

**KAR ERİMESİ AKIŞ MODELİNİN (SRM), COĞRAFİ
BİLGİ SİSTEMLERİ VE UZAKTAN ALGILAMA
TEKNİKLERİ DE KULLANILARAK DAĞLIK
BÖLGELERDE UYGULAMASI VE ERZURUM
KIRKGÖZE HAVZASI ÖRNEĞİ**

Serkan ŞENOCAK

Doktora Tezi

İnşaat Mühendisliği Anabilim Dalı

Doç. Dr. Reşat ACAR

2011

Her hakkı saklıdır

ATATÜRK ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

DOKTORA TEZİ

**KAR ERİMESİ AKIŞ MODELİNİN (SRM), COĞRAFİ BİLGİ
SİSTEMLERİ VE UZAKTAN ALGILAMA TEKNİKLERİ DE
KULLANILARAK DAĞLIK BÖLGELERDE UYGULAMASI VE
ERZURUM KIRKGÖZE HAVZASI ÖRNEĞİ**

Serkan ŞENOCAK

İNŞAAT MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

ERZURUM

2011

Her hakkı saklıdır



**T.C.
ATATÜRK ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**



TEZ ONAY FORMU

KAR ERİMESİ AKIŞ MODELİNİN (SRM), COĞRAFİ BİLGİ SİSTEMLERİ VE UZAKTAN ALGILAMA
TEKNİKLERİ DE KULLANILARAK DAĞLIK BÖLGELERDE UYGULAMASI VE ERZURUM
KIRKGÖZE HAVZASI ÖRNEĞİ

Doç. Dr. Reşat ACAR danışmanlığında, Serkan ŞENOCAK tarafından hazırlanan bu çalışma 21/04/2011 tarihinde aşağıdaki jüri tarafından. İnşaat Mühendisliği Anabilim Dalı'nda Doktora tezi olarak ~~oybirliği/oy çokluğu~~ (.../...) ile kabul edilmiştir.

Başkan : Prof. Dr. Hızır ÖNSOY

İmza :

Üye : Doç. Dr. Reşat ACAR

İmza :

Üye : Doç. Dr. F. Nuran ACAR

İmza :

Üye : Yrd. Doç. Dr. İbrahim CAN

İmza :

Üye : Yrd. Doç. Dr. Vahdettin TOSUNOĞLU

İmza :

Yukarıdaki sonucu onaylıyorum
Enstitü Müdürü

Bu çalışma TÜBİTAK projesi kapsamında desteklenmiştir.
Proje No: TÜBİTAK 106Y293

Not: Bu tezde kullanılan özgün ve başka kaynaklardan yapılan bildirişlerin, çizelge, şekil ve fotoğrafların kaynak olarak kullanımı, 5846 sayılı Fikir ve Sanat Eserleri Kanunundaki hükümlere tabidir.

ÖZET

Doktora Tezi

KAR ERİMESİ AKIŞ MODELİNİN (SRM), COĞRAFİ BİLGİ SİSTEMLERİ VE
UZAKTAN ALGILAMA TEKNİKLERİ DE KULLANILARAK DAĞLIK
BÖLGELERDE UYGULAMASI VE ERZURUM KIRKGÖZE HAVZASI ÖRNEĞİ

Serkan ŞENOCAK

Atatürk Üniversitesi
Fen Bilimleri Enstitüsü
İnşaat Mühendisliği Anabilim Dalı

Danışman: Doç. Dr. Reşat ACAR

Bu çalışmada, Erzurum (Kırkgöze) havzasında SRM (Snowmelt Runoff Model) kar erime akış modeli Coğrafi Bilgi Sistemleri (CBS) ve Uzaktan Algılama Teknikleri de kullanılarak araştırılmıştır. Kırkgöze havzası Erzurum'un kuzey-doğusunda 242,7 km²'lik drenaj alanına sahip, havza kotu 1823 m ile 3140 m arasında değişen dağlık, çayır ve mera bitki örtüsüne sahiptir. Havzanın farklı yükseklik (2019 m, 2454 m ve 2891 m) ve bakılarında kurulan 3 adet gözlem istasyonlarından sağlanan veriler, uydu görüntüleri, CBS teknikleri ve arazi çalışmalarıyla da desteklenerek model 2009 kar erime sezonu için uygulanmıştır.

Kar örtülü alanların belirlenmesinde MODIS görüntüleri güncel olarak kullanılmıştır. Landsat, RADARSAT-1 ve ALOS-PALSAR uydu görüntülerinin de kar örtülü alanların belirlenmesindeki etkileri araştırılmıştır.

Kar erime akış modeli sonuçları, DSİ 21-01 nolu akım gözlem istasyonu debi değerleriyle test edilmiştir. Modelde en etkin iki parametre olan kar erimesi akış katsayısı ($C_S=0,50-0,70$) ve yağmur akış katsayısı ($C_R=0,40-0,75$) yeniden kalibre edilerek belirleme katsayısı $R^2=0,8606$, korelasyon katsayısı $R=0,927$ olarak bulunmuştur.

2011, 172 sayfa

Anahtar Kelimeler: kar erimesi akış modeli (SRM), uzaktan algılama, coğrafi bilgi sistemleri (CBS), Kırkgöze Havzası

ABSTRACT

PhD Thesis

**APPLICATION OF SNOWMELT RUNOFF MODEL (SRM) IN CONJUNCTION
WITH USING BOTH GEOGRAPHICAL INFORMATION SYSTEMS AND
REMOTE SENSING TECHNIQUES FOR MOUNTAINOUS REGIONS AND A
CASE STUDY OF ERZURUM-KIRKGOZE BASIN**

Serkan ŞENOCAK

Ataturk University
Graduate School of Natural and Applied Sciences
Department of Civil Engineering

Supervisor: Assoc. Prof. Dr. Reşat ACAR

In this study, SRM (Snowmelt Runoff Model) for The Erzurum – Kırkgöze Basin is investigated also using Geographical Information Systems (GIS) and Remote Sensing (RS) Techniques. Kırkgöze basin is a mountainous area located on Northeast Anatolia, has 242,7 km² drainage area, elevation range from 1823 m to 3140 m. This study, SRM is simulated for one year (2009) using satellite images, GIS techniques, ground investigations and data from established 3 stations with different slope, aspect and elevation (2019 m, 2454 m ve 2891 m) for the basin.

MODIS images are currently operated for generation snow cover areas. Landsat, Radarsat-1 and ALOS-PALSAR images effect on generation snow cover areas are investigated.

Results of Snowmelt Runoff Model are tested with values of flow observation station (DSİ 21-01). Snowmelt runoff parameter ($C_S=0,50-0,70$) and rainfall runoff parameter ($C_R=0,40-0,75$) which are the most active parameters are once more calibrated with real flow values than coefficient of determination is found as $R^2=0,8606$ and correlation coefficient is found as $R=0,927$.

2011, 172 pages

Keywords: snowmelt runoff model (SRM), remote sensing, geographical information systems (GIS), Kırkgöze basin

TEŞEKKÜR

Doktora Tezi olarak sunduğum bu çalışma, TÜBİTAK 106Y293 nolu ÇAYDAG projesi kapsamında yapılmıştır. Bu çalışma süresince değerli bilgi ve deneyimleriyle çalışmamın her aşamasına katkıda bulunan tez danışmanım Sayın Doç. Dr. Reşat ACAR’a içtenlikle teşekkürlerimi sunarım.

Bu çalışmanın değişik aşamalarında yardım ve desteklerini esirgemeyen Sayın Arş. Gör. Selim ŞENGÜL’e teşekkürlerimi sunarım.

Ayrıca, çalışmam süresince beni destekleyen aileme de gösterdikleri sabır ve anlayış için sonsuz teşekkürlerimi sunarım.

Serkan ŞENOCAK

Nisan 2011

İÇİNDEKİLER

ÖZET.....	i
ABSTRACT.....	ii
TEŞEKKÜR.....	iii
SİMGELER ve KISALTMALAR DİZİNİ	vii
ŞEKİLLER DİZİNİ.....	xi
ÇİZELGELER DİZİNİ	xiv
1. GİRİŞ	1
2. KURAMSAL TEMELLER.....	3
2.1. Temel Bilgiler	3
2.1.1. Kar örtüsü parametreleri	6
2.1.2. Kar toplanması ve yüzeysel akış	8
2.1.3. Kar erimesi.....	9
2.1.4. Enerji bütçesi yöntemi	13
2.1.4.a. Radyasyon	13
2.1.4.b. Hissedilebilir ısı (Sensible heat)	17
2.1.4.c. Gizli ısı (Latent heat)	17
2.1.4.d. Zeminden iletilen ısı.....	18
2.1.4.e. Yağmurun ilettiği ısı.....	19
2.1.4.f. İç enerji.....	19
2.1.5. Ampirik yöntem	20
2.1.6. Derece-gün yöntemi (Sıcaklık indeksi)	21
2.2. Uzaktan Algılama	24
2.2.1. Giriş.....	24
2.2.2. Uzaktan algılamaya genel bakış.....	24
2.2.3. Uzaktan algılama ile veri toplama	26
2.2.4. Algılayıcı aletlerle kaydedilen enerji	30
2.2.5. Uzaktan algılamada atmosferik etkiler	32
2.2.6. Nesnelerin spektral tepkileri	33
2.2.7. Uzaktan uydu algılaması.....	33

2.2.8. Uzaktan algılamada görüntü çeşitleri.....	34
2.2.9. Görüntülerin çözünürlüğü	35
2.2.10. Sayısal görüntü değerlendirme ve sistemleri	36
2.2.11. Kar hidrolojisinde uzaktan algılama	39
2.2.12. Kar örtüsünün uzaktan algılanması.....	42
2.2.13. Coğrafi BİLGİ SİSTEMLERİ (CBS)	43
2.2.14. Uzaktan Algılama (UA) ve Coğrafi Bilgi Sistemleri (CBS).....	45
2.2.15. Yeryüzünü Gözlemleme Sistemi (EOS)	45
2.2.16. MODIS algılayıcısı	46
3. MATERYAL ve YÖNTEM	50
3.1. Materyal	50
3.1.1. Çalışma alanı.....	50
3.1.2. Meteoroloji gözlem istasyonları	51
3.1.3. Akım gözlem istasyonu.....	51
3.1.4. Jeoloji.....	53
3.1.5. İklim ve bitki örtüsü.....	55
3.1.6. Çalışılan havzanın özellikleri.....	56
3.2. Yöntem.....	63
3.2.1. Kar Erimesi Akış Modeli (SRM).....	63
3.2.1.a. Modelin yapısı.....	64
3.2.1.b. Modelin çalıştırılması için gereken veriler	66
3.2.2. Çok değişkenli doğrusal regresyon analizi	86
3.2.2.a. Çoklu belirlilik katsayısı (R^2).....	87
3.2.2.b. Çoklu korelasyon analizi.....	87
3.2.2.c. Regresyon analizinde bağımsız değişkenlerin seçimi.....	89
4. ARAŞTIRMA BULGULARI.....	93
4.1. Ön Çalışmaların Sonuçları	93
4.1.1. Kar erimesi akış modeli (SRM) için alt yapı çalışmaları.....	93
4.1.2. Uzaktan algılama ile karla kaplı alanların belirlenmesi.....	99
4.1.3. Meteorolojik verilerin karşılaştırılması.....	104
4.2. Havza Karakteristikleri	116
4.2.1. Havza ve zon alanları, Alan-yükseklik eğrisi	116

4.2.2. Değişkenler	119
4.2.3. Parametreler	126
4.4. Çok Değişkenli Doğrusal Regresyon Analizi	139
5. SONUÇ ve ÖNERİLER	154
KAYNAKLAR	160
EKLER.....	164
EK 1.....	164
EK 2.....	165
EK 3.....	171
ÖZGEÇMİŞ	173

SİMGELER ve KISALTMALAR DİZİNİ

a	Derece-gün faktörü / Havzanın görünüm oranı
A	Havza veya zonun alanı
AGE	Ana Geriçekilme Eğrisi
AGİ	Akım Gözlem İstasyonu
α	Albedo
B	Karın termal özelliği / Havzanın en büyük genişliği
BFI	Taban akış indeksi
C	Akış katsayısı
CBS	Coğrafi Bilgi Sistemleri
C_p	Yağmurun özgül ısısı
C_{pi}	Buzun özgül ısısı
C_{pw}	Suyun özgül ısısı
C_R	Yağmur akış katsayısı
C_S	Kar akış katsayısı
D	Yayılan radyasyon
DDF	Derece-gün faktörü
D_e	Gizli ısı transferi için Bulk transfer katsayısı
ΔQ_i	Kar örtüsünün birim alanında depolanan iç enerjideki değişim oranı
dBmaks	Maksimum desibel değeri
dBmin	Minimum desibel değeri
dBçıktı	Yoğunluk dilimleme sonrası çıktı desibel değeri
ΔT	Sıcaklık kalibrasyon değeri
D_h	Hissedilebilir ısı transferi için Bulk transfer katsayısı
DK	Detrended Kriging
DMİ	Devlet Meteoroloji İşleri Genel Müdürlüğü
DN	Dijital sayı
d_s	Karın derinliği
DSİ	Devlet Su İşleri Genel Müdürlüğü
e_a	Zemin yüzeyinden 1-2 m yükseklikteki buhar basıncı

EİE	Elektrik İşleri Etüt İdaresi Genel Müdürlüğü
EOS	Yeryüzü Gözlemeleme Sistemi
e_s	Kar yüzeyindeki buhar basıncı
ε	Yayılım oranı
ε_a	Atmosferin etkili yayılım gücü
ε_i	Hata terimi
ε_s	Karın etkili yayılım gücü
F	Ormanla örtülü alanın yüzdesi
G	Global radyasyon
GKT	Genel kareler toplamı
GPS	Küresel Konumlandırma Sistemi
γ	Sıcaklık değişme oranı
H_i	Yüzeye gelen kısa dalga radyasyon
HKT	Hata kareler toplamı
H_m	Havzanın deniz seviyesinden ortalama yüksekliği
h_{ist}	Sıcaklık ölçüm istasyonu kotu
$\bar{h}$	Zonun ortalama hipsometrik kotu
H_p	Havzanın çıkış noktasındaki yükseklik
H_0	Su ayırım çizgisi üzerindeki en büyük yükseklik
I_d	Direk güneş radyasyonu
k	Çekilme katsayısı
k_g	Zeminin ısı iletkenliği
KÖA	Karla Örtülü Alanlar
L	Gecikme zamanı / Ana akarsu kolunun uzunluğu
λ	Dalga boyu
m	Lagrange sabiti / Havzanın biçim faktörü
M	Karın erimesi ile oluşan su yüksekliği
N	Frekans
NDSI	Normalleştirilmiş Fark Kar İndeksi
N_n	n. Dereceli akarsuların sayısı
P	Günlük yağış yüksekliği

P_r	Yağmur miktarı
P_0	Uzun yıllara ait ortalama yıllık yağış yüksekliği
Q	Ortalama günlük debi
Q_e	Yoğunlaşma sonucu ortaya çıkan gizli ısı
Q_g	Zeminin ilettiği ısı
Q_h	Hissedilebilir ısı
Q_{hes}	Çoklu regresyon modeli ile hesaplanan debi
Q_i	İç enerji
Q_{li}	Kar kütlesine giren uzun dalga radyasyonu
Q_{ln}	Net uzun dalga radyasyon
Q_{lo}	Kar kütlesinden çıkan uzun dalga radyasyon
Q_m	Karın erimesi için gerekli enerji miktarı
Q_n	Net radyasyon miktarı
Q_p	Yağmurun ilettiği ısı
Q_0	Başlangıç debisi / Havzanın yıllık ortalama su verimi
Q_{si}	Yüzeye gelen kısa dalga radyasyon
Q_{sn}	Net kısa dalga radyasyon
R	Kısa dalga radyasyon / Korelasyon katsayısı
R_B	Çatallaşma oranı
RCA	Yağmur katkı alanı
R^2	Çoklu belirlilik katsayısı
RKT	Regresyon kareler toplamı
ρ_0	Yeni karın ortalama yoğunluğu
ρ_i	Buzun yoğunluğu
ρ_n	n gün sonraki kar yoğunluğu
ρ_w	Suyun yoğunluğu
σ	Stefan Boltzman sabiti
σ_k^2	Kriging sabiti
S	Karla örtülü alanların toplam alana oranı
SAT	Akarsu Alan Eşiği
SRM	Kar Erimesi Akış Modeli
SYM	Sayısal Yükseklik Modeli

T	Günlük ortalama hava sıcaklığı / Derece-gün sayısı
T _a	Zeminden 1-2 m yükseklikte havanın sıcaklığı
T _b	Baz sıcaklık
T _g	z ₂ derinliğindeki zeminin sıcaklığı
T _{KR}	Kritik hava sıcaklığı
T _m	Ortalama kar sıcaklığı
T _{max}	Maksimum sıcaklık
T _{min}	Minimum sıcaklık
T _{ort}	Ortalama sıcaklık
T _r	Yağmurun sıcaklığı
T _s	Kar yüzeyinin sıcaklığı
T _{sb}	z ₁ = 0 m derinliğinde kar örtüsünün tabanındaki sıcaklık
UA	Uzaktan Algılama
USGS	ABD Jeoloji Araştırmaları Kurumu
UTM	Evrensel Yatık Eksenli Mercator Projeksiyonu
u _z	Kar yüzeyi üzerinde seçilen bir yükseklikteki rüzgar hızı
W	Rüzgar hızı
WMO	Dünya Meteoroloji Organizasyonu
YKÖ	Yakın Kızıl Ötesi
z	Zeminin derinliği

ŞEKİLLER DİZİNİ

Şekil 2.1. Elektromanyetik spektrum	28
Şekil 2.2. Terra/MODIS algılayıcısından elde edilen Türkiye görüntüsü	47
Şekil 3.1. Türkiye haritası ve Karasu-Kırgöze havzası.....	50
Şekil 3.2. Ortalama yıllık akım hidrografi (1989 – 2009)	53
Şekil 3.3. Kırgöze havzası jeoloji haritası	55
Şekil 3.4. Drenaj yoğunluğu–akarsu alan eşiği	58
Şekil 3.5. Çatallaşma oranı	59
Şekil 3.6. Akım ağına düşen piksel oranı	61
Şekil 3.7. Hipsometrik Eğri (Rölatif Alan %- Rölatif Yükseklik %)	62
Şekil 3.8. Alan–yükseklik eğrisini kullanarak zonların ortalama hipsometrik kotlarının belirlenmesi, Rio Grande Havzası	67
Şekil 3.9. Landsat MSS 5’ten elde edilen kar örtüsü haritalarının ardışık görünümü	74
Şekil 3.10. Felsberg Havzası için Landsat görüntülerinden elde edilen kar örtüsü çekilme eğrileri.....	76
Şekil 3.11. Dischma, Dinwoody ve Durance havzaları için ortalama derece-gün faktörleri	79
Şekil 3.12. x ve y sabitlerinin bulunması, Dischma havzası.....	83
Şekil 4.1. SYM’den elde edilen 3 boyutlu görüntü	94
Şekil 4.2. Kırgöze Havza Sınırı ve SYM ile Belirlenen Olası Akarsu Ağı	95
Şekil 4.3. Kırgöze havzasına ait SYM ve olası akarsu ağı	95
Şekil 4.4. Kırgöze havzası yükseklik skalası	96
Şekil 4.5. Kırgöze havzası eğim haritası.....	97
Şekil 4.6. Kırgöze havzası bakı haritası	98
Şekil 4.7. Kırgöze havzasında kurulan meteoroloji istasyonlar ve 21-01 nolu AGİ	99
Şekil 4.8. Kullanılan verilerin 3-boyutlu düzlem üzerinde gösterimi.....	100
Şekil 4.9. 2000 yılı Kasım ayı (a) Landsat 7 ETM+ uydu görüntüsü (b) sınıflandırılmış görüntü	101
Şekil 4.10. 2003 yılı Ocak ayı (a) Landsat 7 ETM+ uydu görüntüsü (b) sınıflandırılmış görüntü	102

Şekil 4.11. 2003 yılı Nisan ayı (a) Landsat 7 ETM+ uydu görüntüsü (b) sınıflandırılmış görüntü oranı	103
Şekil 4.12. Radar meteoroloji istasyonu ortalama rüzgar hızı (m/s), Mart 2008-2009	105
Şekil 4.13. Radar meteoroloji istasyonu ortalama atm. basıncı (mbar), Aralık 2007-2008	107
Şekil 4.14. Radar meteoroloji istasyonu ortalama hava sıcaklığı ($^{\circ}\text{C}$), Şubat 2008-2009	108
Şekil 4.15. Radar meteoroloji istasyonu ortalama nem (%), Haziran 2008-2009	109
Şekil 4.16. Radar meteoroloji istasyonu ortalama toprak sıcaklığı ($^{\circ}\text{C}$), Nisan 2008-2009	110
Şekil 4.17. Radar meteoroloji istasyonu günlük toplam yağış (mm), Mayıs 2008-2009	111
Şekil 4.18. Radar meteoroloji istasyonu ortalama albedo değeri, Mart 2008-2009	112
Şekil 4.19. Radar meteoroloji istasyonu albedo-kar derinliği ilişkisi, Mart 2008	113
Şekil 4.20. Radar meteoroloji istasyonu albedo-kar derinliği ilişkisi, Mart 2008	113
Şekil 4.21. Radar meteoroloji istasyonu ortalama kar derinliği (cm), Şubat 2008-2009	114
Şekil 4.22. Radar meteoroloji istasyonu hava sıcaklığı -kar derinliği ilişkisi, Mayıs 2008	115
Şekil 4.23. Radar meteoroloji istasyonu hava sıcaklığı -kar derinliği ilişkisi, Mayıs 2009	115
Şekil 4.24. Kırkgöze havzasının zonlara ayrılmış haritası	117
Şekil 4.25. Kırkgöze havzası için oluşturulan hipsometrik eğriler	119
Şekil 4.26. Kırkgöze havzasına ait sıcaklık değerleri Mart-Haziran 2009	121
Şekil 4.27. Kırkgöze havzasına ait erime dönemi günlük toplam DK yağış değerleri	122
Şekil 4.28. Kırkgöze havzası için oluşturulan kar çekilme eğrileri	124
Şekil 4.29. Kırkgöze havzası için oluşturulan kar çekilme eğrileri	128
Şekil 4.30. DSİ 21-01 nolu AGİ ait x ve y değerlerinin belirlenebilmesi için k değerlerinin bulunuşu (31.03.2009–02.06.2009)	132
Şekil 4.31. Gecikme zamanı- havza alanı (WMO'nun önerdiği)	133

Şekil 4.32. Birinci durumda SRM çalıştırılması sonucu ulaşılan hidrograf Benzetimi.	135
Şekil 4.33. DMİ ile otomatik meteoroloji istasyonlarının toplam yağış değerlerinin karşılaştırılması ile hidrograf benzetimi.....	138
Şekil 4.34. İkinci durumda SRM çalıştırılması sonucu ulaşılan hidrograf benzetimi .	150

ÇİZELGELER DİZİNİ

Çizelge 2.1. Farklı şekillerde tipik kar yoğunlukları	8
Çizelge 2.2. Kar ve buzun farklı tip için ortalama albedo değerleri	15
Çizelge 2.3. Çeşitli yüzeylerin albedosu.....	31
Çizelge 2.4. Çeşitli kar yığını özelliklerine bağlı olarak sensör bandı tepkileri.....	40
Çizelge 2.5. Terra üzerindeki algılayıcılar.....	46
Çizelge 2.6. MODIS kar ürünlerinin oluşturulmasında kullanılan bantlar	48
Çizelge 3.1. Kırkgöze havzası akarsu dereceleri, sayısı ve logaritması	59
Çizelge 3.2. Kar örtüsü alanının belirlenmesinde kullanılan bazı uzaktan algılama örnekleri	75
Çizelge 3.3. Havza alanları ve geçiş zamanı değerleri	85
Çizelge 3.4. Dört bağımsız değişkenli bir modele ilişkin korelasyon matrisi	90
Çizelge 4.1. Zamana göre karla kaplı alanlar ve karla kaplı alan yüzdeleri	104
Çizelge 4.2. Radar meteoroloji istasyonu aylık ortalama rüzgar hızı	106
Çizelge 4.3. Radar meteoroloji istasyonu aylık ortalama rüzgar yönü	106
Çizelge 4.4. Radar meteoroloji istasyonu aylık ortalama hava sıcaklığı	108
Çizelge 4.5. Radar meteoroloji istasyonu aylık ortalama nem	109
Çizelge 4.6. Radar meteoroloji istasyonu aylık ortalama toprak sıcaklığı	110
Çizelge 4.7. Radar meteoroloji istasyonu aylık ortalama yağış derinliği	111
Çizelge 4.8. Radar meteoroloji istasyonu aylık ortalama albedo değerleri	112
Çizelge 4.9. Radar meteoroloji istasyonu aylık ortalama kar derinliği.....	114
Çizelge 4.10. Kırkgöze havzası hipsometrik değerleri	117
Çizelge 4.11. DSİ 21-01 nolu AGİ'nin hidrografının bileşenlerinin değerleri.....	129
Çizelge 4.12. Kar Erime döneminde kullanılan C_R katsayıları.....	129
Çizelge 4.13. Birinci durum için kullanılan parametreler.....	134
Çizelge 4.14. Birinci durumda elde edilen model ve sonuçlar	134
Çizelge 4.15. Kar erime akış modellerinde parametre değerleri	136
Çizelge 4.16. İkinci durum için kalibre edilen parametreler	137
Çizelge 4.17. İkinci durumda elde edilen model ve sonuçlar	137

Çizelge 4.18. Debi ile sıcaklık, rüzgar, nem, yağış ve radyasyon arasındaki çoklu korelasyon tablosu.....	139
Çizelge 4.19. Debi ile sıcaklık, rüzgar, nem, yağış ve radyasyon arasındaki çoklu doğrusal regresyon modeli özet tablosu.....	140
Çizelge 4.20. Debi ile sıcaklık ve radyasyon arasındaki çoklu doğrusal regresyon modeli özet tablosu.....	141
Çizelge 4.21. Debi ile sıcaklık ve radyasyon arasındaki çoklu korelasyon tablosu	142
Çizelge 4.22. Debi ile sıcaklık, karla kaplı alan, yağmur akış katsayısı, derece gün faktörü ve yağış arasındaki çoklu korelasyon tablosu.....	142
Çizelge 4.23. Debi ile sıcaklık, karla kaplı alan, yağmur akış katsayısı, derece gün faktörü ve yağış arasındaki çoklu doğrusal regresyon modeli özet tablosu.....	143
Çizelge 4.24. Debi ile sıcaklık, karla kaplı alan, yağmur akış katsayısı ve yağış arasındaki çoklu doğrusal regresyon modeli özet tablosu.....	144
Çizelge 4.25. Debi ile sıcaklık, karla kaplı alan, yağmur akış katsayısı ve yağış arasındaki çoklu korelasyon tablosu.....	145
Çizelge 4.26. Debi ile sıcaklık, karla kaplı alan, kar akış katsayısı, derece gün faktörü, yağış ve yağmur akış katsayısı arasındaki çoklu korelasyon tablosu.....	145
Çizelge 4.27. Debi ile sıcaklık, karla kaplı alan, kar akış katsayısı, derece gün faktörü, yağış ve yağmur akış katsayısı arasındaki çoklu doğrusal regresyon modeli özet tablosu	146
Çizelge 4.28. Debi ile sıcaklık, karla kaplı alan, derece gün faktörü, yağış ve yağmur akış katsayısı arasındaki çoklu doğrusal regresyon modeli özet tablosu.....	147
Çizelge 4.29. Debi ile sıcaklık, karla kaplı alan, derece gün faktörü, yağış ve yağmur akış katsayısı arasındaki çoklu korelasyon tablosu	148
Çizelge 4.30. Debi ile sıcaklık, karla kaplı alan, kar su eşdeğeri, kar akış katsayısı ve radyasyon arasındaki çoklu korelasyon tablosu	149
Çizelge 4.31. Debi ile sıcaklık, karla kaplı alan, kar su eşdeğeri, kar akış katsayısı ve radyasyon arasındaki çoklu doğrusal regresyon modeli özet tablosu ...	149

Çizelge 4.32. Debi ile sıcaklık, rüzgar, nem, günlük toplam yağış (DMI'den alınan) ve kısa dalga radyasyon arasındaki çoklu doğrusal regresyon modeli özet tablosu	151
Çizelge 4.33. Debi ile sıcaklık, rüzgar, nem, günlük toplam yağış (DMI'den alınan) ve kısa dalga radyasyon arasındaki çoklu korelasyon tablosu	152
Çizelge 5.1. Modelin çalıştırılmasıyla elde edilen sonuçlar	155

1. GİRİŞ

Dünyamızda küresel ısınmanın etkisiyle suyun kullanımı önemli bir hale gelmiştir. Su, hem canlıların yaşam kaynağını oluşturur hem de temiz enerji kaynağı olarak kullanılır. Dünyanın birçok bölgesinde, özellikle dağlık bölgelerde kar erimelerinden meydana gelen akışlar hidrolojik döngünün ve su temininin en önemli elemanlarından biridir. Kar erimelerinden oluşacak akımların tahmini, taşkınların kontrolü, hidroelektrik güç üretimi, tarım, sanayi ve günlük yaşam için su temini, su kuvveti tesisleri, çığ tehlikeleri v.b. konularda yapılacak değerlendirmeler için oldukça önem taşımaktadır.

Yağışın kış aylarında kar olarak görüldüğü yüksek yerlerde kar erimesi su kaynaklarının beslenmesi, geliştirilmesi ve işletilmesi için çok önemli rol oynar. Kar erimelerinden meydana gelen akış, özellikle yüksek dağlık alanların hakim olduğu Doğu Anadolu Bölgesi'nde son derece önemlidir. Dağların yüksek kotlarından kaynaklanan sular, üzerine kurulu birçok barajın yıllık su hacimlerinin büyük bir kısmının kış aylarında meydana gelen yağışlardan ve ilkbaharda ise kar erimesinden ve kar örtüsü üzerine düşen yağmurdan kaynaklandığı belirlenmiştir. Bu nedenle kar potansiyelinin oldukça yüksek olduğu Doğu Anadolu Bölgesinde yapılacak olan kar hidrolojisi çalışmaları su kaynaklarının planlanmasında, ekonomik işletilmesine ve bölgedeki tarımsal faaliyetlere katkıda bulunmak açısından büyük önem taşımaktadır.

Kar erimesi akışlarını tahmin ve benzetimini yapmak için pek çok yöntem bulunmaktadır. Kar erimesi çalışmalarında, fiziksel işlemleri ihmal eden basit korelasyon analizi tekniklerinden daha çok fiziksel işlemleri içeren yöntemler kullanılmaktadır. Bu yöntemler; derece-gün korelasyonlarını, akım geri çekilme eğrisinin analizlerini, korelasyon analizlerini, enerji dengesi veya değişik indeks eşitliklerini içermektedir. Çok yaygın olarak kullanılan kar erimesi yüzeysel akış modelleri, enerji dengesi veya sıcaklık indekslerine (derece-gün) dayalı tekniklerdir. Bu yöntemlerin birçoğu bilgisayar yazılımları yardımıyla çalışmalarda kullanılmaktadır. Uzaktan algılama (UA) ve coğrafi bilgi sistemleri (CBS) teknolojileri son zamanlarda

artan bir şekilde, bu tip modellerin parametrelerini belirlemede ve modelleme programlarına girdi olarak kullanılmasında önemli bir araç haline gelmiştir.

Uzaktan algılama; gelişen uydu görüntüleri teknolojisi çeşitlerine ve özelliklerine bağlı olarak karla örtülü alan, kar yoğunluğu ve kar-su eşdeğeri gibi kar erime modellerinde kullanılan parametrelerin doğru ve daha geniş alanlarda elde edilebilmesine imkan sunmaktadır.

Uzaktan algılama teknikleri ile birlikte CBS teknolojisi de hidrolojik çalışmalarda oldukça yaygınlaşmıştır. CBS yardımıyla havzanın 3 boyutlu modelinin oluşturularak çeşitli işlemlerle havzanın yükseklik, eğim, bakı haritaları, drenaj ağı gibi topoğrafik özellikleri kolayca belirlenebilmekte ve analiz edilebilmektedir. CBS ile birlikte UA; kar erimesi akış modelleri için değerli bilgiler sağlayabilmekte, yüzeysel akış tahmin ve benzetimlerinin doğruluğunu artırmaktadır.

Yapılmakta olan doktora tez çalışmasında Kar Erimesi Akış Modelinin (Snowmelt Runoff Model–SRM) Türkiye’de Doğu Anadolu Bölgesi’nde dağlık havzalara uygulanabilirliği amaçlanmıştır. Erzurum (Kırkgöze) havzasında SRM (Snowmelt Runoff Model) kar erime akış modeli CBS ve UA teknikleri de kullanılarak 2009 kar erime sezonu için araştırılmıştır.

2. KURAMSAL TEMELLER

2.1. Temel Bilgiler

Yeryüzünde yaşamın en önemli öğelerinden biri olan su, az bir sıcaklık değişmesiyle katı, sıvı ve buhar haline geçebilen bir cisimdir. Su, buhar halindeyken hava içine karışmış, gözle görülmeyen bir gazdır. Fakat hava sıcaklığı düşünce soğuyup yoğunlaşarak küçük su tanecikleri haline geçer. Bu tanecikler sis veya bulut halinde görülebilir. Eğer soğuma çok ise su tanecikleri donup katılaşıp ve hava içinde asılı kalabilecek kadar ufak buz iğneleri halini alarak buz bulutlarını oluşturur. Su ve buz tanecikleri, atmosferde asılı durumda kalamayacak kadar irileşirse yeryüzüne düşerek yağışları doğururlar. Yağışlarla yeryüzüne düşen sular ise tekrar buharlaşıp atmosfere dönerek bu devreyi tamamlarlar. Böylece, yeryüzü ile atmosferin alt katları arasında sürekli bir su dolaşımı mevcuttur. Suyun dolaşımının ise yaşam ve iklim olayları üzerinde çok önemli etkileri vardır. Atmosferden katı ya da sıvı halde yeryüzüne düşen sulara yağış denir.

Bulutlar içindeki sıcaklık 0°C 'nin üstünde olduğu durumlarda yağmur şeklinde yağışlar olmaktadır. Sıcaklık 0°C 'nin altında olduğu zaman subuharı, süblimasyon sonucu, doğrudan doğruya buz kristalleri halinde yoğunlaşır. Bu kristallerin birleşmesi veya bir kristalin üzerinde yeni yoğunlaşmalar olması sonucunda taneler irileşerek yere doğru düşmeye başlar. Bu sayısız buz kristalleri halindeki yağışlara kar denir. Kar yağışı yağdığı alan üzerinde çeşitli etkenlere bağlı olarak belli bir süre yeryüzünü kaplayan bir örtü oluşturur. Bu örtünün oluşturduğu belli bir derinliğe sahip kar kütlesi "kar örtüsü" olarak adlandırılır.

Kar kristalleri düşüş sırasında kısmi erime ile birleşerek daha büyük hale dönüşebilmektedirler. Yere düştükten sonra yeryüzünde depolanmaya başladıktan sonra kar tanelerinin çeşitli hava hareketleri ve sıcaklık nedeni ile kristal yapıları değişime uğramaktadır. Ayrıca kar kristallerinin hava tabakalarından geçerken maruz kaldığı

basınç ve rüzgar hızı değişimleri etkisiyle, yani hava hareketlerinin karşılığı nedeniyle de değişik şekillere sahip olması söz konusudur.

Kar kristalleri çok sayıda yüzeye sahip olduğu, bir kar kristali ise sayısız kristallerden oluştuğu için, kara çarpan güneş ışınları tam anlamıyla dağılır ve kar tümüyle beyaz görünür. Kar örtüsünün bu özelliğinden dolayı güneş ışınlarını geri yansıtma oranı (albedo) da oldukça yüksektir.

Sıcaklığın fazla düşük olmadığı hava kütlelerinde mutlak nem oranı yüksek olduğu için yağan kar miktarı fazladır ve sıcaklıkları erime noktasına yakın kar kristalleri halinde düşerler. Genelde bu tip karlara yağ kar denilmektedir ve su eşdeğeri yüksektir. Yerde kalın ve kaba bir örtü bırakır, zamanla kolayca sıkışarak sert bir tabaka oluşturur.

Az soğuk hava kütlelerinden doğan iri taneli kar, bulut içinde oluştuktan sonra yere düşerken sıcak alt hava tabakaları içerisinde kolayca eriyerek yağmur veya yağmurla karışık kar halini alabilir. Bu durumdaki yağışa sulu kar veya sulu sepken denmektedir. Sulu sepken esasında karla yağmur arasındaki yağış tipidir.

Çok soğuk hava kütlelerinde ise mutlak nem çok düşüktür. Bu nedenle bu kütleler az kar yağışı verir. Soğuk hava kütlelerinde az olan su buharının yoğunlaşmasıyla 1 mm'den ufak iğneler halinde tek tek buz kristalleri oluşur ve onun için fazla soğuk havalarda güneş ışığında parıltı veren, yerde un gibi dağınık bir örtü bırakan ince kar yağışı görülür. Bu karın örtüsü çok kalın olmaz, kolay kolay erimediği için üzerine düştüğü cisimleri ıslatmaz. Bundan dolayı bunlara kuru kar denilmektedir. Bu şekilde buz iğnelerinin oluşturduğu kar, genellikle çok yükseklerde ve kutuplarda görülür. Orta enlemlerde ve ülkemizde çok soğuk kış günlerinde bu tip kar yağışlarına rastlanılmaktadır.

Karın diğer yağışlardan belirgin bir farkı bir kar örtüsü oluşturmasıdır. Köppen'e göre, aylık sıcaklık ortalaması -4°C olduğu zaman kar yağışları yerde birikerek bir örtü oluşturur. Bir havzada oluşan kar örtüsünün dağılımı, yoğunluğu ve derinliği

meteorolojik ve topoğrafik etkenler ile yakından ilişkilidir. Özellikle dağlık havzalardaki hava şartlarının ve topografyanın değişim göstermesi nedeni ile bu alanlardaki kar örtüsü özellikleri farklılık gösterebilir. Meteorolojik etkenler; hava sıcaklığı, rüzgar, yağış miktarı, cephe hareketleri ve hava kütlelerinin dengesi olarak sıralanabilir. Topoğrafik etkenler ise; havzanın rölyefi, eğimi, bakışı, genişliği ve bitki örtüsü olarak ele alınabilir.

Kar yağışının her ne kadar yağmur yağışına göre, daha homojen olarak yağmasına rağmen, karın birikmesinden sonra meteorolojik ve topoğrafik etkenlerden ötürü bu homojen yapı kar örtüsünün oluşumunda bozulmaktadır. Kar örtüsü her yerde aynı kalınlıkta olmaz. Kar yağışları esnasında ve hemen sonrasında esen rüzgarlar ufak tümsek ve tepelerden karı süpürerek çukurlara doldurur. Ayrıca arazinin dik yamaçlarında karın tutunamamasından dolayı düzlüklere göre daha az kar derinliği oluşur. Sonuçta örtü, çukurlarda kalın tümseklerde ince olur (Gürer 1975).

Kar örtüsünün kalınlığı havzanın ağaçlıklı olup olmamasına göre de değişmektedir. Kuru dere yatakları ve çukurlarda karın depolanma miktarı çıplak alanlara göre daha fazla olmaktadır. Bunun en önemli nedeni de rüzgarın yüzey pürüzlülüğünden dolayı çukur kısımlarda hızının azalması ve karın yığılmasını kolaylaştırmasıdır. Bu nedenle en homojen kar depolaması orman açıklıklarında meydana gelmektedir.

Kar özellikleri atmosferik şartlardan özellikle sıcaklıktaki değişimlerden büyük ölçüde etkilenir. Sıcak şartlarda, kar düşer düşmez veya kısa bir süre kaldıktan hemen sonra eriyebilir. Birkaç gün kalan ve iklim şartlarına bağlı olarak tükenen kar örtüsüne “geçici kar örtüsü” denir. Geçici kar örtüleri, havzada düşük kotlarda veya erime periyodu boyunca yüksek kotlarda kar yağışı olduğunda görülür. Dünyanın önemli bir bölümünde kar örtüsü geçici olarak bulunur. Kar örtüsü, kışın haftalarca, aylarca uzun süre için yerde kalıp yazın erirse bu kar örtüsüne “mevsimlik kar örtüsü” denir. Ancak bütün yıl erimeyen kalıcı kar örtüsünün görüldüğü yerler de mevcuttur. Yukarı havzaların yüksek kesimlerinde birikerek yeryüzünde uzunca süre kalabilen kar örtüsü “kalıcı kar örtüsü” olarak tanımlanmaktadır. Karların kalıcı bir örtü oluşturması için,

yaz erimelerinden daha çok miktarda kar yağışlarının olması gerekir. Bu koşul, sıcaklığın bütün yıl 0°C 'nin üstüne çıkmadığı soğuk kutup bölgelerinde ve yüksek dağlarda gerçekleşir. Ancak çok yağış alan bazı dağlarda yaz sıcakları sıfırdan birkaç derece yüksek olduğu halde bile kalıcı karlara rastlanılabilir. Çünkü buralarda kış yağışları kış erimelerinden daha fazladır.

2.1.1. Kar örtüsü parametreleri

Kar yağışının ve örtüsünün havza boyunca konumsal dağılımlarının ve miktarlarının bilinmesi; kar örtüsü oluşumu ve erimesi dönemlerinin modellenmesinde gereklidir. Bu yüzden kar örtüsüne ait parametreler arazi çalışmaları ile veya otomatik ölçümler ile belirlenebilmektedir.

Kar yağışını ve örtüsünü belirlemek amacı ile kullanılan parametreler şunlardır:

- Kar derinliği
- Kar yoğunluğu
- Kar-su eşdeğeri
- Kar örtüsünün alansal genişliği

Kar derinliği; sınırlı bir sürenin üstünde (genellikle 24 saat) birikmiş taze kar miktarıdır. Gerçekleşen kar yağışının ne kadar derinlikte olduğunu belirlemek amacı ile ölçülmektedir. Kar derinliği yeryüzüne yerleştirilen dereceli kar cetvelleri kullanılarak rutin olarak ölçülür. Ölçümler, yüzeyi kar yağmadan önce temizlenmiş kar tahtaları üzerinde yapılır. Son yıllarda kar derinliği uzaktan algılama veri biriktirme sistemleriyle bilgi transfer edebilen akustik kar derinlik alıcıları ile başarılı bir şekilde ölçülmüştür. Bu alıcılar kar kütlesindeki sabit yüksekliklerden kar kütlesi yüzeyine mesafeyi ölçen ses ötesi algılayıcılarıdır. Algılayıcı kar yağışından önce beklenen kar derinliğinin en yüksek noktasından daha yukarıda bir yere yerleştirilir ve kontrol hattı veri toplama sistemi veya enerji dönüştürücüde elektriksel olarak ayarlanır. Kar ölçüm cihazı, kar tahtaları, kar cetvelleri ile kar yağışı ölçümlerinin doğruluğu bu cihazların yerleşim

şartları ve gözlemci eğiminden etkilenir. Bu sebeple her gözlem istasyonunda sunulan derinlik ölçümlerini elde etmek için genellikle çoklu ölçümler yapılır.

Kar yoğunluğu; karın birim hacmine düşen ağırlığı olarak ifade edilir. Yoğunluk genellikle bilinen bir hacimde kar kütlesinin tartılmasıyla belirlenir.

Zamanla kar yoğunluğu artmaktadır. Zamanın baskın bir faktör olmasına rağmen yaklaşık basit bir ilişki kurulabilir (Martinec 1977).

$$\rho_n = \rho_0 \cdot (n+1)^{0.3} \quad (2.1)$$

ρ_0 yeni karın ortalama yoğunluğu (genellikle $0,1 \text{ gr/cm}^3$) ve ρ_n n gün sonraki kar yoğunluğudur. Baştaki yoğunluk $\rho_0 = 0,1 \text{ gr/cm}^3$ kabul edilen değerden sapabilir fakat fark zamanla hızla azalır.

Kar yoğunluk değeri oldukça büyük değişim gösterir. Kar yeni düşerken ince buz kristalleri halindedir ve alt tropik bölgelerde başlangıç yoğunluğu %5,6 ile %15 arasında değişmesine karşılık kuru-soğuk yörelerde ise bu %8'e kadar düşer. Yeni yağın karların çok gevşek, fakat farklı kristal yapılarına sahip buz parçalarından oluşması sebebi ile başlangıç yoğunluğu hacim olarak aşağı yukarı %5 ile %15 arasında değişir. Nemliliği fazla olmayan orta enlemlerde bu yoğunluk %10 civarındadır. Bunun pratik anlamı yeni yağmış 1 cm kalınlığındaki bir kar örtüsünün erime sonrası ortaya çıkaracağı su eşdeğeri 1 mm kadardır. Kar erimeyerek, bekledikçe yoğunluğu artar ve %50-%60'a kadar yükselir. Kar örtüsünün üzerine düşen bir diğer kar örtüsü, yoğunluğu %90'a çıkarabilir. Diğer taraftan kar sıkışması ile oluşan buzullarda maksimum yoğunluk %91 olarak ölçülmüştür. Rüzgarın esiş yönündeki kar sıkışmaları ve sonradan yağın karın üstte meydana getirdiği tabakaların sıkışmaları sonucu karın yoğunluğu yağdıktan hemen sonra artar. Kar birikmesi çok olan yerlerde ilkbahar erimleri başlamadan önce genel olarak 0,4–0,6 arasında değişir. Yeni yağın karın yoğunluğu önceden yağmış olan karın yoğunluğundan az olmasına karşın kar örtüsü

gözlemlerinde bunun belirlenmesi oldukça güçtür (Altıatası 1972; Güner 1980; Sevim ve Sencer 1987).

Çizelge 2.1. Farklı şekillerde tipik kar yoğunlukları (Singh and Singh 2001)

Kar Tipi	Yoğunluk (gr/cm³)
Vahşi kar (Rüzgarsız düşük sıcaklıkta yeni kar)	0,01 – 0,03
Yeni kar	0,05 – 0,07
Nemli yeni kar	0,10 – 0,20
Oturmuş kar	0,20 – 0,30
Derin kırağı	0,20 – 0,30
Rüzgarla doldurulmuş kar	0,35 – 0,40
Buzkar	0,40 – 0,65
Çok ıslak kar ve buzkar	0,70 – 0,80
Buzul buzu	0,85 – 0,91

Kar-su eşdeğeri; kar örtüsünün erimesiyle elde edilecek su derinliği olarak tanımlanmaktadır. Kar-su eşdeğeri, kar örtüsü derinliği boyunca değişim gösterebilir. Yeni yağmış ve daha önceden yağmış kar tabakaları için kar-su eşdeğeri farklı değerlerde olabilir. Kar yoğunluğu ile kar örtüsü derinliğinin çarpımına eşittir.

Kar örtüsünün alansal genişliği; genelde kar örtüsü ile kar örtüsü olmayan bölgeleri ayırt edebilen uzaktan algılama verileri kullanılarak elde edilir. Esas amaç kar erimesinin havzanın ne kadarlık bir kısmını kapsadığını belirlemektir (Anonymous 1998).

2.1.2. Kar toplanması ve yüzeysel akış

Kar yağışı alan bir bölgede normal şartlar altında kar yığınının meydana gelecek yüzeysel akış, karın yer yüzeyine ulaşmasından sonra başlayacak bir dizi fiziksel olayın en sonucusudur. İşlemin başlamasından sonuna kadar olan zaman aralığı bir gün veya daha az bir zamandan birkaç ay veya daha uzun bir zaman arasında değişir. Yeni düşen

kar %10'luk bir yoğunluğa sahip iken kar derinliğinin zamanla artması kar yoğunluğunu artırır (Anonymous 1998).

Birikmiş karın derin tabakalarındaki sıcaklık uzun soğuk dönemden sonra donma noktasının altındadır. Ilık hava, kar üzerine yerleştiği zaman erime ilk önce kar yüzeyinde meydana gelir. Eriyen kar suyu yavaşça yüzeyin altına hareket eder ve daha soğuk kar yüzeyiyle karşılaşınca tekrar donar. Tekrar donma işlemi boyunca eriyen sudan çıkan eritme ısısı kar kümelerinin sıcaklığını yükseltir. Isı düzeyindeki havadan ve yerden de kar kümelerine iletilir. Mevcut sıcak dönem boyunca kar kümesinin iç sıcaklığı sürekli olarak yükselir ve sonunda 0°C'ye kadar çıkar. Devam eden erime ile birlikte su, kar kümesinin içinden aşağıya doğru akmaya başlar. Başlangıç erime bileşeni kar kristalleri üzerinde kapiler film şeklinde alıkonulur. Bahar mevsiminin başlarında ard arda gelen erime günlerinde yeniden donan su girdileri kar örtüsünün derinliklerinde bile çabucak ısınır. Bir defa kar 0°C'ye kadar çıktığında ve sıvı su tutma kapasitesine ulaştığında kar "olgunlaşmış kar" olarak adlandırılır. Su tutma kapasitesini aşan erimiş su kar kümesi içerisinde aşağıya doğru hareketine sonunda yere ulaşınca kadar devam edecektir. Bu noktada yüzeysel akış başlar.

2.1.3. Kar erimesi

Kış mevsimi boyunca yeryüzünde kalan kar örtüsü doğal bir baraj olarak değerlendirilebilir. Yeryüzünde biriken kar örtüsünün sahip olduğu su eşdeğeri, sıcaklık artması ile birlikte belli bir dönemde eriyip toprağa sızarak yer altı su haznesini beslerken diğer yandan da yavaşça yüzeysel su mecralarını besleyerek akış haline geçer. Kar, havzada alt kotlardan başlayarak üst kotlara doğru erimeye başlar. Harveist'e (1981) göre, kar erimesi, atmosferden yayılan enerji nedeniyle meydana gelen erimenin sonucunda ortaya çıkan kazançtır.

Kar erimesi, sonuçta buzun suya dönüşümüdür. Bu dönüşümün gerçekleşebilmesi için de ısı alışverişine gereksinim vardır. Bu ısı alışverişi kar örtüsü ile çevresi arasında gelişen çok farklı ısı transferleri sonucu gerçekleşir (Anonymous 1998). Meteorolojik,

coğrafi, jeolojik, topografik ve bitki örtüsü gibi faktörler kar erime işlemlerinde önemli etkilere sahiptir. Kar erime miktarı, ayrıca kar deposunun kendi durumuna da bağlıdır. Bu nedenle oldukça karmaşık olan kar erime miktarının hesaplamalarında, pratik hesaplamalar yapabilmek için basitleştirici kabuller kullanılmaktadır (Anonymous 1956).

Kar örtüsü, derinliği boyunca homojen değildir. Karın orta derinlikte bulunan kısmı; havanın ve yerin ısı iletiminden uzakta olduğundan kar örtüsünün daha soğuk bölgelerini bu kısım oluşturur. Bu da erimenin kar örtüsünün en üst ve en alt ara yüzeylerinde olduğu anlamını taşımaktadır (Male and Gray 1981).

Karın erimesine neden olan değişik ısı transferi işlemlerinin önemi; zamana ve konuma göre farklılık göstermektedir. Bu farklılığın sonucu olarak, kar erimesini hesaplamak için tek bir indeksi ve yöntemin olmayışı, yılın tüm zamanları ve her yerde aynı tür hesabın uygulanamamasına neden olur (Anonymous 1956).

Kar örtüsünün erimesine neden olan enerji kaynakları şunlardır:

- Kısa dalga radyasyon (Q_{sn})
- Net uzun dalga radyasyon (Q_{ln})
- Hissedilebilir ısı (havadan kaynaklanan ısı, Q_h)
- Yoğunlaşma sonucu ortaya çıkan gizli ısı (Q_e)
- Zeminin ilettiği ısı (Q_g)
- Yağmurun ilettiği ısı (Q_p)

Kar örtüsü ve çevresi arasındaki enerji değişimi, erime ve evaporasyon/süblimleşmeden dolayı kardaki su kayıpları oranını belirler. Her ne kadar karın erimesine neden olan etkenler zaman ile ve konum ile değişiklik gösterir ise de, bu enerji kaynaklarından en önemlilerinin radyasyon, hissedilebilir ısı ve gizli ısı kaynakları olduğu söylenebilir (Anonymous 1956). Nispeten daha küçük miktarda enerji, kar örtüsü yüzeyine yağan ılık yağmur ve kar örtüsü tabanına zemin ısısı iletiminden dolayı da eklenebilir. Kar

örtüsündeki sıcaklık ve erime suyu muhtevastaki değışiklikler de bir içsel enerji değışimi şeklinde algılanabilir (DeWalle and Rango 2008).

Karın erimesi için gerekli enerji miktarı Q_m ile gösterilirse, kar kütlesinin enerji dengesi aşğıdaki şekilde ifade edilebilir (Anderson 1968; Tarboton and Luce 1996):

$$Q_m = Q_{sn} + Q_{ln} + Q_h + Q_e + Q_g + Q_p \pm \Delta Q_i \quad (2.2)$$

Enerji akışı, kar kütlesinin iç enerji değışimi sayesinde dengelenir. ΔQ_i , kar örtüsünün birim alanında karda depolanan iç enerjideki değışim oranıdır. Bu terim, kar örtüsünün buz kısmını eritmek, kardaki sıvı suyu dondurmak ve karın sıcaklığını değıştirmek için gereken enerjiyi ifade eder. Yani ısınma döneminde kar örtüsünün kazandığı net ısı akışı olur iken, soğuma döneminde kar örtüsünden dışarı doğru olan net ısı akışıdır. Bu yüzden kar erimesine neden olabilecek enerji miktarı değışir ve buna bağı olarak kar örtüsünün erimesi için gereken enerji miktarı dinamik bir yapıdadır (Anonymous 1998).

Yukarıdaki denklemdeki enerji değışim terimlerinin her biri birim zamanda birim alandaki enerji değışimi olarak ifade edilir.

Kar kütlesi içerisindeki enerjilerin toplamı, yeterli olduğu anda, bir miktar kar eriyerek sıvı su yani kar suyu haline dönüşecektir. Kar örtüsünün fiziksel yapısı gözenekli olduğundan, oluşan kar suyu sıvı olarak kar hücreleri arasındaki boşluklardan aşağı doğru akarak, karın su hacmini ve karın yoğunluğunu artıracaktır. Kar örtüsünün eş ısı 0°C'ye eşit olduğunda kütle doymuş hale gelmiş olacaktır. Kar örtüsü çatlakları arasında tutulan sıvı su ne zaman aralardaki boşluk hacmini aşarsa, eriyen karın oluşturduğu suyu bir kısmı yüzeysel akışın bir parçası olarak nemli yüzeyden aşağı doğru hareket etmeye başlayacak ve kar erimesi akışı oluşacaktır (Dunne and Black 1970). Bu olayın başlangıç dönemlerinde kar erimesi ile oluşan bir miktar su zemine sızacaktır. Bu sızma kapasitesi zeminin doğal yapısına, zemindeki mevcut nem hacmine ve zemin yüzeyinin donmuş olup olmamasına bağıdır. Süzölen bu kar erimesi daha sonra ya yüzey akışı olarak harekete geçer ya da zemin suyu olarak daha derinlerde depolanır.

Kar erime miktarlarının tahmini, enerji dengesi eşitliklerinin kullanımı veya kar erimesi indeksleri olarak tanımlan bazı deneye dayalı formüllerle yapılır (Anonymous 1998).

Karın erimesi için gerekli enerji miktarının (Q_m) kullanılması ile oluşacak kar erimesi şu şekilde ifade edilebilir:

$$M = \frac{Q_m}{334,9 \times \rho_w \times B} \quad (2.3)$$

M : karın erimesi ile oluşan su yüksekliği (mm)

Q_m : tüm ısı (enerji) bileşenlerinin toplamı (kJ/m²)

B : karın termal özelliği (örneğin, karın birim ağırlığını eritmek için gerekli olan ısının 0°C’de aynı ağırlıktaki buzı eritmek için gerekli olan ısıya oranı ifadesidir)

334,9: buzun erime gizli ısısı (kJ/kg)

ρ_w : suyun yoğunluğu (kg/m³)

Q_m , gün başına kJ/m² olarak tanımlanırsa, (2.3) denklemi birim zaman başına kar erimesini tanımlar (örneğin günlük mm olarak su eşdeğeri).

Bir kar kütesinin erimesi, kar (buz) ve kar taneleri arasındaki boşluklarda tutulmuş küçük miktarda serbest suyun bir karışımını ihtiva eder. Buz ihtiva eden bir kar kütesinin termal özelliğini “B” belirler. Serbest su ihtiva etmeyen bir kar kütesi 1 değerinde bir termal özelliğe sahiptir. Bununla beraber, erime başladıktan sonra, kar kümesi içerisinde bir miktar serbest su ortaya çıkar ve termal özelliği 1 değerinden daha küçük bir değere çeker. Eriyen bir kar kümesi için birkaç saatlik serbest bir drenajdan sonra termal özellik, kardaki sıvı suyun %3 veya %5’ine tekabül eden 0,95 veya 0,97 arasında ortalama değer alır (Anonymous 1998).

Dağlık karakteristiğe sahip bölgelerde, yıl içerisinde büyük miktarda kar yağışı meydana gelmektedir. Kar şeklinde yeryüzüne düşen yağışlar genellikle, uzun süre düştüğü yerde kalmakta ve ancak hava sıcaklığının artmasıyla eriyerek akış haline

geçmektedir. Bu nedenle içme suyu, elektrik üretimi ve bitki sulamasında kullanılan erime suyu bu bölgeler için önemli bir su kaynağı teşkil etmektedir. Bahar aylarında meydana gelen kar erimesi, bir akarsuyun toplam akımına ciddi boyutta katkıda bulunabilir. İlkbaharda herhangi bir günde eriyecek karların meydana getireceği akışın bilinmesi ise akarsulardaki taşkınların hesabı açısından önem taşır.

2.1.4. Enerji bütçesi yöntemi

Denklem (2.2)'yi kapsayan ısı transferleri değerlerinin bulunarak, denklem (2.3)'de Q_m değerinin yerine konulması ile eriyen kar miktarı bulunabilir. Bu yöntem ile kar örtüsünün erimesinin hesaplanması enerji bütçesi veya enerji dengesi olarak isimlendirilir.

2.1.4.a. Radyasyon

Yeryüzü ve atmosferin ısınmasını sağlayan güneş enerjisi ışınlar (radyasyonlar), kozmik ışınlar (partiküller) halinde yeryüzüne gelir. Bunlardan yer ve hava sıcaklığı yönünden en önemli olanları güneşin doğru ışınlarıdır. Güneş ışınları daha çok 0,2 ile 3 mikron (μ) arasında dalga uzunluklarına sahip bir elektromanyetik dalgalar topluluğudur. Prizmadan geçtiği takdirde bu ışınlar dalga uzunluklarına göre ayrılıp sıralanırlar. Bu dalga uzunluklarına göre sıralanmış ışınlara elektromanyetik spektrum veya sürekli güneş tayfı denir.

Yeryüzünde enerjinin temel kaynağı radyasyondur. Bu enerji kısa (güneş) ve uzun (yer) dalga radyasyon olarak sınıflandırılır. Bu ayrımın nedeni güneşten ve yeryüzünden geri yansıyan dalga boylarının farklı olmasıdır. Kısa dalga radyasyonu (güneş radyasyonu) 0,4–2 μ m aralığında dalga boyuna sahip iken uzun dalga radyasyonu (yer radyasyonu) 2–100 μ m aralığında dalga boyuna sahiptir (DeWalle and Rango 2008).

Yer yüzeyinde gelen ve giden radyasyonlar arasındaki farka net radyasyon denir. Denklem (2.2)'de ilk iki terim bazen net radyasyon olarak tanımlanır. Karın erimesine net radyasyon neden olmaktadır. Net radyasyon aşağıdaki denklemden hesaplanır.

$$Q_n = Q_{sn} - Q_{ln} \quad (2.4)$$

a. Kısa dalga radyasyon (Shortwave radiation): Kısa dalga radyasyon kar kütlesi için en önemli enerji kaynağıdır. Zemin yüzeyine varan toplam kısa dalga radyasyonu direk radyasyon ve yayılan radyasyon olmak üzere iki bileşenden ibarettir. Yayılan radyasyon bütün yönlerden dünya yüzeyine varırken direk radyasyon doğrudan güneş ışınlarına paralel yönlendirilir. Zemin yüzeyine varan direk güneş radyasyonu (I_d) ve yayılan radyasyonun (D) toplamı Global radyasyon (G) olarak ifade edilir (Singh and Singh 2001).

Kısa dalga radyasyon; enleme, mevsime, günün saatine ve atmosferik koşullarına bağlıdır. Yerel etkiler ise topografyayı ve şayet varsa bitki örtüsü yoğunluğunu içerir. Ayrıca güneşten gelen enerjinin tümü kar örtüsü tarafından tutulmaz, bir kısmı atmosfere doğru geri yansıtılır (Anonymous 1998). Bu yansımayı belirleyen parametre albedodur. Yerden yansıyan kısa dalga radyasyonunun gelen radyasyona oranına “albedo” denir. Albedo, gelen kısa dalga radyasyonunun kar yüzeyinden yansıyan radyasyona oranı cinsinden yüzde olarak belirlenir. Albedo, kar kütlesine giren net enerjinin belirlenmesi için önemlidir (Tarboton *et al.* 1995; Dingman 2008).

$$Q_{sn} = (1 - \alpha) \cdot Q_{si} \quad (2.5)$$

Q_{sn} : Net kısa dalga radyasyon ($\text{kJ.m}^{-2}.\text{saat}^{-1}$)

α : Albedo

Q_{si} : Yüzeye gelen kısa dalga radyasyon ($\text{kJ.m}^{-2}.\text{saat}^{-1}$)

Çizelge 2.2. Kar ve buzun farklı tip için ortalama albedo değerleri (Singh and Singh 2001)

Kar Tipi	Albedo
Taze kar, kuru	0,85
Taze kar, ıslak	0,80
Eski kar, kuru, temiz	0,70
Eski kar, ıslak, temiz	0,60
Eski kar, ıslak, orta kirli	0,50
Eski kar, ıslak, çok kirli	0,40
Buzkar, ıslak, çok kirli (yüzey hala beyaz)	0,40
Buzkar, ıslak, çok fazla kirli (yüzey gri)	0,30
Buzkar, ıslak, oldukça fazla kirli (yüzey isli siyah)	0,15

Kar albedosunda güneş yüksekliği, kar yüzey karakteristikleri, bitki örtüsü, kar derinliği, bulut örtüsü gibi çeşitli parametrelerin neden olduğu günlük ve mevsimlik önemli değişiklikler vardır. Yüksek enlemlerde yüksek albedo olmasının nedenlerinden birisi uzun zaman kar örtüsünün mevcut olmasıdır. Metamorfik işlemlerden dolayı kar kütlelerinde oluşan yapısal ve geometrik değişimler de albedoyu etkiler. Albedo karın tane boyutuna, yoğunluğuna ve su muhtevasına bağlıdır (Singh and Singh 2001).

Güneş ışınlarının yüzeye olan açılarındaki değişiklikler albedoda günlük değişimlere sebep olur. Albedonun yüksek değerleri, seher vakti ve akşamüstü gibi daha düşük güneş yükseklikleriyle ilgilidir, yüksek güneş yüksekliğinden dolayı öğle vakti albedo daha düşüktür. Kar erimesinde albedonun günlük değişiminin önemli rolü olabilir. Kar erimesindeki günlük değişime, albedo ve radyasyon şiddetinin günlük değişim kombinasyonları neden olur. Seher vakti ve akşamüstü radyasyon şiddeti düşük, albedo oranı yüksektir bu nedenle erime oranı azalır (Singh and Singh 2001).

Kar örtüsü albedosu, farklı şartlarda farklı oranlarda erime dönemi boyunca zamanla değişir. Sığ kar kütlelerinde albedo çok hızlı bir şekilde azalır çünkü güneş radyasyonu ince bir kar örtüsünün içinden girmeye başlar ve alttaki zemin ve bitki tarafından soğurulur.

b. Uzun dalga radyasyon (Longwave radiation): Güneşten yeryüzüne gelen radyasyonun bir kısmı dalga boyunu değiştirerek atmosfere geri dönmektedir. Kar, uzun dalga radyasyonuna göre hemen hemen tam bir siyah cisimdir. Geri ışıının temel yapısı Stefan kanunu ile açıklanmaktadır. Bu kanuna göre siyah cisimden yayılan bütün uzun dalga yansımalar cismin sıcaklığının bir fonksiyonudur (Anonymous 1956; Devonec and Barros 2002).

Yayılım oranı, gerçek yayılan radyasyonun aynı sıcaklıkta siyah bir kütle tarafından yayılacak olan radyasyona oranı olarak tanımlanır. Siyah bir cisim için yayılım oranı bire eşittir ve kar kütlesi $\varepsilon = 0,97-1,00$ değeriyle mükemmel bir yayılıma oldukça yaklaşıır (Anderson 1976).

Açık gökyüzü şartlarında giren ve çıkan uzun dalga radyasyon aşağıda verilmiştir (Singh and Singh 2001).

$$Q_{li} = \varepsilon_a \cdot \sigma \cdot T_a^4 \quad (2.6)$$

Q_{li} : Kar kütlesine giren uzun dalga radyasyon ($\text{kJ/m}^2 \cdot \text{sn}$)

ε_a : Atmosferin etkili yayılım gücü

σ : Stefan Boltzman sabiti ($5,67 \times 10^{-11} \text{ kW/ m}^2 \cdot \text{K}^4$)

T_a : Zeminden 1-2 m yükseklikte havanın sıcaklığı (K)

$$Q_{lo} = \varepsilon_s \cdot \sigma \cdot T_s^4 \quad (2.7)$$

Q_{lo} : Kar kütlesinden çıkan uzun dalga radyasyon ($\text{kJ/m}^2 \cdot \text{sn}$)

ε_s : Karın etkili yayılım gücü (0,97 – 1,00)

σ : Stefan Boltzman sabiti ($5,67 \times 10^{-11} \text{ kW/ m}^2 \cdot \text{K}^4$)

T_s : Kar yüzeyinin sıcaklığı (K)

ε_a değerini tahmin etmek için bazı ampirik metotlar geliştirilmiştir (Brunt 1952).

$$\varepsilon_a = a + b \cdot \sqrt{e_a} \quad (2.8)$$

e_a zemin yüzeyinden 1-2 m yükseklikteki buhar basıncı (mb), a değeri 0,43–0,68 ve b değeri 0,029–0,082 arasında alınır (Singh and Singh 2001). Açık gökyüzü şartlarında karlı alanlarda, yüzey yakınında doymuş buhar basıncına (6,11 mb) sahip eriyen bir kar kütlesi için e_a değerinin 0,757 olarak alınması önerilmiştir (Anonymous 1956).

2.1.4.b. Hissedilebilir ısı (Sensible heat)

Hissedilebilen veya ölçülebilen ısı olarak da tanımlanan hissedilebilir ısı; bir maddenin fiziki yapısını (katı, sıvı veya gaz halinde oluşu) değiştirmez iken, sıcaklığını değiştiren ısı miktarıdır (Anonymous 1998).

$$Q_h = D_h \cdot u_z \cdot (T_a - T_s) \quad (2.9)$$

Q_h : Hissedilebilir ısı transferi ($\text{kJ/m}^2 \cdot \text{sn}$)

D_h : Hissedilebilir ısı transferi için Bulk transfer katsayısı ($\text{kJ/m}^3 \cdot ^\circ\text{C}$)

u_z : Kar yüzeyi üzerinde seçilen bir yükseklikteki rüzgar hızı (m/sn)

T_a : Hava sıcaklığı ($^\circ\text{C}$)

T_s : Kar yüzeyi sıcaklığı ($^\circ\text{C}$)

2.1.4.c. Gizli ısı (Latent heat)

Kar yüzeyine yakın nemin neden olduğu ısı transferidir. Bir maddenin sıcaklığı aynı kalırken fiziki yapısını değiştiren ısı miktarıdır (Anonymous 1998).

$$Q_e = D_e \cdot u_z \cdot (e_a - e_s) \quad (2.10)$$

Q_e : Gizli ısı transferi ($\text{kJ/m}^2 \cdot \text{sn}$)

D_e : Gizli ısı transferi için Bulk transfer katsayısı ($\text{kJ/m}^3 \cdot ^\circ\text{C}$)

u_z : Kar yüzeyi üzerinde seçilen bir yükseklikteki rüzgar hızı (m/sn)

e_a : Hava buhar basıncı (Pa)

e_s : Kar yüzeyindeki buhar basıncı (Pa)

Şayet havadaki buhar basıncı değeri kar yüzeyindeki buhar basıncı değerinden daha küçük olursa buharlaşma meydana gelir, aksi durumda yoğunlaşma oluşur.

2.1.4.d. Zeminden iletilen ısı

Zeminden kar örtüsünün tabanına ısı iletimi genellikle erime için oldukça küçük bir enerji kaynağıdır. Bu ısı akışı karın üzerinde bulunduğu zeminden kar örtüsüne doğru hareket eder. Zeminde kar örtüsü yokken yaz dönemi boyunca zemin tarafından depolanan, kar örtüsünün erimesine katkıda bulunan enerji kış ve baharın ilk dönemlerinde kar tabanının altında erimeye neden olur (Anonymous 1998; Singh and Singh 2001). Kar örtüsünün erime döneminde zeminden kaynaklı erimenin $0,05 \text{ cm/gün}$ olduğu önerilir (Anonymous 1956). Kar örtüsünün tabanına zeminin ilettiği ısı aşağıdaki gibi hesaplanabilir (DeWalle and Rango 2008).

$$Q_g = k_g \cdot dT_g / dz \cong k_g \cdot (T_g - T_{sb}) / (z_2 - z_1) \quad (2.11)$$

Q_g : Zeminden iletilen ısı (W/m^2)

k_g : Zeminin ısı iletkenliği ($\text{W/m} \cdot ^\circ\text{C}$)

z : Zeminin derinliği (m)

T_g : z_2 derinliğindeki zemin sıcaklığı ($^\circ\text{C}$)

T_{sb} : $z_1=0 \text{ m}$ derinliğinde kar örtüsünün tabanındaki sıcaklık ($^\circ\text{C}$)

2.1.4.e. Yağmurun iletlediği ısı

Kar örtüsünün üzerine yağmur veya kar yağışı gerçekleştiğinde, kar sıcaklığı ile yağış sıcaklığı arasındaki farktan dolayı bir ısı transferi olacaktır (Anonymous 1998).

$$Q_p = C_p \cdot \rho_w \cdot P_r \cdot (T_r - T_s) / 1000 \quad (2.12)$$

C_p : Yağmurun özgül ısısı ($\text{kJ/m}^2 \cdot ^\circ\text{C}$)

ρ_w : Suyun yoğunluğu (kg/m^3)

P_r : Yağmur miktarı (mm/birim zaman)

T_r : Yağmurun sıcaklığı ($^\circ\text{C}$)

T_s : Kar sıcaklığı ($^\circ\text{C}$)

Yağmurun sıcaklığının havanın sıcaklığına eşit olduğu kabul edilir. C_p özgül ısısı yağmur için $4,20 \text{ kJ/kg} \cdot ^\circ\text{C}$ ve kar yağışı için $2,09 \text{ kJ/kg} \cdot ^\circ\text{C}$ 'dir (Anonymous 1998).

2.1.4.f. İç enerji

Eğer kar örtüsünün içeriği soğuk ise veya kar örtüsünde ısı farkı var ise kar örtüsünün sıcaklığı düşer ve donma oluşur. Yağan yağmur ve eriyen kar ile birlikte kar örtüsünün sıcaklığı, bu sıvı oluşumlarını dondurmaya çalışacaktır. Bu da kar örtüsünün sıcaklığının 0°C 'ye yükselmesine neden olacaktır (Anonymous 1998).

$$Q_i = d_s \cdot (\rho_i \cdot C_{pi} + \rho_l \cdot C_{pl} + \rho_v \cdot C_{pv}) \cdot T_m \quad (2.13)$$

d_s : Karın derinliği (mm)

ρ_i : Buzun yoğunluğu (922 kg/m^3)

ρ_w : Suyun yoğunluğu (1000 kg/m^3)

C_{pi} : Buzun özgül ısısı ($2,1 \text{ kJ/kg} \cdot ^\circ\text{C}$)

C_{pw} : Suyun özgül ısısı ($4,2 \text{ kJ/kg} \cdot ^\circ\text{C}$)

T_m : Ortalama kar sıcaklığı ($^{\circ}\text{C}$)

i, l ve v alt indisleri sırası ile buz, sıvı ve buhar fazlarını temsil etmektedir. Buhar fazının etkisi ihmal edilebilir (Anonymous 1998).

2.1.5. Ampirik yöntem

Karın erime miktarını güneş ışınlarının, hava sıcaklığının, rüzgar hızının ve buharlaşma basıncının fonksiyonu olarak enerji dengesi metodu ile hesaplamak mümkünse de havzanın çeşitli yerlerinde bu faktörler farklı değerler alabilecekleri ve kolayca belirlenemeyecekleri için pratik uygulamalarda daha basit ampirik denklemler geliştirilmiştir. Bazı ampirik denklemler aşağıda verilmiştir.

Yağmurlu günler için

$$M=0,24kWT+0,013PT+1,3T+2,3 \quad (2.14)$$

M : Karın erimesi ile oluşan su yüksekliği (mm/gün)

W : Rüzgar hızı (km/saat)

T : Günlük ortalama hava sıcaklığı ($^{\circ}\text{C}$)

P : Günlük yağış yüksekliği (mm/gün)

K : Sık ormanlık bölgelerde 0,3, açık bölgelerde 1,0 'e kadar alınan katsayı

Denklemin birinci terimi; havanın ısı ve havadaki nemin yoğunlaşması ile meydana gelen erimeyi, ikinci terim yağmurun etkisini, son iki terim de güneş ışınları ve zeminden gelen ısı etkisi ile oluşan erimeyi ifade etmektedir.

Güneşli günler için

$$M=0,24kWT+1,3FT+0,1(1-F)H_i(1-\alpha) \quad (2.15)$$

M : Karın erimesi ile oluşan su yüksekliği (mm/gün)

W : Rüzgar hızı (km/saat)

T : Günlük ortalama hava sıcaklığı ($^{\circ}\text{C}$)

F : Ormanla örtülü alanın yüzdesi

H_i : Yüzeye gelen kısa dalga radyasyon ($\text{kal}/\text{cm}^2.\text{gün}$)

α : Albedo

k : Sık ormanlık bölgelerde 0,3, açık bölgelerde 1,0'e kadar alınan katsayı

Bu denklemlerde kullanılan verilerin de her yerde ve her zaman ölçümü ve elde edilebilirliği güç olduğundan daha basitleştirilmiş olan derece-gün yöntemi kullanılır.

2.1.6. Derece-gün yöntemi (Sıcaklık indeksi)

Kar erimesinin havza bazında tahmininde en yaygın uygulama olarak derece-gün yöntemi kullanılmaktadır. Sıcaklık ile ilgili verilerin genellikle mevcut oluşu ve bir yağış havzası üzerindeki sıcaklık değişimlerinin kolaylıkla belirlenebilmesi derece-gün faktörünün saptanma ve uygulaması açısından avantaj sağlamaktadır.

İndeks değerler, nokta ölçümlerinden yararlanılarak havza ortalama değerlerini elde etmede kullanılabilir. İndekslerin doğruluğu; ölçülen değişkenin, fiziksel süreci ne kadar iyi yansıttığına, ölçümün rastgele değişimine, nokta değerleri ile havza ortalamaları arasındaki değişime ve ölçülen değerin temsil edilebilirliğine bağlıdır (Anonymous 1956).

Kar erimesi hesaplamalarında indeks olarak sıcaklık değerleri yaygın olarak kullanılmaktadır. Sıcaklık değerleri, kar erimesi sürecindeki ısı transferlerini en iyi yansıtan indekstir. Ayrıca sıcaklığın güvenilir ve düzenli olarak ölçülebilmesi de indeks olarak kullanılmasını desteklemektedir (Anonymous 1956; Anonymous 1998).

Derece-gün yönteminde bir günde karın erimesiyle meydana gelecek su yüksekliğinin o günün T ortalama sıcaklık derecesi ile orantılı olduğu kabul edilir, zira T değeri gelen

radasyon, rüzgar ve nem etkisini birlikte ifade eder. Yöntem şu şekilde ifade edilebilir (DeWalle and Rango 2008)

$$M=a.(T_a-T_b) \quad (2.16)$$

M : Karın erimesiyle oluşan su yüksekliği (cm/gün)

a : Derece-gün faktörü (cm/ °C.gün)

T_a : Günlük ortalama hava sıcaklığı (°C)

T_b : Baz sıcaklık (°C)

Günlük ortalama hava sıcaklığı, günlük maksimum ve minimum hava sıcaklıklarının veya gün için saatlik hava sıcaklıklarının ortalaması olarak hesaplanır. Alternatif olarak, günlük ortalama sıcaklık yerine günlük maksimum sıcaklık, günışığı ortalama sıcaklığı ve donma noktasının üstündeki saatlik sıcaklık ortalamaları da kullanılabilir (Anonymous 1956). Günlük maksimum ve minimum sıcaklıklar belirli ağırlık faktörleri ile çarpılarak derece-gün faktörü hesabı yapılabilir. Ayrıca 24 saatlik süre yerine daha kısa süreler kullanılarak hesaplanan derece-gün değerleri de denenmiştir (Martinec 1960). Bütün bu yaklaşımlara rağmen günlük ısı alışverişi ve kar erimesindeki çevrim, erime hesabında bir günlük süreyi uygun bir birim haline getirmekte ve 0°C'yi, günlük maksimum ve minimum sıcaklıkların ortalaması yerine baz olarak kullanımı daha uygun yapmaktadır. Denklem (2.16)'daki sıcaklık farkı $T_a-T_b < 0$ olur ise kar erimesi gerçekleşmez, eğer $T_a-T_b > 0$ olur ise erime gerçekleşir.

Derece-gün faktörü günlük maksimum ve minimum sıcaklıkların, 0°C baz alınarak değerlendirildiği bir katsayıdır. Erime süreci ilerledikçe artan bir değere sahiptir. 1-10 (mm/°C) arasında değişir. Derece-gün faktörünün belirlenmesinde havzanın kot-alan ilişkisi, kar örtüsü dağılımı, toplam yağış tipi, yağış türü ve ortalama sıcaklığın yüksekliğe göre değişimi gibi parametreler etkindir. Kar örtüsü yığılma döneminde buharlaşma miktarı havza üst kotlarında çok düşük olduğundan dikkate alınmayabilir.

Havzada kar erime döneminde, meteorolojik gözlemlere dayanan ampirik yöntemler ile tahmin edilen buharlaşma miktarları, zeminin donmuş olmasından ötürü gerçek buharlaşmadan daha yüksek değerler vermektedir. Çünkü zeminde buz önce çözülecek, erime sonucu oluşan su, buharlaşma ortamı ısısına erişecek ve daha sonra buharlaşmaya başlayacaktır. Özellikle havzaların dağlık kısımlarında bu durum uzun sürer, gece gündüz sıcaklık farklarından ötürü devam etmektedir (Gürer 1975).

Derece-gün yönteminin açık alanlara göre ormanlık alanlarda kullanılması daha iyi sonuçlar vermektedir. Çünkü ormanlık alanlardaki erime; kısa dalga radyasyon ve rüzgarın etkisini kaybetmesinden dolayı sıcaklık erime üzerinde daha etkili olmaktadır. Sıcaklık, sık ormanlık alanlarda enerji akışının iyi bir indeksi olabilir. Açık alanlarda ise; kısa dalga radyasyon ve rüzgarın etkisi ormanlık alanlara göre daha fazla olduğundan, sıcaklık indeksi olarak kullanılırken derece-gün faktörünün zaman ile değişimi de göz önüne alınmalıdır (Anonymous 1956; Anonymous 1998).

Az erime olması halinde $0,09 \text{ cm}^{\circ}\text{C}$, kuzeye açık çıplak alanlarda veya yoğun orman örtülü havzalarda $0,18\text{--}0,27 \text{ cm}^{\circ}\text{C}$, genelde güneye yönelimli ve ormansız yerler ile yüksek erime halinde $0,27\text{--}0,36 \text{ cm}^{\circ}\text{C}$ değeri önerilmiştir (Anonymous 1998). Bu değerler baz alınarak İnözü projesinde erime oranı $0,153 \text{ cm}^{\circ}\text{C}$, Ilısu projesinde maksimum erime oranı $0,61 \text{ cm}^{\circ}\text{C}$, Ceyhan nehri 20-01 nolu akım gözlem istasyonu havzası için Nisan ayı erimesi $0,068 \text{ cm}^{\circ}\text{C}$ olarak hesaplanmıştır (Kutoğlu 1979).

Derece-gün metodu uzun yıllardan beri EİE ve DSİ tarafından kar erimesinden meydana gelecek taşkın hesaplamalarında kullanılmaktadır. Karasu (Çipak) havzasında yapılan çalışmada derece-gün faktörü $0,171 \text{ cm}^{\circ}\text{C.gün}$ olarak hesaplanmıştır (Acar vd. 2001).

2.2. Uzaktan Algılama

2.2.1. Giriş

Uzaktan algılama hidrolojide ve özellikle kar hidrolojisinde uygulanmaya başlanan yeni tekniklerden birisidir. Çalışmalar, taşkın ve sağanak yağmur gibi ekstrem olayların ortalama dönüş periyotlarının hesaplanmasında istatistik ve frekans analizine odaklanmıştır. Bilgisayarlar, hidrolojik ve fiziksel kararlar ile ölçülüyor veya hesaplanıyor olmasının yerine akış modellerindeki parametrelerin optimize edilebilmelerini mümkün kılmıştır. Parametrik hidroloji, deterministik hidrolojiye bir alternatif olarak ortaya çıkmıştır (Seidel and Martinec 2004).

Buna rağmen, teknolojik ilerleme hidrolojide ölçümlerin önemini yeniden keşfedilmesini sağlamıştır. Otomatik meteorolojik istasyonlar, kar hidroloji projeleri için oldukça önemli olan uzak dağlık alanlardan verileri temin etmişlerdir. Uzaktan algılama teknolojisi hidrolojik araştırma için mümkün hale geldiğinde, Dünya yüzeyindeki kar örtülü alanların görüntülenmesi görünür aralıkta uydu sensörleri için amaç haline gelmiştir. Günümüzde, kar hidrolojisi çalışmalarında kar örtüsünün havza içerisindeki dağılımı ve zamanla değişimini belirlemek amacıyla uydu görüntülerinden faydalanılmaktadır.

2.2.2. Uzaktan algılamaya genel bakış

Bugün yerküre çevresindeki çeşitli yörüngelerde bulunan uyduların algılayıcıları amaçlarına göre elektromanyetik spektrumun değişik bölümleri aracılığıyla sağlanan bilgiyi sayısal olarak depolamaktadırlar. Çeşitli yer istasyonları tarafından sinyaller halinde alınıp kullanıcıların işleyebileceği duruma getirilen yeryüzü ile ilgili bu sayısal veriler, görüntü işleme ve analiz sistemlerinde değerlendirilirler. Görüntüler üzerinde gerekli düzeltme, zenginleştirme ve sınıflandırma gibi bir takım işlemler coğrafi bilgi sistemleri (CBS) ve görüntü analiz programları kullanılarak uygulanır ve analizleri yapılarak kullanıcıların amaçlarına göre gerekli bilgilerin elde edilmesi sağlanır.

Uzaktan toplanan veri; akustik dalga dağılımları veya elektromanyetik enerji dağılımları gibi pek çok algılama şekliyle elde edilebilmektedir. Bu veri toplama şekillerinden elektromanyetik enerji; yeryüzü kaynaklarını kullanmaktadır. Bunu için elektromanyetik enerjiyi kaydedebilen algılayıcılar çeşitli uzay araçlarına monte edilmektedir. Bu algılayıcılar; yeryüzü özelliklerine göre elektromanyetik enerjiyi emme ve yansıtımlarına bağlı olarak veriyi toplamaktadır. Toplanan veriler ise, araştırılan konular hakkında bilgi edinmek amacı ile kullanıcılar tarafından analiz edilmektedir (Lillesand *et al.* 2004).

Elektromanyetik radyasyonu kullanan bir uzaktan algılama sisteminin dört bileşeni vardır: bir kaynak, dünyanın yüzey etkileşimi, atmosferik etkileşim ve bir sensör (Curran 1985):

- Kaynak: elektromanyetik radyasyonun kaynağı güneşin yansıttığı ışık veya dünyanın yaydığı ısı gibi doğal olabilir yada mikrodalga radar gibi suni olabilir
- Dünyanın yüzey etkileşimi: dünyanın yüzeyinden yayılan veya yansıtılan radyasyonun miktarı ve karakteristikleri, dünya yüzeyindeki nesnelerin karakteristiklerine bağlıdır
- Atmosferik etkileşim: elektromanyetik enerji atmosferden geçerken bozulur ve saçılır
- Sensör: dünyanın yüzeyi ve atmosferle etkileşimli olan elektromanyetik radyasyon bir sensör tarafından, örneğin bir radyometre veya kamera, kaydedilir. Belirli uzaktan algılama sistemlerinin sonradan ele alındığında bu dört bileşenin saklanması yardımcı olur.

En çok uzayda bulunan platformlardan elde edilen uzaktan algılama verisi, insansız uyduların kullanılmasıyla elde edilmektedir. Meteorolojik amaçlar için kullanılan

uydular, 1000 ile 36000 km yükseklikte yer almaktadır. Yeryüzünü araştıran uydular ise genelde 1000 km veya daha az yükseklikte işletilmektedir.

2.2.3. Uzaktan algılama ile veri toplama

Uzaktan algılama çalışmaları için gerekli veriler, elektromanyetik alanlar ve kuvvet alanları içerisinde oluşan; spektral, konumsal ve zamansal farklılıkların ölçülmesiyle elde edilmektedir. Bu ölçümler; yine bu elektromanyetik alanın kapsamında bulunan çeşitli algılama sistemleri tarafından yapılmaktadır.

Şimdiye kadar yapılan çalışmalar, yeryüzü ve kaynaklarının incelenmesinde, elektromanyetik alanda çalışan sistemlerle elde edilen bilgilerin diğer kuvvet alanlarında çalışan sistemlerden elde edilenlerden çok daha fazla olduğunu ortaya koymuştur. Burada sözü edilen uzaktan algılama çalışmaları, gözlenen noktalardan yayılan elektromanyetik enerjinin elektromanyetik alan içerisinde oluşturduğu ölçülebilen değişiklikler üzerine dayanmaktadır.

Uzaktan algılamayı daha iyi anlayabilmek için elektromanyetik enerjinin özellikleri, cisimlerle etkileşmesi ve elektromanyetik radyasyonu anlamak gerekir.

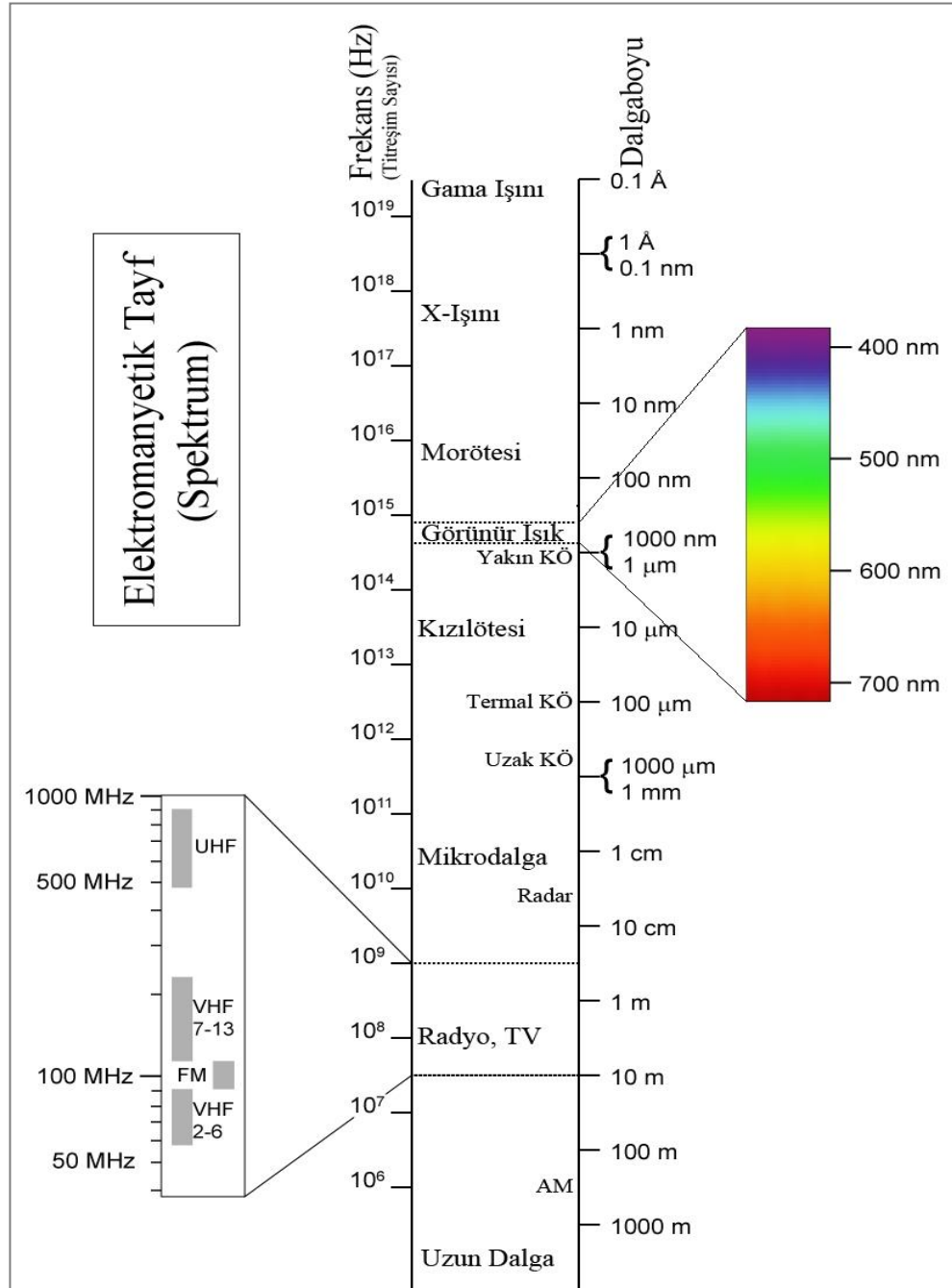
Uzaktan algılama çalışmaları için en önemli enerji kaynağı güneştir. Güneş enerjisi elektromanyetik dalgalar olarak yeryüzeyine ulaşır. Elektromanyetik enerji, elektrik ve manyetizmanın birlikte bulunduğu durumlarda vardır. Aynı enerjinin bu iki şekli olan elektrik ve manyetizma elektromanyetik radyasyon olarak birlikte hareket eder. Biri olmadan diğeri olmaz. Bir elektrik akımı her zaman manyetizma oluşturur ve manyetizma elektrik elde edilmesinde kullanılır. Elektromanyetik radyasyon, dalgalar halinde hareket etmekte ve tüm dalga boyları boşlukta aynı hızda yol almaktadır. Bu hız ışık hızıdır ve değeri 3×10^8 m/s'dir.

Enerjinin bir yerden diğeri bir yere aktarımı için değişik yollar vardır. Örneğin; patlamalar ve çağrışmalar sonucunda enerji aktarımı olduğu gibi, hareketleri tarafından

da enerji aktarımı oluşturulur. Dalga hareketiyle enerji aktarımı en iyi şekilde havuz örneği ile açıklanabilir. Durgun bir havuza bir taş atıldığında su molekülleri yerde aşağı yukarı sallanırlar ve dalgalar oluşturulur. Fakat su molekülleri olduğu yerde aşağı yukarı doğru sallandıkları için, dalgayla beraber havuzun kenarına doğru hareket etmezler. Yalnızca oluşturulan karışıklıklar (enerji) taşın atıldığı noktadan dışarı doğru seri dalgalar halinde hareket eder.

Bir dalganın tepesi ile onu takip eden dalganın tepesi arasındaki uzunluğa dalga boyu denir ve λ ile gösterilir. Dalganın maksimum yüksekliğine genlik, bir saniyede oluşturulan dalga sayısına da frekans denir ve ν ile gösterilir. Örneğin, eğer belirli bir noktadan bir saniyede 3 dalga tepesi geçerse, o takdirde dalganın frekansı saniyede 3 veya 3 hertz (Hz) olur.

Elektromanyetik spektrum, evrenin herhangi bir yerinde fizik kurallarınca mümkün kılınan tüm elektromanyetik radyasyonu ve farklı ışıınım türevlerinin dalga boyları veya frekanslarına göre bu tayftaki rölatif yerlerini ifade eden kavramdır. Herhangi bir cismin elektromanyetik tayfı veya spektrumu, o cisim tarafından çevresine yayılan karakteristik net elektromanyetik radyasyonu tabir eder.



Şekil 2.1. Elektromanyetik spektrum

Elektromanyetik spektrum süreklidir. Ancak çalışmalarda kolaylık sağlanabilmesi için özellikleri göz önüne alınarak belirli bölümlere ayrılmıştır. Bu bölümler arasında kesin bir sınır yoktur ve bölümler yer yer çakışırlar. Elektromanyetik spektrumda gama ışınları, X ışınları ve mor ötesi ışınları, görünen ışıktan daha küçük dalga boyuna

sahipken; kızıl ötesi, mikrodalga ve radyo dalgaları daha büyük dalga boyuna sahiptir. İnsan gözü bu spektrumda çok küçük bir kısmı, 0,4–0,7 μm görür. Görünen kısım içinde de 0,6–0,7 μm kırmızı, 0,5–0,6 μm yeşil ve 0,4–0,5 μm mavi renklere (RGB) ayrılmaktadır.

Elektromanyetik spektrumun uzaktan algılama çalışmalarıyla ilgili bölümleri iki kısma ayrılmaktadır.

1. Optik dalga boyları (0,3 μm -15 μm). Bu dalga boyları da iki grup içinde toplanır.

a. Yansıma dalga boyu bandları

- Mor ötesi: 0,3 μm –0,4 μm
- Görünen bölge: 0,4 μm -0,7 μm
- Yakın kızıl ötesi: 0,7 μm -3 μm

b. Yayılma dalga boyu bandları • Termal kızıl ötesi: 3 μm -15 μm

2. Mikro dalga boyları (1 mm-1 m)

a. Pasif mikrodalga: 1 mm-1 cm

b. Aktif mikrodalga (Radar)

- SHF (Super High Frequency): 1 cm-10 cm
- UHF (Ultra High Frequency): 10 cm-1 m

Elektromanyetik enerjini pek çok özelliği; dalga teorisiyle kolayca tanımlanmasına rağmen, bir diğer teori de elektromanyetik enerjinin madde ile etkileşimini konu almaktadır. Bu teori–atom teorisi–elektromanyetik enerjinin pek çok farklı birimden

(foton veya kuant) oluştuğunu kabul etmektedir. Bu teoriye göre; uzun dalga boylu elektromanyetik enerji, kısa dalga boylu elektromanyetik enerjiye göre daha az enerjiye sahiptir. Bu da yeryüzündeki nesnelerden yayılan, uzun dalgalı radyasyonun (mikrodalga), kısa dalgalı radyasyona (termal kızıl ötesi) nazaran uzaktan algılama aygıtı tarafından algılanmasının daha zor olduğunu göstermektedir.

Yeryüzü nesneleri de radyasyon kaynağıdır ve güneşten farklı büyüklükte ve spektral birleşimde radyasyon yayarlar. Bir nesnenin ne kadar enerji yayabileceği, nesnenin sıcaklığı ile doğru orantılıdır. Ayrıca, bir nesnenin sahip olduğu sıcaklığa göre oluşturacağı maksimum dalga boyu da birbiri ile ters orantılıdır. Yani sıcaklık yükseldikçe nesnenin yaydığı dalga boyu kısalmaktadır.

2.2.4. Algılayıcı aletlerle kaydedilen enerji

Güneş enerjisi bir cisim üzerine düştüğünde, o maddenin içinden geçebilir, maddenin yüzeyi tarafından yansıtılabilir, maddeyi oluşturan moleküller tarafından saçılabilir veya soğurulabilir, soğurulduktan sonra başka bir dalga boyunda yeniden yayılabilir. Atmosferde veya uzayda bulunan algılayıcılar yeryüzünden yansıma ve yayılma yoluyla kendilerine ulaşan enerjiyi kaydederler. Bu olay, uzaktan algılamanın temel öğelerinden en önemlisini teşkil eder.

Güneşten yeryüzüne gelen enerjinin tümü hiçbir zaman soğurulamaz ve enerjinin büyük kısmı yansıtılır. Bu yansımanın özellikleri; yüzeyin yapısına, gelen enerjinin dalga boyuna, geliş açısı gibi etkenlere bağlıdır. Bütün yansıtan yüzeylerin bir yansıma faktörü vardır. En yüksek yansıtmayı oluşturan yeni yağmış karın yansıma faktörü %98'dir. Çok nitelikli beyaz bir kağıdın yansıma faktörü %85 civarındadır. Gün boyunca algılayıcılarla kaydedilen 3 μm daha küçük dalga boylarındaki radyasyon doğrudan doğruya güneş tarafından oluşturulur ve herhangi bir yüzeyden yansıldıktan sonra aletlere ulaşır. Yansıma; ayna yüzeyi yansıma ve dağınık yansıma olarak iki kısımda incelenmektedir.

Ayna yüzeyi yansımada; düzgün ve pürüzsüz yüzeylere gelen radyasyonun normal ile yaptığı açı, yansıyan radyasyonun dikeyle yaptığı açıya eşittir. Durgun su yüzeyleri, yağmur damlaları, parlak boyalı maddeler bu durum için örnek verilebilir.

Dağınık yansıma, düzgün olmayan yüzeylerde oluşmaktadır. Yüzeyin pürüzlü olmasından dolayı radyasyon bütün yönlerde yansıtılır.

Enerjinin yeryüzünden yansımaları albedo ile açıklanabilir. Bir yüzeyin albedosu; yansıtılan elektromanyetik radyasyonun, yüzeye etki eden toplam elektromanyetik radyasyona oranı olarak Çizelge 2.3'te verilmiştir. Dünya, atmosfer dahil, %34 dolayında albedoya sahiptir. Bu değerin %75'ini bulutlardan yansıyan radyasyon oluşturmaktadır. Çizelge 2.3'den görüldüğü üzere suyun albedosu geniş bir aralıkta değişim göstermektedir. Bunun nedeni enerjinin su yüzeyine etkidiği açı ile ilgilidir. Su düşük geliş açılarında düşük albedoya sahiptir.

Çizelge 2.3. Çeşitli yüzeylerin albedosu (Gibson and Power 2000)

Yüzey Tipi	Albedo (%)
Çimen	25
Beton	20
Su	5 – 70
Taze kar	80 – 100
Orman	5 – 10
İnce bulut	75
Koyu toprak	5 – 10

Doğada meydana gelen tüm olaylar şu ya da bu şekilde cisimlerden yayılan radyasyonun sıcaklığı ile ilgilidir. Evrende tüm cisimler -273°C 'nin üzerinde radyasyon yayarlar. Yayılan radyasyonun miktarı ve dalga boyu aralığı, cismin özelliğinin ve sıcaklığının bir işlevidir. Yayılan enerjinin kaynağı; Güneş tarafından oluşturulan kısa dalga boylu elektromanyetik radyasyonun, yeryüzü tarafından emilmesi (yeryüzü sıcaklığı artar) oluşturmaktadır. Yeryüzü tarafından emilen enerji, sonra daha uzun

dalga boylarında yayılmaktadır. Bu yayılan enerji de termal kızıl ötesine duyarlı olan algılayıcılar tarafından ölçülebilmektedir.

Yeryüzüne ulaşan enerji yaklaşık olarak gelen enerjinin yarısıdır. Bu gelen enerjinin %50'si yeryüzü tarafından emilirken, yalnızca %4'ü yansıtılmakta ve saçılmaktadır. Yaklaşık olarak %6'sı uzay içerisinde saçılırken (veya atmosfer yüzeyinde), %20'lik kısım bulutlardan yansıtılmaktadır. Ayrıca gelen enerjinin %5'i bulutlar tarafından emilmektedir (Gibson and Power 2000).

2.2.5. Uzaktan algılamada atmosferik etkiler

Güneşten yayılan tüm radyasyon dünyaya ulaşmadan önce yoğun bir atmosferden geçmek zorundadır. Güneş enerjisi atmosferden geçerken bazı değişikliklere uğrar, yani zayıflar. Yeryüzüne ulaştığında, bu enerjinin bir kısmı burada soğurulur, büyük bir kısmı da yansiyarak yine atmosferden geçip algılayıcı aletlere ulaşır. Fakat atmosferden bu geçişte yine atmosfer tarafından bir kez daha değişikliğe uğratılır. Görüldüğü gibi, algılayıcı aygıtların kaydettiği enerji iki kez değişikliğe uğramakta ve her defasında biraz daha azalmaktadır. Buna karşın, yeryüzünün yaydığı enerji algılayıcı aygıtlara ulaşmadan önce yalnız bir kez, o da yukarı doğru çıkarken, atmosferden geçer ve doğal olarak güneşten gelen radyasyondan daha az değişikliğe uğratılır. Buna karşın, yeryüzünden yayılan enerji, güneş enerjisine göre çok daha azdır ve bu enerjinin çok ya da az olması, enerji yayınlayan yeryüzünün fiziksel öz yapısıyla yakından ilgilidir.

Atmosferden geçen güneş enerjisinin zayıflaması; saçılma ve soğurma olayları tarafından gerçekleştirilir. Güneşten gelen ve yeryüzü tarafından yayınlanan radyasyonun zayıflamalarına atmosferdeki bazı parçacıklar, atmosferde bulunan bazı gazlar ve bulutlar neden olabilmektedir.

Saçılma; güneş radyasyonu atmosferdeki gaz molekülleri ve duman, buhar, toz, tuz kristalleri, yağmur damlaları gibi askıda maddeler (aerosol maddeler) nedeni ile

gerçekleşir. Saçılma miktarı; atmosferde bulunan aerosollerin boyutları ve miktarı, elektromanyetik enerjinin dalga boyu ile yakından ilişkilidir.

Saçılmanın aksine soğurma enerjinin yeryüzüne ulaşmadan atmosferde depolanmasına, bir bakıma kayıp olmasına neden olur. Bir ortam içinde soğurmada ortama giren büyük frekanslı bir enerji daha küçük frekanslı bir enerjiye dönüştürülür, örneğin ışık ısıya dönüşür. Soğurma sonucu atmosfer ısınır. Güneş radyasyonunun en fazla yutulduğu ortamlar su buharı, karbondioksit ve ozondur. Atmosferin enerjiyi soğurması nedeniyle, elektromanyetik spektrumun %50'ye yakın kısmı uzaktan algılamada kullanılamamaktadır.

2.2.6. Nesnelerin spektral tepkileri

Yeryüzünde farklı nesnelerin farklı renklerde olduğu görülür; çimen yeşil, gökyüzü mavi gibi. Çimen göze yeşil olarak görünür; çünkü mavi veya kırmızıdan daha çok yeşil rengi yansıtmaktadır. Bir nesnenin yansıtma özelliği; dalga boyuna bağlıdır ve belirgin şekilde birkaç mikrometre aralığında değişebilir. Uzaktan algılama sistemleri görünüşte algılanamayan dalga boylarında çalışmaktadır. Algılayıcılardan elde edilen görüntüleri anlamak amacıyla; farklı nesnelerin, elektromanyetik radyasyonu yansıtma ve emme özelliklerinin bilinmesine ihtiyaç vardır.

Bir yeryüzü parçasının uzaktan algılamayla elde edilen görüntüsünden; oradaki bitki örtüsü, toprak yapısı, su mevcudiyeti, zemin yapısı gibi özelliklerin yorumlanabilmesi için nesnelerin farklı yansıtma ve soğurma özelliklerinin bilinmesi gerekmektedir.

2.2.7. Uzaktan uydu algılaması

Konuyla ilgili birçok çalışma, meteorolojik uyduların gelişiminin doğal bir sonucu olarak ortaya çıkmıştır. 1960'da TIROS-1 uydusu ile başlayan ilk hava gözlem uyduları oldukça kaba görünümlü bulut paternlerini ve yeryüzeyinin belirsiz özelliklerini dünyaya göndermiştir. Meteorolojik uydular üzerindeki görüntüleme sensörlerinin

iyileştirilmesi ile atmosferik ve karasal özelliklerin her ikisinin görüntüleri daha fazla ayırt edilebilir olmuştur. Zamanla farklı uygulamalar için örneğin ormancılık, tarım, su kaynakları, maden arama, bölgesel planlama ve haritalama gibi, çeşitli uydu sistemleri geliştirilmiştir. LANDSAT, NOAA, SPOT, JERS, IRS, METEOR ve ERS uyduları bu uydu sistemlerinden bazılarıdır.

2.2.8. Uzaktan algılamada görüntü çeşitleri

Yapılacak çalışmalarda uzaktan algılama teknolojisinden faydalanılacaksa, ne tür görüntünün çalışmada kullanılması gerektiğine karar vermek önem kazanmaktadır. Uzaktan algılama ile elde edilecek çok türde veri mevcuttur. Gerekli verilerin hangi tür görüntülerden elde edilebileceğinin bilinmesi, çalışmanın daha hızlı yapılmasını sağladığı gibi, çeşitli giderleri de azaltabilir.

Uzaktan algılamada en yaygın kullanılan görüntü çeşitleri şunlardır:

- Pankromatik (Siyah - Beyaz) görüntüler
- Kızılötesi görüntüler
- Çok bantlı (Multispektral) görüntüler
- Doğal renkli görüntüler
- Ters renkli görüntüler
- Termal görüntüler

Uzaktan algılama ile yeryüzündeki doğal ve yapay nesnelerden yansıyan ve yayılan enerjiler, bir fotoğrafik sistem veya görüntü işleme sistemi (tarayıcı) aracılığıyla görünür hale getirilmektedir. Uzaktan algılamayla nesnelerin görüntüleri, fotoğrafik ve sayısal olmak üzere iki yöntemle elde edilmektedir.

Fotoğrafik uzaktan algılamada; veri, yeryüzünden yansıyan enerjinin doğrudan doğruya bir fotoğrafik film üzerine düşürülmesiyle elde edilmektedir. Filmin özellikleri

kaydedilen veri şeklini belirlemektedir. Farklı filmler kullanılarak farklı türdeki uzaktan algılama fotoğrafları oluşturulabilir.

Görüntülerin oluşturulmasında, kaydetme ortamı olarak filmler kullanıldığı gibi, nesnelerden gelen enerjilerin elektronik ortamda kaydedilerek, sayısal görüntüye dönüştürme teknikleri de kullanılabilir.

Bir sayısal görüntü, karelerin veya dikdörtgenlerin düzenli olarak sıralanmasından oluşmaktadır. Sayısal görüntüler; uzaktan algılama sisteminin, her bir kareye bazı parametreler ile ilişkili olarak (yansıtma, yayılma gibi) belirlenen bir sayı atamasıyla oluşturulmaktadır.

2.2.9. Görüntülerin çözünürlüğü

Temel olarak 4 farklı çözünürlük kavramı bulunmaktadır.

- Mekansal (konumsal) çözünürlük
- Spektral çözünürlük
- Radyometrik çözünürlük
- Zamansal çözünürlük

Mekansal çözünürlük; sensörün tasarımına, yüzeyden yüksekliğine ilişkin bir fonksiyondur ve görüntüdeki mekansal detayın derecesini gösterir. Sensördeki detektörlerin her biri yeryüzünün belirli bir parçasından gelen enerjiyi ölçmektedir. Bu parçalar ne kadar küçük olursa, görüntüden elde edilen mekansal bilgi de o kadar ayrıntılı olacaktır. Örneğin; bir alanın 30 m çözünürlüğe sahip bir görüntüsü, 60 m çözünürlüğe sahip görüntüsüne göre daha fazla piksel ile ifade edildiğinden mekansal çözünürlüğü daha fazladır. Mekansal çözünürlük dijital görüntüler için genellikle görüntü hücresinin zemindeki boyutları olarak açıklanır. Landsat 5 TM görüntülerinin mekansal çözünürlüğü 30m x 30m'dir.

Spektral çözünürlük; görüntünün elektromanyetik spektrumda kapladığı aralığın (bant aralığı) büyüklüğüdür. Bu aralık darsa spektral çözünürlük düşük, genişse yüksektir. Pek çok uzaktan algılama sistemi çok bantlıdır ve dalga bandı sayısı kadar veri elde etmektedirler.

Radyometrik çözünürlük; görüntüye ait her bir pikselin alabileceği rakamsal değerleri kapsayan aralıktır. Radyometrik çözünürlük "bit" olarak ölçülmektedir. Örneğin; 1 bit sistem ($2^1=2$) yalnızca 0–1, 8 bit sistem ($2^8=256$) ise 0–255 arasındaki değerleri alabilir. Yüksek radyometrik çözünürlük, çok bantlı bir görüntüdeki sayısal değerleri işlemde geçirme ve analiz etme sırasında avantaj sağlar. Radyometrik çözünürlüğü yüksek olan çok bantlı görüntüler, görsel analizlerde de oldukça kullanışlıdır, çünkü renkli görüntü oluşturacak şekilde birleştirilebilirler.

Zamansal çözünürlük; bir uzaktan algılama sisteminin, aynı yeryüzü alanını ne kadar sıklıkta görüntülediğini temsil eden çözünürlüktür. Uydu sistemleri daha önceden belirlenen yörüngelere, belli yüksekliklere fırlatıldıklarından; bir alanın düzenli olarak görüntülenme sıklığı bilinmektedir.

2.2.10. Sayısal görüntü değerlendirme ve sistemleri

Veri işleme sistemlerinin amacı; uzaktan algılama araştırmalarını kolaylaştırmaktan başlar ve uygulamaya yönelik bir bazda spesifik ürünler üremeye kadar genişler. Belirli bir veri işleme sisteminin optimum tasarımı, muhtemel diğer faktörlerden daha çok sistemin amacına bağlıdır. Uzaktan algılama ve veri işleme sisteminin temelini oluşturan beş faktör; sistem kullanıcı, veri analisti, veri elde etme sistemi, veri işleme donanımı ve yazılımı ile sistem kurucusudur.

Sistem kullanıcı, veri işleme sistemi tarafından üretilen bilgilerin tüketicisi olarak tanımlanır. Sistemin amacı, kullanıcının gereksinimleri doğrultusunda belirlenir. Bu gereksinimler, araştırma sonuçları veya verilerin bilgiye dönüştürülme işlemlerinin spesifik ürünleri olabilir. Veri analisti ise, veri işleme sistemi ile çok alakalı olduğundan

sistemin bir parçası olarak göz önüne alınır. Veri elde etme sistemi, veri işleme sistemine girdi sağlayan ortamların ve aygıtların tümü anlamında kullanılır. Veri işleme donanımı ve yazılımı, veri işleme sisteminin çekirdeğini oluşturur. Bunlar veri analistinin, veri elde etme sistemlerinden gelen girdileri, kullanıcının istediği şekilde çıktılara dönüştürülmesi için mevcut olan araçlardır. Sistem tasarımcı ise veri işleme sisteminin gerçekleştirilmesinden sorumlu olan kişi veya kişileri kapsar.

Sayısal görüntü değerlendirme, bilgisayar yazılımları yardımıyla sayısal görüntülerin (örneğin uydu görüntüsü) yorumunu ve bazı dışarıdan müdahalelerle düzenlenmesini içerir. Sayısal görüntü manipülasyonu (dışarıdan düzeltme, idare etme) belirsiz bir işlemdir. Bununla birlikte; hemen hemen tüm işlemler, dört genel bilgisayar ilişkili operasyonda sınıflandırılmaktadır.

a. Görüntü düzeltme ve onarma: Uydular veya uçaklar tarafından toplanmış ham ve uzaktan algılanmış veriler, yeryüzeyi düzensizliklerinin bir gösterimidir. Düz alanların görüntüleri bile olsa yeryüzeyinin eğriliği ile bozulurlar. Görüntü düzeltme ve onarmanın amacı, görüntü kazanma işlemlerini engelleyen bozulmalar için görüntü verisini düzeltmektir. Bu temel olarak, geometrik bozukluklar, radyometrik olarak veriyi kalibre etmek ve verideki mevcut görüntüleri (parazitleri) yok etmek için ham görüntü verisinin başlangıç işlemlerini kapsar. Böylece, belli bir görüntü onarımının doğası, görüntü elde etmede kullanılan sensörün karakterine büyük ölçüde bağlıdır. Görüntü düzeltme ve onarma işlemleri, normal olarak görüntüden herhangi bir bilgi çıkarmadan yapıldığı için genel olarak ön değerlendirme olarak tanımlanır.

b. Görüntü zenginleştirme: Belli bir uygulama için görüntüyü daha yorumlanabilir yapma işlemidir. Zenginleştirme, insan gözü için ham, uzaktan algılanmış verinin özelliklerini önemli hale getirir. Normal olarak, görüntü zenginleştirme, ekrandaki özellik arasında artması istenen görsel farklılık için gereken tekniklerdir. Buradaki gerçek veriden, görsel bir şekilde yorumlanabilen bilgi miktarını artırmak için orijinal görüntü verisinden yeni bir görüntü oluşturmaktır. Zenginleştirme işlemleri, uygun düzeltme işlemleri yapıldıktan sonra normal bir şekilde görüntü verisine uygulanır. En

çok kullanılan sayısal zenginleştirme teknikleri, zıtlık manipölasyonu, uzaysal özellik manipölasyonu veya çoklu görüntü manipölasyonu olarak sınıflandırılabilir.

c. Görüntü sınıflandırma: Amacı, görüntüdeki tüm pikselleri sınıflara ve konulara otomatik bir şekilde sınıflandırmaktır. Bu normal olarak görüntüdeki her bir pikselin tanımını belirleyen istatistik tabanlı karar kurallarının uygulanmasını ve multispektral görüntü veri analizini içerir. Farklı özellik tipleri, tabiatlarında var olan yansıma ve yayma özelliklerine dayalı olarak piksel değerlerinin farklı kombinasyonları kullanılarak belirlenir.

İki çeşit sınıflandırma vardır. Eğitimli sınıflandırma ve eğitimsiz sınıflandırma. Eğitimli sınıflandırma otomatik bir sınıflandırma biçimidir ancak kullanıcı sınıflandırmanın ön aşaması olan eğitim seti oluşturma kısmında devreye girmektedir. Eğitimli sınıflandırma, çalışma alanının arazi örtüsü ve arazi kullanımı hakkında verilen ön bilgileri kullanarak sınıflandırma için gerekli istatistiki temeli oluşturur ve sınıflandırmayı bu temel üzerine kurar. Otomatik sınıflandırma başlatılmadan önce görüntü üzerinden her bir arazi sınıfı için örnek pikseller toplanır. Piksel gruplarından oluşan bu sete eğitim seti denir. Eğitimli sınıflandırma işlemi her sınıf için toplanan piksel değerlerini analiz ederek sınıfların istatistiki özelliklerini belirler. Daha sonra bu örnek özellikleri kullanarak tüm görüntüyü sınıflara ayırır. Eğitimsiz sınıflandırmada, görüntü değerlerindeki doğal gruplamalara dayanarak tanımlanmayan pikselleri sınıflarına ayırır. Sınıflandırmada analizcinin belirleyeceği eğitim verilerine gerek yoktur. Eğitimsiz sınıflandırmadan elde edilen sınıflar spektral sınıflardır. Görüntü verisinin doğal gruplamalarına dayandığından başlangıçta spektral sınıfların kimliği bilinmez. Bu yüzden, sınıflandırılan veri, spektral sınıfların bilgisel değerlerini ve kimliğini belirlemek için bazı referans verilerle kontrol edilmelidir.

d. Veri birleştirme: Veri birleştirmenin amacı, veri analizinin bir çok formunun uygulaması için CBS içeriğinde diğer bilgi kaynakları ile uzaktan algılanmış verileri bir araya getirmektir.

2.2.11. Kar hidrolojisinde uzaktan algılama

Hidrolojistler genellikle kar şeklinde havzada ne kadar su depo edildiğini bilmek ister. Hidrolojist, karın alansal dağılımı, durumu ve içindeki suyun davranışı ile de ilgilidir. Genelde karın tüm göstergelerini ölçmek zordur ve özellikle dağlık arazilerde önemli ölçüde noktadan noktaya değişiklikler gösterir.

Uzaktan algılama, kar erimesi yüzeysel akışını tahmin için kar örtü alanı belirlemede çok değerli yardımlar sunmaktadır. Geçmişte ve hala bir çok ülkede ve ülkemizde kar verisi son derece zor şartlar altında ve tehlikeli gözlemler sonucunda manuel olarak belirlenmektedir. Bu şekilde veri almak mümkün olsa bile, kar gözlem istasyonu yalnızca bir noktayı temsil eder. Ancak o noktadaki kar su içeriğini hesaplamada değerli veri sağlayabilir. Son zamanlarda kar yastıklarının uzaktan ölçümünün kullanılması ve yağışın depolanarak ölçümleri, bazı alan çalışmalarını azaltmıştır. Fakat karın noktasal ölçümü problemini ortadan kaldırmamıştır. Yani ölçümler otomatikleştirilmesine rağmen, geniş alanlar ve havzaların bir tek ölçümle temsil edilebilirliği veya edilmezliği problemi hala daha sorun olmaya devam etmektedir. Uzaktan algılama açısından bakıldığında zaman kar örtüsü, hava fotoğrafları veya uydu görüntülerinden su kaynakları için oldukça kolay tanınabilen bir olanak sağlar. Günümüzde çalışmakta olan uydu sistemleri yalnızca kar örtüsü alanlarını belirlemekle sınırlıdır. Kar derinliği veya su eşdeğeri bu sistemlerle direkt olarak ölçülemez. Bununla birlikte, değişik uydu aletleri ile bu parametreleri belirleme imkanı vardır (Bernier 1987).

Çizelge 2.4. Çeşitli kar yığını özelliklerine bağlı olarak sensör bandı tepkileri (Bernier 1987)

Özellik	Visible/Yakın infrared	Termal infrared	Mikrodalga
Karla Kaplı Alan	Evet	Evet	Evet
Derinlik	Çok sığsa	Zayıf	Orta
Kar su eşdeğeri	Çok sığsa	Zayıf	Güçlü
Albedo	Güçlü	Hayır	Hayır
Sıvı su içeriği	Zayıf	Zayıf	Güçlü
Sıcaklık	Hayır	Güçlü	Zayıf
Kar/Toprak sınırı	Hayır	Hayır	Zayıf
Rezolasyon	10 m mertebesinde	100 m mertebesinde	10 m mertebesinde

Elektromanyetik spektrumun hemen hemen tüm bölgeleri kar yığını ve onun durumu hakkında faydalı bilgi sağlayabilir. İdeal olarak, karın alansal yüzeyini, su eşdeğerini, kar durumunu veya tane boyutunu, yoğunluk ve sıvı suyun davranışını öğrenmek isteriz. Spektrumun bir bölgesi tüm bu özellikleri sağlayabilmesine rağmen spektrumun belirli bölgeleri tekil özellikleri ölçmek için kullanılabilir. Uzaktan algılama yaklaşımlarının her biri kısa dalga boylu teknikten başlayarak Çizelge 2.7’de verilmiştir (Bernier 1987).

Kar çok ayırt edici bir spektral yansımaya sahiptir. Elektromanyetik spektrumun görünen dalga boylarında ve 0,80 μm 'ye kadar olan yakın kızıl ötesi bölgede, kar yaklaşık %100 civarında yansıtıcı özellik taşımaktadır. 0,80 μm 'den daha uzun dalga boylarında kar yansıtması azalma gösterir ve aniden 1,5 μm 'de sıfıra kadar yaklaşmaktadır. 1,5 μm 'den daha büyük dalga boylarında, karın yansıtıcı özelliği ara ara artmakta, fakat genelde çok düşük değerler almaktadır.

Islak kar, kuru kara göre daha az yansıtıcı özelliğe sahiptir. Bu yüzden kar örtüsünün olgunlaşma durumunun değerlendirmesini yapmak mümkündür. Bir kar örtüsünün; alt kotlara yakın sınırlarındaki erime, kar örtüsünün serbest su içeriğinin artmasına neden olmaktadır. Bu da alt kotlardaki kar örtüsünün, üst kotlara göre daha koyu görünmesine neden olmaktadır. Örneğin, elektromanyetik spektrumun görünen bölgesindeki yansıma

tepkileriyle oluşturulmuş bir görüntüdeki karla kaplı alan; büyüklüğü 1,5 μm 'den daha büyük dalga boylarındaki yansıma tepkileriyle oluşturulmuş bir görüntüdeki karla kaplı alandan daha büyük görünmektedir. Görüntülerden elde edilen karla kaplı alandaki bu farklılık, kar örtüsü erime miktarının değerlendirilmesinde kullanılabilir.

Gamma ışınları: Kar, toprakta bulunan radyoizotoplar (potasyum, uranyum, toryum) tarafından yayılan gamma ışınlarını emer. Gamma ışının kullanımıyla, kar örtüsünün kar su eşdeğeri tahmin edilebilir. Bu yöntem daha çok düz ve ormansız alanlar için uygulanabilmektedir. Ayrıca gamma enerjisi nispeten düşük olduğundan maksimum kar derinliğinin 30–40 cm'sine kadar yararlı olmaktadır. Ayrıca toprak nemi de bu ışınları etkilemektedir.

Görünür ve yakın kızıl ötesi ışınlar: Spektrumun görünen ve yakın kızıl ötesi kısmında karın yüksek yansıtıcılığı, karın diğer yeryüzü özelliklerinden ayrılması için kullanılmaktadır. Yeni yağmış bir kar örtüsü, görünen bölgede çok yüksek yansıtma değerine sahip olabilir.

Tipik olarak, yeni kar %90'lık bir yansıtıcılığa sahip olacaktır. Oysa hava (güneş, rüzgar, yağmur) etkisiyle yıpranan, toz ve çöp parçaları toplamış ve kar danelerinin zamanla büyüklüğü eski karın yansıtma oranı %40 civarına kadar düşebilir (Bernier 1987).

Termal kızıl ötesi ışınlar: Termal veriler belkide kar ölçümü ve özellikleri için yaygın uzaktan algılama üretimleri içinde en az kullanılanıdır. Termal algılama aletleri yeryüzünden yayılan enerjiyi ölçmek için kullanılmaktadır. Bu aletler aynı zamanda kar yüzeyi sıcaklığını ölçmektedirler. Eğer kar yüzeyi hem gündüz hem de gece 0°C'de sabit kalıyorsa, bu durumda kar örtüsünün izotermal durumda olduğu ve erimenin meydana geldiği söylenebilir (Engman and Gurney 1991; Rango *et al.* 2000).

Görünen ve yakın kızıl ötesi görüntülerde olduğu gibi, bulutlar; termal kızıl ötesi görüntülerin kullanılabilirliğini de sınırlamaktadır. Eğer görüntüde bulut varsa, bulutun

üstündeki sıcaklık algılanmaktadır. Termal kızıl ötesi görüntüler bu nedenden dolayı, kar özelliklerinin belirlenmesinde kullanılırken dikkatli bir şekilde değerlendirilmelidir.

Mikrodalga ışınları: Mikrodalga enerjinin kar yüzeyinden yayılımı, kar örtüsü olmayan araziden yayılana göre daha azdır. Yani, kar örtüsünün fiziksel özellikleri ile mikrodalga ışıınımı arasında bir ilişki mevcuttur. Kar örtüsünün mikrodalga ışıınımı; kar örtüsünün derinliğine, kar-su eşdeğerine, sıvı su içeriğine, yoğunluğuna, dane büyüklüğüne ve şekline, sıcaklığına ve tabakalanmasına bağlı olarak değişim göstermektedir. Erime döneminde kar örtüsünün fiziksel özellikleri değişeceğinden, mikrodalga ışıınımı da değişiklik gösterecektir. Mikrodalga ışıınımı olarak algılanan yüzey ısısı, dalga uzunluğunun büyüklüğü nedeni ile belirli derinliğe ait verileri de kapsamaktadır. Bu bakımdan jeolojik ve hidrolojik çalışmalar için mikrodalga bölgesinde algılama yapmak, yer altı mağaralarını, fayları ve kar erimesi sonucu oluşacak su miktarını belirlemek gibi uygulamalar için uygun olur.

2.2.12. Kar örtüsünün uzaktan algılanması

Kar örtülü alanların belirlenmesinde çeşitli uzaktan algılama teknikleri geliştirilmiştir. İlk zamanlarda kar örtüsü ve toplam yüzeysel akış arasında bir ilişki geliştirmek için ardışık hava fotoğrafları kullanılarak kar erimesi piklerinin tahminleri yapıldı. 1973'ten beri NOAA ve LANDSAT uyduları dünya üzerindeki kar örtüsünün kızıl ötesi ve görünür (visible) görüntülerini sağlamaktadır. Günümüzde ise algılama teknolojisinin ve kullanılan yazılımların gelişmesiyle uydu görüntü özellikleri kar hidrolojisi için yeni imkanlar sunmaktadır.

Karla kaplı alanların belirlenmesinde çeşitli uydu platformlarından (NOAA, Landsat, Terra gibi) elde edilen görüntüler kullanılmaktadır. Karla kaplı alanların zamanla değişiminin belirlenmesinde kullanılan uydu görüntülerinin konumsal ve zamansal çözünürlükleri çok önemlidir. Çünkü kar örtüsü alanının günden güne nasıl değiştiğini belirlemek için zamansal çözünürlüğün, karla kaplı alanın da detaylı görüntülenebilmesi için konumsal çözünürlüğün yüksek olması gerekmektedir. Ayrıca konumsal ve

zamansal çözünürlüğün yüksek olması; kar örtüsünün algılanmasında sorun oluşturan bulut engelinin azalmasını da sağlamaktadır.

Kar haritalaması için uydu verilerinin kullanımı dünyanın değişik bölgelerinde operasyonel hale getirilmiştir. NOAA uydusu kuzey yarımküre için aylık ortalama kar örtüsü haritaları üretmektedir.

Manuel kar haritalamada yapılan işlemlerin bazıları; uydu görüntüsü ile aynı ölçekte bir harita üzerine uydu görüntüsünü koyup kar hatlarını belirleme, havza kontur haritası üzerine yukarıdaki işlem yapılarak karın yükseklik sınırlarının tespit edilmesidir. Fakat günümüzde bu işlemler ve daha fazlası bilgisayar yazılımları yardımıyla yapılmaktadır.

2.2.13. Coğrafi Bilgi Sistemleri (CBS)

Coğrafi Bilgi Sistemleri (CBS), mekansal verilerin toplandığı, görüntülendiği, analiz edildiği, grafik ve veri tabanı bilgilerinin ilişkisel olarak kullanılabildiği, istenen bilgiye sorgulama yoluyla erişimin sağlandığı bilgisayar destekli sistemlerdir. CBS, farklı bilgi kaynaklarından gelen verileri entegre ederek yönetim, planlama ve analiz problemlerinin çözümüne katkıda bulunur.

CBS'nin temel bileşenleri donanım, yazılım, veri, kullanıcılar (insanlar) ve yöntemlerdir. CBS, grafik ve grafik olmayan bilgilerin ve bu bilgilere bağlı diğer verilerin, bir sistem içerisinde ele alınıp sınıflanması, düzenlenmesi, saklanması ve sistemdeki bu bilgilerin istenen amaca uygun biçimde sorgulanarak analiz edilmesi yoluyla gerekli detay bilgiye ve buradan da sonuca en hızlı biçimde ulaşabilmenin bir yoludur.

Coğrafi veriler, özellikleri itibarıyla iki değişik şekilde ifade edilirler. Bunlar grafik ve grafik olmayan bilgiler şeklindedir. Grafik bilgiler coğrafi varlığın konumu, büyüklüğü ve biçimi hakkında bilgi verirken, grafik olmayan bilgiler aynı coğrafi varlığın sahip olduğu yapısal özellikler hakkında bilgi verir.

Grafik bilgiler, belli bir koordinat sistemi referans kabul ederek, sistem uzayında koordinatlarla ifade edilirler. Konumlar koordinatlarla ifade edilirken, mutlaka bir koordinat sisteminin tanımlanması gerekmektedir. Tanımlanarak, temel alınan koordinat sistemi coğrafik referans olarak adlandırılır. Grafik olmayan veriler tanımlayıcı nitelikte yazılı bilgiler olup, coğrafi varlıkların, öznitelik bilgilerinden oluşurlar. Öznitelik bilgisi, grafik olarak ifade edilemeyen özelliklerin, şekilden bağımsız, metinsel olarak ifade edilmeleridir.

Grafik veriler; vektör, raster veya bu ikisinin karışık hali şeklindedir. Vektör veriler üç farklı unsurdan oluşur. Bunlar; nokta, çizgi ve alandır. Her üç tanımlama da geometrik koordinat sistemi içinde (x;y) değerleriyle gerçekleştirilir.

Raster veri yapısı, mekana ait bir özelliğin, belli ölçülerdeki bir alan (hücre = cell) veya alanlar ile tanımlanması karakterize edilir. Hücrenin boyutları değişken olup, kullanıcının tercihiyle bağlıdır. Buradan da anlaşılacağı üzere bir hücrenin iki boyutu vardır. Tek hücre; bir unsurun veya özelliğin doğadaki noktasal veya iki boyutlu mekansal dağılımını ifade eder. Birden fazla hücre topluluğu ise yeryüzüne ait çizgisel veya alansal bir özelliği temsil eder CBS raster sistemi için en uygun veri yapısı bir alan kapsayan (poligon) veri yapılarıdır. Bunlar üç veya daha fazla noktanın oluşturduğu bir mekanı temsil eden verilerdir. Vektörel gösterim daha çok harita üzerindeki özelliklerin çizgisel gösterimi şeklinde olurken, raster gösterim, aynı coğrafik özelliklerin çekilmiş bir fotoğrafı gibidir. Böyle bir fotoğrafın büyüteç altında incelenmesiyle görülecektir ki çok küçük boyutta, farklı renklere sahip kare biçimindeki kutucukların bir araya gelmesiyle bütün bir görüntü oluşmaktadır. Fotoğraf özelliğine sahip bir gösterim şekli olan raster veri modelinde, herhangi bir görüntü bütünü piksel veya hücre adı verilen seri haldeki küçük boyutlu kutulardan ya da diğer bir deyişle gridlerden meydana gelir. Gridler aynı boyutta olup, farklı renkte olabildikleri gibi, birbirini izleyen herhangi bir rengin tonları şeklinde de olabilir.

Grafik veriler; raster, vektör veya bu ikisinin bir karışımı şeklinde depolanabilir. Uzaktan algılama verilerinin piksel yapısı ile birleşmede, raster tabanlı CBS ideal bir

çözündür. Raster tabanında, birkaç tabaka arasında düşey analiz gibi pek çok inceleme, geometrik olarak ve üst üste bindirme şeklinde rahatlıkla yapılabilir. Bu formatın bir dezavantajı, çok miktarda veri saklaması ve hesaplama işlemlerini biraz yavaşlatmasıdır.

2.2.14. Uzaktan Algılama (UA) ve Coğrafi Bilgi Sistemleri (CBS)

Uzaktan algılama ve CBS teknolojileri, iyi bir şekilde kendini kabul ettirmiş ve uygulamalı hidrolojide yaygın olarak kullanılmaktadır. Kurallara uygun uygulamalarda, hem uzaktan algılama verilerinden hem de CBS analizlerinden hidrolojik modellere girdi olarak yararlanılmaktadır. Uzaktan algılama ve CBS teknolojileri hidrologistler için tüm mümkün olabilen veriler için değerlendirme, yönetme ve yorumlama kolaylığı sağlar. Uzaktan algılama verileri CBS'ndeki uygun veriler birleştirildiği zaman seçilen değişkenlerin uzaysal ve zamansal değişimlerinin sayısal gösterimini verir ve hidrolojik modellere girdi olarak hizmet eder.

Kar hidrolojisinde, CBS (uzaktan algılama ile birleştirilmiş) kar örtüsü alanını belirlemek için geniş bir şekilde kullanılmaktadır. CBS, uzaktan algılanmış verinin sınıflandırılmasını yapmak için havzanın topoğrafik özellikleri ve kar örtüsü alanı gibi birkaç tabaka verisi ile birleştirilebilir. CBS (bazı istatistik tekniklerle birleştirilmiş), kar erimesi akış modellerinin değişkenlerini ve parametrelerini elde etmek için havza üzerinde sıcaklık, yağış ve kar derinliği gibi noktasal meteorolojik ölçümlerin uzaysal dağılımında da kullanılabilir.

2.2.15. Yeryüzünü Gözlemeleme Sistemi (EOS)

Yeryüzünü Gözlemeleme Sistemi (EOS), uygulamalı gözlemeleme sistemlerini içermektedir. EOS programı dâhilinde, çok sayıda platform ve algılayıcı alet kullanılarak, uzaktan algılama ile yeryüzü gözlemlenmektedir (Lillesand *et al.* 2004).

EOS'un ilk iki algılama platformu Terra ve Aqua uzay araçlarıdır. EOS'un ilk uydusu Terra 18 Aralık 1999 tarihinde fırlatılmıştır. 14 Mayıs 2002 tarihinde ise Aqua uydusu fırlatılmıştır. Her iki platform da çoklu uzaktan algılama aletlerine sahip olan sistemlerdir. Terra uydusu üzerinde beş algılayıcı alet bulunmaktadır (Çizelge 2.5).

Çizelge 2.5. Terra üzerindeki algılayıcılar (Lillesand *et al.* 2004)

Algılayıcı	Genel Özellikler	Başlıca Uygulamalar
ASTER	Görünen ve yakın, orta, termal kızıl ötesi bölgede üç tarayıcı, 15-90 m çözünürlük	Bitki, kaya tipleri, bulutlar, volkan çalışmalarında; sayısal harita oluşturulması, yüksek çözünürlüklü veri oluşturulması
MISR	Dört kanallı CCD dizileri dokuz ayrı görüntü açısı	Yeryüzündeki nesnelerin çok açılı görüntülerini sağlar, bulutlar, aerosoller hakkında veri, ASTER ve MODIS elde edilen verilen atmosferik düzeltimi
MOPITT	Üç kanallı yakın-kızıl ötesi tarayıcı	Atmosferde karbon monoksit ve metan gazlarının ölçülmesi
CERES(*)	İki geniş bant tarayıcı	Dünya'nın toplam radyasyon enerji dengesini gözlemlemek için atmosferin üstündeki parlaklık ölçümleri
MODIS(*)	36 kanallı görüntüleme spektrometre, 250 m-1km çözünürlük	Yer ve okyanus çalışmalarında, bulut örtüsü, bulut özellikleri için kullanışlı

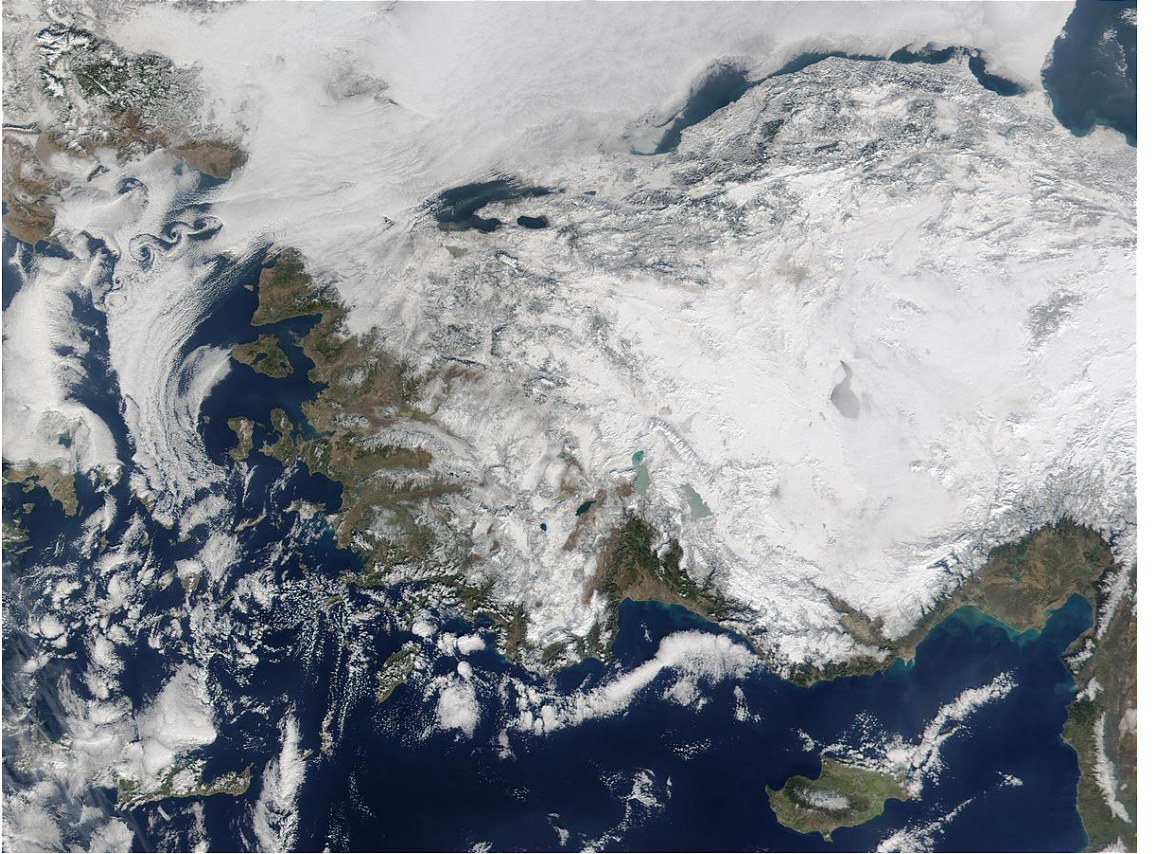
(*) Terra ve Aqua uydularının her ikisinde mevcut

2.2.16. MODIS algılayıcısı

Terra ve Aqua uydularında bulunan MODIS algılayıcısı; yer, okyanus ve atmosferik süreçler hakkında kapsamlı veri sağlamak amacı ile kullanılmaktadır. Önceki algılayıcılardan farkı, hem zamansal ve konumsal çözünürlüğünün yüksek olması, hem de 36 ayrı spektral bantta; 0,4 μm 'den 14 μm 'ye kadar, veri toplayabilmesidir. MODIS bant 1 ile bant 2; 250 m, bant 3 ile bant 7 arası 500 m ve bant 8 ile bant 36 arası 1 km, konumsal çözünürlüğe sahiptir.

Terra MODIS'ten işletimsel veri toplanması 24 Şubat 2000 tarihinde başlamıştır. Terra uydusunun ekvatoru geçiş zamanı saat 10:30 civarındadır. Aqua uydusunun ekvatoru geçiş zamanı saat 13:30 civarındadır. Bu iki geçiş zamanıyla (Terra sabah, Aqua öğleden sonra), bulutların 3 saat içerisinde yerinin ve alansal dağılımının değişmesinden dolayı, daha açık kar örtüsü görüntülerinin elde edilme olasılığı artmaktadır.

Şekil 2.2'de Terra uydusunun MODIS algılayıcısı tarafından, 13 Ocak 2002 tarihinde, gerçek renklerde görüntülenmiş Türkiye görüntüsü görülmektedir.



Şekil 2.2. Terra/MODIS algılayıcısından elde edilen Türkiye görüntüsü [visibleearth.nasa 2002].

MODIS'in kar örtüsünü görüntülemeye kullandığı bantlar Çizelge 2.6'da gösterilmektedir.

Çizelge 2.6. MODIS kar ürünlerinin oluşturulmasında kullanılan bantlar (Hall and Riggs 2007)

Bant Numarası	Bant Genişliği (µm)	Terra/Aqua
1	0.620 – 0.670	Terra ve Aqua
2	0.841 – 0.876	Terra ve Aqua
4	0.545 – 0.565	Terra ve Aqua
6	1.628 – 1.652	Terra ve Aqua(*)
7	2.105 – 2.155	Terra(**) ve Aqua
31	10.78 – 11.28	Terra ve Aqua
32	11.77 – 12.27	Terra ve Aqua

(*) Kar örtüsü haritalanmasında; bant 6, Aqua uydusunda kullanılmıyor

(**) Kar örtüsü haritalanmasında; bant 7, Terra uydusunda kullanılmıyor

İki uydudaki MODIS aletleri hemen hemen bant 6 (1,628-1,672 µm) hariç benzerdir. Aqua MODIS'deki bant 6 algılayıcısının %70'i bir teknik arıza nedeni ile işlevsizdir. MODIS bant 6, kar algılaması için çok önemli olduğundan; Aqua MODIS'deki bant 6 algılayıcılarının kar haritalama algoritmalarında kullanılamaması sorun yaratmaktadır. Bu nedenle Aqua kar örtüsü ürünlerinin elde edilmesinde, bant 6 değerleri yerine bant 7 değerleri kullanılmaktadır (Hall and Riggs 2007). Bu durum da, Terra ve Aqua uydularından alınan görüntülerin birbirileri ile kıyaslanarak kullanılmalarını gerektirmektedir.

MODIS kar ürünleri, farklı kullanıcı gruplarına hizmet vermek amacı ile farklı çözünürlüklerde ve projeksiyonlarda oluşturulmaktadır. Kar haritaları 500 m çözünürlükte sinüzoidal projeksiyonda ve 0.05° çözünürlükte enlem/boylam koordinat sisteminde üretilmektedir.

MOD10A1 kar ürünleri: MOD10A1 kar örtüsü ürünleri; 500 m çözünürlüğe sahip, kare şeklinde bölümlenmiş görüntülerdir. MOD10A1; MOD10L2G kar ürününden türetilen bir kar örtüsü görüntü ürünüdür. MOD10A1 ürünleri, Dünya'nın sinüzoidal projeksiyonda coğrafik konumlarına göre haritalanması ile oluşturulmaktadır. Bu ürünün, bir kare görüntüsü yaklaşık olarak 1200x1200 km alanı kapsamaktadır. Ürünün

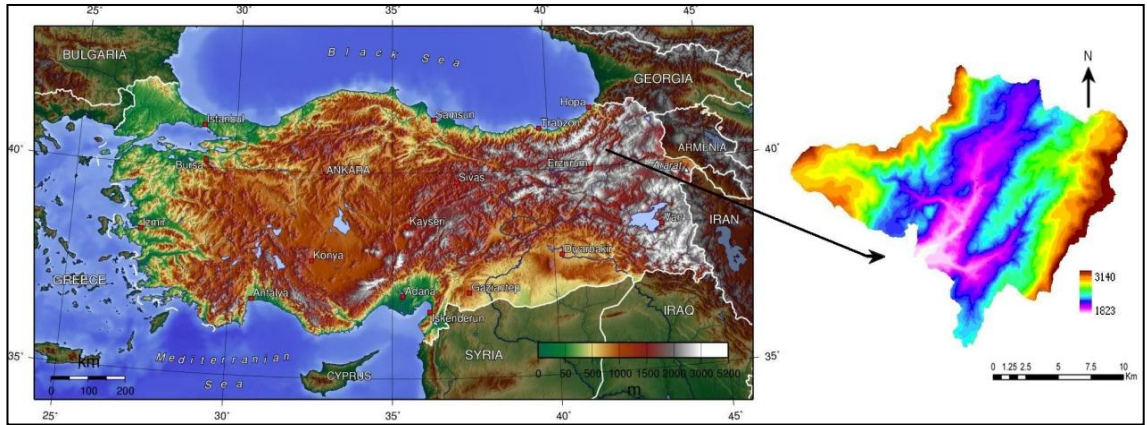
veri alanında; kar örtüsü haritası, oransal kar örtüsü (FSC), kar albedosu ve kalite değerlendirmesi olmak üzere dört kar verisi bulunmaktadır (Riggs *et al.* 2006).

3. MATERYAL ve YÖNTEM

3.1. Materyal

3.1.1. Çalışma alanı

Kırkgöze havzası Erzurum ili sınırları içinde Yukarı Karasu Havzası'nın kuzeydoğusunda yer almaktadır ve 242,7 km²'lik drenaj alanına sahiptir (Şekil 3.1). Havza kotu 1823 m ile 3140 m arasında değişmektedir. Havza, kuzeyde Kızılkilise Yaylası, güneyde Tüy Komları, doğuda Kargapazarı silsilesi ve batıda Sarıçağıl Tepesi ile çevrelenmiştir. Yukarı Fırat Havzası'nı doğu-batı yönünde kat eden Karasu Nehri Yukarı Karasu Havzası'nın kuzeydoğusundaki Güvercin ve Kandilli Dağlarından kaynaklanan Köşk, Büyükçay ve Yeşildere derelerinin birleşmesinden sonra Karasu adını almaktadır. Karasu Çayı, Karasu Nehri'nin başlangıcıdır.



Şekil 3.1. Türkiye haritası ve Karasu-Kırkgöze havzası

Bölge yılda 150 gün karla kaplıdır ve yağışın önemli kısmı kar şeklinde düşmektedir. Havzaya ait geçmiş çalışmaların bulunması, şehir merkezine olan yakınlığı ve kontrollü bir havza olması bu alanın seçilmesinde etkin rol oynamıştır.

Çalışma alanında, Çipak (21-01), Büyükçay (DSİ, 21-168), Köşk (21-152) ve Yeşildere (EİE, 21-68) olmak üzere dört adet akım gözlem istasyonu bulunmakta ve bu istasyonlarda düzenli olarak hidrometrik ölçümler yapılmaktadır. SRM ile hesaplanan kar erimesi değerlerini kontrol edebilmek için Devlet Su İşleri'nin kayıtlarından yararlanılmıştır.

3.1.2. Meteoroloji gözlem istasyonları

Havzada belirlenen 2019 m, 2454 m ve 2891 m yüksekliklerdeki uygun yerlere üç adet otomatik meteoroloji ve kar gözlem istasyonları TÜBİTAK 106Y293 nolu proje desteğiyle kurulmuştur. Gözlem istasyonlarından elde edilen rüzgâr, hava sıcaklığı, nem, hava basıncı, toprak sıcaklığı, güneş radyasyonu, yağış, kar yastığı üzerindeki basınç ve derinlik verileri iki saatlik ve günlük ortalamalar haline getirilerek incelenmiştir. Erzurum Kırkgöze (Çipak) havzasında farklı yüksekliklerde (2019 m, 2454 m ve 2891 m) kurulan meteorolojik ve kar gözlem istasyonlarındaki iklim koşulları Aralık 2007 ile Haziran 2008 zaman aralığında karşılaştırmalı olarak istasyonların ölçüm kalitelerini belirlemek için değerlendirilmiştir. Kar potansiyeli yüksek olan dağlık bir havza içerisindeki farklı bakı ve yüksekliklerde üç istasyondan alınan iklim verilerinin yeterli, kaliteli ve gerçek zamanlı toplanabildiği gösterilmiştir (Acar vd. 2009a; Acar *et al.* 2009b).

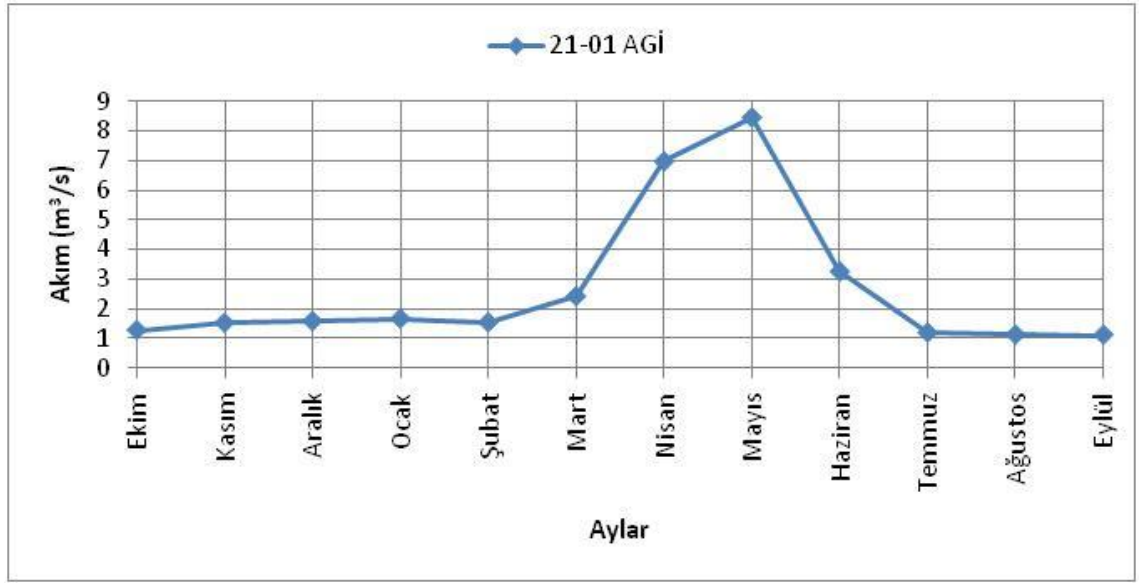
3.1.3. Akım gözlem istasyonu

Havza alanını drene eden en büyük akarsu Karasu çayıdır. Kırkgöze köyünün 500 m kadar doğusunda 1961 yılından beri DSİ tarafından işletilen 21-01 no'lu akış gözlem istasyonu (AGİ), havza çıkış noktasında yer almakta olup eşel ve limnigrafla seviye ve debi ölçümleri yapılmaktadır. İstasyonun değerlerinin güvenilir olduğu kabul edilmiştir. AGİ 41° 22' 0" doğu ve 40° 06' 0" kuzey koordinatlarında, Erzurum-Tortum şosesinde, Gökçeyamaç ile Kırkgöze köy yolu arasında bulunmaktadır. Karasu Deresi Kırkgöze Köprüsü AGİ'deki Stevens tipi limnigraf ve son yıllarda kullanılmaya başlanan elektronik limnigraf en zor kış şartlarında dahi işletilmektedir. Kullanılabilir veriler

1962 yılından beri elde edilmektedir ve AGİ'nin yeri gözlem süresi boyunca değiştirilmemiştir. 1969 yılı akım verilerinde bazı eksiklikler olduğu ve korelasyonla tamamlandığı için değerlendirmeye alınmamıştır. Ayrıca 1991 yılından sonraki akım verileri genel müdürlükte hatadan arındırılarak kontrol edilmektedir (Yerdelen 2003). Çalışmada kar erime mevsimi olan Mart-Haziran dönemi günlük debileri kullanılmıştır.

Havzanın genel jeolojik formasyonları dikkate alındığında havza üst kotlarında yer alan Bazalt, geçirimli, çatlaklı ve boşluklu olduğu için ilk etapta havza yamaçlarında biriken karın erimesi sonucu sızmalar neticesinde oluşan akımın yer altı su kaynaklarını besleyeceği gibi bir görüş oluşmaktadır. Fakat eriyen su bazalt formasyonlarının hemen altında bulunan aglomera ve tuf kontaklarının bulunduğu bu kısımlarda derinlere sızmadığından kesişme sınırlarında kaynaklar şeklinde tekrar yüzeye çıkmaktadır. Dolayısıyla kar erimesi sebebiyle sızan suların yer altı sularını beslemesinden ziyade bahsedilen pınarlardan yüzeye çıkarak akarsuyun baz akımını besledikleri tespit edilmiştir. Bu durumun yanı sıra havzada alüvyonlar bulunmaktadır. Ancak alüvyonlar akarsu yatağı boyunca ve 1 km²'lik küçük bir alanı kapsadığından bunların yer altı suyunu beslemeleri gibi bir durum söz konusu değildir. Başka bir ifadeyle karstik olmayan, geçirgen formasyon havzanın üst kotlarında yer aldığı için yer altı suyu beslenmesi açısından yanal akış potansiyeli olduğu söylenemez. Havzada yapılan çalışmada izotop bileşimine dayalı olarak Mart 2008 ile 15 Haziran 2008 tarihleri arasındaki kar erime döneminde akımın % 9'u yeraltısuyundan %91' ise yüzeysuyundan sağlandığı gösterilmiştir (Pekkan 2009).

21-01 nolu AGİ ait ortalama yıllık akım hidrografi Şekil 3.2'de gösterilmiştir. Görüldüğü gibi, akımın önemli bir kısmı kar erimesine bağlı olarak Nisan, Mayıs ve Haziran aylarında gerçekleşmektedir.



Şekil 3.2. Ortalama yıllık akım hidrografı (1989–2009)

3.1.4. Jeoloji

Bölgede genel jeoloji amaçlı çalışmalar Lahn (1939), Erinç (1953) tarafından gerçekleştirilmiştir. Değişik zamanlarda çalışmış yerbilimcilere göre, havza alanında volkanik ve sedimanter çökeller vardır. Havza genelinde birikme ve yıpranma örnekleri görülür. Havzadaki belli başlı jeolojik formasyonlar bazalt, alüvyonlar (K₂, K₃), miosen (M₂) ve aglomeradır (Anonim 1976; 1978). Şengör ve Kidd (1979), Şengör ve Yılmaz (1981) Arap ve Avrasya levhaları arasında Bitlis Sütür Zonu Boyunca gerçekleşen çarpışma sonucunda çalışma alanını da içeren Doğu Anadolu bölgesine ait kıtasal kabukta büyük ölçüde bir kısalma ve yükselme meydana geldiğini belirtmişlerdir. Kabuktaki kalınlaşma günümüzde de devam etmektedir (Sarıgül 1999).

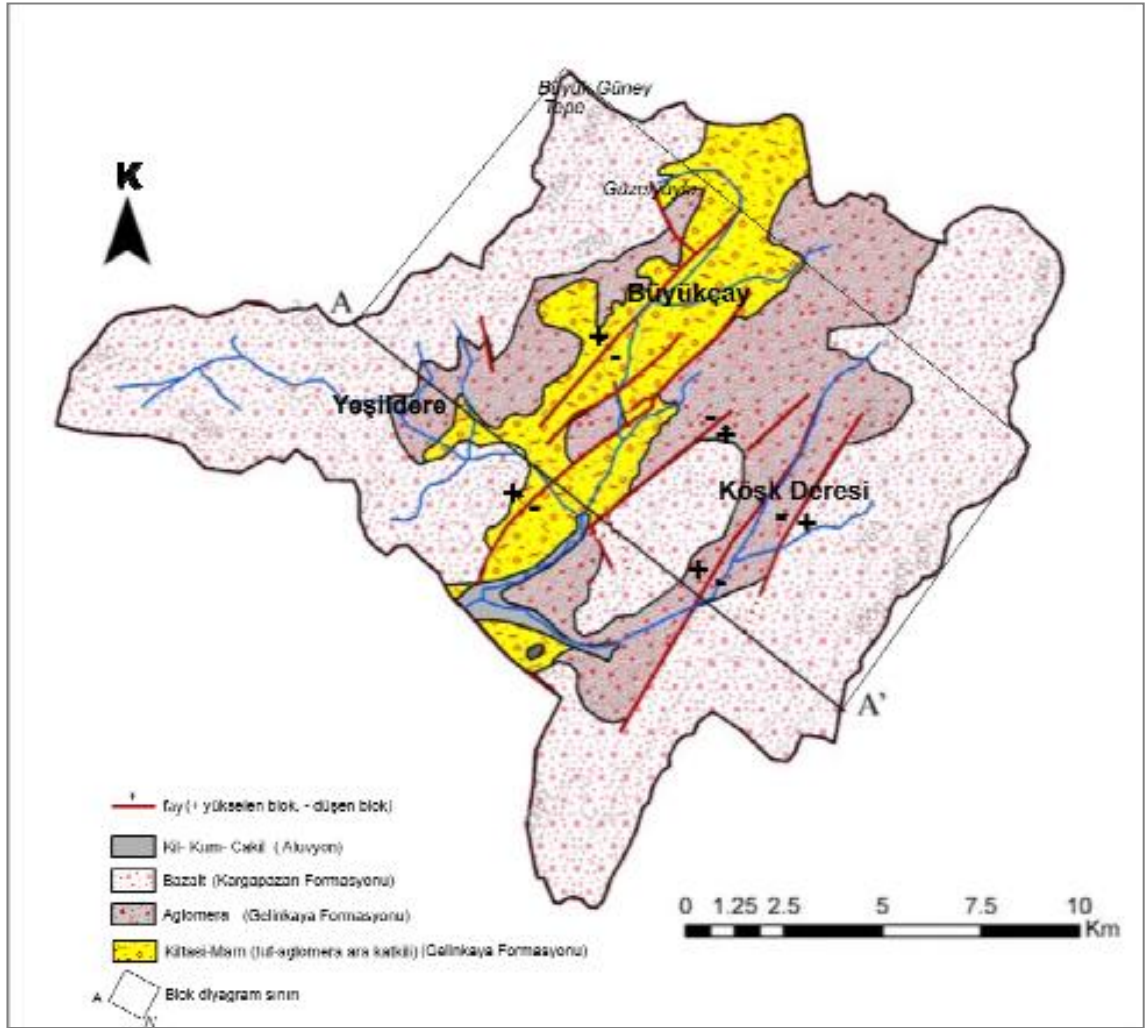
Havzanın doğu ve batı sırtlarını kaplayan, genellikle miosen yaşlı olan bazaltlar, mavimsi gri, kahve ve siyahımsı renklindedir. Volkanizmalar neticesinde oluşmuşlardır. Bu nedenle diğer volkaniklerle karmaşık bir yapı gösterirler. Akma yönleri çeşitli faylanmalar nedeniyle karmaşıktır. İlk volkanizma ürünleri; tuf aglomeralar ile sedimanterler arasına girmektedir. En son bazalt akıntısı ise Köşk Köyü civarında akma kalınlığı 1 metreyi bulan pişme zonu meydana getirir. Gri-mavi renkli bazaltlar masif

görünürlü, çeşitli yönde kırıklı ve andeziktir. Kızıl-kahve, siyahımsı görülen bazaltlar gaz boşluklu olup cüruf karakterindedir. Bünyelerinde bulunan yer altı suyunu küçük mevsimsel kaynaklar halinde boşaltırlar veya yan formasyonlara naklederler.

Havzada sedimantasyon başlıca iki dönemde gerçekleşmiş ve sonuçta iki ayrı ortamda dolgu malzemesi birikmiştir. Bunlardan birincisi yer yer akarsu ortamında, daha sonra tatlı sulu göl ortamında çökelmiş olan beyaz ve açık gri renkli Pliyosen tortullarını içermektedir. Bu birim üzerine aşıl uyumsuzlukla gelen Kuvaterner yaşlı kaba taneli gevşek kırıntılı sedimanlar, alüvyal yelpaze, örgülü akarsu ve bataklık ortamında çökelmişlerdir (Gülbüz ve Gülbaş 1999).

Havza alanında kuzey doğu-güney batı yönünde bir senklinal ve altısı senklinalle aynı yönlü beşi kuzey batı-güney doğu yönünde, atımları 30 ile 50 arasında olan 11 adet fay bulunmaktadır (Sarıgül 1999).

Çalışma alanının üst kotları bazaltlar tarafından çevrelenmiştir. Bu yapılar birkaç volkanizma sonucu oluşmuşlardır, bu nedenle diğer volkaniklerle karmaşık bir yapı göstermektedir. İçerisinde bulunan yeraltısuunu küçük mevsimsel kaynaklar halinde boşaltırlar veya tuf ve aglomeradan oluşan yan formasyona aktarırlar (Şekil 3.3). Bölgede bazaltların altında yaygın halde görülen tuf ve aglomeralar görülmektedir. Bazalt, andezit ve tuf içerikli köşeli ve çeşitli boy çakıl ve blokların ince taneli volkaniklerle çimentolanması sonucu oluşmuşlardır. Çeşitli yönde faylı ve çatlaklı olan aglomeralar, çatlak zonlarında az miktarda yeraltısu taşımaktadır. Bölgede aglomeraların altında uyumsuzlukla gelen tuf ve aglomera katkılı kilaşı ve marn tabakası yer almaktadır. Üstündeki formasyonlara göre daha geçirimsiz bir yapı sunan kil ve marn tabakası sınırında küçük mevsimsel kaynaklar gözlenmektedir.



Şekil 3.3. Kırkgöze havzası jeoloji haritası (Anonim 1978)

3.1.5. İklim ve bitki örtüsü

Havzanın genel bitki örtüsü çayır ve meralar oluşturmaktadır. Bunların dışında dere boylarında az miktarda söğüt ve kavak ağacı bulunmaktadır.

Bölge genelinde olduğu gibi havza da kara iklimi etkisi altındadır. Günlük, yıllık sıcaklık farkları yüksektir. Kışlar sert, soğuk ve uzun; yazlar ılık ve kuraktır. Yağışların önemli kısmı kar şeklindedir. Havza yılın yaklaşık 150 günü kar örtülüdür.

3.1.6. Çalışılan havzanın özellikleri

Bir akarsuyun su kaynakları yönünden önemi havzasının büyüklüğüne, özelliklerine ve bölgedeki hidrolojik şartlara bağlı olarak değişir. Bir akarsuyun ve havzasının özelliklerini belirleyen en önemli büyüklükler aşağıda verilmiştir. Bu büyüklükler, normal akımlarına ve taşkınların büyüklüğüne ve zaman içindeki dağılımlarına etki eder ve akarsuları birbiriyle karşılaştırmak için bilinmeleri gerekir.

Akarsu havzasının büyüklüğü: Bölgede yapılan önceki çalışmalarda havza alanı planimetre ile 240 km² bulunmuş olup SYM ile yapılan hesaplamalarla havza sınırı belirlenerek bu alan 242,716 km² bulunarak oldukça yakın sonuç elde edilmiştir. Havzanın çevresi ise 116,30 km olarak hesaplanmıştır.

Havzanın biçimi: Taşkın pik debilerini ve diğer hidrografik değerleri özellikle havzadaki akışların ayarlanmasını etkileyen önemli bir parametredir. Havza şeklini karakterize eden çeşitli indisler geliştirilmiştir. Örnek olarak havza alanının (A), ana akarsu kolunun uzunluğu (L) ile ilişkisi Eagleson (1970) tarafından incelenmiştir. Eagleson havzanın en büyük genişliğini (B) esas alarak havza şekli için iki ayrı tanım vermektedir. Havzanın biçim faktörü (m) ve havzanın görünüm oranı (a)

$$m = \frac{A}{B \times L} \quad (4.2)$$

$$a = \frac{B}{L} \quad (4.3)$$

Arazinin sayısal yükseklik modeli ile havza sınırları dahilinde olası akım ağı oluşturulmuş ve ana nehir uzunluğu 30,41 km, ana nehir eğimi ise %2,0 olarak hesaplanmıştır. Bu değerler yardımı ile havzaya ait;

$$m = \frac{A}{B \times L} = \frac{242,716}{25,3 \times 30,41} = 0,315 \quad (4.4)$$

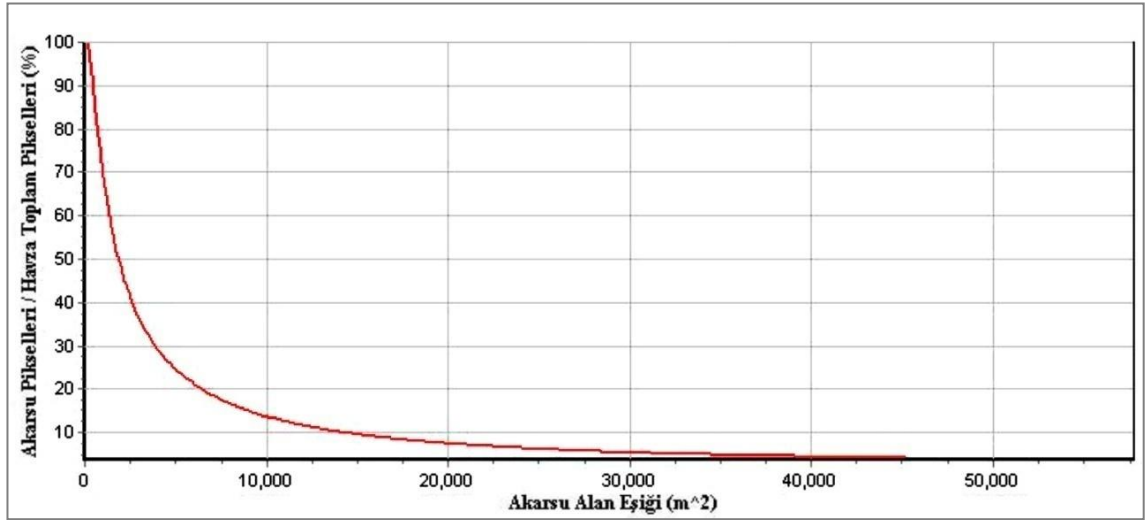
$$a = \frac{B}{L} = \frac{25,3}{30,41} = 0,831 \quad (4.5)$$

bulunmuştur. Havza biçim faktörü ve havza görünüm oranı yardımıyla

$$\frac{A}{L^2} = m.a \rightarrow \frac{242,716}{30,41^2} = 0,314 \times 0,831 \cong 0,262 \quad (4.6)$$

indisi elde edilir. A ile L arasındaki bağıntı şekil üzerinde işaretlenmiş ve yaklaşık olarak $L=1,31.A^{0,5727}$ olduğu belirlenmiştir. Bu ifadeden de anlaşıldığı gibi büyük havza, küçük havzaya göre biraz daha uzun olmaktadır. Fakat bir bütün olarak şekilleri arasında iyi bir benzerlik vardır. Bu benzerlik aynı akarsuyun ana ve tali havzaları arasında daha belirgindir.

Drenaj yoğunluğu ve dere frekansı: Drenaj yoğunluğu, 1 km²'ye düşen ortalama akarsu uzunluğu olarak tanımlanır. Havza içinde su taşıyan tüm doğal kolların, toplam uzunluğunun havza alanına bölünmesi ile elde edilir. Bölgedeki iklim şartlarının akarsu uzunluğuna etkisini gösteren bu değer, genellikle 0,5–2,5 km/km² arasında değişir (Erkek ve Ağırlioğlu 1998). Bu havzanın drenaj yoğunluğu 1,3455 olarak hesaplanmıştır. Ayrıca sayısal yükseklik modeli oluşturulduktan sonra raster drenaj yoğunluğu (Akarsu pikselleri/Toplam havza pikselleri) ile akarsu alan eşiği (Stream Area Threshold, SAT) arasında bir grafik çizilebilir. Bir havza alt havzalara bölündüğünde verilen bir SAT değeri için hangi alt havzanın daha iyi drene edilmiş olduğunun belirlenmesi ve hangisinin daha yüksek bir drenaj yoğunluğuna sahip olduğu bu grafikten gözlenebilir ve kurulacak akış modellerinde akış güzergah parametresinin belirlenmesine yardımcı olabilir.

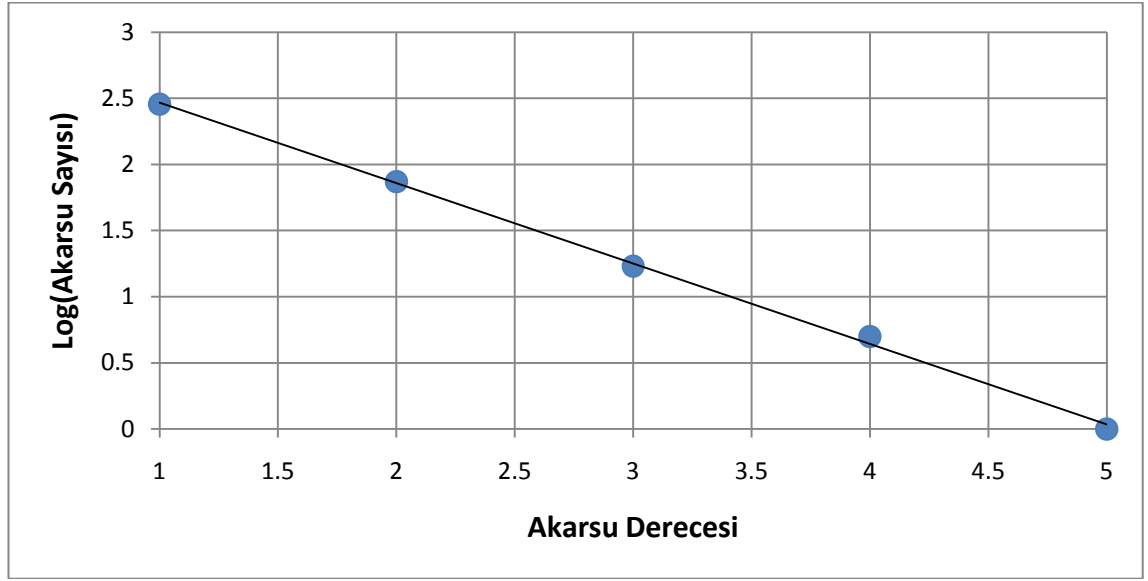


Şekil 3.4. Drenaj yoğunluğu – akarsu alan eşiği

Çatallaşma oranı: Kantitatif jeomorfolojide akarsu ağı dereceli bir akarsu sistemi ile tanımlanır. Bir akarsu ağının karakterize eden en önemli büyüklük çatallaşma oranı olup,

$$R_B = \frac{N_n}{N_{n+1}} \quad (4.7)$$

eşitliği ile hesaplanır. Burada N_n , n. dereceli akarsuların sayısıdır. Akarsularda çatallaşma oranı genellikle 2–5 arasında değişir (Erkek ve Ağırlioğlu 1998). Yapılan çalışma sonucunda Şekil 3.5 elde edilerek çatallaşma oranı 4,06 olarak hesaplanmıştır.



Şekil 3.5. Çatallaşma oranı

Çizelge 3.1. Kırkgöze havzası akarsu dereceleri, sayısı ve logaritması

Akarsu Derecesi	Akarsu Sayısı	Log(Akarsu sayısı)
1	285	2,45484486
2	74	1,86923172
3	17	1,230448921
4	5	0,698970004
5	1	0

Şekil 3.5'deki grafiğin denklemi $y = -0,608x + 3,0747$ olarak elde edilir. Buradan, Çatallaşma oranı $= 10^{(-1 \cdot -0,608)} = 4,06$ olarak bulunur.

Bütün havzalar için bu oranın 3 ile 6 arasında bir değer aldığı tespit edilmiştir. Bu oran havzanın şekli ve yüzeysel su taşıma yeteneğinin nasıl olduğu hakkında fikir vermektedir. Farklı çatallaşma oranlarına sahip olan havzaların geri kalan tüm özellikleri aynı bile olsa, çıkış noktasında akış miktarının zamanla değişimi birbirinden farklı olmaktadır. Farklı çatallaşma oranlarına sahip aynı alan büyüklüğüne sahip iki havzaya aynı yağışın düşmesi halinde, bu havzaların çıkış noktalarından aynı hacimde

su çıkar ama bunlardan daha uzun ve dar olandan meydana gelecek en büyük debi, diğerinden daha küçük olur.

Havza eğimi: Havzadaki hidrolojik olaylara havzanın eğiminin önemli ölçüde etki ettiği bilinmektedir. Çalışılan havzada oluşturulan Sayısal Yükseklik Modelinden elde edilen havza genel eğimi %2,2 olarak hesaplanmıştır.

Akarsu eğimi: Havzanın ana akarsu kolunun eğimi %2,00 olarak hesaplanmış olup eğimi %1'den büyük olduğundan bu akarsuda hızlı ve fazla olmayan mendereslenme ile karakterize edilebilen bir akış olduğu söylenebilir.

Havzanın ortalama yüksekliği: Ortalama yükseklik akarsudaki taşkınları dolaylı ve dolaysız olarak etkiler. Küçük bir havzanın deniz seviyesinden ortalama yüksekliği,

$$H_m = 0,434 \times \frac{H_0 - H_p}{\log H_0 - \log H_p} \quad (4.9)$$

ampirik bağıntısı yardımıyla hesaplanabilir. Burada H_p : çıkış noktasındaki yükseklik, H_0 : su ayırım çizgisi üzerindeki en büyük yüksekliktir (Erkek ve Ağırlioğlu 1998).

Kırkgöze havzasının Sayısal Yükseklik Modelinden çıkış noktasındaki yüksekliği 1823 m, su ayırım çizgisi üzerindeki en büyük yüksekliği ise 3140 m olarak ölçülmüştür. Bu veriler kullanılarak

$$H_m = 0,434 \times \frac{3140 - 1823}{\log(3140) - \log(1823)} = 2418,64 \text{ m} \quad (4.10)$$

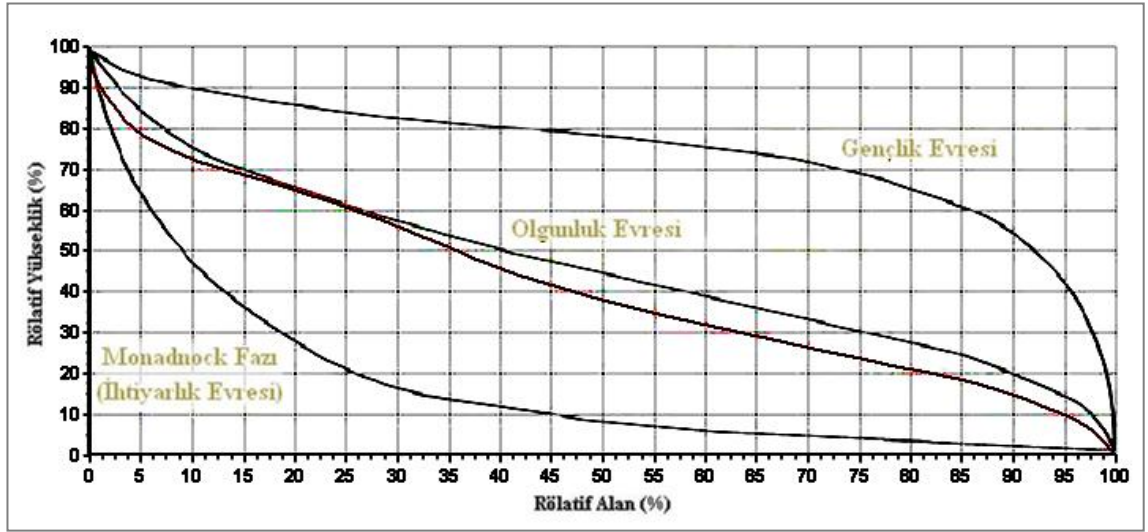
olarak hesaplanmıştır.

Piksel oranı (%) ve iniş eğimi mesafesi: Piksel oranı (%) ve iniş eğimi mesafesi arasında oluşturulan grafik, alt havzada yağışın zamanla raster akarsu pikseline varacağı mesafe ile toplam alt havza piksellerine oranını çizer. Mesafe arttıkça piksellerin oranı bire yaklaşacaktır. Bu grafik bir havzanın ve/veya alt havzaların nasıl hızlı bir şekilde drenaj olacağını gösterir (Ryan 2005). Mesela, aşağıdaki grafikte akış yolunun 500 m sinden sonra havzada piksellerin %75 inin akışının akarsuya ulaştığı gözlenmektedir. Bu grafikten elde edilen veriler (eğim ve toprak kullanımıyla birlikte düşünülen) sonraki yağış akış modellerinde uygun akış güzergah parametresinin belirlenmesine yardımcı olabilir.



Şekil 3.6. Akım ağına düşen piksel oranı

Hipsometrik eğri: Hipsometrik eğri grafiği alt havzanın jeomorfolojik durumunun bir ölçüsünü sağlar. Horton jeomorfolojik evrimlerinin farklı durumlarındaki alt havzaların farklı rölatif yükseklik ile rölatif alan ilişkilerinin olduğunu gözlemlemiştir. Bu grafik Horton'un hipsometrik profillerini gösteren bir geçmişi tasvir eder. Vadi oluşumu çok etkenli bir süreç olduğu için, oluşum bu süreçte bağlı birtakım evreler gösterir. Bu evreler Gençlik, Olgunluk ve İhtiyarlık Evreleri olmak üzere üç başlık altında incelenebilir. Havzanın hipsometrik eğrisi incelenerek havzanın hangi evrede olduğu gözlemlenir.



Şekil 3.7. Hipsometrik Eğri (Rölatif Alan % - Rölatif Yükseklik %)

Gençlik evresi: Önceki dönemlerde aşınarak az çok düzleşmiş bir bölgede yeni bir tektonik yükselme olursa, akarsuların taban düzeyi ile yükselen kaş düzeyleri arasında bir yükseklik farkı belirir. Potansiyel bir güç kazanan akarsular, bu güçlerini kinetik enerjiye çevirerek yataklarını kazmaya başlarlar. Bu başlangıç evresinde akarsular önce yataklarının dibini aşındırarak yataklarını olduğu yere gömerler. Akarsuyun kinetik enerjisinin büyüklüğüne ve kayaçların dayanıklılığına bağlı olarak yüzlerce, binlerce yıl süren bu gömülme, yarıлма sonucu orada çok dar ve bazen yüzlerce metreyi bulan derin yarıntılar meydana gelir (Dirik 2005).

Vadi belirli bir derinliğe ulaştınca yamaçlar kendini tutamaz hale gelir, yamaç gerilemesi devreye girerek yamaçların üst bölümünde bir açılma, genişleme meydana gelir. Gençlik evresinin ileri bir aşamasında yamaç gerilemesi sonucu taban yüzeyi ve kaş yüzeyi arasındaki yükseklik farkının azalması ve zamanın etkisi ile vadi genişliği ile yükseklik farkı arasındaki farkın azalması, vadi yamaçlarının giderek açılması ve V-biçimli bir vadinin oluşumu ile sonuçlanır (Dirik 2005).

Olgunluk evresi: Akarsuyun derine kazılmasının azalması, akan suyun yamaç diplerini oyarak yanlamasına aşındırmayı başlatması yamaç gerilemesini artırır ve vadi tabanının belirmesine neden olur. Olgunluk evresinin başlarında derinlemesine aşındırma henüz

yanlamasına aşındırmadan güçlüdür ve vadi tabanı genişlemekle birlikte derinleşmesini de sürdürür. Olgunluk evresinin ileri aşamalarında, derine ve yanlamasına aşındırmalar arasındaki denge giderek değişir ve tabandaki alüvyon kalınlaşır, derinleşme yavaşlar, genişleme güçlenir. Ancak vadi tabanı genişlemesi sınırsız değildir. Taban genişliği yatak genişliğinin yaklaşık 18 katına erişinceye kadar devam eder sonra durur. Böyle bir aşamada vadi tabanı iyice alçalmış ve erişebileceği en fazla genişliği kazanmıştır (Dirik 2005).

İhtiyarlık evresi: Vadi tabanının mevcut koşullar altında erişebileceği derinlik ve genişliği bulmasından sonra, vadide derinleşme ve genişleme sona erer. Ancak vadi yamaçlarında henüz belirli bir yükseklik mevcuttur ve yavaşlamış da olsa dış süreçlerin denetimindeki yamaç gerilemesi sürmektedir. Bu durum doğal olarak vadiler arasındaki tepelerin alçalması, kaş düzeyi ile taban düzeyi arasındaki farkın giderek daha da azalması sonucunu doğurur ve bölgede çok yassı bir aşınım düzlüğü oluşur (Dirik 2005).

Hipsometrik eğri grafiğinden Kırkgöze Havzasının Olgunluk evresinde olduğu söylenebilir.

3.2. Yöntem

3.2.1. Kar Erimesi Akış Modeli (SRM)

Literatürde “Martinec Modeli” veya “Martinec-Rango Modeli” olarak da bilinen “Kar Erimesi Akış Modeli”, kar erimesinin ana akış faktörü olan dağlık havzalarda günlük, aylık ve yıllık akışları tahmin ve benzetimi (simülasyon) için tasarlanmıştır (Martinec ve Rango 1986). SRM ile kısa dönem ve mevsimsel akım tahminleri yapılabilmekte ve iklim değişikliklerinin kar örtüsüne ve akıma olan etkilerinin belirlenmesinde de kullanılabilir.

SRM, küçük Avrupa havzalarında Martinec tarafından 1975'te geliştirilmiştir. Kar örtüsünün uydular yardımı ile uzaktan algılanması sayesinde SRM daha büyük havzalara uygulanma olanağına kavuşmuştur. Şimdiye kadar modelin uygulandığı en büyük havza Ganj nehri havzasıdır (917444 km²). Model kar hidrolojisi çalışmalarında çeşitli kuruluş, enstitü ve üniversiteler tarafından 29 farklı ülkede 100'ün üzerinde havzaya uygulanmıştır (Martinec *et al.* 2007). Türkiye'de son yıllarda uygulama alanı bulmuştur. SRM akış benzetimleri konusunda Dünya Meteoroloji Örgütü tarafından başarılı bir test aşaması geçirmiştir (Anonymous 1986).

SRM, hemen hemen her boyuttaki dağlık havzalara ve her yükseklik aralığına (örneğin 0–8848 m) uygulanabilir. Bir havzanın SRM ile modellenebilmesi için; bilinen veya tahmin edilen bir debi başlangıç değeri ile başlar ve giriş değişkenleri olan sıcaklık, yağış ve kar örtüsü alanı sağlandığı sürece sınırsız sayıda gün için çalıştırılabilir. Test olarak, 10 yıllık bir periyot akım verileri olmaksızın hesaplanabilmiştir (Martinec ve Rango 1986).

Giriş değişkenlerine ek olarak, havzanın alan-yükseklik eğrisi de gereklidir. Eğer havza karakteristikleri de mevcut ise (ormanlık alan, zemin şartları vb.) bunlar model parametrelerinin belirlenmesi açısından kullanışlı olur (Martinec *et al.* 2007).

3.2.1.a. Modelin yapısı

Her gün için yağmur ve kar erimesinden meydana gelen akım hesaplanarak, geri çekilme akımı üzerine eklenir ve havzadan çıkan günlük debiye dönüştürülür (Martinec *et al.* 2007).

$$Q_{n+1} = [C_{Sn} \cdot a_n \cdot (T_n + \Delta T_n) \cdot S_n + C_{Rn} \cdot P_n] \frac{A \cdot 10000}{86400} \cdot (1 - k_{n+1}) + Q_n \cdot k_{n+1} \quad (3.1)$$

Bu eşitlikte;

Q : Ortalama günlük debi (m^3/sn),

C_S : Kar akış katsayısı,

C_R : Yağmur akış katsayısı,

a : Derece-gün faktörü (1 derece günde eriyen kar derinliği) ($cm/^{\circ}C.gün$),

T : Derece-gün sayısı ($^{\circ}C.gün$),

ΔT : İstasyonlarda ölçülen sıcaklık değerlerini havzanın veya zonun hipsometrik yüksekliğine göre ekstrapole edildiğinde ortaya çıkan kalibrasyon değeri ($^{\circ}C$),

S : Karla örtülü alanların toplam alana oranı,

P : Akışa katılan günlük yağış yüksekliği (cm),

A : Havza veya zonun alanı (km^2),

k : Çekilme katsayısı: kar erimesi veya yağış olmadığı durumlarda debideki azalmayı ifade eder.

$$k = \frac{Q_{m+1}}{Q_m}$$

n : debi hesaplama periyodu boyunca ardışık günler,

$\frac{A.10000}{86400}$ cm.km²/gün den m³/s ye çevirme faktörüdür.

T , S ve P her gün ölçülen veya belirlenen değişkenlerdir. C_R , C_S , ΔT 'yi belirlemek için verilen sıcaklık değişme oranı (γ), T_{KR} , k ve gecikme zamanı (L) çalışma havzasının iklimi için karakteristik olan parametrelerdir (Martinec *et al.* 2007).

Eğer havzanın kot farkı 500 m'yi aşarsa, havza yaklaşık olarak her biri 500 m olan yükseklik zonlarına bölünür. 1500 m'lik yükseklik dağılımı için üç yükseklik aralığı yapılır ve her bir yükseklik zonundan akıma katılan debi miktarı ayrı olarak hesaplanır (Martinec *et al.* 2007).

$$Q_{n+1} = \left\{ \begin{aligned} & \left\{ [c_{SA_n} \cdot a_{A_n} \cdot (T_n - \Delta T_{A_n}) \cdot S_{A_n} + c_{RA_n} \cdot P_{A_n}] \cdot \frac{A_A \cdot 10000}{86400} \right. \\ & + [c_{SB_n} \cdot a_{B_n} \cdot (T_n - \Delta T_{B_n}) \cdot S_{B_n} + c_{RB_n} \cdot P_{B_n}] \cdot \frac{A_B \cdot 10000}{86400} \\ & \left. + [c_{SC_n} \cdot a_{C_n} \cdot (T_n - \Delta T_{C_n}) \cdot S_{C_n} + c_{RC_n} \cdot P_{C_n}] \cdot \frac{A_C \cdot 10000}{86400} \right\} \cdot (1 - k_{n+1}) + Q_n \cdot k_{n+1} \end{aligned} \right\} \quad (3.2)$$

A, B ve C indisleri ilgili yükseklik zonlarını ve 18 saatlik bir gecikme zamanını kabul eder. Diğer gecikme zamanları seçilebilir ve otomatik olarak program bunları hesaba katar (Martinec *et al.* 2007).

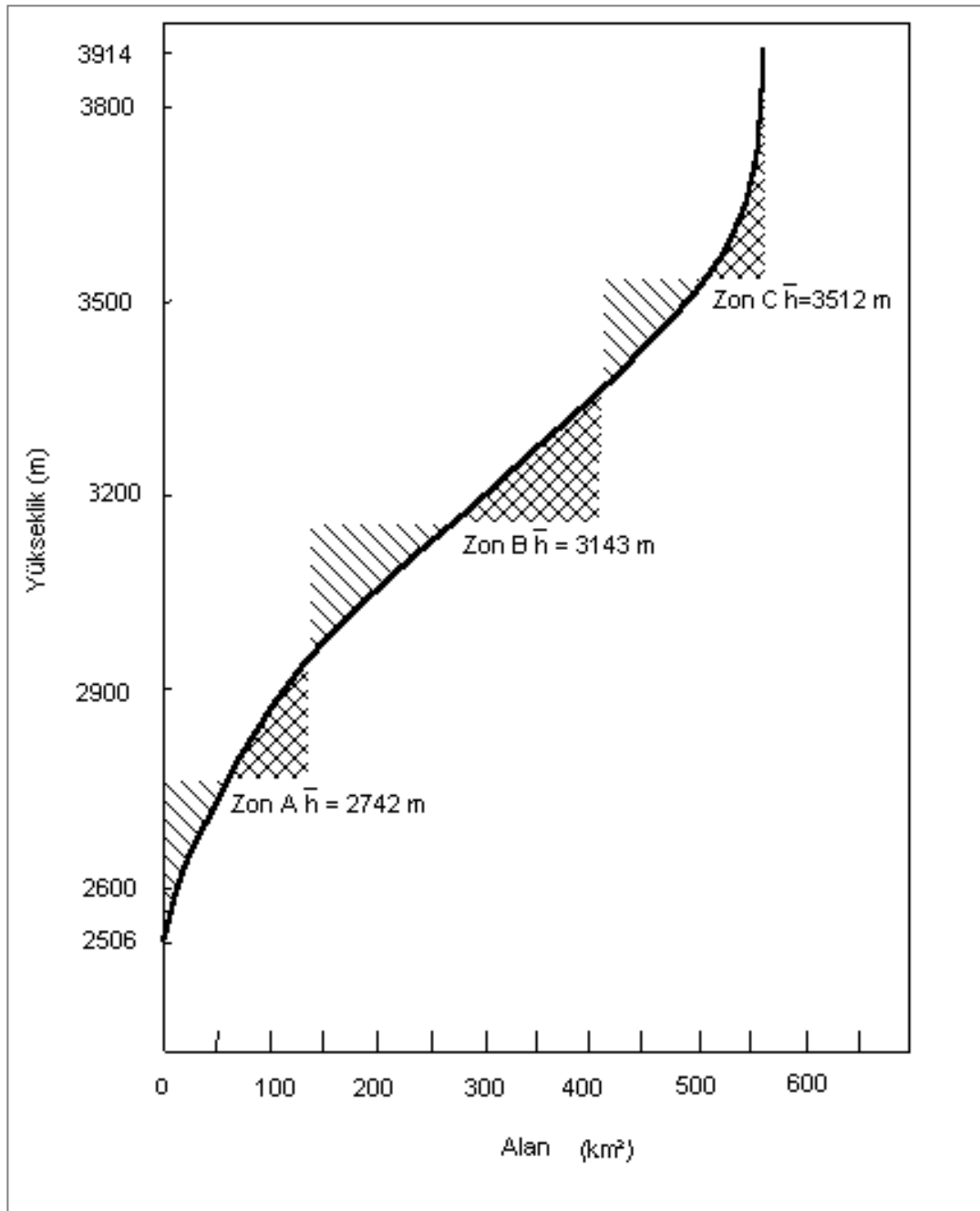
3.2.1.b. Modelin çalıştırılması için gereken veriler

Havza karakteristikleri

a) **Havza ve zon alanları:** Havza sınırı; akımölçerlerin yeri ile belirlenir (veya akarsu istikametindeki bazı keyfi noktalarla) ve havza taksimi topoğrafik bir haritada tanımlanır. Havza sınırı değişik harita ölçeklerinde çizilebilir. Geniş havzalar için 1:250000'lik haritalar daha kullanışlıdır. Akımölçer ile havzanın en yüksek noktası arasındaki uzaklık belirlendikten sonra (toplam havza yüksekliği), yükseklik zonları yaklaşık 500 m aralıklarla tanımlanır. Sınırlar belirlendikten sonra, bu sınırlar tarafından oluşturulan alanlar otomatik veya manuel olarak belirlenir. Bu uygulamayı kolaylaştırmak için zonun ortalama hipsometrik yüksekliği, alan-yükseklik eğrisi kullanılarak belirlenmelidir. Bu adımların birçoğu bilgisayar analizi ve bir Sayısal Yükseklik Modeli (SYM) kullanılarak yapılabilir (Martinec *et al.* 2007).

Alan – Yükseklik eğrisi: Havzadaki zon sınırlarını ve diğer seçilmiş kontur hatlarını kullanarak, değişik yükseklik konturlarıyla bitişik alanlar planimetre ile belirlenebilir. Bu veriler (alana karşı yükseklik olarak) grafiklendirilebilir. Eğer sayısal yükseklik verileri ve görüntü değerlendirme sisteminde kullanılan bilgisayar algoritması mevcutsa, bu alan-yükseklik eğrisi otomatik olarak da çıkarılabilir. Zonal ortalama

hipsometrik yükseklik, $\bar{h}$, ortalama yüksekliğin altındaki ve üstündeki alanları dengeleyerek, bu eğriden daha sonra çıkarılabilir. Ortalama hipsometrik yükseklik değeri, zonal derece-günleri hesaplamak için baz istasyon sıcaklıklarına ekstrapole olunan yükseklik olarak kullanılır (Martinec *et al.* 2007).



Şekil 3.8. Alan – yükseklik eğrisini kullanarak zonların ortalama hipsometrik kotlarının belirlenmesi, Rio Grande Havzası (Martinec *et al.* 2007)

Değişkenler

- Sıcaklık (T)
- Yağış (P)
- Karla Örtülü Alan (S)

a) Sıcaklık, T: Günlük kar erimesi derinliklerini hesaplanması için kullanılan derece-gün yöntemi hava sıcaklıkları değerlerine ihtiyaç duymaktadır. SRM programı, sıcaklık değerlerini günlük ortalama sıcaklık (T_{ort}) veya günlük en düşük (T_{min}) ve en yüksek (T_{max}) sıcaklık olarak kullanabilmektedir. T_{min} ve T_{max} sıcaklık değerleri girildiği takdirde, program ortalama sıcaklığı aşağıdaki eşitlik ile belirler:

$$T_{ort} = \frac{T_{min} + T_{max}}{2} \quad (3.3)$$

Ortalama sıcaklıklar, 06.00'da başlayan 24 saatlik bir periyoda isnat ettiğinden, bu değerler derece-günler olurlar T ($^{\circ}\text{C.gün}$). Denklem (3.1) deki ΔT sıcaklık düzeltmesi şu şekilde hesaplanır:

$$\Delta T = \gamma \cdot (h_{ist} - \bar{h}) \cdot \frac{1}{100} \quad (3.4)$$

γ : Sıcaklık değişme oranı (100 m'de $^{\circ}\text{C}$),

h_{ist} : Sıcaklık ölçüm istasyonu kotu (m),

$\bar{h}$: Zonun ortalama hipsometrik kotu (m),

(3.3) ve (3.4) denklemleri kullanılarak bir yükseklik zonuna ait günlük ortalama sıcaklık ($T_{ort} + \Delta T$) belirlenir. Sıcaklık değişim oranı (γ); havzadaki farklı kotlarda, termometre ile ölçülecek sıcaklık değerlerinin farklarının ortalaması alınarak bulunabilir. Günlük ortalama sıcaklık pozitif değer aldığı anda kar erime hesabı yapılmaktadır. Her ne zaman

derece-gün sayısı negatif olursa, program negatif kar erimesi hesaplamaması için otomatik olarak sıfıra ayarlanır (Martinec *et al.* 2007).

Modele sıcaklık girdileri havza veya zon bazında girilebilmektedir. İlk seçenekte istasyon yüksekliğindeki sıcaklık verisi her bir zonun hipsometrik yüksekliğine ve sıcaklık değişimine göre ekstrapole edilmektedir. Zon bazında ise, her zon için yüksekliğe göre değişimiyle elde edilmiş sıcaklık değerlerini kullanmaktadır. Hava sıcaklığının doğru ölçümü zordur ve bu yüzden iyi ölçüm yapan bir sıcaklık istasyonu (havzanın dışında bile olsa) birkaç daha az güvenilir istasyona tercih edilmesi önerilir (Martinec *et al.* 2007).

b) Yağış, P: Havzayı temsil eden alansal yağışın hesaplanması özellikle dağlık havzalarda zordur. Havzanın büyüklüğüne ve topoğrafik özelliklerine bağlı olarak, yağış değerleri çok değişken olabilmektedir. Bu değişkenliği yansıtabilmek için modellenen havzada; ölçüm istasyonlarının, alan ve yükseklik bakımından, havzayı temsil etme kabiliyetlerinin yüksek olması gerekmektedir. Eğer havzada yeterince ölçüm istasyonu yoksa bu durumda yağış değerlerinin yükseklikle değişimi gibi veya havzanın her yerinde eşit yağış değerlerinin gerçekleştiği gibi kabuller yapılabilir.

SRM'nin yağış veri girişi de bu tip uygulamalara yönelik seçenekler sunmaktadır. Yağış veri girişi de sıcaklık verisi gibi SRM'ye havza bazında veya yükseklik zonlarına göre ayrı olarak girilebilmektedir. Havza bazında veri girişi, tüm yükseklik zonlarının aynı yağış değerleri ile temsil edildikleri yani bir istasyonun tüm havzayı temsil ettiği ve ortalama hipsometrik yükseklikte olduğu anlamını taşır. Zonlara göre girilen yağış verilerinde ise çeşitli istasyonlara ait yağış değerlerinin her bir zon için ekstrapole edilerek modele girilmesi gerekmektedir.

Yükseklik farkının büyük olduğu havzalarda düşük seviyeleri temsil eden istasyonlardan elde edilen verilerin kullanılması havza geneli için hesaplanan yağış girdisinin gerçektekinden küçük değerler almasına neden olabilir. Bu nedenle yağışın yükseklik değişimine göre ekstrapole edilmesi ve zonların hipsometrik yüksekliğine

göre değerler alması önemlidir. Bunun için ise farklı yüksekliğe sahip istasyonlardan alınan yağış değerlerine ihtiyaç duyulmaktadır. Bir yükseklik gradyanıyla yağış verilerinin zonların ortalama hipsometrik yüksekliklerine ekstrapole edilmesi, örneğin her 100 metrede %3-4, önerilir (Martinec *et al.* 2007).

SRM'ye girilen yağış verileri, bir günde yağmış olan toplam yağış yüksekliği olarak girilmektedir. Yağış şekli (kar, yağmur) ile ilgili herhangi bir veri girişi söz konusu değildir. Günlük yağışın kar yada yağmur şeklinde olduğunu tespit etmek için bir kritik sıcaklık (T_{KR}) değeri kullanılmaktadır. Yağış $T \geq T_{KR}$ ise yağmur, $T < T_{KR}$ ise kar şeklindedir (Martinec *et al.* 2007).

Yağış, kar erimesi döneminde kar olarak tanımlanırsa kar örtüsünün üzerine düşmesi veya karsız alana düşmesi durumları için iki farklı şekilde işlem görür. Kar örtüsünün üzerine düşen yağış kar örtüsünün bir parçası olarak kabul edilir ve normal çekilme eğrisinde bulunan kar gibi davranır. Eğer karsız alana düşerse yağış kar erimesi olarak tanımlanır ve SRM tarafından tutularak yeterli derece-gün sayısı oluştuğunda eritilerek akışa katılır (Martinec *et al.* 2007).

Ayrıca SRM, şiddetli yağmur yağışları sonrasında oluşan akış piklerini daha iyi benzetimde bulunabilmek amacıyla (havzanın yağışa hızlı tepki vermesi), eşik bir yağış değerini kullanmaktadır. Bu değerden fazla yağışın gerçekleştiği günlerde pik akımı benzetimde bulunmak amacı ile geri çekilme katsayısı SRM tarafından otomatik olarak azaltılmaktadır.

Kriging yöntemi: Yağış ve sıcaklık gözlemleri, meteoroloji istasyonlarında noktasal olarak yapılır. Yeryüzünde her noktaya bir gözlem istasyonu kurarak sonsuz sayıda gözlem yapmak ekonomik, teknik ve personel olanakları açısından imkansızdır. Bu nedenle, bu gözlemler sınırlı sayıdaki istasyonlarda yapılabilmektedir. Yağış ve sıcaklık gözlemlerine ihtiyaç duyulan noktalarda genellikle gözlem verisi bulunamamakta ya da gözlem değerleri eksik olmaktadır. Böyle durumlarda, bazı matematik ve istatistik yöntemlerle eksik veriler tamamlanmakta ve yağış tahminleri yapılabilmektedir.

Su kaynaklarının geliştirilmesine yönelik çalışmalarda noktasal yağış değerleri yerine, belirli bir alan üzerine düşen ortalama alansal yağış derinliğinin kullanılması tercih edilmektedir (Creutin and Obled 1982). Alansal yağış derinliği, noktasal yağış verileri kullanılarak değişik yöntemlerle hesaplanabilir. Alansal yağış; yağış-akış bağıntılarında, baraj ve gölet gibi su depolama tesislerinin kapasitelerinin belirlenmesinde, taşkına yönelik mühendislik yapılarının boyutlandırılmasında, sulama planlamalarında, su denge bilançosu hesaplamalarında temel girdi olarak kullanılmaktadır (Dingman *et al.* 1988).

Gözlem yapılamayan noktalarda ihtiyaç duyulan alansal ya da noktasal yağış değerleri aritmetik ortalama, Thiessen poligonları, izohiyet eğrileri, trend analizi, regresyon analizi, ters uzaklık metodu,...vb. yöntemlerden biri kullanılarak hesapla tahmin edilebilmektedir. Ancak, bu yöntemler genelde yetersiz, yanlış ve yapılan tahmine ilişkin varyans hakkında bilgi verememektedir (Tabios III and Salas 1985).

Noktasal ve alansal yağışın doğru olarak tahmin edilmesi gözlem ağı sıklığına, yağışın yersel değişkenliğine ve bu değişkenliğin göstergesi olan yarıvariogram modelinin doğru olarak belirlenmesine bağlıdır (Bastin *et al.* 1984). Yarıvariogram modelini temel alan Kriging tekniği ise, noktasal ya da alansal yağışların tahmininde ve haritalarının oluşturulmasında kullanılmaktadır. Bu yöntem; diğer yöntemlere kıyasla yansız, minimum varyanslı ve tahmine ait standart sapmanın hesaplanmasına da olanak vermektedir (Deutsch and Journel 1992; Abtew *et al.* 1993).

Yarıvariogram modelleri ve kriging teknikleri klasik istatistik yöntemler gibi bir tek istasyonun gözlem değerleri ile ilgilenmemekte (Bastin and Gevers 1985); bir alan ya da doğrultu üzerinde düzenli veya düzensiz bir şekilde dağılmış, mevcut tüm gözlem istasyonlarının eş zamanlı gözlemleri kullanılmakta ve zaman boyutu yanında yersel değişkenlik boyutu da çalışmaya dahil edilmektedir (Karlinger and Skriván 1980).

Alansal ve noktasal yağış tahminleri ülkemizde genellikle klasik yöntemler kullanılarak yapılmaktadır. Ayrıca, alansal yağışın belirlenmesinde kullanılan Thiessen poligonları

yöntemi yağış karakterini kesinlikle göz önüne almamakta; izohiyet eğrileri yönteminde ise izohiyetler çizilmeden önce bölgedeki gözlem istasyonları verileri arasındaki bağımlılık derecesi ve bağımlılık yapısı hakkında bir ön çalışma yapılmamaktadır (Çetin ve Tülücü 1998).

Kriging yöntemi, D. G. Krige isimli Güney Afrikalı bir maden mühendisi tarafından önerilmiştir (Krige 1951). Genel olarak tahmin işlemi (3.5) eşitliğinde gösterildiği gibi, bilinen değerlerin ağırlıklı ortalaması alınarak yapılır.

$$Z^*(x_0) = \sum_{i=1}^n \lambda_i \cdot z(x_i) \quad (3.5)$$

Bu eşitlikte $Z^*(x_0)$ tahmin değeri, $z(x_i)$ bilinen noktayı, λ_i atanacak ağırlıkları göstermektedir. Ağırlıkların tahmin hatalarının ortalaması sıfır ve varyansı en küçük olacak şekilde belirlenmesine Kriging adı verilir. Kriging matris formunda (3.6) denklemindeki gibi gösterilmiştir.

$$\begin{bmatrix} \gamma_{11} & \gamma_{12} & \cdot & \gamma_{1n} & 1 \\ \gamma_{21} & \gamma_{22} & \cdot & \gamma_{2n} & 1 \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ \gamma_{n1} & \gamma_{n2} & \cdot & \gamma_{nn} & 1 \\ 1 & 1 & \cdot & 1 & 0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \lambda_1 \\ \lambda_2 \\ \cdot \\ \lambda_n \\ m \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \gamma_{01} \\ \gamma_{02} \\ \cdot \\ \gamma_{0n} \\ 1 \end{bmatrix} \quad (3.6)$$

Bu matriste, γ_{ij} , x_i ve x_j noktaları arasındaki uzaklığa ilişkin variogram değerini, m Lagrange sabitini göstermektedir. Kriging yöntemi ile yapılan hatanın varyansına, Kriging Varyansı denir ve bu varyans (3.7) eşitliği ile gösterilmiştir.

$$\sigma_k^2 = \sum_{i=1}^n \lambda_i \cdot \gamma(x_0 - x_i) + m \quad (3.7)$$

Verilere göre önceden variogram fonksiyonu belirlenir. Bu fonksiyona göre, ağırlıklar hesaplanır. Kriging Varyansı, verilerin gerçek değerlerine bağlı değildir, veri sayısına ve veriler arasındaki uzaklığa bağlıdır.

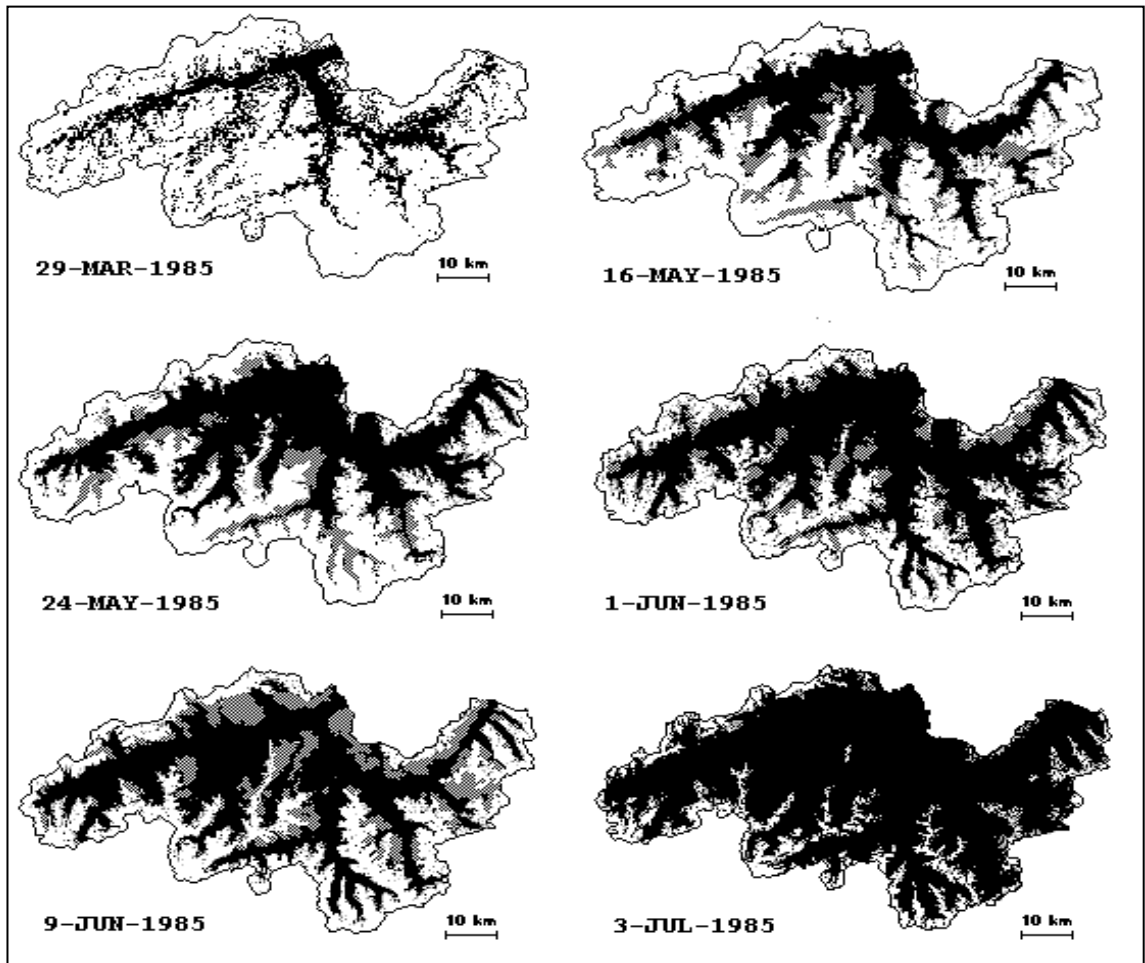
Bütün havzalar için dikdörtgen ızgaralar (grid) elle veya CBS yazılımı yardımıyla üretilmelidir. Her ızgaranın konum ve yükseklik bilgisi olmalıdır. Grid hücresinde tahmin edilecek değer için kullanılacak olan ağırlıklar belirlenmelidir. Kriging işlemin ortalama veya varyansının sistematik konumsal trendinin olmadığı durumu gerektirir. Dağlık bölgelerde bu durum mevcut değildir çünkü yağış ve sıcaklık, yükseklikle bir trend gösterir. Kriging yönteminin uygulamasının farklı tipleri vardır (cokriging, detrended kriging vb.). Detrended kriging, yöntemi uygulamadan önce bir yağış-yükseklik trendini verilerden çıkarılması ve ortalama alansal yağış veya sıcaklığı hesaplanmasıyla oluşturulur.

Detrended Kriging (DK) Programı: Program istasyonların noktasal ölçümleri arasında enterpolasyonla yağışın, sıcaklığın ve kar su eşdeğerinin konumsal alanlarını tahmin eder. Program günlük veya diğer zamansal çözümlerde kullanılabilir. Yazılım yaklaşık 100-10000 km²'lik havzalara uygulanabilir. Bu alanda hidrometeorolojik değişkenle yükseklik arasında homojen bir ilişkinin olduğu kabul edilir, dolayısıyla eğim, bakı vb. diğer faktörler dikkate alınmaz. İklim rejimlerinin değiştiği büyük havzalarda, DK programı homojen olduğu kabul edilebilecek alt havzalara uygulanır. Program istasyonların konumları, her yükseklik zonunun Sayısal Yükseklik Modeline istasyonlardan yağış, sıcaklık ölçümlerinin ızgaralanmış dosyalarını oluşturmak için gereksinim duyar (Garen 2003).

Detrended tahmini için, program ya en küçük kareler regresyonunu ya da en küçük mutlak sapma regresyonunu kullanır. Günlük yağış verileri için en küçük mutlak sapma regresyonu, sıcaklık verileri için ise en küçük kareler yöntemi önerilir (Garen 2003).

c) Karla örtülü alan, S: Mevsimsel kar örtüsünün alansal genişliğinin aşamalı olarak kar erimesi sezonunda azalması dağ havzalarının tipik özelliğidir. Kar örtüsünün

çekilme eğrileri, SRM'ye önemli bir girdi değişkeni olarak günlük değerlerin belirlenebilmesi için, periyodik kar örtüsü haritasından enterpole edilebilir. Karla örtülü alan değerleri SRM'ye günlük olarak girilmelidir. Kar örtüsü, karasal gözlemlerden (çok küçük havzalar için), uçak fotoğraflarından (özellikle bir taşkın tehlikesinde) ve en etkin olarak da uydu görüntüleriyle tespit edilebilir (Martinec *et al.* 2007).



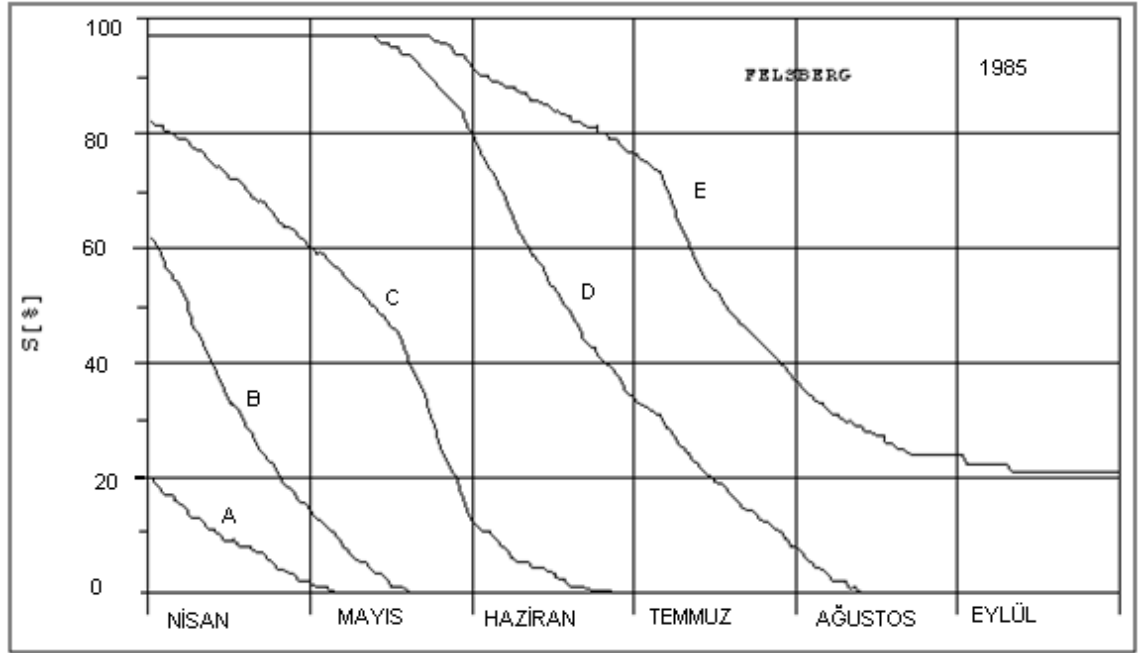
Şekil 3.9. Landsat MSS 5'ten elde edilen kar örtüsü haritalarının ardışık görünümü (Martinec *et al.* 2007)

Şekil 3.9, Landsat MSS 5'ten haritalanan örnek bir havza için kar örtüsünün değişimini göstermektedir. Kar örtülü alandaki değişimleri uydu görüntülerinden belirlerken, uydu teknik özellikleri de önem kazanmaktadır. Kar örtülü alan değişimini gözlemede kullanılan bazı uydu ve teknik özellikleri Çizelge 3.2'de gösterilmektedir (Martinec *et al.* 2007).

Çizelge 3.2. Kar örtüsü alanının belirlenmesinde kullanılan bazı uzaktan algılama örnekleri (Martinec *et al.* 2007)

Platform Alıcısı	Spektral Bandlar	Konumsal Çözünürlük	Minimum Alan Büyükliği (km ²)	Tekrarlama Zamanı
Uçak				
Ortofoto	Görünür/YKÖ	2 m	1	Değişken
IRS				
Pan	Yeşilden YKÖ'e	5.8 m	2	24 gün
LISS-II	1-3 Yeşilden YKÖ'ye	23 m	5.5-5	24 gün
WiFS	1 Kırmızı/ 2 YKÖ	188 m	10-20	5 gün
SPOT				
HRVIR	1-3 Yeşilden YKÖ'ye	2.5 – 20 m	1-3	26 gün
Landsat				
MSS	1-4 Yeşilden YKÖ'ye	80 m	10-20	16-18 gün
TM	1-4 Yeşilden YKÖ'ye	30 m	2.5-5	16-18 gün
ETM-Pan	Görünür/YKÖ	15 m	2-3	16-18 gün
Terra/Aqua				
ASTER	1-3 Yeşilden YKÖ'ye	15 m	2-3	16 gün
MODIS	1 Kırmızı/2 YKÖ	250 m	20-50	1 gün
	3-8 Maviden OKÖ'ye	500 m	50-100	1 gün
NOAA				
AVHRR	1 Kırmızı/2 YKÖ	1.1 km	10-500	12 saat
Meteosat				
SEVIRI	1-3 Kırmızıdan YKÖ'e	3 km	500-1000	30 dakika
	12 Görünür	1 km	10-500	30 dakika

Şekil 3.10'da örnek olarak bir havza için uydu görüntülerinden çıkarılan beş zon için kar örtüsü çekilme eğrileri görülmektedir. Uydu görüntüleri arasındaki zaman aralığı, yeni yağın kar olması veya bulut kısıtlamasından dolayı geniş olduğunda geri çekilme eğrileri noktasal gözlemlerden çıkarılabilir. Kar erime döneminin sonlarında gerçekleşen kar yağışının, çekilme eğrilerine yansıtılmasında dikkat edilmelidir. Fazla bir kar su eşdeğerine ve derinliğe sahip olmayan bu tür yağışların, tüm havzayı kar örtüsü ile kaplaması durumunda oluşturulacak çekilme eğrisine yansıtılmaması daha iyi sonuç verecektir (Martinec *et al.* 2007).



Şekil 3.10. Felsberg Havzası için Landsat görüntülerinden elde edilen kar örtüsü çekilme eğrileri (Martinec *et al.* 2007)

Parametreler: Modelin çalıştırılabilmesi için programa girdi olarak aşağıda verilen parametrelerin doğru bir şekilde çalışma alanına göre belirlenmesi gerekir.

- Kar Akış Katsayısı (C_S)
- Yağmur Akış Katsayısı (C_R)
- Derece-gün Faktörü (a)
- Sıcaklık Değişme Oranı (γ)
- Kritik Sıcaklık (T_{KR})
- Yağmur Katkı Alanı (RCA)
- Geri Çekilme Katsayısı (k)
- Gecikme Zamanı (L)

SRM parametreleri havza ölçümü yapılan çeşitli veriler arasındaki ilişkilerden elde edilebilir. Kalibrasyonlar, tanımlı kabul edilebilir değerlerin dışına çıkıldığında yapılmalıdır (Martinec *et al.* 2007).

a) Akış Katsayısı, C: Bu katsayı su kayıplarını dikkate alır, toplam yağış yüksekliğinden (kar erimesi+yağmur miktarı) evapotranspirasyon, sızma gibi çeşitli kayıpların oluşması sonucunda, akışa geçen yağış yüksekliğinin belirlenmesinde kullanılmaktadır. Akışa geçen miktarın, toplam yağış miktarına oranı olarak ifade edilmektedir.

Yağış ve akış oranlarının geçmiş yıllardaki verileri akış katsayıları için bir başlangıç noktasıdır. Yüzeysel akış katsayısı genellikle yağmur ve kar erimesi için farklıdır. Bu katsayılar havzanın fiziki koşullarına göre zamanla değişiklik göstermektedir. Kar erimesinin başladığı dönemde kayıplar azdır çünkü kar yüzeyinden buharlaşma özellikle yüksek kotlarda sınırlı olmaktadır dolayısıyla bu dönemde akış katsayıları yüksektir. Erime döneminin ortasına doğru kar örtülü alanın azalması, bitkilerin büyümesi ile evapotranspirasyon ve tutulmadan dolayı daha fazla kayıpla karşılaşıldığından akış katsayısı azalma gösterir (Martinec *et al.* 2007). Bazen çok düşük sıcaklıklar nedeniyle, havzada meydana gelebilecek don olayları, zeminin sızma kapasitesini azaltacağından akış katsayısının artmasına neden olabilir. Akış katsayısına etki eden bu olayların, havzanın yağış akış ilişkisini temsil etme derecesinin artırılması için, arazide takip edilmesi ve belli aralıklarla kar derinliğinin, yoğunluğunun ölçülmesi gerekmektedir. Model, yağmur (C_R) ve kar (C_S) akış katsayılarını ayrı olarak kabul eder ve her bir zon için 15 günlük değişimlerle kullanılmasına izin verir.

b) Derece-gün Faktörü, a: Derece-gün faktörü a [$\text{cm}/(^{\circ}\text{C.gün})$], derece günlerin sayısını T ($^{\circ}\text{C.gün}$) günlük kar erimesi derinliğine M (cm) dönüştürür:

$$M = a.T \quad (3.8)$$

Derece-gün oranları, derece gün değerlerinin kar yastığı veya kar lizimetresiyle ölçülen kar su eşdeğerinin günlük azalmasıyla karşılaştırılarak hesaplanabilir. Böyle ölçümler derece-gün oranlarında günden güne dikkate değer değişiklik gösterir. Bu anlaşılabilir çünkü derece-gün metodu özellikle enerji dengesinin diğer bileşenlerini (güneş radyasyonu, rüzgar hızı, yoğunlaşma gizli ısı) hesaba katmaz (Martinec *et al.* 2007).

Derece-gün faktörünün 3-5 gün için ortalama olarak alınması daha uygundur ve erime koşullarını daha iyi tanımlar (Martinec *et al.* 2007).

Derece-gün faktörünün belirlenmesinde, arazi ölçümlerinin yetersiz olduğu havzalarda ise, benzer özellikteki havzalara ait derece-gün faktörü değerlerinin kullanılabileceği gibi, ölçümü yapılan veya hesaplanan verilerin birbiri ile olan ilişkilerinden de faydalanılabilmektedir.

Detaylı verinin yokluğunda derece-gün faktörünün belirlenmesinde kullanılan diğer bir yolda ampirik bir denklemdir (Martinec *et al.* 2007).

$$a = 1.1 \times \frac{\rho_s}{\rho_w} \quad (3.9)$$

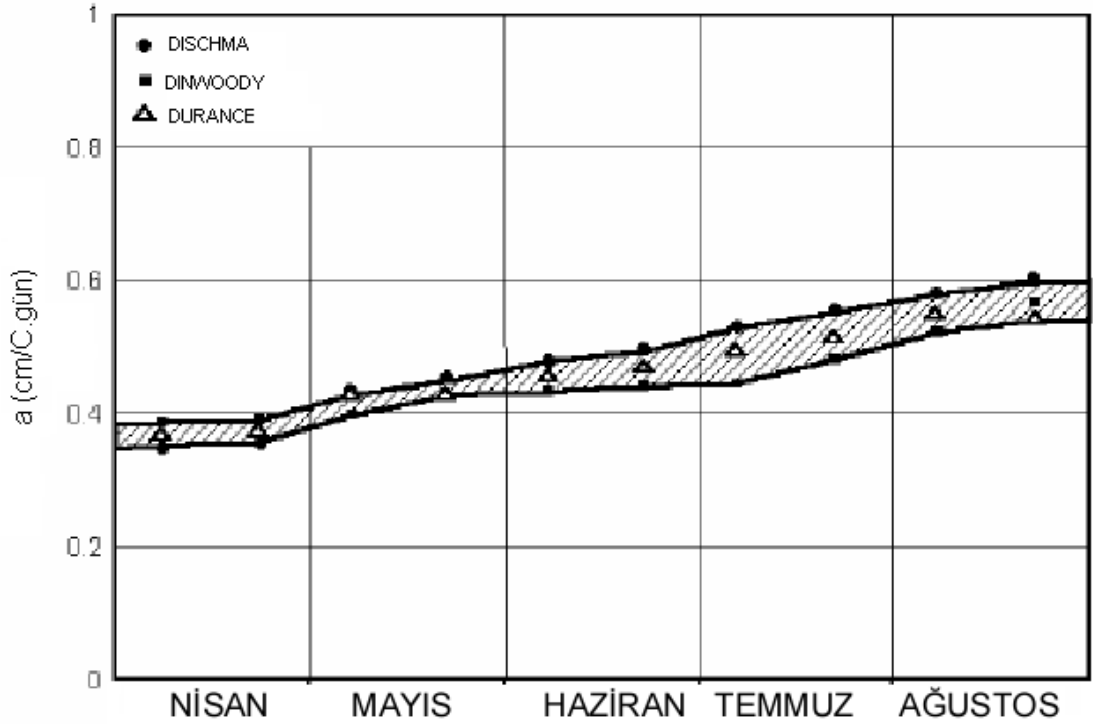
Bu eşitlikte;

a : Derece-gün faktörü (cm/°C.gün),

ρ_s : Kar yoğunluğu

ρ_w : Su yoğunluğu

Kar yoğunluğu arttığı zaman albedo azalır, kar su muhtevası ile birlikte derece-gün faktörü de artmaktadır. Bunun nedeni; yoğunluğu artan kar örtüsünün güneşten gelen radyasyonu daha az yansıtmasına bağlı olarak kar örtüsüne giren enerji miktarının artması ile ifade edilebilir. Kar erime mevsiminin sonuna doğru kar örtüsü yoğunluğu giderek artacağından, derece-gün faktörü de erime dönemi sonuna doğru artış gösterecektir (Şekil 3.11).



Şekil 3.11. Dischma, Dinwoody ve Durance havzaları için ortalama derece-gün faktörleri (Martinec ve Rango 1986)

Kar erime dönemlerinin sonuna doğru kar yağışları gerçekleşebilir. Bu gibi durumlarda derece-gün faktörü değeri daha küçük bir değer alacağı için, modelin oluşturulmasında bu gibi değişimlere dikkat edilmesi gerekmektedir.

c) Sıcaklık Değişim Oranı, γ : Sıcaklık değişim oranı, havzada farklı yüksekliklerde sıcaklığın değerindeki azalma miktarını belirtir. Bu parametre, havzadan havzaya farklı topoğrafik ve iklim özelliklerinden dolayı değişkenlik göstermektedir. Sıcaklık değişim oranı eğer farklı yüksekliklerde sıcaklık istasyonları mevcutsa, geçmiş verilerden önceden belirlenebilir. SRM benzetimlerinde, her 100 metrede 0,65 °C'lık bir değişim oranı genellikle kabul edilir. Dağlık bölgelerde mevsimsel olarak değişen değerlerine rastlanır (Martinec *et al.* 2007).

Sıcaklık değişim oranının olması gereken değerden yüksek veya az olarak kullanılması, benzetimlerde sapmalara neden olmaktadır. Kullanılan sıcaklık değişim oranı

değerlerinin doğruluğunun, kar örtüsünün çekilme eğrileri ile uyumu incelenerek, kabul edilebilir sınırlar içinde olup olmadığı da kontrol edilebilir. Bilgisayar yazılımı (SRM) hem havza çapında sıcaklık değişim oranını (opsiyon 0) veya hemde her zon için farklı oranları (opsiyon 1) kabul eder (Martinec *et al.* 2007).

d) Kritik Sıcaklık, T_{KR} : Kritik sıcaklık değeri, havzada veya yükseklik zonunda ölçülen veya tahmin edilen yağışın kar veya yağmur şeklinde olduğunu belirler. Bu parametre kar örtüsünün erimesinde ve birikmesinde önemli bir yer tutar (Martinec *et al.* 2007).

Kritik sıcaklık değeri, havzadaki meteoroloji istasyonlarının geçmiş yağış ve sıcaklık kayıtlarından belirlenebilir. Meydana gelen yağışlar ile aynı zamandaki sıcaklık değerleri karşılaştırılarak kritik sıcaklık değerinin alabileceği değer bulunabilmektedir.

Günlük ortalama sıcaklık (T_{ort}) ile kritik sıcaklık (T_{KR}) arasındaki ilişkiye göre yağış şekli belirlenir. Yağış verisinin alındığı T sıcaklığı T_{KR} 'den büyük ise yağışın yağmur olduğu kabul edilir ve yağmur yağışı akışa hemen dahil edilmektedir. Eğer yağış verisinin alındığı istasyondaki T sıcaklığı T_{KR} 'den küçük ise bu yağışın kar olduğu kabul edilmekte ve program bu yağışı akışa hemen dahil etmemekte, kar yağışından gelecek akış olarak, erime sezonuna kadar depo etmektedir (Martinec *et al.* 2007). Fakat bu ayrımın her zaman doğru olduğu düşünülemez. Yapılan bazı çalışmalarda T_{KR} değeri 0°C seçilmiştir. 0-1,5 °C arasında ise karla karışık yağışın olduğu kabul edilmiştir (Anonymous 1998).

Kritik sıcaklık her sezonun başlangıcında daha büyük bir değer alırken, erime dönemi sonlarına doğru 0°C'ye yakın değerler almaktadır. Yapılan çalışmaların çoğunda model sıfırdan büyük değer kabul ettiği için 0,01°C alınmıştır.

e) Yağmur Katkı Alanı, RCA: Karla kaplı bir havza üzerine yağan yağmurun akışa hemen katılabilmesi için kar örtüsünün doymuş hale gelmiş olması gerekmektedir. Doymuş gelmiş olan kar örtüsünün boşlukları su ile dolacağından; yağmurdan gelen su

kısa bir zaman içerisinde akışa geçmektedir. Yeni oluşmuş bir kar örtüsü ile kaplı olan havzada meydana gelen yağış ise, belli bir gecikme ile akışa katılmaktadır. Kar örtüsü yoğunluğunun az olmasından dolayı boşluklar hava ile doludur ve yağmurdan gelen yağışın akışa geçebilmesi için öncelikle boşlukların doldurulması gerekmektedir.

SRM’de yağmur yağışının meydana geldiği günlerde, kar örtüsünden de akışa katılım olup olmadığını belirlemek amacı ile yağmur katkı alanı (RCA) parametresine ihtiyaç duyulmaktadır. Kar örtüsünün olgunlaşmasından önce ($RCA=0$) yağmurun akışa katkısı yalnızca katkısız alanlarla sınırlıdır. Fakat kar örtüsünün olgunlaştığı ($RCA=1$) dönemden sonra, yağmur tüm bir havza üzerinden akışa katılmaktadır.

Yağmur yağışının akışa katılımı yalnızca yağış yüksekliği, yağmur akış katsayısı (C_R) ve yağmur katkı alanına (havza alanı, karla örtülü alan) bağlıdır. Yağmurun kar örtüsünü eritme etkisi ihmal edilebilir çünkü sıvı yağış (yağmur) tarafından sağlanan ek ısının çok küçük olduğu düşünülür (Martinec *et al.* 2007).

f) Geri Çekilme Katsayısı, k: Fiziksel temele dayalı modeller için, kar erimesinin tamamen anlaşılması ve sunulması çok önemlidir. Kar erime akış kaynaklarında iki genel konu kolaylıkla görülebilir. Birincisi kar erimesi için mevcut ısının hesaplanması ve ikincisi belirlenen mevcut ısı altında karın erimesiyle temin edilen akış miktarının ayrılmasıdır.

Kuru hava boyunca havzada depolanan su, yer altı suyu drenajı ve evapotranspirasyonla tükenir. Bu işlemler zaman ve uzayda farklı oranlarda ilerler ve kolayca ölçülmez (Tallaksen 1995). Az veya hiç yağış yağmadığı dönemler süresince debinin kademeli tükenişi (azalışı) drenaj veya geri çekilme oranını oluşturur ve grafik olarak geri çekilme eğrisi olarak adlandırılır.

Geri çekilişin belirlenmesi için, hidrolojistler birkaç yöntem sağlamışlardır. Fakat en çok karşılaşılan problem ayrı kısımlarda gözlenen geri çekilme karakteristiklerinin yüksek değişkenliğidir. Kısımlar, çıkış akım işleminde farklı basamaklar gösterir ve

depolama, evaporatif (potansiyel buharlaşma) kaybı ve yer altı suyu besleme oranlarında değişikliğe bağlı olarak değişir. Geri çekilme oranları daha önceki yer altı suyu girdi şartlarından güçlü bir şekilde etkilenir ve bu yüzden Ana Geriçekilme Eğrisi (AGE) en sık azalma durumunu sunar. Hidroloji enstitüsünün (1980) birkaç çalışmasından sonra korelasyon yönteminin diğer yöntemlere göre programlanmasının kolay olduğu sonucuna varılmıştır (Anonymous 1980).

Korelasyon yöntemi bir zamandaki debiye karşı bilinen geri çekilme periyodu süresince bazı keyfi aralıktaki N gün sonraki debiyi doğal ölçeklerle çizdirmeyi içerir (Bir t zamandaki debiye (Q_t) karşı bir dt zaman aralığında bir debi (Q_{t+dt}) seçilmiş çekilme periyodu için çizilir). Eğer çekilme oranı

$$Q_t = Q_0 \cdot e^{-\alpha t} \quad (3.10)$$

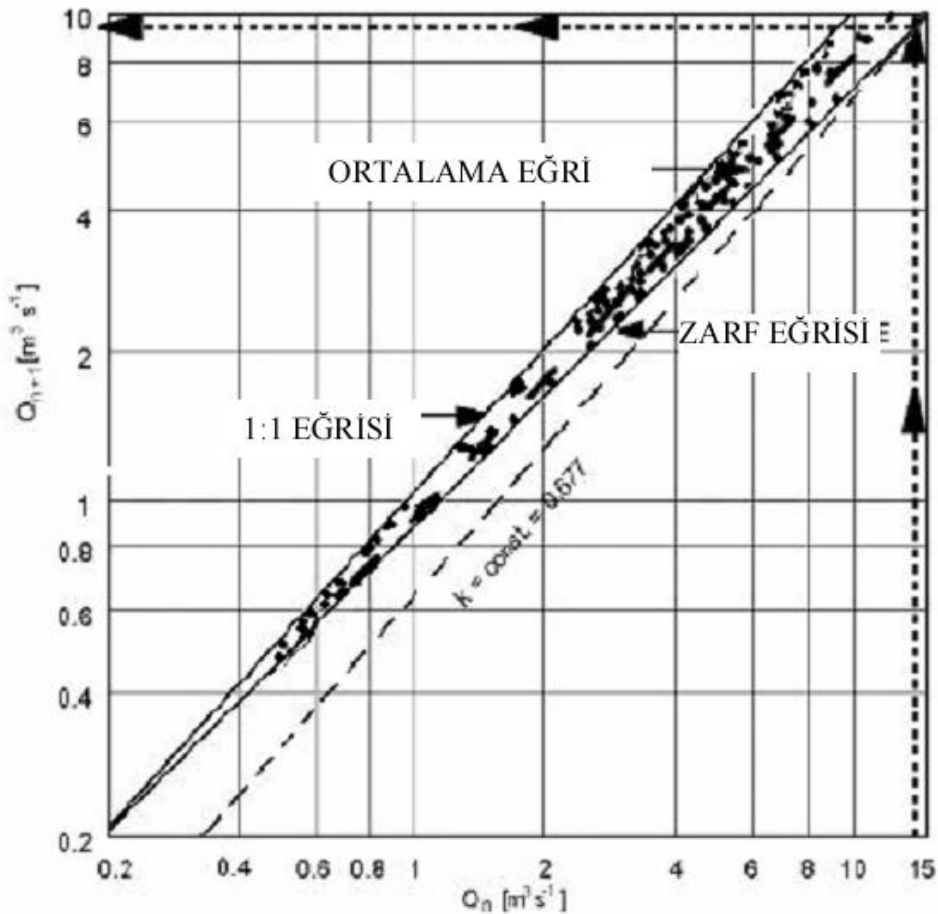
gibi üssel bir düşüş gösterirse, doğal logaritmik ölçekte çizilen grafikte düz bir çizgi görülür. Çizginin eğimi geri çekilme katsayısıdır. Bu denklemde Q_t : t zamanındaki debi, Q_0 : başlangıç debisi, α : bir sabittir. $e^{-\alpha}$ normal olarak geri çekilme katsayısı olarak adlandırılan k ile yer değiştirilir. (3.10) denklemi yeniden düzenlenirse

$$k = e^{-\alpha} = \left(\frac{Q}{Q_0} \right)^{1/t} \quad (3.11)$$

k sabit değildir fakat (Q/Q_0) korelasyon çizgisi ve t gecikme aralığının eğiminin bir fonksiyonudur. Tek başına geri çekilme periyotlarının zarf çizgisi Ana Geriçekilme Eğrisi olarak adlandırılır ve eğimi çekilme katsayısının sonucunun belirlenmesinde kullanılır. Günlük geri çekilme katsayılarının aralığı tipik olarak yüzey akışı için 0.2-0.8, iç akış (yağışın su tablasına erişmeden yüzeyaltı akışı şeklinde akarsu yataklarına boşalan kısmı) için 0,7-0,94, taban akışı için 0,93-0,995 bulunmuştur (Klaasen and Pilgrim 1975).

SRM (3.1) ana denkleminde anlaşıldığı üzere, geri çekilme katsayısı SRM'nin önemli bir özelliğidir çünkü $(1-k)$ katsayısı, yüzeysel akışta doğrudan doğruya mevcut olduğu görünen günlük kar erimesi üretiminin oranıdır. Bu katsayı bir güne ait debi değerinin, bir sonraki günle ilişkisini de belirler. Geçmiş debi verilerinin analizi, k 'yı belirlemek için genellikle iyi bir yoldur. Geri çekilme katsayısı belirlenirken, geri çekilme eğrilerinin yağış ve kar erimesi oluşmamış ardıl debi değerlerinin kullanılması gerekmektedir.

Şekil 3.12'de örnek havza için böyle bir hesaplama gösterilmiştir. Q_n ve Q_{n+1} değerleri birbirlerine karşı çizilir ve tüm noktaların en düşük zarf eğrisi k değerlerini vermektedir. Şekil 3.12'den $Q = 14 \text{ m}^3/\text{s}$ için $k = 0,677$ ve $Q = 1 \text{ m}^3/\text{s}$ için $k = 0,85$ okunur. Bu k 'nın sabit olmadığı ve debideki azalmayla arttığı anlamına gelir:



Şekil 3.12. x ve y sabitlerinin bulunması, Dischma havzası (Martinec and Rango 1986)

$$k = \frac{Q_{n+1}}{Q_n} \quad (3.12)$$

$$k_{n+1} = x \cdot Q_n^{-y} \quad (3.13)$$

(3.12) eşitliğinden yola çıkarak, havza n günlük dönem içinde, bir sonraki günün debisi (Q_{n+1}) ile n. günün debisi (Q_n) belli olduğu için k_2 ve k_1 değerleri bulunabilir.

$$k_1 = x \cdot Q_1^{-y} \quad (3.14)$$

$$k_2 = x \cdot Q_2^{-y} \quad (3.15)$$

$$\log k_1 = \log x - y \log Q_1 \quad (3.16)$$

$$\log k_2 = \log x - y \log Q_2 \quad (3.17)$$

Verilen örnekte

$$\log 0,677 = \log x - y \log 14$$

$$\log 0.85 = \log x - y \log 1$$

$x = 0,85$ ve $y = 0,086$ bulunur.

(3.13) denkleminde bulunan “x” ve “y” pozitif ve sabit sayılardır. Yüksek debilerde geri çekilme katsayısı küçük iken, debi değerleri küçüldükçe geri çekilme katsayısı artış gösterir. Zarf çizgisi ve x, y değerlerinin sonuçları her havza için belirlenmelidir.

g) Gecikme Zamanı, L: Gecikme zamanı parametresi, kar erimesinden ve yağmurdan meydana gelen debinin günler bazında nasıl dağıldığını belirlemek amacıyla kullanılan bir değerdir. Parametrenin değeri; modellenen havzada, sıcaklığın yükselmeye başladığı zaman ile hidrografın yükselmeye başladığı zaman arasındaki farktır.

Kar erimesi yüzeysel akışının günlük salınımları karakteristiği, geçmiş yılların hidrograflarından gecikme zamanını direkt olarak belirlemeyi mümkün kılar. Örneğin debi her gün öğle civarında yükselmeye başlıyorsa, debi yaklaşık 6 saat kadar sıcaklık yükselmesi arkasında kalır.

Kar erimesinden beslenen havzalarda, hidrografların dalgalı olarak şekillendiği düşünülürse, bu parametre değerinin belirlenebilmesi için ayrıntılı hidrograflara ihtiyaç duyulmaktadır. Ayrıntılı hidrografların mevcut olmaması durumunda veya memba tarafında hidrografi etkileyebilecek bir yapının olmasından dolayı gecikme zamanı belirlenemiyor ise, gecikme zamanı havza büyüklüğüne göre diğer havzalar ile benzeştirilerek tahmin edilebilir (Martinec *et al.* 2007).

Dünya Meteoroloji Organizasyonu (WMO)'dan alınan gecikme zamanı değerleri ve havzaların alanlarına bazı örnekler Çizelge 3.3'te sunulmuştur.

Çizelge 3.3. Havza alanları ve geçiş zamanı değerleri (Anonymous 1986)

Havza Adı	Havza Alanı (km ²)	Gecikme Zamanı (saat)
Havza W-3	8,42	3
Dischma	43,30	7,2
Dunajec	680,00	10,5
Durance	2170,00	12,4

3.2.2. Çok değişkenli doğrusal regresyon analizi

İstatistiksel tahminin çoğu uygulamasında, bir grup değişken arasındaki ilişkinin değerlendirilmesi için örnek verileri kullanılarak değişkenler arasındaki ilişkinin modellenmesi gerekir. Böylece elde edilen model sayesinde, bağımlı değişken olarak seçilen değişkenin gelecekteki herhangi bir değeri tahmin edilir. Veriler arasındaki ilişkiyi tanımlayan en uygun modelin bulunmasını sağlayan istatistiksel tekniğe **regresyon analizi** denir.

Korelasyon, iki veya daha fazla değişken arasındaki ilişkidir. İki değişken arasındaki korelasyon (veya ilişki), doğrusal olabileceği gibi eğrisel de olabilir. İkidenden fazla değişken arasındaki korelasyon ise çoklu korelasyon olarak isimlendirilir.

Değişkenler arasındaki ilişkinin derecesini gösteren katsayıya *korelasyon katsayısı* adı verilir ve bu katsayı R ile gösterilir. Bu katsayının değeri -1 ile +1 arasında değişir. Katsayının sıfır olması iki değişken arasında ilişkinin olmadığını gösterir. Eğer iki değişken arasındaki ilişki aynı yönde, iki değişkene ait veri çifti birlikte artıyor ise katsayı pozitif (+); değişkenler arasındaki ilişki ters, yani veri çiftinden birisi artıyorken diğeri azalıyor ise katsayı negatif (-) çıkar.

Y bağımlı değişkeni ile birden fazla X bağımsız değişkeni arasında doğrusal veya eğrisel bir ilişki varsa bu ilişki çoklu regresyon analizi ile incelenir. Çok değişkenli doğrusal regresyon analizinin varsayımlarından birisi, her bağımsız değişkenin bağımlı değişkenle doğrusal bir ilişkisinin bulunduğudur. Elde edilmesi amaçlanan regresyon fonksiyonu;

$$\hat{Y} = a + b_1X_1 + b_2X_2 + \dots + b_nX_n \quad (3.19)$$

şeklinde doğrusal bir fonksiyondur ve basit analizden farklı olarak, bir regresyon katsayısı (b) yerine, b_n sayıda kısmi regresyon katsayısı içermektedir. Bu katsayıların

her birisi, katsayı ile ilgili bağımsız değişkende meydana gelebilecek bir değişikliğin bağımlı değişken üzerindeki etkisini ölçmektedir. Ancak bu etki, diğer bağımsız değişkenlerin etkisinden arınmış, net bir etki olup diğer değişkenlerin sabit tutulduğu varsayımına dayanır. Bu nedenle de analizde bu etki kısmi etki olarak incelenir.

3.2.2.a. Çoklu belirlilik katsayısı (R^2)

Regresyon analizinin amacı, bağımsız değişkenleri kullanarak bağımlı değişkenin davranışını açıklamaktır. Bağımlı değişkendeki değişkenlik, kısmen bağımsız değişkenle olan doğrusal ilişkiyle açıklanabilir. Çoklu regresyon analizinde, R^2 ile gösterilen belirlilik katsayısı kullanılır. Bağımlı değişkenin örnekteki toplam değişkenliğinin tahmin edilen çoklu regresyon tarafından açıklanabilen bölümünün bir ölçüsü **çoklu belirlilik katsayısıdır** (R^2).

$$Y_i = a + b_1 X_{1i} + b_2 X_{2i} + \dots + b_k X_{ki} + e_i \text{ veya } Y_i = \hat{Y}_i + e_i \quad (3.30)$$

eşitlikleri yazılabilir. Burada; $\hat{Y}_i$: bağımlı değişkenin regresyon eşitliği kullanılarak tahmin edilen değeri, e_i : gözlenen ve tahmin edilen değerler arasındaki fark olup tahmin edilen regresyon doğrusunun kalıntı (residual) değeri olarak isimlendirilir.

3.2.2.b. Çoklu korelasyon analizi

Çoklu regresyon fonksiyonu belirlendikten sonra, basit doğrusal regresyon analizine benzer şekilde $X_1, X_2, \dots, X_k$ değişkenlerinin Y değişkenini açıklamadaki önemlerini ve fonksiyonun uyum derecesinin ölçülmesini sağlayan bir ölçüye ihtiyaç duyulur.

Çoklu korelasyon katsayısı: Çoklu korelasyon analizinde, basit korelasyon analizinekinden farklı olarak gözlem değerlerinin bir doğruya olan uzaklıkları yerine bir yüzeye olan uzaklıkları ölçülür. Gözlenen Y_i değerlerinin ortalamadan ($\bar{Y}$)

uzaklıklarının kareleri toplamı $\sum (Y - \bar{Y})^2$ toplam değişkenlik olarak belirtilmektedir. Toplam değişkenlik, basit doğrusal analizdekine benzer şekilde regresyon yüzeyi ile açıklanan $\sum (\hat{Y} - \bar{Y})^2$ ve rastgele nedenlerden ileri gelen $\sum (Y - \hat{Y})^2$ değişkenlikleri olmak üzere iki tip değişkenliği toplamından oluşmaktadır. Yani, toplam değişkenlik için;

$$\sum y^2 = \sum (Y - \bar{Y})^2 = \sum (\hat{Y} - \bar{Y})^2 + \sum (Y - \hat{Y})^2 \quad (3.46)$$

eşitliği yazılabilir. Bağımlı ve bağımsız değişkenler arasındaki ilişkiden ileri gelen değişkenliğin toplam değişkenliğe oranı *çoklu regresyon katsayısı* olarak tanımlanır ve R^2 , $R^2_{Y.12}$ veya $R^2_{Y.X_1.X_2}$ simgeleriyle gösterilir (1. ve 2. Bağımsız değişkenleri açıklar). Çoklu regresyon katsayılarının karekökü ise çoklu korelasyon katsayısı olarak tanımlanır ve R , $R_{Y.12}$ veya $R_{Y.X_1.X_2}$ olarak ifade edilir. Bu durumda çoklu korelasyon katsayısı için;

$$R = \sqrt{R^2} \quad (3.47)$$

genel eşitliği yazılabilir.

Kısmi korelasyon katsayıları: Çoklu korelasyon katsayısı $R_{Y.12}$, bağımsız değişkenlerin bağımlı değişkeni açıklamadaki önemlerini, yani X_1 ve X_2 değişkenlerinin birlikte katkılarının derecesini ölçer. Ancak, bazen her bir bağımsız değişkenin, X_1 ve X_2 'nin diğer değişkenler sabit tutulduğunda çoklu korelasyon katsayısına yaptığı katkının bilinmesi istenebilir. Değişkenlerin açıklanmasında; kısmi regresyon katsayısı $r^2_{Y1.2}$, bunun kareköküne eşit olan kısmi korelasyon katsayısı da $r_{Y1.2}$ simgesiyle ifade edilir.

3.2.2.c. Regresyon analizinde bağımsız değişkenlerin seçimi

Birçok durumda araştırmacılar ele aldıkları araştırma konusuyla ilgili bağımsız değişkenleri belirledikten sonra, bir de çeşitli regresyon analizi varsayımlarından sapmalar olmaması için bunlar arasından seçim yapmak durumunda kalabilirler. Bağımsız değişkenlerin seçiminde aşağıda belirtilen modeller kullanılmaktadır.

1. Tam model (Full model)
2. Adım adım regresyon (Stepwise regression)
3. İleriye doğru seçim (Forward selection)
4. Geriye doğru seçim (Backward selection)

Bu dört modelden en yaygın kullanılanlar tam model ve adım adım regresyon modelidir.

Adım adım regresyon modeli (stepwise regression): Araştırmacılar herhangi bir çoklu regresyon modelinin oluşturulmasında bağımlı değişken olarak belirledikleri özelliği etkileyebilecek çok sayıda bağımsız değişken listesine sahip olurlar. Bunların içinden bağımlı değişkeni en çok etkileyen değişken veya değişkenlerin belirlenerek modelin bu değişkenlere göre düzenlenmesi araştırmacıların işini kolaylaştırmaktadır. Adım adım regresyon olarak bilinen bu yöntemde amaç, Y bağımlı değişkenini etkileyebilecek bağımsız değişkenlerin neler olduğu teorik olarak belirlendikten sonra, bunlar arasından birbiriyle ilişkileri olmayan ve bağımlı değişkeni en çok etkileyen değişkenleri seçmektir.

Belirtilen şartlara uygun bağımsız değişkenlerin en güçlüsünden başlayarak teker teker bağımlı değişken Y üzerinde önemli etkisi olan bağımsız değişkenler modele sokulur. Seçim, kısmi korelasyon katsayılarının hesaplanmasına ve seçilen anlamlılık düzeyine göre hipotez testlerinin yapılmasına dayanmaktadır.

Adım adım regresyonda öncelikle bağımlı değişken Y ile potansiyel bağımsız değişkenler listesi $X_1, X_2, \dots, X_k$ belirlenir. Daha sonra bağımsız değişkenler modele tek tek dahil edilerek adım adım regresyon analizi yapılır. Bu yöntemle ilişkin sistematik yaklaşım aşağıdaki şekilde özetlenebilir (Işık 2006).

Bağımsız değişkenlerin tek tek bağımlı değişkenle aralarındaki basit doğrusal korelasyon katsayıları hesaplanarak korelasyon matrisi oluşturulur. Dört bağımsız değişkenli bir model için korelasyon matrisi örneği Çizelge 3.4'te verilmiştir.

Bağımlı değişkenle bağımsız değişkenler arasındaki basit doğrusal korelasyon katsayılarını gösteren ilk sütun (veya ilk satır) incelenerek korelasyon katsayısı en yüksek olan bağımsız değişken seçilir.

Çizelge 3.4. Dört bağımsız değişkenli bir modele ilişkin korelasyon matrisi

	Y	X₁	X₂	X₃	X₄
Y	1				
X₁	r_{Y1}	1			
X₂	r_{Y2}	r_{12}	1		
X₃	r_{Y3}	r_{13}	r_{23}	1	
X₄	r_{Y4}	r_{14}	r_{24}	r_{34}	1

Birinci adımda, bağımlı değişkeni en fazla etkilediği düşünülen bağımsız değişken modele dahil edilir. Bu bağımsız değişkenle bağımlı değişken arasındaki ilişkinin korelasyon katsayısının t veya F testi seçilen anlamlılık düzeyi için uygunalınır. İlişkinin anlamlı olduğu kabul edilirse, yani $H_0: \beta_1=0$ şeklinde kurulan hipotez reddedilirse o bağımsız değişken modelde kalır. Bu değişkenin X_1 olduğu kabul edilirse, 1. Adımda regresyon modeli;

$$Y = \beta_0 + \beta_1 X_1 + \varepsilon$$

eşitliğiyle yazılır. Mutlak değeri en yüksek olan t test istatistiği değerine veya en yüksek korelasyon katsayısına sahip bağımsız değişken X_1 , simgesiyle gösterilir ve modelde yer alan bu ilk bağımsız değişken, bağımlı değişken, bağımlı değişken Y'yi etkileyen en güçlü değişken olarak bilinir.

İkinci adım, kalan (k-1) adet bağımsız değişken içinden birinin bağımlı değişken Y'yi önemli ölçüde etkileyen ikinci bağımsız değişken olarak seçildiği adımdır. Bu adımda kalan (k-1) adet bağımsız değişken için β_2 katsayısının t test istatistiği hesaplanır ve en büyük mutlak değerli t test istatistiğine sahip bağımsız değişken X_2 olarak tanımlanır. Diğer bir ifadeyle, modele giren değişken dışındaki tüm bağımsız değişkenlerin kısmi korelasyon katsayıları $r_{Y2.1}$, $r_{Y3.1}$, $r_{Y4.1}$ vb. hesaplanır ve test edilir. Bu kısmi korelasyon katsayılarının incelenmesinin nedeni modelde mutlaka kalması gereken en güçlü değişken sabit tutulduğunda Y'yi en fazla etkileyen değişkeni seçmektir.

Böylece X_1 ile çoklu doğrusal bağlantısı olmayan ve aynı zamanda Y bağımlı değişkenini en fazla etkileyen bir değişken seçilmiş olacaktır.

Test sonucunda X_2 değişkeninin en yüksek kısmi korelasyonu verdiği varsayılırsa, bu ikinci adımdır ve artık model iki bağımsız değişkenli olacaktır (X_1 ve X_2). Bu durumda çoklu regresyon modeli;

$$Y = \beta_0 + \beta_1 X_1 + \beta_2 X_2 + \varepsilon$$

eşitliğiyle yazılır. X_1 ve X_2 değişkenlerinin modele girmesiyle bu iki değişken arasında az düzeyde de olsa var olacak ilişki nedeniyle muhtemelen β_1 ve bunun test istatistiği t'nin değeri değişecektir.

Üçüncü adım, kalan (k-2) adet bağımsız değişken içinden birinin bağımlı değişken Y'yi önemli ölçüde etkileyen üçüncü bağımsız değişken olarak seçildiği adımdır. Bu adımda, ikinci adımda yapılanlara benzer şekilde kalan (k-2) adet bağımsız değişken için β_3

katsayısının test istatistiği hesaplanır ve en büyük mutlak değerli t test istatistiğine sahip bağımsız değişken X_3 olarak tanımlanır. Diğer bir ifadeyle, modele giren değişkenler dışındaki değişkenlere ait kısmi korelasyon katsayıları $r_{Y3.12}$, $r_{4.12}$ vb. hesaplanır ve test edilir. Bunun amacı modelde kalması gereken güçlü değişkenler sabit tutulduğunda Y bağımlı değişkenini etkileyen bağımsız değişkeni seçmektir. Örneğin X_3 'ün kısmi korelasyon katsayısının daha büyük olduğu varsayılırsa, bu durumda modele üçüncü bağımsız değişken olarak X_3 girecektir. Bu da 3. adımı oluşturur. Bu durumda çoklu regresyon modeli;

$$Y = \beta_0 + \beta_1 X_1 + \beta_2 X_2 + \beta_3 X_3 + \varepsilon$$

eşitliğiyle yazılır.

Diğer adımlarda, yukarıdakilere benzer şekilde kalan bağımsız değişkenler için de kısmi korelasyon katsayıları hesaplanır ve test edilir. Seçilen anlamlılık düzeyinde ilişkiler anlamlı olduğu sürece değişkenler tamamlanıncaya kadar teker teker modele dahil edilir (4. Adım, 5. Adım vb.). ilişkiler anlamsız çıktığında model anlamlı ilişkiye sahip olan bağımsız değişkenler kadar değişkenle kalır.

Adım sayısı, doğal olarak incelenen bağımsız değişken sayısına, bu değişkenlerin birbiriyle olan ilişkilerinin durumuna ve bağımlı değişken üzerindeki güçlerine bağlıdır.

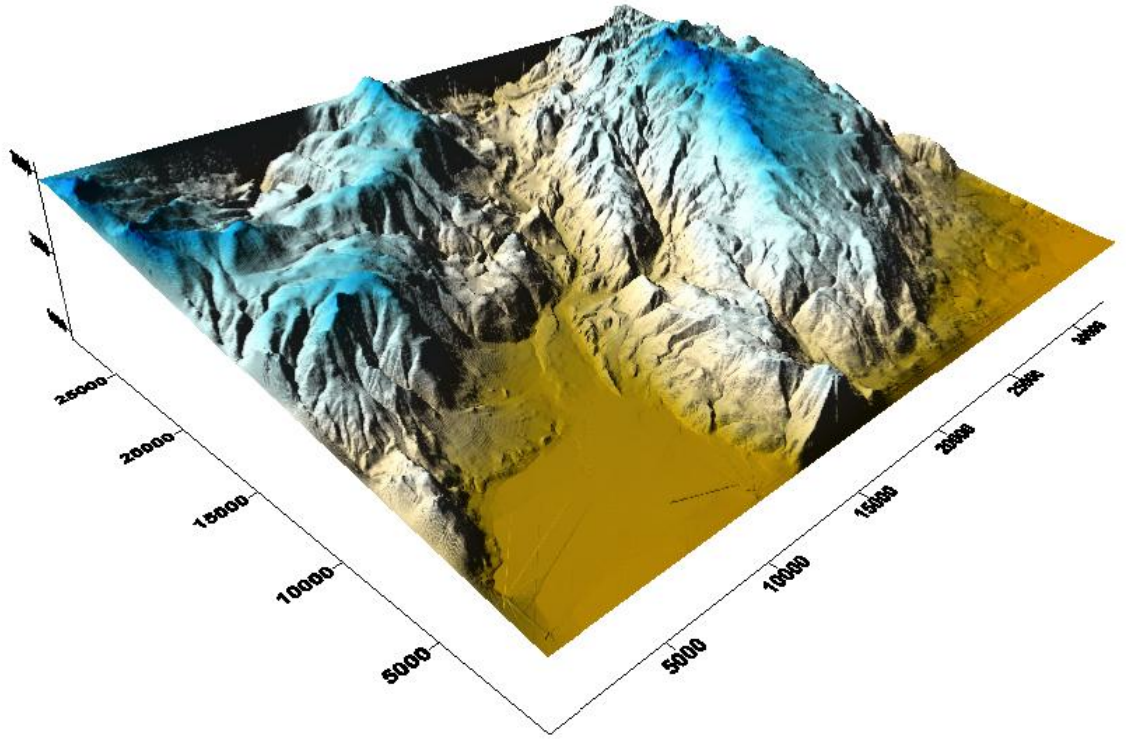
4. ARAŞTIRMA BULGULARI

4.1. Ön Çalışmaların Sonuçları

Yapılan çalışmada kullanılacak yöntemlerin belirlenebilmesi için bir dizi ön çalışma yapılmıştır. Bu ön çalışmalarda, havzanın sayısal yükseklik modeli çıkarılarak, havzanın topoğrafik ve drenaj özellikleri belirlenmiştir, karla örtülü alanların belirlenmesine ait arşiv görüntülerinden bir ön çalışma da yapılmıştır.

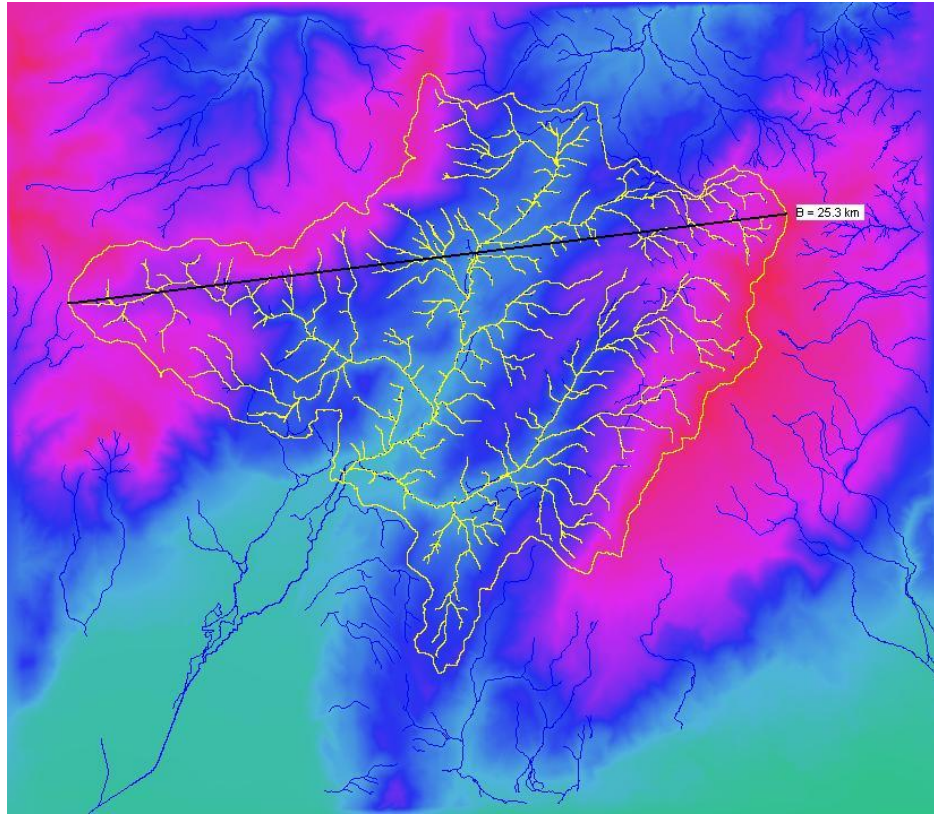
4.1.1. Kar erimesi akış modeli (SRM) için alt yapı çalışmaları

Havzanın 1/25000 lik topoğrafik haritaları scanner ile taranarak bilgisayar ortamına raster formatında aktarılmıştır. Bu raster veriler UTM koordinat sistemine uygun olarak jeoreferanslanmış ve Dünya üzerindeki gerçek yerine oturtulmuştur. Bu haritalar üzerindeki eş yükselti eğrileri ve akarsu yatakları el ile sayısallaştırılmış, arazide GPS ile yapılan alan çalışmaları sonucunda zamanla değişen akarsu yatakları tespit edilmiş, TNTMips programı kullanılarak havzaya ait Sayısal Yükseklik Modeli (SYM) elde edilmiştir. Sayısal Yükseklik Modeline yüzey eklenerek arazinin 3 boyutlu görüntüsü elde edilmiştir (Şekil 4.1).

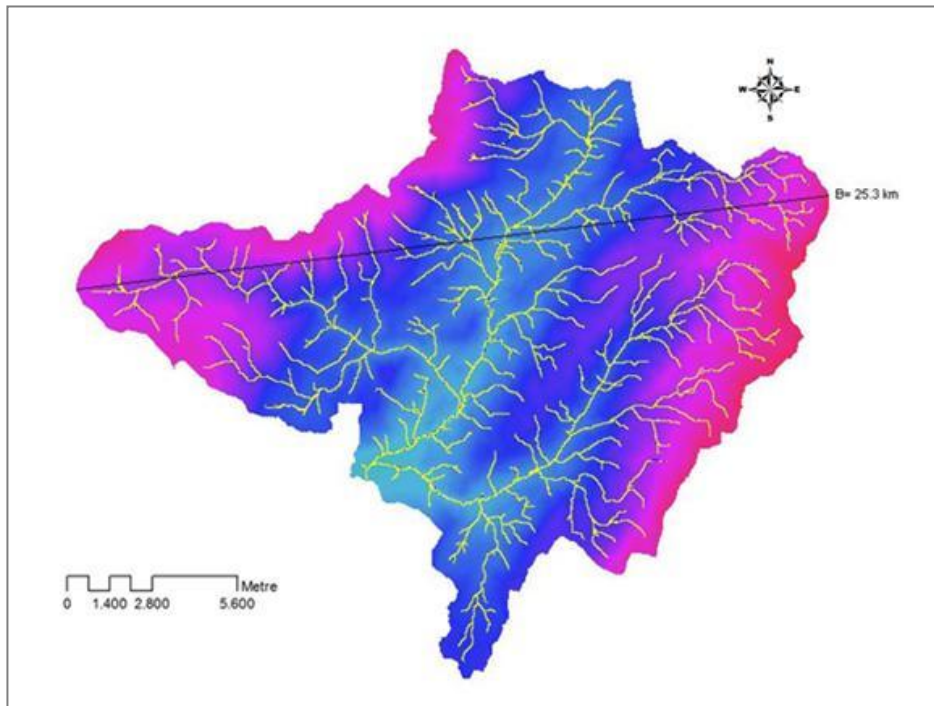


Şekil 4.1. Havzanın SYM’den elde edilen 3 boyutlu görüntüsü

Arazi çalışmalarından elde edilen veriler bilgisayar ortamında uydu görüntüleriyle eşleştirilerek oluşturulan SYM modelinin uygunluğu tespit edilmiştir. SYM üzerinde havza sınırı ve olası akarsu ağı çizilmiştir (Şekil 4.2). Tüm havzanın sayısal yükseklik modelinden Kırkgöze havzası çıkarılarak CatchmentSIM programı yardımıyla havzayla ilgili karakteristiklerin belirlenmesi aşamasına geçilmiştir (Şekil 4.3).

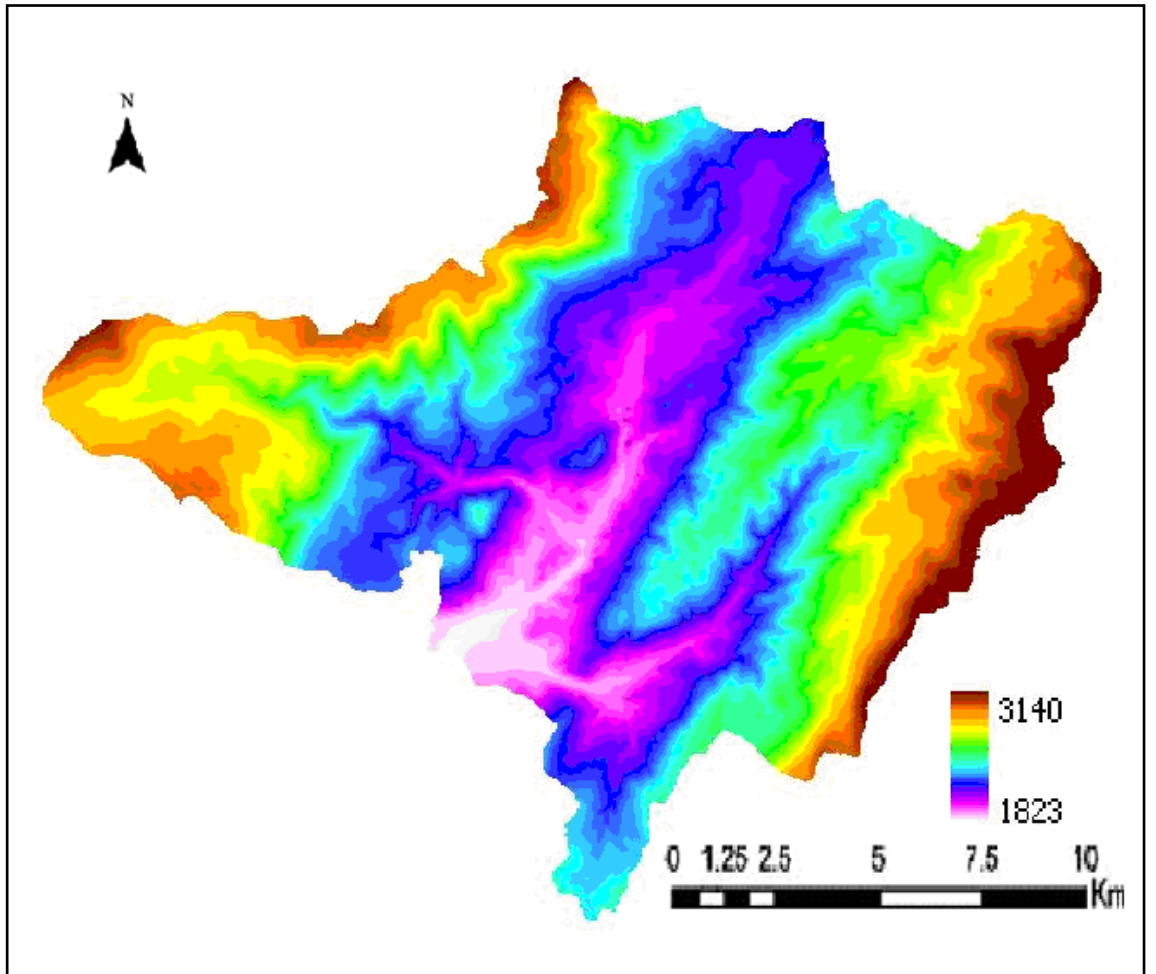


Şekil 4.2. Kırkgöze havza sınırı ve SYM ile belirlenen olası akarsu ağı



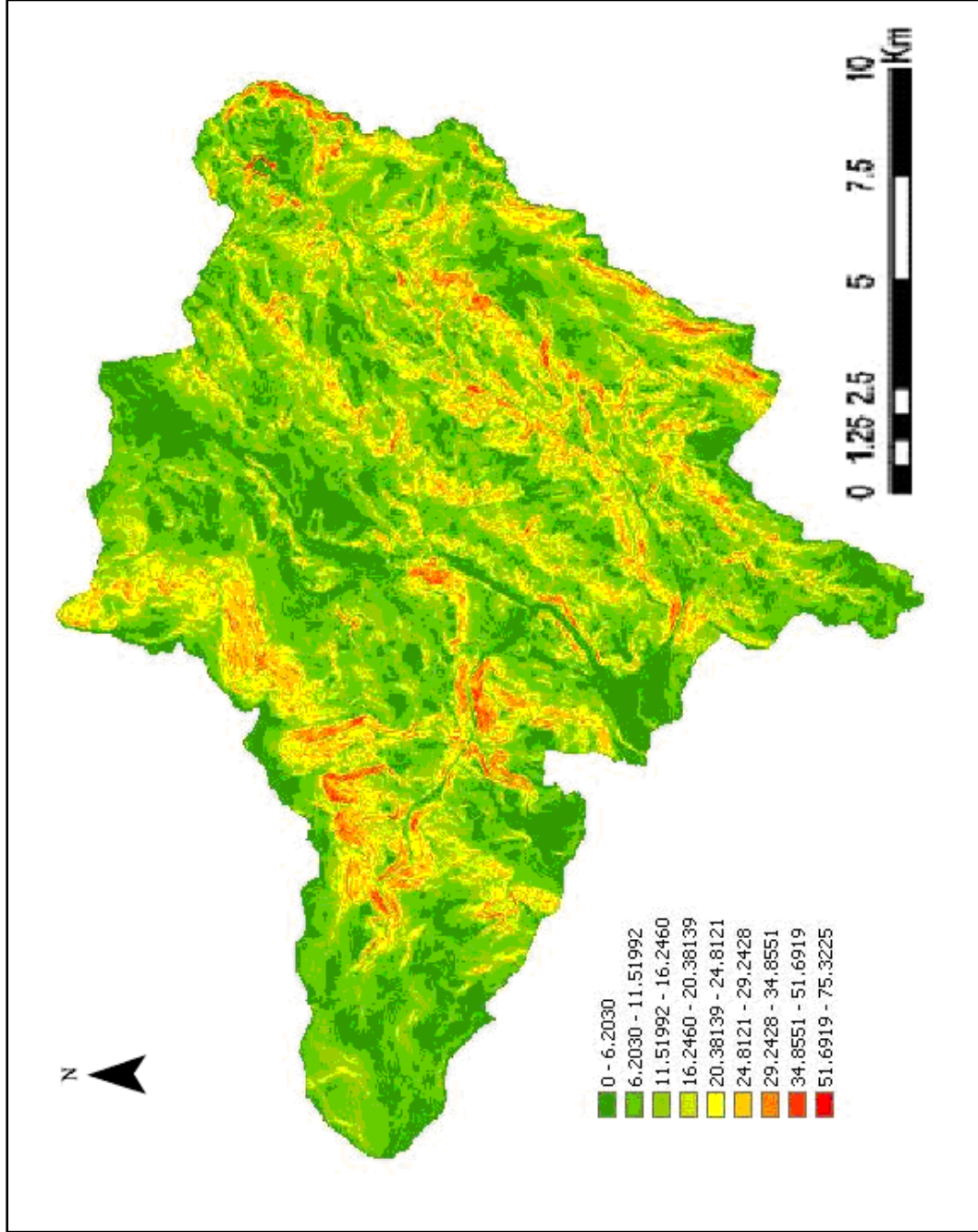
Şekil 4.3. Kırkgöze havzasına ait SYM ve olası akarsu ağı

Elde edilen Kırkgöze havzası sayısal yükseklik modeli yükseklik skalasına göre renklendirildiğinde havzaya ait kotların 1823 -3140 m arasında değiştiği, havzanın doğusunda Kargapazarı silsilesine ve batısında Dumlu dağına yaklaştıkça yüksekliğin havza sınırlarına doğru arttığı gözlemlenmiştir (Şekil 4.4). Havzanın çıkış noktasının ise Devlet Su İşleri'nin, 41°22'0" doğu ve 40°06'0" kuzey koordinatlarına sahip 21-01 no'lu Karasu-Kırkgöze akım gözlem istasyonu olduğu belirlenmiştir.

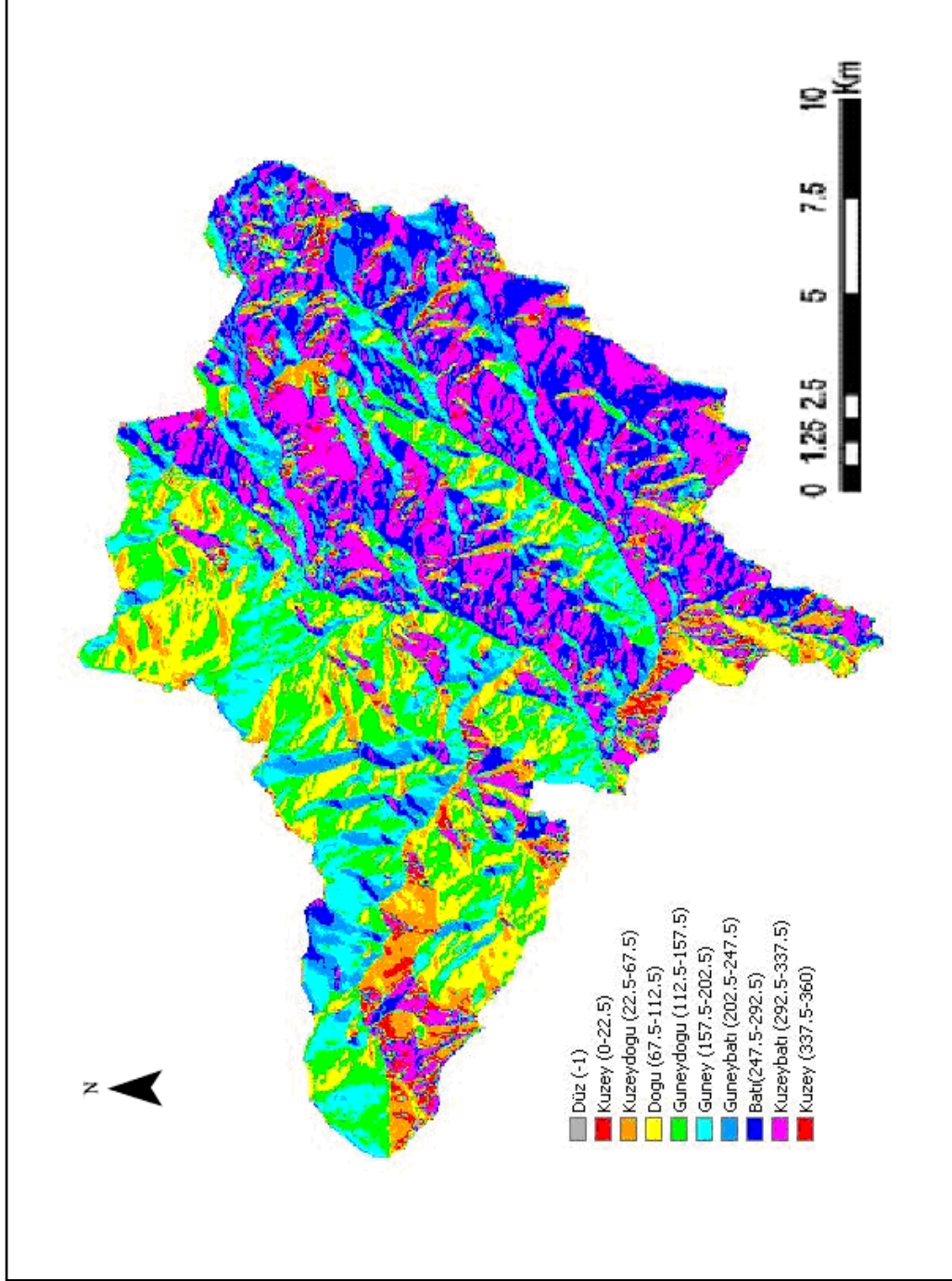


Şekil 4.4. Kırkgöze havzası yükseklik skalası

Sayısal yükseklik modeli kullanılarak eğim ve bakı haritaları da hazırlanmıştır (Şekil 4.5, Şekil 4.6).

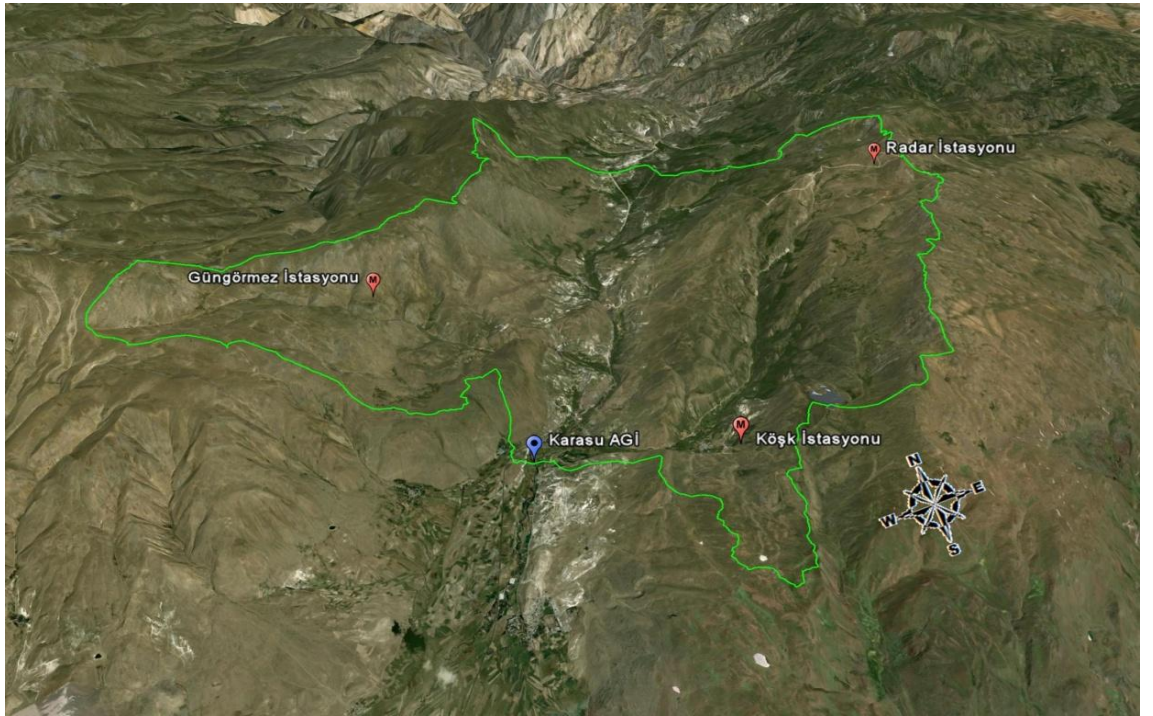


Sekil 4.5. Kırkgöze havzası eğim haritası



Şekil 4.6. Kırkgöze havzası baki haritası

Havza SYM, kar erimesi akış modelinin de öngördüğü şekilde yaklaşık 439 m yükseklik aralıklarına göre üç zona ayrılmıştır. Havzaya ait yükseklik–alan grafiği elde edilerek zonlara ait ortalama yükseklikler belirlenmiştir. Yapılan arazi incelemesi sonucunda arazide belirlenen yerlerde bölgenin genel bakışına uygun bakılara göre arazide kurulacak meteoroloji istasyonlarının yerleri GPS ile belirlenerek, otomatik meteoroloji istasyonlarının kurulumu tamamlanmış ve veri aktarımına başlanmıştır. Kurulan istasyonların havzadaki konumları Şekil 4.7’de gösterilmiştir.

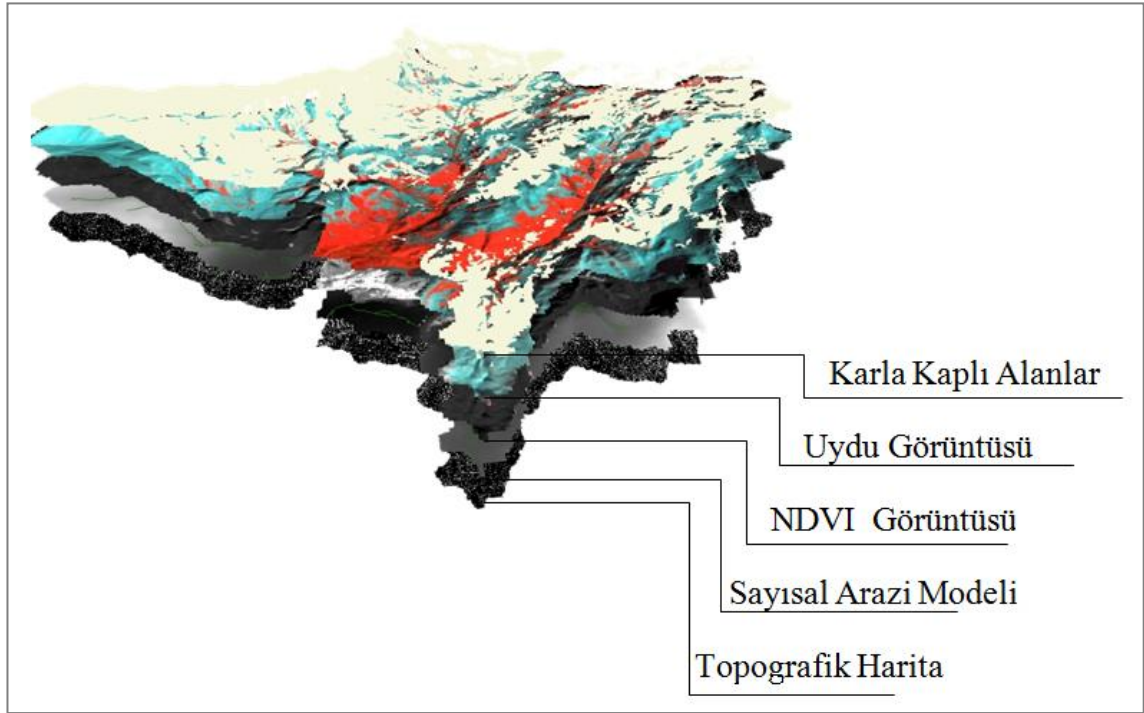


Şekil 4.7. Kırkgöze havzasında kurulan meteoroloji istasyonlar ve 21-01 nolu AGİ

4.1.2. Uzaktan algılama ile karla kaplı alanların belirlenmesi

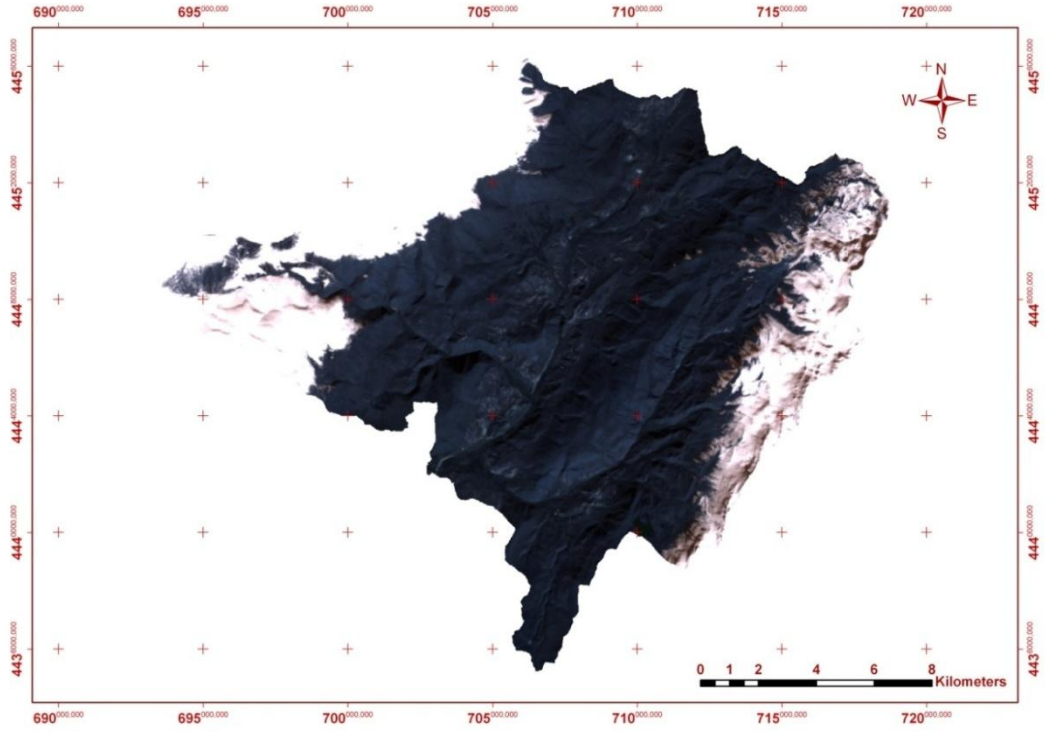
Havzanın farklı mevsimlerdeki havza alanı içindeki karla kaplı alanların alansal dağılımlarını belirlemek amacıyla ön çalışma olarak 1987’den günümüze kadar algılanmış Landsat görüntüleri USGS arşivinden taranmıştır. Çalışma alanına ait bulunan Landsat görüntülerinden çalışma amacına uygun olanları belirlemek için: bölgede karın ilk yağmaya başladığı aylar (Aralık, Kasım), karla kaplı aylar (Ocak, Şubat, Mart), karın erimeye başladığı aylar (Nisan, Mayıs, Haziran)’da algılanan

görüntüler seçilmiş, ayrıca arşivdeki uydu görüntüleri için en fazla % 10 bulutluluk oranı esas alınmıştır. Çalışma alanı için farklı tarihlere ait toplam 21 adet Landsat görüntüleri, havzaya ait 1/25000 ölçekli topoğrafik haritalar, havza alan sınırı ve drenaj vektör verisi, çalışma alanının Sayısal Arazi Modeli kullanılmıştır (Şekil 4.8).

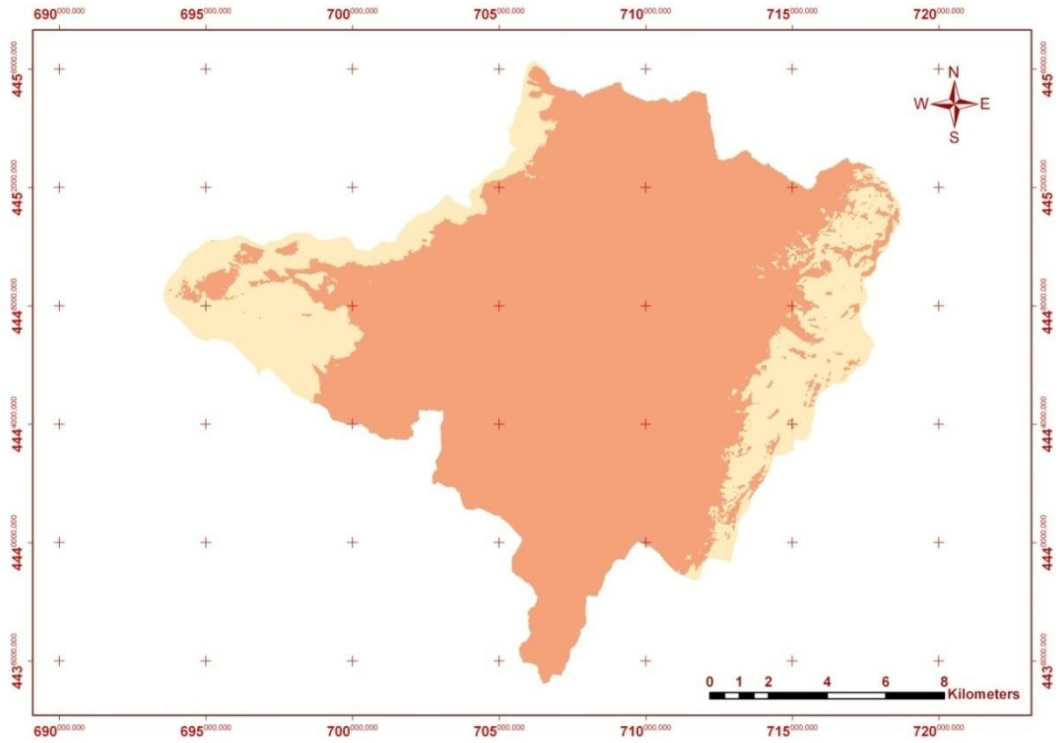


Şekil 4.8. Kullanılan verilerin 3-boyutlu düzlem üzerinde gösterimi

Bölgedeki farklı zamanlarda kar dağılımının hakkında genel bilginin edinilmesi amacı ile Tekrarlı Kendini Organize Eden Veri Analiz Tekniği (ISODATA) algoritması kullanılarak kontrolsüz sınıflandırma gerçekleştirilmiştir (Şekil 4.9, 4.10, 4.11). Bu yöntemde, her bir pikselin kümelerin orta noktalarına olan mesafesi hesaplanarak, spektral uzaklıklarına göre var olan bir kümeye atanır ya da yeni bir küme oluşturur. ISODATA metodu iteratiftir ve ilk iterasyonda N sayıdaki kümenin ortalamaları rastgele hesaplanır. Bu yeni ortalamalar, bir sonraki iterasyondaki kümeleri tanımlar. İşlem iterasyonlar arasında çok az değişim olana kadar devam eder. Çalışma kapsamında ön bilgi olarak yapılan kontrolsüz sınıflandırmada çalışma alanı için ay ve yıllara göre karla kaplı alanlar ve karla kaplı alan yüzdeleri belirlenmiş ve Çizelge 4.1’de gösterilmiştir.

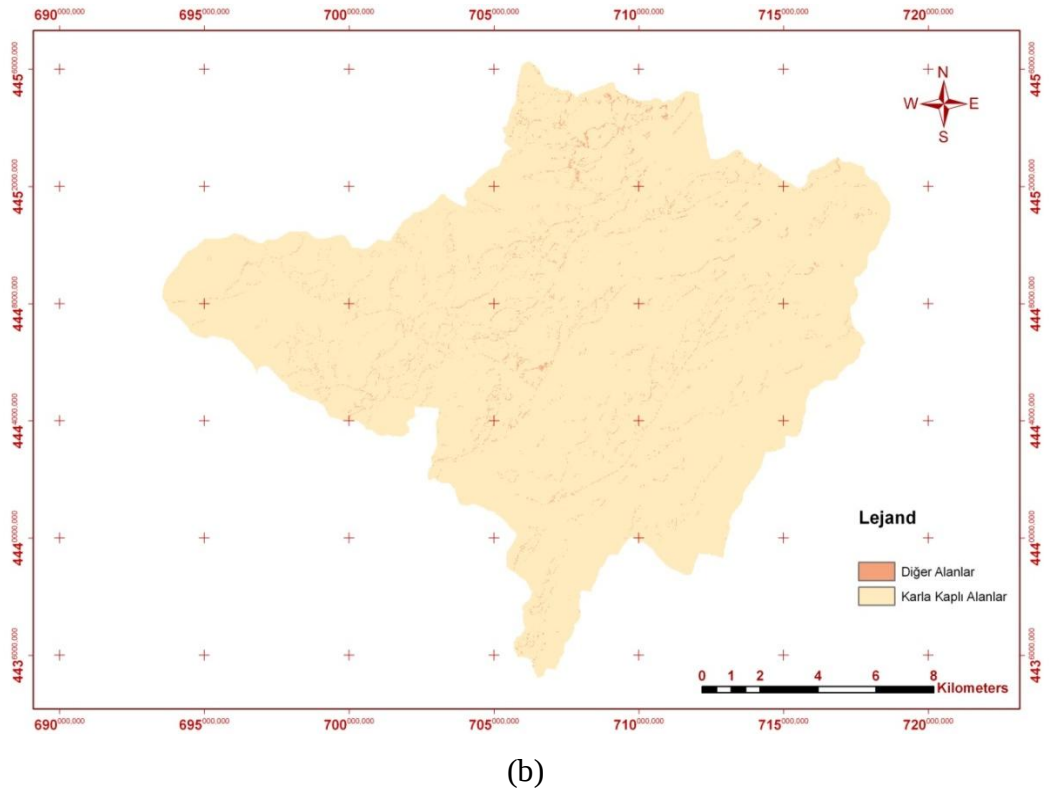
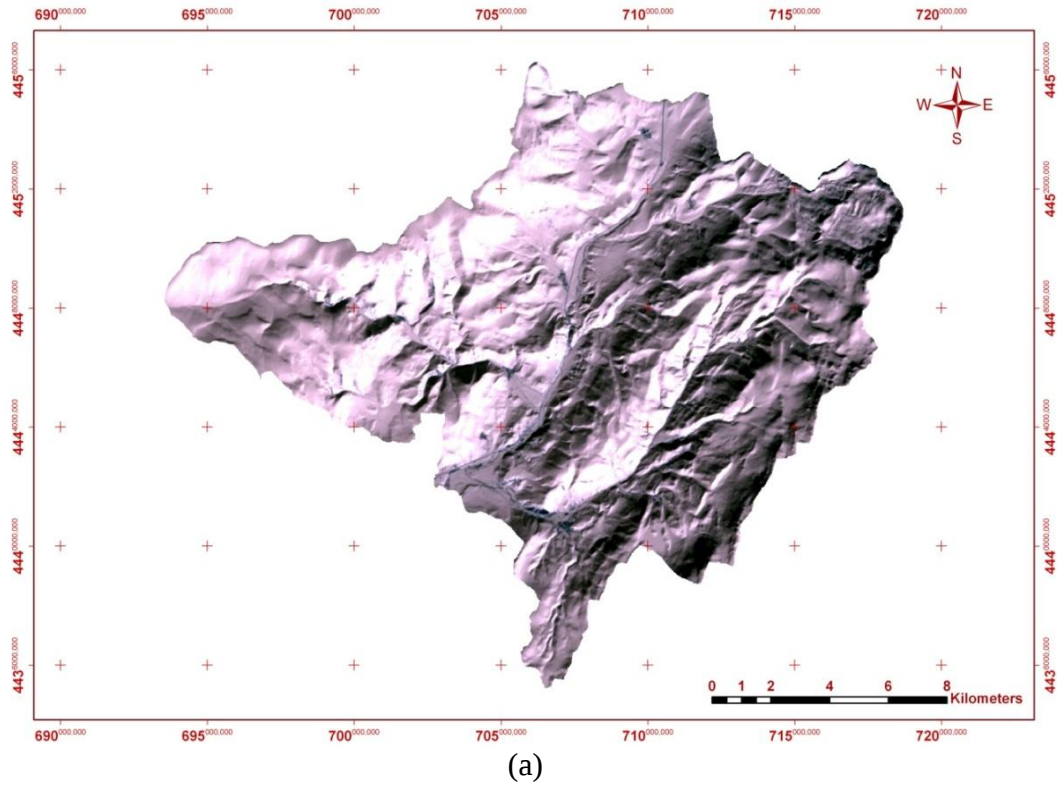


(a)

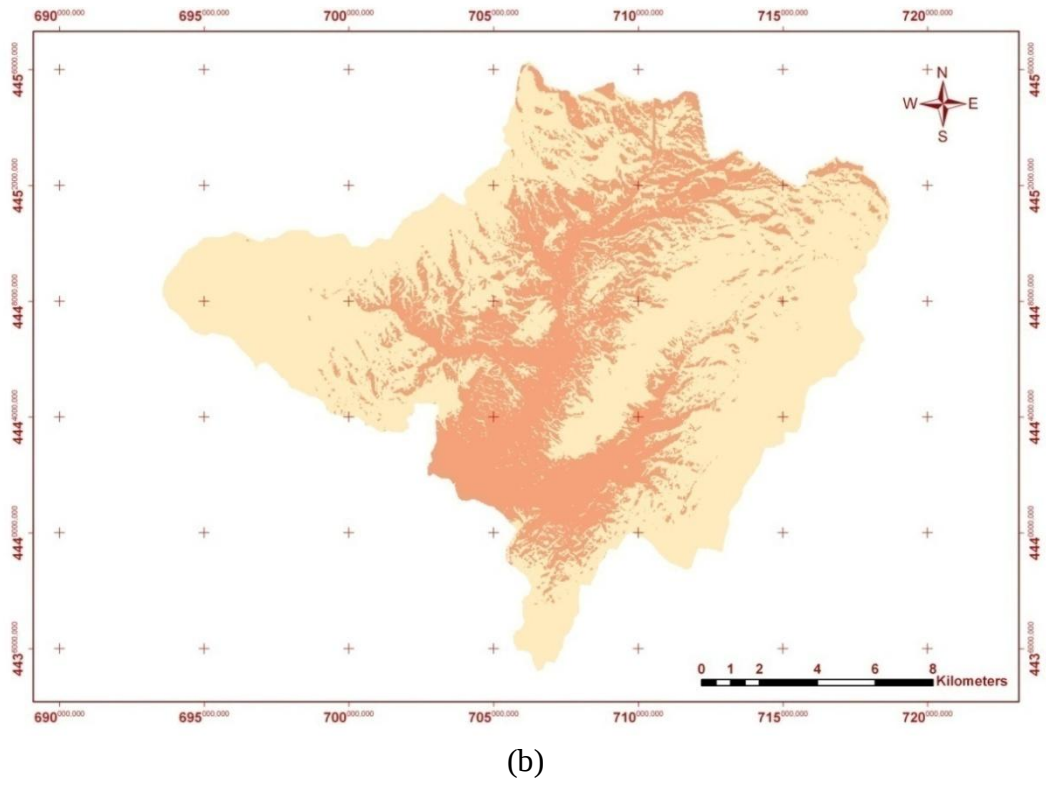
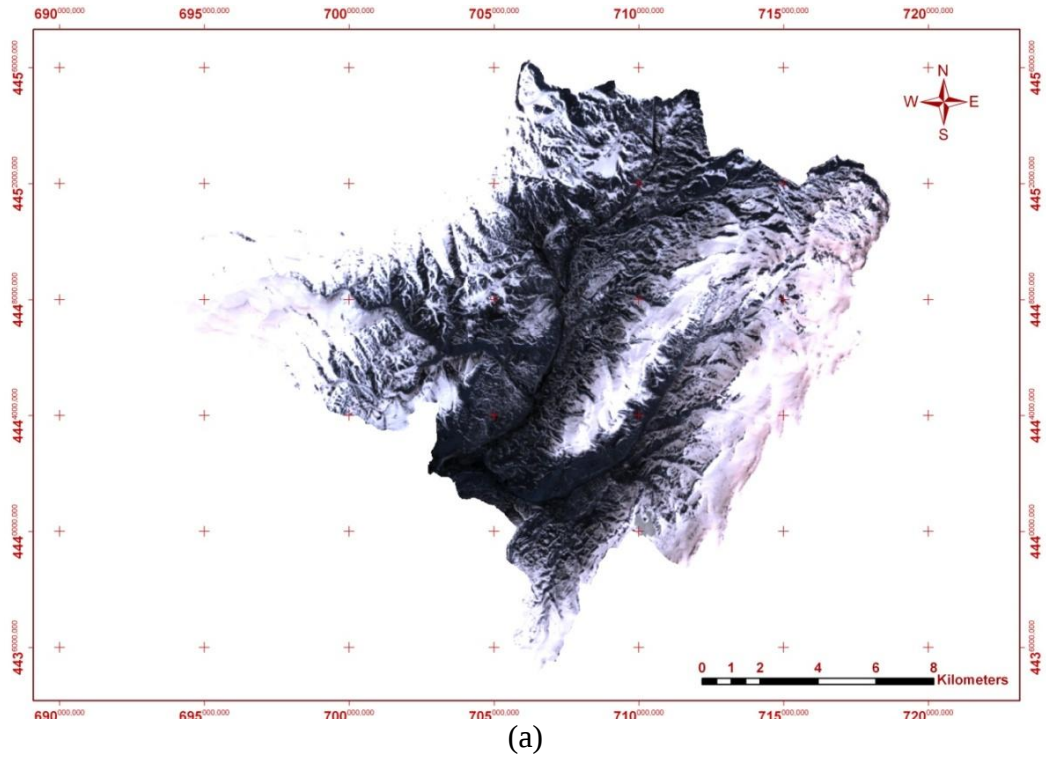


(b)

Şekil 4.9. 2000 yılı Kasım ayı (a) Landsat 7 ETM+ uydu görüntüsü (b) sınıflandırılmış görüntü



Şekil 4.10. 2003 yılı Ocak ayı (a) Landsat 7 ETM+ uydu görüntüsü (b) sınıflandırılmış görüntü



Şekil 4.11. 2003 yılı Nisan ayı (a) Landsat 7 ETM+ uydu görüntüsü (b) sınıflandırılmış görüntü oranı

Çizelge 4.1. Zamana göre karla kaplı alanlar ve karla kaplı alan yüzdeleri

Zaman	Yıllar	Karla Kaplı Alanlar (km²)	Karla Kaplı Alan Yüzdeleri (%)
Kasım	1999	8,83	3,61
Kasım	2000	50,32	20,60
Kasım	2001	119,28	48,83
Aralık	1987	144,99	59,36
Aralık	1999	180,16	73,75
Ocak	2002	227,77	93,24
Ocak	2003	239,49	98,04
Şubat	1999	222,68	91,16
Mart	2000	206,76	85,09
Mart	2002	211,93	86,76
Mart	2003	228,27	93,45
Nisan	1999	180,16	73,75
Nisan	2002	226,68	92,80
Nisan	2003	146,28	59,88
Mayıs	2001	34,11	13,97
Mayıs	2002	76,83	31,45
Mayıs	2007	33,29	13,63
Haziran	1987	16,25	6,65
Haziran	2002	6,54	2,68
Haziran	2003	9,07	3,71
Haziran	2006	6,70	2,74

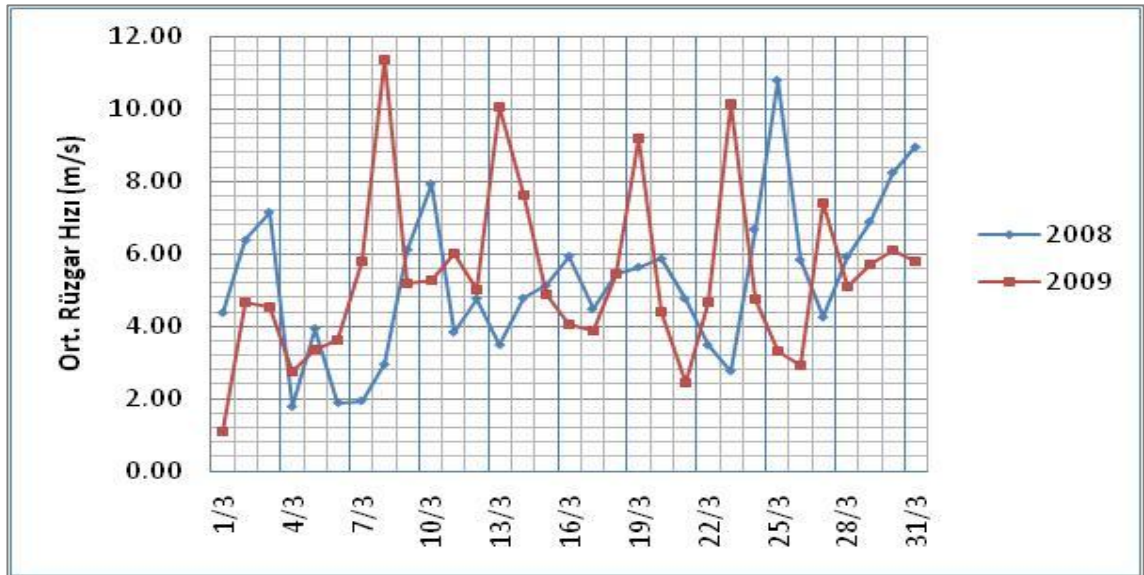
4.1.3. Meteorolojik verilerin karşılaştırılması

Otomatik meteoroloji istasyonları ve kar yastığı yardımıyla gün içerisinde her 15 dakikalık dilimler için maksimum rüzgar hızı (m/sn), rüzgar yönü, hava basıncı (mbar), ortalama hava sıcaklığı (°C), ortalama hava nemi (%rh), ortalama toprak sıcaklığı (°C), Güneş radyasyonu (W/m²), ortalama albedo, yağış (mm), kar yüksekliği (cm), kar yoğunluğu (gr/cm³), kar su eşdeğeri (cm) verileri GSM haberleşme cihazı yardımıyla alınmaktadır. Gözlem istasyonlarından elde edilen meteorolojik veriler günlük ortalamalar haline getirilerek incelenmiştir. Erzurum Kırkgöze (Çipak) havzasında 2891 metrede kurulmuş olan Radar otomatik meteoroloji ve kar gözlem istasyonundaki iklim

koşulları Aralık 2007 ile Temmuz 2009 zaman aralığı için karşılaştırmalı olarak değerlendirilmiştir. Benzer bir çalışma Aralık 2007 ile Haziran 2008 zaman aralığı değerleri için yapılmış ve ulusal bir kongrede sunulmuştur (Acar *et al.* 2009a).

Rüzgar hızı ve yönü: Rüzgar yatay yönde yer değiştiren bir hava kütesinin hareketidir. Rüzgar etkileri bakımından üç belirgin özelliği olan bir iklim öğesidir. Bu özellikler rüzgarın yönü, hızı (şiddeti) ve esiş sıklığı (frekansı)'dır.

Veriler incelendiğinde Radar meteoroloji istasyonunda ortalama rüzgar hızının Mart ayında artarak 5,00 m/s'nin üzerinde, Haziran ve Temmuz aylarında ise 4,00 m/s'nin üzerinde olduğu gözlemlenmiştir. 2008 ve 2009'daki ortalama rüzgar hızlarının yakın değerlerde seyrettiği yalnızca Aralık 2008 – Aralık 2007'ye göre, Ocak 2008- Ocak 2009'a göre farklı olduğu görülmektedir. Ocak 2009 ayında rüzgarsız gün sayısının (11 gün) oldukça fazla olmasına rağmen ortalamanın 2,00 m/s üstüne çıkması bölgenin ne kadar rüzgar potansiyeli olduğunun bir kanıtıdır.



Şekil 4.12. Radar meteoroloji istasyonu ortalama rüzgar hızı (m/s), Mart 2008-Mart 2009

Çizelge 4.2. Radar meteoroloji istasyonu aylık ortalama rüzgar hızı (m/s)

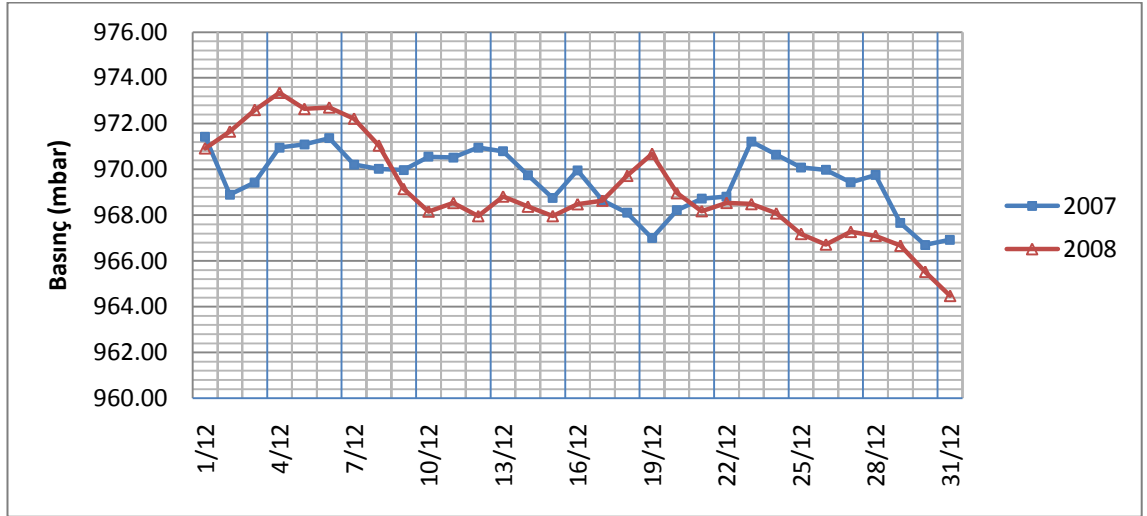
Aylık Ort. Rüzgar Hızı	Aralık (07-08)	Ocak	Şubat	Mart	Nisan	Mayıs	Haziran	Temmuz
2008	3,21	4,62	3,70	5,24	4,93	3,57	4,18	4,52
2009	4,25	2,40	3,98	5,37	3,97	3,57	4,39	4,31

Çizelge 4.3. Radar meteoroloji istasyonu aylık ortalama rüzgar yönü (°)

Aylık Ort. Basınç	Aralık (07-08)	Ocak	Şubat	Mart	Nisan	Mayıs	Haziran	Temmuz
2008	120,8	105,9	114,0	172,3	185,3	175,9	177,9	151,5
2009	128,3	109,9	113,7	157,3	180,9	167,8	137,1	139,0

Atmosfer basıncı: Bilindiği üzere havanın bir ağırlığı vardır. Bu ağırlık hava ile temas halinde bulunan her şey üzerinde kendini gösterir ve atmosfer basıncı olarak tanımlanır.

Radar meteoroloji istasyonunda kış döneminde bir miktar azalma, bahar döneminde ise artış olduğu gözlenmiştir. Aylık bazda önceki yılın verisiyle hemen hemen aynı ortalamalar elde edilmiştir. Basınç değerlerinin 964 mbar ile 980 mbar aralığında yoğunlaştığı görülmektedir.



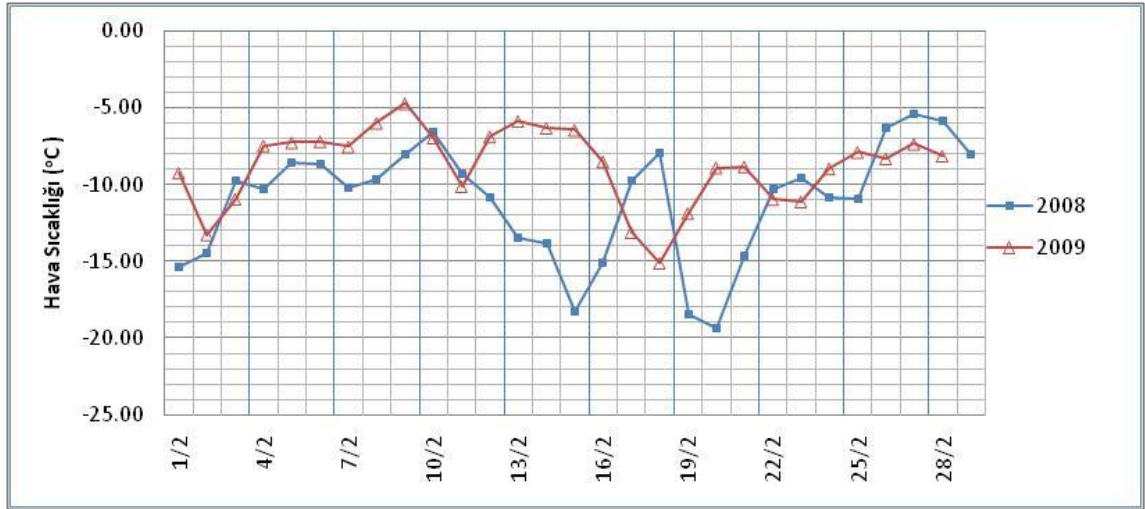
Şekil 4.13. Radar meteoroloji istasyonu ortalama atm. basıncı (mbar), Aralık 2007- 2008

Hava sıcaklığı: Coğrafi koşulları ve yaşam etkinliklerini en yakından kontrol eden iklim ögesi atmosferin sıcaklığıdır. Yeryüzünün tek enerji kaynağı olan güneş atmosfer sıcaklığının da kaynağıdır. Fakat güneşten çeşitli dalga uzunluklarına sahip elektromanyetik dalgalar halinde gelen enerjinin atmosfer sıcaklığı olarak belirmesi karışık bir dizi olayın eseridir. Güneşten gelen enerjinin önemli bir bölümü atmosferi geçerek yeryüzüne ulaşır ve oradaki katı ve sıvı cisimleri ısıtarak ısı enerjisi haline döner. İşte atmosferi de ısıtan, doğrudan doğruya güneşten gelen görünür veya görünmez ışıklardan çok, yeryüzünden atmosfere geçen bu ısı enerjisidir. Bu bakımdan atmosfer kısmen doğrudan doğruya güneşten, fakat daha çok yeryüzünden ısınır.

Radar istasyonundaki hava sıcaklığı verileri incelendiğinde Ocak 2009 ve Şubat 2009 aylarının önceki yılın aynı dönemine göre daha sıcak geçtiği fakat kar erime sezonuna yaklaştıkça (Mart ve Nisan aylarında) 2008 yılına göre daha soğuk bir ortalama ile erimenin gecikmesine neden olduğu gözlemlenmiştir.

Radar istasyonunda 2008 yılında Aralık-Ocak döneminde minimum sıcaklık değerlerinin pozitif değerlere çıkmadığı, 2009 Ocak-Temmuz döneminde ise minimum değerlerin negatif veya sıfıra çok yakın olduğu görülmektedir. 2009 Ocak, Şubat, Mart,

Nisan aylarındaki günlük ortalamalara bakıldığında sıfır derecenin üzerine çıkılmadığı, 2008 yılının aynı dönemlerinde ise zaman zaman günlük ortalamaların pozitif değerler aldığı belirlenmiştir. Genel anlamda 2009 yılının 2008 yılına oranla sıcak olduğu bu nedenle kar derinliklerinin de 2009 yılında daha düşük değerler aldığı bulunmuştur.

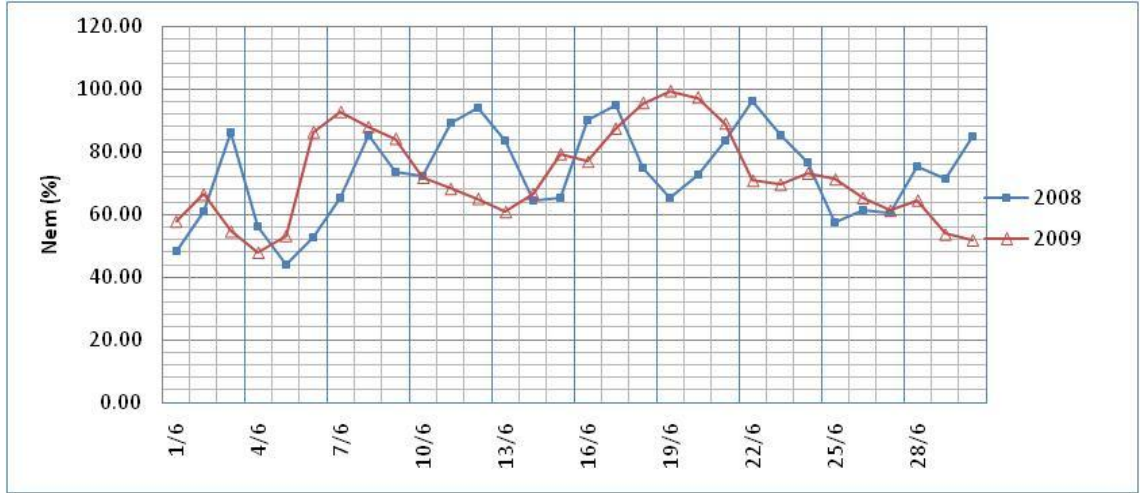


Şekil 4.14. Radar meteoroloji istasyonu ortalama hava sıcaklığı (°C), Şubat 2008-2009

Çizelge 4.4. Radar meteoroloji istasyonu aylık ortalama hava sıcaklığı (°C)

Aylık Ort. Hava Sıcaklığı	Aralık (07-08)	Ocak	Şubat	Mart	Nisan	Mayıs	Haziran	Temmuz
2008	- 9,96	- 13,44	- 11,03	- 3,29	0,36	1,04	6,41	11,75
2009	- 8,15	- 9,73	- 8,76	- 8,17	- 3,53	2,04	7,43	9,66

Nem: Nem veya havadaki su buharı da otomatik meteoroloji istasyonlarından ölçülen meteorolojik parametrelerden biridir. Bu ölçüm aleti de yansıyan radyasyondan, sıcaktan ve soğuktan etkilenmekte fakat bu etki sıcaklık ölçümlerindeki kadar belirgin olmamaktadır. Nem değerlerinin 2009 yılında daha yüksek olduğu gözlemlenmiştir.



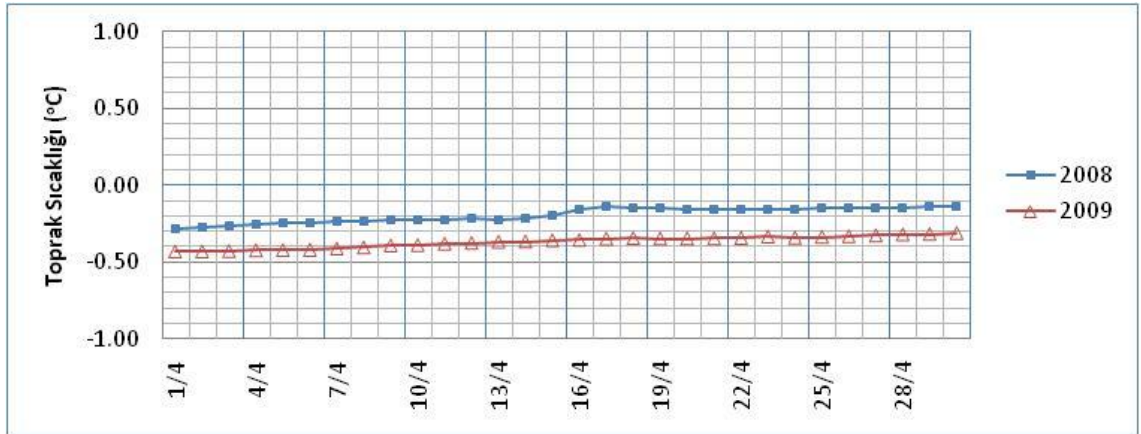
Şekil 4.15. Radar meteoroloji istasyonu ortalama nem (%), Haziran 2008-2009

Çizelge 4.5. Radar meteoroloji istasyonu aylık ortalama nem (%)

Aylık Ort. Nem	Aralık (07-08)	Ocak	Şubat	Mart	Nisan	Mayıs	Haziran	Temmuz
2008	70,51	60,65	60,70	73,62	73,09	73,34	73,09	64,01
2009	54,54	73,20	87,77	82,06	73,63	72,87	72,34	74,64

Toprak sıcaklığı: Toprağın ısınmasında en güçlü etmen kuşkusuz ki güneş ışınlarıdır. Ancak havanın bulutluluğu, nemi ile bitki, kar vb. gibi yüzey örtüleri ve toprağın yapısı, nemi, bu ısınma olayını azaltan veya çoğaltan etkiler yaparlar. Toprağın soğumasında da ısımanın etkisi büyüktür. Yukarıda sayılan diğer etmenlerin ısıma olayını da değiştirici nitelikte etkileri olduğu açıktır.

10 cm derinliğe konumlandırılan toprak sıcaklık sensöründen alınan değerler her iki yıl arasında özellikle kış aylarında bir fark olmadığını, hava sıcaklık farklarının yeryüzünün karla kaplı olmasından dolayı toprak sıcaklığını pek etkilemediği gözlemlenmiştir. Radar meteoroloji istasyonu diğer ölçüm istasyonlarımıza göre yüksekte olduğundan toprak sıcaklığı değerinin pozitif değere çıkması haziran ayını bulmaktadır. Diğer istasyonlarda ise bahar ayının başlangıcıyla sıcaklıkta artış görülmektedir.

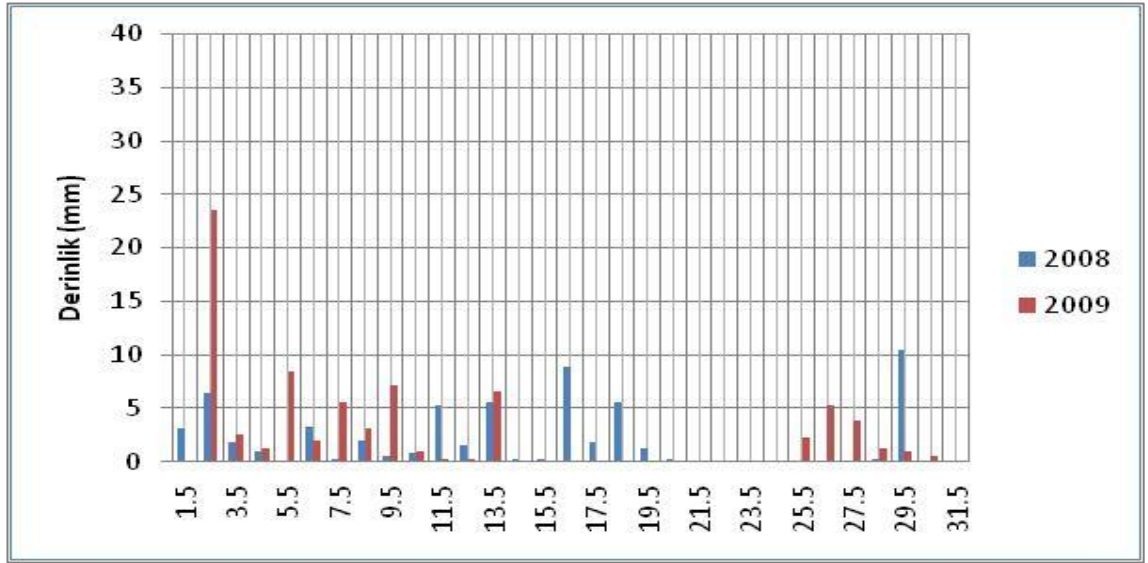


Şekil 4.16. Radar meteoroloji istasyonu ortalama toprak sıcaklığı (°C), Nisan 2008-2009

Çizelge 4.6. Radar meteoroloji istasyonu aylık ortalama toprak sıcaklığı (°C)

Aylık Ort. Toprak Sıcaklığı	Aralık (07-08)	Ocak	Şubat	Mart	Nisan	Mayıs	Haziran	Temmuz
2008	- 1,34	- 0,92	- 0,96	- 0,76	- 0,19	- 0,14	8,51	14,35
2009	- 0,94	- 0,93	- 0,62	- 0,47	- 0,37	- 0,16	6,56	11,48

Yağış: Kırıkgöze Havzasında yağış kış aylarında çoğunlukla kar, diğer aylarda yağmur olarak kendini göstermektedir. Radar otomatik meteoroloji istasyonunda 2008 Mart ve Nisan aylarında aylık ortalama yağışın 2009 yılının aynı dönemlerine göre yüksek olduğu fakat Mayıs, Haziran, Temmuz 2009 aylarında aylık ortalama yağışın önceki yılın aynı dönemini geçtiği gözlemlenmiştir. Günlük toplam yağışlar incelendiğinde ise Ocak, Şubat ve Mart aylarında hemen hemen yok denecek kadar az yağışların seyrek olarak düştüğü fakat bahar aylarının başlangıcıyla Nisan, Mayıs, Haziran aylarında 15 dakikalık süre içerisinde şiddetli yağışların düştüğü belirlenmiştir. Aylık ortalamaların yağışın kar üzerine etkisi konusunda yanıltıcı olabileceği bunun için yağışların günlük incelenmesinin daha doğru olacağı sonucuna varılmıştır. SRM modelinde de yağışların modele günlük girilmesi bunu destekleyici niteliktedir.

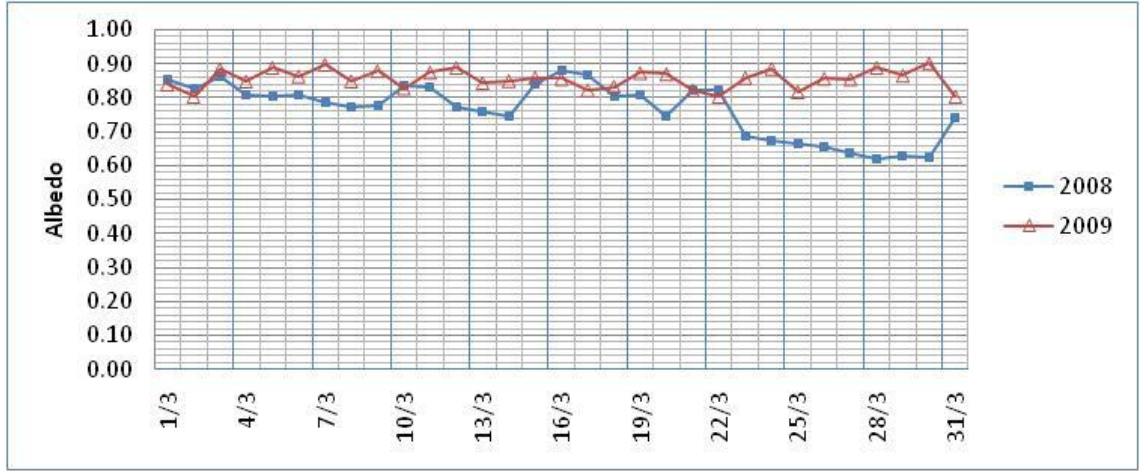


Şekil 4.17. Radar meteoroloji istasyonu günlük toplam yağış (mm), Mayıs 2008-2009

Çizelge 4.7. Radar meteoroloji istasyonu aylık ortalama yağış derinliği (mm)

Aylık Ort. Yağış	Aralık (07-08)	Ocak	Şubat	Mart	Nisan	Mayıs	Haziran	Temmuz
2008	6,41	0,34	0,23	0,57	3,86	1,95	1,25	0,00
2009	0,00	0,01	0,01	0,08	0,08	2,45	1,85	1,48

Radyasyon ölçümleri: Otomatik meteoroloji istasyonlarında iki farklı radyasyon ölçümü yapılmaktadır, ilki, 0,305–2,8 μm dalga boyunda soğurulan toplam güneş (kısa dalga) radyasyonudur ve pironometre ile ölçülmektedir, ikincisi, ilk pironometrenin hemen altına yerleştirilen ikinci bir pironometrenin aynı dalga boyunda ölçtüğü yerden yansıyan toplam güneş radyasyonudur. Albedo, kar ölçümlerinde önemli bir parametredir. Kar albedosu, gelen güneş açısı, kar tane çapı ve kar içindeki kirlilik gibi birkaç faktöre bağlıdır. Albedo özellikle kar erimesinde büyük rol oynamaktadır, dolayısıyla kar örtüsünün anlık olarak gözlenmesi modellemenin zamanlama doğruluğunu artırır. 2008 ile 2009 yılları arasında aynı dönemler incelendiğinde ise Mart ve Nisan aylarında 2009 yılında yüksek albedo değerlerine rastlanmış diğer zamanlarda ise birbirine yakın değerler elde edilmiştir.

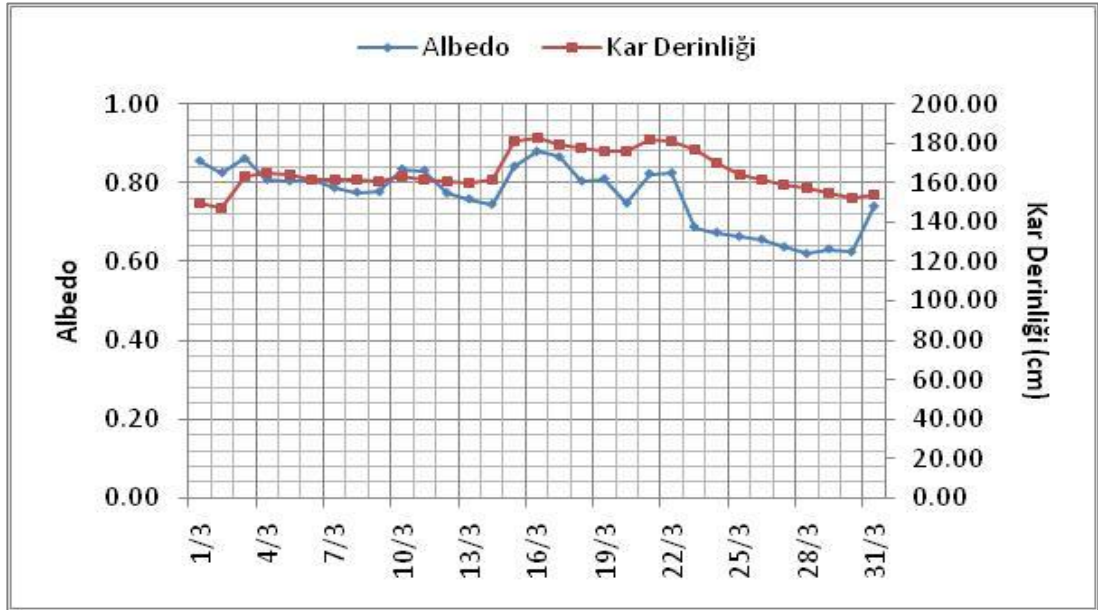


Şekil 4.18. Radar meteoroloji istasyonu ortalama albedo değeri, Mart 2008-2009

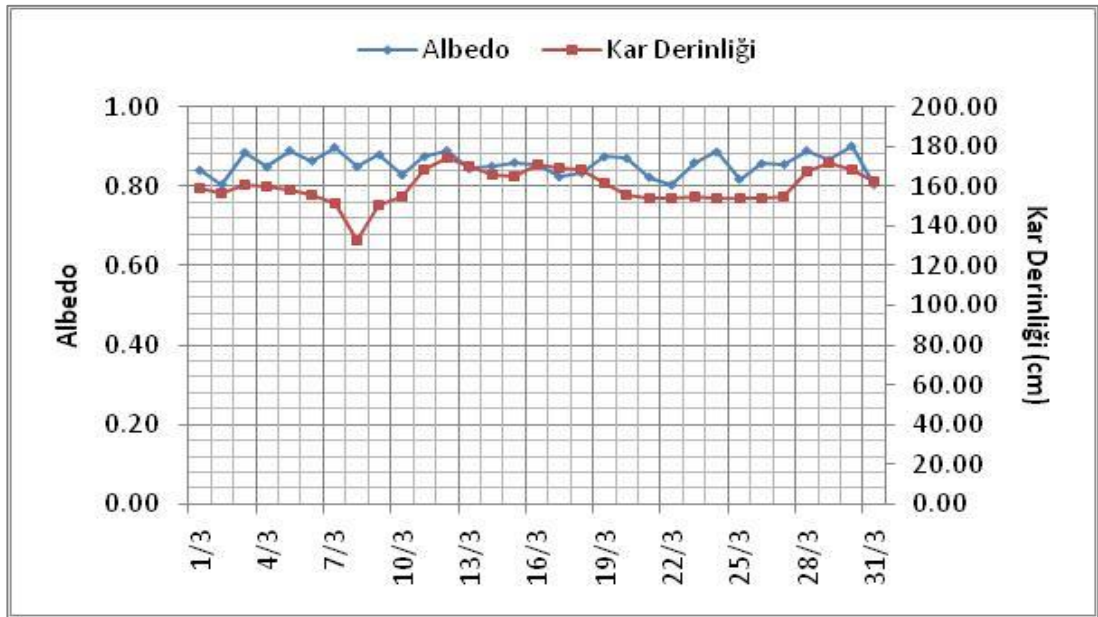
Çizelge 4.8. Radar meteoroloji istasyonu aylık ortalama albedo değerleri

Aylık Ort. Albedo	Aralık (07-08)	Ocak	Şubat	Mart	Nisan	Mayıs	Haziran	Temmuz
2008	0,81	0,79	0,81	0,77	0,69	0,66	0,21	0,25
2009	0,72	0,77	0,81	0,86	0,79	0,50	0,19	0,25

Şekil 4.19 ve Şekil 4.20 sırasıyla Mart 2008 ve Mart 2009 ‘da gözlenen albedo ve kar derinliği ilişkisini gösterilmektedir. Otomatik meteoroloji istasyonlarında albedo değerleri kış aylarında oldukça yüksek değerler alırken bahar aylarında kar erimesiyle aniden düşüşler göstermektedir. Kar örtüsünün yansıtıcılığının ne kadar etken olduğu buradan gözlenmektedir.



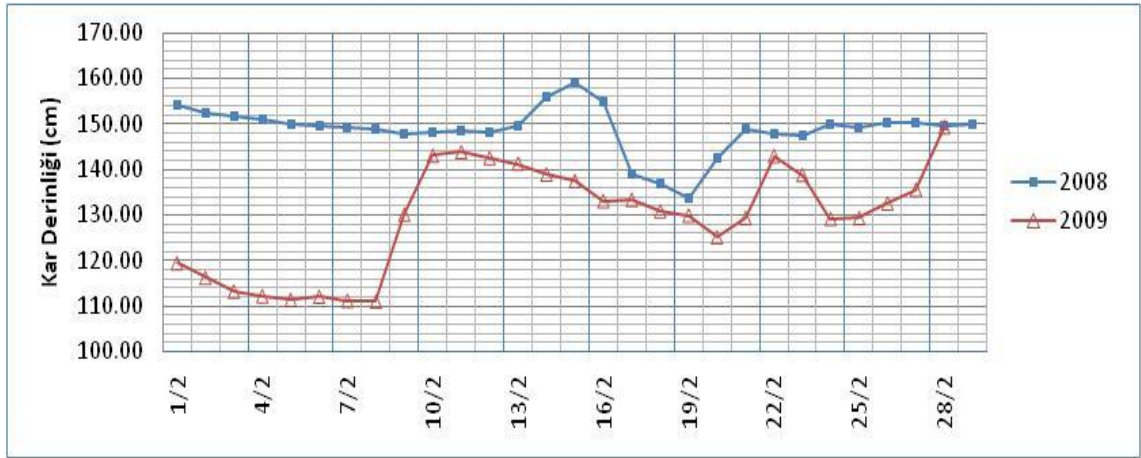
Şekil 4.19. Radar meteoroloji istasyonu albedo-kar derinliği ilişkisi, Mart 2008



Şekil 4.20. Radar meteoroloji istasyonu albedo-kar derinliği ilişkisi, Mart 2009

Dağlık arazilerde yapılan kar ölçümlerinde saptanan en büyük problem kar birikmesi sırasındaki rüzgarın etkisidir. Ayrıca yüksek rakımlardaki kar ölçümleri sırasında, kar ölçer kapasitesinin yeterli olması ve kar altında kalmaması Reynolds (1972) tarafından önerilen önemli noktalardır.

Kar derinliği: Elde edilen ve gözlemlenen kar derinlikleri 2009 yılında kar yağışının önceki yıla göre geciktiği bu nedenle Aralık 2007 ile Aralık 2008, Ocak, Şubat, Mart 2008 ile Ocak, Şubat, Mart 2009 arasında aynı dönemler olmasına rağmen kar derinliklerindeki farklılık göze çarpmaktadır. Özellikle Ocak ayında yarı yarıya fark bulunmaktadır. Nisan ve Mayıs aylarında ise önceki yıla oranla yüksek kar derinliği erime döneminin geciktiğine işaret etmektedir.



Şekil 4.21. Radar meteoroloji istasyonu ortalama kar derinliği (cm), Şubat 2008-2009

Çizelge 4.9. Radar meteoroloji istasyonu aylık ortalama kar derinliği (cm)

Aylık Ort. Kar Derinliği	Aralık (07-08)	Ocak	Şubat	Mart	Nisan	Mayıs	Haziran	Temmuz
2008	120,33	150,20	148,79	165,3	145,73	76,99	0,49	0,42
2009	37,15	83,52	129,41	159,9	169,35	107,41	1,39	0,48

Hava sıcaklığı ile kar erimesi arasındaki ilişki özellikle bahar aylarında istasyon verilerinden açıkça görülmektedir (Şekil 4.22, Şekil 4.23). Köşk ve Güngörmez istasyon bölgelerindeki hava sıcaklığının 0°C'yi geçmesiyle kar erimesi hızlı bir biçimde gerçekleşmektedir, Radar istasyonunun ise düşük hava sıcaklıklarında uzun süre kalmasından dolayı kar erimesinin başlangıcı 2008 yılında Haziran ayında iken 2009 yılında Mayıs ayında gerçekleştiği görülmüştür. Bu da akla iklim değişikliği sorusunu getirmektedir.



Şekil 4.22. Radar meteoroloji istasyonu hava sıcaklığı -kar derinliği ilişkisi, Mayıs 2008



Şekil 4.23. Radar meteoroloji istasyonu hava sıcaklığı -kar derinliği ilişkisi, Mayıs 2009

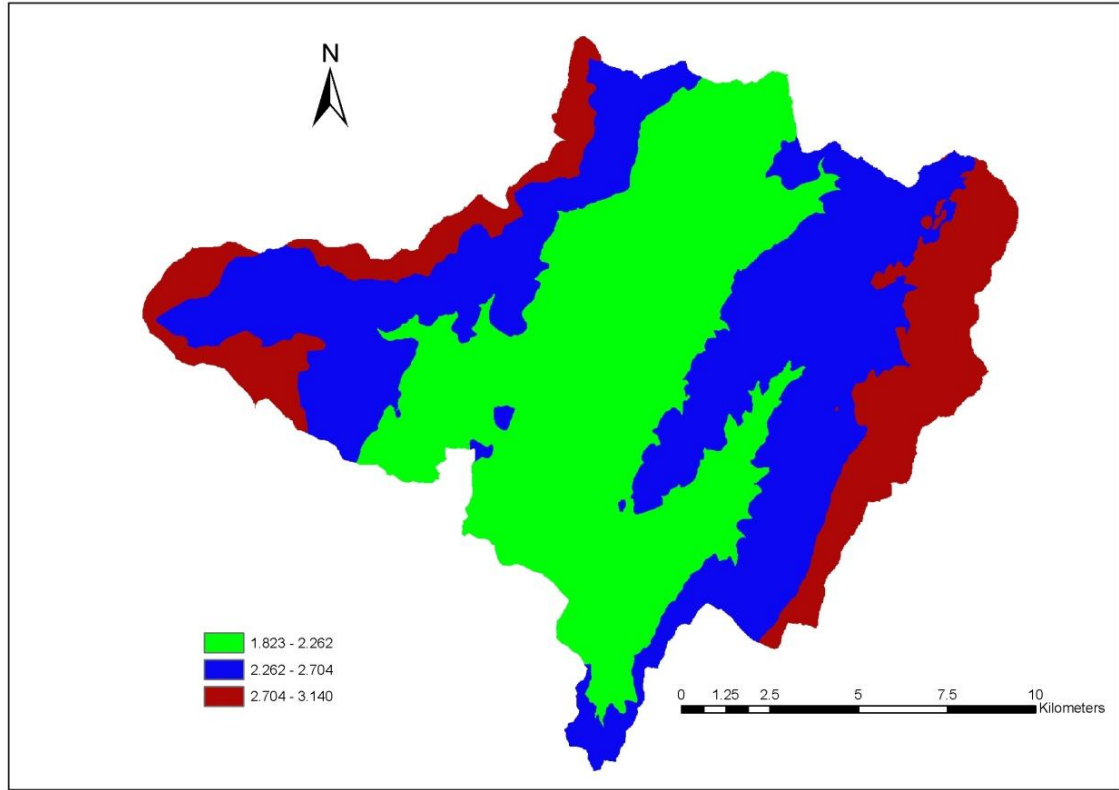
Arazi çalışmaları: Kar erime döneminden başlayarak belirli aralıklarla istasyonların hemen yakınlarında ve havzada farklı noktalarda kar rasat ölçümlerinin alınması

sensörlerden alınan değerleri doğrulamak ve uzaktan algılama çalışmalarında kullanmak açısından çok faydalıdır. Ancak arazinin dağlık olması ve kar yüksekliklerinin de fazla olması araçsız arazi ölçümü yapılmasını imkansız hale getirmektedir. Köşk otomatik meteoroloji istasyonu civarına Mart ve Nisan aylarında itibaren kar erimesi tamamlanana kadar hava şartlarının uygun olduğu zamanlarda araçsız ulaşılabilir bölgelerde kar tüpü ile arazi kar rasat ölçümleri yapılmıştır. Radar otomatik meteoroloji istasyonu civarına ise Nisan ve Mayıs aylarında zaman zaman yol durumu müsait olmadığına Hava Kuvvetleri Komutanlığı Hava Radar Mevzii Komutanlığı'nın sağladığı paletli kar aracı ile yol durumu düzenlince de jip kiralanarak kar tüpü ile arazi kar rasat ölçümleri yapılmıştır. Ancak yol durumunun müsait olmadığı Güngörmez otomatik meteoroloji istasyonuna ne araçla ne de paletli kar aracı ile ulaşamamıştır.

4.2. Havza Karakteristikleri

4.2.1. Havza ve zon alanları, Alan-yükseklik eğrisi

Oluşturulan sayısal yükseklik haritasının CBS programlarıyla, sorgulanabilen raster veriye dönüştürülmesiyle havza üç ayrı yükseklik zonuna ayrılmıştır (Şekil 4.28). Havzanın en düşük ve en yüksek kotları sırasıyla 1823 m ve 3140 m'dir. Yani toplamda 1317 m civarında bir kot farkı mevcuttur. Havzanın zonlara ayrılmasında; kar hidrolojisi çalışmalarında dağlık havzalar için önerilen 500 metrede bir zon oluşturulması tavsiyesi göz önüne alınarak üç farklı zona ayrılmıştır (Çizelge 4.10).

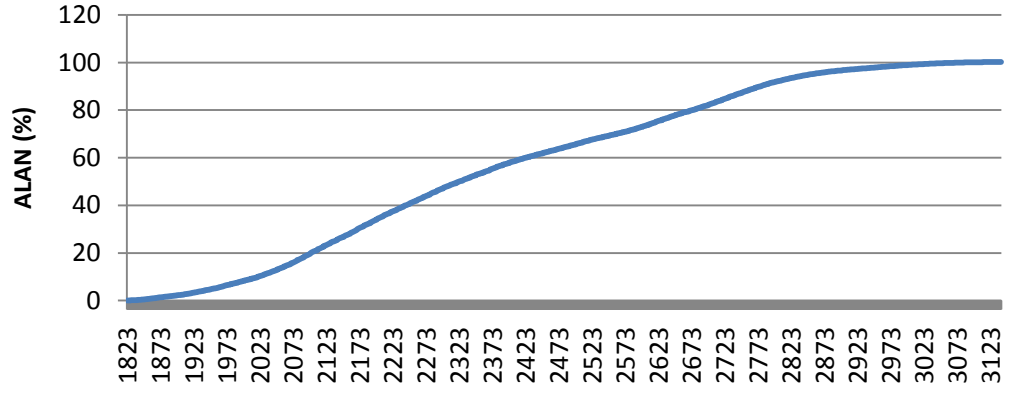


Şekil 4.24. Kırkgöze havzasının zonlara ayrılmış haritası

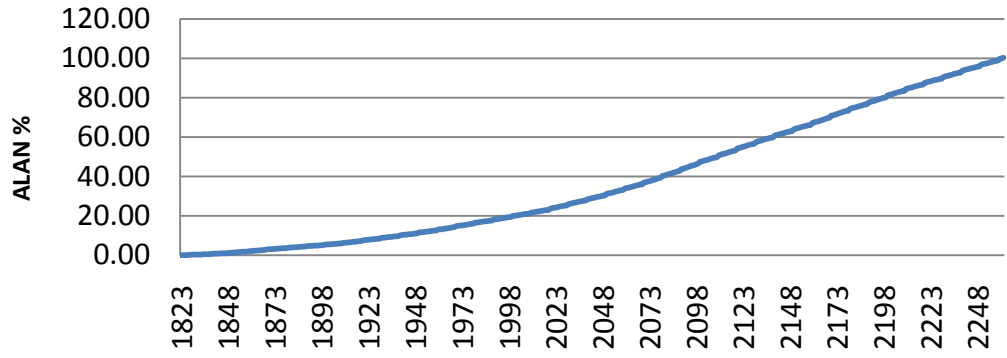
Çizelge 4.10. Kırkgöze havzası hipsometrik değerleri

Zon	Yükseklik (m)	Yükseklik Farkı (m)	Alan (km ²)	Alan (%)	Ort. Hipsometrik Yükseklik (m)
A	1823-2262	439	102,906	42,40	2109
B	2262-2704	442	97,515	40,18	2459
C	2704-3140	<u>436</u>	<u>42,295</u>	<u>17,42</u>	<u>2794</u>
Havza	1823-3140	1317	242,716	100,00	2325

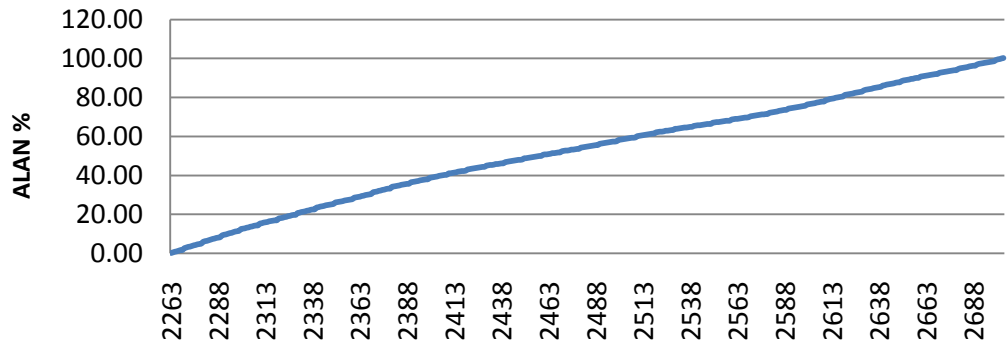
Havza ve zonlara ait hipsometrik eğriler Şekil 4.25’da gösterilmiştir.



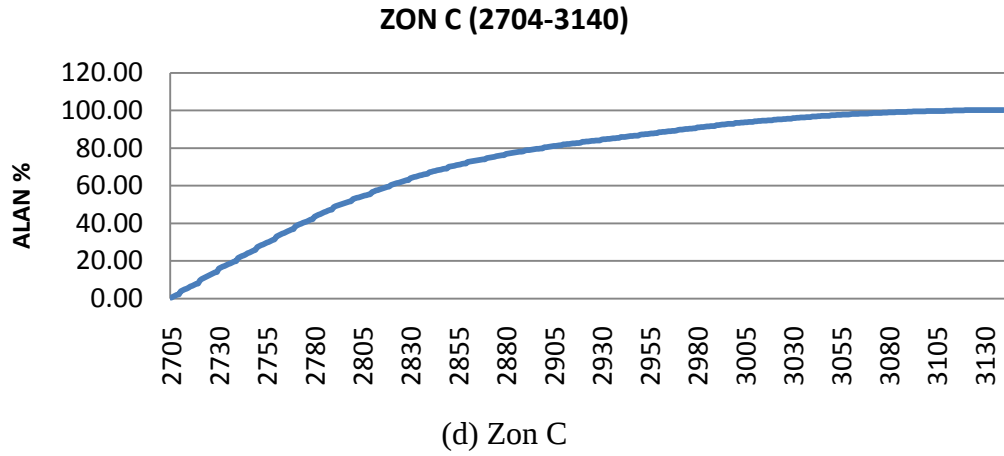
(a) Kırkgöze havzası

ZON A (1823-2262)

(b) Zon A

ZON B (2262-2704)

(c) Zon B



Şekil 4.25. Kırkgöze havzası için oluşturulan hipsometrik eğriler

4.2.2. Değişkenler

Sıcaklık: Sıcaklık değerleri 2009 yılı için, farklı yüksekliklerdeki üç adet otomatik meteoroloji istasyonuna ait günlük ortalama sıcaklık değerleri elde edilerek kullanılmıştır.

Derece-gün sayısı modelde sıcaklıkların 0°C'nin altında veya üstünde olduğu günlerin sayısı olarak tanımlanır. 0°C'nin altında olan günlerin sayısına soğuk derece-günler, 0°C'nin üstünde olan günlerin sayısına ise ısınma derece-günler adı verilir. SRM programı ortalama sıcaklığın 0°C veya negatif olması durumunda derece-gün değerlerini ayarlar ve kar erimesi hesaplamaz.

Modele sıcaklık değerleri havza veya zon bazında girilebilir. Bu çalışmada üç otomatik meteoroloji istasyonunun zonların hipsometrik ortalama yüksekliklerine yakın olması göz önüne alınarak modele zon bazında girilmiştir. Üç istasyon için de $(T_{ort} + \Delta T)$ değerleri Mart- Haziran 2009 tarihleri için günlük olarak hesaplanmıştır. (2.21) denklemi kullanılarak ΔT değerleri elde edilmiştir. $\gamma = 0,75$ değerinin bulunması sıcaklık değişim oranı bölümünde detaylı olarak anlatılmıştır.

Köşk istasyonu için

$$\Delta T = 0,75 \times (2019 - 2109) \times (1/100) = -0,675 \quad (4.11)$$

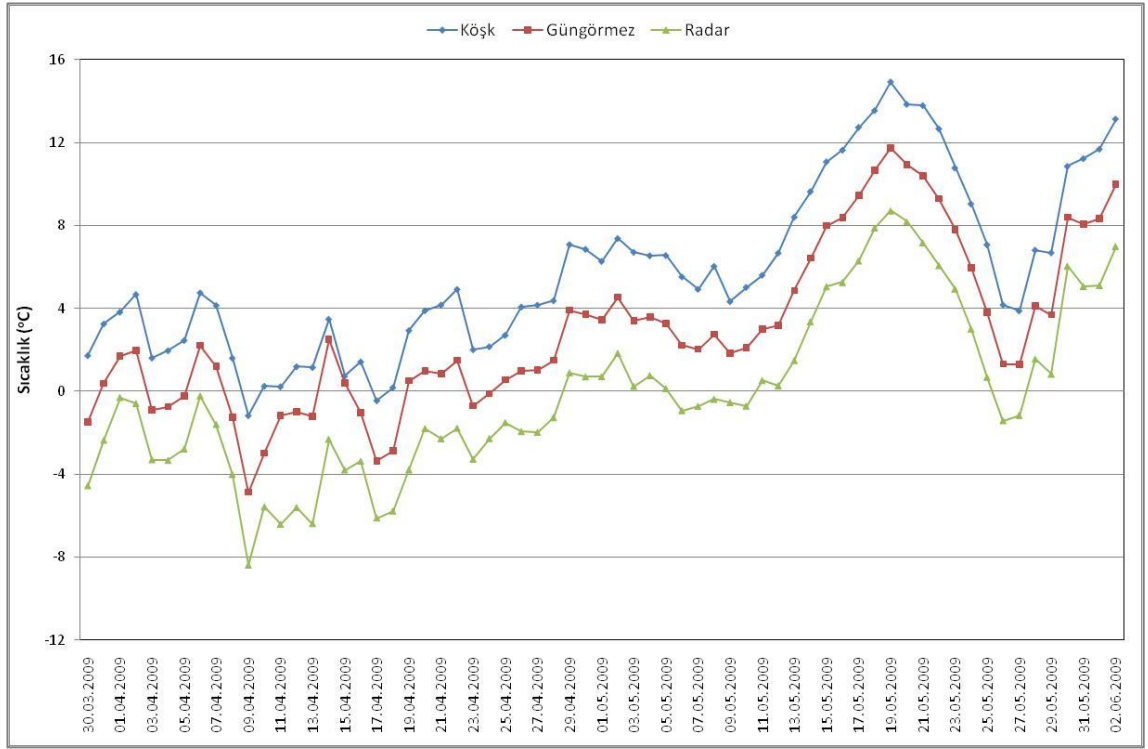
Güngörmez istasyonu için

$$\Delta T = 0,75 \times (2454 - 2459) \times (1/100) = -0,0375 \quad (4.12)$$

Radar istasyonu için

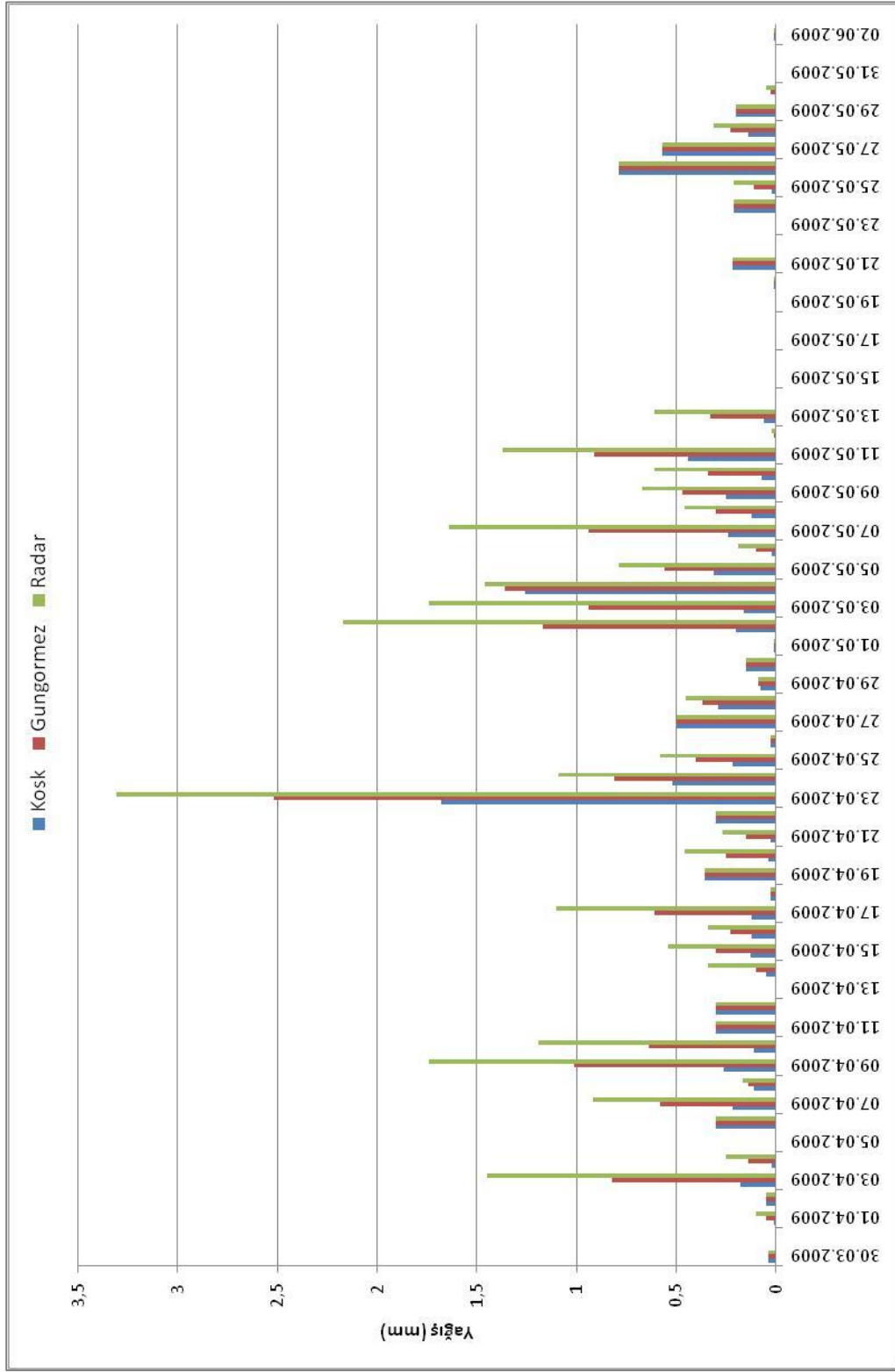
$$\Delta T = 0,75 \times (2891 - 2794) \times (1/100) = 0,7275 \quad (4.13)$$

elde edilmiştir. 2009 yılı Mart-Haziran dönemine ait sıcaklık değerleri Şekil 4.26'da sunulmuştur. İstasyonlara ait sıcaklık değerleri Detrended Kriging (DK) programı kullanılarak havzaya dağıtılmıştır ve hesaplamalarda DK değerleri kullanılmıştır.



Şekil 4.26. Kırkgöze havzasına ait sıcaklık değerleri Mart-Haziran 2009

Yağış: Modele yağış girdisi sıcaklıkta olduğu gibi hem havza hem de zon bazında girilebilmektedir. Havzada bulunan otomatik meteoroloji istasyonlarının günlük toplam yağış verileri aritmetik ortalama yöntemi kullanılarak oluşturulan sentetik istasyon verilerinden daha sonra havzanın ortalama hipsometrik yüksekliğine %3,5'luk bir azalmayla yansıtılmıştır. Kar erime dönemi boyunca istasyonların günlük toplam yağış değerleri Şekil 4.27'de sunulmuştur.



Şekil 4.27. Kırkgöze havzasına ait erime dönemi günlük toplam DK yağış değerleri

Karla örtülü alan değişimi: Kırkgöze havzası gibi dağlık havzaların tipik özelliklerinden birisi, mevsimsel kar örtüsü kenar çizgilerinin kar erimesi sezonunda giderek azalması ve üst kotlara doğru çekilme göstermesidir.

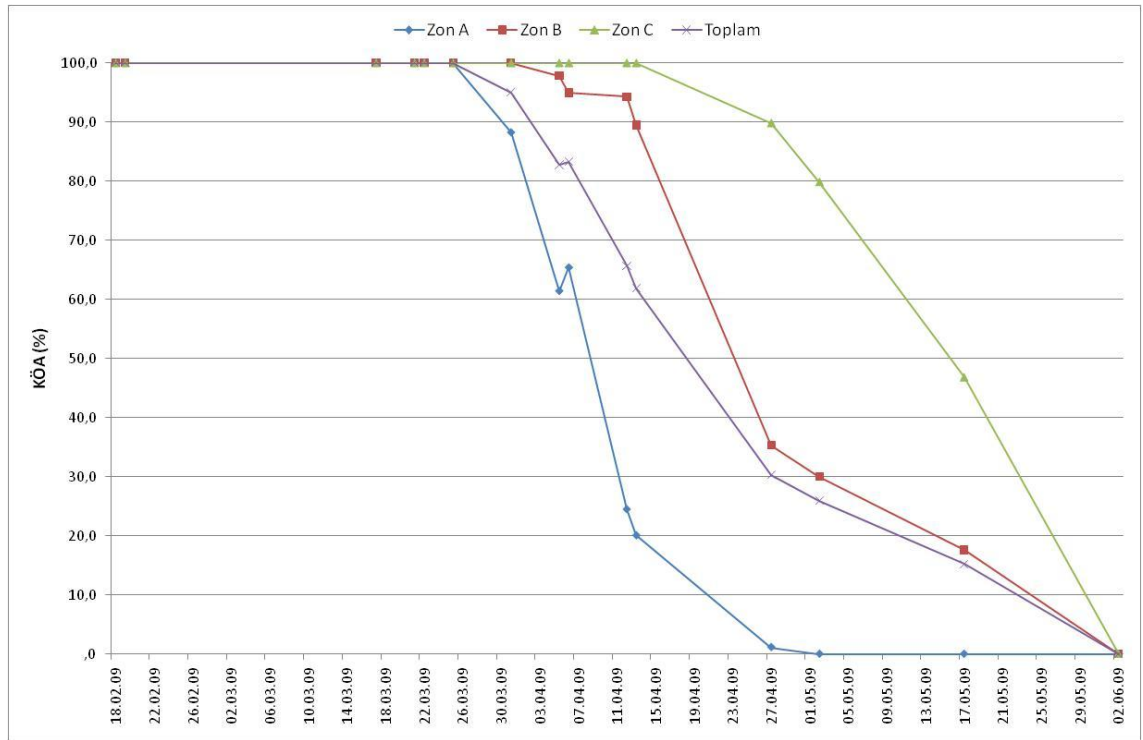
SRM programının en önemli özelliklerinden birisi zamanla karla örtülü alanların (KÖA) değişimini veri olarak kullanmasıdır. Bu değişimi SRM' ye veri olarak girebilmek için havzanın karla örtülü alan değişimi, havzanın büyüklüğüne, topografyasına ve teknik imkanlara bağlı olarak; periyodik kar örtüsü haritalarından enterpolasyonla elde edilebildiği gibi hava fotoğrafları yardımıyla veya uydu görüntülerinin kullanılmasıyla tespit edilebilir.

SRM kar erime çekilme eğrilerini modelde doğrudan kullanır. Her yükseklik zonunun kar çekilme eğrileri SRM' de kullanılması için entepole edilir. Böylece günlük karla örtülü alan yüzdesi elde edilir.

Bu çalışmada karla örtülü alan değişiminde Terra ve Aqua uydularında bulunan MODIS algılayıcısı tarafından elde edilen görüntüler kullanılmıştır. MODIS algılayıcısının karla örtülü alanları gösteren MOD10A1 görüntüleri kullanılmıştır. MOD10A1 verisi 3. derece günlük bir ürün olup 1200 km'ye 1200 km alanı tarar ve sinusoidal projeksiyona sahip olup alansal çözünürlüğü 500 m'dir. EOS Terra uydusunun MODIS modülünün 36 bandı bulunmaktadır. 1, 2, 4, 6, 31 ve 32 bantları, karla kaplı alan algoritmasında kullanılan temel bantlardır. MODIS karla kaplı alan algoritması, Normalized Difference Snow Index (NDSI)'i temel almaktadır. NDSI, kar ve buz tanımlamada oldukça kullanışlıdır, kar ve buz kümülüs tipi buluttan ayırmada oldukça başarılıdır. NDSI, MODIS'in 6.band (1,628–1,652µm) ile 4.band (0,545–0,565µm) reflektanslarının ölçülmesi ile hesaplanmaktadır:

$$NDSI = \frac{(MODIS)Band4 - (MODIS)Band6}{(MODIS)Band4 + (MODIS)Band6} \quad (4.14)$$

Bu yöntem kullanılırken aynı zamanda her gün gözlenmiş olan bulutluluk oranı ve arazi ölçümleriyle elde edilen kar yüksekliği, kar su eşdeğeri ve otomatik meteoroloji istasyonlarından alınan kar yüksekliği değerleri dikkate alınmıştır. 2009 yılı (Şubat-Haziran) dönemi için yaklaşık 150 görüntüden EK 1'deki analiz sonuçları elde edilmiştir. Ayrıca hem zonal bazda hemde havza bazında kar çekilme eğrileri hesaplanmıştır (Şekil 4.28).



Şekil 4.28. Kırkgöze havzası için oluşturulan kar çekilme eğrileri

Gerçekleştirilen sınıflandırma sonuçlarından, kar erimesi döneminin 2009 yılı Mart ayının sonlarında başladığı ve yüksek kesimlerde Mayıs sonuna kadar devam ettiği gözlenmektedir. Kar çekilmesi beklendiği gibi en erken A zonunda, en geç ise C zonunda olmaktadır.

Sağlıklı değerlendirme yapılabilen görüntülerin dışında kalan günlerdeki karla örtülü alan değerleri, sınıflandırılmış görüntülerin değerleri kullanılarak zamansal ekstrapolasyon yöntemiyle elde edilmiştir.

Erime durumunda, sıfırın üzerindeki sıcaklıklar iki görüntülenen gün arasındaki zaman aralığında toplandıktan sonra tespit edilecek güne ait sıcaklık değeri bu toplam değere bölünür. Bu değer, zaman aralığındaki karla örtülü alan farkı ile çarpılıp ilk görüntüden elde edilen alan değerinden çıkarılarak elde edilir.

Karla kaplı alanların belirlenmesi çalışması kapsamında RADARSAT-1, ALOS-PALSAR ve ENVISAT radar uydu görüntüleri kullanılmıştır. Çalışılan bölgenin 2010 tarihli güncel radar verileri kapsamında; RADARSAT-1 için 21.03.2010, ALOS-PALSAR için 13.01.2010-15.04.2010 tarihli görüntüler temin edilmiştir. ALOS-PALSAR uydu görüntüsü 70 km alan genişliğine sahip ve 10 m çözünürlüklüdür. RADARSAT-1 uydu görüntüsü hassas demet modunda 50*50 km nominal kaplama alanı ile 8 m nominal çözünürlük sağlamaktadır. Görüntü 43,6–46,0 derecelik geliş açısı ile algılanmıştır. Karla kaplı alanların belirlenmesinde görüntülerin dijital sayıları (DN) değerleri öncelikle desibel (dB) değerlerine çevrilmiştir. Radar görüntülerinde gürültünün çok fazla olmasından dolayı karla kaplı alanların belirlenmesini etkileyecek gürültünün giderilmesi amacı ile görüntüye medyan filtre uygulanmıştır. Filtreleme aşamasında alçak geçirgen, mode ve medyan gibi farklı filtreler uygulandıktan sonra, görsel yorumlama neticesinde medyan filtresi ile daha iyi sonuçlar elde edildiği tespit edildiği için, medyan filtresi tercih edilmiştir. Daha sonra yoğunluk dilimleme (density slice) algoritması 20 tane aralık için filtrelenmiş görüntüye uygulanmıştır. Yoğunluk dilimleme sırasında aşağıdaki eşitliklerden faydalanılmıştır.

$$x = \frac{dB_{maks} - dB_{min}}{dilim\ sayısı} \quad (4.15)$$

$$dB_{çıktı} = \frac{dB_{girdi} - dB_{min}}{x} \quad (4.16)$$

dB_{maks} = Maksimum desibel değeri

dB_{min} = Minimum desibel değeri

$dB_{çıktı}$ = Yoğunluk dilimleme sonrası çıktı desibel değeri

Düşük çıktı desibel değeri karla kaplı olmayan alanları gösterirken, yüksek değerler karla kaplı alanları göstermektedir.

Radar görüntüsünün farklı konumlarında yapılan gerisaçılma (backscatter) değerleri okunarak karla kaplı alanları temsil eden değerler belirlenmiştir. Yapılan incelemeler sonucunda 10 dB'den büyük değerler karla kaplı alanlar olarak belirlenmiş ve bu aralığı içeren dilimler kar olarak atanmış ve alansal değerler hesaplatılmıştır. Sonuç olarak; 13.01.2010 tarihli ALOS-PALSAR görüntüsü üzerinden yapılan analizde karla kaplı alan %97,22, 21.03.2010 tarihli RADARSAT-1 uydu görüntüsü için %92,37, 18.04.2010 tarihli ALOS-PALSAR uydu görüntüsü için % 81,71 olarak hesaplanmıştır (EK 2). Görüntüler üzerinde analizler yapılırken radar görüntülerini etkileyen parametreler, bölgenin topografyası ve alanın yükseklik zonları dikkate alınmıştır.

4.2.3. Parametreler

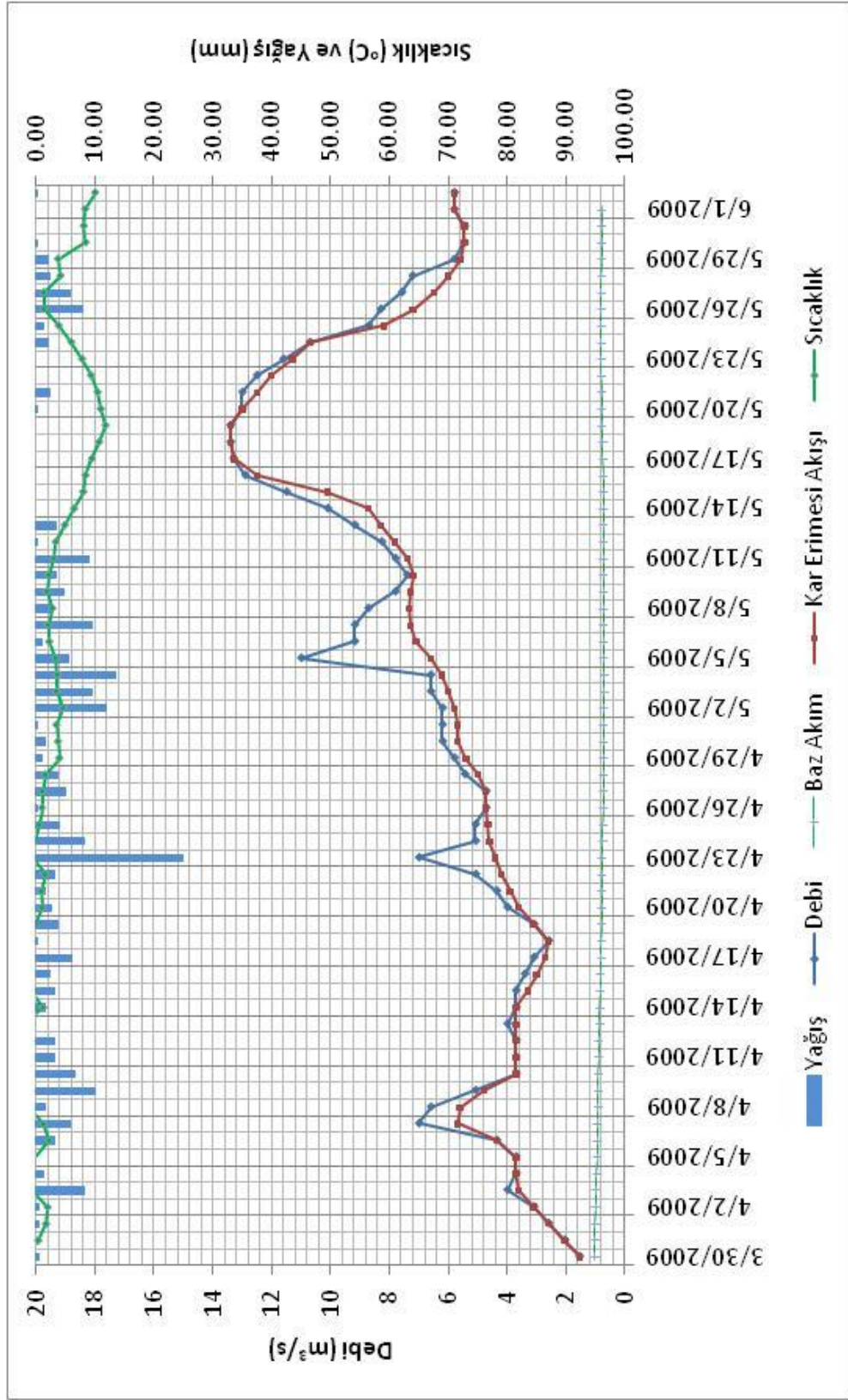
Akış katsayıları: Bu katsayı, havzanın çıkış noktasından (DSİ 21-01 nolu AGİ) elde edilen su ve mümkün olabilecek su (kar erimesi ve yağmur miktarı) hacmi arasındaki farkı ortaya koyan kayıpları dikkate alır. Uzun dönemde ölçülen yağışın, ölçülen yüzeysel akışa oranını gösterir.

Kayıpların tam olarak belirlenmesi, çok sayıda etkene bağlı olduğundan güçtür. Buharlaşıma, sızma, terleme, tutulma gibi etkenlerin belirlenebilmesi için arazide detaylı ölçümlerin yapılması gerekmektedir. Dağlık havzalarda topoğrafik ve iklimsel etkilerde göz önüne alındığında bu ölçümlerin yapılabilirliği azalmaktadır.

SRM programı, yağın yağmurun veya eriyen karın ne kadarlık kısmının yüzeysel ve yüzeyaltı akışa geçtiğini belirlemek amacıyla, kar ve yağmur akış katsayılarını kullanmaktadır.

Hava sıcaklıklarına ilişkin veriler ve kar çekilme eğrileri yardımıyla erime başlangıç dönemi belirlenmiştir. Grafikte hidrografın üst kısmına günlük ortalama sıcaklık ve

günlük yağış ortalaması çizilmiştir. 2009 yılı için erime başlangıç tarihi 31.03.2009 dur. Çizilen hidrograf sıcaklık ve yağış değerleriyle birlikte incelenerek hidrograf hassas bilgisayar çalışması ile bileşenlerine ayrılmıştır. Taban akışının ayrılması için dijital filtreleme yöntemi kullanılmıştır. Filtrelemede gerekli olan ve uzun dönem için taban akışının toplam nehir akışına oranı olarak tanımlanan Taban Akış İndeksi (BFI) 0.09 olarak belirlenmiştir. Mart-Haziran 2009 tarih aralığı için hidrograf ayrıştırılarak, alanları hem yağmurdan gelen akış hem de taban akışı+yüzeyaltı akış+kar erimesinden gelen akış değerleri bulunmuştur (Şekil 4.29, Çizelge 4.11).



Şekil 4.29. Kırkgöze havzası hidrografi ve ayrıştırılması

Çizelge 4.11. DSİ 21-01 nolu AGİ'nin hidrografının bileşenlerinin değerleri

Zaman	Toplam Akış (m ³)	Taban Akışı + Yüzealtı Akış (m ³)	Yüzeysel Akış	
			Kar Erimesinde n Gelen Akış, R _S (m ³)	Yağmurdan Gelen Akış, R _R (m ³)
30 Mart – 23 Nisan	8543232	1469635	6308928	764669
24 Nisan – 06 Mayıs	7155648	667008	5570208	918432
07 Mayıs – 12 Mayıs	4247424	317952	3510432	419040
13 Mayıs – 26 Mayıs	13960512	829440	12528000	603072
27 Mayıs – 2 Haziran	3723840	433728	3074112	216000
Toplam Hacim	37630656	3717763	30991680	2921213
Yüzey Akışının %'si			91	9
Toplam Hacmin %'si	100	10	82	8

C_R için havzaya düşen yağmurdan potansiyel olarak gelebilecek akımın bilinmesi gerekir.

Çizelge 4.12. Kar Erime döneminde kullanılan C_R katsayıları

Zaman	Yağmurdan Akış (m ³)	Yağmurun Toplam Hacmi (m ³)	C _R
30 Mart – 23 Nisan	764669	2466674	0,31
24 Nisan – 06 Mayıs	918432	3401600	0,27
07 Nisan – 12 Mayıs	419040	1351742	0,31
13 Mayıs – 26 Mayıs	603072	1402493	0,43
27 Mayıs – 2 Haziran	216000	939130	0,23

C_S hesaplanabilmesi için havzadaki mevcut kar örtüsünden potansiyel olarak gelebilecek akışında bilinmesi gerekir. 26 Mart ve 08 Nisan tarihlerindeki kar su eşdeğerleri uydu görüntüleri ve arazi çalışmalarıyla belirlenmiştir. 26 Mart 2009 tarihinde Köşk istasyonunda 170,0 mm, Güngörmez istasyonunda 235,80 mm, Radar istasyonunda 513,36 mm kar şu eşdeğeri bulunmaktadır. 08 Nisan 2009 tarihinde ise

Köşk istasyonunda 34,2 mm, Güngörmez istasyonunda 153,8 mm, Radar istasyonunda 562,9 mm kar şu eşdeğeri bulunmaktadır. 26 Mart ile 08 Nisan arasında C_s katsayısını hesaplama adımları aşağıda açıklanmıştır;

- 26 Mart için kar sınır kotu 1823 m ve 08 Nisan için 1990 m olarak bulunmuştur.
- 26 Mart 2009 tarihinde kar sınır kotunun üstünde kalan alan $242,716 \text{ km}^2$, 08 Nisan 2009 tarihinde kar sınır kotu üzerinde kalan alan ise $119,08 \text{ km}^2$ bulunmuştur.
- 26 Mart 2009 tarihindeki kar su eşdeğerleri ile kar kaplı alan değerleri çarpıldığında 6221073 m^3 , 08 Nisan 2009 tarihindeki kar su eşdeğerleri ile kar kaplı alan değerleri çarpıldığında ise 3905935 m^3 hesaplanmıştır. Bu iki tarih aralığındaki fark eriyen karın hacmini verir. Eriyen karın hacmi 2315138 m^3 olarak bulunmuştur.
- Bu değere 26 Mart 2009 ile 08 Nisan 2009 tarihleri arasında yeni yağan kar ilave edilir. Yeni yağan karın %10'luk bir kısmının eridiği kabul edilir. Böylece toplam eriyen kar hacmi 4043200 m^3 tür.
- Hidrograftan elde edilen kar erimesinden gelen akış 2665440 m^3 tür.
- Bu iki değer birbirine oranı C_s değerini verir.

$$C_s = \frac{2665440}{4043200} = 0,65 \quad (4.17)$$

Derece-gün faktörü: İstasyonlardan elde edilen kar yoğunluğu değerleri Mart-Haziran 2009 tarihleri için bütün istasyonlarda ayrı ayrı değerlendirilmiştir. Köşk istasyonunda Nisan ayının ilk yarısında, Güngörmez istasyonunda Nisan ayı sonunda erime gerçekleşmiş ve kar yüksekliği değerleri sıfıra inmiştir. Radar istasyon mevkiinde ise

haziran ayı başlangıcında erime tamamlanmıştır. Bu değerler belirlenirken birçok lisansüstü çalışmasında da uygulanan (3.9) nolu denklem kullanılmıştır.

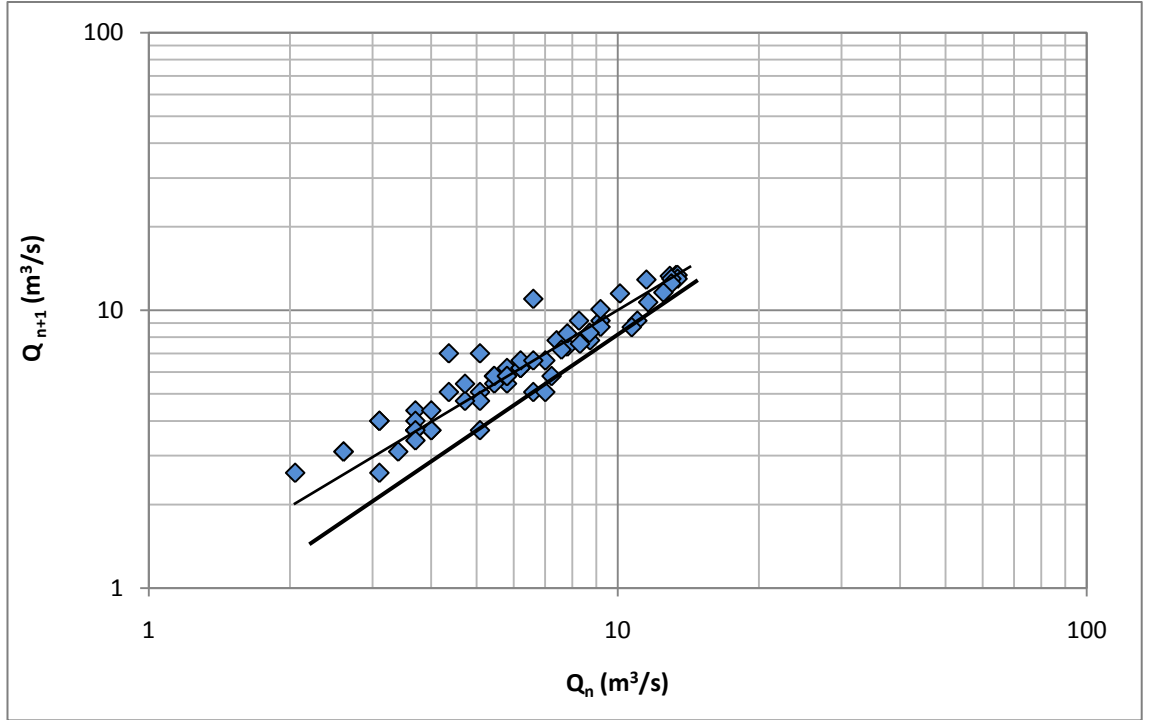
Sıcaklık düşme oranı: Mart-Haziran 2009 periyoduna ait sıcaklık düşme oranı hesaplanmıştır. Bu değer hesaplanırken öncelikle havzanın ortalama hipsometrik yüksekliğine yakın olan tek bir meteorolojik istasyon seçilir. Kırkgöze havzamızda sıcaklık düşme oranını bulmak için üç istasyonumuz da kullanılmıştır (Köşk, Güngörmez, Radar). Köşk-Güngörmez, Güngörmez–Radar arasındaki sıcaklık farkları kullanılarak sıcaklık düşme oranı günlük olarak hesaplandı. Sıcaklık düşme oranlarının ortalaması olan 0,75 değeri havza genelinde kullanılabilir. Sıcaklık enversiyonları sıcaklık düşme oranı hesaplanırken dikkate alınmamıştır.

Kritik sıcaklık: Kritik sıcaklık değeri, ölçülen veya tahmin edilen yağışın kar veya yağmur şeklinde olduğunu belirler. Kritik sıcaklık kar erimesi sezonunun başında, sezonun sonuna oranla daha büyük değerler alır. Kritik sıcaklık birçok çalışmada olduğu gibi $0,01^{\circ}\text{C}$ seçilmiştir.

Yağmur katkı alanı: Yağış yağmur olduğu zaman, akış için iki durum söz konusudur. Birinci durumda; Eğer yağmur kar örtüsü üzerine düşerse, genellikle derin ve kuru olan kar tarafından tutulur. Bu durumda yağmur akışı, kar örtüsü alanlarda kar erimesi akımına eklenir (opsiyon 0). Daha sonraki aşamalarda kar örtüsü olgunlaşır ve model 1 opsiyonuna getirilir. Bu değer genellikle 1 opsiyonuna sıcaklık değerinin 0°C 'yi aştığı ilk gün getirilir. A ve B zonları için 7 Mart 2009, C zonu için 29 Nisan 2009 günlerinde model 1 opsiyonuna getirilmiştir.

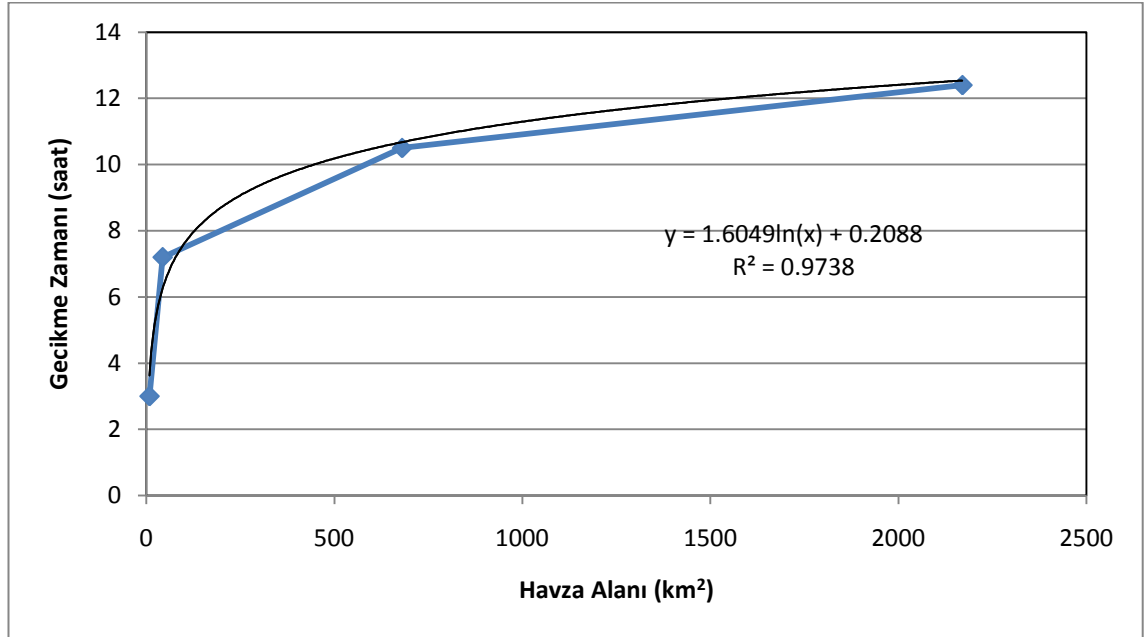
Geri çekilme katsayısı: İlk olarak geri çekilme periyodundaki akımlar günlük olarak bir gün ileriye doğru kaydırılarak birbirine göre logaritmik olarak grafiklendirilmiştir. Grafikte noktalanın tüm noktaları ortalayan eğri çizilmiştir. Daha sonra zarf eğrisi çizilmiştir. Zarf eğrisine paralel ve minimum değerdeki noktaların uzantısında elde edilen eğri k değerlerini gösterir. Şekildeki en büyük ve en küçük akımlardan k

değerleri okunmuştur. Bu değerler (3.16) ve (3.17) nolu denklemlerde yerine konarak x değeri 0,7787 ve y değeri 0,036 olarak bulunmuştur (Şekil 4.30).



Şekil 4.30. DSİ 21-01 nolu AGİ ait x ve y değerlerinin belirlenebilmesi için k değerlerinin bulunuşu (31.03.2009–02.06.2009)

Gecikme zamanı: Dünya Meteoroloji Organizasyonu (WMO)'dan alınan gecikme zamanı değerleri havza alanı ile birlikte çizdirilerek bu grafiğe uygun olan denklemde havza alanı yerine yazılarak gecikme zamanı belirlenmiştir (Şekil 4.31). Gecikme zamanı 9 saat olarak bulunmuştur.



Şekil 4.31. Gecikme zamanı- havza alanı (WMO'nun önerdiği)

Modelin çalıştırılması sonucu, kar erimesi akış katsayısı (C_S) modelin en hassas parametresi olduğu görülmüştür. Yağmur akış katsayısı (C_R) ise modelin ikinci önemli parametresi olarak bulunmuştur. Bu iki katsayı hidrografın şeklini ve hidrografta meydana gelen pikseli etkilemektedir. Diğer önemli parametreler ise derece gün faktörü (a), kritik sıcaklık (T_{KR}), yağmur katkı alanı ve sıcaklık düşme oranıdır.

Model iki durum için çalıştırılmıştır. Birinci durumda, hesaplamalar sonucu bulunan değerler kullanılmıştır (Çizelge 4.13). Modelin çalıştırılmasıyla bulunan R^2 değeri 38,4 olarak hesaplanmıştır (Şekil 4.32). Modelin koşturulması sonucunda elde edilen değerler ile ölçülen akımlar arasındaki fark %29,78 olarak bulunmuştur. Ayrıca modelin tespit ettiği kar erime periyodundaki ortalama akım $4,7 \text{ m}^3/\text{s}$ olarak hesaplanırken, ölçülen ortalama akım $6,7 \text{ m}^3/\text{s}$ olarak bulunmuştur. Elde edilen sonuçlar Çizelge 4.14'te verilmiştir.

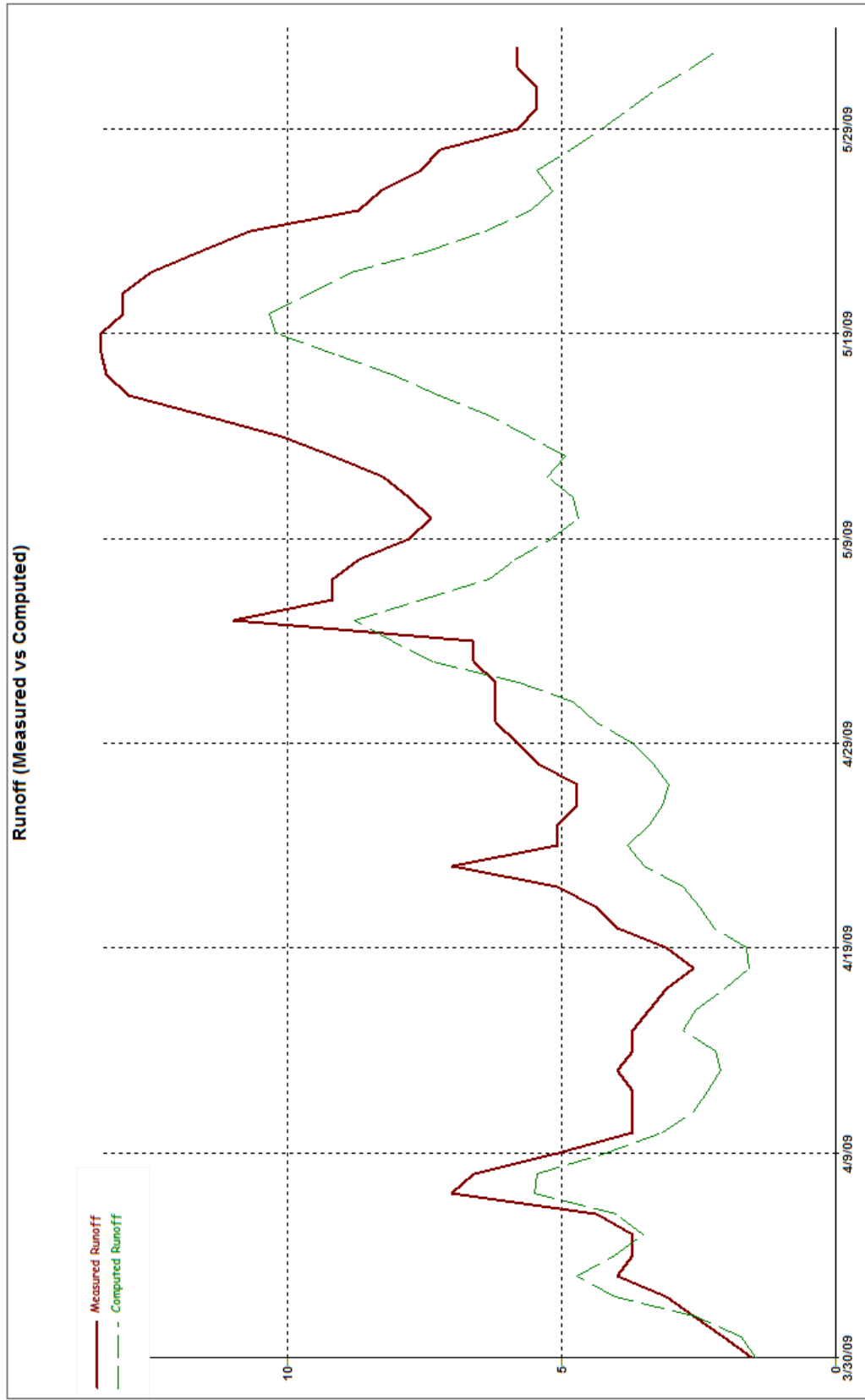
Çizelge 4.13. Birinci durum için kullanılan parametreler

	30 Mart – 23 Nisan	24 Nisan – 06 Mayıs	07 – 12 Mayıs	13 – 26 Mayıs	27 Mayıs –2 Haziran
Sıcaklık Düşme Oranı	0,75	0,75	0,75	0,75	0,75
T_{KR}	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
a_1	0,200	0,200	0,000	0,000	0,000
a_2	0,267	0,267	0,300	0,300	0,300
a_3	0,396	0,396	0,480	0,480	0,480
Gecikme Zamanı	9	9	9	9	9
C_S	0,62	0,62	0,62	0,62	0,62
C_R	0,31	0,27	0,31	0,43	0,23
Yağmur Katkı Alanı, RCA_1	1	1	1	1	1
Yağmur Katkı Alanı, RCA_2	1	1	1	1	1
Yağmur Katkı Alanı, RCA_3	1	1	1	1	1
x	0,7787	0,7787	0,7787	0,7787	0,7787
y	0,036	0,036	0,036	0,036	0,036

a_1 , RCA_1 : Zon 1 değerleri; a_2 , RCA_2 : Zon 2 değerleri; a_3 , RCA_3 : Zon 3 değerleri

Çizelge 4.14. Birinci durumda elde edilen model ve sonuçlar

Hesaplanan Parametreler	Değerleri
Ölçülen Hacim (10^6 m^3)	37,63
Ölçülen Ortalama Akım (m^3/s)	6,70
Hesaplanan Hacim (10^6 m^3)	26,43
Hesaplanan Ortalama Akım (m^3/s)	4,70
R^2	0,384
R	0,619
Hacimsel Fark (%)	29,78



Şekil 4.32. Birinci durumda SRM çalıştırılması sonucu ulaşılan hidrograf benzetimi

İkinci durumda ise, SRM hidrografını en çok etkileyen iki parametre olan kar erimesi akış katsayısı (C_S) ve yağmur akış katsayısı (C_R) değerlerinde kalibrasyon yapılmıştır. Kalibrasyon işlemleri sırasında, parametre değerleri fiziksel limitlerinin içerisinde değerlendirilmiştir. Bu çalışmada, kar erime modellerinde kullanılan parametre aralıkları farklı modeller ve SRM için de belirlenmiştir. Bu aralıklar Çizelge 4.15’da gösterilmiştir.

Çizelge 4.15. Kar erime akış modellerinde parametre değerleri (Martinec *et al.* 1986)

Parametre / Testler		WMO Farklı Model Testleri	WMO SRM Testleri	Mevcut Diğer SRM Uygulamaları
Derece Gün Faktörü	Maks.	0,76	0,65	0,73
	Min.	0,03	0,2	0,09
Sıcaklık Düşme Oranı	Maks.	1,12	0,65	0,95
	Min	0,00	0,65	0,59
T_{KR}	Maks.	5,50	3	3
	Min.	-2,00	0,75	0,75
Yüzeysel Akış Katsayısı	Maks.	1,00	1	1
	Min.	0,18	0,18	0,1
Gecikme Zamanı	Maks.	18	18	24
	Min.	0	6	4

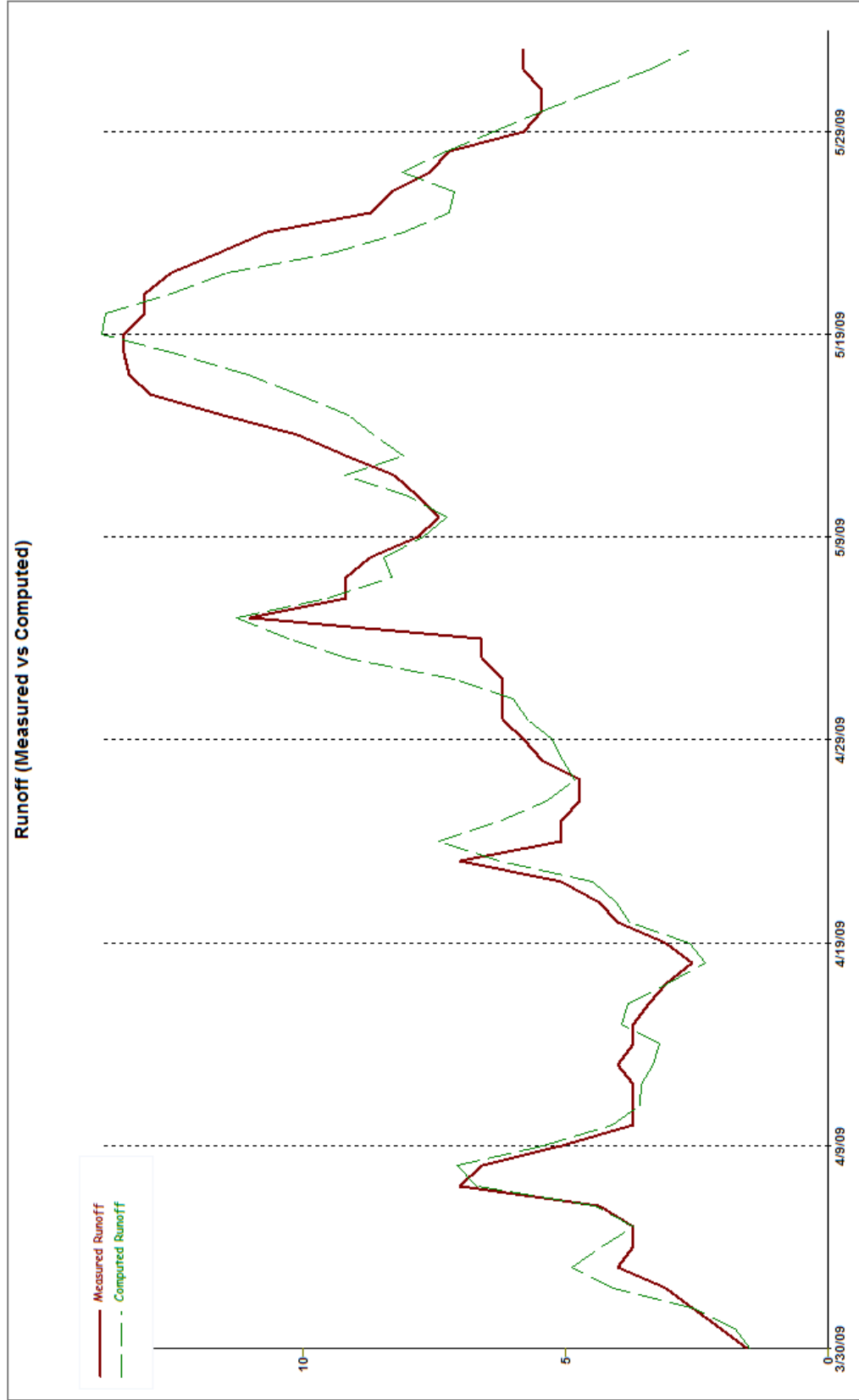
Kar erime akış katsayısı ve yağmur akış katsayısı değerleri yükseltilerek dönemsel değişikliklerle kalibrasyon yapılmıştır (Çizelge 4.16). İkinci durumda SRM sonucunda elde edilen değerler Şekil 3.33 ve Çizelge 4.17’de sunulmuştur. Kalibrasyon yapılırken dikkat edilen en önemli unsur fiziksel sınırlar içerisinde kalarak hidrograf yapısına en yakın simülasyonu yakalamaktır. Farklı parametreler için de kalibrasyonlar denenmiş daha yüksek belirleme katsayıları elde edilmiştir ancak ölçülen hidrograf şeklinden uzaklaşmış ve fiziksel olarak uygun olmadığı kanısına varılmıştır.

Çizelge 4.16. İkinci durum için kalibre edilen parametreler

Zaman	C_S	C_R
30 Mart – 23 Nisan	0,60	0,75
24 Nisan – 06 Mayıs	0,50	0,40
07 Nisan – 12 Mayıs	0,50	0,75
13 Mayıs – 26 Mayıs	0,70	0,75
27 Mayıs – 2 Haziran	0,50	0,40
30 Mart – 23 Nisan	0,60	0,75

Çizelge 4.17. İkinci durumda elde edilen model ve sonuçlar

Hesaplanan Parametreler	Değerleri
Ölçülen Hacim (10^6 m^3)	37,63
Ölçülen Ortalama Akım (m^3/s)	6,70
Hesaplanan Hacim (10^6 m^3)	36,37
Hesaplanan Ortalama Akım (m^3/s)	6,47
R^2	0,8606
R	0,927
Hacimsel Fark (%)	3,35



Şekil 4.33. İkinci durumda SRM çalıştırılması sonucu ulaşılan hidrograf benzetimi

4.4. Çok Değişkenli Doğrusal Regresyon Analizi

Günlük debiler (DSİ) ile havzada farklı kotlardaki otomatik meteoroloji istasyonlarında ölçülen günlük ortalama sıcaklık, rüzgar, nem, günlük toplam yağış ve kısa dalga radyasyon arasında istatistiksel bir model kurulmaya çalışılmıştır. İlk olarak ölçülen debi değerleri ile değişkenler ve değişkenlerin birbirleri arasındaki ilişkileri irdelenmiştir (Çizelge 4.18). Çizelge 4.18 incelendiğinde ölçülen debi değerlerinde önem sırası ile sıcaklık, rüzgar, nem, yağış ve radyasyonun etkin olduğu görülmektedir. İklimsel şartların günlük değişimlerinin çok farklı olabileceği gibi yıldan yıla da farklılık gösterebileceği unutulmamalıdır.

Çizelge 4.18. Debi ile sıcaklık, rüzgar, nem, yağış ve radyasyon arasındaki çoklu korelasyon tablosu

	Debi	Sıcaklık	Rüzgar	Nem	Yağış	Radyasyon
Debi	1,000					
Sıcaklık	0,769	1,000				
Rüzgar	-0,189	-0,221	1,000			
Nem	-0,163	-0,413	0,029	1,000		
Yağış	-0,088	-0,346	-0,021	0,472	1,000	
Radyasyon	0,046	0,376	-0,134	-0,808	-0,563	1,000

Bu değişkenler için doğrusal regresyon modeli özet tablosu (Çizelge 4.19) incelendiğinde, çoklu doğrusal modelin uygun olduğu (F testi ile) gözlemlense de bazı değişkenlerin (rüzgar, nem, ve yağış) t değerlerinin $\alpha=0,05$ için kritik tablo değerleriyle karşılaştırıldığında düşük çıktığı (yani H_0 hipotezinin kabul edildiği), yani bağımlı değişken olan debinin bu değişkenlerden etkilenmediği belirlendiği için değişkenler sırasıyla çıkarılarak yeniden çoklu doğrusal regresyon modelleri oluşturulmuştur (EK 3). Çıkarılan her değişkenden sonra oluşturulan çoklu doğrusal regresyon modeline ait düzeltilmiş R^2 değeri fazla değişmiyorsa, değişkenin modelden çıkarılmasında bir sakınca olmadığı kabul edilir.

Çizelge 4.19. Debi ile sıcaklık, rüzgar, nem, yağış ve radyasyon arasındaki çoklu doğrusal regresyon modeli özet tablosu

<i>Regresyon İstatistikleri</i>	
Çoklu R	0,817
R Kare	0,668
Düzeltilmiş R Kare	0,640
Standart Hata	1,938
Gözlem	65

Varyans Analizi	<i>df</i>	<i>SS</i>	<i>MS</i>	<i>F</i>	<i>Anlamlılık F</i>
Regresyon	5	446,393	89,279	23,771	5,24E-13
Fark	59	221,595	3,756		
Toplam	64	667,987			

	<i>Katsayılar</i>	<i>Standart Hata</i>	<i>t Stat</i>	<i>P-değeri</i>	<i>Düşük %95</i>	<i>Yüksek %95</i>	<i>Kısmi Korelasyon Katsayısı</i>
Kesişim	10,317	3,947	2,614	0,011	2,419	18,214	
Sıcaklık	0,701	0,070	10,027	0,000	0,561	0,841	0,754
Rüzgar	-0,111	0,246	-0,453	0,652	-0,604	0,381	-0,059
Nem	-0,023	0,029	-0,772	0,443	-0,081	0,036	-0,100
Yağış	0,191	0,233	0,816	0,418	-0,276	0,658	0,106
Radyasyon	-0,018	0,008	-2,332	0,023	-0,033	-0,003	-0,291

Bir bağımlı değişken (debi) ile 5 bağımsız değişken (sıcaklık, rüzgar, nem, yağış ve radyasyon) için sonuç olarak debi ile sıcaklık ve radyasyon arasında bir çoklu doğrusal regresyon modeli kurulmuştur ve denklem elde edilmiştir.

$$Q_{\text{hes}} = 8,073 + 0,708T - 0,015R \quad (4.18)$$

Burada Q_{hes} : Çoklu regresyon modeli ile hesaplanan debi (m^3/s), T: sıcaklık ($^{\circ}\text{C}$), R: kısa dalga radyasyon (W/m^2). Debi ile sıcaklık ve radyasyon arasındaki çoklu doğrusal regresyon modeli özet tablosu incelendiğinde çoklu korelasyon katsayısı (R) ve

belirleme katsayısı (R^2) ve düzeltilmiş R^2 değerlerinde değişkenlerin çıkarılmasıyla fazla bir değişiklik olmadığı gözlenmiştir (Çizelge 4.20). Kısa dalga radyasyonun kaynağı olan güneş aynı zamanda ısının da kaynağıdır. Korelasyon tablosu sıcaklığın radyasyon arttıkça arttığını, debinin ise sıcaklık ve radyasyonun arttıkça arttığını göstermektedir (Çizelge 4.21).

Çizelge 4.20. Debi ile sıcaklık ve radyasyon arasındaki çoklu doğrusal regresyon modeli özet tablosu

<i>Regresyon İstatistikleri</i>	
Çoklu R	0,812
R Kare	0,660
Düzeltilmiş R Kare	0,649
Standart Hata	1,914
Gözlem	65

Varyans Analizi	<i>df</i>	<i>SS</i>	<i>MS</i>	<i>F</i>	<i>Anlamlılık F</i>
Regresyon	5	440,743	220,372	60,125	3,04E-15
Fark	62	227,244	3,665		
Toplam	64	667,987			

	<i>Katsayılar</i>	<i>Standart Hata</i>	<i>t Stat</i>	<i>P-değeri</i>	<i>Düşük %95</i>	<i>Yüksek %95</i>	<i>Kısmi Korelasyon Katsayısı</i>
Kesişim	8,073	1,065	7,579	0,000	5,944	10,203	
Sıcaklık	0,708	0,065	10,948	0,000	0,579	0,837	0,812
Radyasyon	-0,015	0,004	-3,545	0,001	-0,024	-0,007	-0,411

Çizelge 4.21. Debi ile sıcaklık ve radyasyon arasındaki çoklu korelasyon tablosu

	Debi	Sıcaklık	Radyasyon
Debi	1,000		
Sıcaklık	0,769	1,000	
Radyasyon	0,046	0,376	1,000

Kar Erime Akış modelindeki (SRM) değişkenler ve parametreler için çoklu doğrusal regresyon modeli kurulmuştur. İlk önce SRM çalıştırılırken kullanılan birinci durum için modelleme yapılmıştır (C_S ve C_R kalibre edilmeden önce). Yani bağımlı değişken debi ile sıcaklık (T), karla kaplı alan (S), yağmur akış katsayısı (C_R), derece gün faktörü (a) ve yağış (P) arasında çoklu doğrusal model kurulmuştur. Kar akış katsayısı (C_S) sabit değer olduğu için modelden çıkarılmıştır. Model incelendiğinde ölçülen debi değerlerinde önem sırası ile sıcaklık, karla kaplı alan, yağmur akış katsayısı, derece gün katsayısı ve yağışın etkin olduğu görülmektedir (Çizelge 4.22). Debi ile modelde analiz edilen değişken (T, S, P) ve parametreler (C_R , a) çoklu doğrusal regresyon uygunluk testi (F testi) yardımıyla anlamlı oldukları belirlense de ayrı ayrı yapılan t testlerinde derece gün faktörünün (a) debiyi etkilemediği belirlenmiştir (Çizelge 4.23).

Çizelge 4.22. Debi ile sıcaklık, karla kaplı alan, yağmur akış katsayısı, derece gün faktörü ve yağış arasındaki çoklu korelasyon tablosu

	Debi	T	S	C_R	a	P
Debi	1,000					
T	0,769	1,000				
S	-0,707	-0,758	1,000			
C_R	0,651	0,408	-0,192	1,000		
a	-0,230	-0,469	0,470	0,055	1,000	
P	-0,088	-0,346	0,089	-0,193	0,127	1,000

Çizelge 4.23. Debi ile sıcaklık, karla kaplı alan, yağmur akış katsayısı, derece gün faktörü ve yağış arasındaki çoklu doğrusal regresyon modeli özet tablosu

<i>Regresyon İstatistikleri</i>	
Çoklu R	0,909
R Kare	0,826
Düzeltilmiş R Kare	0,811
Standart Hata	1,405
Gözlem	65

Varyans Analizi	<i>df</i>	<i>SS</i>	<i>MS</i>	<i>F</i>	<i>Anlamlılık F</i>
Regresyon	5	551,464	110,293	55,845	4,133E-21
Fark	59	116,523	1,975		
Toplam	64	667,987			

	<i>Katsayılar</i>	<i>Standart Hata</i>	<i>t Stat</i>	<i>P-değeri</i>	<i>Düşük %95</i>	<i>Yüksek %95</i>	<i>Kısmi Korelasyon Katsayısı</i>
Kesişim	-2,209	1,687	-1,309	0,196	-5,585	1,168	
T	0,326	0,083	3,910	0,000	0,159	0,493	0,454
S	-4,244	1,018	-4,171	0,000	-6,280	-2,208	-0,477
C _R	22,239	3,194	6,962	0,000	15,847	28,631	0,672
a	8,009	5,794	1,382	0,172	-3,585	19,602	0,177
P	0,394	0,151	2,607	0,012	0,092	0,697	0,321

Bir bağımlı değişken (debi) ile sıcaklık (T), karla kaplı alan (S), yağmur akış katsayısı (C_R) ve yağış (P) için sonuç olarak bir çoklu doğrusal regresyon modeli kurulmuştur ve aşağıdaki denklem elde edilmiştir.

$$Q_{\text{hes}} = -0,434 + 0,295T - 4,037S + 23,465C_R + 0,398P \quad (4.19)$$

Debi ile sıcaklık (T), karla kaplı alan (S), yağmur akış katsayısı (C_R) ve yağış (P) arasındaki çoklu doğrusal regresyon modeli özet tablosu incelendiğinde çoklu korelasyon katsayısı (R) ve belirleme katsayısı (R²) ve düzeltilmiş R² değerlerinde

değişkenlerin çıkarılmasıyla fazla bir değişiklik olmadığı gözlenmiştir (Çizelge 4.24). Korelasyon tablosu debinin sıcaklık ve yağmur akış katsayısı arttıkça arttığını, karla kaplı alan ve yağış arttıkça azaldığını göstermektedir (Çizelge 4.25).

Çizelge 4.24. Debi ile sıcaklık, karla kaplı alan, yağmur akış katsayısı ve yağış arasındaki çoklu doğrusal regresyon modeli özet tablosu

<i>Regresyon İstatistikleri</i>	
Çoklu R	0,905
R Kare	0,820
Düzeltilmiş R Kare	0,808
Standart Hata	1,416
Gözlem	65

Varyans Analizi	<i>df</i>	<i>SS</i>	<i>MS</i>	<i>F</i>	<i>Anlamlılık F</i>
Regresyon	4	547,690	136,923	68,292	1,18E-21
Fark	60	120,297	2,005		
Toplam	64	667,987			

	<i>Katsayılar</i>	<i>Standart Hata</i>	<i>t Stat</i>	<i>P-değeri</i>	<i>Düşük %95</i>	<i>Yüksek %95</i>	<i>Kısmi Korelasyon Katsayısı</i>
Kesişim	-0,434	1,103	-0,393	0,696	-2,640	1,773	
Sıcaklık	0,295	0,081	3,647	0,001	0,133	0,458	0,426
Karla kaplı alan	-4,037	1,014	-3,981	0,000	-6,065	-2,008	-0,457
Yağmur akış kats.	23,465	3,092	7,589	0,000	17,280	29,650	0,700
Yağış	0,398	0,152	2,610	0,011	0,093	0,702	0,319

Çizelge 4.25. Debi ile sıcaklık, karla kaplı alan, yağmur akış katsayısı ve yağış arasındaki çoklu korelasyon tablosu

	Debi	Sıcaklık	Karla kaplı alan	Yağmur akış kats.	Yağış
Debi	1,000				
Sıcaklık	0,769	1,000			
Karla kaplı alan	-0,707	-0,758	1,000		
Yağmur akış kats.	0,651	0,408	-0,192	1,000	
Yağış	-0,088	-0,346	0,089	-0,193	1,000

SRM modelinde ikinci durum için de modelleme yapılmıştır (C_S ve C_R kalibre edildikten sonra). Yani bağımlı değişken debi ile sıcaklık (T), karla kaplı alan (S), kar akış katsayısı (C_S), derece gün faktörü (a), yağış (P) ve yağmur akış katsayısı (C_R) arasında çoklu doğrusal model kurulmuştur (Çizelge 4.26). Debi ile modelde analiz edilen değişken (T, S, P) ve parametreler (C_S , C_R , a) çoklu doğrusal regresyon uygunluk testi (F testi) yardımıyla anlamlı oldukları belirlense de ayrı ayrı yapılan t testlerinde kar akış katsayısının (C_S) debiyi etkilemediği belirlenmiştir (Çizelge 4.27).

Çizelge 4.26. Debi ile sıcaklık, karla kaplı alan, kar akış katsayısı, derece gün faktörü, yağış ve yağmur akış katsayısı arasındaki çoklu korelasyon tablosu

	Debi	T	S	C_S	a	P	C_R
Debi	1,000						
T	0,769	1,000					
S	-0,707	-0,758	1,000				
C_S	0,421	0,270	0,001	1,000			
a	-0,230	-0,469	0,470	0,102	1,000		
P	-0,088	-0,346	0,089	-0,229	0,127	1,000	
C_R	0,084	-0,158	0,382	0,713	0,234	-0,073	1,000

Çizelge 4.27. Debi ile sıcaklık, karla kaplı alan, kar akış katsayısı, derece gün faktörü, yağış ve yağmur akış katsayısı arasındaki çoklu doğrusal regresyon modeli özet tablosu

<i>Regresyon İstatistikleri</i>	
Çoklu R	0,881
R Kare	0,776
Düzeltilmiş R Kare	0,753
Standart Hata	1,606
Gözlem	65

Varyans Analizi	<i>df</i>	<i>SS</i>	<i>MS</i>	<i>F</i>	<i>Anlamlılık F</i>
Regresyon	6	518,408	86,401	33,502	4,06E-17
Fark	58	149,580	2,579		
Toplam	64	667,987			

	<i>Katsayılar</i>	<i>Standart Hata</i>	<i>t Stat</i>	<i>P-değeri</i>	<i>Düşük %95</i>	<i>Yüksek %95</i>	<i>Kısmi Korelasyon Katsayısı</i>
Kesişim	-2,812	2,239	-1,256	0,214	-7,294	1,669	
Sıcaklık	0,441	0,095	4,616	0,000	0,250	0,632	0,518
Kar Kaplı Alan	-5,381	1,239	-4,344	0,000	-7,860	-2,901	-0,495
Cs	5,451	4,587	1,188	0,240	-3,732	14,633	0,154
Derece Gün Fak.	14,047	6,550	2,145	0,036	0,937	27,157	0,271
Yağış	0,422	0,173	2,435	0,018	0,075	0,769	0,305
Cr	4,641	2,140	2,169	0,034	0,357	8,925	0,274

Bir bağımlı değişken (debi) ile sıcaklık (T), karla kaplı alan (S), derece gün faktörü (a), yağış (P) ve yağmur akış katsayısı (C_R) için sonuç olarak bir çoklu doğrusal regresyon modeli kurulmuştur ve aşağıdaki denklem elde edilmiştir.

$$Q_{hes} = - 1,445 + 0,484T - 5,442S + 15,686a + 0,407P + 6,588C_R \quad (4.20)$$

Debi ile sıcaklık (T), karla kaplı alan (S), derece gün faktörü (a), yağış (P) ve yağmur akış katsayısı (C_R) arasındaki çoklu doğrusal regresyon modeli özet tablosu incelendiğinde çoklu korelasyon katsayısı (R) ve belirleme katsayısı (R^2) ve düzeltilmiş

R^2 değerlerinde değişkenlerin çıkarılmasıyla fazla bir değişiklik olmadığı gözlenmiştir (Çizelge 4.28). Korelasyon tablosu debinin sıcaklık ve yağmur akış katsayısı arttıkça arttığını, karla kaplı alan, derece gün faktörü ve yağış arttıkça azaldığını göstermektedir (Çizelge 4.29).

Çizelge 4.28. Debi ile sıcaklık, karla kaplı alan, derece gün faktörü, yağış ve yağmur akış katsayısı arasındaki çoklu doğrusal regresyon modeli özet tablosu

<i>Regresyon İstatistikleri</i>	
Çoklu R	0,878
R Kare	0,771
Düzeltilmiş R Kare	0,751
Standart Hata	1,612
Gözlem	65

Varyans Analizi	<i>df</i>	<i>SS</i>	<i>MS</i>	<i>F</i>	<i>Anlamlılık F</i>
Regresyon	5	514,766	102,953	39,644	1,2E-17
Fark	59	153,221	2,597		
Toplam	64	667,987			

	<i>Katsayılar</i>	<i>Standart Hata</i>	<i>t Stat</i>	<i>P-değeri</i>	<i>Düşük %95</i>	<i>Yüksek %95</i>	<i>Kısmi Korelasyon Katsayısı</i>
Kesişim	-1,445	1,927	-0,750	0,456	-5,301	2,411	
Sıcaklık	0,484	0,089	5,453	0,000	0,306	0,661	0,579
Karla kaplı alan	-5,442	1,242	-4,382	0,000	-7,927	-2,957	-0,495
Derece gün fak.	15,686	6,425	2,441	0,018	2,829	28,542	0,303
Yağış	0,407	0,173	2,346	0,022	0,060	0,754	0,292
Yağmur akış kats.	6,588	1,382	4,768	0,000	3,823	9,353	0,527

Çizelge 4.29. Debi ile sıcaklık, karla kaplı alan, derece gün faktörü, yağış ve yağmur akış katsayısı arasındaki çoklu korelasyon tablosu

	Debi	Sıcaklık	Karla kaplı alan	Derece gün faktörü	Yağış	Yağmur akış kats.
Debi	1,000					
Sıcaklık	0,769	1,000				
Karla kaplı alan	-0,707	-0,758	1,000			
Derece gün fakt.	-0,230	-0,469	0,470	1,000		
Yağış	-0,088	-0,346	0,089	0,127	1,000	
Yağmur akış kats.	0,084	-0,158	0,382	0,234	-0,073	1,000

Son olarak hem havzada ölçülen değişkenler (sıcaklık, karla kaplı alan, basınç, kar su eşdeğeri, rüzgar, nem, yağış, radyasyon) hem de hesaplanan parametreler (kar akış katsayısı, derece gün faktörü, yağmur akış katsayısı) birlikte adım adım regresyon modeli kullanılarak çoklu doğrusal regresyon modeli oluşturulmuştur. Model sonucunda bazı değişken ve parametreler modelden çıkartılarak debinin sıcaklık (T), karla kaplı alan (S), kar su eşdeğeri (SWE), kar akış katsayısı (C_s) ve radyasyon (R) arasında doğrusal model kurulmuş ve aşağıdaki denklem elde edilmiştir.

$$Q_{\text{hes}} = - 1,116 + 0,289T - 15,724S + 0,647SWE + 15,218C_s - 0,009R \quad (4.21)$$

Debi ile sıcaklık (T), karla kaplı alan (S), kar su eşdeğeri (SWE), kar akış katsayısı (C_s) ve radyasyon (R) arasındaki çoklu doğrusal regresyon modelinin özet tablosu incelendiğinde çoklu korelasyon katsayısının R=0,938, belirleme katsayısının R²=0,881 yüksek değerler aldığı görülmüştür. Korelasyon tablosu debinin sıcaklık, kar akış katsayısı ve radyasyon arttıkça arttığını, karla kaplı alan ve kar su eşdeğeri arttıkça azaldığını göstermektedir (Çizelge 4.30). Modelin çoklu doğrusal regresyon uygunluk testi (F testi) yardımıyla anlamlı olduğu ve seçilen değişkenlerin t değerlerinin α=0,05 için kritik tablo değerleriyle karşılaştırıldığında H₀ hipotezinin reddedildiği, yani bağımlı değişken olan debinin bu değişkenlerden etkilendiği belirlenmiştir (Çizelge 4.31).

Çizelge 4.30. Debi ile sıcaklık, karla kaplı alan, kar su eşdeğeri, kar akış katsayısı ve radyasyon arasındaki çoklu korelasyon tablosu

	Debi	Sıcaklık	Karla kaplı alan	Kar su eşdeğeri	Kar akış kats.	Radyasyon
Debi	1,000					
Sıcaklık	0,769	1,000				
Karla kaplı alan	-0,707	-0,758	1,000			
Kar su eşdeğeri	-0,523	-0,679	0,937	1,000		
Kar akış kats.	0,421	0,270	0,001	-0,003	1,000	
Radyasyon	0,046	0,376	-0,136	-0,178	0,195	1,000

Çizelge 4.31. Debi ile sıcaklık, karla kaplı alan, kar su eşdeğeri, kar akış katsayısı ve radyasyon arasındaki çoklu doğrusal regresyon modeli özet tablosu

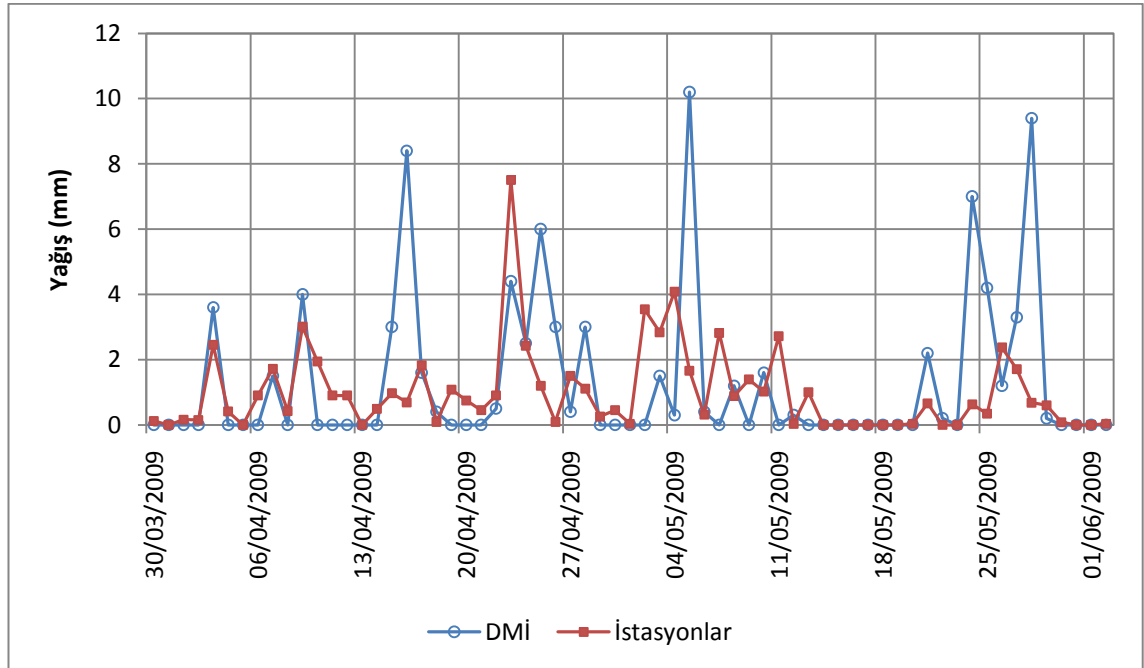
<i>Regresyon İstatistikleri</i>	
Çoklu R	0,938
R Kare	0,881
Düzeltilmiş R Kare	0,870
Standart Hata	1,163
Gözlem	65

Varyans Analizi	<i>df</i>	<i>SS</i>	<i>MS</i>	<i>F</i>	<i>Anlamlılık F</i>
Regresyon	5	588,186	117,637	86,973	6,41E-26
Fark	59	79,801	1,353		
Toplam	64	667,987			

	<i>Katsayılar</i>	<i>Standart Hata</i>	<i>t Stat</i>	<i>P-değeri</i>	<i>Düşük %95</i>	<i>Yüksek %95</i>	<i>Kısmi Korelasyon Katsayısı</i>
Kesişim	-1,116	1,322	-0,844	0,402	-3,762	1,530	
Sıcaklık	0,289	0,068	4,238	0,000	0,152	0,425	0,483
Karla kaplı alan	-15,724	1,787	-8,800	0,000	-19,300	-12,149	-0,753
Kar su eşdeğeri	0,647	0,088	7,366	0,000	0,471	0,823	0,692
Kar akış kats.	15,218	2,085	7,298	0,000	11,045	19,391	0,689
Radyasyon	-0,009	0,003	-3,354	0,001	-0,015	-0,004	-0,400

Kar erimesini en çok etkileyen iki değişken olan sıcaklık ve radyasyonun yanında adım adım regresyon modeli ile seçilen diğer parametreler karla ilgili yapılan ölçümler sonucunda elde edilirler. Kırkgöze havzasında sıcaklık, karla kaplı alan, kar su eşdeğeri, kar akış katsayısı ve radyasyonun bir arada kullanıldığı bu çoklu doğrusal regresyon modeli debi değerlerindeki değişkenliğin %88,1'ini açıklayabilmektedir. Standardize edilmiş değerler ile benzer sonuçlar elde edilmiştir.

Kurulan çoklu doğrusal regresyon modellerde debi ile yağış arasında ters ilişki olduğu yani debinin yağışın artmasıyla azaldığı gözlenmiştir. Fiziksel olarak bu ilişkinin pozitif olması gereklidir. Dağlık havzalarda yüksek rakımlarda yapılan yağış ölçümlerinde soğuk hava şartlarından dolayı plüvyometrelerin zaman zaman donduğu ve eksik ölçümler yapabildiği bilinmektedir. Bu nedenle Erzurum iline ait yağış miktarları Devlet Meteoroloji İşleri Genel Müdürlüğünden (DMİ) temin edilmiştir. DMİ'den temin edilen yağış verileri toplamı ile ölçüm yapılan 3 otomatik meteoroloji istasyonundaki yağış verilerinin toplamı arasında yaklaşık 20 mm (%25) fark bulunmaktadır (Şekil 4.34).



Şekil 4.34. DMİ ile otomatik istasyonların toplam yağış değerlerinin karşılaştırılması

Günlük debiler ile günlük ortalama sıcaklık, rüzgar, nem, günlük toplam yağış (DMİ'den alınan) ve kısa dalga radyasyon arasında çoklu doğrusal regresyon denklem yeniden kurulmuştur. Fiziksel olarak debi ile yağış arasında beklenen ilişki şekli görülmektedir. Otomatik meteoroloji istasyonlarının toplam yağışlarının kullanıldığı ilk modelde belirlilik katsayısı $R^2=0,668$, çoklu korelasyon katsayısı $R=0,817$ iken DMİ'den temin edilen yağışlar kullanılarak elde edilen modelin belirlilik katsayısı $R^2=0,672$, çoklu korelasyon katsayısı $R=0,820$ bulunmuştur (Çizelge 4.32). Görüldüğü üzere bu değerler arasında fark olmamasına rağmen modelde fiziksel yapının uygunluğu açısından önemli değişiklik meydana gelmiştir. Fakat F testi ile modelin uygun olduğuna karar verilmesine rağmen bazı değişkenlerin (rüzgar, nem ve yağış) t değerlerinin kritik tablo değerleriyle karşılaştırıldığında küçük çıktığı, yani bağımlı değişken olan debinin bu değişkenlerden etkilenmediği söylenebilir. Bu değişkenlerden model de yine debi ile sıcaklık ve radyasyon değişiminin çoklu doğrusal modelde kullanılması uygundur. Korelasyon tablosu incelendiğinde debi ile yağışın doğru ilişkili olduğu yani debinin yağışın artmasıyla arttığı görülmektedir (Çizelge 4.33).

Çizelge 4.32. Debi ile sıcaklık, rüzgar, nem, günlük toplam yağış (DMİ'den alınan) ve kısa dalga radyasyon arasındaki çoklu doğrusal regresyon modeli özet tablosu

<i>Regresyon İstatistikleri</i>					
Çoklu R	0,820				
R Kare	0,672				
Düzeltilmiş R Kare	0,645				
Standart Hata	1,926				
Gözlem	65				

Varyans Analizi	df	SS	MS	F	Anlamlılık F
Regresyon	5	449,207	89,841	24,228	4,133E-21
Fark	59	218,780	3,708		
Toplam	64	667,987			

Çizelge 4.32. (devam)

	<i>Katsayılar</i>	<i>Standart Hata</i>	<i>t Stat</i>	<i>P-değeri</i>	<i>Düşük %95</i>	<i>Yüksek %95</i>	<i>Kısmi Korelasyon Katsayısı</i>
Kesişim	11,211	3,748	2,991	0,004	3,710	18,711	
Sıcaklık	0,687	0,068	10,090	0,000	0,551	0,823	0,796
Rüzgar	-0,125	0,242	-0,517	0,607	-0,609	0,359	-0,067
Nem	-0,030	0,030	-1,026	0,309	-0,090	0,029	-0,132
Yağış (DMİ)	0,138	0,116	1,198	0,236	-0,093	0,370	0,154
Radyasyon	-0,019	0,007	-2,651	0,010	-0,033	-0,005	-0,326

Çizelge 4.33. Debi ile sıcaklık, rüzgar, nem, günlük toplam yağış (DMİ'den alınan) ve kısa dalga radyasyon arasındaki çoklu korelasyon tablosu

	Debi	Sıcaklık	Rüzgar	Nem	Yağış (DMİ)	Radyasyon
Debi	1,000					
Sıcaklık	0,769	1,000				
Rüzgar	-0,189	-0,221	1,000			
Nem	-0,163	-0,413	0,029	1,000		
Yağış (DMİ)	0,053	-0,164	-0,027	0,470	1,000	
Radyasyon	0,046	0,376	-0,134	-0,808	-0,443	1,000

Hem havzada ölçülen değişkenler (sıcaklık, karla kaplı alan, basınç, kar su eşdeğeri, rüzgar, nem, radyasyon) hem de hesaplanan parametreler (kar akış katsayısı, derece gün faktörü, yağmur akış katsayısı) istasyonlardan ölçülen veriler yanında yağış verileri yerine DMİ'den temin edilen yağış verileri birlikte kullanılarak adım adım regresyon modeli kullanılarak yeniden çoklu doğrusal regresyon modeli oluşturulmuştur. Model sonucunda bazı değişken ve parametreler modelden çıkartılarak daha önceki debinin sıcaklık (T), karla kaplı alan (S), kar su eşdeğeri (SWE), kar akış katsayısı (C_s) ve radyasyon (R) arasında doğrusal model kurulmuş ve denklem elde edilmiştir (Denklem 4.21, Çizelge 4.30, Çizelge 4.31). Yani DMİ'den temin edilen yağış model daha önce olduğu gibi modelden çıkarılmıştır (t testi sonucu). Bu sonuç yağış verilerinin eksik ölçüldüğü, havzaya ait genel doğrusal regresyon denklemlerini etkilemediği fakat fiziksel olarak hataya sebep olduğunu ortaya çıkarmaktadır.

Eğer yağış verilerinde eksiklikler var ise SRM çalıştırılırken kullanılan birinci durumda (C_S ve C_R kalibre edilmeden önceki durum), belirlilik katsayısının $R^2=38,4$ olarak düşük değerde hesaplanmasının ana sebebi olduğu düşünülebilir. Çünkü yağış değeri, SRM modelinde doğrudan değişken olarak kullanılmaktadır. SRM'nin kullanıldığı ikinci durumda (C_S ve C_R kalibre edildikten sonraki durum) yağışın etkisi C_R değerinin kalibre edilmesinden dolayı azalmıştır.

Birinci durumdaki SRM değişkenlerinden orijinal yağış değerleri yerine DMI'den temin edilen yağış verileri konularak model zon bazında değilde havza bazında çalıştırılmıştır. Fakat yağış verilerinin havza karakterine uygun olmaması nedeniyle sonuç alınamamıştır.

5. SONUÇ ve ÖNERİLER

Bu çalışmada, Kar Erimesi Akış Modeli (SRM) ile yıllık toplam akımların önemli bir bölümünün (%70-80) kar erimelerinden oluştuğu Kırkgöze havzasının akımları 2009 yılı kar erime dönemi için (Mart-Haziran) benzetimde bulunulmuştur (Çizelge 5.1). SRM, temel derece-gün modellerinden birisidir ve havzadaki karla örtülü alanların uzaktan algılama ve coğrafi bilgi sistemleri yardımıyla belirlenmesi gerekir. Model Dünya’da 29 farklı ülkede 100’ün üzerinde havzaya başarıyla uygulanmıştır. Model değişkenleri olan sıcaklık, yağış ve kar örtülü alanlar gerçek gözlemlerle, model parametreleri ise hem gözlemlerden hem de havzanın hidrolojik karakterlerini dikkate alan fiziksel kanunlar, teorik veya ampirik ilişkilerle belirlenir. Kar erime akış modeli sonuçları, DSİ 21-01 nolu akım gözlem istasyonu debi değerleriyle test edilmiştir. Modelde en etkin iki parametre olan kar erimesi akış katsayısı ($C_S=0,50-0,70$) ve yağmur akış katsayısı ($C_R=0,40-0,75$) yeniden kalibre edilerek belirleme katsayısı (R^2) 0,8606, korelasyon katsayısı (R) 0,927 olarak bulunmuştur. Aşağıda 13-26 Mayıs 2009 tarihleri arasında model parametre değerleri gösterilmiştir (C_S ve C_R kalibre edildikten sonra). Sıcaklık (T), karla kaplı alan (S), yağış (P), geri çekilme katsayısı (k) ve debi (Q) günlük olarak değişmektedir.

$$Q_{n+1} = \left\{ \begin{aligned} & \left\{ [0,70,0,0.(T_n - (-0,675)).S_{An} + 0,75.P_{An}] \cdot \frac{103.10000}{86400} \right. \\ & + [0,70,0,3.(T_n - (-0,0375)).S_{Bn} + 0,75.P_{Bn}] \cdot \frac{98.10000}{86400} \\ & \left. + [0,70,0,48.(T_n - (0,7275)).S_{Cn} + 0,75.P_{Cn}] \cdot \frac{42.10000}{86400} \right\} \cdot (1 - k_{n+1}) + Q_n \cdot k_{n+1} \end{aligned} \right\} \quad (5.1)$$

Çizelge 5.1. Modelin çalıştırılmasıyla elde edilen sonuçlar

2009 Yılı	1. Durum (C_R ve C_S kalibre edilmeden önce)	2. Durum (C_R ve C_S kalibre edildikten sonra)
R ²	0,384	0,861
Hacimsel Fark (%), D _V	29,78	3,35

Modelin Kırkgöze havzasında çalıştırılması sonucunda şu sonuçlara varılmıştır:

Kırkgöze havzasının topoğrafyası incelendiğinde havzanın büyük bir bölümünün eğimli ve dik olduğu, çok az bir kısmının ise düz veya düze yakın eğime sahip olduğu söylenebilir. Havzadaki kar örtüsünün erime zamanı ve oranını, etkileyen bakı değerleri incelendiğinde ise havzanın sağ tarafının kuzeybatı, sol tarafının ise güneydoğu bakılarının hakimiyetinde olduğu gözlenmektedir. Güneydoğuya bakan yamaçlar, kuzeybatıya bakan yamaçlara göre daha fazla güneşlenme süresine sahip olduğundan, kar örtüsü güney yamaçlarda daha erken akışa katılacaktır.

Kırkgöze havzası 1823 m ile 3140 m kot aralığında yer almaktadır. Havzanın %42,40'lık kısmı 1823 – 2262 m aralığında (Zon A), %40,18'lik kısmı 2262 – 2704 m aralığında (Zon B) ve %17,42'lik kısmı da 2704 – 3140 m aralığında (Zon C) yer almaktadır (Şekil 4.28). Zon A ve Zon B'nin kar erimesi akımına katkısının daha fazla olduğu düşünülebilir ancak Zon C'de daha fazla ve uzun süreli kar yağışı gözlenmekte olduğundan kar erimesinden meydana gelen akışa katkısının yüksek olduğu gözlenmektedir.

Meteoroloji istasyonları kurulduktan sonra yapılan gözlemlerde ve arazi çalışmalarında kar erime döneminin Mart- Haziran olduğu görülmektedir. Kar erimesi döneminin 2009 yılı Mart ayının sonlarında başladığı ve yüksek kesimlerde Mayıs sonu – Haziran başına kadar devam ettiği gözlenmektedir. Kar çekilmesi beklendiği gibi en erken A zonunda, en geç ise C zonunda olmaktadır. Kar örtüsünün havzadan tamamen kalkması Haziran ayının başlangıcını bulmaktadır.

Akarsuyun ve havzanın özelliklerini belirleyen büyüklükler tespit edilmiştir. Bu büyüklükler, normal akımlarına ve taşkınların büyüklüğüne ve zaman içindeki dağılımlarına etki eder ve akarsuları birbiriyle karşılaştırmak için bilinmeleri gerekir. SYM ile yapılan hesaplamalarla havza alanı $242,716 \text{ km}^2$, havzanın çevresi 116,30 km, havzanın ana nehir uzunluğu 30,41 km, havzanın genel eğimi %2,2, ana nehir eğimi %2,0 ve havzanın ortalama yüksekliği 2418,64 m olarak hesaplanmıştır. Havza alanı (A) ile havzanın ana nehir uzunluğu arasında $L=1,31.A^{0,5727}$ bağıntısı bulunmuştur.

Kırkgöze havzasının drenaj yoğunluğu 1,3455 olarak hesaplanmıştır. Raster drenaj yoğunluğu (Akarsu pikselleri/Toplam havza pikselleri) ile akarsu alan eşiği arasında grafik çizilmiştir. Havza alt havzalara bölündüğünde verilen bir SAT değeri için hangi alt havzanın daha iyi drene edilmiş olduğunun belirlenmesi ve hangisinin daha yüksek bir drenaj yoğunluğuna sahip olacağı bu grafikten gözlenebilir ve kurulacak akış modellerinde akış güzergah parametresinin belirlenmesine yardımcı olabilir.

Bir akarsu ağının karakterize eden en önemli büyüklük olan çatallaşma oranı havzanın akarsu ağı değerlendirilerek 4,06 olarak hesaplanmıştır. Bu oran havzanın şekli ve yüzeysel su taşıma yeteneğinin nasıl olduğu hakkında fikir vermektedir. Farklı çatallaşma oranlarına sahip olan havzaların geri kalan tüm özellikleri aynı bile olsa, çıkış noktasında akış miktarının zamanla değişimi birbirinden farklı olmaktadır. Farklı çatallaşma oranlarına sahip aynı alan büyüklüğüne sahip iki havzaya aynı yağışın düşmesi halinde, bu havzaların çıkış noktalarından aynı hacimde su çıkar ama bunlardan daha uzun ve dar olandan meydana gelecek en büyük debi, diğerinden daha küçük olur.

Havzanın hipsometrik eğrisi çizilmiş, Horton'un hipsometrik profilleri incelenerek havzanın olgunluk evresinde olduğu gözlenmiştir.

Havzadaki otomatik meteoroloji istasyonlarından elde edilen noktasal yağış ve sıcaklık verileri, kriging/detrended kriging yöntemini kullanan Detrended Kriging Programı kullanılarak havzaya dağıtılmıştır. Diğer istatistiksel teknikler orografik etkileri dikkate almazken bu yöntemde bu etki dikkate alınır. Ancak yöntemin eksik tarafı eğim ve

bakıları dikkate almamasıdır. Eğer bu etkileri de dikkate alabilen yeni bir yöntemle noktasal değerler havzaya dağıtılırsa sonuç daha tatminkar olacaktır.

Yağış daha yerel olaylar olarak ele alınabilir. Sıcaklığın yükseklikle ilişkisi rahatlıkla gözlenebiliyorken, yağış için bu söz konusu değildir. Yüksek rakımlara çıkıldıkça sıcaklık düşmekte ancak alt rakımlarda yağış mevcut iken yüksek kesimde yağış olmayabilmekte veya alt rakımlarda yağmur yağıyorken yüksek rakımlarda yağış şekli kar olarak gözlenebilmektedir.

Dağlık havzalarda yüksek rakımlarda yapılan yağış ölçümlerinde soğuk hava şartlarından dolayı plüvyometrelerin (yağış ölçerlerin) zaman zaman donduğu ve eksik ölçümler yapabildiği bilinmektedir. Kar yüksekliği ve kar su eşdeğeri ölçümleri arazi çalışmalarıyla kontrol edilebilmektedir; fakat yağış için aynı şey geçerli değildir. Plüvyometreler için çeşitli önlemler alınmış olsa da çoklu doğrusal regresyon modellerinde fiziksel duruma aykırı ölçümlerin olduğu gözlenmiştir. Dağlık havzalarda özellikle çok yüksek rakımlarda ısıtılmalı plüvyometreler kullanılarak bu engel bir miktar önlenabilir.

Havzaya ait sıcaklık düşme oranı, literatürde önerilen $0,65^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ olarak değil $0,75^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ olarak bulunmuştur. Bu değer in sağlıklı olarak elde edilmesinde havzanın Zon sınıflarına uygun yerlere otomatik meteoroloji istasyonlarının kurulmasının etkisi büyüktür.

Karla kaplı alan yüzdeleri için geçmiş tarihli Landsat görüntüleri ve 2009 yılı MODIS verileri ile 2010 yılı Radar görüntüleri arasında karşılaştırma yapılırsa: radar görüntülerindeki topoğrafik etkiler nedeni ile zonal bazda değerlendirme yapılmıştır. Radar görüntülerinde alanın B ve C zonlarında karla kaplı alanların belirlenmesi, geri yansıtım değerlerinin gölge etkisi sebebiyle değişken değerler almasından dolayı çok güç olmaktadır. Karla kaplı aylar Ocak ve Mart ayları için yapılan değerlendirmede; Ocak ayı için geçmiş tarihli Landsat verileri ile güncel ALOS radar verisi arasında yakın ve beklenen değerler bulunmuştur. Mart ayının sonlarına doğru algılanan

görüntüler için; A zonunda karla kaplı alanların erimeye başladığı gözlemlenmiş, Nisan ayının ortalarında algılanan görüntüler için, MODIS verilerinin mekansal çözünürlüğünün daha düşük olmasından dolayı, karla kaplı alan yüzdesi radar görüntüsüne nazaran daha düşük çıkmıştır. Kar su eşdeğeri belirlenmesi için radar görüntülerinin kullanımında daha yüksek doğruluklu değerlendirme yapılabilmesi için radar görüntüleri ile eşzamanlı olarak kar derinlik ölçümlerinin yapılması, erime dönemi öncesi ve sonrası için daha güncel radar görüntüleri kullanılarak geri yansıtım değerlerinin kar derinliği ile nasıl değiştiğinin gözlemlenmesi gerekmektedir. Görüntü çeşidi hangisi olursa olsun arazi çalışmalarından elde edilen veriler uzaktan algılama teknikleri ile değerlendirme yapabilmek için muhakkak gereklidir.

Çekilme katsayıları x ve y değerlerinin farklı yıllarda farklı değerler alabildiği gözlenmiştir. Eğer k değeri düşükse havzanın hidrograf yanıtı çok çabuk olmaktadır. Önceki çalışmalarda elde edilen çekilme katsayılarını da değişiklik gösterdiği hatta bir kış dönemi boyunca kendi içinde dahi farklılık gösterebildiği gözlenmiştir.

Gecikme zamanı parametre değeri 9 saat olarak kullanılmıştır. Bu parametre değeri, meydana gelen akışın günlere paylaşılması bakımından önem kazanmaktadır. Genel olarak kullanılan değer pik debilerin olduğu günlerde olması 9 saat değerinin havzanın gecikme zamanı için kabul edilebilir bir değer olduğunu göstermektedir.

Derece-gün faktörü değerleri günlük ölçümü yapılan kar yoğunluğu değerlerinin kullanılması ile belirlenmiştir. Bu faktörün havza için sabit olmadığı, erime dönemi boyunca belirli periyotlar için farklılıklar gösterdiği hatta her zonun da kendine ait derece gün faktörü değerlerinin olduğu belirlenmiştir. Yüksek kesimlerde derece gün katsayısının yoğunluğa bağlı olarak fazla olduğu, erime süresinin sonuna doğru yoğunluğun artmasıyla daha da yükseldiği gözlenmiştir.

Modelin kullandığı değişken ve parametre sayısının artırılması daha iyi sonuçlar alınmasını sağlayabilir. Eğim, bakı ve net radyasyon değerlerinin modelde kullanılması modelin yapısını karmaşıktıracağı gibi güvenilirliğini de artıracaktır.

Adım adım çoklu doğrusal regresyon modeli uygulanarak debi ile sıcaklık (T), karla kaplı alan (S), kar su eşdeğeri (SWE), kar akış katsayısı (C_S) ve radyasyon (R) arasında aşağıdaki doğrusal model kurulmuş ve oldukça yüksek korelasyon ($R=0,938$) bulunmuştur.

$$Q_{hes} = - 1,116 + 0,289T - 15,724S + 0,647SWE + 15,218C_S - 0,009R \quad (5.2)$$

Debi ile sıcaklık (T), karla kaplı alan Kar erime akış modeli çalışmalarında bu değişkenlerin etkin olduğu göz önüne alınarak model oluşturulmalıdır. Çoklu doğrusal regresyon modellerin yanında parametrik olmayan modellerin de araştırılması oldukça yararlı olacaktır.

KAYNAKLAR

- Abtew, W., Obeysekera, J. and Shih, G., 1993. Spatial Analysis for Monthly Rainfall in South Florida. *Water Resources Bulletin*, 29, 2, 179-188.
- Acar, A., Sarıg l, S. and Yerdelen, C., 2001. Kar Erimesinde Derece-Gün Yöntemi ve Erzurum Bölgesi Uygulaması. III. Ulusal Hidroloji Kongresi, İzmir, 345-357.
- Acar, A., Şenocak, S., Şengül, S., Coşkun, T. ve Balık Şanlı, F., 2009a. Erzurum Kırkgöze Havzasında Kar Erimesine Etki Eden Meteorolojik ölümlerin    İstasyonda Karşılaştırılması. III. Ulusal Kar Kongresi, Erzurum Toprak ve Su Kaynakları Araştırma Enstitüsü, 17-19 Şubat 2009, Erzurum, 89-97.
- Acar, A., Şenocak, S. and Şengül, S., 2009b. Snow Hydrology Studies in the Mountainous Eastern Part of Turkey. The IEEM International Conference on Industrial Engineering and Engineering Management, Hong Kong, China, 1578-1582.
- Anderson, E. A., 1968. Development and testing of snowpack energy balance equations. *Water Resources Research*, 4, 19 – 37.
- Anderson, E. A., 1976. A point energy and mass balance model of a snow cover. Silver Spring, Maryland: U.S. Department of Commerce National Oceanic and Atmosphere Administration, NWS, NOAA Technical Report NWS 19.
- Anonim, 1976. Erzurum Projesi Karag bek Barajı Mühendislik Jeolojisi Planlama Raporu. DSİ Genel M d rl  , Jeoteknik Hizmetler ve Yeraltı Suları Dairesi Başkanlığı yayını, s. 15.
- Anonim, 1978. Erzurum Projesi Mühendislik Jeolojisi Planlama Raporu. DSİ Genel M d rl  , Jeoteknik Hizmetler ve Yeraltı Suları Dairesi Başkanlığı yayını, s. 48.
- Anonymous, 1956. Snow Hydrology. USA Army Corps of Engineers, North Pacific Division, 437 p, Portland, Oregon.
- Anonymous, 1980. Low Flow Studies. Res. Rep. 1, Institute of Hydrology, 300 p, Wallingford, U.K.
- Anonymous, 1986. Intercomparison of Models of Snowmelt Runoff. WMO Publications, Press No: 23, 440 p, Geneva.
- Anonymous, 1998. Runoff from Snowmelt. USA Army Corps of Engineers, Press no: 1110-2-1406, 142 p, Washington.
- Altıatası, Z., 1972. Kar hakkında genel bilgiler. D.S.İ. Genel M d rl  , Et t ve Plan Dai. Başkanlığı yayını, s. 1.
- Bastın, G., Lorent, B., Duque, C. and Gevers, M., 1984. Optimal Estimation of the Average Areal Rainfall and Optimal Selection of Raingage Locations. *Water Resources Research*, 20, 4, 463-470.
- Bastın, G. and Gevers, M., 1985. Identification and Optimal Estimation of Random Fields from Scattered Point-Wise Data. *Automatica*, 21 (2), 139-155.
- Bernier, P. Y., 1987. Microwave Remote Sensing of Snowpack Properties. *Nordic Hydrology*, 18 (7), 41-58.
-  etin, M. ve T l c , K., 1998. Do u Akdeniz B lgesinde Aylık Ya ışların Yersel De işimlerinin Jeostatistik Y ntemle İncelenmesi. *Tr. J. Of Engineering and Environmental Science*, 22, 279–288.

- Creutin, J. D. and Obled, C., 1982. Objective Analysis and Mapping Techniques for Rainfall Fields: An Objective Comparison. *Water Resources Research*, 18, 2, 413-431.
- Curran, P. J., 1985. Principles of remote sensing. Longman Inc., New York, 282 p.
- Devonec, E. and Barros, A. P., 2002. Exploring the transferability of a land-surface hydrology model. *Journal of Hydrology*, 265, 258 – 282.
- DeWalle, D.R. and Rango, A., 2008. Principles of snow hydrology. Cambridge University Press, p. 420.
- Deutsch, C. V. and Journel, A. G., 1992. Geostatistical Software Library and User's Guide. Oxford University Press, Inc., New York.
- Dingman, S. L., Seely-Reynolds, D. M. and Reynolds III, R. C., 1988. Application of Kriging to Estimating Mean Annual Precipitation in a Region of Orographic Influence. *Water Resources Bulletin*, 24, 2, 329-339.
- Dingman, S.L., 2008. Physical hydrology. Waveland Pr Inc., 656 p, New York, USA.
- Dirik, K., 2005. Jeomorfoloji Ders Notları. Hacettepe Üniversitesi Jeoloji Müh. Bölümü, s. 10.
- Dunne, T. and Black, R. D., 1970. Partial area contributions to storm runoff in a small New England watershed. *Water Resources Research*, 6, 1296 – 1311.
- Eagleson, P. S., 1970. Dynamic hydrology. Mc Graw Hill Book Company, London, 462 p.
- Engman, E. T. and Gurney, R. J., 1991. Remote sensing in hydrology. Chapman and Hall, London, 225 p.
- Erinç, S., 1953. Doğu Anadolu Coğrafyası. İstanbul Üniversitesi Yayınları No:572; İstanbul Üniversitesi, Edebiyat Fakültesi, Coğrafya Enstitüsü Yayınları, No:15, 124 s.
- Erkek, C. ve Ağırlioğlu, N., 1998. Su Kaynakları Mühendisliği. Beta Yayınları, İstanbul, 360 s.
- Garen, D., 2003. Detrended Kriging Program (DK) User's Guide, 27 p.
- Gibson, P. J. and Power, C. H., 2000. Introductory remote sensing, principles and concepts. Routledge, London, 1-25, 46-51.
- Gürbüz K. ve Gülbaş E., 1999. Tortum (Erzurum) güneybatısının jeolojisi ve Pliosen yaşlı Gelinkaya formasyonunun sedimantolojisi. Cumhuriyet Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Dergisi, Seri A-Yerbilimleri, 16 (1), 39-46.
- Gürer, İ., 1975. Hydrometeorological and water balance studies in Finland. Helsinki University of Technology, Research papers 49, 32.
- Gürer, İ., 1980. Kar ve ölçümü. D.S.İ. Genel Müdürlüğü, Etüt ve Plan Dai. Başkanlığı yayını, s. 10.
- Hall, D. K. and Riggs, G. A., 2007. Accuracy assessment of the MODIS snow products. National Snow and Ice Data Center, <http://modis-snow-ice.gsfc.nasa.gov/publications.html>, 1534-1547.
- Harveist, K., 1981. Measuring and modelling snowmelt in Dyrallen, Western Norway, 1979 and 1980. *Nordic Hydrology*, 12, 235.
- Işık, A., 2006. Uygulamalı İstatistik II. Beta Yayınları, İstanbul, 700 s.
- Karlinger, M. R. and Skriván, J. A., 1980. Kriging Analysis of Mean Annual Precipitation, Powder River Basin, Montana and Wyoming. U.S. Geological Survey, Water-Resources Investigations, 80-50, Tacoma-Washington.

- Klaasen, B. and Pilgrim, D. H., 1975. Hydrograph Recession Constants for New South Wales Streams. Institute of Engineering Civil Engineering Trans., CE 17, 43-494.
- Krige, D. G., 1951. A statistical approach to some nine valuations and allied problems at the witwatersrand. MS thesis, University of Witwatersrand.
- Kutoğlu, Y. H., 1979. Kar erimesi akımı. II. Ulusal Kar Hidrolojisi Semineri, DSİ Genel Müdürlüğü Yayını, Ankara, 71.
- Lahn, E., 1939. Karasu-Çoruh Nehri Arasındaki Mıntıkada Yapılan Jeolojik Araştırma. MTA raporu No.838 (yayınlanmamış).
- Lillesand, T. M., Kiefer, R. W. and Chipman, J. W., 2004. Remote sensing and image interpretation. Wiley International Edition, USA, 1-12, 476-480.
- Male, D. H. and Gray, D. M., 1981. Snow cover ablation and runoff in handbook of snow: principles, processes, management and use. Pergamon Press, pp. 340 - 436.
- Martinec, J., 1960. The degree-day factor snowmelt-runoff forecasting. IAHS Redbooks, Publ. No. 51, 468-477.
- Martinec, J., 1977. Expected snow loads on structures from incomplete hydrological data. Journal of Glaciology, 19, 185-195.
- Martinec, J., Rango, A. and Major, E., 1983. The Snowmelt Runoff Model (SRM) User's Manuel. Reference Publications 1100, 120 p., Washington.
- Martinec, J. and Rango, A., 1986. Parameter Values for Snowmelt Runoff Modelling. Journal of Hydrology, 84, 197-219.
- Martinec, J., Rango, A. and Ralph, R., 2007. The Snowmelt Runoff Model (SRM) User's Manuel (Updated Edition for Windows). 172 p..
- Pekkan, E., 2009. Yukarı Fırat Havzası'nda kar erimesi sürecinin uydu görüntüsü analizleri ve izleyici teknikleri ile izlenmesi. Doktora Tezi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Hacettepe Üniversitesi, Ankara.
- Rango A., Walker A. E., Goodison B. E., 2000. Snow and ice in: Remote sensing in hydrology and water management. Editors: Schultz G. A. and Engman E. T., Springer –Verlag, Berlin, p. 239-261.
- Riggs, G. A., Hall, D. K. and Salomonson, V. V., 2006. MODIS snow products user guide to collection 5. National Snow and Ice Data Center, <http://modis-snow-ice.gsfc.nasa.gov/userguides.html>, 3-8, 23-24.
- Ryan, C., 2005. CatchmentSIM Manual. CRC for Catchment Hydrology, Australia, 156 p.
- Sarıgül, S., 1999. Kar Erimesinde Derece-Gün Yöntemi ve Erzurum Bölgesi Uygulaması. Yüksek Lisans Tezi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Atatürk Üniversitesi, Erzurum.
- Seidel, K. and Martinec, J., 2004. Remote sensing in snow hydrology. Springer Praxis Books, 150 p, Chichester, UK.
- Sevim, S. ve Sencer, Y., 1987. Meteorolojik rasatlar ve değerlendirme. D.S.İ. Genel Müdürlüğü, Etüt ve Plan Dai. Başkanlığı yayını, s. 78.
- Singh, P. and Singh, V. P., 2001. Snow and Glacier Hydrology, Kluwer Academic Publishers, 742 p, Netherlands.
- Şengör, A. M. C. and Kidd, W. S. F., 1979. Post- Collisional Tectonics of the Turkish-Iranian Plateau and a Comparison with Tibet. Tectonophysics, 55, 361–376.

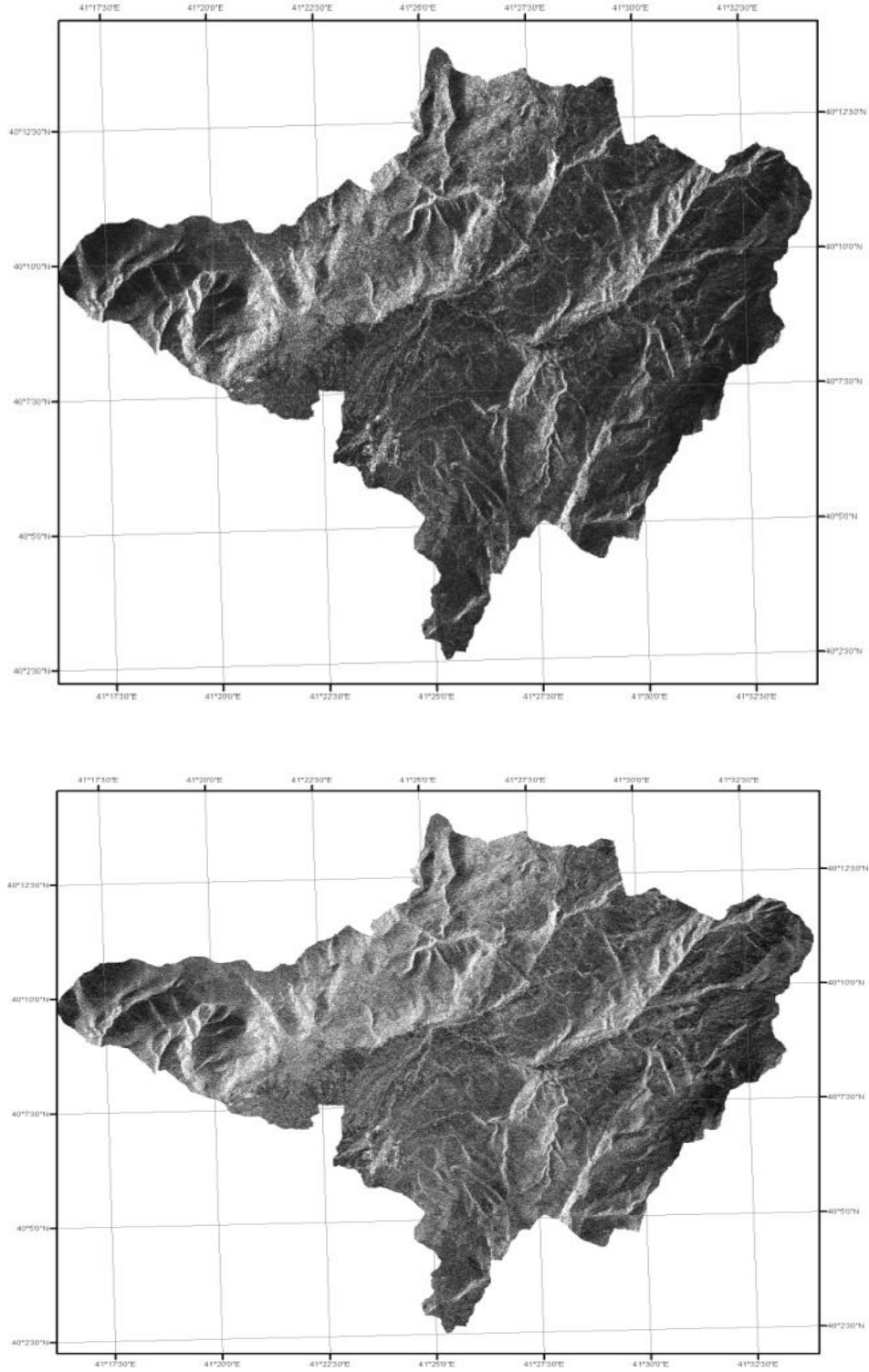
- Şengör, C. and Yılmaz, Y., 1981. Tethyan evolution of Turkey: A plate tectonic approach. *Tectonophysics*, 75, 181-241.
- Tabios III, G. Q. and Salas, J. D., 1985. A Comparative Analysis of Techniques for Spatial Interpolation of Precipitation. *Water Resources Bulletin*, 21, 3, 365-380.
- Tarboton, D. G., Chowdhury, T. G. and Kackson, T. H., 1995. A spatially distributed energy balance snowmelt model. *Biogeochemistry of Seasonally Snow-Covered Catchments (Proceedings of a Boulder Symposium, July 1995)*, IAHS Publ.no. 228, 141 - 155.
- Tarboton, D. G. and Luce, C. H., 1996. Utah energy balance snow accumulation and melt model. Utah Water Research Laboratory, Utah State University, USDA Forest Service, Intermountain Research Station.
- Yerdelen, C., 2003. Dağlık havzalarda kar erime modeli ve Erzurum-Kırkgöze havzasına uygulaması. Doktora Tezi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Atatürk Üniversitesi, Erzurum.

EKLER

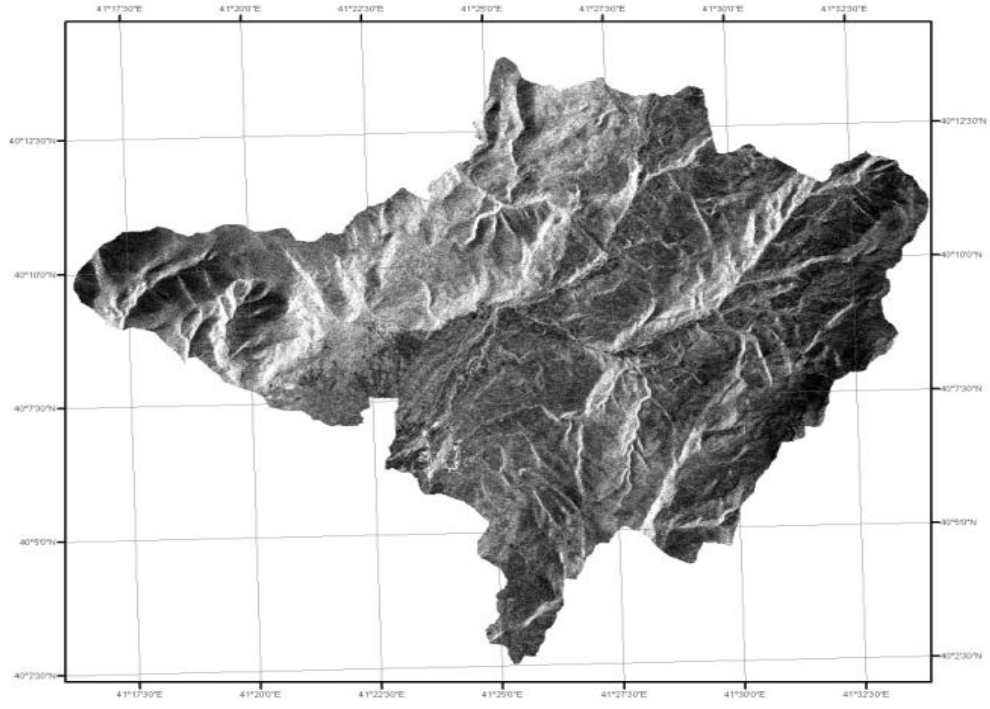
EK 1. Günlük Modis Görüntülerinden Elde Edilen Karla Kaplı Alanlar



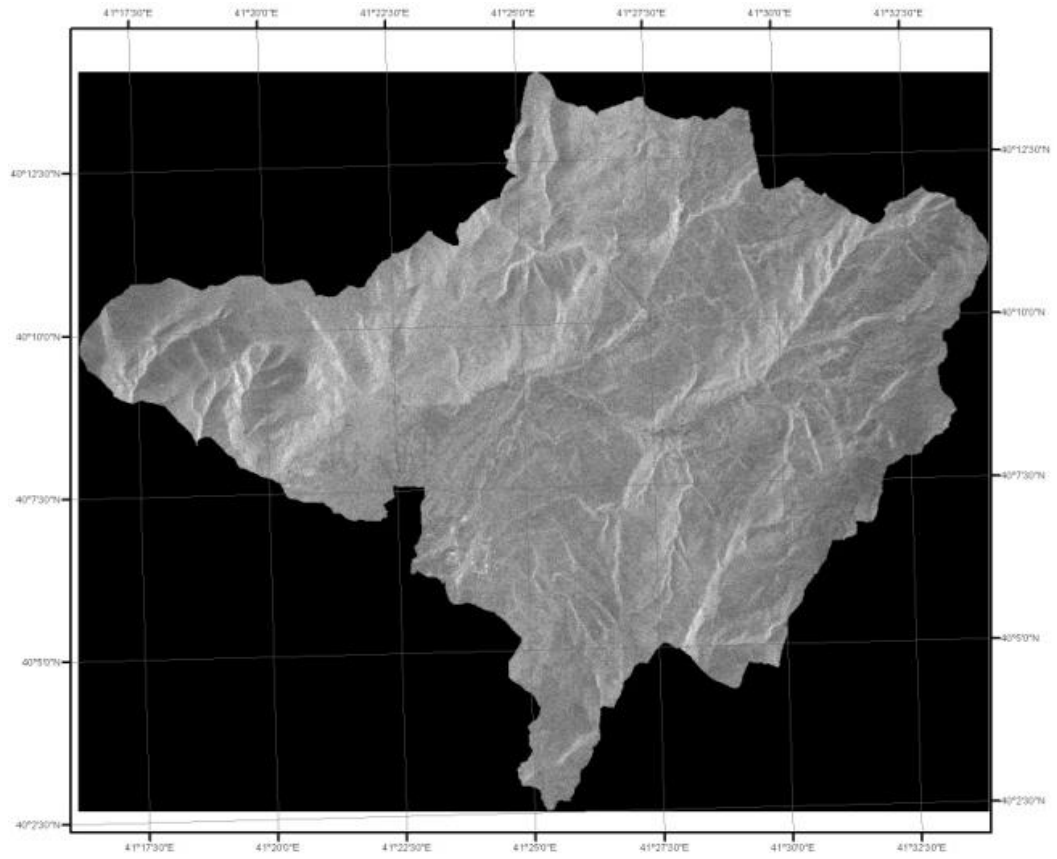
**EK 2. Radar Görüntülerinden Elde Edilen Karla Kaplı Alanlar
RADATSAT-1 (23.01.2010):**



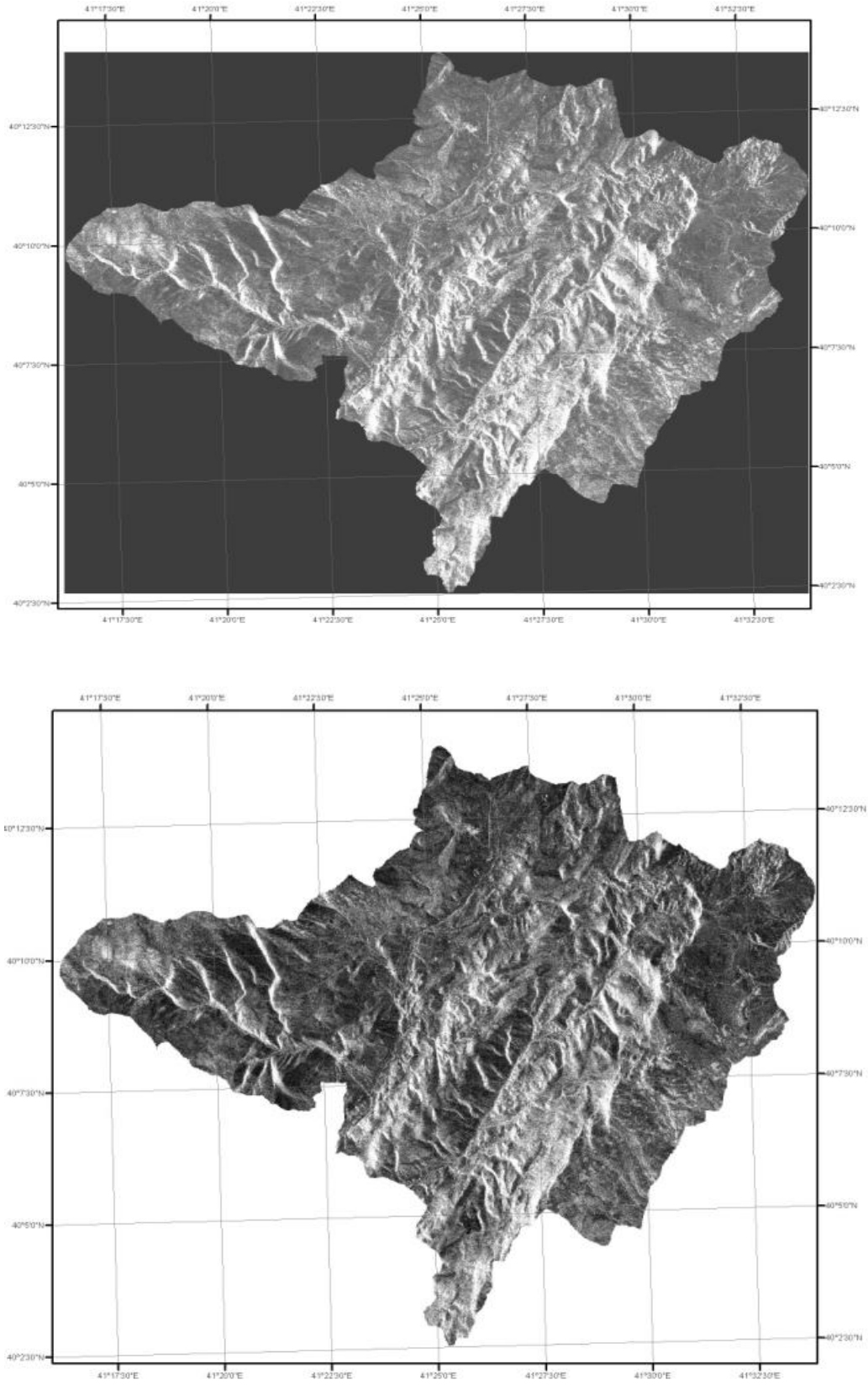
Şekil 1. DN değerlerinden desibel değerlerine çevrilmiş hali

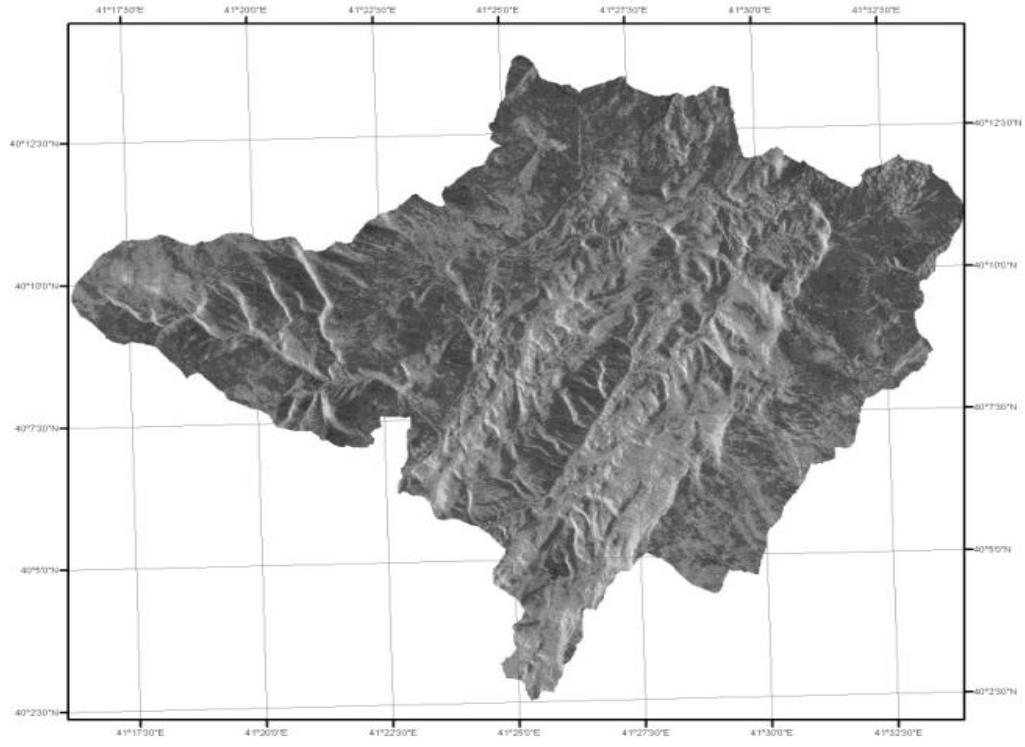


Şekil 2. Medyan filtre uygulanmış hali

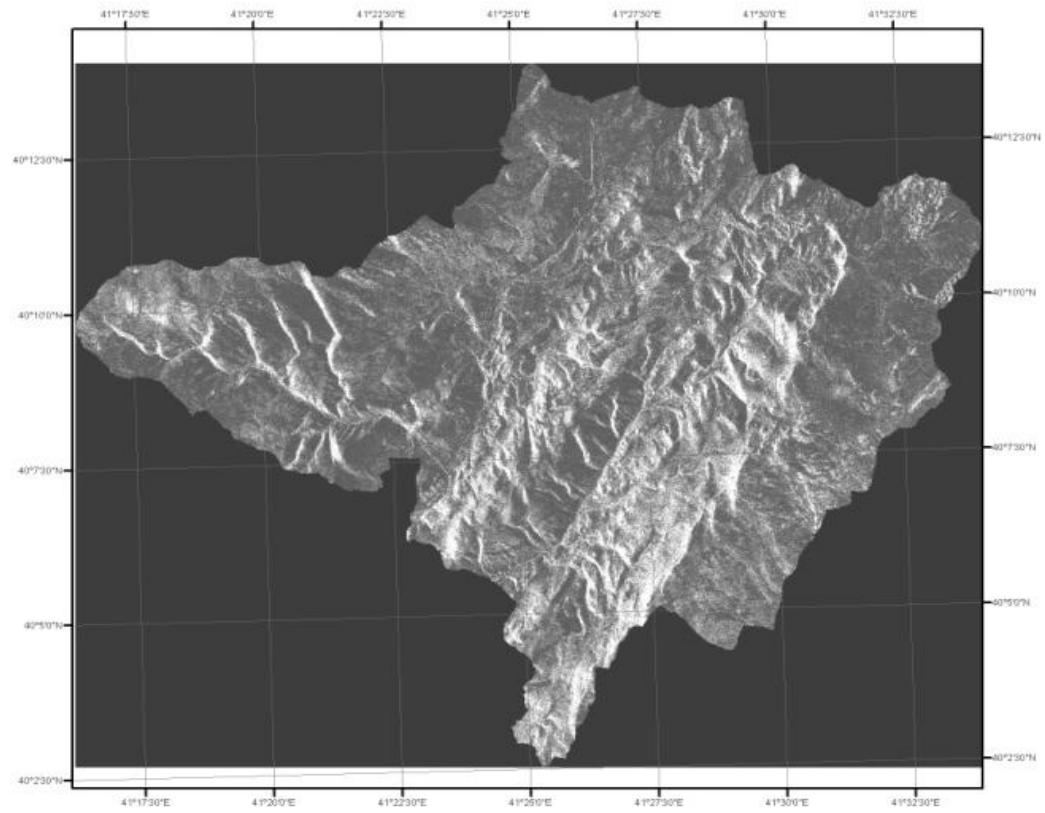


Şekil 3. Yoğunluk dilimleme uygulanmış hali

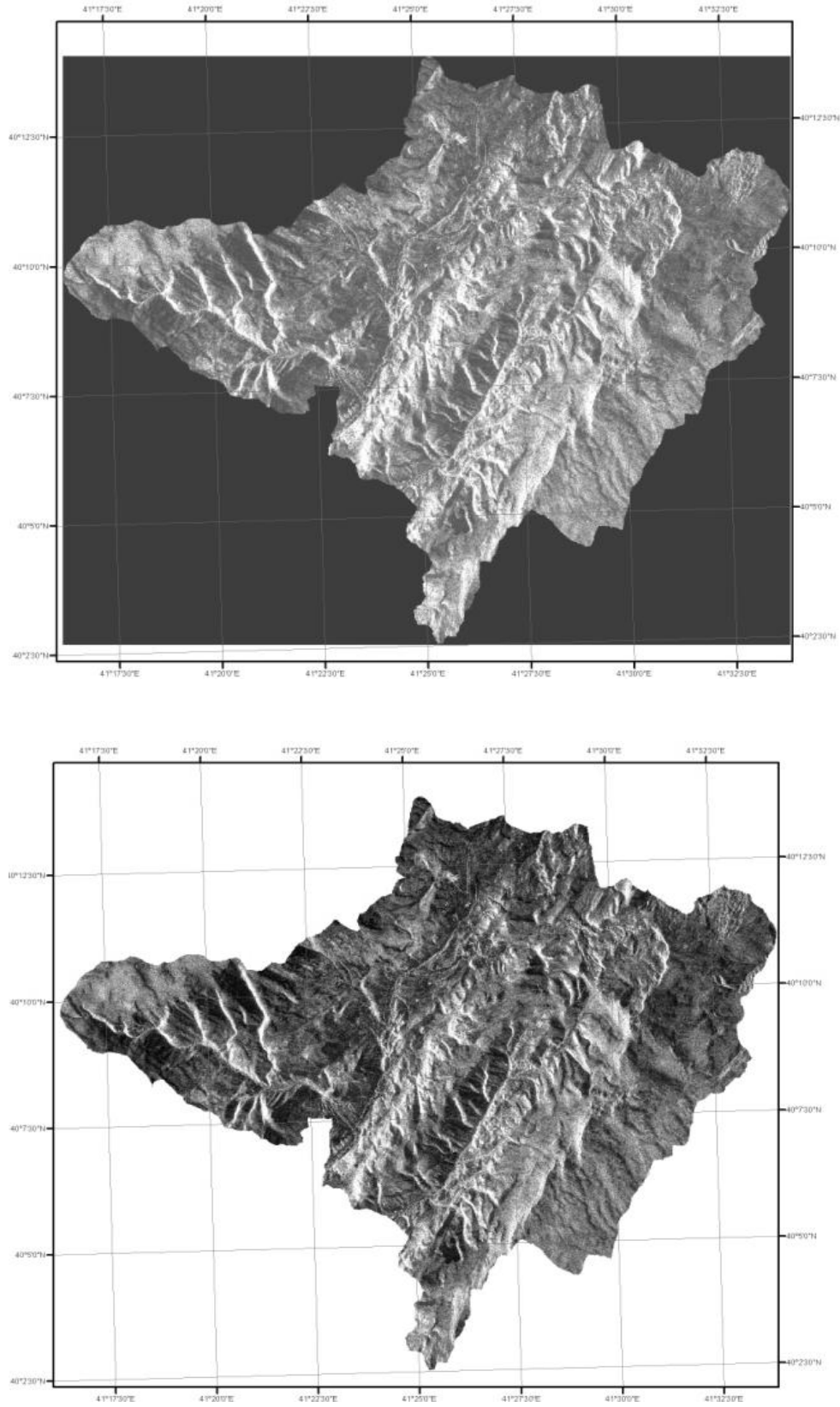
ALOS-PALSAR (13.01.2010):**Şekil 4.** DN değerlerinden desibel değerlerine çevrilmiş hali

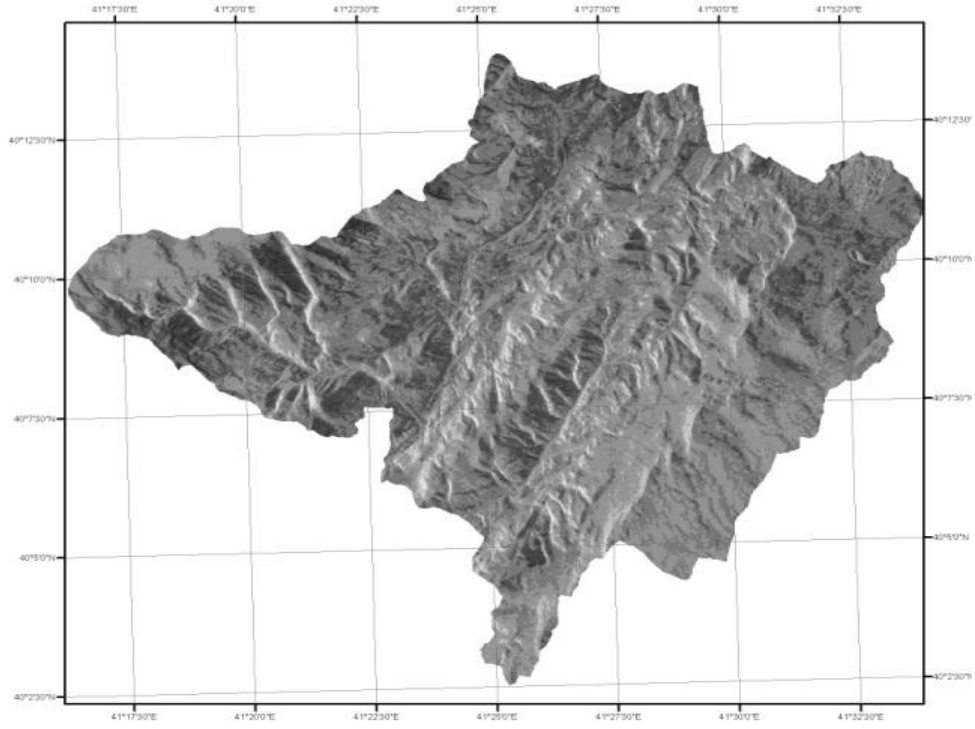


Şekil 5. Medyan filtre uygulanmış hali

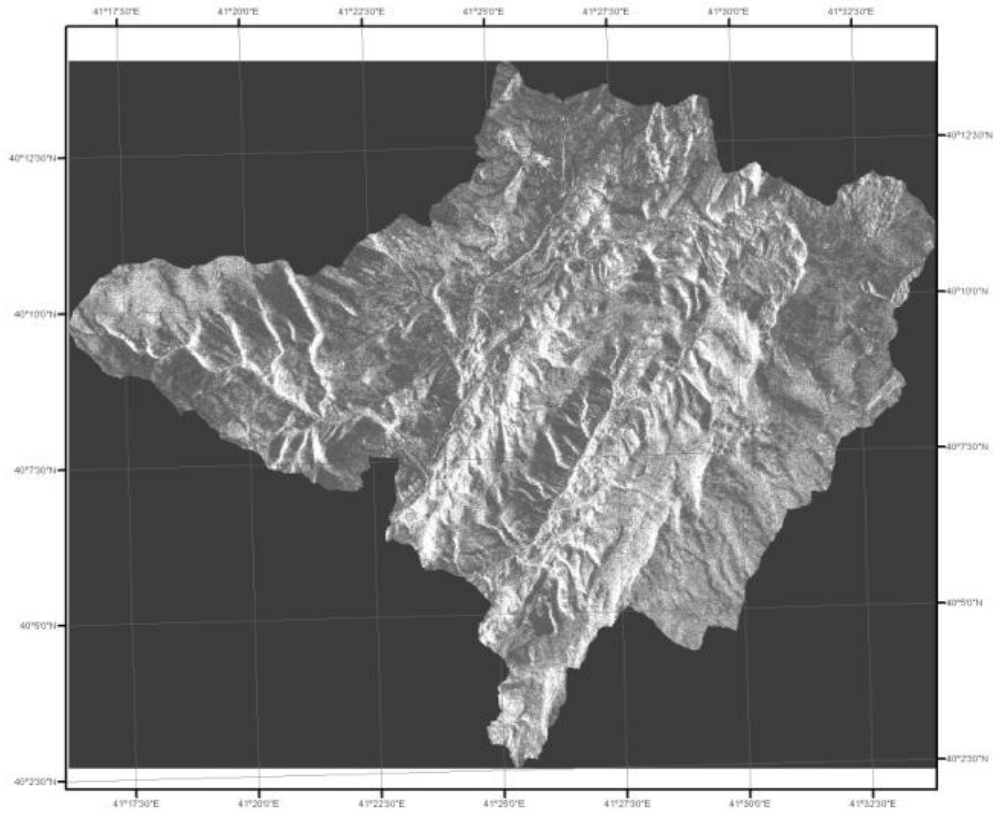


Şekil 6. Yoğunluk dilimleme uygulanmış hali

ALOS-PALSAR (15.04.2010):**Şekil 7.** DN değerlerinden desibel değerlerine çevrilmiş hali



Şekil 8. Medyan filtre uygulanmış hali



Şekil 9. Yoğunluk dilimleme uygulanmış hali

EK 3. Çeşitli Değişkenlere Ait Çoklu Doğrusal Regresyon Analiz Tabloları

Çizelge 1. Debi ile sıcaklık, nem, yağış ve radyasyon arasındaki çoklu korelasyon tablosu

	Debi	Sıcaklık	Nem	Yağış	Radyasyon
Debi	1,000				
Sıcaklık	0,769	1,000			
Nem	-0,163	-0,413	1,000		
Yağış	-0,088	-0,346	0,472	1,000	
Radyasyon	0,046	0,376	-0,808	-0,563	1,000

Çizelge 2. Debi ile sıcaklık, nem, yağış ve radyasyon arasındaki çoklu doğrusal regresyon modeli özet tablosu

<i>Regresyon İstatistikleri</i>	
Çoklu R	0,817
R Kare	0,667
Düzeltilmiş R Kare	0,645
Standart Hata	1,925
Gözlem	65

Varyans Analizi	df	SS	MS	F	Anlamlılık F
Regresyon	5	445,623	111,406	30,060	9,8E-14
Fark	60	222,364	3,706		
Toplam	64	667,987			

	Katsayılar	Standart Hata	t Stat	P-değeri	Düşük %95	Yüksek %95	Kısmi Korelasyon Katsayısı
Kesişim	9,557	3,549	2,693	0,009	2,458	16,656	
Sıcaklık	0,709	0,067	10,526	0,000	0,574	0,844	0,805
Nem	-0,020	0,029	-0,706	0,483	-0,077	0,037	-0,091
Yağış	0,207	0,229	0,905	0,369	-0,251	0,665	0,116
Radyasyon	-0,017	0,007	-2,304	0,025	-0,032	-0,002	-0,285

Çizelge 3. Debi ile sıcaklık, yağış ve radyasyon arasındaki çoklu korelasyon tablosu

	Debi	Sıcaklık	Yağış	Radyasyon
Debi	1,000			
Sıcaklık	0,769	1,000		
Yağış	-0,088	-0,346	1,000	
Radyasyon	0,046	0,376	-0,563	1,000

Çizelge 4. Debi ile sıcaklık, yağış ve radyasyon arasındaki çoklu doğrusal regresyon modeli özet tablosu

<i>Regresyon İstatistikleri</i>	
Çoklu R	0,815
R Kare	0,664
Düzeltilmiş R Kare	0,648
Standart Hata	1,917
Gözlem	65

Varyans Analizi	df	SS	MS	F	Anlamlılık F
Regresyon	5	443,775	147,925	40,245	1,8E-14
Fark	61	224,212	3,676		
Toplam	64	667,987			

	Katsayılar	Standart Hata	t Stat	P-değeri	Düşük %95	Yüksek %95	Kısmi Korelasyon Katsayısı
Kesişim	7,255	1,396	5,197	0,000	4,463	10,047	
Sıcaklık	0,718	0,066	10,923	0,000	0,587	0,850	0,807
Yağış	0,207	0,228	0,908	0,367	-0,249	0,663	0,113
Radyasyon	-0,013	0,005	-2,619	0,011	-0,023	-0,003	-0,304

ÖZGEÇMİŞ

1977 yılında Erzurum’da doğdu. İlk, orta ve lise tahsilini Erzurum’da tamamladı. 1996 yılında girdiği Atatürk Üniversitesi Mühendislik Fakültesi İnşaat Mühendisliği Bölümü’nden 2000 yılında mezun oldu. 2004 yılında Atatürk Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsünde Yüksek Lisans öğrenimini tamamlayıp Doktora öğrenimine başladı.

2001 yılından beri Atatürk Üniversitesi Mühendislik Fakültesi İnşaat Mühendisliği Bölümü’nde Araştırma Görevlisi olarak çalışmaktadır.