



**ESKİŞEHİR KUZEYİ ORTA SAKARYA
HAVZASI HEYELAN GEOMETRİLERİNİN
DEĞERLENDİRİLMESİ**

Yüksek Lisans Tezi

Ece BOLAT

Eskişehir, 2025

**ESKİŞEHİR KUZEYİ ORTA SAKARYA HAVZASI HEYELAN
GEOMETRİLERİNİN DEĞERLENDİRİLMESİ**

Ece BOLAT

Yüksek Lisans Tezi

Yer Bilimleri Anabilim Dalı

Danışman: Prof. Dr. Hakan Ahmet NEFESLİOĞLU

Eskişehir

Eskişehir Teknik Üniversitesi

Lisansüstü Eğitim Enstitüsü

Ocak 2025

JÜRİ VE ENSTİTÜ ONAYI

Ece BOLAT'ın ESKİŞEHİR KUZEYİ ORTA SAKARYA HAVZASI HEYELAN GEOMETRİLERİNİN DEĞERLENDİRİLMESİ başlıklı çalışması 10/01/2025 tarihinde aşağıdaki jüri tarafından değerlendirilerek "Eskişehir Teknik Üniversitesi Lisansüstü Eğitim-Öğretim ve Sınav Yönetmeliği"nin ilgili maddeleri uyarınca, Yer Bilimleri Anabilim dalında Yüksek Lisans Tezi olarak kabul edilmiştir.

Jüri Üyeleri

Unvan Adı Soyadı

İmza

Üye

: Prof. Dr. Hakan Ahmet Nefeslioğlu

Üye

: Prof. Dr. Bekir Taner San

Üye

: Dr. Öğr. Üyesi Emrah Pekkan

Prof. Dr. Semra KURAMA

Lisansüstü Eğitim Enstitüsü Müdürü

10/01/2025

DANIŞMAN ONAYI

DaniŐmanlıđını yurttuğum Ylıksek Lisans oğrencisi Ece BOLAT, ESKİŞEHİR KUZEYİ ORTA SAKARYA HAVZASI HEYELAN GEOMETRİLERİNİN DEĞERLENDİRİLMESİ başlıklı tez çalıŐmasını tamamlamıŐtır. HazırlamıŐ olduğu tez tarafımda incelenmiŐ ve oğrencinin tez savunma sınavına alınması bilimsel ve etik açıdan uygun görülmüştür.

Tez DaniŐmanı

Prof. Dr. Hakan Ahmet NEFESLİOĞLU

ÖZET

ESKİŞEHİR KUZEYİ ORTA SAKARYA HAVZASI HEYELAN GEOMETRİLERİNİN DEĞERLENDİRİLMESİ

Ece BOLAT

Yer Bilimleri Anabilim Dalı

Eskişehir Teknik Üniversitesi, Lisansüstü Eğitim Enstitüsü, Ocak 2025

Danışman: Prof. Dr. Hakan Ahmet NEFESLİOĞLU

Heyelanlarda hacim; yayılma mesafesi, etkilenen alan ve potansiyel zararların belirlenmesinde önemli bir parametredir. Bu çalışmanın amacı, yenilme yüzeyinin doğrudan gözlenemediği ancak heyelan sınırlarının belirlenebildiği durumlarda kayma yüzeyi derinliği ve hacim tahmini için kullanılacak yöntemleri araştırmaktır. Çalışma sahası olarak Eskişehir Kuzeyi, Orta Sakarya Havzası seçilmiştir.

Bu çalışmada, heyelanların hacim ve derinlik ilişkisini belirlemek için yarı elipsoid ve eliptik paraboloid modeller kullanılmış, yarı elipsoid modelin daha güvenilir, eliptik paraboloid modelin ise karmaşık geometrilere avantajlı olduğu görülmüştür. Sonuçlar, heyelan hacmi arttıkça kayma derinliğinin de arttığını ve küçük hacimli heyelanlarda her iki modelin benzer sonuçlar verdiğini göstermiştir. Ayrıca, eski derin kaymalarda eliptik paraboloid modelin daha yüksek derinlik tahmini yapması, bu tür heyelanların geniş tabanlı ve yavaş hareket eden formlarını anlamak için önemli bir bulgu sunmaktadır. Analizlerde elde edilen rollover değerleri, MTA heyelan haritasındaki büyüklük-frekans dağılımlarıyla uyumlu bulunmuş ve bölgesel jeomorfolojik süreçlerin anlaşılmasında önemli bir araç olarak değerlendirilmiştir.

Elde edilen bulgular, kullanılan istatistiksel yöntemlerin heyelan kayma derinliği ve hacim tahmininde güvenilir ve etkin olduğunu göstermektedir. Eski derin kaymalarda HDE, aktif derin kaymalarda ise MLE yöntemi daha başarılı sonuçlar vermiştir. Bu çalışma, yenilme yüzeyi derinliğinin tahminine yönelik bilimsel yaklaşımlara katkı sağlamaktadır.

Anahtar Sözcükler: Heyelan hacmi, Kayma derinliği, İstatistiksel analiz, Olasılıksal modelleme, Alos palsar

ABSTRACT

EVALUATION OF LANDSLIDE GEOMETRIES IN ESKIŞEHİR NORTH, CENTRAL SAKARYA BASIN

Ece BOLAT

Department of Geosciences

Eskişehir Technical University, Institute of Graduate Programs, January 2025

Supervisor: Prof. Dr. Hakan Ahmet NEFESLİOĞLU

Landslide volume is a key parameter in determining runout distance, affected area, and potential damage. This study aims to explore methods for estimating failure surface depth and volume when landslide boundaries are identifiable but the failure surface is not directly observable. The study area is in northern Eskişehir, within the Central Sakarya Basin.

In this study, semi-ellipsoid and elliptic paraboloid models were used to determine the relationship between landslide volume and depth. The results indicate that the semi-ellipsoid model provides more reliable estimates, while the elliptic paraboloid model is advantageous for representing complex geometries. Additionally, it was observed that as landslide volume increases, failure depth also increases, and for small-volume landslides, both models produce similar results. The elliptic paraboloid model was found to estimate greater depths for old deep-seated landslides, suggesting that this model better represents the broad-based and slow-moving nature of these landslides. Furthermore, rollover values obtained from the analyses were consistent with the landslide size-frequency distributions in the MTA landslide inventory map, highlighting their significance in understanding regional geomorphological processes.

Findings confirm the reliability of the applied statistical methods for estimating failure depth and volume. The HDE method was more accurate for old deep-seated landslides, while the MLE method performed better for active deep-seated landslides. This study contributes to scientific approaches for failure surface depth estimation.

Keywords: Landslide volume, Failure depth, Statistical analysis, Probabilistic modeling, Alos palsar

TEŐEKKÖR

Bu çalışmanın her aşamasında bilgi ve tecrübeleriyle bana yol gösteren, akademik gelişimime ve bu tez sürecindeki çalıőmalarımnda büyük katkıları sağlayan kıymetli danışman hocam Prof. Dr. Hakan Ahmet NEFESLİÖĞLU'na sonsuz teşekkürlerimi sunarım.

Ece BOLAT



ETİK İLKE VE KURALLARA UYGUNLUK BEYANNAMESİ

Bu tezin bana ait, özgün bir çalışma olduğunu; çalışmamın hazırlık, veri toplama, analiz ve bilgilerin sunumu olmak üzere tüm aşamalarında bilimsel etik ve kurallara uygun davrandığımı; bu çalışma kapsamında elde edilen tüm veri ve bilgiler için kaynak gösterdiğimi ve bu kaynaklara kaynakçada yer verdiğimi; bu çalışmanın Eskişehir Teknik Üniversitesi tarafından kullanılan “bilimsel intihal tespit programı”yla tarandığını ve hiçbir şekilde “intihal içermediğini” beyan ederim. Herhangi bir zamanda, çalışmamla ilgili yaptığım bu beyana aykırı bir durumun saptanması durumunda, ortaya çıkacak tüm ahlaki ve hukuki sonuçları kabul ettiğimi bildiririm.

Ece BOLAT

İÇİNDEKİLER

	<u>Sayfa</u>
BAŞLIK SAYFASI	I
JÜRİ VE ENSTİTÜ ONAYI.....	II
DANIŞMAN ONAYI	III
ÖZET	IV
ABSTRACT.....	V
TEŞEKKÜR	VI
ETİK İLKE VE KURALLARA UYGUNLUK BEYANNAMESİ.....	VII
İÇİNDEKİLER	VIII
TABLolar DİZİNİ.....	XI
ŞEKİLLER DİZİNİ.....	XII
SİMGELER VE KISALTMALAR DİZİNİ.....	XIV
1. GİRİŞ	1
2. ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR.....	3
2.1. Kesitler	3
2.1.1. Enine kesitler	3
2.1.1.1. Enine kesitlerin yüzey alanının iki komşu profiline olan yarı mesafelerin toplamı ile	3
2.1.1.2. Enine kesitlerde en basit yöntem.....	4
2.1.1.3. Enine kesit alanları moloz akışları için	4
2.1.2. Profil kesitler.....	5
2.1.2.1. Dr/Lr oranı.....	5
2.1.2.2. $r(\theta)$ yöntemi.....	5
2.2. Basit Geometrik.....	7
2.2.1. Yarı elipsoid ile	7
2.2.2. Eliptik paraboloidlerle	7
2.3. Görgül İlişkiler	8

2.3.1. Heyelanların yatay yüzey alanına veya yamaç boyunca alanına dayalı olarak hacmi tahmin etme.....	8
2.4. Morfolojiye Dayalı	9
2.4.1. Ampirik enine kesit yöntemi	9
2.4.2. SLBL (Eğimli yerel taban seviyesi).....	10
2.4.3. Süreksizlikler tarafından kontrol edilen kaya duraysızlıklarının hacim tahmini	12
2.5. Boyuna Kesitte Yüzey Yer Değiştirmelerine veya Hızlarına Dayalı Yöntemler.....	13
2.5.1. Skarp uzunluğu ve dönüşü	13
2.5.2. Bir kamanın izini kullanma.....	14
2.5.3. Dengeli bir kesit kullanma.....	14
2.5.4. Kayma yüzeyine paralel yüzey hızları veya yer değiştirmeleri.....	15
3. ÇALIşMA SAHASI.....	17
3.1. Genel Jeoloji	17
3.2. Jeomorfoloji.....	20
3.3. İklim ve Bitki Örtüsü.....	21
4. HEYELAN ENVANTERİ.....	23
4.1. Alos Palsar Hi-Res Terrain Corrected Verisi ve RRIM'in Üretilmesi	23
4.2. Heyelanların Karakterize Edilmesi (RRIM ve Google Earth Kullanılarak ve Kısa Süreli Arazi Çalışması ile)	26
4.3. Tanımlanan Farklı Sınıflar İçin Kayma Derinliği Değerlerinin Farklı Görgül Eşitlikler ile Hesaplanması.....	29
4.4. Farklı Yöntemler ile Belirlenen Kayma Derinliği Değerlerinin Karşılaştırılması.....	33
5. İSTATİSTİKSEL VE OLASILIKSAL DEğERLENDİRMELER.....	36
5.1. Heyelan Alan Değerlerinin Olasılık Dağılımlarının İncelenmesi	36
5.1.1. Double pareto dağılımı.....	37
5.1.1.1. Basitleştirilmiş double pareto (DPS):	37
5.1.1.2. Double pareto (DP):	38
5.1.2. Inverse gamma dağılımı.....	39

5.2. Heyelan Kayma Derinliklerinin İstatistiksel ve Olasılıksal Değerlendirmesi.....	40
6. TARTIŞMA.....	50
KAYNAKÇA.....	52
ÖZGEÇMİŞ	



TABLULAR DİZİNİ

Sayfa

Tablo 4.1. ALOS PALSAR verilerine ait özellikler	26
Tablo 4.2. Farklı yazarlar tarafından belirlenen sabitlerden yüzey alanı-hacim kuvvet yasası (Guzzetti ve diğerleri, 2009'dan uyarlanmıştır).....	30
Tablo 5.1. Eski derin kaymalara ait Kolmogorov-Smirnov (KS) testi sonuçları ve Bootstrap p-değerleri	41
Tablo 5.2. Eski derin kaymalara ait Double Pareto ve Inverse Gamma modellerinin parametre analiz sonuçları	41
Tablo 5.3. Aktif derin kaymalara ait Kolmogorov-Smirnov (KS) testi sonuçları ve Bootstrap p-değerleri	43
Tablo 5.4. Aktif derin kaymalara ait Double Pareto ve Inverse Gamma modellerinin parametre analiz sonuçları	43

ŞEKİLLER DİZİNİ

Sayfa

Şekil 2.1. Sürtünme açısı ile ilişkiyi içeren logaritmik spiral kayma yüzeyi profilinin gösterimi (Chen, 1975).....	6
Şekil 2.2. Ampirik açığortay yönteminin görselleştirilmesi (Marchesini ve diğerleri, 2009).....	10
Şekil 3.1. Çalışma alanının yer bulduru haritası.....	18
Şekil 3.2. Çalışma alanını gösteren jeoloji haritası ve stratigrafisi (Akbaş, B.ve diğerleri, 2011).....	19
Şekil 4.1. Çalışma alanı sınırlarındaki heyelanlar, 1/1.500.000 ölçekli Türkiye Heyelan Envanteri Haritası'ndan sayısallaştırılmıştır (Duman ve diğerleri, 2011).....	23
Şekil 4.2. Pozitif ve negatif openness parametrelerinin kavramsal diyagramı (Chiba ve diğerleri, 2008) 25	
Şekil 4.3. “ALPSRP075820790” numaralı ALOS PALSAR verisi kullanılarak elde edilen Red Relief Image Map (RRIM).....	27
Şekil 4.4. “ALPSRP075820790” numaralı ALOS PALSAR verisi kullanılarak elde edilen Red Relief Image Map (RRIM) üzerinde heyelan envanterinin gösterimi.....	28
Şekil 4.5. “ALPSRP075820790” numaralı ALOS PALSAR verisi kullanılarak elde edilen Red Relief Image Map (RRIM) üzerinde heyelan envanterine ait bir örnek.....	28
Şekil 4.6. Farklı litolojik birimlerin heyelan yoğunluklarının dağılımı (%).....	32
Şekil 4.7. Hacim ile eski derin kaymaların yarı elipsoid ($z1_{max}$) ve eliptik paraboloid ($z2_{max}$) değerlerinin değişimi.....	33
Şekil 4.8. Hacim ile aktif derin kaymaların yarı elipsoid ($z1_{max}$) ve eliptik paraboloid ($z2_{max}$) değerlerinin değişimi.....	34
Şekil 5.1. Eski derin kayma alanlarının kümülatif olasılık dağılımı.....	42
Şekil 5.2. Aktif derin kayma alanlarının kümülatif olasılık dağılımı.....	44
Şekil 5.3. Eski derin kaymalara ait tahmini yarı ellipsoid kayma derinliği ($z1_{max}$) dağılımı.....	45

Şekil 5.4. Eski derin kaymalara ait örnek dağılım dilimleri ile teorik dağılım dilimleri arasındaki ilişki.....	45
Şekil 5.5. Eski derin kaymalara ait tahmini eliptik paraboloid kayma derinliği (z_{2max}) dağılımı	46
Şekil 5.6. Eski derin kaymalara ait örnek dağılım dilimleri ile teorik dağılım dilimleri arasındaki ilişki.....	46
Şekil 5.7. Aktif derin kaymalara ait tahmini yarı ellipsoid kayma derinliği (z_{1max}) dağılımı	47
Şekil 5.8. Aktif derin kaymalara ait örnek dağılım dilimleri ile teorik dağılım dilimleri arasındaki ilişki.....	47
Şekil 5.9. Aktif derin kaymalara ait tahmini eliptik paraboloid kayma derinliği (z_{2max}) dağılımı	48
Şekil 5.10. Aktif derin kaymalara ait örnek dağılım dilimleri ile teorik dağılım dilimleri arasındaki ilişki.....	48

SİMGELER VE KISALTMALAR DİZİNİ

RRIM	: Red Relief Image Maps
SLBL	: Eğimli Yerel Taban Seviyesi
2B	: İki Boyutlu
3B	: Üç Boyutlu
DEM	: Dijital Yükseklik Modeli
GIS	: Coğrafi Bilgi Sistemleri
ALOS	: Advanced Land Observing Satellite - Phased Array type L-band
PALSAR	Synthetic Aperture Radar
InSAR	: İnterferometrik SAR
DPS	: Basitleştirilmiş Double Pareto
DP	: Double Pareto
MLE	: Maksimum Olabilirlik Tahmini
HDE	: Histogram Yoğunluk Tahmini
KDE	: Kernel Yoğunluk Tahmini
KS	: Kolmogorov-Smirnov
COV	: Değişim Katsayısı

1. GİRİŞ

Heyelanlar, yerleşim yerleri, altyapılar ve doğal çevre üzerinde ciddi tehditler oluşturan jeolojik afetler arasında yer almaktadır (Cruden ve Varnes, 1996). Heyelanlar sonucunda meydana gelen toprak kaymaları, insanların yaşamlarını ve mülklerini tehdit etmektedir. Doğal dengeyi bozarak uzun vadeli çevresel etkiler yaratmaktadır. Bu nedenle, heyelanların neden olduğu risklerin belirlenmesi ve doğru bir şekilde tahmin edilmesi, zararı en aza indirmek ve tehlikeli bölgelerde yerleşim planlamalarını güvenli hale getirmek açısından büyük önem taşımaktadır.

Heyelan sınırlarının doğru bir şekilde belirlenmesi, potansiyel tehlikelerin öngörülmesi ve risk yönetimi süreçlerinde kritik rol oynamaktadır. Duraysız yamaçların gelişiminin izlenmesi, heyelan riskini artırabilecek aktif süreçler hakkında bilgi sağlar ve yenilme yüzeylerinin derinliğinin doğru bir şekilde tahmin edilmesi, heyelanın hacmini ve potansiyel etkilerini belirlemek açısından önemlidir (Mantovani ve ark., 1996). Heyelan hacmi, yayılma mesafesini, etkilenen alanı ve potansiyel zararları kontrol eden önemli parametrelerden biridir. Bu tezde, sınırları iyi tanımlanmış bir heyelanda yenilme yüzeyinin görünür olmadığı durumlarda, yenilme yüzeyinin derinliğini, şeklini ve heyelanın hacmini tahmin etmek için kullanılabilir yöntemler araştırılmıştır.

Çalışmanın temel amacı, görgül ilişkiler gibi tekniklerin doğruluğunu incelemek ve bu yöntemlerin sınırları iyi tanımlanmış duraysız yamaçlarda heyelan hacmi ve kayma derinliğini ne kadar doğru bir şekilde belirleyebildiğini araştırmaktır. Görgül ilişkiler, heyelan yüzey alanı ile hacim arasında görgül bir ilişki kurarak hacmi tahmin etmektedir.

Bu çalışmada, Eskişehir Kuzeyi Orta Sakarya Havzası çalışma sahası olarak seçilmiş olup, bölgedeki heyelanlara ilişkin Duman ve diğerleri (MTA Yerbilimleri Dergisi) tarafından hazırlanan heyelan envanteri kullanılmıştır. Haritalanan heyelanların hacimleri, enine ve boyuna kesitler üzerinden yüzey alanlarıyla ilişkilendirilmiş ve yüzey alanı-hacim ilişkileri değerlendirilmiştir. Ayrıca, yüzey yer değiştirmelerine dayalı kayma yüzeyi derinliği tahminleri yapılmış ve bu sonuçlar görgül ilişkiler ile karşılaştırılmıştır. Bu sayede, heyelan derinliğinin ve hacminin tahmini için geliştirilen yöntemlerin doğruluğu ve kullanılabilirliği test edilmiştir.

Yenilme yüzeyi doğru bir şekilde belirlenemediğinde bile, heyelan sınırlarının belirlenebilmesi durumunda, heyelan hacmi ve derinliğini doğru şekilde tahmin etmek büyük önem taşır. Bu bağlamda Red Relief Image Map (RRIM) gibi yenilikçi yöntemler, heyelan morfolojisini doğru bir şekilde haritalandırarak yüzey deformasyonlarının daha hassas bir şekilde gözlemlenmesine olanak tanır. RRIM, dijital yükseklik modelleri üzerinden elde edilen detaylı yüzey yapısı verileri ile heyelan sınırlarının hassas bir şekilde belirlenmesini sağlar.

Sonuç olarak, bu çalışmada heyelan hacmi ve derinliğini doğru bir şekilde tahmin etmeye yönelik yöntemler incelenmiştir. Bu yöntemlerin heyelan risklerini azaltma açısından ne kadar etkili olduğu değerlendirilmiştir. Heyelan sınırları iyi tanımlandığında, görgül ilişkiler ile elde edilen sonuçlar doğruluk açısından test edilmiştir. Bu tekniklerin risk analizlerinde nasıl kullanılabileceği üzerine durulmuştur.

2. ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR

Heyelanların oluşum süreçlerini anlamaya ve tahmin etmeye yönelik yapılan çalışmalarda, çeşitli yaklaşımlar ve teknikler geliştirilmiştir. Bu çalışmalarda, yüzey morfolojisi, jeolojik yapılar ve uzaktan algılama teknolojileri gibi birçok faktör dikkate alınmıştır.

2.1. Kesitler

Heyelan yüzeyinin altında yer alan geometrik yapıyı belirlemek için paralel kesitler oluşturularak hacim ve derinlik hesapları yapılır; genellikle jeolojik yöntemlerden yararlanır (Chigira ve diğerleri, 2013)

2.1.1. Enine kesitler

2.1.1.1. Enine kesitlerin yüzey alanının iki komşu profiline olan yarı mesafelerin toplamı ile

Heyelan alanlarının ve hacimlerinin doğru bir şekilde hesaplanabilmesi için çeşitli yöntemler geliştirilmiştir. Bu yöntemler, yüzey verilerinden ve alanında uzman kişilerin bilgi birikiminden faydalanılarak enine kesitlerin oluşturulmasına dayanmaktadır. Özellikle jeolojik kısıtlamalar göz önünde bulundurulduğunda, bu kesitlerin oluşturulma yöntemleri, yapısal projeksiyonlara dayanan geleneksel jeolojik enine kesit yöntemleriyle benzerlik göstermektedir. Enine kesitlerin jeolojik yapılar doğrultusunda düzenlenmesi, alanın daha doğru bir şekilde temsil edilmesini sağlamaktadır.

Aynı zamanda, bir dizi paralel enine kesitin kullanılması, heyelan alanının üç boyutlu bir yüzey olarak modellenmesine imkan tanımaktadır. Bu modelleme süreci, her bir enine kesit yüzey alanının, iki komşu kesit arasındaki yarı mesafelerin toplamıyla çarpılarak elde edilen hacimlerin toplanmasıyla gerçekleştirilir. Bu yöntemin uygulanması, heyelan alanının hacminin doğru bir şekilde hesaplanmasına olanak tanır ve bu yöntem, heyelan çalışmalarında yüzey verilerine dayalı olarak hacim tahmininde kullanılan etkili bir tekniktir (Chigira ve diğerleri, 2013).

$$V = a_1 \frac{l_1}{2} + a_2 \frac{l_2}{2} + a_3 \frac{l_3}{2} + \dots + a_n \frac{l_{n-1}}{2} \quad (2.1)$$

Denklem 2.1'de a, profil boyunca ölçülen kesit alanlarını ifade ederken, l, bu kesit alanları arasındaki mesafeyi tanımlar. Bu yaklaşım, özellikle heyelanların etkilerini değerlendirmede ve risk analizlerinde önemli bir rol oynar, çünkü doğru hacim hesapları heyelan sonrası yıkım ve zarar boyutlarının tahmin edilmesine katkı sağlar.

2.1.1.2. Enine kesitlerde en basit yöntem

Yarı elipsoid veya eliptik paraboloid şekilleri, heyelan kayma yüzeylerini modellemek için yaygın olarak kullanılan basitleştirilmiş geometrik temsillerdir. Bu şekiller, gözlemlenen heyelan şekilleriyle iyi uyum sağladığından, heyelan hacmini tahmin etme sürecini kolaylaştırmaktadır. Özellikle sert kaya üzerindeki gevşek toprak tabakalarını içeren sığ heyelanlarda, bu yaklaşımlar oldukça etkilidir.

Heyelan hacmini tahmin etmenin en basit yolu şu formülle verilir:

$$V = A_h \times t_v \quad (2.2)$$

Denklem 2.2'de:

- V heyelan hacmini,
- A_h heyelanın yatay yüzey alanını,
- t_v ise heyelan malzemesinin ortalama dikey kalınlığını ifade eder.

Bu formül, sığ heyelanlar için etkili bir yaklaşımdır çünkü kalınlık t_v genellikle sığ kaymalar boyunca tutarlı bir derinliği temsil eder.

2.1.1.3. Enine kesit alanları moloz akışları için

Potansiyel moloz akıntısı veya kanalize olmuş heyelanların hacim tahmini, kanallarda birikmiş olan ve kazılarak elde edilebilecek tortu hacminin belirlenmesi ile gerçekleştirilir. Bu süreçte, kanal bankalarına etki eden diğer heyelanlardan gelen yan katkılar da hesaba katılabilir. Bu yaklaşım, kanal içerisindeki sediman hacminin yanı sıra, kanal kenarlarına etki eden heyelanlardan kaynaklanabilecek ek malzemeyi de içerir (Hungr ve diğerleri, 2005).

Bu potansiyel hacimlerin tahmin edilmesi için klasik yöntem, saha ölçümleri ile mevcut tortu hacimlerinin değerlendirilmesini içerir. İlk olarak, kanal içerisindeki tortuların enine kesit alanı (S_i) tahmin edilir (Denklem 2.3). Ardından, bu kesit alanı (S_i) kanalın o kesit etrafında merkezlenen uzunluğu (L_i) ile çarpılarak ulaşım uzunluğu boyunca sediment hacmi elde edilir. Bu değere başlangıç hacmi (V_{init}) ve yan katkılar (V_{lat}) eklenerek toplam hacim tahmini yapılır:

$$V = \sum(S_i \times L_i) + V_{init} + V_{lat} \quad (2.3)$$

Bu yöntem, kanal boyunca mevcut tortu hacmini değerlendirmek suretiyle potansiyel moloz akıntısı veya kanalize olmuş heyelan hacmini tahmin etmek için yaygın bir yaklaşım olarak kullanılmaktadır. Hungr ve diğerleri (2005), bu yöntemin kanal tortu hacminin yanı sıra, heyelanların kanal kenarlarına etkisini dikkate alarak hacim tahminlerinin daha doğru yapılabileceğini belirtmektedir.

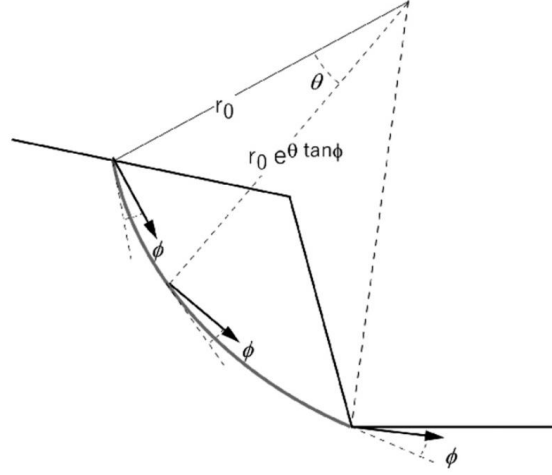
2.1.2. Profil kesitler

2.1.2.1. Dr/Lr oranı

Heyelan kayma yüzeylerinin profillerini tanımlamak için çoğunlukla daireler kullanılır. Bu daireler, klasik dilimleme yöntemlerine dayanır (Duncan ve Wright, 2005; Terzaghi ve diğerleri, 1996) ve belirli bir eğim için düşük güvenlik faktörünü araştırmayı içerebilir (Rocksciences, 2018). Skempton ve Hutchinson (1969), döner kaymalar için Dr/Lr (eğim dikeyindeki maksimum derinlik/heyelan uzunluğu) oranının 0,15 ile 0,33 arasında değiştiğini ve bu aralığın 65° ile 135° arasında değişen dairesel yaylar (δ') ile ilişkili olduğunu belirtir. Ayrıca, Varnes (1978) küçük Dr/Lr oranlarının sığ heyelanlarla bağlantılı olduğunu vurgular. Bu yöntemlerle elde edilen kesitler, üçüncü boyut varsayımı ile hacim tahminlerini destekleyebilir (Dewitte ve Demoulin, 2005).

2.1.2.2. $r(\theta)$ yöntemi

Homojen malzemelerde kayma yüzeyinin profili olarak kullanılan modellerden biri, logaritmik spiral eğrisidir. Bu profil, pek çok araştırmacı tarafından kayma yüzeyinin doğasını anlamak için ideal bir yaklaşım olarak değerlendirilmiştir (Terzaghi ve diğerleri, 1996; Duncan ve Wright, 2005; Chen, 1975). Logaritmik spiral profili, kayma yüzeyi boyunca oluşan direnci ve kaymanın minimum enerji ile gerçekleşme koşullarını tanımlar. Bu eğrinin matematiksel ifadesi şu şekildedir:



Şekil 2.1. Sürtünme açısı ile ilişkiyi içeren logaritmik spiral kayma yüzeyi profilinin gösterimi (Chen, 1975)

$$r(\theta) = r_0 e^{(\theta \tan \phi)} \quad (2.4)$$

Denklem 2.4'te:

- $r(\theta)$, eğimin tepesinden itibaren açısal konum θ ile tanımlanan spiral kayma yüzeyinin yarıçapıdır.
- r_0 başlangıç yarıçapı değeridir.
- ϕ kayma yüzeyi boyunca sürtünme açısını temsil eder.

Bu modelde, logaritmik spiral kayma yüzeyi boyunca enerji minimizasyonu sağladığı için direncin yalnızca kohezyondan geldiği varsayılır. Chen (1975), bu özelliklerin logaritmik spiral profilinin heyelan modellemesinde etkin bir şekilde kullanılmasına olanak tanıdığını belirtmiştir. Logaritmik spiral modeli yakın zamanda Oso heyelanının kayma yüzeyini modellemek amacıyla da kullanılmıştır ve bu örnekte kaymanın fiziksel özelliklerinin anlaşılmasında önemli katkılar sağlamıştır (Iverson ve diğerleri, 2015).

Ek olarak, logaritmik spiral model, heyelan hacmi ile yüzey alanı arasındaki ilişkileri anlamak için de kullanılmıştır. Bu ilişki, heyelan gözlemleri ile uyumlu bulunarak heyelan süreçlerinin daha doğru bir şekilde tahmin edilmesini sağlamıştır (Klar ve diğerleri, 2011). Model aynı zamanda, heyelanlar yoluyla meydana gelen geriye doğru uçurum evriminin belirlenmesinde de başarılı bir şekilde kullanılmıştır (Utili ve Crosta, 2011).

2.2. Basit Geometrik

Elipsoit ve eliptik paraboloid gibi geometrik şekiller kullanılarak heyelan hacmi tahmin edilir; bu yöntem özellikle yüzey morfolojisine dayanır (Cruden and Varnes, 1996).

2.2.1. Yarı elipsoid ile

Kayma yüzeyinin genişliği (w), uzunluğu (L_r) ve yüzey alanı (A_s) ile eğime dik derinlik (D_r) ve ortalama eğim açısı (β) dikkate alınarak hacim şu şekilde hesaplanır:

$$V_{re} = \frac{1}{6} \times w \times L_r \times D_r \times \cos(\beta) \quad (2.5)$$

Denklem 2.5'te:

- w kayma yüzeyinin genişliğidir,
- L_r kayma yüzeyinin uzunluğudur,
- D_r eğime dik maksimum derinliktir,
- β ise ortalama eğim açısını temsil eder.

Bu modelde, yarı elipsoid yüzey alanı $\pi \times w \times L_r / 4$ olarak ifade edilir ve A_s veya A_h 'ın projeksiyonu yerine geçebilir. Ayrıca, düşey derinlik $z_{max} \approx D_r / \cos(\beta)$ olarak varsayılır ve bu durumda hacim, yatay yüzey alanı (A_h) kullanılarak da hesaplanabilir (Dewitte ve Demoulin, 2005).

2.2.2. Eliptik paraboloidlerle

Yarı elipsoid modelinin yerine eliptik paraboloidler de kullanılabilir. Eliptik paraboloid modelinde, yarı elipsoidal şeklin dikey sınırlara daha yakın olduğu varsayılır ve hacim şu şekilde ifade edilir:

$$V_{ep} = \frac{1}{8} \times w \times L_r \times D_r \quad (2.6)$$

Bu yöntemde kullanılan parametreler yarı elipsoid yaklaşımı ile aynıdır ancak eliptik paraboloidler, daha dik sınırlara sahip olduğu için bazı durumlarda tercih edilebilmektedir.

2.3. Görgül İlişkiler

Yüzey alanı ile hacim arasındaki matematiksel ilişkilerden yararlanılarak heyelan parametreleri hesaplanır (Guzzetti ve diğerleri, 2009; Larsen ve diğerleri, 2010).

2.3.1. Heyelanların yatay yüzey alanına veya yamaç boyunca alanına dayalı olarak hacmi tahmin etme

Heyelanların hacmini tahmin etmek, risk yönetimi ve jeomorfolojik analizler açısından büyük önem taşımaktadır. Larsen, Montgomery ve Korup'un (2010) çalışmasında, heyelan hacmi ile yüzey alanı arasındaki ilişkinin, eğim materyalinin türüne göre önemli ölçüde değiştiği belirlenmiştir. Heyelan hacminin yatay yüzey alanına (A_h) veya yamaç boyunca yüzey alanına (A_s) dayalı olarak tahmin edilmesi için aşağıdaki kuvvet kanunu ilişkisi önerilmektedir:

$$V = k \times A_s^\alpha \quad (2.7)$$

Denklem 2.7'de:

- V, heyelan hacmini temsil eder,
- A_s , eğim boyunca yüzey alanıdır,
- k, heyelanın gerçekleştiği ortamın özelliklerine ve eğim materyaline bağlı olan bir katsayıdır,
- α , görgül olarak belirlenmiş bir üssü gösterir ve genellikle 1.25 ile 1.5 arasında değişmektedir.

Bu kuvvet kanunu ilişkisi, çeşitli heyelan envanterlerinden elde edilen verilerle desteklendiği görülmüştür. Örneğin, dünya genelinde farklı eğim materyalleri ve heyelan tipleri için yapılan incelemeler, α ve k değerlerinin değişken olduğu görülmektedir. Ancak belirli materyal türleri için belirgin eğilimler gösterdiğini ortaya koymuştur. Yumuşak toprak tabakalarında heyelan hacmi daha küçük yüzey alanlarında bile yüksek değerler alırken, sert kaya tabakalarında daha büyük yüzey alanları gereklidir.

Bu bağıntı, mühendislik jeolojisinde ve doğal afet risk yönetiminde heyelan eğilimli bölgelerde ön tahmin yapma kapasitesini artırmaktadır. Özellikle heyelan riski altındaki yerleşim alanlarının belirlenmesi, altyapı projelerinin güvenliği ve arazi kullanımı planlamasında bu tür modeller önemlidir. Önerilen bu hacim-yüzey alanı ilişkisi, yüzey

bilgilerine dayalı olarak yapılacak heyelan hacmi tahminlerini daha doğru hale getirmektedir. Potansiyel heyelan risklerini yönetmek için de önemli bir araç sunmaktadır.

2.4. Morfolojiye Dayalı

Yüksek çözünürlüklü dijital yükseklik modelleri (HR-DEM) ve yüzey yer değiştirme analizleri kullanılarak heyelan morfolojisinden kayma yüzeyleri çıkarılır (Jaboyedoff ve diğerleri., 2012).

2.4.1. Ampirik enine kesit yöntemi

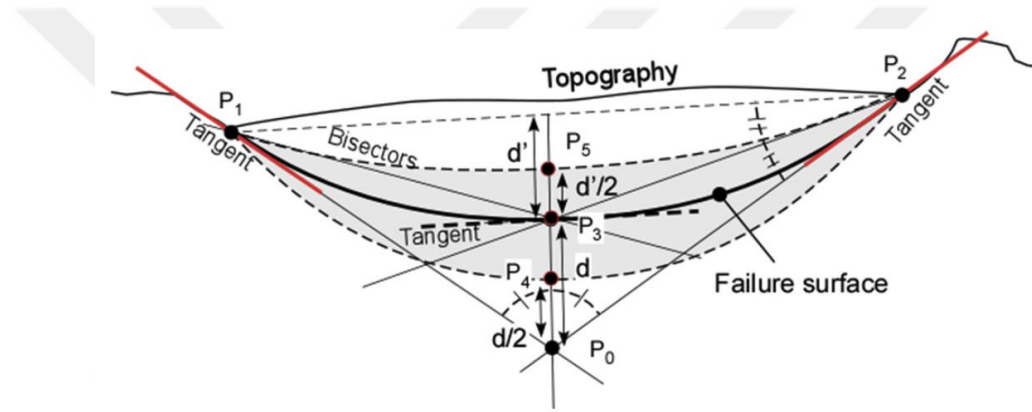
Ampirik enine kesit yöntemi, heyelan profili hakkında bilgi eksikliği olduğunda elle çizim yaparak potansiyel kayma yüzeyini tahmin etmeye yönelik geliştirilmiş bir yaklaşımdır. Bu yöntem, özellikle eğitim amaçlı olarak tasarlanmış olup, heyelan profilleri hakkında ön bilgi sağlamak ve basit bir kesit analizi yapmak için etkili bir çözüm sunar. Çizim yazılımı kullanıldığında, splineler ile oluşturulan profilde, uç noktaların konumlarının ayarlanması kayma yüzeyinin ilk ve ikinci türevlerinin dolaylı olarak değişmesini sağlar. Bu süreç, en temel unsurlar göz önünde bulundurularak elle çizilebilecek bir yöntem sunar (Marchesini ve diğerleri, 2009).

Ampirik yöntemlerle enine kesit oluşturma süreci, kayma yüzeyinin geometrik yapısının belirlenmesiyle başlar. İlk olarak, kayma yüzeyinin iki kenarını oluşturan P1 ve P2 noktalarından geçen teğet çizgiler çizilir. Bu çizgiler, potansiyel kayma yüzeyinin alt sınırını tanımlar ve genellikle en düşük kayma yüzeyi olarak değerlendirilir (Duncan ve Wright, 2005). Teğetlerin belirlenmesinin ardından, P1 ve P2 noktalarındaki teğetlerin kesişim noktası olan P0, üçgenin üçüncü köşesi olarak kabul edilir. Bu şekilde oluşturulan P1, P2 ve P0 noktalarından oluşan üçgen, kayma yüzeyinin ilk tahmini olarak değerlendirilir (Skempton ve Hutchinson, 1969).

Üçgen geometrisinin detaylandırılması için, P1-P2-P0 üçgeninin açıortayları çizilerek geometrik merkez belirlenir. Bu merkez, kayma yüzeyinin eğrisel profilini oluştururken referans noktası olarak kullanılır ve kayma yüzeyinin doğru bir şekilde modellenmesini sağlar (Terzaghi ve diğerleri, 1996). Daha sonra, P1 ve P2 noktalarını birleştiren eğrisel bir çizgi, üçgenin alt kenarlarına teğet olacak şekilde oluşturulur. Aynı zamanda, bu eğri üçgenin üst kenarına paralel olacak şekilde açıortayların kesişim noktası

olan P3 üzerinden geçer. Elde edilen bu eğri, beklenen kayma yüzeyinin temel geometrik temsilini sunar (Chen, 1975).

Sürecin son aşamasında, teğet çizgiler ve kayma yüzeyini kapsayan alan belirlenir. Açığortaylardan P1 ve P2 noktalarına teğet çizgiler çizilerek, dikey açıortayın ortasında $d'/2$ mesafesinde yer alan P5 noktası tanımlanır. P5 noktasındaki teğet çizgi, üçgenin üst kenarına paralel olacak şekilde düzenlenir (Hungry ve diğerleri, 2005). Ayrıca, alt eğri çizgisi P1 ve P2 noktalarını birleştiren bir çizgi boyunca oluşturulur. Bu çizgi, iç açılarının yarısına sahip olacak şekilde P0 alt köşesi ile açıortayların kesişim noktasına doğru $d/2$ mesafesinde P4 noktasına ulaşır ve burada teğet bir çizgi tanımlanır. P4'teki teğet de üçgenin üst kenarına paralel olacak şekilde konumlandırılır (Cruden ve Varnes, 1996).



Şekil 2.2. Ampirik açıortay yönteminin görselleştirilmesi (Marchesini ve diğerleri, 2009).

Bu iki yeni çizgi arasındaki bölge, olası kayma yüzeyinin konumunu temsil eder. Şekil 2.2'de gri alan olarak gösterilen bu bölge, kayma yüzeyinin olası konumunu tahmin etmek için kullanılabilecek ampirik bir yaklaşımı yansıtır. Bu yöntem, bilinen verilerin eksik olduğu durumlarda heyelan yüzeyinin ana hatlarını çıkarmak ve basit risk analizleri veya modellemeler için başlangıç oluşturmak açısından önemlidir (Dewitte ve Demoulin, 2005).

2.4.2. SLBL (Eğimli yerel taban seviyesi)

SLBL, jeomorfolojide temel seviye (base level) kavramının bir genelleştirilmesi olarak kabul edilmektedir. SLBL, bir kaya kütesinin erozyona duyarlı olduğu varsayılan bir yüzeyi temsil eder ve bu yüzeyin üzerinde bulunan kütlelerin potansiyel olarak kararsız olduğu kabul edilir (Golts ve Rosenthal, 1993). SLBL yöntemi ile hesaplanan bu yüzey, kayma yüzeyinin üst sınırlarını belirlemek için kullanılmaktadır.

SLBL hesaplaması, dijital yükseklik modeli (DEM) üzerinde yapılan analizlerle gerçekleştirilmektedir. Bu yöntem, her bir hücre için yükseklik farklarını temel alarak eğim ve yön hesaplamaları yapar. İlk adımda, SLBL her bir DEM hücresinin yükseklik değerlerini göz önünde bulundurarak eğim ve yön belirlenmesiyle başlamaktadır. Bu süreçte, yükseklik farklılıklarına dayalı olarak her hücre için eğim ve yön değerleri hesaplanır. İteratif bir süreçle devam eden hesaplamada, her hücrenin yükseklik ortalaması alınarak işlem tekrarlanır. İki ardışık iterasyon arasındaki değişim sıfıra yaklaştığında hesaplama tamamlanmaktadır.

SLBL yöntemi, iki boyutlu (2B) veya üç boyutlu (3B) yaklaşımlar kullanılarak uygulanabilmektedir. İki boyutlu bir durumda, eğim boyunca bir zirveden vadinin tabanına uzanan bir düzlemin tanımlanması esas alınır. Bu doğrultuda, belirli bir çizgi boyunca yükseklik değerleri dikkate alınarak analiz yapılır. Üç boyutlu yaklaşımda ise, DEM verisindeki her hücre için komşu hücreler arasındaki yükseklik farkları hesaplanarak SLBL yüzeyi tanımlanır. Bu yöntem, her bir hücrenin çevresindeki yükseklik değerleriyle ilişkili olarak, arazinin topografik özelliklerini daha detaylı bir şekilde temsil eder.

$$z'_{ij} = \frac{(z_{ij+1} + z_{ij-1})}{2} \pm \Delta \quad (2.8)$$

Denklem 2.8'te:

- z'_{ij} , yeni hesaplanan SLBL yükseklik değeridir,
- z_{ij+1} ve z_{ij-1} , analiz edilen hücrenin komşularındaki yükseklik değerleridir,
- Δ , istenen toleransı gösterir; bu, yüzeyin eğim doğrultusunda dönüş yapmasına izin verir.

Jaboyedoff ve diğerleri (2009), SLBL yöntemini Turtle Mountain bölgesindeki potansiyel kararsız kaya kütlelerinin hacmini belirlemek için kullanmıştır. Yüzeyin alt sınırı vadinin tabanı veya eğim açısındaki bir kırılma ile belirlenirken, üst sınır ise çekme çatlakları veya fay izleri ile belirlenmiştir. SLBL tarafından belirlenen hacimsel bölge, jeomorfik özellikler ve yamaç instabiliteleri kullanılarak tanımlanmaktadır.

SLBL yöntemi, özellikle saha araştırmalarından önce ön değerlendirmelerde kullanılması tavsiye edilen bir yöntemdir, çünkü büyük ölçekli yüzey yapılarının belirlenmesi ve hacim tahminlerinde etkili bir başlangıç sağlar (Jaboyedoff ve diğerleri, 2004).

2.4.3. Süreksizlikler tarafından kontrol edilen kaya duraysızlıklarının hacim tahmini

Süreksizlikler tarafından kontrol edilen kaya duraysızlıklarının hacim tahmini, özellikle büyük kaya kütlelerinin kayma eğiliminde olduğu bölgelerde önem taşır. Oppikofer ve diğerleri (2016) tarafından hazırlanan raporda, bu tür duraysızlıkların hacminin belirlenmesine yönelik metodolojik bir yaklaşım sunulmuştur. Norveç Jeoloji Araştırmaları (NGU) tarafından yayımlanan bu rapor, süreksizliklerin konumuna ve özelliklerine göre kaya kütlelerinin olası hareket yollarını ve duraysızlıkların hacmini tahmin etmek için uygulanabilir bir yöntem önermektedir.

Kaya kütleindeki süreksizlikler (çatlaklar, fay hatları, vb.) jeolojik haritalama ve uydu görüntüleri yardımıyla belirlenir. Bu süreksizlikler, kayma yüzeyinin sınırlarını oluşturur ve kaya kütlelerinin hangi yönde hareket edeceğini etkiler (Oppikofer ve diğerleri, 2016).

Belirlenen süreksizliklerin eğim açısı, yönelimi ve uzunluğu gibi geometrik özellikleri kullanılarak, potansiyel kayma yüzeyi modellenir. Kaya kütlelerinin kaymaya eğilimli olduğu alanları tanımlamak için dijital yükseklik modelleri (DEM) ve üç boyutlu modelleme teknikleri kullanılır. Bu modelleme, duraysız kaya kütlelerinin sınırlarının kesin olarak belirlenmesini sağlamaktadır.

Modellemede tanımlanan sınırlar içinde kalan kaya kütlelerinin hacmi, genellikle üç boyutlu bir integrasyon yöntemiyle hesaplanır. Bu hesaplama için süreksizlikler tarafından sınırlanan kaya bloğunun uzunluğu (L), genişliği (W) ve yüksekliği (H) gibi ölçümler kullanılır. Hacim V aşağıdaki gibi hesaplanabilir:

$$V = L \times W \times H \quad (2.9)$$

Denklem 2.9'da L, W ve H duraysız kaya kütlelerinin boyutlarını temsil eder. Bu hacim hesabı, modelleme sürecinde elde edilen sınır değerleri kullanılarak daha hassas hale getirilebilir.

Kaya kütlelerinin hareket potansiyelini daha iyi anlamak için güvenlik faktörü analizleri yapılır. Bu analiz, süreksizliklerin yönelimi, kayma yüzeyinin eğimi ve kaya birim ağırlığı gibi parametreleri dikkate alır.

Oppikofer ve diğerlerinin (2016) çalışması, süreksizlikler tarafından sınırlandırılmış kaya kütlelerinin stabilite analizinde kullanılacak metodolojik bir çerçeve sunarak, olası kaya kaymalarının tahmini ve risk değerlendirmesi açısından önemli bir katkı sağlamaktadır. Bu tür analizler, özellikle yerleşim alanlarına yakın ve kayma riski taşıyan bölgelerde risk yönetimi ve mühendislik önlemleri için hayati öneme sahiptir.

2.5. Boyuna Kesitte Yüzey Yer Değiştirmelerine veya Hızlarına Dayalı Yöntemler

Yüzey yer değiştirme hızlarının, kayma yüzeyine paralel olduğu varsayımıyla derinlik hesaplanır ve kütle korunumu denklemi ile iyileştirilir (Travelletti ve diğerleri, 2012; Aryal ve diğerleri, 2015).

2.5.1. Skarp uzunluğu ve dönüşü

Dairesel kaymaların analizinde, kayma yüzeyindeki baş skarp (tepe çatlağı) görünür durumdaysa ve yüzeydeki dönüş açısı ölçülebiliyorsa, kayma yüzeyinin yarıçapı (R) tahmin edilebilir. Jaboyedoff ve diğerleri (2009), skarp uzunluğu (Δh) ve yüzeydeki dönüş açısı (δ) kullanılarak yarıçapın nasıl hesaplanabileceğini açıklamaktadır.

Baş skarp yüksekliği ve dönüş açısı biliniyorsa, kayma yüzeyinin yarıçapı (R) şu formülle hesaplanabilir:

$$R = \frac{\Delta h}{2 \sin(\frac{\delta}{2})} \quad (2.10)$$

Denklem 2.10'da:

- R, kayma yüzeyinin dairesel bir eğilim gösterdiği varsayılan yarıçapıdır,
- Δh , baş skarp yüksekliğidir,
- δ , kaymanın yarattığı dönüş açısıdır.

Bu ilişki, kayma yüzeyinin büyüklüğünü ve eğimini anlamada yardımcı olur.

2.5.2. Bir kamanın izini kullanma

Cornforth (2005), doğrusal kaymalarda maksimum kalınlığı tahmin etmek için baş skarp alanında çift kama (“graben”) içeren bir yaklaşım önermiştir. Bu yöntemde, kayan kütlelerin baş skarpında bulunan kama yapısı dikkate alınarak maksimum dikey kalınlık (t_{max}) hesaplanır. Cornforth’un yaklaşımında, kamanın genişliğinin deformasyona uğramamış durumda olduğu ve kama skarpı ile ters skarpın yatay ile aynı açığı yaptığı varsayılır. Bu durum, maksimum kalınlığın hesaplanmasında trigonometrik bağıntılardan yararlanmayı mümkün kılmaktadır (Cornforth, 2005).

Maksimum dikey kalınlık t_{max} , aşağıdaki formül ile tahmin edilebilir. Bu formülde, A'C'B' ve B'C'E' üçgenleri kullanılarak sinus teoremine göre terimler yeniden düzenlenmiştir:

$$t_{max} = \frac{EB \cdot \sin(\alpha) + AC \cdot \sin(\beta)}{\sin(2\beta) \cdot \cos(\alpha)} \quad (2.11)$$

Denklem 2.11’de:

- t_{max} : Maksimum dikey kalınlığı ifade eder,
- EB: Kayan kütlelerin genişliği,
- AC: Kayan kütlelerin uzunluğu,
- α : Kama skarp açısı,
- β : Ters skarp açısı.

Bu formülde, eğer hareketler küçükse A'C' ve AC uzunluklarının oldukça yakın olduğu kabul edilir ve A'C' yerine AC kullanılabilir.

2.5.3. Dengeli bir kesit kullanma

Dengeli kesit yöntemi, heyelanlarda kayma yüzeyinin kalınlığını tahmin etmek ve hareketin doğasını anlamak için kullanılan önemli bir tekniktir. Bu yöntem, özellikle topografik profil analizi ve kayma yüzeyindeki hareket ölçümlerine dayanmaktadır. Jakobson (1952), bu yöntemi Göta Nehri heyelanı örneği üzerinden detaylandırmış ve kaymanın farklı bölgelerdeki etkilerini incelemiştir. Bu analiz, yapısal jeolojide kullanılan dengeli enine kesit yöntemine benzer olduğu görülmüştür (Chase ve diğerleri, 2001, 2007). Bu yöntemle, kayan kütlelerin baş skarp bölgesinde oluşan boşluk ve kayan

kütlenin diğer bölümlerine geçen alanlar arasındaki denge sağlanmaktadır (Jakobson, 1952; Hutchinson, 1983).

Heyelanın baş skarp bölgesinde, kayan kütlenin hareketiyle bir boşluk alanı (A_1) oluşur. Bu boşluk, kayan kütlenin ilerleyen kısmında aynı miktarda bir alan (A_2) tarafından doldurulur. Bu durumda, kayan kütlenin kalınlığı (D) şu formül kullanılarak hesaplanabilir:

$$A_1 = ce \times A_2 = l \times D \quad (2.12)$$

Denklem 2.12'de:

- D : Kayan kütlenin kalınlığıdır,
- l : Kayma yüzeyindeki yatay hareketin uzunluğudur,
- ce : Kayan kütlenin kaymadan sonra oluşan hacimsel genişlemesini hesaba katan genişleme katsayısıdır.

Kalınlık, l uzunluğu biliniyorsa, aşağıdaki Denklem 2.13 ile doğrudan tahmin edilebilir:

$$D = \frac{ce \times A_1}{l} \quad (2.13)$$

Burada genişleme katsayısı (ce) heyelan sonrasında kayan kütlede meydana gelen hacimsel değişiklikleri dikkate almak için eklenmiştir. l değeri ise ardışık hava fotoğrafları, nokta bulutları veya yer değiştirme ölçümleri gibi yöntemlerle tahmin edilebilir (Gibbs, 1983).

2.5.4. Kayma yüzeyine paralel yüzey hızları veya yer değiştirmeleri

Rotasyonel bir heyelanda, kayma yüzeyi genellikle dairesel olarak kabul edilmektedir. Bu durumda, yüzeydeki yer değiştirmeler 3 boyutlu ölçümlerle belirlendiğinde, bu vektörlerin özelliklerinden yararlanarak kayma yüzeyini 2 boyutlu bir kesit üzerinde yeniden inşa etmek mümkündür. Carter ve Bentley (1985), bu tür bir analiz için aşağıdaki varsayımlar altında bir yöntem önermiştir:

- Kayma yüzeyi tektir,
- Heyelan, yerel olarak bir blok gibi hareket eder,
- Yüzey hareket yönü, kayma yüzeyini tanımlayan dairenin yarıçapına diktir.

Carter ve Bentley'nin önerdiği yöntemde, kayma yüzeyinin inşası skarp veya burun bölgesinden en yakın yüzey hareketine paralel bir çizgi çizilerek başlanmaktadır. Yüzey hareket vektörlerine dik olacak şekilde yarıçap çizgileri çizilir ve iki ardışık yarıçap arasına açığortaylar eklenir. Bu açığortaylar, kayma yüzeyinin segmentlerini sınırlar ve yüzeyin segmentleri, ilk açığortaydan başlayarak bir segmentten diğerine, bir sonraki yarıçapa dik şekilde çizilir. Bu işlemler mümkünse ters yönde de (skarp veya burun bölgesinden) tekrarlanarak kayma yüzeyinin daha detaylı bir profili oluşturulur.

Bu yöntemle, kayma yüzeyinin segmentleri belirlenerek yüzey hareketi boyunca izlenebilir bir profil oluşturulur. Cruden (1986), bu yöntemi daha da geliştirmek için, baş skarp bölgesinden başlayarak her ardışık yarıçapta bir daire yayı çizerek kayma yüzeyinin daha düzgün bir profilini önerir. Bu gelişmiş yöntemde, ardışık ikizkenar üçgenler içinde dairesel yaylar çizildiğinde, daha yumuşak ve benzer bir sonuç elde edilir.

3. ÇALIŞMA SAHASI

3.1. Genel Jeoloji

Eskişehir ve çevresi, Batı Anadolu Fay Zonu ve Eskişehir Fay Zonu gibi Batı Anadolu'nun önemli tektonik yapılarının etkisi altındadır. Bu fay zonları, bölgenin jeolojik yapısının şekillenmesinde ve güncel jeolojik aktivitelerinde belirleyici bir rol oynamaktadır (Emre ve diğerleri, 2011; Şaroğlu ve diğerleri, 1992). Eskişehir'in jeolojisi, Paleozoik, Mesozoik ve Tersiyer dönemlerine ait kayaçlarla birlikte, Kuvaterner dönemi alüvyonları ve yamaç molozlarından oluşmaktadır (MTA, 2002).

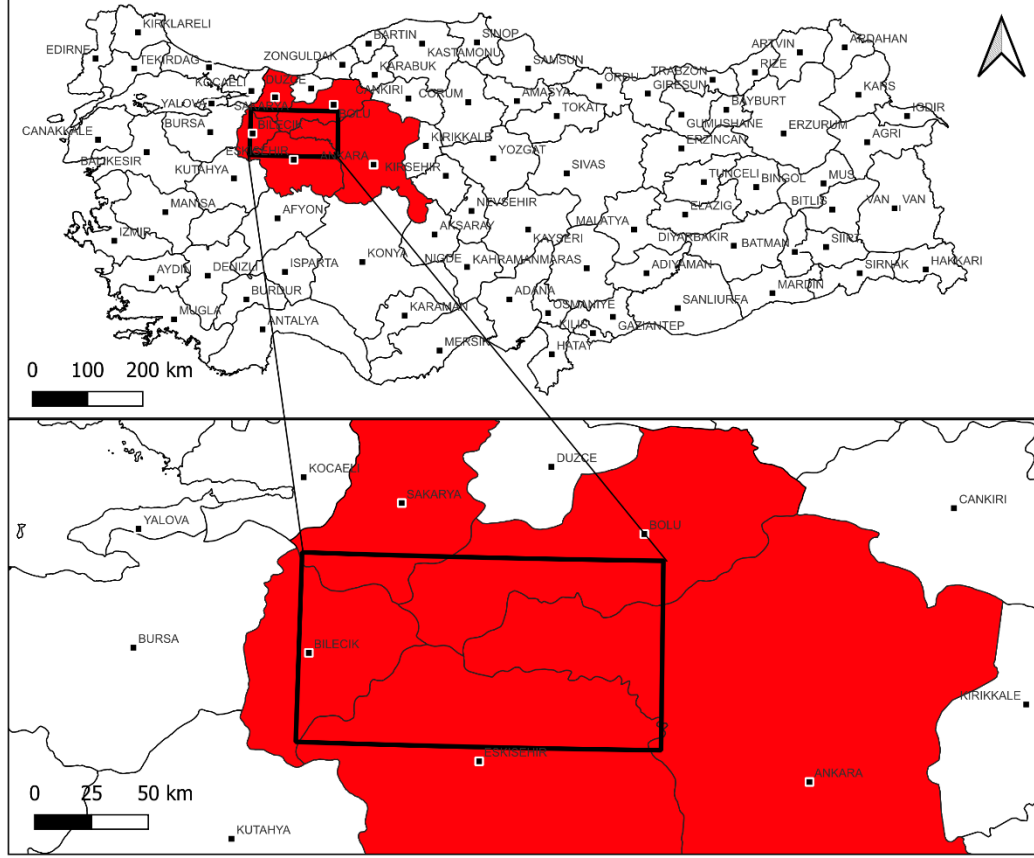
Paleozoik döneme ait kayaçlar, Eskişehir'in batı ve kuzeybatısında yaygındır. Bu döneme ait kayaçlar, genellikle metamorfik yapılar gösteren şist, gnays, fillit ve mermerlerden oluşur. Bölgenin temel kayaç birimlerinden biri olan bu metamorfik birimler, bölgedeki eski tektonik süreçlerin bir yansımasıdır (Göncüoğlu ve diğerleri, 1997; Özgül, 1976). Paleozoik kayaçların kristal yapıları ve metamorfik özellikleri, bölgenin jeolojik tarihine ışık tutmaktadır.

Mesozoyik döneme ait kayaçlar, Eskişehir'in kuzey kesimlerinde yaygındır ve genellikle denizel ortamlarda oluşmuş karbonatlı kayaçlardan meydana gelir. Kireçtaşı, dolomit ve mermer gibi kayaçların yanı sıra ofiyolitik melanjların varlığı, bu dönemde okyanusal kabuk parçalarının bölgeye taşındığını ve bu sürecin önemli bir tektonik etkinlik olduğunu göstermektedir (Robertson, 2000; Yılmaz, 1981). Bu kayaçların oluşumu, Mesozoyik dönemdeki denizel ortamın ve tektonik süreçlerin bir sonucudur.

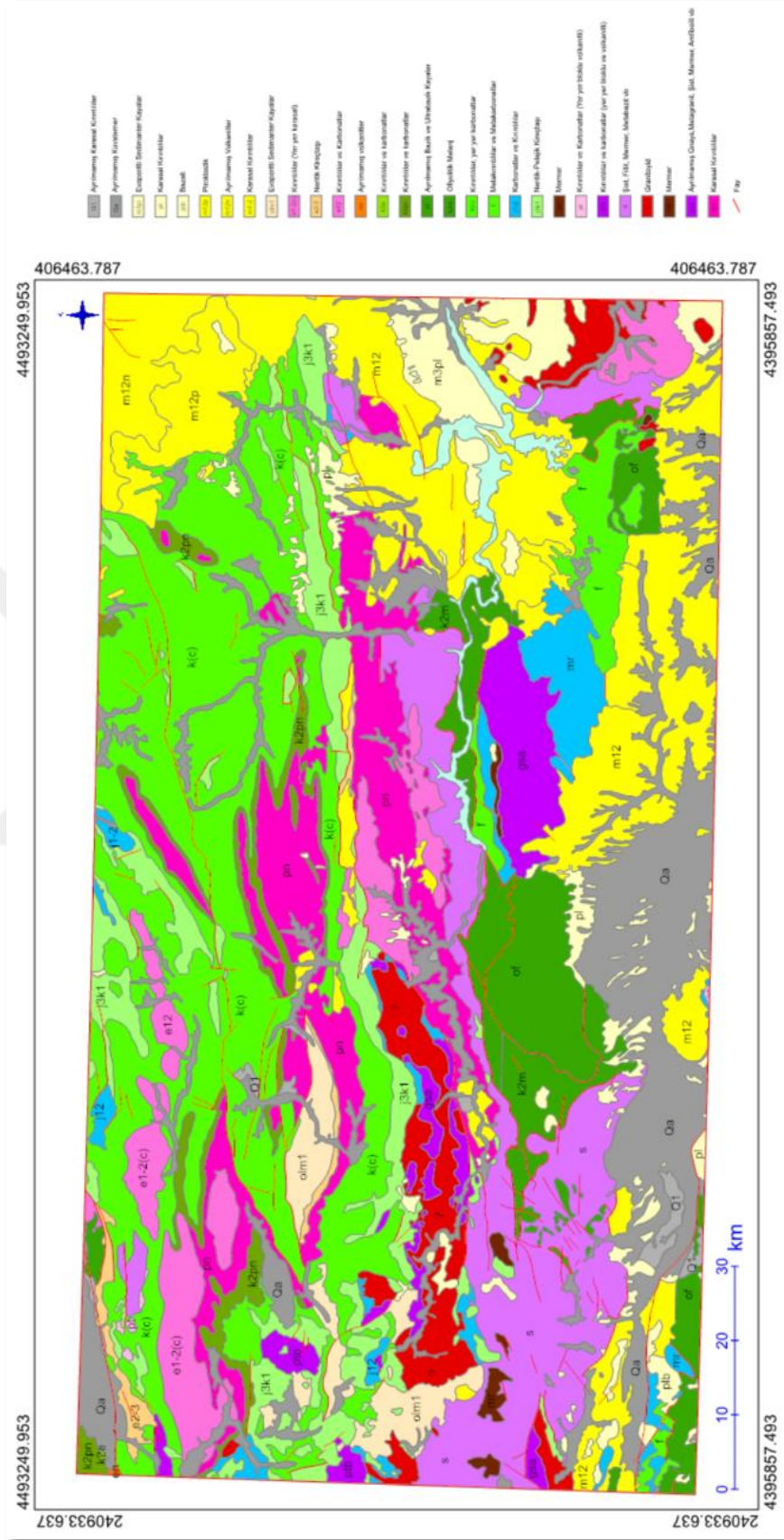
Eskişehir'in geniş alanlarında Tersiyer döneme ait kayaçlar bulunmaktadır. Bu dönemde gerçekleşen aktif volkanik faaliyetler sonucunda bazalt, andezit ve tüf gibi volkanik kayaçlar oluşmuştur. Aynı zamanda, bu dönemde gölsel çökeller ve konglomeralar da gelişmiştir. Tersiyer kayaçlarının varlığı, bölgedeki volkanizmanın etkisini ve gölsel sistemlerin jeolojik evrimini ortaya koymaktadır (Yılmaz ve diğerleri, 1995; Ercan, 1984).

Kuvaterner dönemi, Eskişehir'in güncel çökeltme süreçlerini temsil eder ve bu döneme ait birimler geniş bir alana yayılmıştır. Porsuk Nehri ve çevresinde yoğun olarak bulunan alüvyal çökeller ve yamaç molozları, bölgedeki aktif çökeltme alanlarını oluşturur. Bu genç birimler, bölgenin jeolojik evriminin en güncel halkasını temsil etmektedir (MTA, 2002; Dirik, 2001). Eskişehir'in jeolojisi hem eski hem de güncel

süreçlerin birleşimini yansıtarak zengin ve karmaşık bir yapıya sahiptir. Çalışma alanını gösteren jeoloji haritası ve stratigrafisi Akbaş, B.ve diğerlerinin yapmış olduğu haritadan sayısallaştırılmıştır (Şekil 3.2).



Şekil 3.1. Çalışma alanının yer bulduru haritası



Şekil 3.2. Çalışma alanını gösteren jeoloji haritası ve stratigrafisi (Akbaş, B.ve diğerleri, 2011)

Fay Hatları ve Tektonik Yapı

Eskişehir, aktif fay hatlarının etkisindedir. Batı Anadolu Fay Zonu ve Eskişehir Fay Zonu, bölgenin tektonik aktivitesini belirler ve bu durum bölgenin deprem potansiyelini artırır. Ayrıca, Eskişehir Fay Zonu boyunca sıcak su kaynaklarının bulunması, bölgedeki jeotermal potansiyelin de göstergesidir (Şengör, 1985; Emre ve diğerleri, 2011).

3.2. Jeomorfoloji

Eskişehir'in jeomorfolojik yapısı, bölgenin farklı jeolojik süreçlere maruz kalması nedeniyle oldukça çeşitlidir. Eskişehir Ovası, bölgenin en belirgin jeomorfolojik unsurlarından biridir ve Porsuk Nehri ile onun yan kollarının taşıdığı alüvyonların birikmesi sonucu oluşmuştur. Bu geniş alüvyal ova, tarım için verimli topraklara sahip olup, çevresindeki dağlık alanlardan gelen sedimanların taşınması ile sürekli beslenmektedir (MTA, 2002; Dirik, 2001). Özellikle Porsuk Nehri'nin batıdan doğuya doğru akışı, vadinin şekillenmesine ve alüvyal birikimlerin oluşmasına katkıda bulunur. Porsuk Vadisi boyunca görülen bu alüvyal düzlükler, nehrin yumuşak alüvyonlar üzerinde yarattığı aşınım ve birikim süreçlerinin bir sonucudur (Emre ve diğerleri, 2011).

Bölgenin jeomorfolojisine katkıda bulunan diğer önemli unsurlar ise dağlık ve yüksek alanlardır. Sündiken Dağları, Eskişehir'in kuzeybatısında yer alan ve kireçtaşı, mermer ve şist gibi metamorfik kayalardan oluşan bir dağlık alandır. Bu dağlar, özellikle yüksek rakımlı tepeleri ve ormanlık alanlarıyla dikkat çeker ve bölgenin topoğrafik çeşitliliğini artırır (Göncüoğlu ve diğerleri, 1997). Ayrıca, Murad Dağı ve Türkmen Dağı gibi diğer yüksek alanlar da volkanik ve metamorfik kayalardan oluşmakta olup, Eskişehir'in doğu ve güneydoğusunda yükselmektedir (Özgül, 1976). Bu yüksek alanlar hem bölgenin iklimsel özelliklerini etkiler hem de farklı jeolojik dönemlerdeki oluşum süreçlerine dair bilgi verir.

Eskişehir'in ana akarsuyu olan Porsuk Nehri, sadece bölgedeki su rejimini değil, aynı zamanda jeomorfolojik yapıyı da önemli ölçüde şekillendirir. Porsuk Nehri ve onun yan kolları tarafından oluşturulan vadiler, alüvyal süreçlerin yanı sıra aşınım ve birikim olaylarıyla sürekli değişim gösterir (Yılmaz, 1981). Bu vadiler boyunca görülen sulak alanlar ve alüvyon düzlükler, tarımsal faaliyetler için elverişli alanlar sağlar. Ayrıca, Porsuk Nehri'nin yan kolları tarafından oluşturulan küçük vadiler ve dere yatakları,

yağışa bağı olarak aktif veya kuru hale gelerek bölgenin jeomorfolojik çeşitliliğine katkıda bulunur (Ercan, 1984).

Eskişehir'in jeomorfolojik yapısında tektonik aktivitelerin de büyük bir rolü vardır. Bölge, Batı Anadolu Fay Zonu ve Eskişehir Fay Zonu gibi aktif fay hatlarının etkisi altındadır. Bu fay hatları, bölgenin tektonik olarak aktif olmasını sağlarken, çevredeki vadilerde asimetrik şekiller ve sıyrılma yüzeyleri gibi tektonik izlerin oluşmasına neden olur (Şengör, 1985; Emre ve diğerleri, 2011). Eskişehir Fay Zonu boyunca yer yer sıcak su kaynaklarının bulunması, bölgenin jeotermal potansiyeline de işaret eder. Tektonik hareketler, özellikle Eskişehir Ovası ve çevresindeki yüksek alanlarda farklı jeomorfolojik özelliklerin ortaya çıkmasına yol açmıştır ve bu hareketler bölgenin deprem riskini artırmaktadır (Şaroğlu ve diğerleri, 1992).

Bölgenin kuzey kesimlerinde kireçtaşı ve dolomit kayaçlarının varlığı, karstik yapılar oluşturur. Bu karstik oluşumlar, bölgedeki yer altı suyu akışını etkileyerek yeraltı su rezervuarlarının oluşmasına katkıda bulunur. Aynı zamanda dolinler ve mağaralar gibi yüzeyde gözlemlenen karstik yapılar, Eskişehir'in kuzey kesimlerinde tipik olarak görülür ve karstik erime süreçleriyle şekillenmiştir (Robertson, 2000).

Eskişehir'de Tersiyer döneme ait volkanik kayaçlar da geniş alanlara yayılmış durumdadır. Bu dönemde gerçekleşen volkanik aktiviteler sonucu tüf, andezit ve bazalt gibi kayaçlar oluşmuş ve bu kayaçlar zaman içinde aşınarak vadiler, sırtlar ve düzlükler meydana getirmiştir (Yılmaz ve diğerleri, 1995). Volkanik kayaçların aşınımı sonucu oluşan bu jeomorfolojik yapılar, Eskişehir'in jeolojik evrimi hakkında önemli bilgiler sunar.

3.3. İklim ve Bitki Örtüsü

Eskişehir, İç Anadolu Bölgesi'nde yer alması nedeniyle karasal iklim özellikleri göstermektedir. Bölgedeki karasal iklim, kış aylarında soğuk ve kar yağışlı, yaz aylarında ise sıcak ve kurak bir hava yaratır (Atalay, 2011). Eskişehir'de kış aylarında ortalama sıcaklıklar genellikle 0°C'nin altına düşerken, yaz aylarında sıcaklıklar 30°C'ye kadar çıkabilmektedir. Bu durum, bölgedeki nem oranını düşük tutar ve mevsimler arasında belirgin sıcaklık farklarının oluşmasına yol açar. Yağış miktarı ise yıl boyunca düzensizdir ve en çok ilkbahar aylarında görülmektedir. Yıllık ortalama yağış miktarı

yaklaşık 350-400 mm olup, bu değer İç Anadolu Bölgesi'nin genel iklim yapısıyla uyumludur (Erinç, 1965; Duman, 2003).

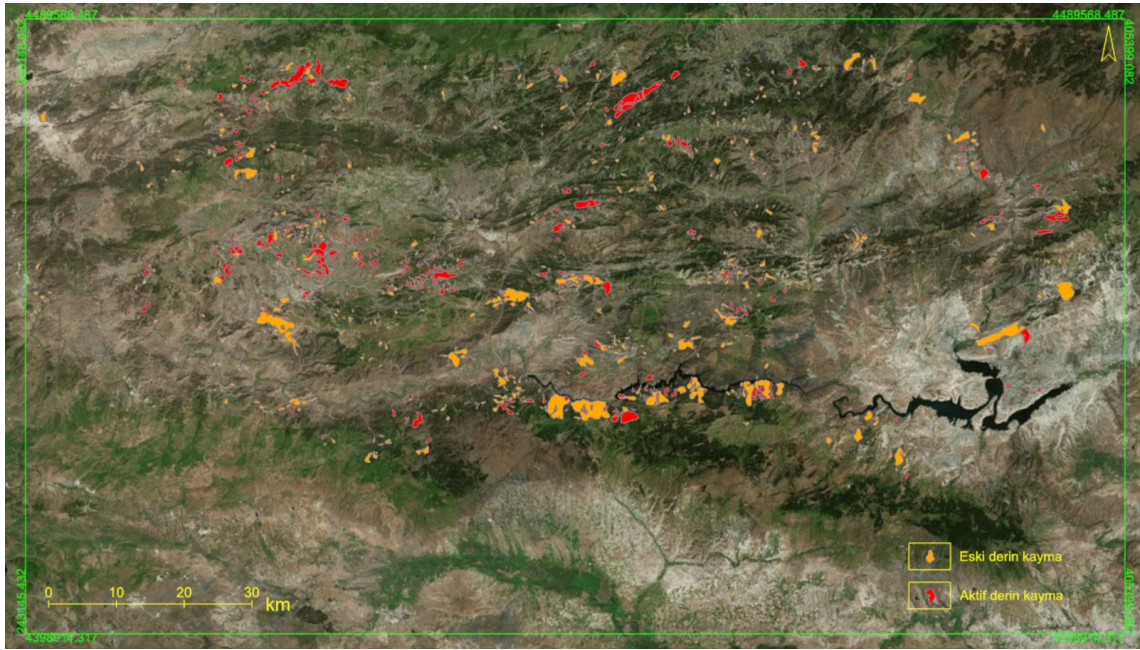
Eskişehir'in iklim özellikleri, bitki örtüsünün tür ve dağılımını da doğrudan etkilemektedir. Karasal iklimin hakim olduğu bu bölgede, bozkır bitki örtüsü yaygındır ve geniş düzlüklerde çeşitli otlar, çalılar ve kuraklığa dayanıklı bitkiler görülür (Atalay, 1994). Bozkır bitki örtüsü, düşük yağış ve yüksek sıcaklık farklarına uyum sağlamış olan otsu ve çalılık bitkilerden oluşur. Eskişehir çevresinde yaygın olarak görülen bozkır bitkileri arasında geven, yavşan otu ve kekik gibi türler bulunmaktadır (Çetik, 1982). Bu bitkiler, yılın büyük bölümünde kuraklığa dayanarak hayatta kalabilmekte ve düşük nem koşullarına uyum sağlayabilmektedir.

Bölgedeki bozkır bitki örtüsünün yanı sıra, yer yer ormanlık alanlar da bulunmaktadır. Özellikle Eskişehir'in kuzeybatısında yer alan Sündiken Dağları ve yüksek rakımlı alanlarda, karasal iklimin etkisi daha az hissedildiği için ormanlık alanlar gelişmiştir (MTA, 2002). Bu ormanlık alanlarda karaçam, meşe ve ardıç gibi ağaç türleri baskındır. Sündiken Dağları'nın yüksek kesimlerinde karasal iklimden daha serin ve nemli bir mikroklima oluştuğu için, bu bölgelerde orman örtüsünün sürekliliği sağlanmıştır (Göncüoğlu ve diğerleri, 1997). Ayrıca, bu dağlık alanlardaki ormanlık alanlar, bölgedeki bitki çeşitliliğini artırmakta ve Eskişehir'in genel bitki örtüsü kompozisyonuna önemli bir katkı sağlamaktadır.

Eskişehir'in akarsu vadileri ve çevresindeki alüvyal düzlüklerde ise, nemli ortamları seven bazı su kenarı bitkileri görülür. Porsuk Nehri ve onun yan kolları boyunca söğüt ve kavak gibi ağaç türleri ile sazlıklar yaygındır. Bu bitki örtüsü, su kenarına uyum sağlamış ve alüvyal topraklarda gelişmiş olan türlerden oluşur (Dirik, 2001). Nehir kenarındaki bu bitkiler, hem yerel ekosistem için önemli bir habitat sağlar hem de bölgenin genel bitki örtüsüne çeşitlilik katar. Bununla birlikte, Eskişehir çevresindeki insan faaliyetleri (tarım, şehirleşme vb.), doğal bitki örtüsünün tahrip olmasına neden olmuş ve bazı alanlarda yerli bitki örtüsü yerini kültür bitkilerine bırakmıştır (Ercan, 1984).

4. HEYELAN ENVANTERİ

Bu çalışmada, heyelanların analiz edilmesi ve modellenmesi sürecinde Duman ve diğerleri tarafından hazırlanan heyelan envanteri sayısallaştırılarak bu çalışmada referans olarak kullanılmıştır (Şekil 4.1). Bu envanter, coğrafi bilgi sistemleri (GIS) ve uzaktan algılama teknikleri kullanılarak detaylı şekilde hazırlanmış, geniş bir heyelan veri tabanı sunmaktadır. Kullanılan envanter, heyelanların dağılımı, büyüklüğü ve şekli gibi önemli parametreleri içermekte olup, bu parametreler yarı elipsoid ve eliptik paraboloid modellerine dayalı hacim hesaplamaları için uygun bir altlık oluşturmuştur.



Şekil 4.1. Çalışma alanı sınırlarındaki heyelanlar, 1/1.500.000 ölçekli Türkiye Heyelan Envanteri Haritası'ndan sayısallaştırılmıştır (Duman ve diğerleri, 2011).

4.1. Alos Palsar Hi-Res Terrain Corrected Verisi ve RRIM'in Üretilmesi

ALOS PALSAR (Advanced Land Observing Satellite-Phased Array type L-band Synthetic Aperture Radar), Japonya Uzay Araştırma Ajansı (JAXA) tarafından geliştirilen ve 2006 yılında fırlatılan ALOS uydusunda yer alan bir radar sensörüdür (JAXA, 2006). L-bandında çalışan PALSAR, bulut örtüsü ve hava koşullarından etkilenmeden yüksek çözünürlüklü (10 m'ye kadar) görüntüler sağlayarak, yüzey deformasyonlarının tespiti ve zaman serisi analizlerinde önemli avantajlar sunar (Rosenqvist ve diğerleri, 2007). Dual ve quad polarizasyon gibi veri modlarıyla çalışan bu sistem, toprak kaymaları, fay hatları ve erozyon gibi jeolojik süreçlerin izlenmesi, orman yönetimi, biyokütle ölçümü ve tarım gibi birçok alanda kullanılmaktadır (Wright ve diğerleri, 2001). İnterferometrik SAR (InSAR) yöntemleriyle, milimetre düzeyindeki

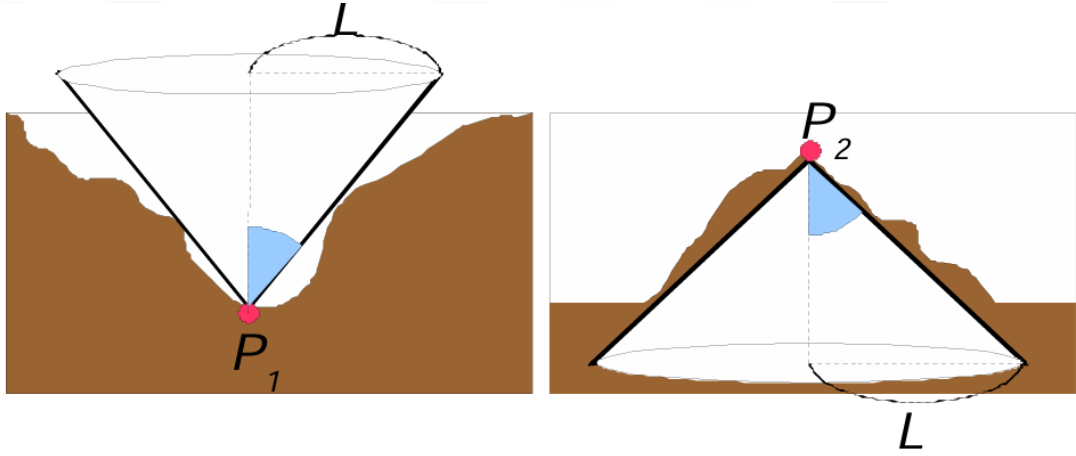
yüzey hareketleri hassasiyetle izlenebilir ve bu özellik, yamaç malzemelerinin stabilitesini inceleyen jeoloji mühendisleri için PALSAR'ı vazgeçilmez bir araç haline getirmektedir. PALSAR'ın çok yönlü kullanım olanakları, onu zorlu topoğrafik ve çevresel koşulların araştırılmasında ideal bir uzaktan algılama sistemi yapmaktadır.

Red Relief Image Map (RRIM), üç boyutlu arazi verilerinin görselleştirilmesi için geliştirilmiş yenilikçi bir yöntemdir. RRIM yöntemi, yüzey morfolojisinin detaylarını ortaya koymak için topoğrafik eğim, pozitif openness (konvekslik) ve negatif openness (konkavlık) parametrelerini birleştirir. Bu yöntem, özellikle ALOS PALSAR Hi-Res Terrain Corrected (RTC) gibi yüksek çözünürlüklü radar tabanlı verilere dayalı dijital yükseklik modelleri (DEM) ile etkili bir şekilde kullanılmaktadır (Chiba ve diğerleri, 2008).

RRIM üretim süreci, çalışma sahasının belirlenmesi ve verilerin işlenmesiyle başlar. İlk adımda, ALOS PALSAR RTC verisi QGIS ortamında açılır ve çalışma alanı sınırları Google Earth veya benzeri bir yazılım kullanılarak tanımlanır. Daha sonra, bu sınırlar uygun projeksiyon ve datum bilgileriyle .shp formatında vektör dosyası olarak kaydedilir (Chiba ve diğerleri, 2008). Çalışma alanına odaklanmak amacıyla raster veri, belirtilen sınırlarla kesilir ve analiz için hazır hale getirilir.

Openness, bir yüzeyin topoğrafik baskınlık veya kapalılık derecesini ifade eden bir morfometrik parametredir ve arazi modellerinden (DEM) türetilir (Yokoyama ve diğerleri, 1999, 2002). Bu parametre, bir yüzeyin reliefi ile yatay mesafe arasındaki açısal ilişkiyi ölçerek, pozitif (dışbükey alanlar) ve negatif (içbükey alanlar) olmak üzere iki ayrı bileşene ayrılır. Pozitif openness değerleri, yüzeyin çevresine göre baskın ve açık olduğu alanları gösterirken, negatif openness değerleri daha kapalı ve çevrelenmiş alanları temsil eder (Yokoyama ve diğerleri, 1999). Bu hesaplama, bir merkez noktasından sekiz farklı azimutta ölçülen zenit ve nadir açıların ortalamasına dayanır ve yüzey özelliklerinin hem ince hem de geniş ölçekli analizine olanak tanır (Yoshida ve diğerleri, 1999; Yokoyama ve diğerleri, 2002). Özellikle eğim gibi diğer morfometrik parametrelerle birleştirildiğinde, openness erozyonel ve birikimsel süreçlerin yanı sıra volkanik yapıların sınıflandırılmasında etkili bir araç olarak kullanılmıştır (Yoshida ve diğerleri, 2000). Ayrıca, bu parametre geleneksel yöntemlere kıyasla yüzey özelliklerini daha kapsamlı şekilde temsil edebilmesiyle öne çıkar ve topoğrafik süreçlerin genetik analizinde önemli bir rol oynar (Prima ve diğerleri, 2006).

Openness parametreleri, yüzeyin konveksliğini ve konkavlığını ifade eden temel göstergelerdir. Pozitif openness, sırtlar ve tepeler gibi yükselteleri, negatif openness ise vadiler ve çöküntüleri temsil eder. Bu parametreler, SAGA GIS kullanılarak hesaplanır ve elde edilen grid verileri daha sonra GeoTIFF formatında kaydedilir (Yokoyama ve diğerleri, 2002; Chiba ve diğerleri, 2008). Pozitif ve negatif openness kavramlarını açıklamak için Şekil 4.1'de gösterildiği gibi bir DEM üzerinde iki farklı noktanın radyal hesaplama limitleri temel alınır. Bu parametreler, yüzey konvekslik ve konkavlığını hesaplayarak yüzey geometrisini daha etkili bir şekilde görselleştirir. Bu gridlerden faydalanarak differential openness hesaplanır. Bu işlem, pozitif ve negatif openness arasındaki farkın yarısının alınmasıyla gerçekleştirilir:



Şekil 4.2. Pozitif ve negatif openness parametrelerinin kavramsal diyagramı (Chiba ve diğerleri, 2008)

Pozitif openness yüzeyin konvekslik özelliklerini (sırtlar ve tepeler gibi), negatif openness ise konkavlık özelliklerini (vadiler ve çöküntüler gibi) ifade eder. "L" parametresi, hesaplama için kullanılan radyal limitleri temsil etmektedir.

$$\text{Differential Openness} = \frac{\text{Pozitif Openness} - \text{Negatif Openness}}{2} \quad (2.14)$$

Denklem 2.14, QGIS'te "Raster Calculator" aracı kullanılarak yapılır ve elde edilen grid dosyası RRIM üretiminde temel bileşenlerden biri olarak kullanılmaktadır (Chiba ve diğerleri, 2008).

RRIM üretiminde, yüzey eğimi ve gölgelik (hillshade) gibi topografik özellikler de önemli bir rol oynar. QGIS'te "Raster Terrain Analysis>Slope" aracı ile eğim grid dosyası oluşturulur ve yüzey eğimleri görselleştirilir. Aynı zamanda "Hillshade" aracı, azimut

315° ve dikey açı 45° parametreleriyle gölgelik hesaplamaları yapar ve yüzey detaylarının daha iyi anlaşılmasını sağlamaktadır (Chiba ve diğerleri, 2008).

Son olarak, tüm bu katmanlar birleştirilerek RRIM haritası oluşturulur. Topografik eğim kırmızı bir renk katmanı ile görselleştirilirken, differential openness gri tonlarda ifade edilir. Hillshade ve openness katmanlarının uygun semboloji ve parlaklık ayarlarıyla birleştirilmesi, yüzey morfolojisinin detaylarını belirginleştiren bir RRIM haritasının ortaya çıkmasını sağlar. Bu yöntem, gölge yönü bağımlılığını ortadan kaldırır ve geniş ölçekli topografik detayları ince yüzey yapılarıyla birlikte sunmaktadır (Chiba ve diğerleri, 2008; Yokoyama ve diğerleri, 2002).

RRIM yöntemi, doğal afet analizi, arazi yönetimi ve çevresel planlama gibi birçok alanda etkili bir araçtır. Bu yöntem, yalnızca büyük ölçekli arazi özelliklerini değil, aynı zamanda ince yüzey yapılarını da başarılı bir şekilde görselleştirir ve analitik çalışmalara katkı sunmaktadır (Chiba ve diğerleri, 2008).

4.2. Heyelanların Karakterize Edilmesi (RRIM ve Google Earth Kullanılarak ve Kısa Süreli Arazi Çalışması ile)

Heyelanların karakterize edilmesi, jeolojik, morfolojik ve çevresel faktörlerin detaylı analizini gerektiren karmaşık bir süreçtir. Bu çalışmada heyelanların detaylı incelenmesi için Red Relief Image Maps (RRIM), Google Earth Pro verileri ve kısa süreli arazi çalışmaları bir arada kullanılmıştır. Ayrıca, ALOS PALSAR L-Band radar verileri üzerinden analizler yapılmış ve heyelan alanlarının karakterizasyonuna katkı sağlamıştır.

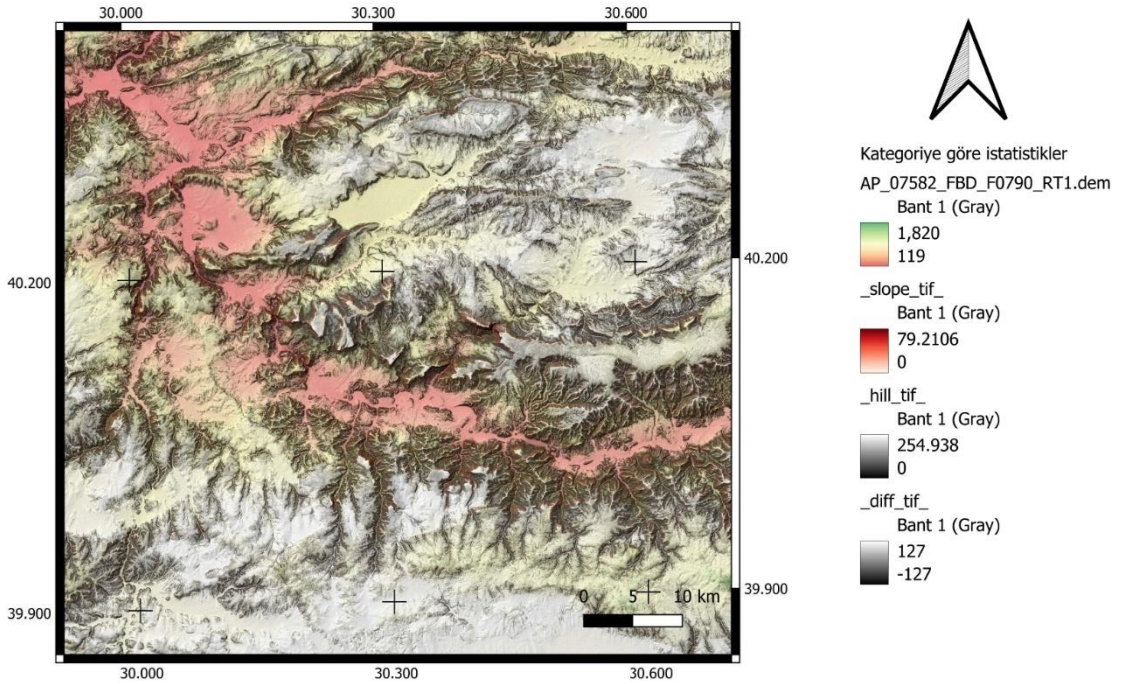
Bu çalışmada analiz edilen üç farklı veri setinin özellikleri aşağıda özetlenmiştir:

Tablo 4.1. ALOS PALSAR verilerine ait özellikler

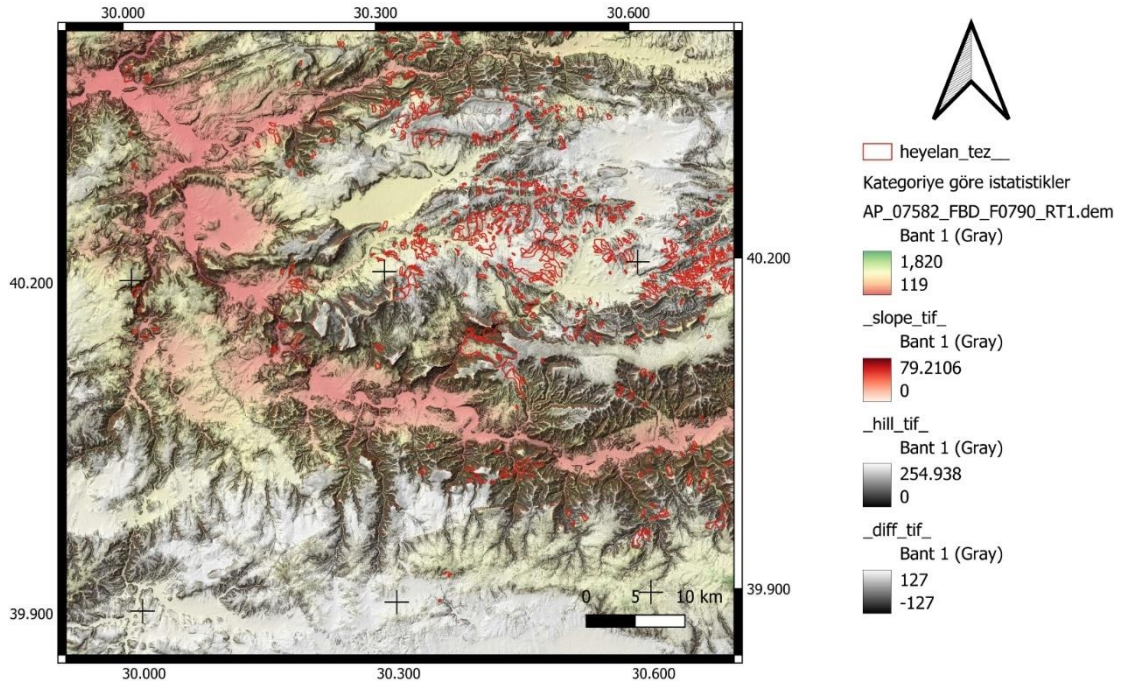
Veri Seti No	Tarih	Saat	File Type	Polarizasyon	Uçuş Yönü	Koordinat
ALPSRP077570790	9 Temmuz 2007	20:20:07	Hi-Res Terrain Corrected	HH+HV	Ascending	317471.7500,4407389.5000 395746.7500,4475939.5000
ALPSRP075820790	27 Haziran 2007	20:24:26	Hi-Res Terrain Corrected	HH+HV	Ascending	735398.8125,4409618.5000 817148.8125,4481443.5000
ALPSRP120310790	27 Nisan 2008	20:19:32	Hi-Res Terrain Corrected	HH+HV	Ascending	275255.5000,4408863.2500 353955.5000,4476875.7500

Bu çalışmada kullanılan üç ALOS PALSAR görüntüsü, yanyana ve bitişik alanları kapsayacak şekilde seçilmiş olup L-Band radar verisi kullanılarak elde edilmiştir. Görüntüler, Hi-Res Terrain Corrected (Yüksek Çözünürlüklü Arazi Düzeltmesi Uygulanmış) özelliğe sahiptir. Bu özellik, yeryüzü topoğrafyasına bağlı geometrik bozulmaların düzeltilmesini sağlayarak, heyelan gibi yüzey deformasyonlarının daha doğru ve güvenilir bir şekilde analiz edilmesine olanak tanır.

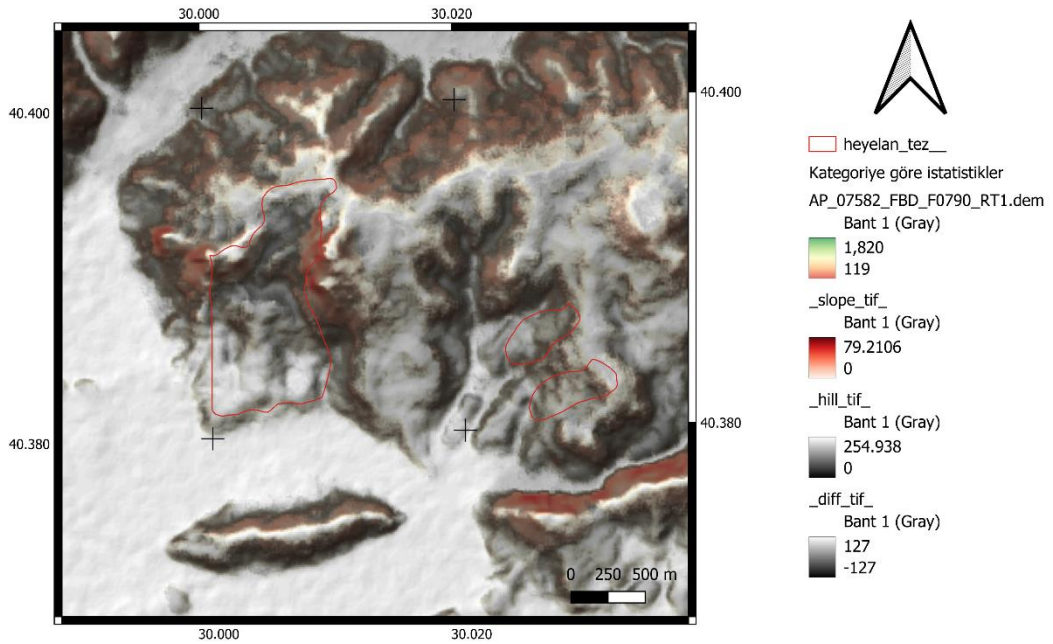
Görüntülerde, HH+HV polarizasyonu kullanılmıştır. Bu polarizasyon, radar sinyalinin yatay gönderilip hem yatay (HH) hem de dikey (HV) yansıma bileşenlerinin algılanmasını sağlar ve bu sayede yüzey özelliklerinin detaylı olarak incelenmesi mümkün olur. Yüksek çözünürlüklü ve geometrik düzeltmeli bu veriler, özellikle bitki örtüsünün yoğun olduğu bölgelerde bile heyelan karakterizasyonu ve yanal yayılımın tespiti için oldukça elverişlidir. Şekil 4.3'te, "ALPSRP075820790" numaralı ALOS PALSAR verisi kullanılarak oluşturulan Red Relief Image Map (RRIM) gösterilmektedir.



Şekil 4.3. "ALPSRP075820790" numaralı ALOS PALSAR verisi kullanılarak elde edilen Red Relief Image Map (RRIM)



Şekil 4.4. “ALPSRP075820790” numaralı ALOS PALSAR verisi kullanılarak elde edilen Red Relief Image Map (RRIM) üzerinde heyelan envanterinin gösterimi



Şekil 4.5. “ALPSRP075820790” numaralı ALOS PALSAR verisi kullanılarak elde edilen Red Relief Image Map (RRIM) üzerinde heyelan envanterine ait bir örnek

Yukarıda verilen haritalar, heyelan süreçlerinin analizinde kullanılabilen önemli bir veri kaynağı olan ALOS PALSAR tabanlı Red Relief Image Map (RRIM) görüntülerini temsil etmektedir. RRIM görüntüleri, arazi morfolojisini detaylı bir şekilde analiz etme imkanı sunarak heyelanların karakterizasyonu için kritik bilgiler sağlar.

Haritalarda yüksek eğim ve topoğrafik farklılıkların yoğun olduğu alanlar, heyelanların başlangıç bölgelerini işaret etmektedir. Bu alanların yayılım yönleri, eğim analizleri ve kabartma katmanları üzerinden takip edilebilir. Özellikle yoğun kırmızı alanların eğim ve tepe analizleriyle birleşimi, heyelanların potansiyel enerji yönünü ve yayılma doğrultusunu ortaya koymaktadır.

ALOS PALSAR tabanlı RRIM görüntüleri, heyelan süreçlerini karakterize etmek için güçlü bir araçtır. Bu görüntüler, heyelan başlangıç alanlarının belirlenmesi, yayılım yönlerinin izlenmesi, yüzey deformasyonlarının değerlendirilmesi ve risk yönetimi stratejilerinin geliştirilmesi açısından kritik bilgiler sağlamaktadır.

4.3. Tanımlanan Farklı Sınıflar İçin Kayma Derinliği Değerlerinin Farklı Görgül Eşitlikler ile Hesaplanması

Larsen (2010) çalışmasına göre toprak kaymalarında hacim (V) tahmini, yüzey alanı (Ah) ve hacim arasındaki ilişkiyi açıklayan bir kuvvet yasası ile modellenmiştir. Bu model, yüzey alanının yatay projeksiyonu (Ah) üzerinden hacim tahmini yapar ve şu şekilde ifade edilir:

$$V = k \cdot Ah^\alpha \quad (2.15)$$

Denklem 2.15'te:

- k: Çeşitli coğrafi ve jeolojik özelliklere bağlı bir katsayıdır.
- α : Güç yasası üssüdür ve farklı toprak kayması türlerine bağlı olarak değişir.

Larsen (2010), bu ilişkinin toprak kaymalarının türlerine göre farklılık gösterdiğini ortaya koymuştur:

Tablo 4.2. Farklı yazarlar tarafından belirlenen sabitlerden yüzey alanı-hacim kuvvet yasası (Guzzetti ve diğerleri, 2009'dan uyarlanmıştır).

Kaynaklar	Tür	α	k	Toprak Kayması Sayısı	Düşük Değer Ah [m ²]	Yüksek Değer Ah [m ²]
Abele (1974; Guzzetti ve diğerleri, 2009)	Avrupa Alpleri'nde derin toprak kaymaları (> 0.2 km ²)	1.307	0.242	63	2.0E+05	6.0E+07
Guthrie ve Evans (2004)	Vancouver Adası, BC, Kanada'da sığ toprak kaymaları	1.091	0.155	124	7.0E+02	1.2E+05
Guzzetti ve diğerleri (2008)	Üst Tiber Nehri Havzası, İtalya	1.432	0.084	539	2.0E+00	1.0E+09
Guzzetti ve diğerleri (2009)	Dünya Sentezi	1.450	0.074	677	2.0E+00	1.0E+09
Haflidason ve diğerleri (2005; Guzzetti ve diğerleri, 2009)	Norveç kıyısındaki denizaltı heyelanları	1.047	12.273	65	3.0E+05	3.9E+10
Hovius ve diğerleri (1997)	Yeni Zelanda, Güney Alpleri	1.500	0.050	4984	4.0E+02	1.0E+05
Imaizumi ve Sidle (2007)	Küçük Japon Havzasında toprak kaymaları	1.310	0.390	51	1.0E+01	1.0E+04
Korup (2006.1)	Yeni Zelanda, Güneybatı, > 0.02 km ²	2.450	1.995E-08	34	2.0E+04	2.0E+07
Martin ve diğerleri (2002; Guzzetti ve diğerleri, 2009)	BC, Kanada'da sığ toprak kaymaları	1.036	0.880	615	2.0E+02	5.2E+04
Rice ve diğerleri (1969)	Kaliforniya, ABD'de sığ toprak kaymaları	1.110	0.234	29	2.1E+00	2.0E+02
Simonett (1967; Guzzetti ve diğerleri, 2009)	Yeni Gine'deki toprak kaymaları	1.368	0.148	207	2.3E+00	1.9E+05
ten Brink ve diğerleri (2006a, 2006b)	Denizaltı heyelanları	1.292	4.655	201	5.0E+05	2.0E+08
Whitehouse (1983; Guzzetti ve diğerleri, 2009)	Merkez Güney Alpleri'nde derin toprak kaymaları	1.250	0.769	45	5.0E+04	3.9E+06
Larsen ve diğerleri (2010)	Kaya kaymaları	1.350	0.482	604	1.0E+05	1.0E+09
Larsen ve diğerleri (2010)	Toprak kaymaları	1.145	0.644	1614	1.0E+00	1.0E+05
Tseng ve diğerleri (2013)	Tayfun Marakot heyelanı (DTM farkı)	1.242	0.452	371	1.0E+02	2.0E+05

- **Kaya kaymaları** için $\alpha=1.35$ ve $k=0.482$ değerleri kullanılmıştır.
- **Toprak kaymaları** için ise $\alpha=1.145$ ve $k=0.644$ olarak belirlenmiştir.

Bu bulgular, farklı büyüklüklerdeki ve özelliklerdeki toprak kaymalarının hacim tahminlerinin daha hassas bir şekilde yapılmasına olanak tanır. Larsen (2010) çalışmasında özellikle sığ toprak kaymalarında α değerinin daha düşük olduğu vurgulanmıştır, bu da yüzey alanının daha büyük bir etkiye sahip olduğunu gösterir.

Ayrıca, bu model, farklı büyüklükteki toprak kaymaları arasında hacim tahminlerinin karşılaştırılabilirliğini artırmak için önemli bir araçtır.

Heyelan yüzeylerinin hacim ve kayma derinliğinin hesaplanması, yer yüzü geometrisi ve kayma mekanizmasına dayalı basit geometrik modellerden karmaşık sayısal yaklaşımlara kadar değişen yöntemlerle gerçekleştirilmektedir. Bu çalışma, yarı elipsoid veya eliptik paraboloid şeklindeki kayma yüzeyleri temel alan hesaplama yaklaşımlarının uygulanmasını ve bunlara ilişkin örnekleri sunmaktadır.

Klasik olarak önerilen yöntem, yenilme için yarı elipsoid bir şekil (düzlemsel bir topografik yüzey varsayar) varsaymaktır:

$$V_{re} = \frac{1}{6} \pi \times Dr \times w \times Lr = \frac{2}{3} As \times Dr = \frac{2}{3} As \times Dr = \frac{2}{3} As \times Dr = \frac{2}{3} \frac{Ah}{\cos\beta} \times Dr \approx \frac{2}{3} Ah \times zmax = \frac{1}{6} \pi \times w \times Lrh \times zmax \quad (2.16)$$

Denklem (2.16)'da w, Lr ve As sırasıyla eğim boyunca kırığın genişliği (yataya yakın olduğu varsayılır), uzunluğu ve yüzey alanıdır; Dr eğime dik derinlik ve β ortalama eğim açısıdır.

Yarı elipsoid neredeyse dikey sınırlara sahip olduğundan, Denklem (2.17)'de verilen eliptik paraboloidlerle değiştirilebilir:

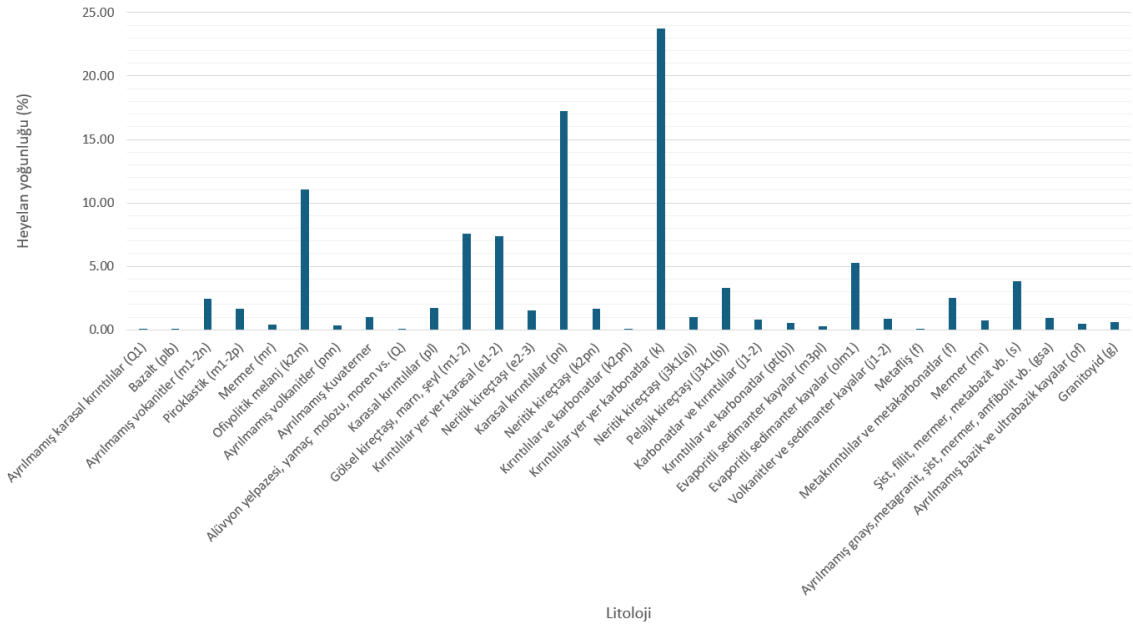
$$V_{ep} = \frac{1}{8} \pi \times w \times Lr \times Dr = \frac{1}{2} As \times Dr = \frac{1}{2} \frac{Ah}{\cos\beta} \times Dr \approx \frac{1}{2} Ah \times zmax = \frac{1}{6} \pi \times w \times Lr \times zmax \quad (2.17)$$

Yarı elipsoid veya eliptik paraboloid kayma yüzeyleri, çoğu kez yerel topografyanın ve kaymanın basitleştirilmiş geometrik temsilleri olarak kullanılır. Bu yöntemler, yatay yüzey alanı (Ah), maksimum kayma derinliği (Dr) ve kayma üzerindeki çeşitli parametrelerin ölçülmesi veya tahmin edilmesiyle hacim hesaplamaları yapar (WP/WLI, 1990; Cruden ve Varnes, 1996).

Yarı elipsoid ve eliptik paraboloid kayma yüzeyi şekilleri, heyelan hacminin tahmini ve kayma derinliğinin belirlenmesi için etkin yaklaşımlar sunmaktadır. Bu yöntemler, yerel topografyanın geometrisine dayalı olarak çeşitlendirilmiş hesaplama modelleriyle zenginleştirilebilir. Özellikle GIS teknolojilerinin entegrasyonu, bu yöntemlerin uygulama potansiyelini artırmaktadır.

Her iki yöntemde de geometrik varsayımlar nedeniyle sonuçlar farklılık gösterebilir. Yarı elipsoid yöntemi, genellikle daha düşük hacim tahmini verirken eliptik paraboloid yöntemi daha yüksek bir tahmin sağlayabilir. Hangi yöntemin seçileceği, arazinin özelliklerine ve elde edilen veri türüne bağlıdır.

Bu yöntemler, basit geometrik varsayımlarla hızlı ve etkili bir şekilde kayma hacmi ve derinliği tahmini yapmak için kullanılabilir. Ancak kesin sonuçlar için saha verileri ile doğrulama önemlidir.

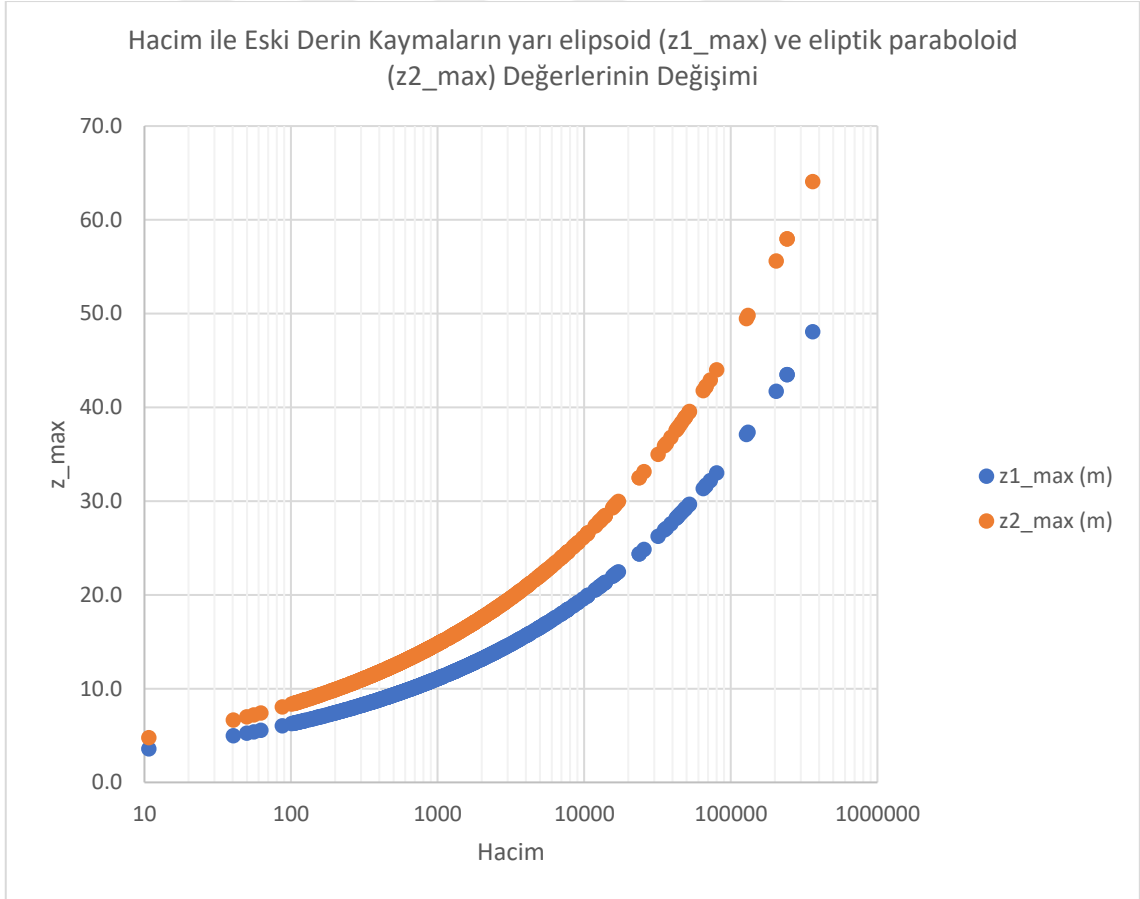


Şekil 4.6. Farklı litolojik birimlerin heyelan yoğunluklarının dağılımı (%)

Şekil 4.6'da farklı litolojik birimlerin heyelan yoğunlukları (%) gösterilmektedir. Bazı litolojiler, diğerlerine kıyasla belirgin şekilde daha yüksek heyelan yoğunluklarına sahiptir. Örneğin, "Kırıntılılar yer yer karbonatlar" birimleri %23,75 ile en yüksek heyelan yoğunluğuna sahipken, "Ayrılmamış karasal kırıntılılar" gibi bazı birimler oldukça düşük oranlar göstermektedir.

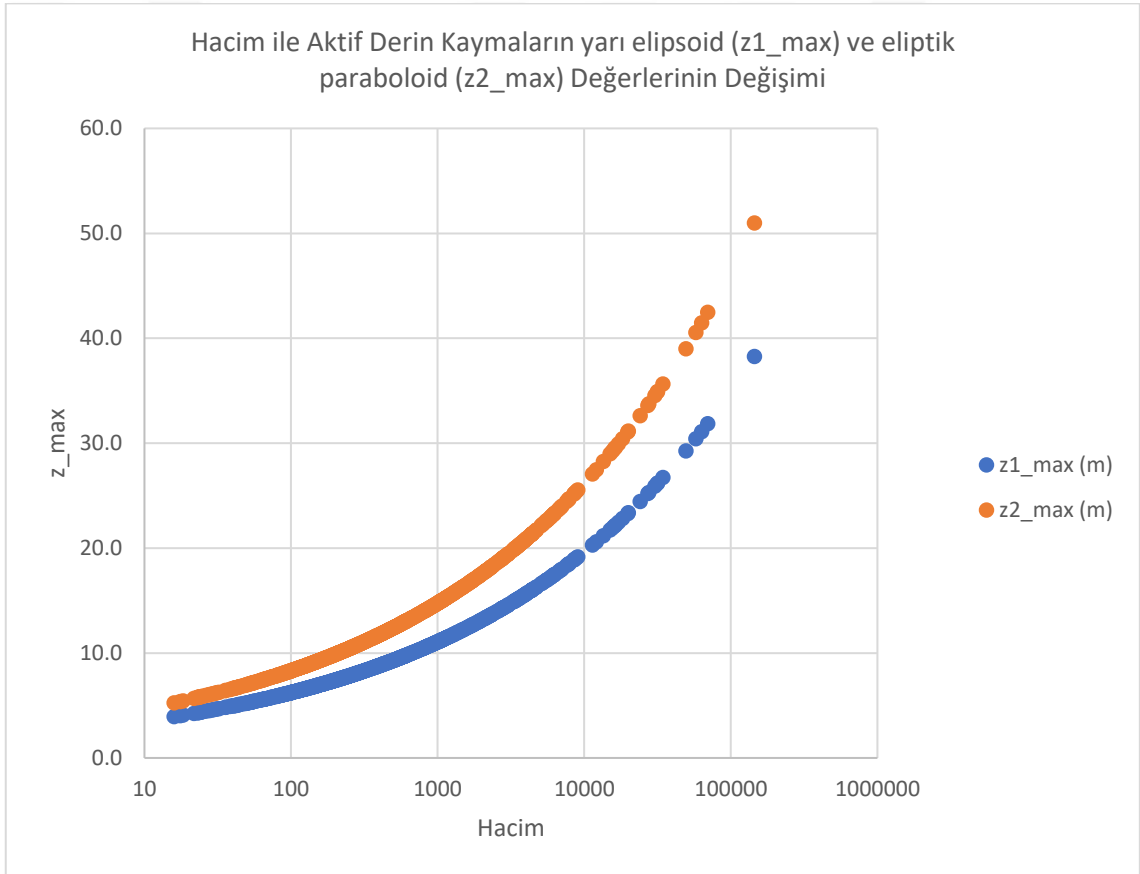
4.4. Farklı Yöntemler ile Belirlenen Kayma Derinliği Değerlerinin Karşılaştırılması

Eski derin kaymalar için hacim ile z_{max} değerlerinin değişimini gösteren grafikte, hem yarı elipsoid ($z1_{max}$) hem de eliptik paraboloid ($z2_{max}$) yöntemlerinin tahmin ettiği maksimum derinliklerin, heyelan hacmiyle genel bir artış trendi gösterdiği gözlemlenmektedir. Ancak, eliptik paraboloid yöntemiyle ($z2_{max}$) elde edilen değerlerin, yarı elipsoid yöntemiyle bulunan değerlere göre sistematik olarak daha yüksek olduğu dikkat çekmektedir. Bu durum, eliptik paraboloid modelin, genellikle daha geniş ve derin heyelan geometrilerine uygun olduğunu ve bu nedenle daha büyük maksimum derinlik değerleri tahmin ettiğini göstermektedir. Özellikle büyük hacimli heyelanlarda ($Hacim > 20,000,000 \text{ m}^3$), eliptik paraboloid ($z2_{max}$) değerlerinin yarı elipsoid ($z1_{max}$) değerlerinden daha belirgin bir şekilde ayrıştığı görülmektedir. Bu, eliptik paraboloid modelin, daha kompleks heyelan formlarını daha iyi temsil edebildiği şeklinde yorumlanabilir.



Şekil 4.7. Hacim ile eski derin kaymaların yarı elipsoid ($z1_{max}$) ve eliptik paraboloid ($z2_{max}$) değerlerinin değişimi

Aktif derin kaymalar için elde edilen grafikte, benzer bir eğilim gözlemlenmekle birlikte hem yarı elipsoid hem de eliptik paraboloid yöntemlerinin tahmin ettiği z_{max} değerlerinin daha düşük hacimlerde bile hızlı bir şekilde arttığı görülmektedir. Bu artış, Aktif derin kaymaların daha dinamik ve yeni oluşumlar olması nedeniyle genellikle daha dik profillere sahip olması ile açıklanabilir. Ayrıca, eliptik paraboloid (z_{2max}) değerlerinin yine yarı elipsoid (z_{1max}) değerlerinden sistematik olarak daha yüksek olduğu gözlemlenmektedir. Ancak aktif derin kaymalarda, eski deri kaymalara kıyasla bu fark daha az belirgin olup, her iki yöntemin de benzer sonuçlara yakınsadığı görülmektedir. Bu durum, aktif derin kaymaların geometrik olarak daha tutarlı ve basit şekillerde modellenebilmesi ile ilişkilendirilebilir.



Şekil 4.8. Hacim ile aktif derin kaymaların yarı elipsoid (z_{1max}) ve eliptik paraboloid (z_{2max}) değerlerinin değişimi

Her iki grafikde yarı elipsoid ve eliptik paraboloid yöntemlerinin heyelan derinlik tahminlerindeki farklılıkları ortaya koymaktadır. Eliptik paraboloid yöntemi, genellikle daha büyük hacimli ve karmaşık geometrilere sahip heyelanlar için daha büyük derinlik tahminleri yaparken, yarı elipsoid yöntemi daha güvenli bir yaklaşım sunmaktadır. Aktif derin kaymalarda iki yöntemin sonuçlarının birbirine daha yakın olması, bu tür heyelanların daha genç ve yüzey şekillerinin daha keskin olması nedeniyle geometrik temsillerinin daha az karmaşık olmasından kaynaklanabilir.

Sonuç olarak, yarı elipsoid yöntemi daha basit heyelan şekilleri için uygun bir model sunarken, eliptik paraboloid yöntemi daha karmaşık ve geniş geometriler için daha iyi sonuçlar sağlayabilir. Her iki yöntem de heyelan hacmi ile maksimum derinlik arasındaki ilişkiyi tanımlamakta etkili olmakla birlikte, kullanılacak yöntemin seçiminde heyelan türü (aktif veya eski) ve geometrik özellikleri dikkate alınmalıdır. Bu analiz, farklı yöntemlerin heyelan parametrelerinin hesaplanmasındaki etkisini anlamak için önemli bir değerlendirme sunmaktadır.

5. İSTATİSTİKSEL VE OLASILIKSAL DEĞERLENDİRMELER

5.1. Heyelan Alan Değerlerinin Olasılık Dağılımlarının İncelenmesi

Heyelanların boyutlarının istatistiksel dağılımlarla modellenmesi, heyelan tehlike ve risk analizinde önemli bir yer tutmaktadır. Bu doğrultuda, R programlama dili, heyelan büyüklük dağılımlarının istatistiksel analizi ve modellenmesi için güçlü bir araç sunmaktadır. R, kullanıcıların farklı istatistiksel yöntemleri ve olasılık yoğunluk fonksiyonlarını kullanarak heyelan verilerini analiz etmelerine olanak tanımaktadır. Özellikle, Double Pareto Dağılımı ve Inverse Gamma Dağılımı, literatürde heyelan büyüklüklerini modellemek için öne çıkan iki temel dağılımdır.

Heyelan büyüklük dağılımlarını modellemek için literatürde iki temel olasılık yoğunluk fonksiyonu öne çıkmaktadır: Double Pareto Dağılımı ve Inverse Gamma Dağılımı. Double Pareto Dağılımı, orta ve büyük boyutlu heyelanların sağ kuyruğunu ters güç yasası ile açıklamak için kullanılır (Stark ve Hovius, 2001). Inverse Gamma Dağılımı ise küçük boyutlu heyelanların sol kuyruğunu modellemek için tasarlanmıştır ve rollover (dönüşüm) etkisini de içermektedir (Malamud ve diğerleri, 2004). Double Pareto, küçük heyelanları güç yasası eğilimiyle modellerken, Inverse Gamma üstel bir rollover etkisiyle bu bölgeyi tanımlar. Her iki model, heyelanların büyüklük ve frekans dağılımlarını etkili bir şekilde temsil etmektedir.

R programlama dili ile bu modeller, heyelan verilerinin istatistiksel analizi ve model parametrelerinin tahmini için uygulanabilir. R, kullanıcıların çeşitli olasılık dağılımlarını tanımlamasına, verilerini bu dağılımlarla eşleştirmesine ve model uyumunu değerlendirmesine olanak tanır. Özellikle, Histogram Yoğunluk Tahmini (HDE), Kernel Yoğunluk Tahmini (KDE) ve Maksimum Olabilirlik Tahmini (MLE) yöntemleri, R'de sıkça kullanılan tekniklerdir. Bu yöntemlerle, heyelan verilerinin büyüklük dağılımlarını analiz etmek ve parametre tahmini yapmak mümkündür.

Bu çalışmada, Eskişehir Kuzeyi, Orta Sakarya Havzası'ndaki heyelan verileri, R programlama dili ile analiz edilmiş ve literatürde önerilen modellerin uygulanabilirliği test edilmiştir. Analizler sonucunda elde edilen rollover değerleri, MTA heyelan haritasındaki haritalanabilir heyelan büyüklükleri ile uyum göstermiştir. Bu durum, R ile yapılan analizlerin, teorik modellerin saha verileriyle uyumluluğunu ortaya koyduğunu ve bölgesel jeomorfolojik süreçlerin anlaşılmasında önemli bir araç olduğunu göstermektedir.

Sonuç olarak, R programlama dili, heyelan büyüklük dağılımlarını modellemek ve analiz etmek için esnek ve güçlü bir çerçeve sunmaktadır. Literatürde yaygın olarak kullanılan Double Pareto ve Inverse Gamma modelleri, R kullanılarak kolayca uygulanabilir ve bu yöntemler, heyelan tehlike ve risk analizlerinde önemli katkılar sağlamaktadır. Bu çalışma, R'in istatistiksel yeteneklerini kullanarak heyelan büyüklük dağılımlarının modellenmesinde hem bilimsel literatüre hem de saha uygulamalarına değerli bir katkı sunmaktadır.

5.1.1. Double pareto dağılımı

Double Pareto dağılımı, doğal olayların büyüklüklerinin, özellikle de toprak kaymalarının büyüklük dağılımlarının istatistiksel olarak modellenmesinde kullanılan güçlü bir olasılık dağılımıdır. Bu dağılım, büyüklük dağılımlarının sağ kuyruğunu ters bir kuvvet yasası ile modelleyerek büyük olayların frekansını başarılı bir şekilde tahmin edebilir (Stark ve Hovius, 2001).

Double Pareto dağılımı, iki farklı matematiksel form ile ifade edilebilir:

5.1.1.1. Basitleştirilmiş double pareto (DPS):

$$pdf(x|\alpha, \beta, t) = \left[\frac{\beta(t^\alpha)}{\left(1 + \left(\frac{x}{t}\right)^{-\alpha}\right)^{\left(1 + \left(\frac{\beta}{\alpha}\right)\right)} (x^{\alpha+1})} \right] \quad (2.18)$$

Denklem (2.18)'de:

- α : Sağ kuyruktaki ters kuvvet yasasının üslusunu kontrol eder.
- β : Sol kuyruktaki doğrusal kuvvet yasasının eğimini belirler.
- t : Maksimum olasılığın görüldüğü "rollover" konumunu ifade eder.

5.1.1.2. Double pareto (DP):

$$pdf(x|\alpha, \beta, t, c, m) = \left[\frac{\beta}{t} \left(1 - \left(\frac{1 + \left(\frac{m}{t}\right)^{-\alpha}}{1 + \left(\frac{c}{t}\right)^{-\alpha}} \right)^{\frac{\beta}{\alpha}} \right)^{-1} \right] \left[\frac{\left(1 + \left(\frac{m}{t}\right)^{-\alpha} \right)^{\frac{\beta}{\alpha}}}{\left(1 + \left(\frac{x}{t}\right)^{-\alpha} \right)^{\left(1 + \frac{\beta}{\alpha}\right)}} \left(\frac{x}{t}\right)^{(-\alpha-1)} \right] \quad (2.19)$$

Denklem (2.19)'da, c ve m parametrelerini içerecek şekilde daha karmaşıktır ve belirli boyut aralıklarını daha ayrıntılı modellemek için kullanılmaktadır.

Double Pareto dağılımı, özellikle büyük büyüklüklerde ters kuvvet yasası eğilimini doğru bir şekilde modellemesiyle öne çıkmaktadır. Bununla birlikte, küçük olayları modellemek için sol kuyrukta pozitif kuvvet yasası eğilimi eklenir. Bu özellik, dağılımın hem küçük hem de büyük toprak kaymalarının frekansını kapsayacak şekilde esnek bir yapı sunmasını sağlamaktadır (Malamud ve diğerleri, 2004).

Double Pareto dağılımının parametreleri genellikle Maksimum Olabilirlik Tahmini (MLE) gibi istatistiksel yöntemlerle tahmin edilmektedir. Tahmin edilen temel parametreler şunlardır:

- α : Sağ kuyruk eğimini kontrol eder ve büyük olayların frekansını etkiler.
- β : Sol kuyruk eğimini kontrol eder ve küçük olayların modellemesini etkiler.
- t : Maksimum olasılığın görüldüğü "rollover" konumunu ifade eder.

Double Pareto dağılımı, toprak kaymalarının büyüklük dağılımlarını anlamada ve modellemede geniş bir kullanım alanına sahiptir. Bu dağılım, jeomorfik analizlerde ve farklı envanterlerin karşılaştırılmasında etkili bir araç olarak kullanılırken, aynı zamanda bölgesel toprak kayması tehlike değerlendirmesi ve risk analizi çalışmalarında da önemli bir rol oynamaktadır (Guzzetti ve diğerleri, 2005; Guzzetti ve diğerleri, 2012). Ayrıca, çok zamanlı (multi-temporal) envanterlerin karakterizasyonunda, belirli bir zaman diliminde meydana gelen toprak kaymalarının dağılımlarını analiz etmek için de sıklıkla tercih edilmektedir.

5.1.2. Inverse gamma dağılımı

Inverse Gamma dağılımı, doğal olayların büyüklük dağılımlarını modellemek için sıkça kullanılan bir olasılık dağılımıdır ve toprak kayması büyüklüklerinin istatistiksel analizinde önemli bir rol oynamaktadır. Özellikle sağ kuyruğunda ters kuvvet yasası eğilimi gösterirken, sol kuyruğunda bir üstel "rollover" ile küçük büyüklüklerin modellemesini sağlamaktadır (Malamud ve diğerleri, 2004).

Inverse Gamma dağılımı aşağıdaki şekilde ifade edilir:

$$pdf(x|\alpha, \eta, \lambda) = \left[\frac{\lambda^{2\alpha}}{\Gamma(\alpha)} \right] \left[\left(\frac{1}{x+\eta^2} \right)^{(\alpha+1)} \right] \exp \left[-\frac{\lambda^2}{x+\eta^2} \right] \quad (2.20)$$

Denklem (2.20)'de:

- α : Sağ kuyruğu kontrol eden ters kuvvet yasası eğilimini belirler.
- η : Sol kuyruğun üstel eğrisini kontrol eder.
- λ : "Rollover" pozisyonunu etkiler.

Bu dağılım, büyüklük frekans analizlerinde "rollover" noktasını doğrudan içererek, küçük olayların frekansının azalmasını etkili bir şekilde modelleyebilir (Malamud ve diğerleri, 2004).

Inverse Gamma dağılımı parametrelerinin tahmini, genellikle Maksimum Olabilirlik Tahmini (MLE) gibi yöntemlerle gerçekleştirilir. Parametre tahmin süreçleri, doğru ve güvenilir sonuçlar elde etmek için yoğunluk fonksiyonlarına en uygun parametre değerlerini bulmayı hedefler. Bu süreçte, α , η , ve λ parametreleri arasındaki etkileşimlerin dikkatlice değerlendirilmesi gerekir (Stark ve Hovius, 2001).

Inverse Gamma dağılımı, özellikle küçük ve orta büyüklükteki toprak kaymalarının dağılımlarını modellemede güçlü bir araçtır. Jeomorfik analizlerde, olay-temelli veri setlerinin karşılaştırılmasında ve bölgesel risk değerlendirmelerinde yaygın olarak kullanılır (Guzzetti ve diğerleri, 2005; Guzzetti ve diğerleri, 2012). Ayrıca, farklı envanterlerin "rollover" pozisyonlarını analiz ederek toprak kaymalarının mekansal ve zamansal özelliklerini anlamada önemli katkılar sunar (Malamud ve diğerleri, 2004).

Inverse Gamma dağılımı, Double Pareto dağılımından farklı olarak, sol kuyrukta bir üstel eğri kullanır ve bu durum, küçük olayların frekansındaki azalmayı daha iyi modellemesini sağlar. Bununla birlikte, Double Pareto'nun tersine, Inverse Gamma dağılımı "rollover" pozisyonuna doğrudan bir maksimum değer tanımlar. Bu nedenle, iki dağılım, farklı büyüklük aralıklarında tamamlayıcı rol oynayabilir ve karşılaştırmalı analizlerde birlikte kullanılabilir (Stark ve Hovius, 2001; Malamud ve diğerleri, 2004).

5.2. Heyelan Kayma Derinliklerinin İstatistiksel ve Olasılıksal Değerlendirmesi

Heyelan büyüklüklerinin dağılımını analiz etmek için Histogram Yoğunluk Tahmini (HDE), Kernel Yoğunluk Tahmini (KDE) ve Maksimum Olabilirlik Tahmini (MLE) yöntemleri kullanılmaktadır. Bu yöntemler, farklı veri türlerine ve dağılım özelliklerine bağlı olarak değişken performanslar gösterebilir. Bu çalışmada, eski ve aktif derin kaymalara ait analizler için Kolmogorov-Smirnov (KS) testi ve bootstrap yöntemi ile elde edilen p-değerleri kullanılarak yöntemlerin doğruluğu karşılaştırılmıştır.

Eski derin kayma verilerinde HDE (Histogram Yoğunluk Tahmini) yöntemleri en iyi performansı göstermiştir. HDE yöntemleri, en düşük KS_D değerlerine (örneğin, HDE_IG: 0.057 ve HDE_DP: 0.058) ve en yüksek p-değerlerine (0.305 ve 0.267) sahiptir. KS_D değerlerinin düşük olması, tahmin edilen dağılımın gözlenen verilere oldukça iyi uyum sağladığını göstermektedir. Yüksek p-değerleri modelin güvenilirliğini desteklemektedir (Rossi ve Malamud, 2014). Ayrıca, bootstrap p-değerleri de 0.273 ve 0.25 gibi yüksek seviyelerde olup, modelin tutarlılığını doğrulamaktadır.

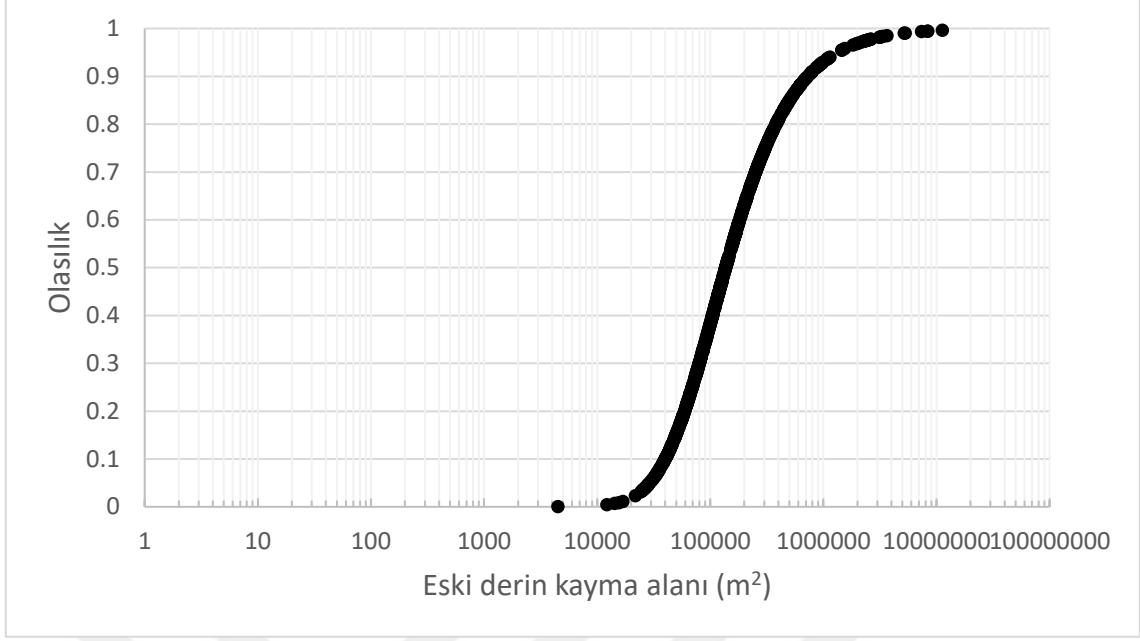
Bu sonuçlar, eski derin kaymaların karmaşık ve geniş aralıklı dağılım özelliklerine sahip olduğunu göstermektedir. HDE yöntemi, verinin frekans dağılımını dikkate alarak bu tür geniş aralıklı dağılımları doğru bir şekilde modelleyebilmekte ve istatistiksel olarak anlamlı sonuçlar sunmaktadır.

Tablo 5.1. Eski derin kaymalara ait Kolmogorov-Smirnov (KS) testi sonuçları ve Bootstrap p-değerleri

Tahmin Dağılımı	Bootstrap Örnekleri	Kolmogorov-Smirnov Testi D Değeri	KS_p Değeri	Bootstrap Kullanılarak Hesaplanan Kolmogorov-Smirnov P-Değeri
HDE_IG	1000	0.057	0.305	0.273
KDE_DPS	1000	0.058	0.268	0.235
HDE_DP	1000	0.058	0.267	0.25
KDE_IG	1000	0.059	0.266	0.213
HDE_DPS	1000	0.06	0.24	0.2
MLE_IG	1000	0.062	0.203	0.189
MLE_DP	1000	0.065	0.163	0.144
MLE_DPS	1000	0.067	0.14	0.131
KDE_DP	1000	0.068	0.126	0.111

Tablo 5.2. Eski derin kaymalara ait Double Pareto ve Inverse Gamma modellerinin parametre analiz sonuçları

Parametre		Tahmin	Standart Hata	t-Değeri	Pr(> t)
Double Pareto Simplified	α	1.241588237	0.076567853	16.21552903	2.10E-07
Double Pareto Simplified	β	3.543118835	0.642509506	5.514500256	0.000564022
Double Pareto Simplified	t	50829.75354	17017.31325	2.986943519	0.017414943
Double Pareto Simplified	r	56271	NA	NA	NA
Double Pareto	α	1.24328244	0.076416991	16.26971196	2.05E-07
Double Pareto	β	3.541080225	0.641549048	5.519578335	0.00056066
Double Pareto	t	50973.81097	17035.48905	2.992212951	0.017275549
Double Pareto	c	4501.024751	NA	NA	NA
Double Pareto	m	11264912.92	NA	NA	NA
Double Pareto	r	56351	NA	NA	NA
Inverse Gamma	α	1.227297082	0.099010058	12.39568086	1.67E-06
Inverse Gamma	η	100	16.00681359	6.247339574	0.000246419
Inverse Gamma	λ	366.3934145	32.28360139	11.34921133	3.28E-06
Inverse Gamma	r	50271	NA	NA	NA



Şekil 5.1. Eski derin kayma alanlarının kümülatif olasılık dağılımı

Aktif derin kayma analizlerinde ise MLE (Maksimum Olabilirlik Tahmini) yöntemi en başarılı sonuçları vermiştir. Özellikle MLE_DPS modeli, 0.023 ile en düşük KS_D değerine ve 0.968 ile en yüksek p-değerine sahiptir. Bu durum, tahmin edilen dağılımın gözlenen verilere neredeyse mükemmel bir uyum sağladığını göstermektedir. Ayrıca, bootstrap p-değeri de 0.957 gibi yüksek bir seviyede bulunmuştur. Bu değerler, MLE yönteminin istatistiksel güvenilirliğini ve tutarlılığını açıkça ortaya koymaktadır (Rossi ve ark., 2014).

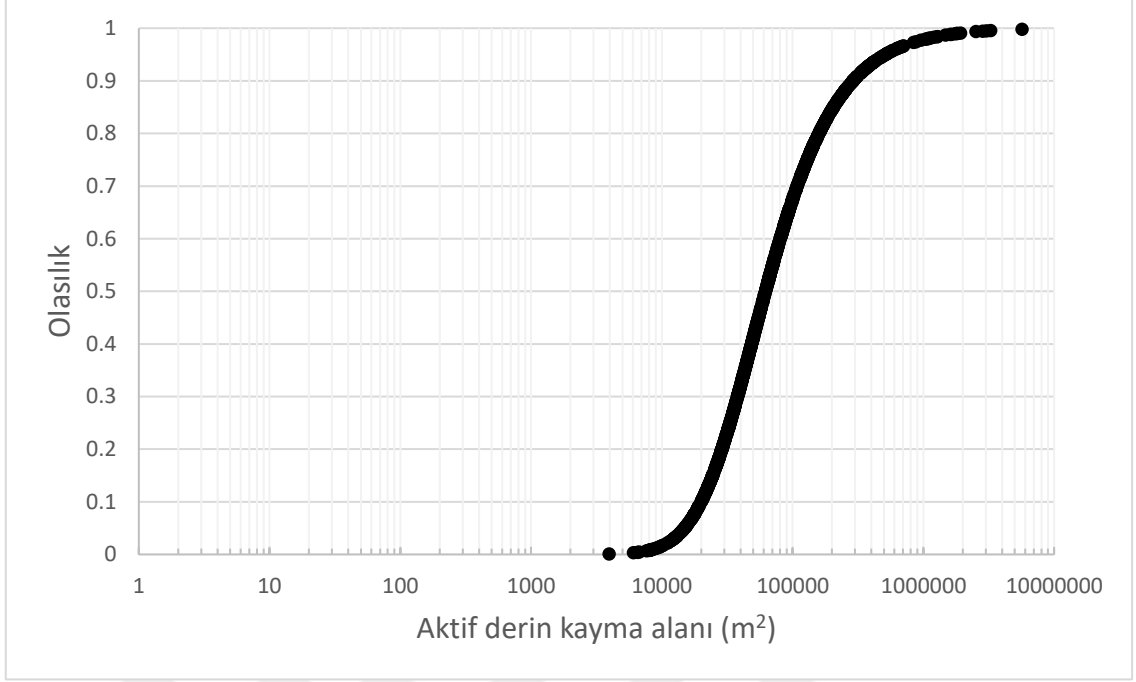
Aktif derin kaymaların daha homojen ve düzenli dağılım özelliklerine sahip olması, MLE yönteminin başarısını açıklamaktadır. Parametrik bir yöntem olan MLE, homojen verilerde güçlü tahminler üretebilmekte ve dağılım özelliklerini doğru bir şekilde modelleyebilmektedir.

Tablo 5.3. Aktif derin kaymalara ait Kolmogorov-Smirnov (KS) testi sonuçları ve Bootstrap p-değerleri

Tahmin Dağılımı	Bootstrap Örnekleri	Kolmogorov-Smirnov Testi D Değeri	KS_p Değeri	Bootstrap Kullanılarak Hesaplanan Kolmogorov-Smirnov P-Değeri
MLE_DPS	1000	0.023	0.968	0.957
KDE_DP	1000	0.033	0.697	0.663
HDE_DP	1000	0.036	0.611	0.59
KDE_IG	1000	0.036	0.601	0.559
KDE_DPS	1000	0.039	0.49	0.475
MLE_IG	1000	0.041	0.452	0.435
HDE_IG	1000	0.042	0.406	0.378
HDE_DPS	1000	0.047	0.266	0.227
MLE_DP	1000	0.055	0.127	0.11

Tablo 5.4. Aktif derin kaymalara ait Double Pareto ve Inverse Gamma modellerinin parametre analiz sonuçları

Parametre		Tahmin	Standart Hata	t-Değeri	Pr(> t)
Double Pareto Simplified	α	1.275332727	0.030822786	41.3762966	0
Double Pareto Simplified	β	4.510427738	0.224638286	20.07862425	1.13E-89
Double Pareto Simplified	t	18683.97223	4.24E-05	441072653.9	0
Double Pareto Simplified	r	26251	NA	NA	NA
Double Pareto	α	1.254650135	0.031902846	39.32721616	0
Double Pareto	β	4.500123227	0.236662599	19.01493199	1.28E-80
Double Pareto	t	18215.94509	4.58E-05	397767601.1	0
Double Pareto	c	3961.175186	NA	NA	NA
Double Pareto	m	5671954.701	NA	NA	NA
Double Pareto	r	25861	NA	NA	NA
Inverse Gamma	α	1.384017465	0.08140995	17.00059343	8.13E-65
Inverse Gamma	η	66.3038518	9.676755956	6.851867723	7.29E-12
Inverse Gamma	λ	267.1117277	13.07695855	20.42613552	9.80E-93
Inverse Gamma	r	25531	NA	NA	NA

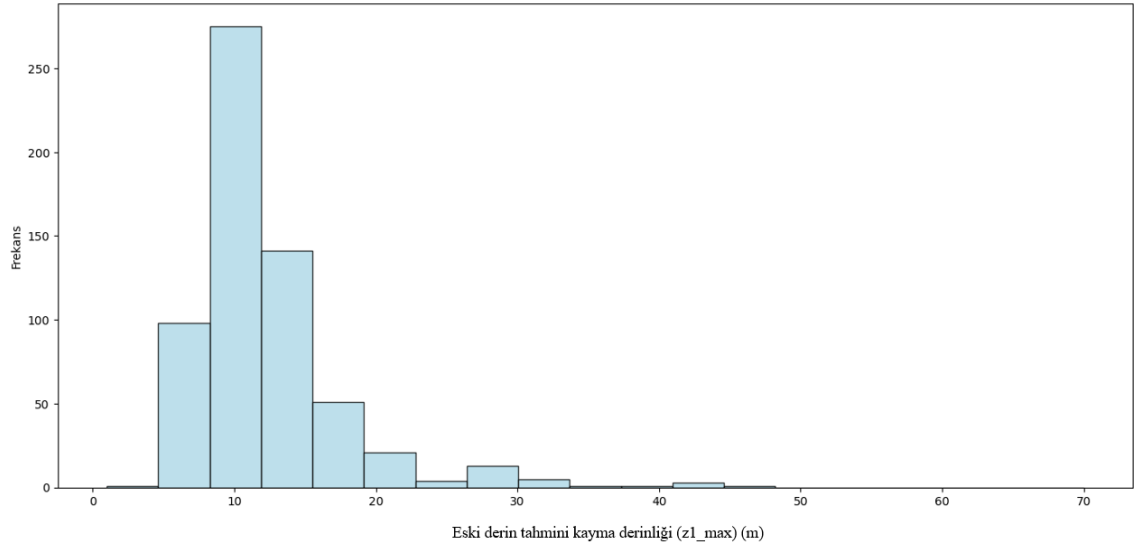


Şekil 5.2. Aktif derin kayma alanlarının kümülatif olasılık dağılımı

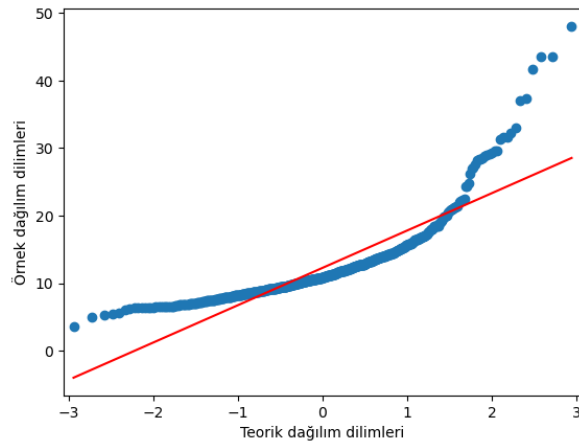
Yapılan analizlerde, KS_D değerlerinin düşük olması ve p-değerlerinin yüksek olması, yöntemin veriye olan uyumunun en iyi göstergeleridir. Buna ek olarak, bootstrap p-değerleri modelin tutarlılığını ve güvenilirliğini doğrulamak için kritik bir ölçüt olarak kullanılmaktadır. Eski derin kaymalar için HDE yöntemi, karmaşık ve geniş dağılım özelliklerini en iyi şekilde modelleyerek en başarılı sonuçları vermektedir. Öte yandan, aktif derin kaymalarda MLE yöntemi, homojen ve düzenli veri yapısına sahip dağılımlarda en iyi performansı göstermektedir.

Bu bulgular, heyelan büyüklüklerinin analizi ve risk değerlendirme çalışmalarında uygun tahmin yönteminin seçilmesinin önemini vurgulamaktadır. Kullanılacak yöntemin, verinin dağılım özelliklerine ve istatistiksel uyum testlerinin sonuçlarına göre belirlenmesi, daha güvenilir ve doğru sonuçlar elde edilmesini sağlayacaktır.

Eski derin kaymaların yarı elipsoid ($z1_max$) derinliklerinin ortalaması 12.27 m olarak belirlenmiştir. Bu derinliklerde gözlemlenen standart sapma 5.53 m ve değişim katsayısı (COV) 0.45 olup, orta derecede bir değişkenliği işaret etmektedir. Olasılık dağılımı incelendiğinde, kayma derinliklerinin büyük çoğunluğunun (%59.5) 5 m ile 15 m arasında değiştiği görülmektedir. Ancak 15 m'den büyük derinlikler de %31.1'lik bir orana sahiptir, bu da eski derin kaymalarda derin hareketlerin önemli bir yer tuttuğunu göstermektedir.

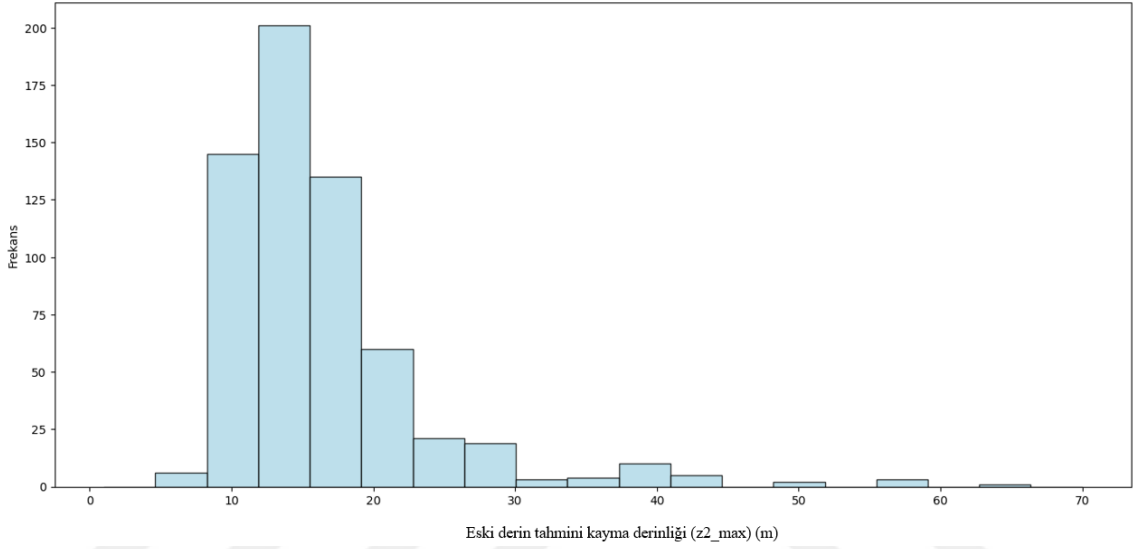


Şekil 5.3. Eski derin kaymalara ait tahmini yarı ellipsoid kayma derinliği ($z1max$) dağılımı

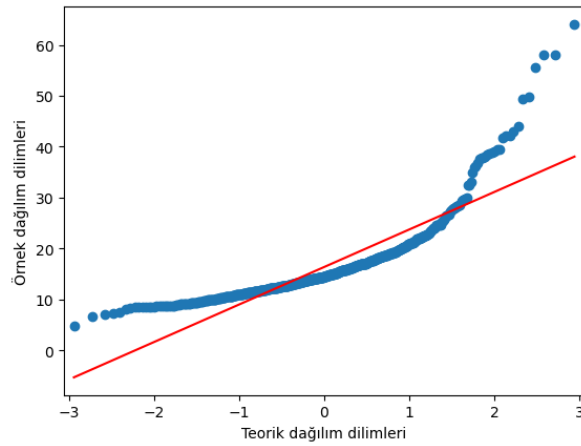


Şekil 5.4. Eski derin kaymalara ait örnek dağılım dilimleri ile teorik dağılım dilimleri arasındaki ilişki

Eski derin kaymaların eliptik paraboloid ($z2_max$) derinlikleri incelendiğinde ortalama derinlik 16.37 m'dir ve bu değer yarı elipsoid ($z1_max$)'e göre oldukça yüksektir. Standart sapma 7.37 m olup değişim katsayısı (COV) yine 0.45 seviyesindedir. Olasılık dağılımında 15 m'den büyük derinliklerin oranı %57.4 ile dikkat çekici bir şekilde yüksektir. Bu durum, eski derin kaymaların zaman içerisinde daha derinlere kadar ilerlemiş olduğunu ve özellikle eliptik paraboloid ($z2_max$) değerlerinde derin hareketlerin baskın olduğunu göstermektedir.

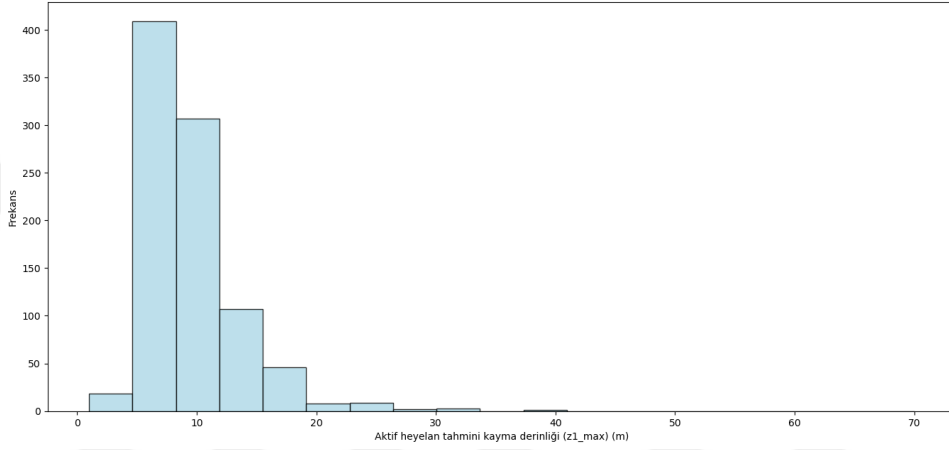


Şekil 5.5. Eski derin kaymalara ait tahmini eliptik paraboloid kayma derinliği ($z2max$) dağılımı

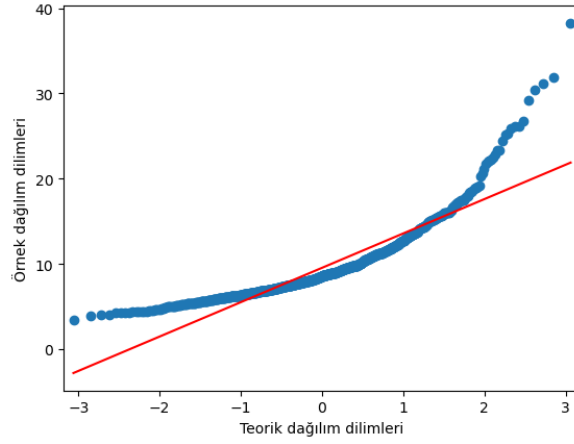


Şekil 5.6. Eski derin kaymalara ait örnek dağılım dilimleri ile teorik dağılım dilimleri arasındaki ilişki

Aktif derin kaymaların yarı elipsoid ($z1_max$) derinliklerinin ortalaması 9.55 m olup, eski derin kaymalara kıyasla daha sığ bir derinlik göstermektedir. Standart sapma 4.03 m ve değişim katsayısı (COV) 0.42'dir, bu da eski derin kaymalara kıyasla daha düşük bir değişkenliği işaret eder. Olasılık dağılımı incelendiğinde, aktif derin kaymaların büyük çoğunluğunun (%78.2) 5 m ile 15 m arasında yoğunlaştığı görülmektedir. 15 m'den büyük derinlikler ise yalnızca %8.8 oranında olup, aktif derin kaymalarda derin hareketlerin çok daha nadir olduğu anlaşılmaktadır.

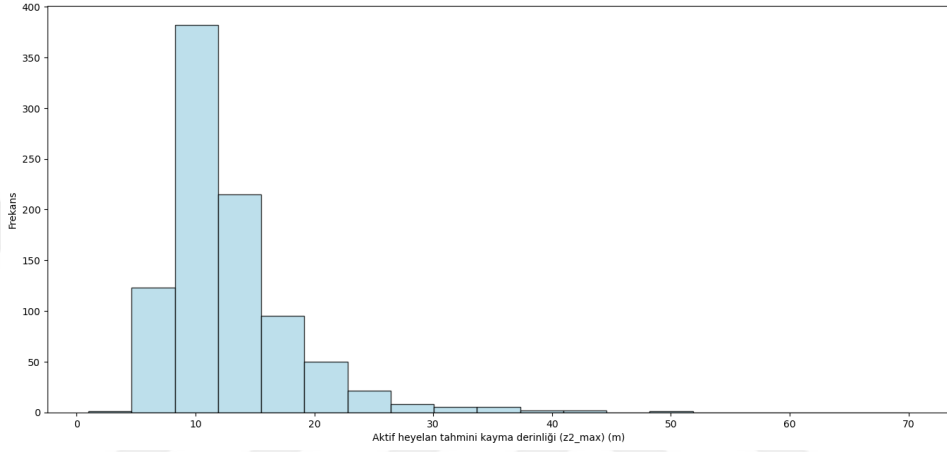


Şekil 5.7. Aktif derin kaymalara ait tahmini yarı ellipsoid kayma derinliği ($z1max$) dağılımı

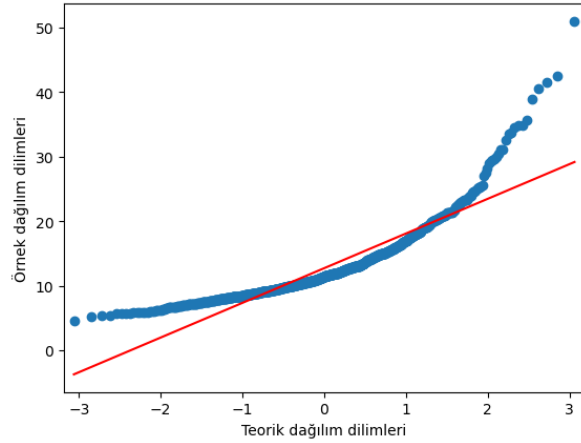


Şekil 5.8. Aktif derin kaymalara ait örnek dağılım dilimleri ile teorik dağılım dilimleri arasındaki ilişki

Aktif derin kaymaların eliptik paraboloid ($z2_max$) derinliklerinde ise ortalama değer 12.73 m olarak belirlenmiştir. Bu değer, yarı elipsoid ($z1_max$) derinliklerine göre daha yüksektir ancak eski derin kaymaların eliptik paraboloid ($z2_max$) derinlikleri kadar derin değildir. Standart sapma 5.38 m ve değişim katsayısı 0.42'dir. Olasılık dağılımında 5 m ile 15 m arasındaki derinlikler %58.8 oranında gözlenmiştir. 15 m'den büyük derinliklerin oranı ise %33.7'dir. Bu durum, aktif derin kaymalarda derin hareketlerin eski derin kaymalara kıyasla daha az görüldüğünü ortaya koymaktadır.



şekil 5.9. Aktif derin kaymalara ait tahmini eliptik paraboloid kayma derinliği ($z2max$) dağılımı



şekil 5.10. Aktif derin kaymalara ait örnek dağılım dilimleri ile teorik dağılım dilimleri arasındaki ilişki

Eski derin kaymaların derinlikleri, özellikle eliptik paraboloid ($z2_max$) değerlerinde, aktif derin kaymalara kıyasla belirgin bir şekilde daha derindir. Eski derin kaymaların eliptik paraboloid ($z2_max$) derinliklerinin ortalaması 16.37 m ve 15 m'den büyük olma olasılığı %57.4 iken, aktif derin kaymalarda bu oran sadece %33.7 olarak gözlenmiştir. Bu durum, eski derin kaymaların zamanla daha derinleştiğini ve büyük ölçekli hareketlerin gerçekleşmiş olabileceğini düşündürmektedir.

Aktif derin kaymalarda ise yarı elipsoid ($z1_max$) ve eliptik paraboloid ($z2_max$) derinliklerinin büyük bir kısmı 5 m ile 15 m arasında yoğunlaşmaktadır. Aktif derin kaymaların daha sığ olması, yakın zamanda gerçekleşen hareketlerin yüzeye daha yakın derinliklerde olduğunu göstermektedir. Ayrıca aktif derin kaymaların daha düşük standart sapma ve değişim katsayısı değerleri, bu hareketlerin daha homojen bir dağılım gösterdiğini ifade etmektedir.

Sonuç olarak, eski derin kaymalar derin ve büyük ölçekli hareketler gösterirken, aktif derin kaymalar daha sığ ve yüzeysel hareketlere sahiptir. Bu bulgular, jeoteknik çalışmalar ve heyelan risk analizlerinde önemli bir veri seti oluşturmaktadır.

6. TARTIŞMA

Heyelanların hacim ve kayma derinliğini hesaplamak için kullanılan yöntemler, basit geometrik modellerden karmaşık sayısal analizlere kadar geniş bir alana sahiptir. Bu çalışmada, yarı elipsoid ve eliptik paraboloid geometrik yaklaşımları dikkate alınarak kayma yüzeylerinin derinliklerine dair hesaplanmalar yapılmıştır.

Literatürde yaygın olarak yarı elipsoid ve eliptik paraboloid modellerin kullanımı, heyelanların geometrik özelliklerini basitleştirerek kayma derinliği ile hacim arasındaki ilişkiyi kurmayı amaçlar (Cruden ve Varnes, 1996; Skempton ve Hutchinson, 1969). Bu çalışma da benzer şekilde, bu modelleri temel alarak heyelan hacimlerinin ve derinliklerinin hesaplanmasını gerçekleştirmiştir. Sonuçlar, özellikle yarı elipsoid modelin daha güvenilir tahminler sunduğunu, eliptik paraboloid modelin ise daha karmaşık geometrilere avantaj sağladığını göstermektedir. Bu durum, basitleştirilmiş geometrik modellerin uygulanabilirliğini vurgulayan Dewitte ve Demoulin (2005) gibi çalışmalarla uyumlu olduğunu göstermiştir.

Çalışmada gözlemlenen bir diğer benzerlik, heyelan hacmi arttıkça kayma derinliğinin de artmasıdır. Eliptik paraboloid modelin daha büyük derinlikler tahmin ettiği sonucuna ulaşılmış, bu da geniş hacimli heyelanlar için literatürdeki bulgularla paralellik göstermiştir (Jaboyedoff ve diğerleri, 2012). Ancak dikkat çekici bir fark, küçük hacimli heyelanlarda her iki modelin sonuçlarının birbirine oldukça yakın olmasıdır. Bu, geometrik modellerin ölçek bağımlılığı açısından hassasiyetini vurgulamakta ve literatürde küçük ölçekli heyelanlar için yapılmış çalışmalarla karşılaştırıldığında yeni bir bakış açısı sunmaktadır.

Heyelanların aktif ve eski olmak üzere sınıflandırılması, kayma derinliği hesaplamalarında literatürde de ele alınan bir konudur. Literatürde aktif derin kaymaların daha dik eğimlerle karakterize edildiği ve düşük hacimlerde bile hızlı bir şekilde artan derinliklere sahip olduğu belirtilmiştir (Duman ve ark., MTA Yerbilimleri Dergisi). Bu çalışma da benzer bir sonuç elde etmiş, ancak eski derin kaymalarda eliptik paraboloid modelin daha yüksek derinlik tahmini yapması, karmaşık geometrilerin bu modelle daha iyi temsil edilebileceğini göstermektedir. Bu bulgu, eski derin kaymaların geniş tabanlı ve daha yavaş hareket eden formlarını anlamak için önemli bir ipucu sunmaktadır.

Analizler sonucunda elde edilen rollover değerleri, MTA heyelan haritasında yer alan haritalanabilir heyelan büyüklükleri ile uyumlu bulunmuştur. Rollover değeri, heyelan büyüklük frekans dağılımlarında modal değeri (en sık görülen büyüklüğü) temsil ettiği için, haritalanabilir heyelanların genellikle bu büyüklük aralığında yoğunlaştığını göstermektedir. Bu uyum, rollover değerlerinin hem teorik modeller hem de gerçek saha verileri ile tutarlı olduğunu ve haritalanabilir heyelan büyüklüklerinin bölgesel jeomorfolojik süreçlerle iyi bir şekilde açıklanabileceğini ortaya koymaktadır.

Son olarak, literatürde GIS tabanlı analizlerin ve yüksek çözünürlüklü dijital yükseklik modellerinin (DEM) sıklıkla kullanıldığı belirtilmektedir (Marchesini ve diğerleri, 2009). Bu çalışmada, modellerin DEM verileri ile doğrulanmaması, sonuçların hassasiyetini bir miktar sınırlamış olabilir. Bununla birlikte, çalışmanın bulguları, literatürdeki genel eğilimleri doğrulamakla kalmayıp, eliptik paraboloid modelin karmaşık heyelan geometrilerindeki potansiyelini vurgulayarak literatüre değerli bir katkı sağlamaktadır.

KAYNAKÇA

- Akbaş, Akbaş, B., Akdeniz, N., Aksay, A., Altun, İ.E., Balcı, V., Bilginer, E., Bilgiç, T., Duru, M., Ercan, T., Gedik, İ., Günay, Y., Güven, İ.H., Hakyemez, H.Y., Konak, N., Papak, İ., Pehlivan, Ş., Sevin, M., Şenel, M., Tarhan, N., Turhan, N., Türkecan, A., Ulu, Ü., Uğuz, M.F., Yurtsever, A. ve diğerleri, 2011, 1:1.250.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Yayını, Ankara-Türkiye.
- Atalay, İ. (1994). Türkiye Vegetasyon Coğrafyası. Ege Üniversitesi Yayınları, İzmir.
- Atalay, İ. (2011). Türkiye'nin Ekolojik Bölgeleri. Meta Basım, İzmir.
- Chen, W. F. (1975). Limit Analysis and Soil Plasticity.
- Chiba, T., Kaneta, S., & Suzuki, Y. (2008). Red Relief Image Map: New Visualization Method for Three Dimensional Data. The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences, Vol. XXXVII. Part B2. Beijing.
- Chigira, M., Tsou, C.-Y., Matsushi, Y., Hiraishi, N., & Matsuzawa, M. (2013). Topographic precursors and geological structures of deep-seated catastrophic landslides caused by Typhoon Talas. *Geomorphology*, 201, 479-493.
- Cornforth, D. (2005). Landslides in Practice: Investigation, Analysis, and Remedial/Preventative Options in Soils. Wiley, pp. 624.
- Cruden, D. M., & Varnes, D. J. (1996). Landslide Types and Processes.
- Dewitte, O., & Demoulin, A. (2005). Evaluating landslide frequency and hazard potential in the Belgian Ardennes.
- Dirik, K. (2001). Geology and structural features of the Eskişehir graben. *Journal of Asian Earth Sciences*, 19(6), 693-705.
- Duman, M. (2003). Türkiye'de Karasal İklim ve Bitki Örtüsü. Marmara Üniversitesi Yayınları.
- Duman, T. Y., ve diğerleri. MTA Yerbilimleri Dergisi. Türkiye Heyelan Envanteri ve Coğrafi Bilgi Sistemleri ile Analizi.
- Duman, T.Y., Çan, T. ve Emre, Ö., 2011, 1/1.500.000 ölçekli Türkiye Heyelan Envanteri Haritası. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Özel Yayınlar Serisi-27, Ankara, Türkiye. ISBN: 978-605-4075-84-3
- Duncan, J. M., & Wright, S. G. (2005). Soil Strength and Slope Stability. John Wiley & Sons.
- Emre, Ö., Duman, T. Y., Özalp, S., Şaroğlu, F., & Kılıç, T. (2011). Türkiye Diri Fay Haritası. MTA Yayınları, Ankara.
- Emre, Ö., Duman, T.Y., Özalp, S., Elmacı, H., Olgun, Ş. ve Şaroğlu, F., 2013, Açıklamalı Türkiye Diri Fay Haritası. Ölçek 1:1.250.000, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Özel Yayın Serisi-30, Ankara-Türkiye. ISBN: 978-605-5310-56-1

- Ercan, T. (1984). Batı Anadolu volkanizması ve volkanizmanın özellikleri. MTA Dergisi, 99/100, 78-101.
- Erinç, S. (1965). Türkiye'nin İklim Bölgeleri. İstanbul Üniversitesi Coğrafya Enstitüsü Yayınları.
- Göncüoğlu, M. C., Turhan, N., Şentürk, K., Uysal, S., & Akbaş, B. (1997). The Geology of the Western Pontides. Geological Society of Turkey.
- Hungr, O., McDougall, S., & Bovis, M. (2005). Debris-flow volume estimation for vulnerability assessments. Environmental & Engineering Geoscience, 11(3), 225-237.
- Iverson, R. M., ve diğerleri. (2015). Landslide mobility and hazards: implications of the 2014 Oso disaster.
- Jaboyedoff, M., Couture, R., & Locat, P. (2009). Structural analysis of Turtle Mountain (Alberta) using digital elevation model: toward a progressive failure. Geomorphology. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2008.04.012>.
- Jaboyedoff, M., ve diğerleri. (2012). Use of LIDAR in landslide investigations: A review. Natural Hazards, 61(1), 5-28.
- Jaboyedoff, M., ve diğerleri. (2019). Reconstruction of landslide failure surface using the Sloping Local Base Level (SLBL) method. Engineering Geology, 267, 105478.
- JAXA. (2006). Advanced Land Observing Satellite (ALOS) "Daichi". [Online]. Available: <https://www.eorc.jaxa.jp/ALOS/en/>
- Malamud, B. D., Turcotte, D. L., Guzzetti, F., & Reichenbach, P. (2004). Landslide inventories and their statistical properties. Earth Surface Processes and Landforms, 29(6), 687-711.
- Marchesini, I., ve diğerleri. (2009). Methods and Tools for Shallow Landslide Susceptibility and Hazard Mapping.
- MTA. (2002). Türkiye Jeoloji Haritası. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara.
- Oppikofer, T., Böhme, M., Nicolet, P., Penna, I., & Hermanns, R.L. (2016). Metodikk for konsekvensanalyse av fjellskred. NGU Report 2016.047. Norveç Jeoloji Araştırmaları.
- Robertson, A. H. F. (2000). Formation and destruction of Tethys in the tectonic evolution of the Mediterranean region. Geological Society, London, Special Publications, 173(1), 45-76.
- Rossi, M., & Malamud, B. D. (2014). Prototype software for determination of landslide statistics from inventory maps. LAMPRE Project Report.
- Rosenqvist, A., Shimada, M., Ito, N., & Watanabe, M. (2007). ALOS PALSAR: A pathfinder mission for global-scale monitoring of the environment. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 45(11), 3307-3316.
- Şaroğlu, F., Emre, Ö., & Kuşçu, İ. (1992). Türkiye Diri Fayları ve Deprem Potansiyelleri. MTA Yayınları, Ankara.

- Şengör, A. M. C. (1985). The North Anatolian transform fault: its age, offset and tectonic significance. *Journal of the Geological Society*, 142(4), 589-602.
- Skempton, A. W., & Hutchinson, J. N. (1969). Stability of natural slopes and embankment foundations.
- Stark, C. P., & Hovius, N. (2001). The characterization of landslide size distributions. *Geophysical Research Letters*, 28(6), 1091-1094.
- Terzaghi, K., Peck, R. B., & Mesri, G. (1996). *Soil Mechanics in Engineering Practice*. John Wiley & Sons.
- Varnes, D. J. (1978). *Slope Movement Types and Processes*.
- WP/WLI. (1990). A suggested method for reporting a landslide. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology*, 41(1), 5-12.
- Wright, T. J., Parsons, B., & Fielding, E. J. (2001). Measurement of interseismic strain accumulation across the North Anatolian Fault by satellite radar interferometry. *Geophysical Research Letters*, 28(10), 2117-2120.
- Yılmaz, Y. (1981). Tectonic evolution of the Tethys region in Turkey. *Geological Society of America Bulletin*, 92(7), 409-417.
- Yılmaz, Y., Genç, Ş. C., Gürer, F., Bozcu, M., & Yılmaz, K. (1995). Geology of the Karacadağ Complex and surrounding volcanics: implications for the evolution of the Karacadağ Volcanic Complex, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 64(1-2), 37-51.
- Yokoyama, R., Shirasawa, M., & Pike, R. J. (2002). Visualizing Topography by Openness: A New Application of Image Processing to Digital Elevation Models. *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing*, 68(3), 257-265.

ÖZGEÇMİŞ

ORCID NO: 0000-0001-9837-8551

Ad Soyad : Ece BOLAT

Yabancı Dil : İngilizce

Eğitim ve Mesleki Geçmişi:

- 2017, Hacettepe Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü

