde ve ne zaman arttığını ya da azaldığını tespit edebilmek, gerçeğe yakın bir alansal dağılış modelini ortaya çıkarabilmek açısından önemlidir. Alansal dağılışın doğru bir temsili ise, fiziki çevre temelli birçok sosyoekonomik çalışma ve projenin çıktılarına güvenilir bir altlık kazandırması açısından şarttır.

Türkiye’de yağışın yükseltiyle nasıl değiştiğinin incelemesi, uzun bir ölçüm periyoduna sahip meteoroloji istasyonlarından ziyade yüksek rakımlara yeni istasyonların kurulmasıyla mümkün olmuştur. Ancak kurulan bu istasyonların henüz çok azında ölçüm periyotları 10 yılı aşmaktadır. Veri setinin zamansal kısıtlılığının, bu çalışmanın kısıtlılığını oluşturduğu düşünülebilir, ancak daha uzun bir periyodla çalışılmasının da daha iyi sonuçlar sağlayacağını düşünmek güçtür. Dahası, 2005-2021 değil de farklı bir periyodu kapsayan bir veri setinin değerlendirilmesiyle ortaya çıkacak sonuçlar, bu çalışmayla elde edilen sonuçlardan farklı olacaktır. Bu da yağışı etkileyen çok fazla etmen olmasından kaynaklanmaktadır.

Yağış üzerindeki yükselti etkisini tek başına ele almak mümkün değildir. Bu sebeple ilk olarak yağışın dağılışında yükseltiyle birlikte enlem ve denize uzaklık parametreleri üçü birden değerlendirilmiştir. Çoklu regresyonla elde edilen sonuçlarla, bu üç değişken arasından yükseltinin, yağışı daha fazla kontrol ettiği anlaşılmıştır. Çünkü 1 km enlem ve denize uzaklık değişimi, yıllık toplam yağışta sırasıyla 0.2 ve 1.2 mm; yükseltinin her 100 m değişimi ise, 5 mm değişime neden olmaktadır. Yıllık ortalama toplam yağışlarda enlemin pozitif, denize uzaklık ve yükseltinin negatif bir etkisi olduğu

belirlenmiştir. Bununla birlikte bu sonuçların tüm bir yılı temsil edemeyeceği aylık toplam yağışlarla çalışıldığında ortaya çıkmıştır. Denize uzaklık yıl boyunca yağışta negatif bir etkiye sahipken, enlem ve yükselti soğuk dönemde negatif, buna karşın sıcak dönemde pozitif bir etkiye sahiptir. Zamansal çözünürlüğün artırılmasıyla elde edilen bu sonuçların ise Türkiye'nin tamamında geçerli olmadığı, mekânsal çözünürlüğün artırılmasıyla belirlenmiştir. Çoklu regresyon ve belirleme katsayıları gridler bazında aydan aya güçlü bir farklılaşmayı içermektedir.

Yükseltiye ilişkin çoklu regresyon katsayılarının ve istasyon çiftlerinde hesaplanan yağış gradyanlarının yıl içerisine dağılımları, belirgin bir dönemselliği göstermektedir. Türkiye genelinde, negatif gradyanlar soğuk, pozitif gradyanlar ise sıcak dönemde yoğunlaşmaktadır. Bu belirgin dönemsellik, değişen yoğunlaşma seviyeleriyle ilişkilidir. Yoğunlaşma seviyesinin kışın yaza göre daha alçakta olması, alçak istasyonların daha fazla yağış almasını sağlamaktadır.

Yoğunlaşma seviyesinin konumu, sıcaklık ve nemlilik şartları tarafından belirlenmektedir. Bu bakımdan kıyıdan uzak kara içlerinde yoğunlaşma seviyesinin konumunu termik koşullarla uyumlu bir şekilde öngörebilmek mümkündür. Ancak su yüzeylerine yakınlık, yoğunlaşma seviyesini değiştirmekte, bu değişim daha çok sıcak dönemde ortaya çıkmaktadır. Bu durumun da alçak, su yüzeyine yakın sahalardaki yağışları artıracağı anlaşılmaktadır.

Yağış gölgesi ve fön etkisi birlikte etki etmekte, gölge alanlarında nemlilik düşmekte, yoğunlaşma seviyesi yükselmektedir. Fönler ise yoğunlaşma seviyesinin yukarı çekilmesini sağlamakta ve böylece alçak istasyonun yağış alma ihtimali azalmaktadır. Bu nedenlerle rüzgâr ardı yamaçta yağışın yükseltiyle artma durumu daha sık gerçekleşmektedir. Başka bir ifadeyle yağış, gölge ve fön etkisinin söz konusu olduğu yerlerde yükseltiyle artmaktadır.

Hâkim rüzgarlara (yağış getiren hava kütlelerine) dönük yamaçlarda pozitif-negatif yağış gradyanlarının görülme sıklıkları, Türkiye geneli için elde edilen sonuçlarla uyumlu gerçekleşmekte, yağış yükseltiyle yazın artmakta kışın azalmaktadır.

Bir Akdeniz ülkesi olan Türkiye’de yağış miktarı, yazla kıyaslandığında kış döneminde fazladır. Yağış miktarlarının arttığı kış dönemine ait yağış gradyanları daha fazla değişmekte (yüksek değişkenlik), bu dönemde gradyan güçlenmekte, buna karşın yaz döneminde düşük gradyan genlikleri ile karşılaşmaktadır.

Yukarıda değinilen sonuçların işaret ettiği gibi, Türkiye’de yağış zamansal ve mekânsal ölçekte güçlü bir değişkenlik sergilemektedir. Bununla beraber, önceki çalışmalarda sıklıkla Schreiber Formülü kullanılmıştır. Ancak formülün yağış dağılışına uygulanışı, hatalı sonuçları beraberinde getirmektedir. Formül, çoğunlukla gerçekte olandan daha yüksek yağış miktarları tahmin etmektedir. Formülün temel olarak 2 varsayımı vardır. Bunlardan birincisi, yağışın yükseltiyle hep artacağı ve diğeri bu artışın, sabit bir değerde gerçekleşeceği şeklindedir. Bu varsayımlar ise formülle elde edilen hatalı sonuçların esas nedeni olarak gösterilebilir. Çünkü formül, temellendirildiği bu varsayımlarla yağışın zamansal-mekânsal değişkenliğini ihmal etmektedir.

Özellikle orografik etkinin görüldüğü sahalarda gözlemlenen ekme-besleme mekanizmasına göre, iki farklı yoğunlaşma seviyesi bulunmaktadır. Bu seviyeler yağış değişiminin yerel olarak güçlenmesini sağlasa da hem ekme hem besleme bulutlarının tabanları kışın daha alçakta oluşmakta, yazın değişkenlik göstermektedir. Bu bakımdan ekme-besleme mekanizması farklı sahalarda farklı dönemlerde etkili olmaktadır.

Gradyan değişkenliği, yoğunlaşma seviyesi tarafından kontrol edilmektedir. Ayrıca bu değişkenlik, yağışın konvektif yağış hücreleri boyutlarına bağlı dağılışı gösterdiği sahalarda ve zaman dilimlerinde gittikçe güçlenmektedir.

Elde edilen bu çıkarımlar, yağışın zamansal-mekânsal değişkenliğini ihmal etmeyen bir yağış modellemesinin gerekliliğini ortaya koymaktadır. Bu ihtiyaca istinaden, şimdilik mevcut istasyon çiftleriyle, gelecekte yeni kurulan istasyonlarla birlikte oluşturulacak yeni istasyon çiftleriyle yağışın modellenmesi, bu değişkenliği en iyi ortaya çıkaracak tekniklerden biri olarak önerilmektedir. Bu bakımdan meteoroloji istasyonlarında aylık ya da günlük sağlanan yağış verisinden, belirlenen çiftlerde yağış gradyanları hesaplanmalı ve ilgili ölçüm döneminin sonunda yağış gradyanları alansal dağılışı veri seti olarak MGM'den temin edilebilir hale getirilmelidir. Bu veri setinin, bilimsel çalışmalara nitelikli bir altlık sağlayacağı düşünülmektedir.



KAYNAKÇA

- Ackerman, S. A., & Knox, J. A. (2012). *Meteorology: Understanding the atmosphere* (3. baskı). Jones&Bartlett Learning.
- Ahrens, C. D. (2009). *Meteorology Today: An introduction to weather, climate and the environment* (9. baskı). Brooks/Cole, Cengage Learning.
- Aizen, E. M., Aizen, V. B., Melack, J. M., Nakamura, T., & Ohta, T. (2001). Precipitation and atmospheric circulation patterns at mid-latitudes of Asia. *International Journal of Climatology*, 21, 535–556.
- Akyol, İ. H. (1944). Türkiye’de basınç, rüzgarlar ve yağış rejimi. *Türk Coğrafya Dergisi*, 2(5–6), 1–31.
- Alday, J. G., Bonet, J. A., Oria-de-Rueda, J. A., Martínez-de-Aragón, J., Aldea, J., Martín-Pinto, P., de-Miguel, S., Hernández-Rodríguez, M., & Martínez-Peña, F. (2017). Record breaking mushroom yields in Spain. *Fungal Ecology*, 26, 144–146. <https://doi.org/10.1016/j.funeco.2017.01.004>
- Alfieri, L., Claps, P., D’Odorico, P., Laio, F., & Over, T. M. (2008). An analysis of the soil moisture feedback on convective and stratiform precipitation. *Journal of Hydrometeorology*, 9(2), 280–291. <https://doi.org/10.1175/2007JHM863.1>
- Allison, P. D. (1999). *Multiple Regression: A Primer*. Pine Forge Press.
- Alter, C. J. (1919). Normal precipitation in Utah. *Monthly Weather Review*, 47(9), 633–636.
- AMS. (2012). *Seeder-Feeder*. American Meteorological Society. <https://glossary.ametsoc.org/wiki/Seeder-feeder>
- Andrey, J., Mills, B., Leahy, M., & Suggett, J. (2003). Weather as a chronic hazard for

- road transportation in Canadian Cities. *Natural Hazards*, 28, 319–343.
- Angassa, A., & Oba, G. (2013). Cattle herd vulnerability to rainfall variability: Responses to two management scenarios in southern Ethiopia. *Tropical Animal Health and Production*, 45(3), 715–721. <https://doi.org/10.1007/s11250-012-0279-x>
- Ansmann, A., Tesche, M., Althausen, D., Müller, D., Seifert, P., Freudenthaler, V., Heese, B., Wiegner, M., Pisani, G., Knippertz, P., & Dubovik, O. (2008). Influence of Saharan dust on cloud glaciation in southern Morocco during the Saharan Mineral Dust Experiment. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 113(4), 1–16. <https://doi.org/10.1029/2007JD008785>
- Ansmann, A., Tesche, M., Seifert, P., Althausen, D., Engelmann, R., Fruntke, J., Wandinger, U., Mattis, I., & Müller, D. (2009). Evolution of the ice phase in tropical altocumulus: SAMUM lidar observations over Cape Verde. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 114(17), 1–20. <https://doi.org/10.1029/2008JD011659>
- Apaydın, H., Anlı, A. S., & Öztürk, F. (2011). Evaluation of topographical and geographical effects on some climatic parameters in the Central Anatolia Region of Turkey. *International Journal of Climatology*, 31(9), 1264–1279. <https://doi.org/10.1002/joc.2154>
- Ardel, A. (1960). *Umumi Coğrafya Dersleri* (2. baskı). İstanbul Üniversitesi Yayınları.
- Ardel, A., Kurter, A., & Dönmez, Y. (1965). *Klimatoloji Tatbikatı* (1. baskı). Baha Matbaası.
- Astling, E. G. (1984). On the relationship between diurnal mesoscale circulations and precipitation in a mountain valley. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 23, 1635–1644.
- Atalay, İ. (2010). *Uygulamalı Klimatoloji* (1. baskı). META Basım Matbaacılık

Hizmetleri.

Atalay, İ. (2011). *Türkiye İklim Atlası*. İnkılap.

Ataol, M. (2010). *Burdur gölü havzası için yeni bir su yönetim modeli önerisi*. Ankara Üniversitesi Sosyal Bilimler Enstitüsü.

Atkinson, B. W. (1983). Rainshadow - the dynamical factor. *Weather*, 38, 264–269.
<https://doi.org/10.1002/j.1477-8696.1983.tb04837.x>

Avcı, V. (2016). Rusle yöntemine göre Bingöl Çayı Havzası'nın (Bingöl) erozyon duyarlılığı ve toprak kayıpları. IV. *Ulusal Jeomorfoloji Sempozyumu, Samsun, Aralık 2015*, 320–331.

Aydın, O. (2014). *Türkiye’de Yıllık Ortalama Toplam Yağışın Kriging Yöntemiyle Belirlenmesi* [Ankara Üniversitesi Sosyal Bilimler Enstitüsü].
<https://doi.org/10.1016/j.drugpo.2018.05.002%0Ahttp://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/msc.129/abstract%0Ahttp://www.hope.ac.uk/media/liverpoolhope/contentassets/documents/learningandteachingresources/media,12787,en.pdf#page=115%0Ahttp://pxjournal.org/>

Aydın, O., & Çiçek, İ. (2013). Ege Bölgesi’nde yağışın mekânsal dağılımı. *Coğrafi Bilimler Dergisi*, 11(2), 101–120.

Aydın, O., Ünalı, Ü. E., Duman, N., Çiçek, İ., & Türkoğlu, N. (2017). Türkiye’de su kıtlığının mekânsal ölçekte değerlendirilmesi. *Türk Coğrafya Dergisi, Aralık*, 11–18. <https://doi.org/10.17211/tcd.314754>

Aydınözü, D. (2008). Yükseldikçe bölgelerimize göre her 100 m.deki yağış artışı üzerine bir deneme. *Marmara Coğrafya Dergisi*, 17, 172–184.

Aykır, D. (2017). Türkiye’de ekstrem sıcaklık indislerinin eğilimlerinde şehirleşmenin etkisi. *Türk Coğrafya Dergisi*, 69, 47–57.

- Baker, F. S. (1944). Mountain climates of the Western United States. *Ecological Monographs*, 14(2), 223–254.
- Balchin, W. G. V., & Norman Pye, B. A. (1947). Local rainfall variations in Bath and the surrounding district. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 74, 361–378.
- Ballantyne, C. K. (1983). Precipitation gradients in Wester Ross, North-West Scotland. *Weather*, 38(12), 379–387. <https://doi.org/10.1002/j.1477-8696.1983.tb04832.x>
- Ballesteros-Pérez, P., Luisa Del Campo-Hitschfeld, M., Alejandro González-Naranjo, M., & Carmen González-Cruz, M. (2015). Climate and construction delays: case study in Chile. *Engineering, Construction and Architectural Management*, 22(6), 596–621. <https://doi.org/10.1108/ECAM-02-2015-0024>
- Bardal, K. G. (2017). Impacts of adverse weather on Arctic road transport. *Journal of Transport Geography*, 59, 49–58. <https://doi.org/10.1016/j.jtrangeo.2017.01.007>
- Barrows, H. K. (1933). Precipitation and runoff and altitude relations for Connecticut River. *Transactions, American Geophysical Union*, 14, 396–406.
- Barry, R. G. (2008). *Mountain Weather and Climate* (3. baskı). Cambridge University Press.
- Barry, R. G., & Chorley, R. J. (2004). *Atmosphere, Weather and Climate* (8. baskı). Routledge. <https://doi.org/10.4324/9780203428238>
- Basist, A., Bell, G. D., & Meentemeyer, V. (1994). Statistical relationships between topography and precipitation patterns. *Journal of Climate*, 7, 1305–1315.
- Bayraktar, H., Turalioğlu, F. S., & Şen, Z. (2005). The estimation of average areal rainfall by percentage weighting polygon method in Southeastern Anatolia Region, Turkey. *Atmospheric Research*, 73(1–2), 149–160.

<https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2004.08.003>

Becker, G. F. (1883). On the relations of temperature and glaciation. *American Journal of Science*, 26(153), 167–175.

Bergeron, T. (1949). The problem of artificial control of rainfall on the globe: General effects of ice-nuclei in clouds. *Tellus*, 1(1), 32–43.
<https://doi.org/10.3402/tellusa.v1i1.8493>

Berndtsson, R., & Niemczynowicz, J. (1988). Spatial and temporal scales in rainfall analysis: some aspects and future perspectives. *Journal of Hydrology*, 100, 293–313.

Bíl, M., Vodák, R., Kubeček, J., Bílová, M., & Sedoník, J. (2015). Evaluating road network damage caused by natural disasters in the Czech Republic between 1997 and 2010. *Transportation Research Part A: Policy and Practice*, 80, 90–103.
<https://doi.org/10.1016/j.tra.2015.07.006>

Biricik, A. S. (2009). *Fiziki Coğrafya-Jeomorfoloji ile Hidroloji'nin Temel Prensipleri ve Araştırma Yöntemleri*. Gonca Yayınevi.

Blanford, H. F. (1874). The winds of Northern India, in relation to the temperature and vapour-constituent of the atmosphere. *Royal Society Publishing*, 210–219.

Boadi, S. A., & Owusu, K. (2019). Impact of climate change and variability on hydropower in Ghana. *African Geographical Review*, 38(1), 19–31.
<https://doi.org/10.1080/19376812.2017.1284598>

Bostan, P. A., & Akyürek, Z. (2007). İkincil veriler kullanılarak Türkiye ortalama yıllık yağış değerlerinin mekansal dağılımının modellenmesi. *TMMOB Harita ve Kadastro Mühendisleri Odası Ulusal Coğrafi Bilgi Sistemleri Kongresi*.

Bostan, P. A., Heuvelink, G. B. M., & Akyurek, S. Z. (2012). Comparison of regression and kriging techniques for mapping the average annual precipitation of Turkey.

- International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 19(1), 115–126. <https://doi.org/10.1016/j.jag.2012.04.010>
- Brainwood, M. A., Burgin, S., & Maheshwari, B. (2004). Temporal variations in water quality of farm dams: Impacts of land use and water sources. *Agricultural Water Management*, 70(2), 151–175. <https://doi.org/10.1016/j.agwat.2004.03.006>
- Brassel, K. E., & Reif, D. (1979). A procedure to generate Thiessen Polygons. *Geographical Analysis*, 11(3), 289–303.
- Burns, J. I. (1953). Small-scale topographic effects on precipitation distribution in San Dimas Experimental Forest. *Transactions, American Geophysical Union*, 34(5), 761–767.
- Camberlin, P., Boyard-Micheau, J., Philippon, N., Baron, C., Leclerc, C., & Mwongera, C. (2014). Climatic gradients along the windward slopes of Mount Kenya and their implication for crop risks. Part 1: Climate variability. *International Journal of Climatology*, 34(7), 2136–2152. <https://doi.org/10.1002/joc.3427>
- Canpolat, E., Dinç, Y., Usun, Ç. F., & Geçen, R. (2020). 25.09.2014 Tarihinde Erzin İlçalarında (Hatay) meydana gelen sel ve taşkınının oluşumunda coğrafi faktörlerin değerlendirilmesi. *Journal of Geography*, 41, 129–146. <https://doi.org/10.26650/jgeog2020-0048>
- Carroll, S. (1998). Temporary protection of a tel site excavation in central Turkey. *Conservation and Management of Archaeological Sites*, 2(3), 155–162. <https://doi.org/10.1179/cma.1998.2.3.155>
- Çetin, M., & Tülücü, K. (1998). Doğu Akdeniz bölgesinde aylık yağışların yersel değişimlerinin jeostatistik yöntemle incelenmesi. *Turkish Journal of Engineering and Environmental Science*, 22, 279–288.

- Chakravarty, K., Arun, N., Yadav, P., Bhangale, R., Murugavel, P., Kanawade, V. P., Mohmmad, J., Hosalikar, K. S., & Pandithurai, G. (2021). Characteristics of precipitation microphysics during Tropical Cyclone Nisarga (2020) as observed over the orographic region of Western Ghats in the Indian sub-continent. *Atmospheric Research*, 264(December 2020), 105861. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2021.105861>
- Chatterjee, S., & Hadi, A. S. (2006). *Regression Analysis by Example* (4. baskı). Wiley.
- Chen, F.-W., & Liu, C.-W. (2012). Estimation of the spatial rainfall distribution using inverse distance weighting (IDW) in the middle of Taiwan. *Paddy and Water Environment*, 10(3), 209–222. <https://doi.org/10.1007/s10333-012-0319-1>
- Chiu, Y. C., & Chia, Y. (2012). The impact of groundwater discharge to the Hsueh-Shan tunnel on the water resources in northern Taiwan. *Hydrogeology Journal*, 20(8), 1599–1611. <https://doi.org/10.1007/s10040-012-0895-6>
- Çiçek, İ. (1995). Türkiye’de kurak dönemin yayılışı ve süresi (Thornthwaite metoduna göre). *Türkiye Coğrafyası Araştırma ve Uygulama Merkezi Dergisi*, 4, 77–101.
- Çiçek, İ., & Ataol, M. (2009). Türkiye’nin su potansiyelinin belirlenmesinde yeni bir yaklaşım. *Coğrafi Bilimler Dergisi*, 7(1), 51–64. <https://doi.org/10.2139/ssrn.3417839>
- Clyde, G. D. (1931). Relationship between precipitation in valleys and on adjoining mountains in northern Utah. *Monthly Weather Review*, 59(3), 113–117.
- Curriero, F. C., Patz, J. A., Rose, J. B., & Lele, S. (2001). The association between extreme precipitation and waterborne disease outbreaks in the United States, 1948–1994. *American Journal of Public Health*, 91(8), 1194–1199. <https://doi.org/10.2105/AJPH.91.8.1194>

- Darkot, B. (1943). Türkiye’de yağışların dağılışı. *Türk Coğrafya Dergisi*, 1(2), 137–157.
- Davis, W. M. (1894). Physical geography in the university. *The University of Chicago Press Journal*, 66–100.
- Davis, W. M. (1899). The geographical cycle. *The Geographical Journal*, 14(5), 481–504.
- De Koning, K., & Filatova, T. (2020). Repetitive floods intensify outmigration and climate gentrification in coastal cities. *Environmental Research Letters*, 15(3), 34008. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/ab6668>
- Değerliyurt, M. (2013). Antakya şehri ve yakın çevresinde meydana gelen erozyonun coğrafi dağılışı ve analizi. *Turkish Studies - International Periodical For The Languages, Literature and History of Turkish or Turkic*, 8(8), 1745–1764.
- Degu, T. K. (2021). Beekeeping in the face of climate change in Ada Berga District, Oromia, Ethiopia. *International Journal of Environmental Studies*, 00(00), 1–12. <https://doi.org/10.1080/00207233.2021.1920320>
- Diodato, N. (2005). The influence of topographic co-variables on the spatial variability of precipitation over small regions of complex terrain. *International Journal of Climatology*, 25(3), 351–363. <https://doi.org/10.1002/joc.1131>
- Doan, V. Q., & Kusaka, H. (2018). Projections of urban climate in the 2050s in a fast-growing city in Southeast Asia: The greater Ho Chi Minh City metropolitan area, Vietnam. *International Journal of Climatology*, 38(11), 4155–4171. <https://doi.org/10.1002/joc.5559>
- Donley, D. E., & Mitchell, R. L. (1939). The relation of rainfall to elevation in the southern Appalachian Region. *Transactions, American Geophysical Union*, 20(4), 711–721.

- Dönmez, Y. (1979). *Umumi Klimatoloji ve İklim Çalışmaları*. İstanbul Üniversitesi Coğrafya Enstitüsü.
- Dube, K., & Nhamo, G. (2020). Vulnerability of nature-based tourism to climate variability and change: Case of Kariba resort town, Zimbabwe. *Journal of Outdoor Recreation and Tourism*, 29. <https://doi.org/10.1016/j.jort.2020.100281>
- Duncker, J. J., & Johnson, K. K. (2015). Hydrology of and current monitoring issues for the Chicago Area Waterway System, Northeastern Illinois. İçinde *U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report* 2015-5115. <https://doi.org/10.3133/sir20155115>
- Dunham, A. E., Razafindratsima, O. H., Rakotonirina, P., & Wright, P. C. (2018). Fruiting phenology is linked to rainfall variability in a tropical rain forest. *Biotropica*, 50(3), 396–404. <https://doi.org/10.1111/btp.12564>
- Eken, M., Ulupinar, Y., Demircan, M., Nadaroğlu, Y., Aydın, B., & Özhan, Ü. (2008). *Klimatolojik Rasat El Kitabı*.
- El-Rayes, K., & Moselhi, O. (2001). Impact of rainfall on the productivity of highway construction. *Journal of Construction Engineering and Management*, 127(2), 125–131.
- Elibüyük, M., & Yılmaz, E. (2010). Türkiye'nin coğrafi bölge ve bölümlerine göre yükselti basamakları ve eğim grupları. *Coğrafi Bilimler Dergisi*, 8(1), 27–55.
- Emck, P. (2007). *A Climatology of South Ecuador: With special focus on the Major Andean Ridge as Atlantic-Pacific climate divide*. Erlangen- Nürnberg Friedrich-Alexander University.
- Eminoğlu, S., Beştepe, F., Geçer, C., & Öztürk, K. (2007). Meteorolojik karakterli doğal afetlerin tahmininde meteoroloji radarlarının kullanılması. *TMMOB Afet*

Sempozyumu Bildiriler Kitabı, 143–154.

Emmanuel, R., & Krüger, E. (2012). Urban heat island and its impact on climate change resilience in a shrinking city: The case of Glasgow, UK. *Building and Environment*, 53, 137–149. <https://doi.org/10.1016/j.buildenv.2012.01.020>

Erdoğan, Ö., Çabuk, A., Memlük, Y., & Perçin, H. (2015). Ekolojik alan kullanım kararlarına uygun tarım alanlarının AHP yöntemi kullanılarak Kütahya kenti örneğinde irdelenmesi. *Harita Teknolojileri Elektronik Dergisi*, 2015(2), 1–16. <https://doi.org/10.15659/hartek.15.06.63>

Erinç, S. (1945). Kuzey Anadolu kenar dağlarının Ordu-Giresun kesiminde landşaft şeritleri. *Türk Coğrafya Dergisi*, 7(8), 119–137.

Erinç, S. (1961). Doğu Karadeniz kıyılarında fön ve termik tesirleri hakkında. *Türk Coğrafya Dergisi*, 21, 15–30.

Eriş, E., & Ağırlioğlu, N. (2017). Ölçümleri az olan kıyı bölgelerinde yağışın yerel dağılımının belirlenmesi:Doğu Karadeniz Bölgesi. *İMO Teknik Dergisi*, 7685–7702.

Erkal, A., D'Ayala, D., & Sequeira, L. (2012). Assessment of wind-driven rain impact, related surface erosion and surface strength reduction of historic building materials. *Building and Environment*, 57, 336–348. <https://doi.org/10.1016/j.buildenv.2012.05.004>

Erol, O. (2011). *Genel Klimatoloji* (9. baskı). Çantay.

Fernandez-Gonzalez, S., Valero, F., Sanchez, J. L., Gascon, E., Lopez, L., Garcia-Ortega, E., & Merino, A. (2015). Analysis of a seeder-feeder and freezing drizzle event. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 120(9), 3984–3999. <https://doi.org/10.1002/2014JD022916>

Fernow, B. E., & Gannett, H. (1888). The influence of forests on the quantity and

- frequency of rainfall. *Science*, 12(303), 242–244.
- Finch, V. C., Trewartha, G. T., & Shearer, M. H. (1959). *The Earth and Its Resources: A textbook for courses in physical geography and earth science* (3. baskı). McGraw-Hill.
- Franzoni, S., & Pelizzari, C. (2019). Rainfall financial risk assessment in the hospitality industry. *International Journal of Contemporary Hospitality Management*, 31(3), 1104–1121. <https://doi.org/10.1108/IJCHM-10-2017-0632>
- Fu, G., Crosbie, R. S., Barron, O., Charles, S. P., Dawes, W., Shi, X., Van Niel, T., & Li, C. (2019). Attributing variations of temporal and spatial groundwater recharge: A statistical analysis of climatic and non-climatic factors. *Journal of Hydrology*, 568, 816–834. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2018.11.022>
- Gemici, Y., Seçmen, Ö., Ekim, T., & Leblebici, E. (1992). Türkiye’de endemizm ve İzmir yöresinin bazı endemikleri. *Ege Coğrafya Dergisi*, 6(1), 61–83.
- Gibson, J. J., Prowse, T. D., & Peters, D. L. (2006). Hydroclimatic controls on water balance and water level variability in Great Slave Lake. *Hydrological Processes*, 20, 4155–4172. <https://doi.org/10.1002/hyp>
- Glasspoole, J. (1933). The rainfall over the British Isles of each of the eleven decades during the period 1820 to 1929. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 59, 263–260. <https://doi.org/10.1002/qj.49705925006>
- Glazirin, G. E. (1997). Precipitation distribution with altitude. *Theoretical and Applied Climatology*, 58, 141–145.
- Gönençgil, B. (1993). Antalya’da fön rüzgarları ve gelişim koşulları. *Türk Coğrafya Dergisi*, 28, 337–343.
- Görcelioğlu, E. (1983). Havza ortalama yağışının bulunmasında yeni bir yöntem. *Orman*

Fakültesi Dergisi, 33(1), 222–237.

Gordon, A., Warmick, G., Schwerdtfeger, P., & Byron-Scott, R. (2016). *Dynamic Meteorology: A basic course* (2. baskı). Routledge.

Gürsoy, C. R. (1941). Samsun gerisinde Karadeniz intikal iklimi. *Ankara Üniversitesi DTCTF Dergisi*, 8(1–2), 113–129.

Hancock, G. R., & Coulthard, T. J. (2012). Channel movement and erosion response to rainfall variability in southeast Australia. *Hydrological Processes*, 26(5), 663–673. <https://doi.org/10.1002/hyp.8166>

Harrison, J., & Clark, G. (1998). The Lochaber raingauge network. *Weather*, 53(10), 352–357. <https://doi.org/10.1002/j.1477-8696.1998.tb06342.x>

Hartmann, D. L. (1994). *Global Physical Climatology*. Academic Press.

Hatipoğlu, İ. K., & Uzun, A. (2020). Melet Irmağı havzasında erozyon riskinin Micon modeli ile değerlendirilmesi. *Türk Coğrafya Dergisi*, 74, 17–31. <https://doi.org/10.17211/tcd.644135>

Hayward, D., & Clarke, R. T. (1996). Relationship between rainfall, altitude and distance from the sea in the Freetown Peninsula, Sierra Leone. *Hydrological Sciences Journal*, 41(3), 377–384. <https://doi.org/10.1080/02626669609491509>

He, Y., Yi, F., Liu, F., Yin, Z., Yi, Y., Zhou, J., Yu, C., & Zhang, Y. (2022). Natural seeder-feeder process originating from mixed-phase clouds observed with polarization lidar and radiosonde at a mid-Latitude plain site. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 127(5). <https://doi.org/10.1029/2021JD036094>

Heberden, W. (1769). Of the different quantities of rain, which appear to fall, at different heights, over the same spot of ground. *Philosophical Transactions (1683-1775)*, 59, 359–361. <http://dx.doi.org/10.1098/rstl.1769.0047>

- Heistermann, M., Jacobi, S., & Pfaff, T. (2013). Technical note: An open source library for processing weather radar data (wradlib). *Hydrology and Earth System Sciences*, 17(2), 863–871. <https://doi.org/10.5194/hess-17-863-2013>
- Hepbilgin, B., & Koç, T. (2019). İklim değişikliğinin Kazdağı ve yakın çevresindeki ağaç formasyon alanlarına öngörülen etkileri. *International Journal of Geography and Geography Education*, 39, 311–327.
- Hilgard, E. W. (1893). The physical and industrial geography of California. *The Geographical Journal*, 1(6), 536–539.
- Hobbs, J. E. (1980). *Applied Climatology: A study of atmospheric resources*. Butterworths.
- Hobbs, J. E. (1997). Introduction: The Emergence of applied climatology and climate impact assessment. İçinde R. D. Thompson & A. Perry (Ed.), *Applied Climatology: Principles and Practice* (1. baskı, ss. 1–9). Routledge.
- Homersham, S. C. (1851). An account of some observations made on the depth of rain which falls in the same localities at different altitudes in the hilly districts of Lancashire, Cheshire and Derbyshire. *Royal Society Publishing*, 5, 759–760.
- Hughes, M., Hall, A., & Fovell, R. G. (2009). Blocking in areas of complex topography, and its influence on rainfall distribution. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 66(2), 508–518. <https://doi.org/10.1175/2008JAS2689.1>
- Hussen, A. M. E. A., Retnaningdyah, C., Hakim, L., & Soemarno, S. (2019). The variations of physical and chemical water quality in Coban Rondo waterfall, Malang Indonesia. *AIP Conference Proceedings*, 050011((2018)). <https://doi.org/10.1063/1.5061904>
- Hutchinson, P. (1970). A contribution to the problem of spacing raingauges in rugged

- terrain. *Journal of Hydrology*, 12(1), 1–14. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(70\)90028-4](https://doi.org/10.1016/0022-1694(70)90028-4)
- Işık, F., Bahadır, M., & Çağlak, S. (2019). Artvin ilinde yağışın mekânsal dağılışı üzerine bir deneme, Schreiber formülü. *Uluslararası Artvin Sempozyumu, Ekim 2018*, 391–403.
- Islam, M. M., Barman, A., Kundu, G. K., Kabir, M. A., & Paul, B. (2019). Vulnerability of inland and coastal aquaculture to climate change: Evidence from a developing country. *Aquaculture and Fisheries*, 4(5), 183–189. <https://doi.org/10.1016/j.aaf.2019.02.007>
- Ives, R. L. (1949). Climate of the Sonoran Desert Region. *Annals of the Association of American Geographers*, 39(3), 143–187.
- Jin, S., & Zhang, T. (2016). Terrestrial water storage anomalies associated with drought in southwestern USA from GPS observations. *Surveys in Geophysics*, 37(6), 1139–1156. <https://doi.org/10.1007/s10712-016-9385-z>
- Johansson, B., & Chen, D. (2003). The influence of wind and topography on precipitation distribution in Sweden: Statistical analysis and modelling. *International Journal of Climatology*, 23, 1523–1535. <https://doi.org/10.1002/joc.951>
- Johnsson, O. H. (1937). The distribution of precipitation in Norway. *Geografiska Annaler*, 19, 104–117.
- Kemp, J. F., & Young, P. (1971). *Notes on Meteorology* (3. baskı). Routledge.
- Ketin, İ. (1966). Anadolu'nun tektonik birlikleri. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 66, 20–34.
- Kidd, C. (2001). Satellite rainfall climatology: A review. *International Journal of Climatology*, 21, 1041–1066. <https://doi.org/10.1002/joc.635>

- Kimura, F., & Kuwagata, T. (1993). Thermally induced wind passing from plain to basin over a mountain range. *Journal of Applied Meteorology*, 32, 1538–1547.
- Kollias, P., Miller, M. A., Johnson, K. L., Jensen, M. P., & Troyan, D. T. (2009). Cloud, thermodynamic, and precipitation observations in West Africa during 2006. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 114(13), 1–16. <https://doi.org/10.1029/2008jd010641>
- Krebs, C. J., Carrier, P., Boutin, S., Boonstra, R., & Hofer, E. (2008). Mushroom crops in relation to weather in the southwestern Yukon. *Botany*, 86(12), 1497–1502. <https://doi.org/10.1139/B08-094>
- Kuraji, K., Punyatrang, K., & Suzuki, M. (2001). Altitudinal increase in rainfall in the Mae Chaem watershed, Thailand. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 79(1B), 353–363. https://doi.org/10.2151_jmsj.79.353
- Kutner, M. H., Nachtsheim, C. J., Neter, J., & Li, W. (2005). *Applied Linear Statistical Models* (5. baskı). McGraw-Hill/Irwin. <https://doi.org/10.2307/2984653>
- Laben, R. L., Shanks, R., Berger, P. J., & Freeman, A. E. (1982). Factors affecting milk yield and reproductive performance. *Journal of Dairy Science*, 65(6), 1004–1015. [https://doi.org/10.3168/jds.S0022-0302\(82\)82302-3](https://doi.org/10.3168/jds.S0022-0302(82)82302-3)
- Lawson, D. A., & Rands, S. A. (2019). The effects of rainfall on plant–pollinator interactions. *Arthropod-Plant Interactions*, 13(4), 561–569. <https://doi.org/10.1007/s11829-019-09686-z>
- Le Barbé, L., Lebel, T., & Tapsoba, D. (2002). Rainfall variability in West Africa during the years 1950-90. *Journal of Climate*, 15(2), 187–202. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2002\)015<0187:RVIWAD>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2002)015<0187:RVIWAD>2.0.CO;2)
- Lee, C. H. (1911). Precipitation and altitude in the Sierra. *Monthly Weather Review*,

39(7), 1092–1099. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1911\)39<1092b:PAAITS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1911)39<1092b:PAAITS>2.0.CO;2)

Lee, J. (1936). Precipitation on the islands along the Chinese coast. *Monthly Weather Review*, 64(9), 287–291. [https://doi.org/10.1016/0016-0032\(94\)90228-3](https://doi.org/10.1016/0016-0032(94)90228-3)

Leena, P. P., Varghese, M., Anil kumar, V., Basheer, A. I., & Pandithurai, G. (2021). Droplet characteristics in monsoon clouds before rain as observed over a high altitude site in Western Ghats, India. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 221(June), 105709. <https://doi.org/10.1016/j.jastp.2021.105709>

Lengfeld, K., Kirstetter, P. E., Fowler, H. J., Yu, J., Becker, A., Flamig, Z., & Gourley, J. (2020). Use of radar data for characterizing extreme precipitation at fine scales and short durations. *Environmental Research Letters*, 15(8), 1–11. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/ab98b4>

Linsley, R. K. (1958). Correlation of rainfall intensity and topography in Northern California. *Transactions American Geophysical Union*, 39(1), 15–18. <https://doi.org/10.1029/TR039i005p00970>

Lobell, D. B., Cahill, K. N., & Field, C. B. (2007). Historical effects of temperature and precipitation on California crop yields. *Climatic Change*, 81(2), 187–203. <https://doi.org/10.1007/s10584-006-9141-3>

Lull, H. W., & Ellison, L. (1950). Precipitation in relation to altitude in Central Utah. *Ecology*, 31(3), 479–484.

Lutgens, F. K., & Tarbuck, E. J. (2016). *The Atmosphere: An introduction to meteorology* (13. baskı). Pearson.

Marengo, J. A., Cunha, A. P., Cuartas, L. A., Deusdará Leal, K. R., Broedel, E., Seluchi, M. E., Michelin, C. M., De Praga Baião, C. F., Chuchón Ângulo, E., Almeida, E. K.,

- Kazmierczak, M. L., Mateus, N. P. A., Silva, R. C., & Bender, F. (2021). Extreme drought in the Brazilian Pantanal in 2019–2020: Characterization, causes, and impacts. *Frontiers in Water*, 3(639204). <https://doi.org/10.3389/frwa.2021.639204>
- Markowski, P., & Richardson, Y. (2010). Mesoscale Meteorology in Midlatitudes. İçinde *Mesoscale Meteorology in Midlatitudes*. Wiley-Blackwell. <https://doi.org/10.1002/9780470682104>
- Masozera, M., Bailey, M., & Kerchner, C. (2007). Distribution of impacts of natural disasters across income groups: A case study of New Orleans. *Ecological Economics*, 63(2–3), 299–306. <https://doi.org/10.1016/j.ecolecon.2006.06.013>
- Matzarakis, A. (2006). Weather-and climate-related information for tourism. *Tourism and Hospitality, Planning and Development*, 3(2), 99–115. <https://doi.org/10.1080/14790530600938279>
- Mays, L. W., Koutsoyiannis, D., & Angelakis, A. N. (2007). A brief history of urban water supply in antiquity. *Water Science and Technology: Water Supply*, 7(1), 1–12. <https://doi.org/10.2166/ws.2007.001>
- Maze, T. H., Agarwal, M., & Burchett, G. (2006). Whether weather matters to traffic demand, traffic safety, and traffic operations and flow. *Transportation Research Record*, 1948(1), 170–176. <https://doi.org/10.3141/1948-19>
- McAdie, A. G. (1909). The rainfall of Hetch Hetchy Valley. *Monthly Weather Review*, 37(12), 1117–1129.
- McAdie, A. G. (1914). The Rainfall of California. *University of California Publications in Geography*, 1, 127–140. <https://doi.org/10.2307/201288>
- Menzel, A., Sparks, T. H., Estrella, N., & Roy, D. B. (2006). Altered geographic and temporal variability in phenology in response to climate change. *Global Ecology and*

- Biogeography*, 15(5), 498–504. <https://doi.org/10.1111/j.1466-822X.2006.00247.x>
- Merva, G. E., Strommen, N. D., & Kidder, E. H. (1976). Rainfall variations as influenced by wind and topography. *Journal of Applied Meteorology*, 15(7), 728–732. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1976\)015<0728:RVAIBW>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1976)015<0728:RVAIBW>2.0.CO;2)
- MGM. (2013). *Karadeniz ve Ortadoğu Bölgesel Ani Taşkın Erken Uyarı Sistemi Kullanıcı Kılavuzu*.
- MGM. (2022a). *Türkiye’de Meteoroloji Radarları*. Meteoroloji Genel Müdürlüğü. <https://www.mgm.gov.tr/genel/sss.aspx?s=havatahmini>
- MGM. (2022b). *Türkiye’de Otomatik Gözlem İstasyonları*. Meteoroloji Genel Müdürlüğü. <https://www.mgm.gov.tr/genel/sss.aspx?s=havatahmini>
- MGM. (2022c). *Yağış Ölçer*. Meteoroloji Genel Müdürlüğü. <https://mgm.gov.tr/genel/meteorolojikaletler.aspx?s=9>
- Mölders, N., & Kramm, G. (2014). *Lectures in Meteorology*. Springer. <http://link.springer.com/10.1007/978-3-319-02144-7>
- Nemeth, K. (2008). OTT Pluvio²: Weighing precipitation gauge and advances in precipitation measurement technology. *WMO Technical Conference on Meteorological and Environmental Instruments and Methods of Observation (TECO-2008)*.
- Nicholson, S. E. (2000). The nature of rainfall variability over Africa on time scales of decades to millenia. *Global and Planetary Change*, 26(1–3), 137–158. [https://doi.org/10.1016/S0921-8181\(00\)00040-0](https://doi.org/10.1016/S0921-8181(00)00040-0)
- Nielsen, A. E. (1991). Trampling the archaeological record: An experimental study. *American Antiquity*, 56(3), 483–503.

- Nişancı, A. (1986). Türkiye'nin kurak aylar sayısına göre belirmiş iklim bölgeleri ve bitki örtüsü. *Atatürk Üniversitesi Fen Edebiyat Fakültesi Araştırma Dergisi*, 2(5), 73–88.
- Norris-Hill, J., & Emberlin, J. (1993). The incidence of increased pollen concentrations during rainfall in the air of London. *Aerobiologia*, 9(1), 27–32.
<https://doi.org/10.1007/BF02311367>
- NRB. (2022). *Multiple Linear Regression*. Natural Resources Biometrics.
<https://courses.lumenlearning.com/suny-natural-resources-biometrics/chapter/chapter-8-multiple-linear-regression/>
- Nyaupane, G. P., & Chhetri, N. (2009). Vulnerability to climate change of nature-based tourism in the Nepalese Himalayas. *Tourism Geographies*, 11(1), 95–119.
<https://doi.org/10.1080/14616680802643359>
- OBrien, L. V., Berry, H. L., Coleman, C., & Hanigan, I. C. (2014). Drought as a mental health exposure. *Environmental Research*, 131, 181–187.
<https://doi.org/10.1016/j.envres.2014.03.014>
- Özdemir, M. A., & Tatar Dönmez, S. (2016). CBS tabanlı RUSLE yöntemiyle Işıklı gölü havzasının erozyon risk analizi. *Harita Teknolojileri Elektronik Dergisi*, 8(1), 1–21.
<https://doi.org/10.15659/hartek.16.03.122>
- Panthi, J., Dahal, P., Shrestha, M. L., Aryal, S., Krakauer, N. Y., Pradhanang, S. M., Lakhankar, T., Jha, A. K., Sharma, M., & Karki, R. (2015). Spatial and temporal variability of rainfall in the Gandaki River Basin of Nepal Himalaya. *Climate*, 3(1), 210–226. <https://doi.org/10.3390/cli3010210>
- Papa, F., Günther, A., Frappart, F., Prigent, C., & Rossow, W. B. (2008). Variations of surface water extent and water storage in large river basins: A comparison of different global data sources. *Geophysical Research Letters*, 35(11), 1–5.

<https://doi.org/10.1029/2008GL033857>

- Pascual, M., Cazelles, B., Bouma, M. J., Chaves, L. F., & Koelle, K. (2008). Shifting patterns: Malaria dynamics and rainfall variability in an African highland. *Proceedings of the Royal Society B: Biological Sciences*, 275(1631), 123–132. <https://doi.org/10.1098/rspb.2007.1068>
- Pearson, G. A. (1930). Studies of climate and soil in relation to forest management in the South-Western United States. *Journal of Ecology*, 18(1), 139–144.
- Poulter, R. M. (1936). Configuration, air mass and rainfall. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 62, 49–76. <https://doi.org/10.1002/qj.94706226308>
- Pregolato, M., Ford, A., Wilkinson, S. M., & Dawson, R. J. (2017). The impact of flooding on road transport: A depth-disruption function. *Transportation Research Part D: Transport and Environment*, 55, 67–81. <https://doi.org/10.1016/j.trd.2017.06.020>
- Pwiti, G. (1996). Settlement and subsistence of prehistoric farming communities in the Mid-Zambezi Valley, Northern Zimbabwe. *The South African Archaeological Bulletin*, 51(163), 3–6.
- Rabin, R. M., Stadler, S., Wetzel, P. J., Stensrud, D. J., & Gregory, M. (1990). Observed effects of landscape variability on convective clouds. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 71(3), 272–280. [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(1990\)071<0272:OEOLVO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1990)071<0272:OEOLVO>2.0.CO;2)
- Raleigh, C., & Kniveton, D. (2012). Come rain or shine: An analysis of conflict and climate variability in East Africa. *Journal of Peace Research*, 49(1), 51–64. <https://doi.org/10.1177/0022343311427754>
- Ramelli, F., Henneberger, J., David, R. O., Bu¨hl, J., Radenz, M., Seifert, P., Wieder,

- J., Lauber, A., Pasquier, J. T., Engelmann, R., Mignani, C., Hervo, M., & Lohmann, U. (2021). Microphysical investigation of the seeder and feeder region of an Alpine mixed-phase cloud. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 21(9), 6681–6706. <https://doi.org/10.5194/acp-21-6681-2021>
- Reynolds, G. (1978). Maximum precipitation in Great Britain. *Weather*, 33, 162–166. <https://doi.org/10.1002/j.1477-8696.1978.tb07466.x>
- Robbins, W. W. (1910). Climatology and vegetation in Colorado. *Botanical Gazette*, 49(4), 256–280. <https://doi.org/10.1086/330175>
- Robichaud, A. J., & Austin, G. L. (1988). On the modelling of warm orographic rain by the seeder-feeder mechanism. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 114(482), 967–988. <https://doi.org/10.1002/qj.49711448207>
- Rohli, R. V., & Vega, A. J. (2018). *Climatology* (4. baskı). Jones&Bartlett Learning.
- Roshan, G., Yousefi, R., & Fitchett, J. M. (2016). Long-term trends in tourism climate index scores for 40 stations across Iran: the role of climate change and influence on tourism sustainability. *International Journal of Biometeorology*, 60(1), 33–52. <https://doi.org/10.1007/s00484-015-1003-0>
- Saeidabadi, R., Najafi, M. S., Roshan, G. R., Fitchett, J. M., & Abkharabat, S. (2016). Modelling spatial, altitudinal and temporal variability of annual precipitation in mountainous regions: The case of the Middle Zagros, Iran. *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences*, 52(5), 437–449. <https://doi.org/10.1007/s13143-016-0026-8>
- Saffman, P. G., & Turner, J. S. (1956). On the collision of drops in turbulent clouds. *Journal of Fluid Mechanics*, 1(16), 16–30.
- Schneider, D., & Money Penny, M. (2002). The mesoscale seeder-feeder mechanism: its forecast implications. *National Weather Digest*, 26(12), 45–52.

- Schoengold, K., Shrestha, P., & Eiswerth, M. (2013). The joint impact of drought conditions and media coverage on the Colorado rafting industry. *Journal of Natural Resources Policy Research*, 5(2–3), 183–198. <https://doi.org/10.1080/19390459.2013.811853>
- Seko, K. (1987). Seasonal variation of altitudinal dependence of precipitation in Langtang Valley, Nepal Himalayas. İçinde *Bulletin of Glaciological Research* (C. 5, ss. 41–47).
- Selvam, A. M. (2015). *Rain Formation in Warm Clouds General Systems Theory*. Springer.
- Şen, Z. (2009). *Spatial Modeling Principles in Earth Sciences*. Springer Netherlands. <https://doi.org/10.1007/978-1-4020-9672-3>
- Sevruk, B. (1974). The use of stereo, horizontal, and ground level orifice gages to determine a rainfall-elevation relationship. *Water Resources Research*, 10(6), 1138–1141. <https://doi.org/10.1029/WR010i006p01138>
- Sharon, D. (1972). The spottiness of rainfall in a desert area. İçinde *Journal of Hydrology* (C. 17).
- Shonk, J. (2020). *Introducing Meteorology: A guide to weather* (2. baskı). Dunedin Academic Press.
- Slater, L. J., & Villarini, G. (2017). Evaluating the drivers of seasonal streamflow in the U.S. Midwest. *Water (Switzerland)*, 9(695), 1–22. <https://doi.org/10.3390/w9090695>
- Smallshaw, J. (1953). Some precipitation-altitude studies of the Tennessee Valley Authority. *Transactions, American Geophysical Union*, 34(4), 583–588.

- Spellman, F. R. (2013). *The Handbook of Meteorology*. Scarecrow Press.
<https://doi.org/10.5860/choice.50-5607>
- Spren, W. C. (1947). A determination of the effect of topography upon precipitation. *Transactions, American Geophysical Union*, 28(2), 285–290.
- Srinivasan, G., & Nair, S. (2005). Daily rainfall characteristics from a high density rain gauge network. *Current Science*, 88(6), 942–946.
- Straatsma, G., Ayer, F., & Egli, S. (2001). Species richness, abundance, and phenology of fungal fruit bodies over 21 years in a Swiss forest plot. *Mycological Research*, 105(5), 515–523. <https://doi.org/10.1017/S0953756201004154>
- Sugawara, H., Oda, R., & Seino, N. (2018). Urban thermal influence on the background environment of convective precipitation. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 96A(May), 67–76. <https://doi.org/10.2151/jmsj.2018-010>
- Sukenik, E. L. (1932). The Ancient Synagogue of Beth Alpha. İçinde *The Ancient Synagogue of Beth Alpha*. <https://doi.org/10.31826/9781463213282>
- Sumner, G. N. (1983). Daily rainfall variability in coastal Tanzania. *Geografiska Annaler, Series A*, 65 A(1–2), 53–66. <https://doi.org/10.1080/04353676.1983.11880074>
- Supawat, K., Thanaset, T., Samran, S., & Chanchai, T. (2017). Numerical method of microwave heating to modified for lifting condensation level of clouds formation. *Proceedings of the World Congress on Engineering*, 1.
- Suzuki, R., Takahashi, H. G., & Matsumoto, J. (2011). Observational study on regional climate of Izu Oshima Island, Tokyo. *Geographical Reports Of Tokyo Metropolitan University*, 46, 53–62.
- Swiatek, M. (2014). Seasonal variability of climatic conditions for tourism and recreation along the southern coast of the Baltic Sea. *Bulletin of Geography. Physical*

- Tapak, L., Maryanaji, Z., Hamidi, O., Abbasi, H., & Najafi-Vosough, R. (2018). Investigating the effect of climatic parameters on mental disorder admissions. *International Journal of Biometeorology*, 62(12), 2109–2118. <https://doi.org/10.1007/s00484-018-1605-4>
- Temuçin, E. (1990). Aylık değişme oranlarına göre Türkiye’de yağış rejimi tipleri. *Ege Coğrafya Dergisi*, 5, 160–183.
- Thompson, R. D., & Perry, A. (1997). Preface. İçinde R. D. Thompson & A. Perry (Ed.), *Applied Climatology: Principles and practice*. Routledge.
- Tobler, W. R. (1970). A computer movie simulating urban growth in the detroit region. *Economic Geography*, 46, 234–240. <https://doi.org/10.1126/science.ns-15.362.18>
- Todkill, D., De Jesus Colon Gonzalez, F., Morbey, R., Charlett, A., Hajat, S., Kovats, S., Osborne, N. J., Mcinnes, R., Vardoulakis, S., Exley, K., Edeghere, O., Smith, G., & Elliot, A. J. (2020). Environmental factors associated with general practitioner consultations for allergic rhinitis in London, England: A retrospective time series analysis. *BMJ Open*, 10(12), 1–8. <https://doi.org/10.1136/bmjopen-2019-036724>
- Tucker, D. (2005). Orographic Precipitation. İçinde J. E. OLiver (Ed.), *Encyclopedia of World Climatology* (ss. 552–555).
- Tümertekin, E., & Contürk, H. (1960). Türkiye’de yıllık yağışlar. *Türk Coğrafya Dergisi*, 16(20), 51–62.
- Türkeş, M. (1998). Influence of geopotential heights, cyclone frequency and Southern Oscillation on rainfall variations in Turkey. *International Journal of Climatology*, 18, 649–680. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1097-0088\(199805\)18:6<649::AID-JOC269>3.0.CO;2-3](https://doi.org/10.1002/(SICI)1097-0088(199805)18:6<649::AID-JOC269>3.0.CO;2-3)

- Türkeş, M. (2010). *Klimatoloji ve Meteoroloji* (1. baskı). Kriter.
- Türkeş, M., & Tatlı, H. (2009). Use of the standardized precipitation index (SPI) and a modified SPI for shaping the drought probabilities over Turkey. *International Journal of Climatology*, 29, 2270–2282. <https://doi.org/10.1002/joc1862>
- Turner, E. T. (1900). The physical geography of New York State. *Journal of the American Geographical Society of New York*, 32(2), 101–132.
- Tuwani, N. P. (2011). *Success factors for the development of natural resource- based resorts: A comparative analysis of Mpephu, Sagole and Tshipise thermal springs, Limpopo, South Africa*. University of South Africa.
- Unwin, D. J. (1969). The areal extension of rainfall records: An alternative model. *Journal of Hydrology*, 7, 404–414.
- Varney, B. M. (1920). Monthly variations of the precipitation-altitude relation in the central Sierra Nevada of California. *Monthly Weather Review*, 48(11), 648–650.
- Villa, P. (1982). Conjoinable pieces and site formation processes. *Society for American Archaeology*, 47(2), 276–290.
- Vogel, R., Nuijens, L., & Stevens, B. (2016). The role of precipitation and spatial organization in the response of trade-wind clouds to warming. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 8(2), 843–862. <https://doi.org/10.1002/2016MS000625>
- Wainwright, J. (1994). Erosion of archaeological sites: Results and implications of a site simulation model. *Geoarchaeology*, 9(3), 173–201. <https://doi.org/10.1002/gea.3340090302>
- Wallis, B. C. (1917). The rainfall of Java. *Scottish Geographical Magazine*, 33(3), 108–119. <https://doi.org/10.1080/00369221708734275>

- Wang, X., Li, H., Wang, Y., & Zhao, X. (2022). Assessing climate risk related to precipitation on cultural heritage at the provincial level in China. *Science of the Total Environment*, 835. <https://doi.org/10.2139/ssrn.4037435>
- Williams, R. C., Hildreth, J. C., & Vorster, M. C. (2009). Highway construction data collection and treatment in preparation for statistical regression analysis. *Journal of Construction Engineering and Management*, 135(12), 1299–1306. [https://doi.org/10.1061/\(asce\)co.1943-7862.0000112](https://doi.org/10.1061/(asce)co.1943-7862.0000112)
- Wilson, A. M., & Barros, A. P. (2014). An investigation of warm rainfall microphysics in the southern Appalachians: Orographic enhancement via low-level seeder-feeder interactions. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 71(5), 1783–1805. <https://doi.org/10.1175/JAS-D-13-0228.1>
- Wilson, J. W., & Brandes, E. A. (1979). Radar measurement of rainfall - a summary. *Bulletin American Meteorological Society*, 60(9), 1048–1058. [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(1979\)060<1048:RMORS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1979)060<1048:RMORS>2.0.CO;2)
- WMO. (2018). Measurement of Meteorological Variables. İçinde *Guide to Instruments and Methods of Observation* (C. 1). World Meteorological Organization.
- Wolsko, C., & Lindberg, K. (2013). Experiencing connection with nature: The matrix of psychological well-being, mindfulness, and outdoor recreation. *Ecopsychology*, 5(2), 80–91. <https://doi.org/10.1089/eco.2013.0008>
- Xiaolong, H., Bin, D., & Wei, W. (2019). Comparative Analysis of the Observation Data of Automatic Precipitation Weather Phenomenon Instrument. *Proceedings of 2019 International Conference on Meteorology Observations, ICMO 2019*, 1–4. <https://doi.org/10.1109/ICMO49322.2019.9026143>
- Yeh, T. C., Wallen, C. C., & Carson, J. E. (1951). A study of rainfall over Oahu.

- Yıldırım, M. U., Demircan, M., Özdemir, F. A., & Osman, E. (2015). İklim değişikliğinin haşhaş (*Papaver somniferum* L.) üretim alanlarına etkisi. *11.Tarla Bitkileri Kongresi*, 49–54.
- Yılmaz, E., Çalışkan, O., Çiçek, İ., & Türkoğlu, N. (2012). Türkiye’de sıcaklık ve yağışın düzensizliği 1964-2003. *VII. TÜCAUM Coğrafya Sempozyumu Bildiriler Kitabı*, 57–67.
- Yılmaz, E., & Çiçek, İ. (2016). Türkiye Thornthwaite iklim sınıflandırması. *Journal of Human Sciences*, 13(3), 3973–3994. <https://doi.org/10.14687/jhs.v13i3.3994>
- Yılmaz, E., & Çiçek, İ. (2018). Türkiye’nin detaylandırılmış Köppen-Geiger iklim bölgeleri. *Journal of Human Sciences*, 15(1), 225–242. <https://doi.org/10.14687/jhs.v15i1.5040>
- Yılmaz, E., & Darende, V. (2021). Türkiye’de yağış ölçümü yapılan manuel-otomatik meteoroloji gözlem istasyonu verilerinin karşılaştırılması. *Türk Coğrafya Dergisi*, 77, 53–66. <https://doi.org/10.17211/tcd.834500>
- Zaninetti, J. M., & Colten, C. E. (2012). Shrinking New Orleans: Post-katrina population adjustments. *Urban Geography*, 33(5), 675–699. <https://doi.org/10.2747/0272-3638.33.5.675>
- Zhang, J., Zhong, D., Wu, B., Lv, F., & Cui, B. (2018). Earth Dam Construction Simulation Considering Stochastic Rainfall Impact. *Computer-Aided Civil and Infrastructure Engineering*, 33(6), 459–480. <https://doi.org/10.1111/mice.12337>
- Zhou, W., & Beck, B. F. (2005). Roadway construction in karst areas: Management of stormwater runoff and sinkhole risk assessment. *Environmental Geology*, 47(8), 1138–1149. <https://doi.org/10.1007/s00254-005-1252-z>

ÖZET

Türkiye’de yağışın mekânsal dağılışı için, alan yazınında “Schreiber Formülü” olarak adlandırılan eşitliğe sıklıkla başvurulmaktadır. Bu eşitlik, yükselti artışına paralel olarak yağışın da artacağını söylemekte ve aksini ihmal etmektedir. Eşitliğin doğruluğunu ve uygulanabilirliğini sınavan çalışmalar ise çok azdır. Bu çalışma, yağışın yükseltiyle artıp artmadığını ve artıyorsa ya da azalıyorsa bunun ölçüsünün ne olduğu gibi sorulara yanıt ararken Schreiber’e atfedilen eşitliğin uygulanabilirliğini de sorgulamıştır. Yağış-yükselti arasındaki ilişki dört bölümde işlenmiştir. İlkinde, yükseltinin yanı sıra enlem ve denize uzaklık parametrelerinin yağış üzerindeki etkileri çoklu regresyonla incelemeye alınmıştır. Diğer üç bölüm için, istasyon çiftleri oluşturularak analizler gerçekleştirilmiştir. İstasyon çifti yaklaşımı, aynı alt havza içerisinde, kuş uçuşu mesafesi birbirine yakın ancak yükseltisi farklı iki istasyonda ölçülen yağış miktarlarındaki farklılığın, yükseltinin bir fonksiyonu olduğunu varsaymaktadır. İstasyon çiftleriyle çalışılan ilk kısımda, çiftlere ait aylık yağış gradyanları hesaplanmıştır. Gradyan değerleri, yağışın yükseltiyle birlikte değişim miktarını vermektedir. Ayrıca çift içerisindeki aylık tüm yağış gradyanlarının kaçta kaçının pozitif ve negatif olduğuna dair hesaplamalar gerçekleştirilmiştir ve bu sayede çiftte hangi gradyanın hangi ayda daha çok görüldüğü tespit edilebilmiştir. İstasyon çiftleriyle değerlendirilen diğer iki kısımda ise önce istasyon yağışlarının, sonra istasyonlarda hesaplanan çiy noktası sıcaklıklarının, bu çiftlerde hesaplanan yağış gradyanları üzerine etkileri regresyon analizleriyle ele alınmıştır. Gerçekleştirilen tüm analizler, yağış gradyanının güçlü bir zamansal ve mekânsal değişkenliğe sahip olduğunu göstermiştir. Çoklu regresyon sonuçları da bunu doğrulamıştır. İstasyon çiftleri ve çiftlerde hesaplanan yağış gradyanlarının, bu değişkenliği temsil etmede kullanışlı bir araç olduğu anlaşılmıştır. Özellikle, pozitif ve negatif gradyan görülme sıklıklarının aylara göre değişmesi, yine aydan aya değişen alt troposfer koşullarıyla uyumlu bir sürece işaret etmektedir.

Anahtar Kelimeler: İstasyon çifti, Yağış gradyanı, Yoğuşma seviyesi, Regresyon analizi, Çiy noktası sıcaklığı



ABSTRACT

For the spatial distribution of precipitation in Turkey, the equation called “Schreiber’s Formula” is frequently used in the literature. This equation states that precipitation will increase in parallel with the increase in altitude and neglects the opposite. There are very few studies that test the accuracy and applicability of the equation. While this study is seeking answers to questions such as whether precipitation increases with altitude and if it increases or decreases what is the measure of it, also questioned the applicability of the equation attributed to Schreiber. The relationship between precipitation and elevation has been studied in four sections. In the first, the effects of altitude as well as latitude and distance to the sea parameters on precipitation were examined by multiple regression. For the other three sections, analyzes were performed by creating station pairs. The station pair approach assumes that the difference in precipitation amounts measured at two stations with close bird flight distances but different altitudes within the same sub-basin is a function of altitude. In the first part of the study with station pairs, monthly precipitation gradients of the pairs were calculated. Gradient values give the amount of change with the elevation in precipitation. In addition, calculations were made about how many of the monthly precipitation gradients in the pair were positive and negative, and it was thus possible to determine which gradient was more common in which month in the pair. In the other two parts evaluated with station pairs, the effects of station precipitation first, and then the dew point temperatures calculated at the stations, on the precipitation gradients calculated in these pairs are handled by regression analysis. All the analyzes performed showed that the precipitation gradient has a strong temporal and spatial variability. Multiple regression results also confirmed this. Station pairs and calculated precipitation gradients have been found to be a useful tool in representing this variability. In particular, the variation in the frequency

of positive and negative gradients by months indicates a process that is compatible with the lower troposphere conditions that change from month to month.

Keywords: Station pair, Precipitation gradient, Condensation level, Regression analysis, Dew point temperature

