

e - ISSN 2667 - 4238



**JEOMORFOLOJİK
ARAŞTIRMALAR
DERGİSİ**

**JOURNAL of
GEOMORPHOLOGICAL
RESEARCHES**

JADER

**Yıl / Year: 2021
Sayı / Issue: 7**

JADER, Jeomorfoloji Derneği'nin resmi yayın organıdır.

www.jd.org.tr - <http://dergipark.gov.tr/jader>

JEOMORFOLOJİK ARAŞTIRMALAR DERGİSİ (JADER)
Journal of Geomorphological Researches

E - ISSN: 2667- 4238

YIL / YEAR: 2021 SAYI / ISSUE: 7

Sahibi / President

Jeomorfoloji Derneği / Turkish Society for Geomorphology
Hüseyin TUROĞLU

Baş Editör / Chief Editor

İsa CÜREBAL (curebal@balikesir.edu.tr)

Yardımcı Editör / Co-Editor

Mesut ŞİMŞEK (msimsek371@gmail.com)

Yayın Danışma Kurulu / Editorial Adviser Board

A. Evren ERGİNAL, Çanakkale Onsekiz Mart University, Turkey
Abdullah SOYKAN, Balıkesir University, Turkey
Darrel MADDY, Newcastle University, UK
David R. BRIDGLAND, Durham University, UK
Hakan YİĞİTBAŞIOĞLU, Ankara University, Turkey
Hüseyin TUROĞLU, İstanbul University, Turkey
Jereon M. SCHOORL, Wageningen University, The Netherlands
M. Kirami ÖLGEN, Ege University, Turkey
Robert WESTAWAY, University of Glasgow, UK
Tom VELDKAMP, University of Twente, The Netherlands
Tuncer DEMİR, Akdeniz University, Turkey
Uğur DOĞAN, Ankara University, Turkey

© Her Hakkı Saklıdır. Dergide yer alan yazılar kaynak gösterilerek alıntı yapılabilir. Yazıların her türlü sorumluluğu yazarlara aittir. / All rights reserved. The articles in the journal can be cite by showing the source. All responsibilities of the articles belong to the authors.

Kurumsal İletişim / Official Contact

Laleli Büyük Reşitpaşa Caddesi, Vardar İşhanı, No:30/14, Fatih, İstanbul, Türkiye

Editör İletişim / Editorial Contact

Prof. Dr. İsa CÜREBAL (curebal@balikesir.edu.tr)

Balıkesir Üniversitesi, Fen – Edebiyat Fakültesi, Coğrafya Bölümü, Çağış Kampüsü, 10145 Altıeylül, Balıkesir

Teknik İletişim / Technical Contact

Dr. Öğr. Üyesi Mesut ŞİMŞEK (m_simsek_@hotmail.com)

Hatay Mustafa Kemal Üniversitesi, Fen Edebiyat Fakültesi, Coğrafya Bölümü, Hatay, Antakya

Kapak Tasarımı / Cover Design

Betül UTLU & Mesut ŞİMŞEK

Yayın Politikası / Press Politics

JADER, yılda iki kez yayımlanan uluslararası hakemli, akademik bir alan dergisidir. Yayın dili Türkçe ve İngilizce'dir. Makaleler, Türkçe başlık, özet, İngilizce başlık, abstract (250-300 kelime), anahtar kelimeler (4-5 kavram) ve APA stiline uygun olarak hazırlanan kaynakça içerir. Dergide bağımsız çift - kör hakemlik sistemi uygulanmaktadır.

JADER is an international peer-reviewed academic journal published twice a year. The language of publication is Turkish and English. Articles include Turkish title, Turkish abstract, English title, English abstract (250-300 words), keywords (4-5 concepts) and references prepared in APA style. Independent double-blind peer-review system is applied in the journal.

Dizin ve Taranma / Abstracted in

TRDİZİN

ASOS
indeks



DOAJ DIRECTORY OF
OPEN ACCESS
JOURNALS

Google
scholar



Editörden

Jeomorfoloji Derneği'nin resmi yayın organı olarak 2018 yılında yayın hayatına başlayan JADER - Jeomorfolojik Araştırmalar Dergisi'nin yedinci sayısını yayınlamaktan dolayı gururluyuz.

DergiPark üzerinden çevrimiçi olarak erişilebilen derginin bu sayısında yedi araştırma makalesi, editoryal ve hakemlik süreçlerinin tamamlanmasıyla yayına kabul edilmiştir.

Bu sayıda, iki farklı alanda hazırlanmış karst jeomorfolojisi, bir adet akarsu yatağındaki sediment yükünün belirlenmesi, bir adet heyelan set gölleri, bir adet çığ analizi, bir adet kıyılarıdaki insan kaynaklı jeomorfolojik değişimler ve son olarak şehirleşme – jeomorfoloji ilişkisini inceleyen makale bulunmaktadır.

2022 yılının ilk ve dergimizin 8. sayısı için göndereceğiniz yayınları sabırsızlıkla beklemekteyiz. Bu sayının yayınlanmasındaki katkılarından dolayı, tekrar ve tekrar makaleleri değerlendirme zahmetine katlanan hakemlerimize, editörler kuruluna ve makale yazarlarına ayrı ayrı teşekkür ederim. Yeni sayıda buluşmak üzere, hoşçakalın.

İsa CÜREBAL

Baş Editör

İÇİNDEKİLER / CONTENTS

Araştırma Makalesi / Research Article	
<i>Heyelan Set Göllerinin Oluşum ve Gelişim Şartlarının Jeomorfolojik İndislerle Değerlendirilmesi: Kop (Akburak) Gölü (Bayburt) Örneği / Heyelan Set Göllerinin Oluşum ve Gelişim Şartlarının Jeomorfolojik İndislerle Değerlendirilmesi: Kop (Akburak) Gölü (Bayburt) Örneği</i>	1
Onur YAYLA, Yıldırım ATAYETER, Uğur TOZKOPARAN	
Araştırma Makalesi / Research Article	
<i>Korkuteli Çayı'nda Taşınan Eriyik Sediman Konsantrasyonları ve Verimlerinin Tahmin Edilmesi / Estimation of Dissolved Sediment Concentrations and Yields in Korkuteli Stream</i>	19
Seçkin ÇAKMAK, Tuncer DEMİR, Ahmet Serdar AYTAÇ	
Araştırma Makalesi / Research Article	
<i>Çatak - Bahçesaray (Van) Karayolu Üzerindeki Çığa Duyarlı Alanların Belirlenmesi / Determination of the Avalanche Susceptibility Areas on the Çatak - Bahçesaray (Van) Highway</i>	30
Nurcan AVŞİN, Dilan Tansu ÇAKI	
Araştırma Makalesi / Research Article	
<i>Silifke - Gülnar Platosunda (Orta Toroslar) Paleovadi Sistemlerinin Yüzey Karstlaşması Üzerine Etkisi / Effects of Paleovalley Networks on Development of Surface Karstification on the Silifke-Gülnar Plateau (Central Taurus)</i>	48
Mesut ŞİMŞEK	
Araştırma Makalesi / Research Article	
<i>İzmit Körfezi Kıyılarında İnsan Kaynaklı Jeomorfolojik Değişimler ve Süreçler / Human-Induced Geomorphological Changes and Processes on the Coasts of the Gulf of Izmit</i>	61
Murat UZUN	
Araştırma Makalesi / Research Article	
<i>Aydoğdu, Kızılca, Ovacık ve Kırkoluk Polyelerinin (Tavas, Denizli) Morfometrik Özellikleri ve Jeomorfolojik Evrimi / Morphometric Properties and Geomorphological Evolution of Aydoğdu, Kızılca, Ovacık and Kırkoluk poljes (Tavas, Denizli)</i>	82
Kadir TUNCER	
Araştırma Makalesi / Research Article	
<i>Jeomorfolojik Özelliklerin Tunceli Şehrinin Gelişimine Etkileri</i>	109
Fatma ESEN	




Araştırma Makalesi / Research Article

**HEYELAN SET GÖLLERİNİN OLUŞUM VE GELİŞİM ŞARTLARININ
JEOMORFOLOJİK İNDİSLERLE DEĞERLENDİRİLMESİ:
KOP (AKBURAK) GÖLÜ (BAYBURT) ÖRNEĞİ**

**The Evaluation of the Formation and Development Conditions of the Landslide
Dammed Lakes with Geomorphological Indices:
Example of Kop (Akburak) Lake (Bayburt)**

Onur YAYLA^a, Yıldırım ATAYETER^b, Uğur TOZKOPARAN^c

^a Süleyman Demirel Üniversitesi, Fen Edebiyat Fakültesi, Coğrafya Bölümü, Isparta
onuryayla29@gmail.com  <https://orcid.org/0000-0002-8710-3701>

^b Süleyman Demirel Üniversitesi, Fen Edebiyat Fakültesi, Coğrafya Bölümü, Isparta
yilatayeter@sdu.edu.tr  <https://orcid.org/0000-0002-7570-2993>

^c Süleyman Demirel Üniversitesi, Fen Edebiyat Fakültesi, Coğrafya Bölümü, Isparta
ugurtozkoparan@gmail.com  <https://orcid.org/0000-0002-3225-1651>

Makale Tarihi

Geliş 4 Kasım 2020

Kabul 10 Nisan 2021

Article History

Received November 4, 2020

Accepted April 10, 2021

Anahtar Kelimeler

Heyelan, Heyelan set gölleri, Kop (Akburak) Gölü, Jeomorfolojik İndisler

Keywords

Landslide, Landslide dammed lakes, Kop (Akburak) Lake, Geomorphologic Indices

Atıf Bilgisi / Citation Info

Yayla, O., Atayeter, Y., Tozkoparan, U. (2021) Heyelan Set Göllerinin Oluşum ve Gelişim Şartlarının Jeomorfolojik İndislerle Değerlendirilmesi: Kop (Akburak) Gölü (Bayburt) Örneği / The Evaluation of the Formation and Development Conditions of the Landslide Dammed Lakes with Geomorphological Indices: Example of Kop (Akburak) Lake (Bayburt), Jeomorfolojik Araştırmalar Dergisi / Journal of Geomorphological Researches, 2021 (7): 1-18
[doi: 10.46453/jader.820756](https://doi.org/10.46453/jader.820756)

ÖZET

Türkiye Alp orojenik dağ kuşağı üzerinde yer alan ve Kuvaterner döneminde günümüz haline yakın bir hal alan oldukça arızalı bir topoğrafyaya sahiptir. Böyle bir topoğrafya üzerinde yer alması Türkiye'de yüksek dağların, derin vadilerin, dik yamaçların görülmesine olanak sağlamaktadır. Bu ortamda birtakım yerşekillerinin oluşması veya süreç içerisinde topoğrafyanın deđiőmesi de kaçınılmaz bir gerçektir. Heyelan set gölleri de böyle dağlık, tepelik, eğim değeri yüksek özette arızalı topoğrafyalarda oluşmuş göllerdir. Bu göller; topoğrafyadaki özel Şartların yardımıyla hareket eden bir kütlelenin akarsu yatağının önünü kesmesiyle oluşan doğal su birikim ortamlarıdır. Bayburt - Aşkale arasında Kop dağı üzerinde gerçekleşmiş heyelan kütlelenin bir akarsu yatağının önünü keserek oluşturduğu Kop (Akburak) heyelan set gölü topoğrafik, iklimik ve vejetatif Şartları itibarıyla hem ülkemizdeki hem de yakın çevredeki set göllerinden farklı özellikler sunmaktadır. Bu gölün oluştuğu saha ve yakın çevresinde literatürde yer alan bir çalışma yapılmamıştır. Bu çalışmanın amacı Kop (Akburak) heyelan set gölünü literatüre kazandırmak ve bundan sonra yapılacak çalışmalara öncülük etmektir. Bu çalışmada gölün bu günkü durumu, oluşum Şartları, topoğrafyanın hareketliliğine göre gölün kalıcı olup olmayacağı üzerine de değerlendirmeler yapılacaktır. Çalışmanın indisler yardımıyla Türkiye'deki bir heyelan set gölü üzerine yapılan ilk çalışmalardan olması onu bu bakımdan da önemli kılmaktadır. Jeomorfolojik indislerin bu göl örneğinde tutarlılık durumu belirlenmeye çalıőılmıőtır. Bu amaçla çalışmada Blokaj, Hapsolmuş (Tutulmuş) Su, Boyutsuz Blokaj, Morfolojik Tıkanma ve Hidromorfolojik Set Gölü Süreklilik indisleri kullanılmıştır. Araştırma için Coğrafi Bilgi Sistemleri (CBS) ile araştırma sahasının 1/25.000 ölçekli topoğrafya haritaları sayısallaştırılmıştır. CBS üzerinden hacim hesaplamaları, havza değerlendirmeleri ve eğim değerleri üzerine analizler yapılmıştır. Bu analizler aynı zamanda Uzaktan Algılama programları (HGM Küre ve Google Earth Pro) ile desteklenmiőtir. Arazi çalışmaları sırasında GPS, altimetre, lazermetre ile ölçümler yapılıp fotoğraf makinesi ile fotoğraflar çekilerek veriler elde edilmiştir. Elde edilen bütün bu veriler değerlendirilmek suretiyle Kop (Akburak) heyelan set gölü jeomorfolojik indisler ile yorumlanmıőtır. Çalışma alanında yapılan değerlendirmeler sonucunda; Blokaj İndisi, Hapsolmuş (Tutulmuş) Su İndisi, Boyutsuz Blokaj İndisi ve Morfolojik Tıkanma İndisi açısından Kop (Akburak) Gölü Kararsız Oluşmuş Heyelan set gölü sınıfında nitelendirilmiőtir. Ancak Hidromorfolojik Set Gölü Süreklilik İndisi açısından ise Süreksizlik Alanı içerisinde sınıflandırılmıştır.

ABSTRACT

Turkey has a very defective topography, which is located on the Alpine orogenesis mountain belt and become close to today in the Quaternary period. The fact that our country is located on such a topography makes it possible to see the high mountainous areas, the deep valleys and the steep slopes in our country. The formation or disappearance of some landforms in this environment is an inevitable reality. The Landslide dammed lakes are also such mountainous, hilly, high slope value lakes, in short, formed on defective topographies. These lakes are natural water accumulation areas formed by a mass moving by means of special conditions in the topography by cutting the river bed. The Kop (Akburak) landslide dammed lake, formed by the mass of landslides, by cutting the front of a river bed, on Kop Mountain between Bayburt and Aşkale offers different characteristics from both our country and the surrounding dammed lakes in terms of topographic, climatic and vegetative conditions. In addition, there is no study in the literature in the area where this lake was formed and its immediate surroundings. The aim of this study is to introduce the Kop (Akburak) landslide dammed lake to the literature and to lead the further studies. In this study, the current situation of the lake, its formation conditions, and whether it will be permanent will be evaluated. This is also one of the first studies to be conducted on a landslide dammed lake with the help of the indexes in Turkey makes it important in this respect. The consistency of the geomorphological indexes in this lake sample has been tried to be determined. For this purpose; Blockage, Impoundment, Dimensionless Blockage, Morphological Obstruction and Hydromorphological Dam Stability indexes were used in the study. For the research, 1 / 25.000 scaled topography maps of the research area were digitized with Geographical Information Systems (GIS). The volume calculations, the basin assessments, and the analysis on the slope values were made on GIS. These analyzes were also supported by Remote Sensing programs (HGM Kre and Google Earth Pro). During the field studies, the measurements were made with GPS, the altimeter, the laser meter and the photographs were taken with the camera equipment. All these data obtained have been interpreted by evaluating the geomorphological indexes of Kop (Akburak) landslide dammed lake. As a result of the evaluations made in the study area; Kop (Akburak) Lake was classified as Unstable Landslide dammed lake in terms of Blockage Index, Dimensionless Blockage Index, Impoundment Index, and Morphological Obstruction Index. However, it was classified in Instability Domain in terms of Hydromorphological Set Lake Continuity Index.

© 2021 Jeomorfoloji Derneği / Turkish Society for Geomorphology
Tm hakları saklıdır / All rights reserved.

1. GİRİŞ

Heyelan set gölleri doğal gller grubundadır ve nehrin akış ynnn kopan heyelan kütleleri tarafından doldurulup bloklaőması (tıkanması) ile oluőurlar (Hermanss vd., 2011). Yapılan araştırmalarda heyelan kütlelerinin kayması ve heyelanın oluőmasını tetikleyen birçok faktör grlmektedir. Bu faktörlerden bazıları; kar yağışı ve erimeleri, akarsuyun oluşturduğu erozyon, sağanak yağış, antropojenik nedenler ve depremlerdir. Örneğin; İtalya'da meydana gelen heyelan ve heyelan set göllerinin oluşmasına neden olan faktörlerin dağılımı incelendiğinde, oluşmuş heyelan set göllerinin yarıdan fazlası (%52) sismik aktivitelerden, 1/3'nn (%33.5) sağanak yağışlar sonrası olaylardan meydana geldiği grlmektedir. Bu ülkedeki heyelan set göllerinin geriye kalanlarının oluşumunda ise akarsu erozyonu (%10.4), kar yağışı ve erime (%2.9), antropojenik faktörler (%1.2) etkili olmuştur (Stefanelli vd., 2015). Depremler (Huang, 2009)

ve sağanak yağışlar (Costa & Schuster, 1988) heyelan set göllerinin oluşumu için en çok ne çıkan iki önemli tetikleyici faktördür. Dünya genelinde yapılan çalışmalarda heyelanların oluşmasında tektonizmanın da önemli etkisi olduğu vurgulanmaktadır. Bu sahalardaki güçlü tektonik etkiler, vadi yarılma oranının fazlalığı ve zayıf kaya kütlesi yapıları bu tür heyelanların oluşumunun arkasındaki ana faktörler olduğu çalıőmalarla ortaya konulmuştur (Dai vd., 2005; Huang, 2009; Zhang vd., 2011; Zhang vd., 2016; Zhang & McSaveney, 2017).

Heyelan set gölleri üzerine araştırma yapan bilim insanlarının bazıları çalışmalarında dikkatlerini heyelan kütleleri üzerine de yoęunlaőtırırken, bazı araştırmacılar ise ilgisini daha çok oluşmuş heyelan setlerinin (barajlarının) tahrip olmasına yneltilmiőler ve böylesi durumlardaki riskler üzerine çalıőmıőlardır (Hewitt, 1982; Costa & Schuster,

1988; Walder & Costa, 1996; Hewitt & Liu, 2010; Winsemann & Lang, 2020). Bu çalışmaların bazılarında heyelan set göllerinin setlerinin tahrip olması ile büyük miktarda su kütlelerinin kontrolsüz hareketi sonucunda doğal afetlerin oluşabileceği varsayımları üzerine modellemeler yapılmıştır (Costa & Schuster, 1988).

Son yıllarda heyelan set göllerinin setlerinin tahrip olmasıyla oluşturabileceği sel ve taşkın risklerine yönelik analiz çalışmaları da yapılmıştır (Wang vd., 2019). Bazı heyelan set gllerini meydana getiren heyelanların malzemesi ve diğer unsurları gibi yardımcı faktörlerle birlikte çok kısa sürelerde deforme olduğu grlmektedir (Costa & Schuster, 1988; Ermini & Casagli 2003; Korup, 2004). Bu hızlı bozulmalar bazen setin tahrip olmasını, bazen de patlama olarak gerçekleşme ihtimalini taşımaktadırlar. Böylesi durumlarda ise heyelan setinin tahrip olmasıyla meydana gelen sellerin insan ve meknlar üzerinde kalıcı ve yıkıcı hasarlar oluşturması kuvvetle muhtemeldir (Chen vd., 2004; Dai vd., 2005; Hermanns vd., 2011). Böylesi heyelan set gllerinden kaynaklı en etkili tarihi sel olaylarından biri, 1786'da in'in Daru Nehri zerindeki sismik kaynaklı oluşan heyelan set gölünün setinin tahrip olması ile gerçekleşmiş ve 100.000'den fazla insanın hayatının kaybetmesine neden olmuştur (Dai vd., 2005). Heyelan set göllerinin son davranışları aslında gölün ilk (oluşum) şartlarıyla yakından ilgilidir. Bu nedenle bir heyelan set gölünün oluşum sürecini anlamak, o gln ve setinin risk değerlendirmesini de anlamak bakımından son derece önemlidir (Zhou vd., 2013).

Türkiye'de de yukarıda bahsedilen şartlar altında oluşmuş heyelanlar (Uzun, 1992; Cihangir & Görüm, 2016; Görüm, 2019) ve heyelan set göllerinin örnekleri vardır. Zira Türkiye'nin topoğrafik, klimatolojik, vejetatif şartları ile Türkiye'yi etkileyen sismik olaylar ve antropojenik faktörler dikkate alındığında Türkiye'de heyelan set göllerinin oluşumuna uygun ortamların bulunduğu ortaya çıkmaktadır. Türkiye'de heyelan set göllerinin varlığı ile ilgili olarak hazırlanmış bu literatür eserleri (Zeybek, 2002; Hoşgören & Ekinci, 2004; Duman, 2009; Bayrakdar & Görüm,

2012; Kopar & Sevindi, 2013; avuş, 2014; Atayeter vd., 2020) temel kaynak niteliğindedir. Bu alışmalar, ortamın paleoecoğrafik şartlarının analizi, gllerin oluşum şartları, geçirdikleri jeomorfolojik evrimin izahı gibi birçok temel durumu ortaya koymaları açısından önemlidirler. Jeomorfolojik analizler ile ilgili yapılan nicel araştırmalarda genel olarak morfometrik ilişkiler yöntemi kullanılırken (Strahler, 1957; ztrk & Erginal, 2008; Troiani & Della Seta, 2008; Larsen, vd., 2010; Elbaşı & zdemir, 2018) bunun dışında bazı çalışmalarda jeomorfolojik indislerden de yararlanılarak heyelan set göllerinin oluşumu ve evrimi de değerlendirilmiştir (Ermini & Casagli, 2003; Korup, 2004; Dong vd., 2011; Fan vd., 2012; Peng & Zhang, 2012; Stefanelli vd., 2016).

Jeomorfolojik sınıflandırmaya göre heyelan set gllerini oluşum açısından altı tipte (Costa & Schuster, 1988), oluşum süreci açısından ise üç tipte (Swanson vd., 1986; Ermini & Casagli, 2003; Stefanelli vd., 2016) ifade etmek mümkündür.

Costa & Schuster (1988) oluşum açısından heyelan set gllerini şu şekilde sınıflandırmaktadır:

TİP I: Akarsu vadisi içerisine sokulan heyelan kütlesinin vadinin diğer yamacı ile birleşemediği sahalarda meydana gelen set glleridir. Bu tip heyelanlarda kısmen gl oluşabilir ve ardından oluşan bu gl bozularak akarsu yatağını yeniden şekillendirmeye başlar (şekil-1 a.).

TİP II: Akarsu vadisinin bir yamacının kayarak diğer yamacıyla birleşmesi sonucu akarsu yatağının tıkanması şeklinde oluşan heyelanlar ile meydana gelen set glleridir. Bu tarz heyelanlar nispeten kk çaplı heyelanlardır (şekil-1 b.).

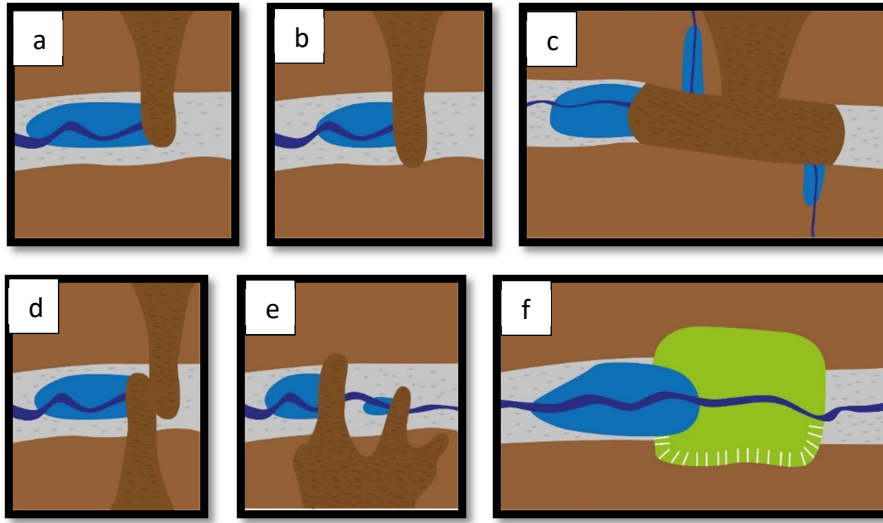
TİP III: Büyük akarsu vadilerinin bir yamacından diğer yamacına kadar ulaşabilen yani vadinin hem yukarı kesimine hem de aşağı kesimine doğru farklı yönlerde ilerleme gösteren heyelanlardır. Arazi eğimine ters yönde ilerleme gösteren bu büyük heyelan kütleleri gerisinde büyük alan kaplayan set gölleri oluşur (şekil-1 c.).

TİP IV: Bir akarsu vadisinin her iki yamacından karşılıklı olarak gelişmeye başlayan ve hemen hemen aynı sürelerde gerçekleşen kütle hareketleridir. Bu kütleler zamanla vadinin içerisini doldurur. Bu kütle akarsuyun önünü keser ve setin gerisinde bir set gölü oluşur. Bu tip kütlelere çalışmalarda 1 ve 2 şeklinde tanımlayıcı numaralar verilmekte ve buna göre yorumlamalar yapılmaktadır (Şekil-1 d.).

TİP V: Bir heyelan kütlelerinin akarsu vadisi içerisinde dillere ayrılarak birçok noktada akarsu yatağını kesmesi ile oluşan göllerdir. Akarsu bu şartlarda zaman içerisinde bazı dilleri (heyelan setleri) geçip, öndeki diğer dilin

gerisinde birikmektedir. Böylelikle vadi içerisinde birden fazla gölcük oluşabilmektedir (Şekil-1 e.).

TİP VI: Bu tip heyelan set gölleri vadi tabanına doğru yavaşça kayıp yayılan aşınım yüzeyi kütlelerinin gerisinde oluşmuştur. Bu göller yavaş yavaş kayan ve yavaş yavaş hareket eden aşınım yüzeyi parçalarının akarsu yatağını yükseltmesi ve akarsuyun yatak gradyanını değiştirmesiyle oluşur. Böylelikle oluşan bu kütle gerisinde göller meydana gelir. Zamanla akarsu diğer heyelan set göllerinde olduğu gibi bir şekilde bu seti aşar ve setin üzerinden yoluna devam eder (Şekil-1 f.).



Şekil 1. Heyelan set göllerinin oluşum şekillerine göre sınıflandırılması **a)** Vadi tabanını kapatmayan heyelan gerisinde. **b)** Vadi tabanını kapatan heyelan gerisinde. **c)** Vadi ve vadi kollarının tıkanması ile heyelan gerisinde. **d)** İki yamaçtan gelen kütlelerin gerisinde. **e)** Heyelanın farklı topuk noktalarında birden fazla tıkanma ekseninde. **f)** Aşınım yüzeyi gerisinde oluşan heyelan set gölleri (Costa ve Schuster, 1988' den yeniden çizilerek). **Figure 1.** The classification of landslide dammed lakes according to their formation. **a)** Behind the landslide that does not cover the valley floor. **b)** Behind the landslide that covers the valley floor. **c)** Behind the landslide due to the clogging of the valley and its branches. **d)** Behind the mass coming from the two slopes. **e)** Behind more than one occlusion axis at the landslide's different heel points. **f)** The landslide dammed lakes formed behind the erosional surface (redrawn from Costa and Schuster, 1988).

Swanson vd. (1986); Ermini & Casagli (2003) ve Stefanelli vd. (2016) jeomorfolojik oluşum ve gelişim süreçleri açısından heyelan set göllerini şu şekilde sınıflandırmaktadırlar:

1. Oluşmamış (not-formed) heyelan set gölleri: Bu göller sadece akarsu yatağı bölümünün daralması ile bir akarsu üzerinde tam oluşmamış göllerdir. Bu durumdaki sahalarda suyun kaynağına doğru bir göl havzasının oluşumu gerçekleşmemiştir. Bazı durumlarda kayan kütle mevcut akarsu yatağının önünü kapatmış, bu durumda akarsu sapsması veya

heyelan topuk erozyonu gibi sadece farklı sonuçlar ortaya çıkmıştır.

2. Kararsız (formed-unstable) oluşmuş heyelan set gölleri: Bu ortamlarda heyelana, genellikle dış etkenler (örneğin depremler, yağış, eğim veya antropojenik durumlar) neden olmuştur. Bu tip şartlar, gölün genel çöküşüne veya bozulmasına kadar giden (saatlerden yüzyıllara) relik (kalık) göl ve göl havza örneklerinin oluşumuna yol açar. Bazı hallerde tıkanmanın şartları (heyelan set gölünün gövdesinin parçalanarak, tutulan suyun

boşalması nedeniyle), büyük bir afet tehlikesi oluşmasına neden olabilir. Bu gibi durumlarda heyelan set gölünün gövde kalıntıları araştırmacılar tarafından genellikle zorlukla tanınır. Bu sınıf içerisinde olan heyelan set göllerinde risk analizleri yapılmakta, olası tehlikeli sonuçları önlemek için insan müdahalesi ile gölün gelişiminin takip edilmesi, gerekirse gölün devamlılığı için tedbirler alınmasına yönelik çalışmalar planlanmaktadır.

3. Kararlı oluşmuş (formed-stable) heyelan set gölleri: Heyelan sonucu, dere yatağının tamamen tıkanması ile bunun sonucunda bir göl havzasının oluşmasına neden olan göllerdir. Bu tip oluşumlarda heyelan set gölü, oluşum şartları nedeniyle ancak küresel bir kararlılık ve dinamik bir denge içerisinde varlığını sürdürmektedir.

Gerek oluşum ve gerekse de süreç nedeniyle meydana gelmiş heyelan set göllerinin bazıları jeomorfolojik durumlarına göre yıllarca muhafaza edilerek varlığını sürdürmekte bazıları ise akarsu alüvyonları tarafından doldurularak sönümlenebilmektedirler. Yukarıda bahsedilen heyelan kütleleri, set göllerinin içerisinde erozyon faaliyetleri sınıfında kabul edilen ve gölün aynasına doğru gelişen dolgular yapmaktadırlar. Zaman içerisinde bu dolgular gölün taşarak önündeki set üzerinden aşması ve küçük taşkınlar oluşturmasına sebep olabilmektedir. Bu küçük taşkınlar ile sadece gölün tıkanma noktasının üzerinden aşan akarsu, yatağını kısmen genişletmekte ve zamanla büyük derecede sellere veya heyelan set gölünün suyunun tamamen boşalmasına neden olmaktadır (Stefanelli vd., 2016).

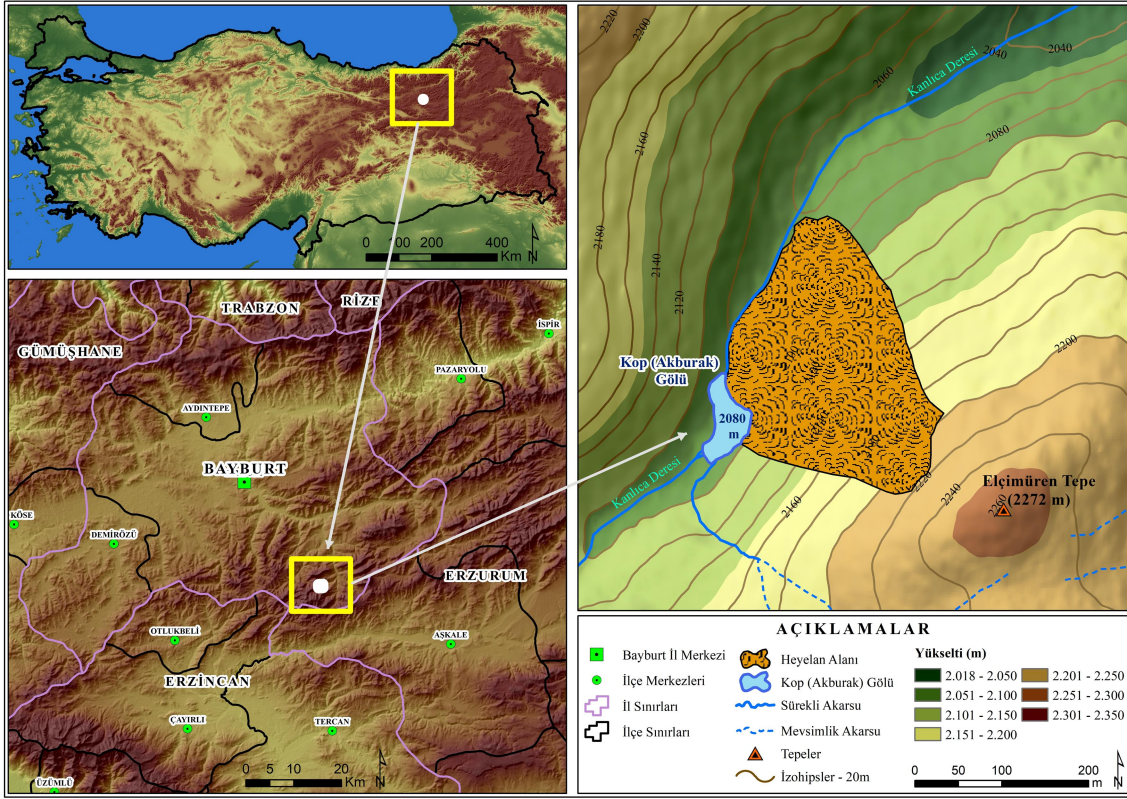
Heyelan set göllerini ele alan yeni nesil çalışmalar hem oluşum mekanizmasını hem de oluşum sürecini ele almaktadır. Bu çalışmalar Coğrafi Bilgi Sistemleri (CBS) ve Uzaktan Algılama (UA) teknikleri ile arazi çalışmalarının birlikte kullanıldığı farklı indisler üzerinden yapılan çalışmalardır.

Bugüne kadar ülkemizde heyelan set göllerinin, heyelan setlerinin jeomorfolojik indisler yardımıyla değerlendirildiği çalışmalar

yaygın olarak yapılmamıştır. Oysa Dünya'da artık araştırmacıların yeni çalışmalarında örnek araştırma sahalarını gölün oluşumu, jeomorfolojik evrimi, heyelan setinin morfolojik şartları, setin risk analizi gibi birçok farklı parametreler üzerinden farklı indisler kullanarak değerlendiren çalışmalar yaptıkları görülmektedir. Bu çalışma Türkiye'de coğrafi bir bakış açısı ile ilk defa Bayburt/Aşkale arasında yer alan Kop Dağı üzerindeki Kop (Akburak) Gölü'nün farklı jeomorfolojik indisler yardımıyla ele alan bir çalışmadır. Bu göl, topoğrafik, iklimik ve vejetatif şartları itibarıyla hem ülkemizdeki hem de yakın çevredeki set göllerinden farklı özellikler sunmaktadır. Ayrıca bu gölün oluştuğu saha ve yakın çevresinde literatüre girmiş bir göl bu yöntemlerle incelenmemiştir. Bütün bu şartlar dikkate alınarak Kop (Akburak) heyelan set gölünü literatüre kazandırmak ve bundan sonra yapılacak çalışmalara öncülük etmek maksadıyla kaleme alınmıştır. Bu çalışmada gölün bu günkü durumu, oluşum şartları, sürekli olup olmayacağı üzerine de değerlendirmeler yapılmıştır. Bu çalışmada; jeomorfolojik indisler yardımıyla Kop gölünün, heyelan setinin sürekliliği, heyelanın kütle hacmi, vadi genişliği, gölün kütle hacmi, setin ve gölün oluşumu üzerine etkileri, gölün oluşum evrimi, gölün süreklilik süreci üzerine yapılan değerlendirmeler de sunulmuştur.

1.1. Araştırma Alanının Yeri ve Sınırları

Çalışma lokasyon olarak 40° 2'55.08"K enlemi ile 40°23'9.56"D boylamında yapılmıştır (Şekil 2). Kop (Akburak) Gölü Kop Dağı (2918 m.) ve İmamalı Dağı (2776m.) üzerinde yer alan Napçalma Tepe (2417 m.) ve Elçimüren Tepe (2272 m.) arasında akan Kanlıca Deresi üzerinde meydana gelen bir heyelan set gölüdür. Göl farklı kaynaklarda farklı şekilde isimlendirilmesine rağmen çoğunlukla Kop Gölü veya yerel halk tarafından söylenen şekli ile Akburak Gölü olarak ifade edilmektedir. Kanlıca Deresinin kaynaklandığı lokasyonlar ve heyelan set gölünün oluşum mekanizmasına etki eden formasyonların yer aldığı çalışma alanı yaklaşık 10 km² 'lik bir alanı kapsamaktadır.



Şekil 2. Kop (Akburak) Heyelan Set Gölünün lokasyon haritası / **Figure 2.** The location map of Kop (Akburak) Landslide Dammed Lake.

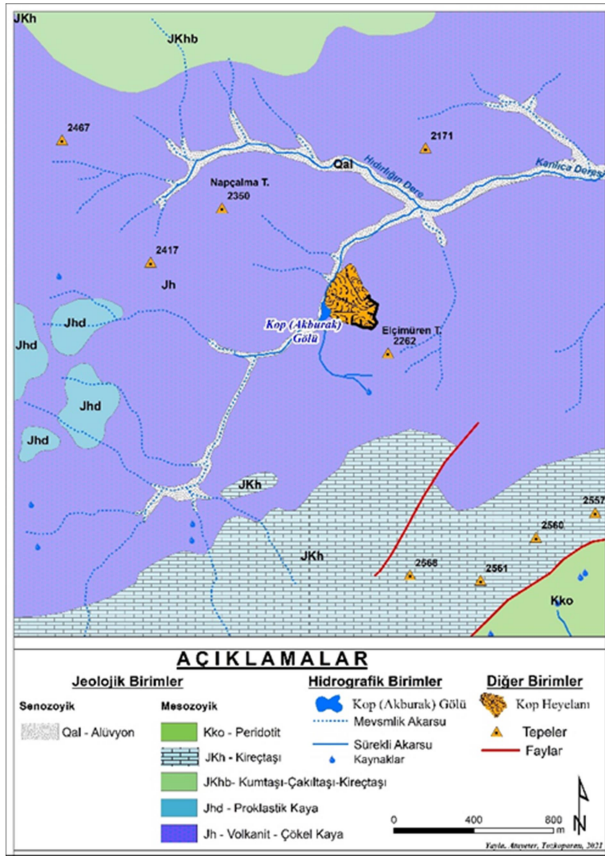
Kop (Akburak) heyelan set gölünün oluşumunda birçok faktör etkilidir. Bu faktörler içerisinde sahanın litolojik yapısı, iklimi ve bitki örtüsü öne çıkanlardır. Bu nedenle metnin bu bölümünde çalışma sahasının jeolojik, klimatolojik ve vejetatif şartları hakkında kısa bir bilgilendirme yapılmıştır.

Bu saha ağırlıklı olarak Jura ve Alt Kretase yaşlı birimlerden oluşmaktadır. Sahanın temelini Alt-Orta yaşlı volkanitler oluştururken üstte aşınımından arta kalan Jura, Geç Jura ve Kretase yaşlı kireçtaşı blokları gözlenmektedir. Bu kireç taşları havza kenarı veya şelf kenarı fasiyesindedir. Az eğimli bir şelf yamacından veya havza düzlüğünden çökelmişlerdir (Keskin, 2016). Bu birimler göz önüne alınarak alanın ve yakın çevresinin jeoloji haritası oluşturulmuştur (Şekil 3).

Araştırma sahası daha önce de yakın çevresinde bu şekilde gerçekleşmiş kütle hareketlerine sahne olmuş bir sahadır (Uzun, 1992; Atayeter vd., 2020). Kop gölünün oluştuğu Kanlıca Deresi vadisinde heyelan oluşumuna sebep olabilecek şartların varlığı bu sahada heyelan olasılığını yükseltmektedir. Nitekim Kanlıca Dere vadisinde Kop (Akburak)

gölünü oluşturan heyelan, batıda Napçalma Tepe (2437m.), doğuda Elçimüren Tepe (2272m.), güneyde Coşan Dağı (2975m.) yüksek kütleleri arasında meydana gelmiştir. Araştırma sahası ve yakın çevresinde eğim değerlerinin yüksekliği kütle hareketlerinin oluşumunda etkili olan temel faktörlerdendir. Bu özellikler göz önüne alınarak alanın ve yakın çevresinin jeomorfoloji haritası oluşturulmuştur (Şekil 4).

Kop (Akburak) gölü hidrografik olarak yıl boyu akış gösteren Kanlıca Deresi üzerinde gelişmiştir. Coşan Dağından kaynaklanan Kanlıca Deresi ortaçığırında Kop Deresi ile birleştikten sonra kuzeye doğru akarak önce Masat Çayına ve böylelikle Çoruh Nehrine katılmaktadır. Kanlıca Deresinin kaynaklandığı Coşan Dağlarından Masat Çayına katıldığı kesime kadar yaklaşık uzunluğu 22,81 km. dir ve Dantritik drenaj tipinde bir akarsudur. Kanlıca Deresi 2000 m. rakım değerinin üzerinde akış gösteren bir akarsu olduğundan ve bu sahanın iklim karakteri gereği kar örtüsünün yerde kaldığı süreler, donlu günler, kar erimelerinin yaşandığı günler akarsuyun akım değeri üzerinde etkili olmaktadır.



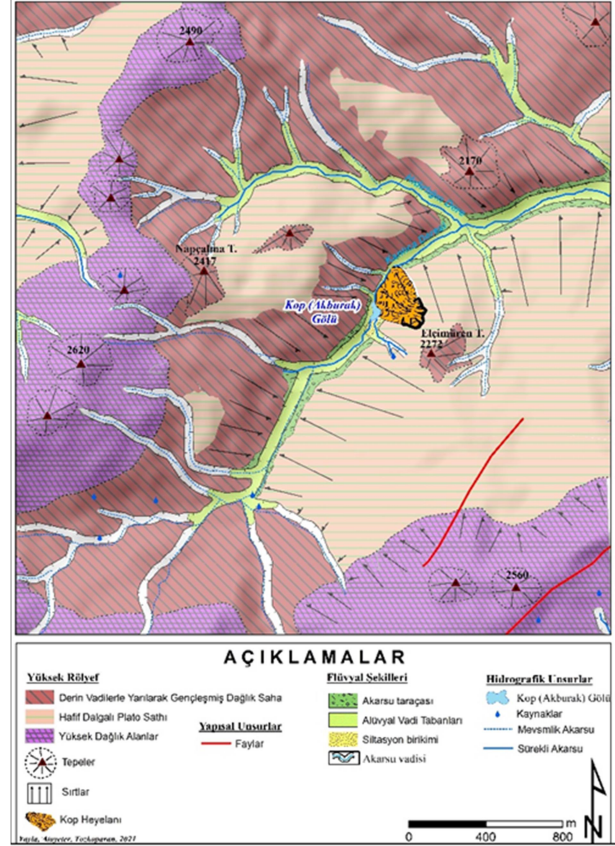
Şekil 3. Kop (Akburak) Heyelan Set Gölü ve yakın çevresinin jeoloji haritası (Maden Tetkik Arama (MTA) Enstitüsü'nün H44 harita paftasından üretilmiştir).

Figure 3. The geology map of Kop (Akburak) Landslide Dammed Lake and its immediate surroundings (Produced from the H44 map chart sheet of Mineral Research and Exploration (MTA) Institute).

Kop Dağı kayak merkezi meteoroloji istasyonu verilerine göre çalışma sahasının yıllık ortalama sıcaklığı 5 °C'dir. Aylık sıcaklık değerleri kasım ve mart ayları arasında (-) eksi derecelerde seyretmektedir. Bu sahada en yüksek değer 16.9 °C ile temmuz ayında ölçülürken en düşük değer -4.8 °C ile şubat ayında ölçülmüştür. Araştırma sahası ve yakın çevresinde yıllık toplam yağış miktarı 420.5 mm'dir. Bu sahaya en az yağış 12.20 mm ile ağustos ayında düşerken en fazla yağış 79.20 mm ile mayıs ayında düşmektedir.

Özellikle kar erimelerinin artması ile bahar aylarında Kanlıca Deresinin debisinde önemli artışlar meydana gelmekte ve bu mevsimde dere bol miktarda su taşımaktadır. Bu mevsimlerde akarsuyun debi artışı ile beraber

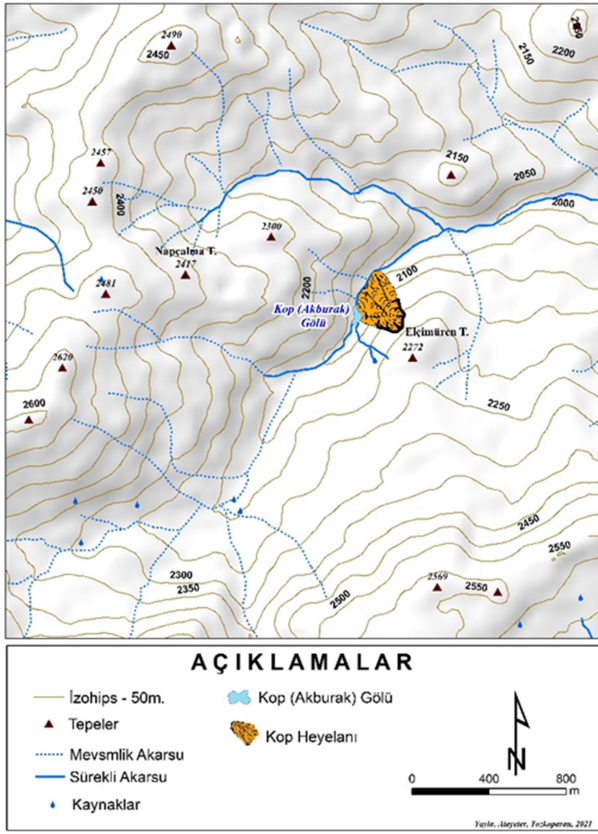
gölün seviyesi de yükselmektedir. Bu hidrografik özellikler göz önüne alınarak alanın ve yakın çevresinin hidrografya haritası oluşturulmuştur (Şekil 5).



Şekil 4. Kop (Akburak) Heyelan Set Gölü ve yakın çevresinin jeomorfoloji haritası

Figure 4. The Geomorphological map of Kop (Akburak) Landslide Dammed Lake and its immediate surroundings

Kop (Akburak) heyelan set gölü havzasında, kuzeyde İmamalı Dağı (2776 m.), güneyinde Coşan Dağı (2975 m.), doğusunda ise Kop Dağı (2918 m.) gibi yüksek kütleler arasındaki alçak vadiler içerisinde farklı akarsular tarafından aşındırılmıştır. Vadi çevresindeki yüksek topoğrafya ile vadi içerisinde farklı bitki türleri yetişmektedir. Yüksek dağ kütlelerine varan farklı yükselti basamaklarında vadi tabanından başlayarak 2200 m'lere kadar Karaağaç (*Ulmus glabra Huds.*), Meşe (*Quercus sp.*), Kuşburnu (*Rosa canina L.*), gibi farklı ağaç ve ağaççıklar yer almaktadır. 2200 m'lerden 2500 m'lere kadar Sarıçam (*Pinus sylvestris L.*), Titrek kavak (*Populus tremula L.*) ve Huş (*Betula pendula Roth.*) ağaçlarıyla karşılaşılırken 2500 m üzerinde ise Alpin çayırlar yer almaktadır.



Şekil 5. Kop (Akburak) Heyelan Set Gölü ve yakın çevresinin hidrografi haritası.

Figure 5. The hydrographic map of Kop (Akburak) Landslide Dammed Lake and its immediate surroundings.

2. MATERYAL ve YÖNTEM

Bu çalışmada Kop (Akburak) heyelan set gölünün oluşumu ve gelişimi, bu gölü oluşturan heyelan setinin yüksekliği, heyelanın hacmi, gölü oluşturan tıkanma noktasından geriye doğru akarsu havza alanı, gölün su hacmi, vadi genişliği, akarsu yatak eğimi değerlerinden de yararlanılarak jeomorfolojik indisler yoluyla değerlendirmeler yapılmıştır. Gölün jeomorfolojik oluşum ve gelişimini belirlemek ve bu süreç üzerinden değerlendirmeler yapmak için jeomorfolojik indislere ihtiyaç duyulmaktadır. Bu nedenle çalışmada Blokaj İndisi *Blockage Index* (BI) (Casagli and Ermini, 1999; Ermini ve Casagli, 2002; 2003; Korup, 2004; Stafanelli vd., 2016), Hapsolmuş (Tutulmuş) Su İndisi *Impoundment Index* (II) (Casagli and Ermini, 1999; Korup, 2004), Boyutsuz Blokaj İndisi *Dimensionless Blockage Index* (DBI), (Ermini ve

Casagli, 2002; Ermini ve Casagli, 2003; Stafanelli vd., 2016), Morfolojik Tıkanma İndisi *Morphological Obstruction Index* (MOI), (Stafanelli vd., 2016) ve Hidromorfolojik Set Gölü Süreklilik İndislerinden *Hydromorphological Dam Stability Index* (HDSI) (Stafanelli vd., 2016) yararlanılmıştır.

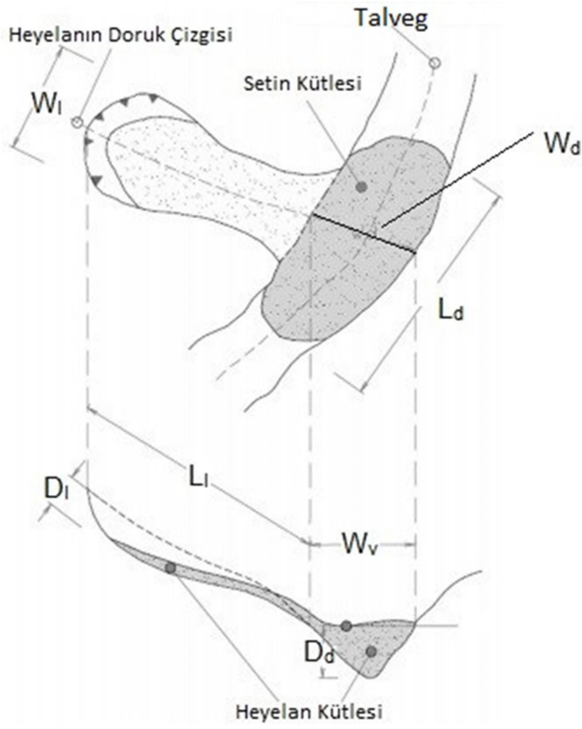
2.1. Blokaj İndisi (BI)

Blokaj İndisi yöntemi genel bir ifade ile heyelan kütesinin vadiyi tıkayan heyelan setinin hacmi ile gölün oluşumuna sebep olan tıkanma noktasından akarsu kaynağına doğru akarsuyun toplandığı havza alanının ilişkisine dayanan bir indistir. $BI = \log(V_d/A_b)$ formülü ile hesaplanmaktadır. Bu formülde V_d : vadiyi tıkayan heyelan setinin hacmini, A_b : tıkanma noktasından akarsu kaynağına doğru havza alanını (km^2/m^2) ifade etmektedir.

Heyelan set gölleri üzerine çalışmaları bulunan Swanson vd. (1986), Canuti, Casagli ve Ermini (1998) hesaplamalar yaparken heyelanın tüm hacmi yerine sadece heyelan set gölünün oluşumuna katkıda bulunan malzemenin dikkate alınması gerektiğine dikkat çekmişlerdir. Daha öncesinde ise bu tip çalışmalar ile heyelan set göllerindeki jeomorfolojik süreçleri inceleyen araştırmacılar olmuştur (Casagli ve Ermini, 1999).

Kop (Akburak) Gölü üzerinde BI indisinin değerlerinin hesaplanabilmesi için işlemler aşağıdaki şekilde gerçekleştirilmiştir; GPS, lazer metre ve CBS araçları kullanılarak jeomorfolojik parametreler elde edilmiştir. Ancak yer değiştiren heyelan kütesinin vadiyi tıkararak gölü oluşturan kesiminin yaklaşık hacminin hesaplanması için Catani vd., (2016)'ya göre heyelan alanı yarı elipsoid bir şekil olarak kabul edilerek hesaplama yapılmıştır. Bu hesaplamada $V = 1/6 \pi DWL$ 'dir.

Burada V heyelanın gerçekleşmesi ile vadi yatağını doldurarak tıkayan kütenin hacmini ifade etmektedir. D gölü oluşturan heyelan setinin derinliğini, W gölü oluşturan heyelan setinin genişliğini, L ise gölü oluşturan heyelan setinin boyuna uzunluğunu ifade etmektedir. Bu hesaplamaların yapılma sürecinde Stafanelli vd. (2018) çalışması (Şekil 6) esas alınmış, jeomorfometrik parametreler Kop (Akburak) Gölü'ne uyarlanmıştır.



Şekil 6. L_l , W_l ve D_l 'nin sırasıyla heyelan kütleinin uzunluğu, genişliği ve derinliğini simgeleyen genel bir heyelan setinin planı ve enine kesit görünümü; L_d , W_d ve D_d setin uzunluğu, genişliği ve derinliğidir; W_v vadi genişliğidir (Stefanelli vd., 2018).

Figure 6. Plan and cross-section view of a generic landslide dam, where L_l , W_l , and D_l are the landslide length, width and depth; L_d , W_d , and D_d are the dam length, width, and depth; W_v is the valley width (Stefanelli vd., 2018).

2.2. Hapsolmuş (Tutulmuş) Su İndisi (II)

Hapsolmuş (Tutulmuş) Su indisi (II) $II = \log(V_d/V_l)$ formülü ile hesaplanmaktadır. Bu formülde V_d : vadiyi tıkayan heyelan setinin hacmini (m^3), V_l : heyelan setinin gerisinde oluşan gölün hacmini (m^3) ifade etmektedir (Casagli ve Ermini, 1999; Korup, 2004).

Hapsolmuş (Tutulmuş) Su indisinin hesaplanmasında vadiyi tıkayan heyelanın hacmi ile heyelan set gölünün hacminin birbirine oranının değerlendirilmesi ile setin ve gölün sürekliliği konusunda hesaplamalar yapılmaktadır. Heyelan set gölleri ile ilgili daha önce yapılmış çalışmalarda (Ermini ve Casagli, 1999; Korup, 2004) Hapsolmuş (Tutulmuş) Su indisinde kullanılan jeomorfometrik parametrelerden heyelan set göllerinin süreklilikleriyle ilgili grafiksel yorumlamalar da yapılmıştır.

Bu indiste kullanılan V_d : vadiyi tıkayan heyelan setinin hacminin nasıl hesaplanacağı BI başlığı altında açıklanmıştır. Formülde V_l ise heyelan seti gerisinde oluşan gölün hacmini ifade etmektedir. Gölün hacmini belirleyebilmek için gölün batimetrik verilerine ihtiyaç duyulmaktadır. Bu kapsamda arazi çalışmaları sırasında bot ile göl üzerinden GPS kullanılarak lokasyonlar belirlenmiş, bu lokasyonlarda şerit metre yardımı ile derinlik ölçümleri yapılmıştır. 88 farklı noktadan elde edilen derinlik verileri Kriging enterpolasyon yöntemi ile yayılmış ve CBS ortamında bu verilerden gölün hacim hesabı yapılmıştır.

2.3. Boyutsuz Blokaj İndisi (DBI)

Boyutsuz Blokaj indisi (DBI) $DBI = \log(A_b \cdot H_d / V_d)$ formülü ile hesaplanmaktadır. Bu formülde H_d : heyelan setinin yüksekliğini (m), V_d : vadiyi tıkayan heyelan setinin hacmini (m^3), A_b : gölün oluşumuna sebep olan tıkanma noktasından akarsu kaynağına doğru akarsuyun toplandığı havza alanını (km^2/m^2) ifade etmektedir (Ermini ve Casagli, 2002; 2003).

Boyutsuz blokaj indisinin hesaplanmasında heyelan kütleinin hacmi set gölünün oluşumu açısından büyük önem taşımaktadır. Ermini ve Casagli (2002 ve 2003)'e göre, heyelan set gölünün yüksekliği suyun tıkanma noktasında taşma yaptığı yerden heyelanın akarsu yatağına ulaştığı yer arasındaki yükseklik ölçüsü (m) olarak belirlenmektedir. Bu değer hem gölün tıkanma noktasının üzerinden aşması hem de bir akarsu yatağının oluşamama mekanizmalarına karşı akarsu yatağının sürekliliğini değerlendirmek için önemli bir değişkendir (Stefanelli vd., 2016).

H_d heyelan setinin yüksekliğini ifade eder. Buradaki yükseklik vadi tabanından suyun taşma noktasına olan dikey irtifa farkıdır, metre cinsinden tanımlanır (Costa ve Schuster, 1991). Birikim oluşmasından sonra heyelan setinin (tıkacın) yüksekliğine bağlı olarak bu tıkacın gerisinde göl oluşabilecektir. Biriken su kütlei oluşması durumunda bir müddet sonra su tıkacın en alçak noktasından aşarak yeni bir yatak içinden geçip yoluna devam edecektir. Bu sürecin gelişmesinde akarsuyun hidrolik eğimi ile heyelan kütleinin eğimi arasındaki

ilişki, suyun seti yeniden aşmasında belirleyici faktörlerdendir.

Bu çalışmada heyelan setinin yüksekliğini belirleyebilmek için ilk olarak tıkanma noktasının GPS ile yüksekliği ölçülmüştür. Sonrasında heyelanın topuk noktası ile gölün tıkanma noktası arasındaki yükselti farkı hesaplanarak setin yüksekliği belirlenmiştir. Heyelan setinin hacmi (V_d) ve gölün oluşumuna sebep olan tıkanma noktasından akarsu kaynağına doğru akarsuyun toplandığı havza alanının (A_b) hesaplanma süreci yukarıda BI başlığında açıklanmıştır. Bu nedenle bu rakamın nasıl hesaplandığı burada tekrar anlatılmamıştır.

2.4. Morfolojik Tıkanma İndisi (MOI)

Morfolojik tıkanma indisi (MOI) daha çok jeomorfolojik bakış açısı ile bir değerlendirme yapmaktadır. Bu indis önceki üç indisten farklı olarak biraz daha coğrafyacı bir yaklaşım prensibi ile çalışmaktadır. $MOI = \log(V_1/W_v)$ formülü ile hesaplanmaktadır. Burada V_1 heyelanın hacmini (m^3), W_v ise heyelanın gerçekleştiği ve heyelan set gölünün oluştuğu vadinin genişliğini ifade etmektedir (Stefanelli vd., 2016).

Morfolojik tıkanma indisi heyelanın etkilediği ortam ile akarsu vadisinin genişliği arasındaki ilişkiyi önemli bir jeomorfometrik parametre olarak görmektedir. Yani genel bir ifade ile morfolojik tıkanma indisi yatak genişliği ile heyelan hacmi arasındaki ilişkinin heyelan set göllerinin oluşumunun değerlendirilmesi için en önemli veriler olduğunu öne sürmektedir.

Çalışmada heyelanın hacmi CBS ortamında *Triangulated Irregular Network* (TIN) araçları ile 1 m çözünürlükteki veriler kullanılarak bulunmuştur. Bu veriler arazi çalışmalarında heyelan kütleleri üzerinde 0.5 ve 1 m aralıklarla alınan çoklu yüksekliklik değerlerinin enterpolasyon edilmesiyle eř yükselti eğrileri oluşturularak topoğrafyanın yakın TIN verisi elde edildi. Vadinin genişliği ise arazi çalışmaları ve çoklu ortam verilerinin uzaktan algılama teknikleri ile beraber kullanılması ile hesaplanmıştır.

2.5. Hidromorfolojik Set Gölü Süreklilik İndisi (HDSI)

Hidromorfolojik Set Gölü süreklilik İndisi (HDSI), en basit ifadesi ile tıkanma alanının sürekliliğininin gölün hacmi ile akarsuyun aşındırma gücü arasındaki ilişkiye dayanmaktadır (Stefanelli vd., 2016). $HDSI = \log(V_1/A_b.S)$ formülü ile hesaplanmaktadır. Burada V_1 heyelan hacmi (m^3), A_b gölün oluşumuna sebep olan tıkanma noktasından akarsu kaynağına doğru akarsuyun toplandığı havza alanı (km^2) ve S ise akarsu yatağının yerel uzunlamasına eğimi ifade etmektedir.

Bu alışma için gerekli heyelan hacmi ve göl yüzey alanı verilerinin nasıl elde edildiği BI ve MOI başlıklarında açıklanmıştır. HDSI hesaplamasında gerekli olan akarsuyun uzunlamasına eğim değerinin hesaplanmasında aşağıdaki yol izlenmiştir; Kanlıca Deresinin ana kolunun yan kollar ile birleştiği başlangıç noktasından Kop (Akburak) gölüne ulaştığı nokta arasındaki yatay uzunluk değeri ile bu iki nokta arasındaki yükseklik farkı GPS verilerinden elde edilmiştir. Ayrıca CBS ortamından da bu iki nokta arasındaki mesafe (m) hesaplanmıştır. Burada eğim hesaplama formülü kullanılmıştır. $S = \text{Yükselti farkı} \times 100 / \text{yatay uzaklık}$.

3. BULGULAR

Bu alışmada Kop (Akburak) gölünün jeomorfolojik indisler yardımıyla farklı kategorilerdeki değerlendirilmeleri sunulmuştur. Bu indislerde aşağıdaki jeomorfometrik parametreler kullanılmıştır (Tablo 1).

3.1. Kop (Akburak) Heyelan Set Gölünün Blokaj İndisine (BI) İlişkin Bulgular

Kop (Akburak) Heyelan set gölü üzerinde lazer metre ile ölçümler yapılarak gölü oluşturan setin hacmi hesaplanmıştır (Foto 1). Hacim hesaplama işlemleri yapılırken Canuti vd., (1998)'ya göre heyelanın bütün kütsel hacmini değil, sadece göl önünde set oluşturan kütselin hacmi esas alınmıştır. Bu kütselin hacminin hesaplanmasında kütselin genişliği, uzunluğu ve derinliği yarı elipsoid geometrik bir şekil varsayılarak yapılmıştır. Arazide

kütlenin genişlik ve uzunluğu lazermetre ile derinliği ise GPS ile belirlenmiştir. Bu belirlemelere göre L_d ; 256,57 m W_d ; 48,17 m D_d ; 22 m'dir. Buna göre $V_d = 142365,2 \text{ m}^3$ tür. Formüldeki A_b : gölün oluşumuna sebep olan tıkanma noktasından akarsu kaynağına doğru akarsuyun toplandığı havza alanını ifade

$$BI = \log(V_d/A_b), BI = \log(142365,2/8,49) = 4,22 \quad (2)$$

BI üç sınıfta değerlendirilmektedir (Canuti vd., 1998; Casagli ve Ermini, 1999) (Tablo 2). Bu değerlere göre Kop (Akburak) heyelan set gölünün değeri $3,00 < BI < 5,68$ arası bir değer

etmektedir. Yapılan hesaplamalar sonucunda bu havzanın km^2 cinsinden değerinin $8,49 \text{ km}^2$ olduğu belirlenmiştir. Bulunan değerler formülde yerine konulduğunda Kop (Akburak) heyelan set gölünün BI değeri şu şekildedir:

olan 4,22 değeri olması nedeni ile **Kararsız Oluşmuş Heyelan Set Gölleri** sınıfında yer almaktadır.

Tablo 1. Araştırma için elde edilen jeomorfometrik parametreler / **Table 1.** The geomorphometric parameters are obtained for the research

Jeomorfometrik Parametreler	Tanım	Kaynak
V_d	Heyelan bir set olarak vadiyi tıkadığı kütlenin hacmi	25 m DEM
W_d	Vadi içerisini dolduran heyelan kütlesinin genişliği	Lazermetre
L_d	Vadi içerisini dolduran heyelan kütlesinin vadi boyunca uzunluğu	Lazermetre
D_d	Vadi içerisini dolduran heyelan kütlesinin set yüksekliği	GPS
A_b	Suyun tıkanma noktasından akarsu kaynağına doğru havza alanı	HGM Ortofoto, 25 m DEM
H_d	Heyelan setinin suyun setten aşma yaptığı alan ile heyelan topuğunun arasındaki yükselti farkı	GPS, 25 m DEM
V_l	Heyelan sonucu oluşmuş olan gölün hacmi	Arazi alışmaları ile hesaplanan veri
V_1	Heyelanın kütleli hacmi	1 m DEM
W_v	Akarsuyun vadi genişliği, farklı noktalardan alınan ölçümlerin ortalaması ile elde edilmiştir	Lazermetre
S	Akarsu yatağının eğimi, akarsuyun kaynak alanında toplandığı noktadan göle ulaştığı yer arasındaki eğimi ifade eder.	GPS, 25 m DEM



Foto 1a) ve 1b) Kop (Akburak) heyelan set gölünde arazi çalışmalarından görüntüler / **Photo 1a) and 1b)** The view from the field studies in Kop (Akburak) landslide dammed lake.

Tablo 2. Blokaj İndis (BI)'e göre heyelan set göllerinin sınıflandırılması / **Table 2.** The classification of the landslide dammed lakes according to Blockage Index (BI). (Canuti vd., 1998'den düzenlenerek)

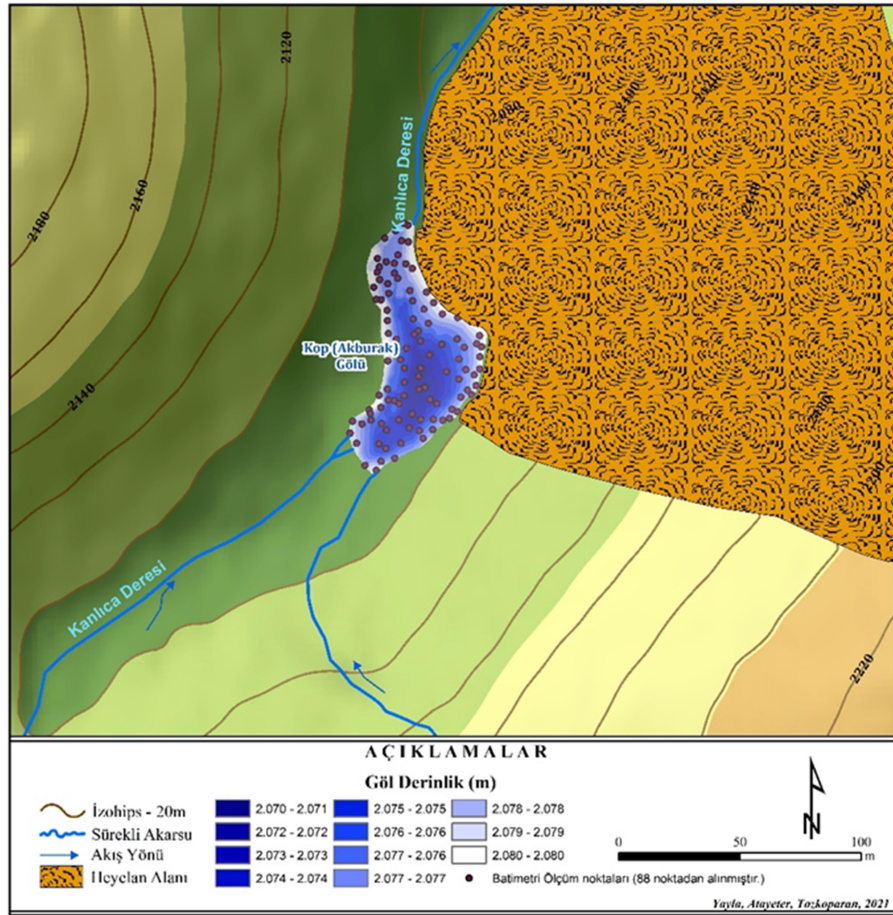
Sınıfı	Değeri
Kararlı Oluşmuş Heyelan Set Gölleri	$BI > 5,68$
Kararsız Oluşmuş Heyelan Set Gölleri	$3,00 < BI < 5,68$
Oluşmamış Heyelan Set Gölleri	$BI < 3,00$

3.2. Kop (Akburak) Heyelan Set Gölünün Hapsolmuş (Tutulmuş) Su İndisine (II) İlişkin Bulgular

II indisi vadiyi tıkayan heyelan setinin hacmi (V_d) (m^3) ile tıkanma noktasının gerisinde meydana gelen gölün hacim (V_i) (m^3) oranıyla hesaplanmaktadır. V_d verisinin nasıl elde edildiği BI indisi başlığında açıklanmıştır. V_i ise göl üzerinde şerit metre ve GPS kullanılarak elde edilmiştir, bu veriler CBS ortamında sayısalılaştırılarak hacim bilgisine ulaşılmıştır. Bu hesaplamalara göre gölün hacmi 13.725,08 m^3 olarak tespit edilmiştir. Gölün hacim değerlerinin hesaplanmasında derinlik ölçümü

yapılan noktaları gösteren ve gölün batimetrik durumunu yansıtan bir batimetri haritası oluşturulmuştur (şekil 7). Veriler formülde yerine konulduğunda Kop (Akburak) Gölü $II = \log(V_d/V_i)$, $II = \log(142365,2/13725,08) = 1,01$ olarak hesaplanmıştır.

II indisine göre heyelan set gölleri Kararlı ve Kararsız göller şeklinde iki kategoride değerlendirilmektedir (Casagli ve Ermini, 1999; Korup, 2004).(Tablo 3). Buna göre Kop (Akburak) heyelan set gölünün II değerı = 1,01 olduğundan bu göl **Kararsız Oluşmuş Heyelan Set Gölleri** sınıfında değerlendirilmelidir.



şekil 7. Kop (Akburak) heyelan set gölünün noktasal ölçüm alanları ile Batimetrik haritası / **Figure 7.** The bathymetric map of Kop (Akburak) landslide dammed lake with point measurement areas.

Tablo 3. Hapsolmuş (Tutulmuş) Su indisine göre heyelan set göllerinin sınıflandırılması / **Table 3:** The classification of the landslide dammed lake according to Impoundment Index (Korup, 2004'ten düzenlenerek).

Sınıfı	Değerı
Kararlı Oluşmuş Heyelan Set Gölleri	$II < 1$
Kararsız Oluşmuş Heyelan Set Gölleri	$1 < II$

3.3. Kop (Akburak) Heyelan Set Gölünün Boyutsuz Blokaj İndisine (DBI) İlişkin Bulgular

DBI indisinin hesaplanması için heyelan setinin yüksekliği (H_d), vadiyi tıkayan heyelan setinin hacmi (V_d), gölün oluşumuna sebep olan tıkanma noktasından akarsu kaynağına doğru akarsuyun toplandığı havza alanı (A_b) verilerine ihtiyaç duyulmaktadır. Bunlardan A_b ve V_d verilerinin toplanma süreçleri BI başlığı altında

$$DBI = \log(A_b \cdot H_d / V_d), \quad DBI = \log(8,49.22 / 142365,2) = 3,11 \quad (2)$$

DBI indisine göre heyelan set gölleri üç sınıfa ayrılmaktadır (Tablo 4). Buna göre Kop (Akburak) heyelan set gölünün DBI değeri 3.11



Foto 2. Arazi alışmaları sırasında heyelan setinin yüksekliği / **Photo 2.** The height of the landslide dammed during the field studies

anlatılmıştır. Bu indisin hesaplanması için gereken bir başka veri H_d 'dir. Heyelan setinin yüksekliği (H_d) topuk noktası nirengi alınarak gerçekleştirilen ölçümler ile hesaplanmıştır. Buna göre topuk noktasının yüksekliği 2055 m. heyelan setinin (Foto 2) üst noktasının yüksekliği ise 2077 m. olarak ölçülmüştür (şekil 8). Buna göre $H_d=22$ m.'dir. Veriler formülde yerine konulduğunda $DBI = 3.11$ olarak hesaplanmıştır.

olduğundan **Kararsız Oluşmuş Heyelan Set Gölleri** sınıfında değerlendirilmelidir.



şekil 8. HGM Küre uydu görüntüsünden heyelan göl önündeki setin yüksekliği / **Figure 8.** The height of the dam in front of the landslide dammed lake from HGM Küre satellite image

Tablo 4. Boyutsuz Blokaj İndisine göre heyelan set göllerinin sınıflandırılması / **Table 4.** The classification of landslide dammed lakes according to the Dimensionless Blockage Index. (Ermini ve Casagli, 2003 ve Stefanelli vd., 2016'dan düzenlenerek)

Sınıfı	Değeri
Kararlı Oluşmuş Heyelan Set Gölleri	$DBI < 2.43$
Kararsız Oluşmuş Heyelan Set Gölleri	$2.43 < DBI < 3.98$
Oluşmamış Heyelan Set Gölleri	$DBI > 3.98$

3.4. Kop (Akburak) Heyelan Set Gölünün Morfolojik Tıkanma İndisine (MOI) İlişkin Bulgular

Bu indiste heyelanın hacmi (V_1) ve heyelan set gölünün oluştuğu vadi genişliği (W_v) dikkate alınarak bir logaritma hesabı üzerinden MOI'nin değerlendirilmesi yapılmaktadır. Uzaktan algılama ve arazi çalışmaları ile elde edilen veriler kullanılarak hesaplama yapıldığında heyelan kütesinin hacim değeri

(V_1) 179693,14 m³'tür. Bu değerin elde edilmesinde arazide çalışmalarında GPS ile heyelanın gerçekleştiği topoğrafyanın önce bozulmamış (heyelanın gerçekleşmemiş) durumu CBS ortamında ele alınarak topoğrafyanın bozulmadığı varsayılmıştır. Sonra heyelan kütesi üzerinde çoklu ortamlardan alınan lokasyon verilerinin CBS ortamında Kriging yöntemi ile enterpole edilmesiyle iki durum arasındaki fark

belirlenerek heyelanın kayan kütlesinin hacmi hesaplanmıştır. Vadi genişliği (W_v) ise 11 farklı noktadan alınan ölçümlerin ortalamasına göre 20,5 m'dir. Buna göre veriler formülde yerine konulduğunda Kop (Akburak) heyelan set

$$MOI = \log(V_1/W_v), MOI = \log(179693,14 / 20,5) = 3,94 \quad (3)$$

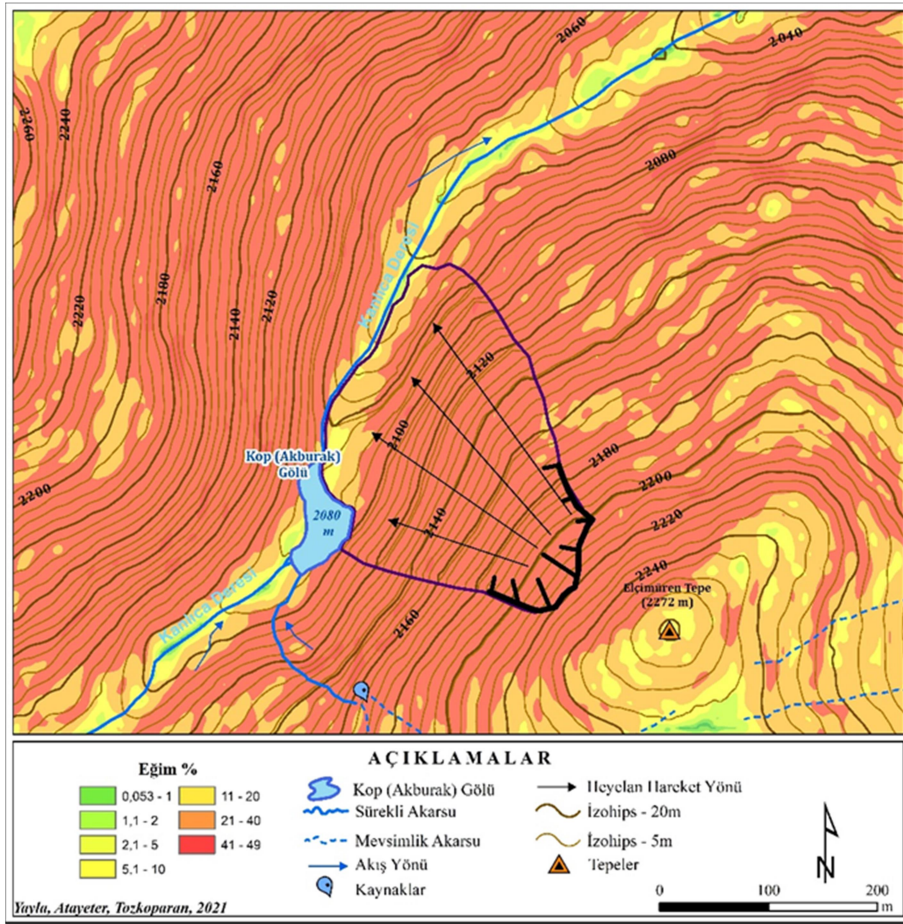
MOI indisine göre heyelan set gölleri üç sınıfta değerlendirilmektedir (Stefanelli vd.,2016) (Tablo 5). Kop (Akburak) heyelan set gölünün

gölünün MOI değeri 3,94 olarak hesaplanmıştır.

MOI indis değeri 3.94 olarak hesaplandığından **Belirsiz Gelişmiş Heyelan Set Gölleri** sınıfında değerlendirilmelidir.

Tablo 5. Morfolojik Tıkanma İndisine göre heyelan set göllerinin sınıflandırılması / **Table 5.** The classification of landslide dammed lakes according to Morphological Obstruction Index. (Stefanelli vd.,2016'dan düzenlenerek)

Sınıfı	Değer
Oluşmamış Heyelan Set Gölleri	MOI < 3.00
Belirsiz Gelişmiş Heyelan Set Gölleri	3.00 < MOI < 4.60
Kararlı Oluşmuş Heyelan Set Gölleri	MOI > 4.60



Şekil 9. Kop (Akburak) Heyelan Set Gölü ve yakın çevresinin eğim haritası / **Figure 9.** The slope map of Kop (Akburak) landslide dammed lake and its immediate surrounding

3.5. Hidromorfolojik Set Gölü Süreklilik İndisine (HDSİ) İlişkin Bulgular

Hidromorfolojik Set Gölü Süreklilik İndisi ile heyelan set gölünün oluşmasında heyelanın hacmi (V_1), tıkanma noktasından akarsu

kaynağına doğru havza alanı (A_b) ve akarsuyun yerel eğimi (S) üzerinden elde edilen veriler bir logaritma hesabı ile analiz edilerek değerlendirilmektedir. Uzaktan algılama ve arazi çalışmaları sonucu bu heyelan set gölünü oluşturan heyelanın hacmi (V_1) 179693,14

m³tür. Tıkanma noktasından akarsu kaynağına doğru havza alanı ise 8,49 km²'dir. CBS ortamında sayısal yükseklik modeline göre çalışma alanının eğim durumunu yansıtan bir eğim haritası oluşturulmuştur (Şekil 9). CBS ortamında akarsuyun yatay uzaklığı 1118 m. olarak hesaplanmış GPS ile Kanlıca deresi

$$HDSI = \log(V_1/A_b.S), \quad HDSI = \log(179693,14/ 8,49.9) = 5,27 \quad (4)$$

HDSI indisine göre heyelan set gölleri üç sınıfta değerlendirilmektedir (Stefanelli vd., 2016) (Tablo 6). Buna göre Kop (Akburak)

yükselti farkı (Kanlıca Deresinin ana kollarının birleştiği nokta 2181 m. göl seviyesi 2080 m.) 101 m. olarak bulunmuştur. Bu değerler eğim hesabı formülünde yerine konulduğunda $101 \times 100 / 1118 = 9,03$ değeri elde edilmiştir. Bu verilerin formülde yerine konulması ile HDSI değeri de 5,27 olarak hesaplanmıştır.

heyelan set gölü HDSI değeri 5,27 olarak hesaplandığından bu göl alanı **Süreksizlik Alanı** sınıfında yer almaktadır.

Tablo 6. Hidromorfolojik Set Gölü Süreklilik İndisine göre heyelan set göllerinin sınıflandırılması / **Table 6.** The classification of landslide dammed lakes according to Hydromorphological Dam Stability Index. (Stefanelli vd., 2016'dan düzenlenerek)

Sınıfı	Değeri
Süreksizlik Alanı	HDSI < 5.74
Belirsiz Belerileme Alanı	5.74 < HDSI < 7.44
Kararlılık Alanı	MOI > 7.44

4. TARTIŞMA

Heyelan set göllerinde heyelan setlerinin hacimleri gölün kalıcılığı üzerinde etkilidir. Bu bağlamda büyük heyelan kütleleri arkasında oluşmuş heyelan set göllerinin kalıcılık süresi daha fazla iken, küçük hacimli heyelan kütleleri arkasında oluşmuş heyelan set göllerinin kalıcılık süresi daha azdır (Stefanelli vd., 2016). Bu çalışmada Kop (Akburak) heyelan set gölünü ve bu gölün oluşum mekanizmasında vadiyi tıkayan heyelanın kütle hacmi, göl hacmi, vadi genişliği, heyelanın hacmi, set yüksekliği, akarsu eğimi özellikleri üzerine indisler yardımıyla değerlendirmeler yapılmıştır. Gölü oluşturan heyelan setinin hacmi 142.365,2 değeri ile küçük hacimli kütle olarak kabul edilmektedir. Ancak bu küçük hacimli durumuna göre setin gerisinde bir göl oluşturmayı başarmıştır.

Kop (Akburak) heyelan set gölünün BI değeri 4,22 olarak hesaplanmıştır. Bu değere göre Kop (Akburak) heyelan set gölü BI açısından **Kararsız Oluşmuş Heyelan Set Gölleri** sınıfında kabul edilmektedir. Saha ve büro çalışmalarında yapılan hesaplamalara göre ayrıca Google Earth verileri incelendiğinde bu

heyelanın 2009 yılının aralık ayı ile 2010 yılının temmuz ayları arasındaki süreçte gerçekleştiği görülmektedir. Yöre halkı ile sahada yapılan görüşmelerde de gölün 2010 yılı başında oluştuğu bilgisine ulaşılmıştır. 11 yıllık geçmiş periyodu bulunan ve bu periyotta da yoğun alüvyon dolgusuna maruz kalmış olmasına rağmen halen 10 m. derinliğini koruyan ve haritalarda yer alan Kop (Akburak) Gölü **kararsız** oluşmuş bir göl durumundadır. Üzerinde yer alan alüvyonlar bu kararsızlığın kanıtı niteliğindedir. Önümüzdeki süreçlerde gölün tamamen alüvyonlar ile dolması olası görünmektedir.

Ermini ve Casagli (1999) ve Korup (2004)'e göre II indis değerleri ile heyelan set göllerinde kararlı oluşmuş bir gölden bahsedebilmek için $II < 1$ eşik değerinin altında sonuçların alınması gerekmektedir. Eğer $II > 1$ eşik değerinin üzerinde sonuçlar verirse burada kararsız oluşmuş bir gölün varlığından söz edilebilir. Kop (Akburak) Gölü II indis değeri 1,01'dir. Bu değere göre **Kararsız Oluşmuş Heyelan Set Gölleri** sınıfında kabul edilmelidir.

Ermini ve Casagli (2003)'e göre Kararlı Oluşmuş bir gölden bahsedebilmek için elde

edilen değerlendirmenin sonuçlarında DBI < 2.75 eşik değerinin altında sonuçların alınması gerekmektedir. Kop (Akburak) Gölü DBI indis değeri 3.11'dir. Bu değere göre göl, Stefanelli vd. (2016) ölçeğine göre *Kararsız Oluşmuş Heyelan Set Gölleri* sınıfında kabul edilmelidir. Bize göre de bu indis Kop (Akburak) Gölü için tutarlıdır. Bu bilgiler ve veriler araştırmaya konu olan Kop (Akburak) heyelan set gölünün *Kararsız Oluşmuş Heyelan Set Gölleri* sınıfında kabul edilmesi gerektiğini doğrulamaktadır.

Stefanelli vd. (2016)'e göre heyelan alanında kararlı bir set gölü oluşumundan söz etmek için MOI indis değerinin 4.60 eşik değerinden büyük değerler alması beklenmektedir. Kop (Akburak) Gölünün MOI indis değeri 3.94 dir. Bu değere göre göl *Belirsiz Gelişmiş Heyelan Set Gölleri* sınıfında kabul edilmelidir. Bize göre de bu indis de Kop (Akburak) heyelan set gölü için tutarlı sonuçlar vermektedir.

Heyelan set göllerinin süreklilik alan içerisinde varlığını sürdürebilmeleri için HDSI >7.44 değerinin üzerinde bir değer alması gerekmektedir (Stefanelli vd., 2016). İtalya'daki veri setine göre HDSI < 5.74 eşik değerinin altındaki alanlar Süreksiz Alan sınıfına kabul edilmektedir. Bu durumda HDSI = 5,27'dir. HDSI indisine göre burada bir göl oluşmasının mümkün olamayacağı sonucu ortaya çıkmaktadır. Ancak 11 yıldır varlığını sürdüren Kop (Akburak) Gölü'nün bize göre ekstrem bir iklim olayı gerçekleşmediği sürece varlığını uzun yıllar daha sürdürmesi muhtemeldir.

5. SONUÇ VE ÖNERİLER

Araştırmanın sonuçlarında beş farklı indis üzerinden değerlendirmelere tabi tutulan Kop (Akburak) Gölü heyelan hareketi sonucu oluşmuş doğal bir göldür. Topoğrafyanın sürekli değişiyor ve hareket ediyor olması gölün oluşum ve gelişim aşamaları üzerine araştırmaları gerekli kılmıştır. Bu araştırmalar sonucunda farklı indislerle yapılan değerlendirmeler neticesinde BI, II, DBI ve MOI sonucuna göre Kop (Akburak) gölü *Kararsız Oluşmuş Heyelan Set Gölleri* sınıfı içerisinde yer alırken HDSI sonuçlarına göre Kop (Akburak) gölü Süreksizlik alanı içerisinde oluşan heyelan set gölleri sınıfında yer almaktadır. Sonuç

olarak zaman içerisinde iklimsel süreçler, sismik hareketler veya antropojenik etkilerden kaynaklı olarak göl varlığını sürdürebileceği gibi ortadan kalkması da olasıdır.

Yoğun bir şekilde yükle akan akarsuyun set gölünün tıkanma noktasını patlatması ile Kanlıca Deresi havzası içerisindeki tarım arazileri ve birtakım köy yerleşmeleri bu durumdan olumsuz etkilenecektir. Bu sahada da akarsuyun debi artışı sonbahar ve ilkbahar mevsimlerinde olmaktadır. Bu durumu sonbaharda etkili yoğun yağışlar, ilkbaharda ise yağışlar ile bölgede uzun süre yerde kalan kar kütlelerinin erimesi etkilemektedir. Kop (Akburak) heyelan set gölü de oluşması muhtemel afetlerden korunması gerekmektedir. Karar vericiler tarafından gölün hacim değeri sürekli kontrol edilmelidir. Mümkünse gölün de korunması, bu sahada ileriye dönük bir rekreasyon alanı oluşturulabilmesi için akarsu havzasında akarsuyun göle ulaşmadan önceki alanlarına birtakım setler çekilerek akarsu alüvyonlarının bu setler üzerinde birikimi sağlanıp göle ve göl havzasındaki insanlara, beşeri alanlara zarar verilmesinin önüne geçilmesi için tedbirli olunması gerekmektedir. Bu işlemler yapılırken ekolojik dengenin bozulmamasına ve yapılacak bu işlemler ile doğal şartların korunmasına dikkat edilmelidir.

Araştırmacılar tarafından daha önce yapılan ve yapılmakta olan farklı çalışmalara ek olarak bu çalışmanın da literatüre kazandırılmasıyla, konu ile ilgili çoklu örneklem koşulları artacağından Türkiye veri seti oluşturulabilecektir. Oluşan veri setlerinden istifade edilerek Dünya'daki heyelan set gölleri ile kıyaslamalar yapılabilecektir.

Türkiye'de meydana gelmiş heyelan set gölleri üzerinden yapılabilecek bir analiz sonucunda elde edilen ortalama değerler t-testine veya koraleasyon istatistiklerine tabi tutularak incelenebilir ve bu verilerin topoğrafya, iklim şartları, sismik olaylar ve antropojenik etkiler ile birlikte değerlendirilmesi sonucunda değişken veri setleri oluşturularak akademik alan yazına katkı sunması muhtemeldir.

Türkiye'de coğrafya alanında heyelan set göllerinin jeomorfolojik indisler yardımıyla

analizi konusunda ilk örnek olarak ortaya konulan bu çalışmanın daha sonra yapılacak çalışmalara öncü olması ve oluşması muhtemel veri setinin diğer ülkelerdeki örnekler ile karşılaştırılması neticesinde akademik veri tabanına katkı sağlaması beklenmektedir.

KATKI BELİRTME / TEŞEKKÜR

Çalışmaya katkılarından ötürü Süleyman Demirel Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi Öğretim Üyesi Prof. Dr. Anar ADILOĞLU ve Gümüşhane Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Öğretim Üyesi Doç. Dr. Serhat DAĞ'a teşekkür ederiz.

KAYNAKÇA

Atayeter, Y., Yayla O., Tozkoparan U. (2020). Tekeli Gölü'nün (Kop Dağı/Bayburt) Fiziki Coğrafyası ve Turizm Potansiyeli Açısından Önemi. Türkan ERDOĞAN, Abidin TEMİZER, Ruhi İNAN içinde, Sosyal Bilimlerde Akademik alışmalar. Montenegro: Ivpe Cetinje.

Bayrakdar, C., ve Görüm, T. (2012). Yeşil Göl heyelanı'nın jeomorfolojik özellikleri ve oluşum mekanizması. Türk Coğrafya Dergisi, (59).

Casagli, N. ve Ermini, L. (1999). Geomorphic analysis of landslide dams in the Northern Apennine. 20(3):219–249.

Canuti, P., Casagli, N. ve Ermini L. (1998). Inventory of landslide dams in the Northern Apennine as a model for induced flood hazard forecasting. In Managing Hydro-geological Disasters in a Vulnerate Environment, Andah K (ed.). CNR-GNDCI Publication 1900.CNR-GNDCI-UNESCO (IHP): Perugia; 189–202.

Catani, F., Tofani, V. ve Lagomarsino, D. (2016) Spatial patterns of landslide dimension: a tool for magnitude mapping. *Geomorphology* 273: 361–373.

Chen, C. Y., Chen, T. C., Yu, F. C., ve Hung, F. Y. (2004). A landslide dam breach induced debris flow—a case study on downstream hazard areas delineation. *Environmental Geology*, 47(1), 91-101.

Cihangir, M.E., ve Görüm, T. (2016). Kelkit vadisinin aşağı ığırında gelişmiş heyelanların dağılım deseni ve oluşumlarını kontrol eden faktörler. Türk Coğrafya Dergisi, (66), 19-28.

Costa, J. E.,ve Schuster, R. L. (1988). The formation and failure of natural dams. *Geological society of America bulletin*, 100(7), 1054-1068.

Costa, J. E.,ve Schuster, R. L. (1991). Documented historical landslide dams from around the world. U.S. Geological Survey Open Report 91-239. Vancouver, Washington, pp.1-4.

Çavuş, A. (2014). Trabzon'da doğa turizmi açısından değerlendirilmesi gereken turistik bir alan: Sera Gölü. *Türk Coğrafya Dergisi*, (63), 43-50.

Dai, F. C., Lee, C. F., Deng, J. H., ve Tham, L. G. (2005). The 1786 earthquake-triggered landslide dam and subsequent dam-break flood on the Dadu River, southwestern China. *Geomorphology*, 65(3-4), 205-221.

Dong, J. J., Tung, Y. H., Chen, C. C., Liao, J. J., ve Pan, Y. W. (2011). Logistic regression model for predicting the failure probability of a landslide dam. *Engineering Geology*, 117(1-2), 52-61.

Duman, T. Y. (2009). The largest landslide dam in Turkey: Tortum landslide. *Engineering Geology*, 104(1-2), 66-79.

Ermini, L., Casagli, N., 2002. Criteria for a preliminary assessment of landslide dam evolution. In: Rybar, J., Stemberk, J., Wagner, P. (Eds.), *Landslides. Proceedings 1st European Conference on Landslides 24–26 June 2002*. Balkema, Prague, pp. 157–162

Ermini, L., ve Casagli, N. (2003). Prediction of the behaviour of landslide dams using a geomorphological dimensionless index. *Earth Surface Processes and Landforms: The Journal of the British Geomorphological Research Group*, 28(1), 31-47.

Elbaşı, E., ve Özdemir, H. (2018). Marmara Denizi Akarsu Havzalarının Morfometrik Analizi. *Journal of Geography*, 36.

Görüm, T. (2019). Tectonic, topographic and rock-type influences on large landslides at the northern margin of the Anatolian Plateau. *Landslides*, 16(2), 333-346.

Fan, X., van Westen, C. J., Xu, Q., Gorum, T., ve Dai, F. (2012). Analysis of landslide dams induced by the 2008 Wenchuan earthquake. *Journal of Asian Earth Sciences*, 57, 25-37.

Hermanns, R.L., Hewitt, K., Strom, A., Evans, S.G., Dunning,S.A. ve Scarascia-Mugnozza, G. (2011). The Classification of Rockslide Dam. In: Evans, S.G., Hermanns, R.L., Strom, A., Scarascia-Mugnozza, G. (Eds.) *Natural and artificial rockslide dams (581-595)*. New York: Springer Science & Business Media.

Hewitt, K. (1982). Natural dams and outburst floods of the Karakoram Himalaya. *IAHS*, 138, 259-269.

Hewitt, K., ve Liu, J. (2010). Ice-dammed lakes and outburst floods, Karakoram Himalaya: historical

- perspectives on emerging threats. *Physical geography*, 31(6), 528-551.
- Huang, R. (2009). Some catastrophic landslides since the twentieth century in the southwest of China. *Landslides* 6, 69–81,
- Hoşgören, M. Y. ve Ekinci, D. (2004). Heyelan seti göllerine tipik bir örnek: Sünnet Gölü. *İstanbul Üniversitesi Edebiyat Fakültesi Coğrafya Bölümü Coğrafya Dergisi*, 12, 1-11.
- Keskin, İ. (2016). M.T.A. Genel Müdürlüğü Türkiye Jeoloji Haritaları Serisi, 1:25.000 Ölçekli Trabzon-H44c3 Paftası, Ankara: M.T.A. Yayınları.
- Kopar, İ., ve Sevindi, C. (2013). Tortum Gölü'nün (Uzundere-Erzurum) güneybatısında aktüel sedimantasyon ve siltasyona bağlı alan-kıyı çizgisi değişimleri. *Türk Coğrafya Dergisi*, (60), 49-66.
- Korup, O. (2004). Geomorphometric characteristics of New Zealand landslide dams. *Engineering Geology*. 73 (1), 13–35.
- Larsen, I. J., Montgomery, D. R., ve Korup, O. (2010). Landslide erosion controlled by hillslope material. *Nature Geoscience*, 3(4), 247-251.
- Öztürk, B., ve Erginal, A. (2008). Bayramdere Havzasında (Biga Yarımadası, Çanakkale) havza gelişiminin morfometrik analizler ve jeomorfik indislerle incelenmesi. *Türk Coğrafya Dergisi*, (50), 61-68.
- Peng, M., ve Zhang, L. M. (2012). Breaching parameters of landslide dams. *Landslides*, 9(1), 13-31.
- Strahler, A. N. (1957). Quantitative analysis of watershed geomorphology. *Transactions, American Geophysical Union*, 38(6), 913. doi:10.1029/tr038i006p00913
- Stefanelli, C. T., Catani, F., ve Casagli, N. (2015). Geomorphological investigations on landslide dams. *Geoenvironmental Disasters*, 2(1), 21.
- Stefanelli, C. T., Segoni, S., Casagli, N., ve Catani, F. (2016). Geomorphic indexing of landslide dams evolution. *Engineering Geology*, 208, 1-10.
- Stefanelli, C. T., Vilimek, V., Emmer, A., ve Catani, F. (2018). Morphological analysis and features of the landslides dams in the Cordillera Blanca, Peru. *Landslides*, 15, 507-521.
- Swanson, F.J., Oyagi, N., ve Tominaga, M. (1986). Landslide dams in Japan. In: Schuster, R.L. (Eds.), *Landslide Dams: Processes Risk and Mitigation* (pp. 131–145). New York: Geotechnical Special Publicatio.
- Troiani, F. ve Della Seta, M. (2008). The use of the Stream Length–Gradient index in morphotectonic analysis of small catchments: A case study from Central Italy. *Geomorphology*, 102(1), 159-168.
- Uzun, A. (1992). Kop Dağı Heyelanı. *Ondokuz Mayıs Üniversitesi Eğitim Fakültesi Dergisi*, 7, 272-282.
- Walder, J. S., ve Costa, J. E. (1996). Outburst floods from glacier-dammed lakes: The effect of mode of lake drainage on flood magnitude. *Earth Surface Processes and Landforms*, 21(8), 701-723.
- Wang, W., Yin, K., Chen, G., Chai, B., Han, Z., ve Zhou, J. (2019). Practical application of the coupled DDA-SPH method in dynamic modeling for the formation of landslide dam. *Landslides*, 16(5), 1021-1032.
- Winsemann, J., ve Lang, J. (2020). Flooding Northern Germany: Impacts and Magnitudes of Middle Pleistocene Glacial Lake-Outburst Floods. In *Palaeohydrology* (pp. 29-47). Springer, Cham.
- Zeybek, H.İ. (2002). Sinan (Zinav) Gölü (Reşadiye / Tokat). *Türk Coğrafya Dergisi*.38, 105-120
- Zhang, Y., Zhao, X., Lan, H., ve Xiong, T. (2011). A Pleistocene landslide-dammed lake, Jinsha River, Yunnan, China. *Quaternary International*, 233(1), 72-80.
- Zhang, M., Yin, Y., ve McSaveney, M. (2016). Dynamics of the 2008 earthquake-triggered Wenjiagou Creek rock avalanche, Qingping, Sichuan, China. *Engineering Geology*, 200, 75-87.
- Zhang, M., ve McSaveney, M. J. (2017). Rock avalanche deposits store quantitative evidence on internal shear during runout. *Geophysical Research Letters*, 44(17), 8814-8821.
- Zhou, J. W., Cui, P., ve Fang, H. (2013). Dynamic process analysis for the formation of Yangjiagou landslide-dammed lake triggered by the Wenchuan earthquake, China. *Landslides*, 10(3), 331-342.

Jeomorfolojik Araştırmalar Dergisi

Journal of Geomorphological Researches

© Jeomorfoloji Derneği

www.dergipark.gov.tr/jader

E - ISSN: 2667 - 4238



Araştırma Makalesi / Research Article

KORKUTELİ ÇAYI'NDA TAŞINAN ERİYİK SEDİMAN KONSANTRASYONLARI VE VERİMLERİNİN TAHMİN EDİLMESİ

Estimation of Dissolved Sediment Concentrations and Yields in Korkuteli Stream

Seçkin ÇAKMAK^a, Tuncer DEMİR^b, Ahmet Serdar AYTAÇ^c

^a Akdeniz Üniversitesi, Edebiyat Fakültesi, Coğrafya Bölümü, Antalya
seckincakmak@akdeniz.edu.tr [ID https://orcid.org/0000-0001-8546-6608](https://orcid.org/0000-0001-8546-6608)

^b Akdeniz Üniversitesi, Edebiyat Fakültesi, Coğrafya Bölümü, Antalya
tuncerdemir@akdeniz.edu.tr [ID https://orcid.org/0000-0003-2740-7268](https://orcid.org/0000-0003-2740-7268)

^c Harran Üniversitesi, Fen-Edebiyat Fakültesi, Coğrafya Bölümü, Şanlıurfa
aserdaraytac@harran.edu.tr [ID https://orcid.org/0000-0001-8638-038X](https://orcid.org/0000-0001-8638-038X)

Makale Tarihiçesi

Geliş 8 Mart 2021

Kabul 23 Nisan 2021

Article History

Received March 8, 2021

Accepted April 23, 2021

Anahtar Kelimeler

Eriyik Sediman Konsantrasyonları ve Miktarları, Akım Değerleri, Yağış Özellikleri, Korkuteli Çayı

Keywords

Dissolved Sediment Concentration, Flow, Precipitation, Korkuteli Stream

Atıf Bilgisi / Citation Info

Çakmak, S., Demir, T., Aytaç, A.S., (2021) Korkuteli Çayı'nda Taşınan Eriyik Sediman Konsantrasyonları ve Verimlerinin Tahmin Edilmesi / Estimation of Dissolved Sediment Concentrations and Yields in Korkuteli Stream, Jeomorfolojik Araştırmalar Dergisi / Journal of Geomorphological Researches, 2021 (7): 19-29.

doi: 10.46453/jader.893216

ÖZET

Akarsular tarafından taşınan sediman miktarları, jeokimyasal döngünün, havzadaki toprak kayıplarının, erozyon oranlarının ve denudasyon süreçlerinin bir göstergesi olarak kabul edilir ve her yıl dünya genelinde akarsuların yaklaşık 20 milyar ton sedimanı okyanus ve denizlere taşıdığı tahmin edilmektedir. Flüvyal süreçlerle taşınan sediman oran ve miktarları üzerine yapılan birçok çalışma süspans halinde taşınan katı sedimana odaklanmış, taşınan eriyik madde oran ve miktarları genellikle ihmal edilmiştir. Her ne kadar süspans sedimanlar akarsulardaki sediman yükünün önemli bir bölümünü oluştursa da özellikle çözünebilen kayaların yaygın olduğu sahalarda akarsularda eriyik halde taşınan sediman toplam sediman yükünün önemli bir bölümünü oluşturabilir. Bu çalışmada, toplamda 12 aylık bir ölçüm döneminde Korkuteli Çayı'nda taşınan eriyik sediman miktarları ve konsantrasyon değerleri belirlenerek eriyik sediman ile akım ve yağış arasındaki ilişki ortaya konulmuştur. Akarsuyun akım (debi) ve eriyik sediman süreçlerini belirlemek için 10'ar dakikalık sürelerle Mesens (MPS580 Serisi) Marka Daldırma Tipi Seviye Transmitteri kullanılarak otomatik olarak su seviyeleri ölçüldü. Suyun hızı, belirli aralıklarla Universal Muline cihazı ile belirlenmiş ve eriyik sediman örnekleri ise US-DH48 derinlik entegrasyon örnekleyicisi kullanılarak alınmıştır. Alunan su ve sediman numunelerinin laboratuvar ortamında filtrasyon yöntemi ile analiz edilmiştir. Bulgular; eriyik sediman konsantrasyon değerleri ile akım miktarları arasında polinomsal pozitif bir ilişki olduğunu ortaya koymuştur (R^2 : 0.96). Kış döneminde bölge genelinde daha çok düşük yoğunluklu, uzun süreli yağışların etkisiyle akım değerlerinde ani artma ve azalma yerine daha çok taban akışı veya buna yakın bir akış seyri göstermiştir. Düşük yoğunluklu, uzun süreli yağışların meydana geldiği kış döneminde akım miktarlarının daha düşük olması nedeniyle taşınan eriyik sediman miktarları daha az, ancak su içerisindeki eriyik konsantrasyonunun yaz aylarına oranla daha yüksek olduğu belirlenmiştir. Yaz döneminde özellikle Haziran ayında oluşan yüksek yoğunluklu, kısa süreli sağanak yağışlar akım miktarlarının yıl içerisinde tespit edilen en yüksek değerlere erişmesi sonucunu doğurmuş ve böylece, düşük eriyik madde konsantrasyonuna rağmen, miktar olarak daha fazla eriyik sediman taşınımı gerçekleşmiştir.

ABSTRACT

The sediment transported by rivers are considered an indicator of the geochemical cycle, soil losses, erosion rates and denudation processes, and it is estimated that rivers transport approximately 20 billion tons of sediment to oceans and seas each year. Many studies on sediment transported by fluvial processes have focused on solid sediment in suspended form, and the dissolved sediment transported has generally been neglected. Although suspended sediments constitute a significant part of the sediment load in rivers, the dissolved sediment, especially in areas where soluble rocks are common, may constitute a large amount of the total sediment load. The aim of this study is to analyze dissolved sediment variability over a period of 12 months in the Korkuteli Stream, and to evaluate the relationship between water

discharge, dissolved sediment and precipitation. The water level recorded automatically every 10 minutes using a Mesens (MPS580 Series) Immersion Type Level Transmitter and the water velocity was measured with a Universal Current Meter. The sediment samples were taken using a US-DH48 depth integration sampler and were analyzed by filtration method in laboratory. Results show that a strong relationship exists between flow and dissolved sediment concentration ($R^2: 0,96$). During the winter period, the discharge showed a regular pattern flow characteristics rather than a sudden fluctuation observed in spring and summer months due to low intensity and long-term precipitation in winter months. The results revealed that, unlike the summer months, which are characterized by short-term heavy rainfall events, the amount of dissolved sediment transported during the winter months is less due to low intensity long duration of rainfall events. High intensity, heavy rainfall during the summer period, especially in June, resulted in the amount of discharge reaching the highest values and thus, despite the low dissolved concentration, greater amount of dissolved sediment transport was measured.

© 2021 Jeomorfoloji Derneği / Turkish Society for Geomorphology
Tüm hakları saklıdır / All rights reserved.

1.GİRİŞ

Akarsular, havzalarına dahil olan su ve sedimanları deniz ve okyanuslara taşıyan dinamik sistemlerdir. Dünya'da baraj inşaasının yaygınlaşmasından önce akarsular yılda yaklaşık 20 milyar ton sedimanı okyanuslara taşımaktaydı (Miliman & Syvitski, 1992). Bu sediman miktarının yaklaşık 6.3 milyar tonunun dünyadaki en büyük 21 nehir tarafından taşındığı belirlenmiştir (Miliman & Meade, 1983). Holosen döneminden önce akarsulardaki sediman taşınım süreçleri ile kıyı bölgeleri arasında oluşan denge, esasen doğal süreçler tarafından kontrol ediliyordu (Padmalal vd., 2018). Ancak, sanayi devrimi sonrasında, akarsu yataklarına ve havzalarına müdahalelerin artması, şehirleşmenin hız kazanması, artan nüfusla beraber su kaynaklarına olan ihtiyacın artması, arazi kullanımındaki değişmeler gibi antropojenik etkiler sonucunda akarsulardaki sediman taşınım süreçleri önemli oranda değişmiştir (Liu vd., 2008). Akarsuların deniz ve okyanuslara taşıdığı sediman süreçlerini konu alan birçok çalışma, dünyadaki akarsularda taşınan sediman miktarının son zamanlarda azalma eğiliminde olduğunu göstermiştir (Milliman & Syvitski 1992; Meybeck & Ragu, 1997; Walling & Fang, 2003; Walling, 2006). Örneğin, Akdeniz havzasındaki akarsularda taşınan sediman miktarı, 20. yüzyılın ortalarından bu yana neredeyse %50 oranında azalmıştır (Poulos & Collins, 2002). Akdeniz nehirlerinin çoğunda (örneğin Ren, Po, Nil), bu azalma öncelikle baraj rezervuarlarında biriken sediman ve bunun sonucunda aşağı havzada sediman taşınım süreçlerinde dinamik dengenin bozulmasıyla ilişkilidir (Tena vd.,

2012). Rezervuar sedimantasyonu, yüzey suyu kalitesi, kıyı ile akarsular arasındaki sediman dinamikleri, kıtasal denüasyon süreçleri, sediman bütçeleri ve akarsuda yapılan mühendislik yapılarının sediman taşınım dinamikleri üzerindeki etkilerini konu alan birçok çalışma, havza yönetimi açısından akarsuların dinamik yapı ve özelliklerinin daha iyi anlaşılmasının gerekliliğini vurgulamaktadır (Walling, 1977; Horowitz, 1995; Naiman vd., 1998; Horowitz vd., 2001; Vörösmarty vd., 2003; Lopez-Tarazon, vd., 2009; Padmalal & Maya, 2014).

Akarsularda taşınan sedimanlar, katı sediman ve eriyik sediman olarak ikiye ayrılmaktadır. Eriyik sedimanın büyük bir bölümü anakayanın ayrışması sonucunda akarsuya dahil olur. Katı sediman, süspansediman ve yatak yükü olarak ikiye ayrılır. Bu katı yükün tamamına ise yatak materyal yükü denir (Knighton, 1998). Süspansediman, yağışlar sonucunda havza yamaçlarından ve akarsu bankından akarsu kanalına dahil olan kil (0.00006 mm <kil <0.0039 mm), silt (0.0039< silt< 0.0625) boyutundaki ince unsurlu malzemelerden oluşurken, yatak yükü, akarsu yatağında kayma, yuvarlanma ve sıçrama yoluyla taşınan çakıl ve blok boyutundaki (>2mm) iri unsurlu sedimanlardır. Akarsularda sediman taşınımı üzerine yapılan çalışmalar, taşınan sedimanın yaklaşık %90'ının süspansedimandan, yani kil, silt ve ince kum boyutundaki malzemelerden oluştuğunu ortaya koymuştur (Meade & Stevens, 1990). Ayrıca dünya genelinde akarsulardan deniz ve okyanuslara taşınan süspansediman miktarının, eriyik

sedimandan yaklaşık beş kat daha fazla olması tahmin edilmektedir (Allan, 1995).

Akarsularda taşınan sediman yoğunluğu, miktarı ve yapısı, havzanın hidroklimatik jeomorfolojik özelliklerine ve havzadaki sediman varlığına bağlıdır (Lopez-Trazon vd., 2010). Özellikle Akdeniz bölgesindeki birçok havza, erozyon süreçlerinden olumsuz etkilenir (Franke vd., 2008; De Girolamo vd., 2015). Son dönemlerde yapılan çalışmalar, Akdeniz nehirlerinin, iklim, topografya, litoloji ve arazi kullanımına bağlı olarak Avrupa'nın geri kalanından daha yüksek sediman verimine sahip olduğunu göstermiştir (Vanmaercke vd., 2011). Bu bölgelerde, yağış, sıcaklık, evapotranspirasyon koşullarının mekânsal ve mevsimsel olarak değişmesi, havzadaki erozyon süreçlerini hızlandırır (Seeger vd., 2004). Akdeniz ve yarı kurak iklime sahip havzalarda kısa süreli sağanak yağışlar sonucunda akarsu yatağına bol miktarda süspansediman ve eriyik sediman dahil olur (Duvert vd., 2012).

Akarsulardaki sediman taşınım süreçleri üzerine yapılan birçok çalışma, süspansediman halinde taşınan katı sedimana odaklanmıştır (Richards, 1982). Ancak bazı bölgelerdeki akarsularda taşınan eriyik sediman miktarı, akarsuyun toplam sediman yükünün önemli bir bölümünü oluşturabilir. Akarsularda taşınan eriyik sediman miktarı, havzadaki kimyasal çözünme süreçlerin anlaşılmasında yardımcı olur. Bir akarsudaki eriyik sediman miktarı, atmosferik olaylar, havzadaki kuru çökellerin varlığı, kayaçların ayrışması gibi doğal süreçlere göre değişebilir ve genellikle havzanın jeolojik özelliklerini yansıtır (Farley & Werritty, 1989). Eriyik sedimanlar genellikle bikarbonat, sülfat, kalsiyum ve silikattan meydana gelir. (Petts & Amoros, 1996). Bununla birlikte havzadaki antropojenik süreçler de oldukça önemlidir. Örneğin; buzlanma sonucunda yollarda yapılan tuzlama işlemleri önemli bir klorür ve sodyum kaynağıdır (Godwin vd., 2003). Atık suların akarsulara değarj edilmesi ya da yeraltı sistemleri ile akarsuya karışması sonucunda önemli oranda klorür, sülfat, sodyum ve fosfat gibi çözünebilir bileşenler akarsuda taşınır. Ayrıca havzada yer alan tarım alanları ve

meralar akarsularda taşınan tuz miktarına katkıda bulunur (Anning & Flynn, 2014).

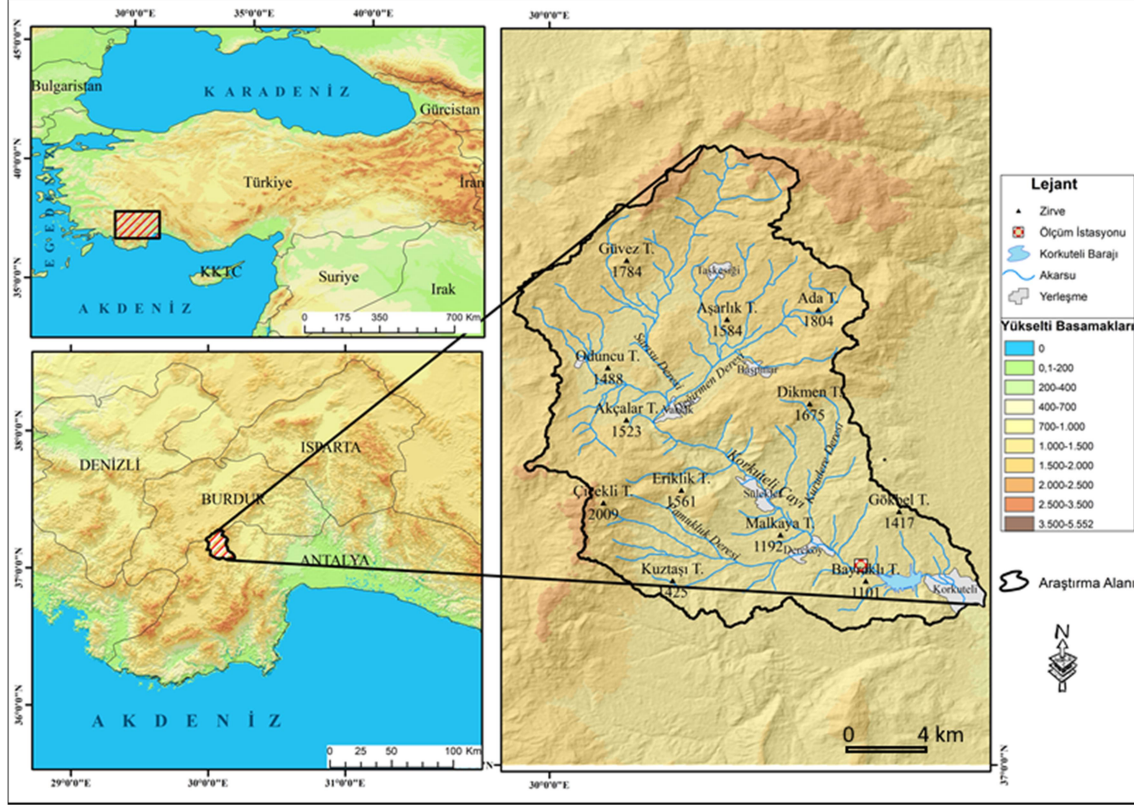
Dünya üzerinde akarsuların taşıdığı genel ortalama eriyik sediman konsantrasyonu 120 mg/l olarak hesaplanmıştır (Walling vd., 1992). Bu oran nemli ve kurak iklim bölgelerinde farklılık göstermekle beraber 10 ile 10000 mg/l arasında değişmektedir (Petts & Amoros, 1996). Nitekim Amerika Birleşik Devletleri'nin farklı iklim koşullarına sahip bölgelerindeki akarsularda taşınan eriyik ve süspansediman miktarları belirlenmiştir. Bu çalışmaya göre Colorado Nehri'nde 5 yıllık ölçüm süresince yıllık ortalama 3,02 milyon ton süspansediman, 0,208 milyon ton eriyik sediman taşındığı belirlenirken, Juniata nehrinde 7 yıllık sürede yapılan ölçümlere göre taşınan toplam sediman miktarının büyük bir bölümünün eriyik sedimandan oluştuğu (%64) ortaya konulmuştur (Leopold vd., 1992). Özellikle bitki örtüsünün seyrek olduğu ve sediman varlığının yüksek olduğu kurak ve yarı kurak iklim bölgelerinde, akarsuyun toplam sediman miktarı içerisindeki eriyik sediman oranı nispeten daha azdır (Pavanelli & Cavazza, 2010).

Akarsularda taşınan sedimanlar, mevsime bağlı olarak değişen akım koşullarından etkilenir. Yapılan birçok çalışma, akarsularda taşınan süspansediman miktarının yağış karakteri, süresi, miktarı ve akıma bağlı olarak değişim gösterdiğini ortaya koymuştur. Buna göre süspansediman konsantrasyon miktarının yağış yoğunluğunun arttığı, kısa süreli sağanak yağışların etkili olduğu sel dönemlerinde ani olarak arttığı belirlenmiştir (Sala & Farquell, 2002; Alexandrov vd., 2003; Seeger vd., 2004; Rovira & Batalla, 2006; Zabaleta vd., 2007; Lopez-Tarazon vd., 2009; Lopez-Tarazon vd., 2010). Eriyik sediman taşınım süreçleri ise süspansedimandan oldukça farklıdır. Bir akarsuda taşınan eriyik sediman konsantrasyonu, süspansedimanın aksine, artan akım miktarı ile azalır (Leopold vd., 1992). Bu sediman taşınım sürecine her ne kadar akımın ani olarak artması ve yaşanan sel olayları dahil olsa da akarsudaki eriyik sediman konsantrasyonu daha çok kireçtaşı gibi çözünebilir kayaçların varlığı ve bu kayaçların çözünebilmesi için gerekli olan yağış türü ve

miktarından etkilenir (Milliman & Syvitski, 1992; Grosbois vd., 2000; Swiechowicz, 2002; Rumsey vd., 2017).

Bu çalışmanın amaçları (i) Korkuteli ayı'nda taşınan eriyik sediman miktarının mevsimsel koşullara bağlı olarak değişimini araştırmak, (ii)

akarsuda taşınan eriyik sedimanın, yağış ve akım koşulları ile ilişkisini analiz etmek ve (iii) taşınan eriyik sediman miktarı ve konsantrasyonu üzerinde etkili olan faktörleri değerlendirmektir.



şekil 1: Çalışma sahasının lokasyon haritası. / Figure 1: Location map of study area.

2. ÇALIşMA SAHASININ FİZİKİ COğRAFYA ÖZELLİKLERİ

Çalışma sahası, Türkiye'nin güneybatısındaki Antalya ili sınırlarında, Batı Toroslar üzerinde bulunan Korkuteli ayı havzasının bir bölümünü oluşturmaktadır. Korkuteli ayı'nın incelemeye konu olan bu sahası, Korkuteli Barajı ile akarsuyun kaynak bölgesi arasında yer alır. Bu alan, Korkuteli ayı havzasının yaklaşık %60'lık kesimini oluşturur (259 km²) (şekil 1).

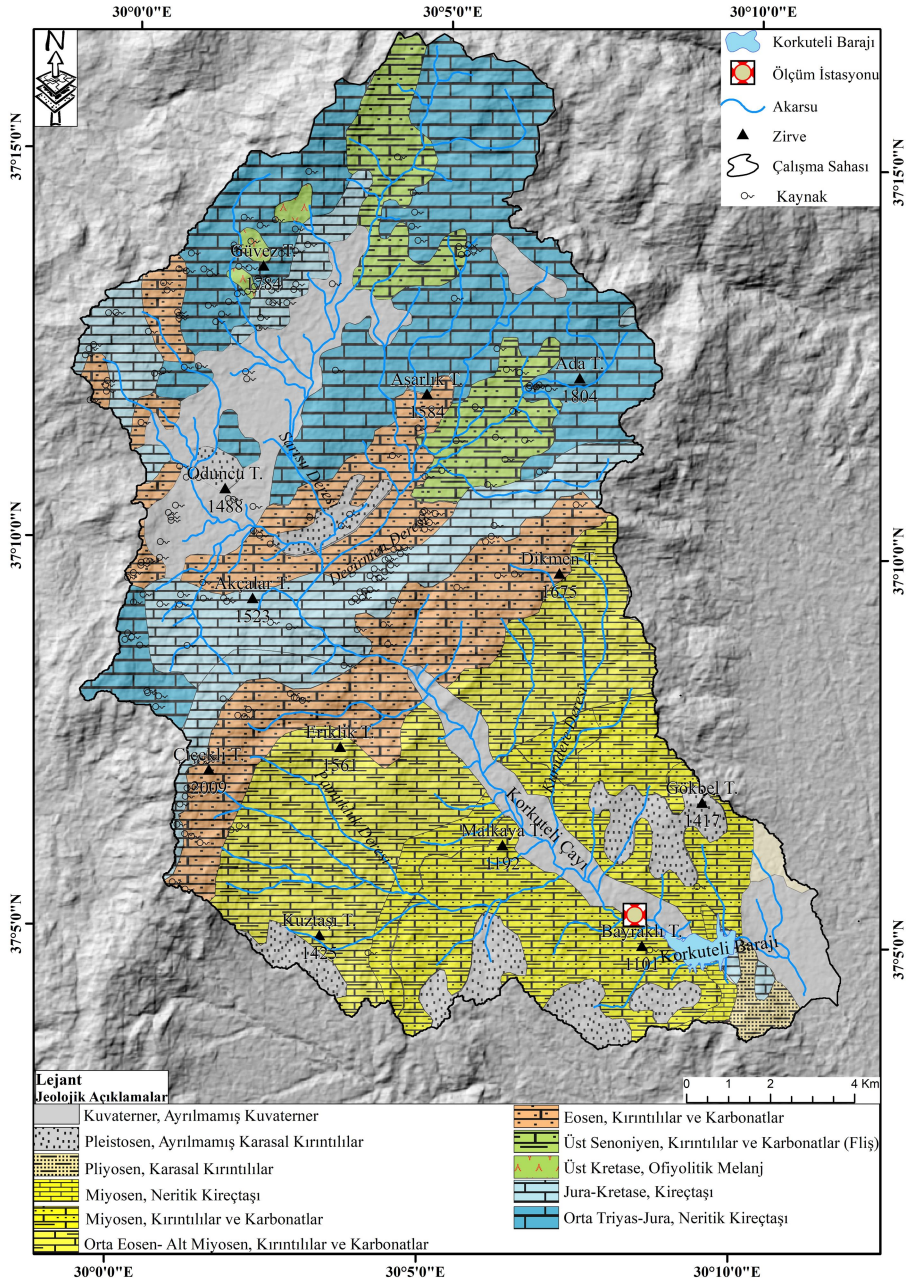
Çalışma sahasının yükseltisi 998 ile 2125 metre arasında değişmektedir. Korkuteli ilçe merkezinin yer aldığı kısımda yükselti azdır; havzanın batı ve kuzey kesiminde yükselti kademeli olarak artmaktadır. Çalışma sahası, 1535 metre ortalama yükseltiye sahip dağlık bir bölgededir. Bu sahada eğim değerleri, %1 ile %53 arasındadır. Havzanın batı ve kuzey

yamaçlarında eğim artarken, sahanın büyük bir bölümünde eğim %1 ile %20 arasında değişmektedir. Çalışma sahasının ortalama eğimi ise %10.9'dur.

Havzanın litolojik özellikleri akarsuya dahil olan sediman miktarını, yoğunluğunu ve yapısını etkileyen önemli bir unsurdur. Sahadaki anakayanın özelliklerine bağlı olarak fiziksel ufalanma ve kimyasal çözünme süreçleri sonucunda akarsuda taşınan sedimanın türü ve miktarı değişmektedir. Havzanın büyük bir bölümü Jura-Kretase dönemine ait alt seviyeleri dolomit ve dolomitik kireçtaşlarından, üste doğru ise masif ve kalın tabakalı kireçtaşlarından, en üst tabakaları ise yersel olarak ince tabakalı pelajik kireçtaşlarından oluşur (%38.8) (şenel, 1997b). Kireçtaşlarının yoğun olduğu havzanın kuzey bölümünde çok sayıda karstik kaynak yer alır. Bu karstik kaynaklar akarsuya dahil olan eriyik

sediman açısından oldukça önemlidir. Havzanın orta kesiminde ve kısmen kuzeyinde Eosen dönemine ait kiltası, marn, kireçtaşı, kumtaşından oluşan kırıntılı kayalar ve filiş serileri yaygındır (%29). Korkuteli ayı'nın

aşağı ıdırında ise Miyosen dönemine ait kumlu-killi kireçtaşı ile konglomera ve marn düzeyleri grlr (%13.9) (şenel, 1997b) (şekil 2).



şekil 2: Çalışma sahasının jeoloji haritası (jeoloji haritası şenel, 1997a, 1997b'den düzenlenmiştir.)

Figure 2: Geology map of study area, (geology map adapted from şenel, 1997a, 1997b)

Havzada meydana gelen erozyon miktarını önemli oranda toprak özellikleri, bitki örtüsü ve arazi kullanımı etkilemektedir. Eosen dönemine ait kiltası, kumtaşı serilerinin yer aldığı havzanın orta kesiminde kahverengi orman toprakları hâkimdir. Bu bölgelerde kızılcam (*Pinus brutia*) ve kermez meşesi (*Quercus coccifera*) bitki toplulukları yaygındır

(Atalay, 2015). Yerleşmelerin yaygın olarak bulunduğu akarsu yatağının taşkın sahasında ise daha çok sulu bahçe tarımı yapılmaktadır. Antropojenik etkiler nedeniyle doğal orman örtüsü yerini tarımsal alanlara bırakmıştır. Meyveciliğin yoğun olarak yapıldığı akarsuyun taşkın ovasındaki tarımsal faaliyetlerin su ihtiyaı büyük oranda yeraltı sularından ve

Korkuteli ayı'ndan karşılanmaktadır. Özellikle ilkbahar ve yaz dönemlerinde Korkuteli ayı'ndan tarımsal sulama amacıyla su kullanımı daha fazladır.

Korkuteli ayı havzası, Batı Torosların etkisi nedeniyle denizel iklim etkisinden karasal iklime geçiş bölgesinde yer alır. Havza genelinde dağlık Akdeniz iklimi grlr. Bu nedenle havzada mevsimsel farklılıklar belirgindir. Kışın, ılıman/ soğuk kuşağa özgü, cephesel orta enlem alçak basınçların oluşturduğu, yağışlı, soğuk, rzgrl ve zaman zaman fırtınalı hava koşulları egemen olurken, yaz mevsiminde subtropikal koşullar sonucunda sıcak kuşağa özgü, sıcak, kurak ve sakin hava koşulları egemendir. Bahar döneminde, Step iklimi ve Akdeniz iklimi kuşağına özgü hava koşulları da etkili olabilmektedir (Türkeş, 2010). Havzanın yıllık ortalama sıcaklığı 12.7 C iken, en yüksek sıcaklık Temmuz ayında 39.9 C, en düşük sıcaklık ise -16.2 C olarak belirlenmiştir.

Bir bölgenin yağış karakteri, süresi ve miktarı, akarsularda taşınan sediman miktarını ve yapısını belirleyen önemli bir etkidir. Korkuteli ayı havzasında kış döneminde genellikle uzun süreli, düşük yoğunluklu cephesel yağışlar etkisini gösterir. Yaz döneminde bölge genelinde daha çok konvektif karakterli kısa süreli sağanak yağışlar etkilidir. Mevsimsel geçişlerin yaşandığı bahar dönemlerinde ise hem cephesel orta enlem basınç koşulları hem de subtropikal koşullar etkisini göstermektedir (Türkeş, 2010). Havzada yıllık ortalama yağış miktarları 200 ila 472 mm arasında değişmektedir. Ekimden Nisan ayına kadar geçen süre yağışlı dönemi oluştururken, en yüksek yağış Aralık ayında meydana gelir. Haziran ile Eylül ayları arasında ise yağış miktarı oldukça düşer ve bu dönemde belirli günlerde ya da anlarda daha çok konvektif karakterli ani sağanak yağışlar grlmesine rağmen havza genelinde kurak koşullar hâkimdir.

Korkuteli ayı havzasını şekillendiren ana akarsu yaklaşık 25-30 km uzunluğundaki Korkuteli ayı ve kollarıdır. Korkuteli ayı, Varsak, Başpınar ve Taşkesiği bölgelerinden

kaynağını alır ve güneye doğru akarak Korkuteli Barajı'na ulaşır. Mevsimlik akarsu özelliğindeki Korkuteli ayı'nın uzun yıllık ortalama akım değeri 0.79 m³s⁻¹'dir. En yüksek akım miktarına Nisan ayında ulaşırken (1.43 m³s⁻¹), en düşük akım değeri ise Ağustos ayında 0.23 m³s⁻¹ olarak ölçülmüştür (URL-1). Havzada yer alan Korkuteli Barajı 1973 yılında içme ve sulama suyu temin etme amacıyla inşa edilmiştir. Balıkçılık faaliyetleri de yapılan Korkuteli Barajı'nın rezervuar alanı ise yaklaşık 2.2 km²'dir.

3. MATERYAL VE YÖNTEM

3.1. Arazi lmleri

Korkuteli ayı'nda taşınan eriyik sediman miktarlarını, akım dinamiklerini ve havzanın hidrolojik koşullarını belirlemek için 01 Ekim 2017-30 Eylül 2018 tarihleri arasında su seviyesi, akım ve eriyik sediman konsantrasyonu ölçülmüştür. Bu lmler, Korkuteli ayı'nın Korkuteli Barajı ile birleştiği yer olan Dereköy Akım Gözlem istasyonunda (AGİ) yapılmıştır (şekil 3). Süreç çalışmalarında verilerin anlık olarak sağlanması büyük öneme sahiptir. Bu sayede hem verilerin gvenirliiliği hem de cihazın güvenliği sürekli olarak kontrol edilebilmektedir. Su seviyesi, Mesens (MPS580 Serisi) marka daldırma tipi seviye sensörü ile her 10 dakikada bir otomatik olarak ölçülmüştür. Bu lmler, kurulan web sitesi (www.cev-iz.com/akdeniz) yardımıyla metre cinsinden kayıt altına alınmıştır.

Akarsulardaki akım ölçümlerinde seyreltme, iz element takibi ve boyama metodu gibi birçok yöntem vardır. Ancak en yaygın olarak kullanılan yöntem Alan-Hız metodudur. Bu yöntem, akarsu kesitinde suyun hızı, derinliği ve kesitin kanal genişliği ölçümlerinden oluşur (Hersch, 2009).

Bu çalışmada, su seviyesinin arttığı ya da azaldığı dönemlerde periyodik olarak ayda en az bir kez akım ölçülmüştür. Akım lmleri esnasında Dereköy Gözlem İstasyonunda Universal Muline cihazı ile ilk olarak suyun hızı belirlenmiş ve akarsu kesitinin alanı hesaplanmıştır.



Şekil 3: Su seviyesi, akım ve sediman ölçüm istasyonundan ve eriyik sediman örnekleme aşamasından bir görünüm

Figure 3: A view from the water level, flow and sediment measuring station and the dissolved sediment sampling

Suyun hızı, su seviyesine ve kanal kesitinin su ile kaplı olan alanın genişliğine bağlı olarak 7 ya da 10 dikey kesitte ölçülmüştür. Anlık akım miktarı, ölçülen su seviyesi ve akım değerlerine bağlı olarak oluşturulan derecelendirme eğrisi sayesinde belirlenmiştir (Eşitlik 1). Oluşturulan lineer regresyon eğrisine göre akım ile su seviyesi arasında güçlü bir ilişki tespit edilmiştir ($R^2: 0.92$).

$$Akım \left(\frac{m^3}{s} \right) = h - \frac{0.1041 (a)}{0.1047 (b)} \quad (\text{Eşitlik 1})$$

Burada h, her 10 dakikada bir ölçülen su seviyesidir. a ve b ise regresyon denkleminde elde edilen eşitlik katsayılarıdır. Gözlem süresince taşınan eriyik sediman konsantrasyonunu belirlemek için belirli

$$Eriyik \text{ sediman konsantrasyonu } \left(\frac{mg}{l} \right) = \frac{W2-W1}{\text{Örnek Hacmi (V)}} \quad (\text{Eşitlik 2})$$

Burada W1, filtre ağırlığı (mg), W2, sediman ve filtre ağırlığı (mg), V ise toplam örnek hacmidir.

3.2. Veri Analizleri

Akarsularda taşınan sediman miktarını belirlemek için ekstrapolasyon, interpolasyon ve sediman taşınım modelleri gibi birçok yöntem vardır. Bu yöntemlerin tercih edilmesinde havzanın şekli ve boyutu, akarsuyun akım, su seviyesi ve yağış özellikleri oldukça önemlidir. Akarsularda taşınan sediman miktarını belirlemek için kullanılan yöntemlerde birtakım sınırlılıklar vardır

aralıklarla eriyik sediman ölçümleri yapılmıştır. Eriyik sediman örnekleri US-DH48 derinlik entegrasyon sediman örnekleyici ile alınmıştır. Bu örnekler, Dereköy Gözlem İstasyonu'nda akım ölçümü esnasında toplanmıştır. Çalışma süresince akımın arttığı ve azaldığı 21 farklı dönemde 1 litrelik eriyik sediman örnekleri alınarak laboratuvar ortamında analiz edilmiştir. Bu örnekler, 111 mm filtre çapına ve 0.45 mikron gözenek çapına sahip Whatman filtre kâğıdı ile filtre edilmiştir. Bu filtrasyon sonucunda sediman örnekleri süspansedimandan arındırılmış ve geriye kalan su ve eriyik sediman ise seramik kroze yardımıyla 105 °C etüvde kurutulmuştur. Bu işlemler sonucunda eriyik sediman konsantrasyonları eşitlik 2 kullanılarak hesaplanmıştır (Tablo 1).

(Letcher et al. 2002). Teknolojik gelişmelere bağlı olarak son zamanlarda geliştirilen sediman taşınım modellerinin birçoğu, akarsu yatağında biriken sedimanların yeniden harekete geçirilmesi ve bank erozyonu gibi akarsuya sediman sağlayan kaynakların etkisinin simülasyonlarında yetersiz kalabilmektedir (Duvert et al. 2012).

Akım ve eriyik sediman taşınımı arasındaki ilişkiyi belirlemek için en yaygın olarak kullanılan yöntem regresyon eşitliğine dayanan güç fonksiyonudur. a ve b regresyon katsayıları, eriyik sediman ve akım üzerinde en

küçük kareler regresyonu ile elde edilmiştir (Walling, 1977, Asselman, 2000) (Eşitlik 3).

$$C = aQ^b \quad (\text{Eşitlik 3})$$

Burada C, eriyik sediman konsantrasyonu (mg/l), Q ise akım (m³/s) miktarıdır. a ve b, güç fonksiyonu eşitliğinden gelen regresyon katsayılarıdır.

3.3. Akım ile Eriyik Sediman Arasındaki İlişki

Gözlem süresince ölçülen (21 farklı dönemde) akım ve eriyik sediman konsantrasyon miktarı kullanılarak genel bir regresyon eşitliği elde edilmiştir (Şekil 4). Bu sayede akım ile eriyik sediman konsantrasyonu arasındaki ilişki düzeyi belirlenmiştir. Akım ile eriyik sediman arasındaki ilişkiyi en iyi açıklayan regresyon modeli, doğrusal olmayan en küçük kareler regresyonuna dayanan polinomsal fonksiyondur.

Genel regresyon eşitliğine göre akım ile eriyik sediman arasında güçlü, pozitif bir ilişki vardır (R². 0.96). Gözlem süresince ölçülen akım ve eriyik sediman miktarında değişimler gözlenmiştir. Bu sürede ortalama akım miktarı 0.89 m³/s olarak ölçülürken, en yüksek akım miktarı 7.5 m³/s, en düşük akım değeri 0.05 m³/s olarak belirlenmiştir. Ortalama eriyik sediman konsantrasyonu 459.3 mg/l olarak ölçülmüştür. Dönem içerisinde en düşük eriyik sediman konsantrasyonu 40.5 mg/l'dir. En

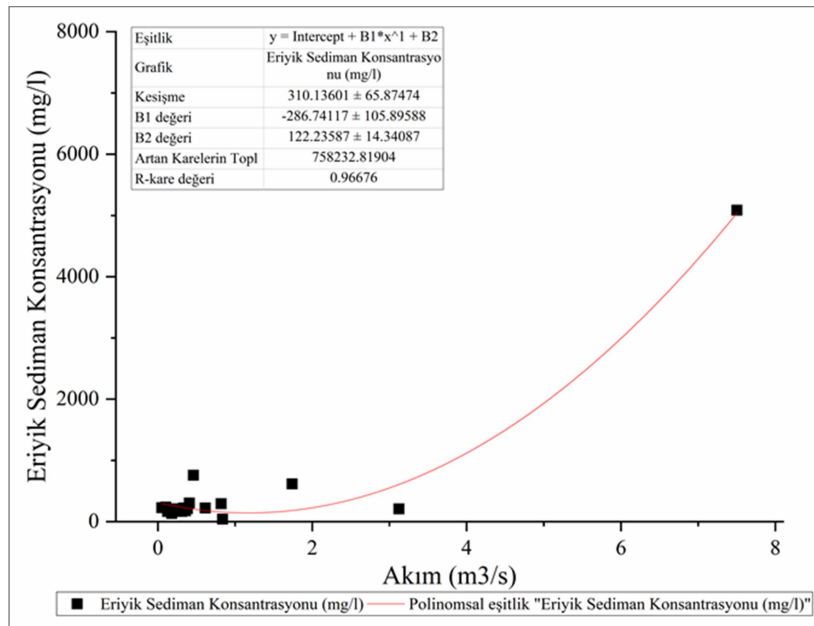
yüksek eriyik sediman konsantrasyonu yaz döneminde 5084.4 mg/l olarak hesaplanmıştır.

Tablo 1: Örneklem dönemlerinde ölçülen akım ve eriyik sediman konsantrasyon değerleri

Table 1: Measured flow and dissolved sediment concentration values on sample periods.

Örnek Zamanı	Akım (m ³ /s)	Eriyik Sediman Konsantrasyonu (mg/l)
21.11.2017	0.23	201.1
5.12.2017	0.41	301.5
29.12.2017	0.31	166.1
5.01.2018	0.31	164.5
19.01.2018	0.26	165.1
7.02.2018	0.31	188.1
21.02.2018	0.33	221.2
25.02.2018	0.38	212.3
29.03.2018	0.84	40.5
3.04.2018	0.21	207.3
12.04.2018	0.10	235.4
6.05.2018	0.18	129.6
10.05.2018	0.36	175.2
21.05.2018	0.05	225.8
4.06.2018	0.13	165.7
5.06.2018	0.62	221.4
18.06.2018	0.82	290.5
18.06.2018	7.50	5084.4
20.06.2018	0.46	756.8
22.06.2018	1.74	615.7
25.06.2018	3.12	207.6
10.07.2018*	0	0
25.07.2018*	0	0
15.08.2018*	0	0
06.09.2018*	0	0

* Bu tarihlerde akarsu tamamen kurumuştur.



Şekil 4: Akım ve eriyik sediman konsantrasyonu arasındaki ilişkiyi gösteren regresyon eşitliği

Figure 4: Regression equation showing relationship between flow and dissolved sediment concentration.

4. BULGULAR

4.1. Yağış ve Akım

Araştırma süresince (01 Ekim 2017- 30 Eylül 2018 tarihleri arasında) havzaya düşen gelen yağış miktarı toplamda 241 mm olup bu yağışın süresi ve karakteri mevsimlere bağlı olarak değişim göstermektedir (şekil 5). Örneğin 7 Ekim 2017 tarihinde başlayan ilk yağışlar 16 Nisan 2018 tarihine kadar aralıklı olarak devam etmiş ve 17 Nisan 2018 ile 2 Mayıs 2018 tarihleri arasında hiç yağış meydana gelmemiştir. Yağışlar Mayıs ayında tekrar başlayarak Haziran sonuna kadar aralıklı olarak ve farklı yoğunlukta devam etmiştir. Temmuz ve Ağustos aylarında ise yağış miktarı önemli oranda azalmıştır (şekil 5). Bu aylarda sıcaklıkların artmasıyla birlikte Korkuteli Çayı zaman zaman bütünü ile kurumuştur.

Çalışma süresince yağışların büyük bir bölümü kiş döneminde meydana gelmiş (%36) ve bu aylarda yağışlı gün sayısı ve yağış miktarları diğer aylara oranla daha yüksek olup bu miktarlar ilkbahar (%21.2) ve yaz aylarına (%16.7) doğru dikkat çekici derecede azalma göstermiştir. Bununla birlikte yaz aylarına denk gelen bu yağış miktarının hemen hemen tamamı (%16.7) Haziran ayında meydana gelirken, Temmuz ve Ağustos aylarında ise genellikle kurak koşullar hakim olmuştur.

Ölçüm periyodu süresince günlük ortalama akım miktarları 0 ile 3.61 m³/s arasında değişirken, genel ortalama akım miktarı ise 0.34 m³/s olarak belirlenmiş olup bu miktarlar aylara göre önemli farklılıklar göstermiştir. Özellikle mevsimsel geçiş dönemleri olan Kasım, Mart ve Haziran aylarında hem yağış miktarında, süresinde ve karakterindeki değişimlere bağlı olarak akım miktarındaki dalgalanmalar dikkat çekici bir oranda artmıştır (şekil 5). Hernekadar akım miktarları Kasım ayında hafif bir dalgalanma gösterse de, kiş dönemi boyunca daha durağan bir hal almıştır. İlkbahar dönemi ile birlikte akım miktarında dalgalanmalar yeniden artış göstermiş ve özellikle yaz mevsiminin başında (Haziran) yağışlı günlerin birçoğunda akım miktarı maksimum seviyelere ulaşmıştır.

Ölçüm süresinin ilk dönemini oluşturan Ekim ayında ortalama akım miktarı 0.28 m³/s olarak belirlenmiştir. Bu ayın ilk haftalarında tamamen kuru olan akarsu, 07.10.2018 tarihinde düşen ilk yağışlar sonucunda akarsuda akım ölçülmeye başlanmış olup bu ayda akım miktarı 0 ile 0.76 m³/s arasında değişim göstermiştir. Kasım ayında yağışlı gün sayısına nazaran yağış miktarı ve yoğunluğu artmıştır. Kasım ayında belirlenen ortalama akım miktarı (0.46 m³/s) genel ortalamanın üzerindedir ve bu ayda akım miktarları önemli oldukça değişken bir yapıdadır. Nitelim Kasım ayında en düşük akım miktarı 0.19 m³/s olarak belirlenirken, en yüksek akım miktarı 0.96 m³/s'ye kadar yükselmiştir (şekil 5).

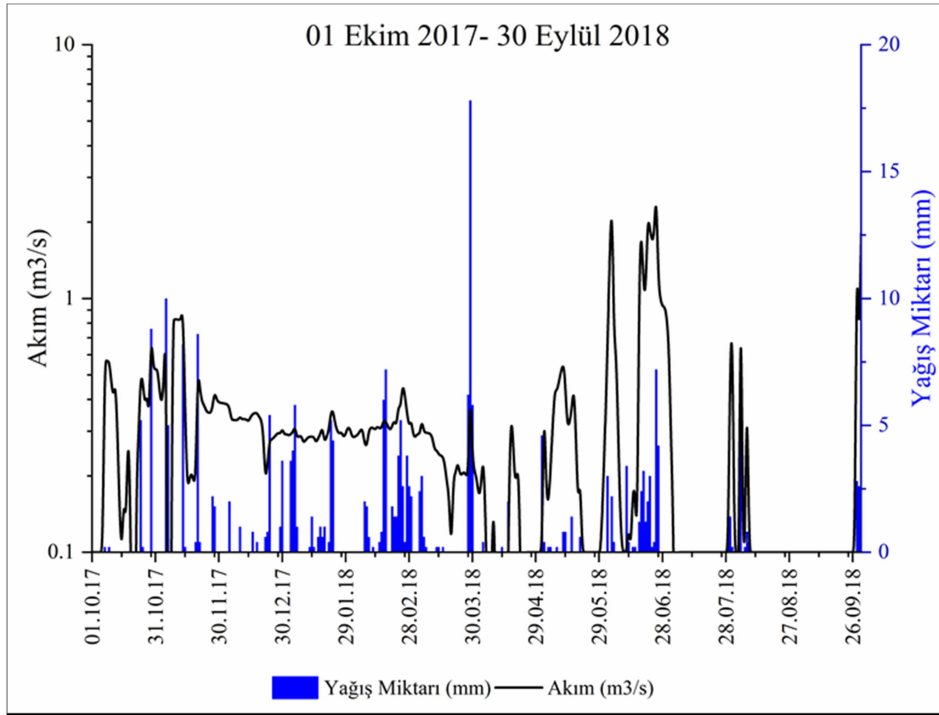
Kiş aylarında ortalama akım miktarı diğer aylara nazaran daha az bir değişim göstermektedir. Aralık ayı ortalama akım miktarı 0.32 m³/s olup, bu ay içerisinde akım miktarı 0.18 ile 0.37 m³/s arasında değişim gösterir. Ocak ayında ortalama akım miktarı 0.29 m³/s olup bu ayda belirlenen en düşük akım miktarı 0.25 m³/s olarak ölçülmüştür. Bu miktar Aralık ve şubat ayına göre daha yüksek olmasına rağmen, maksimum akım miktarı (0.36 m³/s) kiş aylarına nazaran daha düşük olması ile dikkati çeker. şubat ayında belirlenen ortalama akım miktarı Aralık ayı ile aynıdır (0.32 m³/s). Kiş ayları arasında en yüksek yağış miktarı şubat ayında düşmüş ve olup, bu durum akım miktarlarındaki artma ile de kendini göstermiştir. Nitekim bu ayda maksimum akım miktarı 0.46 m³/s olarak belirlenmiştir.

İlkbahar döneminde yağışlı gün sayısı ve yağış miktarı kiş aylarına oranla önemli oranda azalma gösterir. Gözlem süresince en yüksek yağış miktarı Mart ayında olmasına rağmen, bu ayda ortalama akım miktarı 0.25 m³/s olarak belirlenmiştir. Bu ayda akım miktarları 0.20 ile 0.46 m³/s arasında değişim göstermiştir. Nisan ayında yağış miktarı ani olarak azalmıştır. Bu durum ortalama akım miktarını önemli oranda düşürmüştür (0.16 m³/s). Ayrıca tarımsal sulama amaçlı Korkuteli Çayı'ndan kullanılan su nedeniyle Nisan ayının yaklaşık son 10 günü akarsu tamamen kurumuştur. Mayıs ayında yağışlarla birlikte akım miktarında dalgalanmalar artmıştır. Bu ayda akım miktarı

0 ile 0.59 m³/s arasında değişirken, ortalama akım miktarı 0.35 m³/s olarak belirlenmiştir (şekil 5).

Yaz döneminde hem yağış miktarı, yoğunluğu ve süresi hem de akım miktarları önemli oranda değişim göstermiştir. Yaz aylarında en yüksek yağış miktarı Haziran ayında 34.8 mm olarak düşmüştür. Ancak bu ayda düşen yağış miktarı, Kasım ve Mart ayına oranla daha az olmasına rağmen ortalama akım miktarı oldukça yüksektir (1.37 m³/s). Nitekim Haziran ayında yağış süresinin kısaltığı, yağış yoğunluğunun arttığı bazı günlerde akım miktarı 3.61 m³/s'ye ulaşmış olup ölçüm

süresince en yüksek akım miktarı Haziran ayında ölçülmüştür. Temmuz ve Ağustos aylarında ise havzaya düşen yağış miktarları önemli oranda azalmış olup bu durum ortalama akım miktarlarını etkilemiştir. Örneğin, Temmuz ayında ortalama akım miktarı 0.04 m³/s, Ağustos ayında ise 0.07 m³/s olarak belirlenmiştir. Bu aylarda yağış miktarı az olmasına rağmen, gün içerisinde etkili olan kısa süreli sağanaklar nedeniyle gün içerisinde belirlenen en yüksek akım miktarlarının kış dönemine oranla daha yüksek olduğu tespit edilmiştir.



şekil 5: 12 aylık ölçüm dönemindeki (01.10.2017-30.09.2018) günlük toplam yağış ve ortalama akım miktarları

Figure 5: Average daily flow and precipitation of 12-month measurement period (01.10.2017-30.09.2018).

Bu bulgular doğrultusunda Korkuteli Çayı'ndaki akım koşullarını, havzanın yağış miktarı, karakteri, süresi, jeolojik yapı, topografik durum arazi kullanımı gibi faktörler kontrol eder. Kış döneminde yağış miktarı yüksek olmasına rağmen yağış süresi oldukça uzundur. Bu dönemde havzaya düşen uzun süreli ve düşük yoğunluklu yağışlar, akım miktarının daha durağan olmasına neden olmuştur. İlkbahar ve yaz döneminde yağış miktarı daha az olmasına rağmen, zaman zaman etkili olan kısa süreli, yüksek yoğunluklu sağanak yağışlar

sonucunda gün içerisinde ölçülen akım miktarları birçok kez ani olarak artmıştır.

4.2. Eriyik Sediman Konsantrasyonu

Ölçüm periyodu boyunca (01.10.2017-30.09.2018 tarihleri arasında) taşınan günlük ortalama eriyik sediman miktarı 0 ile 1271.5 mg/l arasında değişim gösterirken, bu sürede genel ortalama eriyik sediman konsantrasyonu 162.28 mg/l olarak belirlenmiştir. Korkuteli Çayı'nda taşınan eriyik sediman miktarında aylara göre önemli oranda değişim vardır. Ekim ve Kasım aylarında taşınan eriyik sediman

konsantrasyonlarında hafif bir dalgalanma gözlenirken, kış dönemi boyunca eriyik sediman taşınımı oldukça durağandır. İlkbahar döneminde, özellikle Mart ayından sonra eriyik sediman konsantrasyon değerlerinde dalgalanmalar artmıştır. Nisan ayında havzaya düşen yağıl miktarı azalmış ve bu dönemde tarımsal sulama amaçlı akarsudan yoğun bir şekilde su kullanımı artmıştır. Bu durum Nisan ayının belirli günlerinde akım ve taşınan eriyik sediman miktarlarının azalmasına hatta akarsuyun tamamen kurummasına neden olmuştur. Eriyik sediman konsantrasyon değerlerindeki en fazla dalgalanma yaz döneminde görülmüştür. Bu dönemde sıcaklıkların yükselmesiyle beraber yağışın olmadığı günlerde eriyik sediman miktarı oldukça düşük olmasına rağmen, Haziran ayının belirli günlerinde etkili olan kısa süreli, yüksek yoğunluklu sağanak yağışlarla birlikte taşınan eriyik sediman konsantrasyon değerleri önemli oranda artmıştır. Temmuz ve Ağustos aylarında ise yağış miktarları oldukça azdır ve bu aylardaki birçok günde eriyik sediman taşınımı olmamıştır (Şekil 6).

Ekim ayı ile birlikte akarsuda akım ölçümleri yapılmış ve eriyik sediman örnekleri alınmaya başlanmıştır ve bu ayda taşınan günlük ortalama eriyik sediman konsantrasyonu 184.5 mg/l olarak tahmin edilmiştir. Ekim ayının ilk haftasında Korkuteli Çayı tamamen kurduğu için eriyik sediman taşınımı olmamıştır. Günlük en yüksek eriyik sediman konsantrasyonu 21.10.2017 tarihinde 307.9 mg/l, ortalama akım miktarı ise 0.007 m³/s olarak belirlenmiştir. Kasım ayında günlük ortalama eriyik sediman konsantrasyon değerleri artmıştır. Kasım ayında günlük ortalama eriyik sediman konsantrasyonu 218.4 mg/l olarak hesaplanmıştır. Günlük ortalama akımın yüksek olduğu (0.93 m³/s) 05.11.2017 tarihinde en düşük eriyik sediman konsantrasyonu (148.6 mg/l) belirlenmiştir (Şekil 6).

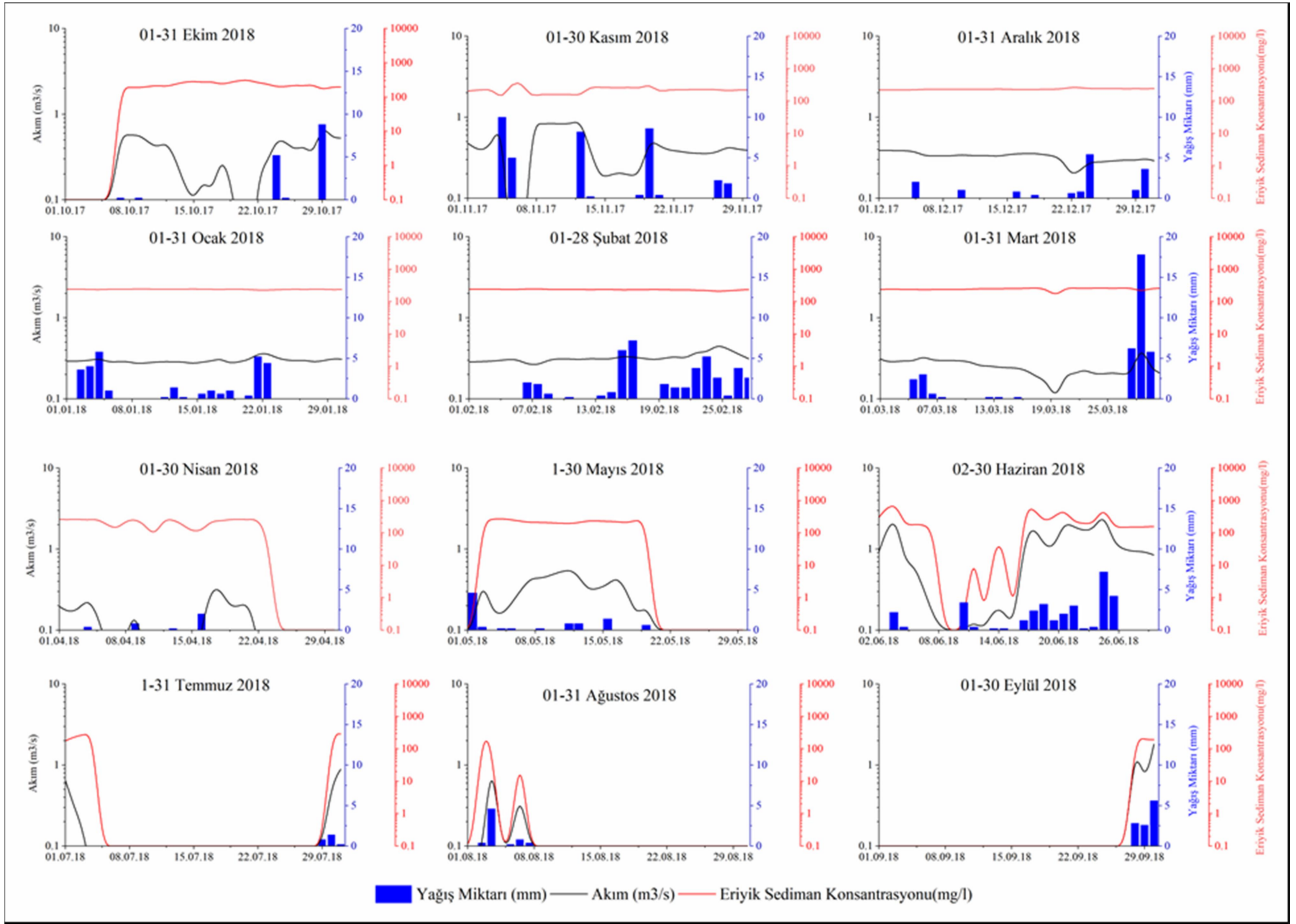
Kış aylarında taşınan günlük ortalama eriyik sediman konsantrasyon değerlerinde dalgalanmalar azdır. Nitekim günlük taşınan maksimum ve minimum eriyik sediman miktarları birbirine yakındır. Aralık ayında günlük ortalama taşınan eriyik sediman konsantrasyonu 230.5 mg/l olarak tahmin

edilmiştir. Ay içerisinde taşınan günlük ortalama en yüksek eriyik sediman konsantrasyonu akımın en düşük olduğu (0.18 m³/s) 22.12.2017 tarihinde 260.7 mg/l olarak belirlenmiştir. 01.12.2017 tarihinde günlük ortalama akım değeri 0.38 m³/s, günlük taşınan en düşük eriyik sediman konsantrasyonu hesaplanmıştır (217.2 mg/l). Ocak ayında taşınan günlük ortalama eriyik sediman konsantrasyonu (236.1 mg/l) diğer kış aylarıyla hemen hemen yakındır. Bu ayda günlük ortalama akım miktarı 0.26 ile 0.36 m³/s, taşınan eriyik sediman konsantrasyonu ise 222.1 ile 241.7 mg/l arasında değişmiştir. Şubat ayında günlük ortalama taşınan eriyik sediman konsantrasyonu 231.1 mg/l olarak hesaplanmıştır. Ay içerisinde en düşük eriyik sediman konsantrasyonu (203.1 mg/l), akımın en yüksek olduğu (0.46 m³/s) 25.02.2018 tarihinde belirlenirken, günlük ortalama en yüksek eriyik sediman konsantrasyonu ise 08.02.2018 tarihinde 244.3 mg/l olarak tahmin edilmiştir (Şekil 6).

İlkbahar döneminde taşınan eriyik sediman konsantrasyonu ve akım miktarında günler arasındaki değişimler artmıştır. Mart ayında günlük ortalama eriyik sediman konsantrasyonu 241.4 mg/l'dir. Ay içerisinde günlük en düşük eriyik sediman konsantrasyonu 146.2 mg/l, en yüksek sediman miktarı ise 260.8 mg/l olarak hesaplanmıştır. Nisan ayında yağış miktarı ani olarak azalmıştır. Bu durum hem akım hem de taşınan eriyik sediman miktarını etkilemiştir. Nisan ayında günlük ortalama eriyik sediman konsantrasyonu 161.3 mg/l'dir. Ay içerisinde taşınan eriyik sediman konsantrasyonu 0 ile 268.5 mg/l arasında değişmiştir. Özellikle Nisan ayının son haftasında tarımsal sulama nedeniyle Korkuteli Çayı tamamen kurmuştur. Bu dönemlerde akım ve eriyik sediman taşınımı olmamıştır. Mayıs ayında günlük ortalama eriyik sediman konsantrasyonu (125.2 mg/l), genel ortalamanın (162.2 mg/l) altındadır. 21.05.2018-30.05.2018 tarihleri arasında Korkuteli Çayı kuru olduğu için sediman taşınımı olmamıştır. Ay içerisinde günlük en yüksek eriyik sediman konsantrasyonu 05.05.2018 tarihinde 269.6 mg/l olarak tahmin edilmiştir.

Haziran ayında günlük ortalama eriyik sediman konsantrasyonu 231.5 mg/l olarak belirlenmiştir. Bu ayda akım ve taşınan eriyik sediman konsantrasyon değerlerinde kısa süreli değişmeler grlmştir. Nitekim ay içerisinde günlük ortalama akım miktarı 0 ile 3.61 m³/s, eriyik sediman konsantrasyonu ise 0 ile 1271.5 mg/l arasında değişmiştir. lm süresince taşınan günlük ortalama en yüksek eriyik sediman konsantrasyonu, akımın en yüksek olduğu 04.06.2018 tarihinde meydana gelmiştir. Ayrıca ay içerisinde taşınan eriyik sediman konsantrasyon değeri birçok kez maksimum seviyeye ulaşmıştır. 18.06.2018 tarihinde günlük ortalama eriyik sediman konsantrasyonu 576 mg/l, 21.06.2018

tarihinde 540 mg/l, 25.06.2018 tarihinde ise 665.9 mg/l olarak belirlenmiştir. Temmuz ve Ağustos aylarında yağış miktarının azalması sonucunda akım ve eriyik sediman konsantrasyon değerleri oldukça dşmştir. Kurak geçen bu dönemde, Temmuz ayında günlük ortalama eriyik sediman konsantrasyonu 50 mg/l, Ağustos ayında ise 22 mg/l olarak tahmin edilmiştir. Ancak bu ayların belirli günlerinde taşınan eriyik sediman konsantrasyon miktarı ani olarak artmıştır. Nitekim 04.07.2018 tarihinde taşınan eriyik sediman konsantrasyonu 301 mg/l, 03.08.2018 tarihinde taşınan eriyik sediman konsantrasyonu ise 293 mg/l olarak hesaplanmıştır (şekil 6).



şekil 6: Aylara göre yağış, akım ve eriyik sediman konsantrasyonu arasındaki ilişki

Figure 6: Relationship between monthly precipitation, discharge and dissolved sediment concentration

4.3. Taşınan Eriyik Sediman Miktarı ve Sediman Verimi

Günlük ortalama taşınan eriyik sediman miktarı 0 ile 397 ton arasında değişmiş olup gözlem süresinde taşınan günlük ortalama eriyik

sediman miktarı 7 ton olarak hesaplanmıştır. Bu miktar aylara göre önemli oranda farklılık göstermiştir. Ekim ve Kasım aylarında taşınan eriyik sediman miktarı hafif bir dalgalanma gösterirken, kiş aylarında daha durağan bir seyir izlemiştir. İlkbahar sonu ve yaz aylarının

başında ise ani sellerin yaşandığı dönemlerde akarsuyun akım ve taşınan eriyik sediman miktarları artmıştır.

Gözlem süresinin ilk dönemini oluşturan Ekim ayında taşınan günlük ortalama eriyik sediman miktarı 0 ile 11 ton arasındadır. 07.10.2017 tarihine kadar Korkuteli Çayı'nda su seviyesi oldukça düşük olduğundan akım ve eriyik sediman miktarı ölçülememiş olup, bu ay içerisinde günlük ortalama taşınan eriyik sediman miktarı 5 ton olarak hesaplanmıştır. Ekim ayında taşınan toplam eriyik sediman miktarı ise 159 ton olarak belirlenmiştir. Kasım ayında, günlük ortalama akım miktarı Ekim ayına oranla daha yüksek olması nedeniyle bu durum taşınan eriyik sediman miktarını etkilemiştir. Kasım ayında taşınan günlük ortalama eriyik sediman miktarı 0.2 ile 12 ton arasında değişmiş ve bu ayda 229 ton eriyik sediman taşındığı tahmin edilmiştir. Ay içerisinde akımın maksimuma ulaştığı dönemlerde günlük eriyik sediman miktarı da oldukça fazladır.

Kış aylarında yağış miktarının fazla olması ve birçok günde havzaya yağışın düşmesi nedeniyle bu aylarda taşınan eriyik sediman miktarında bir süreklilik görülmesi dikkati çekmektedir. Bu durum Korkuteli Çayı'nda taşınan eriyik sediman miktarlarında ani artış ve azalışların görülmesine engel olmuştur. Nitekim Aralık ayında taşınan eriyik sediman miktarı 4 ile 7 ton arasında değişmiştir. Ay içerisinde 198 ton eriyik sediman taşınırken, günlük ortalama taşınan sediman miktarı 7 ton olarak belirlenmiştir. Ocak ayında günlük taşınan sediman miktarı birbirine oldukça yakındır (6 ile 7 ton arasında). Bu ay boyunca 187 ton eriyik sediman taşınırken, günlük ortalama taşınan sediman miktarı 6 ton olarak tahmin edilmiştir. Kış ayları arasında taşınan en düşük eriyik sediman miktarı Şubat ayına aittir (178.3 ton). Bu ayda günlük ortalama eriyik sediman miktarı 6 ton olarak belirlenirken, günlük ortalama taşınan eriyik sediman miktarı ise 6 ile 8 ton arasında değişmiştir (Şekil 7).

İlkbahar döneminde yağış miktarı kış dönemine göre azalmış olması, Korkuteli Çayı'nda taşınan eriyik sediman miktarlarını ve akım değerlerini etkilemiştir. Mart ayında günlük taşınan eriyik

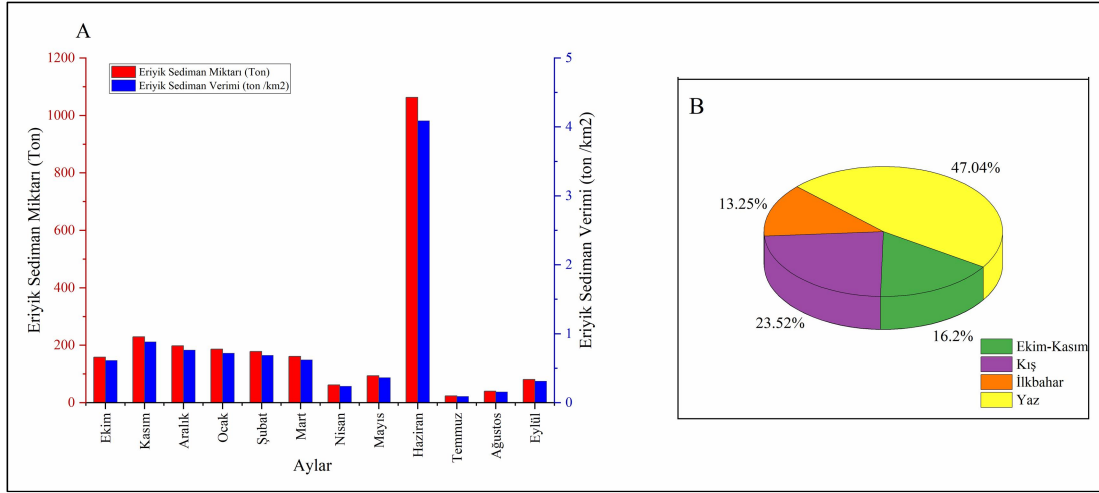
sediman miktarı 161 ton olarak belirlenmiş olup bu ayda günlük taşınan eriyik sediman miktarı 1.2 ile 8 ton arasında değişmiştir. Günlük ortalama taşınan eriyik sediman miktarı ise 5 ton olarak hesaplanmıştır. Nisan ayında yağış miktarı önemli oranda azalmış ve bu dönemde tarımsal sulama amaçlı Korkuteli Çayı'ndan su kullanımının artması sonucunda eriyik sediman taşınımı zaman zaman kesintiye uğramıştır. Nisan ayında taşınan eriyik sediman miktarı 62 ton olarak tahmin edilmiş olup bu ayda günlük taşınan eriyik sediman miktarı 0 ile 6 ton arasında değişirken, günlük ortalama taşınan eriyik sediman miktarı ise 2 ton olarak tahmin edilmiştir. Mayıs ayında yağış miktarının artması sonucunda taşınan eriyik sediman miktarı Nisan ayına göre daha fazladır. Mayıs ayında taşınan eriyik sediman miktarı 0 ile 10 ton arasında değişirken, bu ayda taşınan günlük ortalama eriyik sediman miktarı 3 ton olarak belirlenmiş ve bu ayda taşınan eriyik sediman miktarı ise 94 ton olarak tahmin edilmiştir (Şekil 7).

Yaz döneminde akarsuda taşınan eriyik sediman miktarları, yağış miktarının, süresinin ve sağanak olup olmaması durumuna göre önemli oranda değişmiştir. Özellikle Haziran ayının belirli günlerinde akım ve taşınan eriyik sediman miktarları ani olarak artmıştır. Yağışın azaldığı veya sona erdiği anlarda ise hem akım hem de taşınan eriyik sediman miktarı oldukça düşüktür. Gözlem süresi boyunca en yüksek akım miktarları ve taşınan eriyik sediman miktarı Haziran ayında ölçülmüştür. Bu ayda taşınan eriyik sediman miktarı 1063 ton olarak tahmin edilmiş olup bu eriyik sediman miktarı diğer aylara göre oldukça yüksektir (37.9 ton). Ay içerisinde akımın yüksek olduğu günlerde taşınan eriyik sediman miktarları fazladır. Nitekim 04.06.2018 tarihinde 397 ton, 21.06.2018 tarihine 100 ton, 25.06.2018 tarihinde ise 164 ton eriyik sediman taşındığı tahmin edilmiş olup bu tarihlerde belirlenen akım miktarı, gözlem süresince en yüksek seviyede olduğu dikkati çekmektedir. Temmuz ve Ağustos aylarında yağış miktarları oldukça azalmıştır. Nitekim eriyik sediman taşınımı sadece kısa süreli sağanak yağışların etkili olduğu birkaç saatlik sürede artış göstermiştir. Temmuz ayında taşınan eriyik sediman miktarı

24 ton olarak belirlenirken, Ağustos ayında taşınan eriyik sediman miktarı ise 40 ton olarak hesaplanmıştır. Eylül ayında eriyik sediman taşınımı ilk ve son haftalarında meydana gelirken bu sürede taşınan eriyik sediman miktarı 81 ton olarak belirlenmiştir.

Gözlem süresi boyunca çalışma sahasının ortalama eriyik sediman verimi ise 9.5 ton/km² olarak belirlenmiş olup bu sürede taşınan eriyik sediman miktarı 2478 ton olarak tahmin

edilmiştir. Taşınan bu eriyik sediman miktarlarının yaklaşık %43'ü Haziran ayında oluşan kısa süreli sağanak yağışlı günlerde taşınması nedeniyle Haziran ayının eriyik sediman verimi oldukça yüksektir (4 ton/km²). Gözlem süresince en düşük eriyik sediman verimi ise yağış miktarlarının az olduğu Temmuz ayında belirlenmiştir (0.09 ton/km²) (Şekil 7).



Şekil 7: (A) Aylık taşınan eriyik sediman miktarı ve sediman verimi; (B) eriyik sediman miktarının mevsimlere göre oranı

Figure 7: (A) yield and amount of dissolved sediment by month; (B) Seasonal ratio of dissolved sediment amount

5. SONUÇ ve TARTIŞMA

Bu çalışmada Korkuteli Çayı'nda taşınan eriyik sedimanın, yağış ve akım koşulları arasındaki ilişkisi incelenmiş olup taşınan eriyik sediman miktarı ve konsantrasyonu üzerinde etkili olan faktörler değerlendirilmiştir.

Yağış ve Akım Özellikleri

Korkuteli Çayı'nda akım miktarlarını, havzanın yağış miktarı, karakteri, süresi, jeolojik yapı, topografik durum ve arazi kullanımı gibi faktörler kontrol ederler. Kış döneminde havzaya düşen yağış miktarları yüksek ve yağış süreleri uzun bir eğilim gösterir. Kış aylarında yağışın olmadığı dönemlerde akarsu yatağında genellikle taban akışı (base flow) görülmektedir. Bu dönemde havzaya düşen uzun süreli ve düşük yoğunluklu yağışlardan dolayı, akım miktarlarının daha düzenli bir gidişat göstermesine neden olmuştur. İlkbahar döneminin başlamasıyla birlikte artan konvektif karakterli yoğun yağışlardan dolayı

akım miktarlarında da ani artma ve azalmalar meydana gelmiştir. Nisan ayında hem yağış miktarının azalması ve hem de tarımsal sulama amaçlı akarsudan su kullanımının artması nedeniyle akım miktarları önemli ölçüde azalmıştır. Yaz döneminde ise yağış miktarı kış dönemine oranla daha az olmasına rağmen, zaman zaman etkili olan kısa süreli, yüksek yoğunluklu sağanak yağışlar sonucunda sadece günlük yağış miktarlarında değil gün içerisinde kısa süreler içerisinde akarsu akım değerlerinde birçok kez ani ve düzensiz değişimler meydana gelmiştir. Özellikle Haziran ayında daha sık yaşanan sağanak yağışların etkisiyle oluşan sel dönemlerinde birkaç kez yıllık maksimum akım değerleri ölçülmüştür. Temmuz ve Ağustos aylarında ise yağış miktarları oldukça düşük olup bu ayların büyük bir bölümünde sulama amaçlı su kullanımından dolayı akarsu yatağı temel akıştan dahi yoksun kalarak tamamen kurumuştur. Ancak seyrek de olsa kısa süreli sağanak yağışların etkili olduğu sınırlı zamanlarda akım miktarları ani olarak artmış

ve yağış sonrasında akarsu yatağı bütünü ile kurumuştur. Esasında alışma sahasının ana litolojisini sızma kapasinin oldukça yüksek olduğu bol gözenekli ve çatlaklı bir yapıya sahip Jura-Kratese yaşlı kireçtaşları ile Miyosen yaşta kırıntılı karbonatlar oluşturmakta ve bu kayaçların olduğu yerde yeraltı su rezervinin oldukça zengin olması ve bu suların en kurak dönemlerde bile akarsuyu besleyip taban akışında bir sürekliliği sağlaması beklenirdi. Ancak havzada yoğun olarak yapılan sulama amaçlı tarımsal faaliyetlerden dolayı özellikle yoğun tarımsal faaliyetlerin olduğu ilkbahar ve yaz dönemlerinde çoğu zaman akarsu yatağı bütünü ile akıştan yoksun bir hale gelmiştir.

Eriyik Sediman Konsantrasyonu ve Miktarları

Ölçüm süresince taşınan eriyik sediman konsantrasyon ve miktarlarında dikkate değer salınımlar olduğu tespit edilmiştir. Burada dikkati çeken en önemli husus taşınan eriyik sediman konsantrasyonları ve miktarlarında önemli mevsimsel değişmeler olmasıdır. Genel olarak taşınan eriyik sediman konsantrasyonları kış mevsiminde yüksek (232 mg/l), ilkbahar (176 mg/l) ve yaz mevsimlerinde (101 mg/l) ise önemli bir azalma eğilimi göstermiştir. Ancak konsantrasyon değerlerinin aksine ton cinsinden taşınan eriyik sediman miktarları ise mevsimler arasındaki farklılıklar oldukça belirgindir. Nitekim, kış döneminde akarsuda yaklaşık 563 ton eriyik sediman taşınırken, ilkbahar döneminde 317 ton, yaz döneminde ise 1127 ton eriyik sediman taşındığı belirlenmiştir. Bu farklılığın muhtemel sebepleri şu şekilde açıklanabilir. Kış döneminde bölge genelinde daha çok uzun süreli, düşük yoğunluklu yağışlar etkilidir. Bu aylarda hemen hemen her gün yağış görölmektedir. Kireçtaşı gibi oldukça çatlaklı, geçirgen ve çözünebilen kayaçların yaygın olduğu çalışma sahasında zemine sızma sonucu yüzeysel akışa geçemeyen yağmur ve kar sularının önemli bir bölümü yavaş yavaş zemine sızarak yeraltı sularını beslemiş ve bu sular içerisinde eriyik madde konsantrasyonunu artırmıştır. Böylece özellikle kış aylarında akarsuyu besleyen eriyik maddelerce zengin yer altı suları akarsuda

birim hacimdeki eriyik konsantrasyonun artmasına sebep olmuştur. Nitekim kış aylarında Korkuteli ayı'nda ölçölen eriyik madde konsantrasyonunun yaz dönemine göre daha fazla olması bu durumu desteklemektedir (şekil 6).

İlkbahar aylarında kış dönemine göre hem yağış miktarlarının azalması hem de akarsuya olan antropojenik müdahalelerin artması akarsuda taşınan eriyik sediman miktarını ve konsantrasyon değerlerini önemli ölçüde etkilemiştir. Özellikle Nisan ayında Korkuteli ayı'nın taşkın ovasında yapılan tarımsal faaliyetler nedeniyle akarsudan yoğun olarak tarımsal sulama amacıyla su kullanımı artmıştır. Ayrıca Nisan ayında havzaya düşen yağış miktarının da az olması sonucunda bu dönemde ölçölen akım ve taşınan eriyik sediman miktarları büyük oranda azaltmıştır. Bununla birlikte İlkbahar sonuna doğru etkili olan sağanak karakterdeki konvektif yağışlar hem akım değerlerini ve hem de taşınan sediman miktarlarını arttırmıştır. Yaz döneminde, özellikle Haziran ayında bölge genelinde kısa süreli sağanak yağışların büyük bir bölümü zemine sızmadan yüzeysel akışa geçerek akarsudaki akım miktarlarını hızlı bir şekilde yükseltmiştir. Ancak bu suların içerisinde ise eriyik madde konsantrasyonu kış dönemine göre düşük değerler gösterir. Her ne kadar yaz aylarında su içerisindeki eriyik sediman konsantrasyonu düşük kalmış ise de, kısa süreli sağanak yağışlar sonucunda hızla artan debi değerlerinden dolayı, düşük eriyik madde konsantrasyonuna rağmen, miktar olarak fazla eriyik madde taşınımı geekleşmiştir.

KATKI BELİRTME

Bu alışma, Akdeniz Üniversitesi Bilimsel Araştırmalar Koordinasyon Birimi tarafından desteklenmiştir (Proje No: SYL-2016-1938).

Çalışmamıza değerli katkılarından dolayı Dr. Türkay ONACAK ve Dr. Soner ÇAKMAK'a teşekkür ederiz. Arazi çalışmalarında bizlere yardımcı olan Antalya D.S.İ. 13. Bölge Müdürlüğu Havza Yönetimi biriminde alışan değerli personellere derin şükranlarımızı sunarız.

KAYNAKÇA

- Alexandrov, Y., Laronne, J.B., & Reid, I. (2003). Suspended sediment concentration and its variation with water discharge in a dryland ephemeral channel, Northern Negev, Israel. *Journal of Arid Environments*, 53(1): 73-84.
- Allan, D.J. (1995). *Stream ecology-structure and function of running water*. Chapman and Hall.
- Anning D.W. & Flynn, M.E. (2014). Dissolved-solids sources, loads, yields, and concentrations in streams of the conterminous United States. U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report, 2014-5012: 101.
- Asselman, N.E.M. (2000). Fitting and interpretation of sediment rating curves. *Journal of Hydrology*, 234: 228-48.
- Atalay, İ. (2015). *Ekosistem ekolojisi ve coğrafyası*, Bornova, Turkey: Meta Basım ve Matbaacılık.
- Çakmak, S. (2019). Korkuteli Çayı'nda sediman taşınım süreçleri, Akdeniz Üniversitesi, Sosyal Bilimler Enstitüsü, Basılmamış Y.L. Tezi, Antalya
- De Girolamo, A.M., Pappagallo, G. & Lo Porto, A. (2015). Temporal variability of suspended sediment transport and rating curves in a Mediterranean river basin: The Celone (SE Italy). *Catena*, 128: 135-143.
- Duvert, C., Nord, G., Gratiot, N., Navratil, O., Nadal-Romero, E., Mathys, N. ... Esteves, M. (2012). Towards prediction of suspended sediment yield from peak discharge in small erodible mountainous catchments (0.45-22 km²) of France, Mexico and Spain. *Journal of Hydrology*, 454-455: 42-55.
- Farley, D. A. & Werritty, A. (1989). Hydrochemical budgets for the loch dee experimental catchments, southwest Scotland (1981- 1985). *Journal of Hydrology*, 109: 351-368.
- Francke, T., Lopez-Tarazon, J.A., Vericat, D., Bronstert, A. & Batalla, R. J. (2008). Flood-based analysis of high-magnitude sediment transport using a non-parametric method. *Earth Surface Processes and Landforms*, 33: 2064-2077.
- Goodwin, T.H., Young, A.R., Holmes, M.G.R., Old, G. H., Hewitt, N., Leeks, G.J.L., Packman, J.C. & Smith, B. P. G. (2003) The temporal and spatial variability of sediment transport and yields within the Bradford Beck catchment, West Yorkshire. *Science of The Total Environment*, 314-316: 475-494.
- Grosbois, C., Negrel, P., Fouillac, C. & Grimaud, D. (2000). Dissolved load of the Loire River: chemical and isotopic characterization. *Chemical Geology*, 170: 179-201.
- Herschey, R.W. (2009). *Streamflow measurement*. 3rd ed. New York, The USA; Taylor and Francis Group.
- Horowitz, A.J. (1995). The Use of Suspended sediment and associated trace elements in water quality studies. *International Association of Hydrological Sciences*, 4: 58.
- Horowitz, A.J., Elrick, K.A. & Smith, J.J. (2001). Estimating suspended sediment and trace element fluxes in large river basins: methodological considerations as applied to the Nasqan programme. *Hydrological Processes* 15: 1107-1132.
- Knighton, D. (1998). *Fluvial form and processes*. U. K., London: Wiley.
- Leopold, L.B., Wolman, M.G. & Miller, J.P. (1992). *Fluvial processes in geomorphology*. USA, New York: Dover Publications, Inc.
- Letcher, R.A., Jakeman, A.J., Calfas, M., Linforth, S., Baginska, B., & Lawrance, I. (2002). A comparison of catchment water quality models and direct estimation techniques. *Environmental Modelling and Software*, 17(1): 77-85.
- Liu, C., Sui, J. & Wang, Z. Y. (2008). Sediment load reduction in Chinese rivers. *International Journal of Sediment Research*, 23: 44-55.
- López-Tarazón, J.A., Batalla, R.J., Vericat, D. & Balasch, J.C. (2010). Rainfall, runoff and sediment transport relations in a mesoscale mountainous catchment: the river Isábena (Ebro basin). *Catena*, 82: 23-34.
- López-Tarazón, J.A., Batalla, R.J., Vericat, D. & Francke, T. (2009). Suspended sediment transport in a highly erodible catchment: the river Isábena (southern Pyrenees). *Geomorphology*, 109(3-4): 210-221.
- Meade, R. H. & Stevens, H. H. (1990). Strategies and equipment for sampling suspended sediment and associated toxic chemicals in large rivers-with emphasis on the Mississippi river. *Science of the Total Environment*, 97-98: 125-35.
- Miliman, J.D. & Meade R.H. (1983). World-Wide Delivery of River Sediment to the Oceans. *The Journal of Geology*, 91 (1): 1-21.
- Milliman J.D., & Syvitski, J.P.M. (1992). Geomorphic/tectonic control of sediment discharge to the ocean: the importance of small mountainous rivers. *The J. of Geology*, 105 (5): 525-544.
- Naiman, R. J., Fetherston, K. L., McKay, S. & Chen, J. (1998). Riparian forests. In *River Ecology and Management: Lessons from the Pacific Coastal Ecoregion*, ed. RJ Naiman, RE Bilby, pp. 289-323. New York: Springer-Verlag. 705 pp.


- Padmalal D. & Maya K. (2014). Impacts of River Sand Mining: Environmental Impact and selected Case studies. Springer Science and Business Media Dordrecht (E Book), 23-80.
- Padmalal, D., K. Sreelas, K., Raj, V. T. & Sajan, K. (2018). River discharge, major ion chemistry and sediment transport of the Bharathapuzha River, Southwest India: implications on catchment erosion. *J. Geo. Society of India*, 92: 568-578.
- Pavanelli, D. & Cavazza, C. (2010). River suspended sediment control through riparian vegetation: a method to detect the functionality of riparian vegetation. *Clean (Weinh)*, 38: 1039–1046.
- Petts G.E. & Amoros C. (Eds) (1996). *Fluvial Hydrosystems*. UK, London: Chapman & Hall.
- Poulos, S.E. & Collins M.B. (2002). Fluviate sediment fluxes to the Mediterranean Sea: a quantitative approach and the influence of dams. S.J. Jones, L.E. Frostick (Eds.), *Sediment Flux to Basins: Causes, Controls and Consequences*. Special Publications, vol. 191, Geological Society, London (2002), pp. 227-245
- Richards, K. (1982). *Rivers: Form and Process in Alluvial Channels*. UK, London: Methuen
- Rovira, A. & Batalla, R.J. (2006). Temporal distribution of suspended sediment transport in a Mediterranean basin: the lower Tordera (NE Spain). *Geomorphology*, 79: 58-71.
- Rumsey, C.A., Miller, M. P., Schwarz, G.E., Hirsch R. M., & Susong, D. D. (2017). The role of baseflow in dissolved solids delivery to streams in the Upper Colorado River Basin. *Hydrological Processes*, 31: 4705–4718.
- Sala, M. & Farguell, J. (2002). Water and sediment yield in two representative Mediterranean catchments under different land uses in the Catalan coastal ranges. *Revista C&G*, 16: 1-4.
- Seeger, M., Errea, M.P., Begueria, S., Arnaez, J., Marti, C. & Garcia-Ruiz, J. M. (2004). Catchment soil moisture and rainfall characteristics as determinant factors for discharge/suspended sediment hysteretic loops in a small headwater catchment in the Spanish Pyrenees. *Journal of Hydrology*, 288: 299–311.
- Swiechowicz, J. (2002). Linkage of slope wash and sediment and solute export from a foothill catchment in the carpathian foothills of South Poland. *Earth Surf. Process. Landforms*, 27: 1389–1413.
- Şenel, M. (1997a). 1/100000 0lekli Türkiye Jeoloji Haritası, Denizli Paftası. MTA Genel Mdrlğ, Ankara.
- Şenel, M. (1997b). 1/100000 0lekli Türkiye Jeoloji Haritası, Isparta Paftası. MTA G.M., Ankara.
- Tena A, Batalla, R.J. & Vericat D. (2012) Reach-scale suspended sediment balance downstream from dams in a large Mediterranean river, *Hydrological Sciences Journal*, 57 (5): 831-849. <https://doi.org/10.1080/02626667.2012.681784>
- TrkeŐ, M. (2010). *Klimatoloji ve meteoroloji*. İstanbul, Türkiye: Kriter Yayınevi.
- URL-1: <https://svtbilgi.dsi.gov.tr/> EriŐim tarihi: 20.01.2017
- Vanmaercke, M., Poesen, J., Verstraeten, G., De Vente, J. & Ocakoglu, F. (2011). Sediment yield in Europe: Spatial patterns and scale dependency. *Geomorphology*, 130:142-161.
- Vörösmarty, C.J., Meybeck, M., Fekete, B., Sharma, K., Green, P. & Syvitski, J.P.M. (2003). Anthropogenic sediment retention: major global impact from registered river impoundments. *Global and Planetary Change*, 39: 169–190.
- Walling, D. E. (1977). Assessing the accuracy of suspended sediment rating curve for a small basin. *Water Resources Research*, 13(3): 531–538.
- Walling, D. E. (2006). Human impact on land–ocean sediment transfer by the world’s rivers. *Geomorphology*, 79: 192–216
- Walling, D. E. & Fang, D. (2003). Recent trends in the suspended sediment loads of the world’s rivers. *Global and Planetary Change*, 39: 111–126.
- Walling, D.E., Webb, B.W. & Woodward, J.C. (1992). Some sampling considerations in the design of effective strategies for monitoring sediment-associated transport. In: Bogen, J., Walling, D.E., Day, T.J. (Eds.), *Erosion and Sediment Transport Monitoring Programmes in River Basins*. IAHS Publication No. 210, IAHS Press, Wallingford, UK, pp. 279–288.
- Zabaleta, A., Martınez, M., Uriarte, J.A. & Antıgedad, I. (2007). Factors controlling suspended sediment yield during runoff events in small headwater catchments of the Basque country. *Catena*, 71: 179–190.



Araştırma Makalesi / Research Article

ÇATAK - BAHÇESARAY (VAN) KARAYOLU ÜZERİNDEKİ ÇIĞA DUYARLI ALANLARIN BELİRLENMESİ Determination of the Avalanche Susceptibility Areas on the Çatak - Bahçesaray (Van) Highway

Nurcan AVŞİN^a, Dilan Tansu ÇAKI^b

^a Van Yüzüncü Yıl Üniversitesi, Edebiyat Fakültesi, Coğrafya Bölümü, Van
nurcanavsin@yyu.edu.tr  <https://orcid.org/0000-0003-2542-6334>

^b Van Yüzüncü Yıl Üniversitesi, Sosyal Bilimler Enstitüsü, Coğrafya Anabilim Dalı, Van
dilanagkaya@gmail.com  <https://orcid.org/0000-0003-1843-4774>

Makale Tarihçesi

Geliş 8 Nisan 2021

Kabul 03 Mayıs 2021

Article History

Received April 8, 2021

Accepted May 3, 2021

Anahtar Kelimeler

Çiğ, Çiğ Duyarlılığı, Ağırlıklı
Çakıştırma Metodu, Çatak, Bahçesaray,
Van

Keywords

Avalanche, Avalanche Susceptibility,
Weighted Overlay Method, Çatak,
Bahçesaray, Van.

Atıf Bilgisi / Citation Info

Avşin, N., Çakı, D.T. (2021) Çatak -
Bahçesaray (Van) Karayolu Üzerindeki
Çiğ Duyarlı Alanların Belirlenmesi /
Determination of the Avalanche
Susceptibility Areas on the Çatak-
Bahçesaray (Van) Highway,
Jeomorfolojik Araştırmalar Dergisi /
Journal of Geomorphological
Researches, 2021 (7): 30-47.
doi: 10.46453/jader.911574

ÖZET

Çiğlar, kar yağışının fazla olduğu genellikle orta ve yüksek enlemlerin dağlık alanlarında, bitki örtüsünden yoksun olan engebeli ve eğimli arazilerde tabakalar halinde birikmiş olan kar kütlelerinin, iç ve/veya dış kuvvetlerin etkisi ile yamaçtan aşağıya doğru hızla kayması olarak tanımlanırlar. Çatak-Bahçesaray (Van) karayolu üzerindeki çiğ duyarlı alanlarının belirlenmesini konu alan bu çalışma, yoğun kar yağışları ve çiğ olaylarının meydana geldiği Van Gölü güney kesiminin çiğ duyarlılık haritasını üretme ve değerlendirmeyi amaçlamaktadır. Araştırma alanı olarak seçilen ve Bitlis Masifinin bir bölümünü oluşturan bölge dağlık ve eğimli bir sahadır. Söz konusu sahada 4-5 Şubat 2020 tarihlerinde Van-Bahçesaray yolunun 19. km'sinde meydana gelen iki çiğda 42 vatandaşımız yaşamını yitirmiştir. Bahçesaray ilçesi yol ayırımında 2004 yılı ocak ayında meydana gelen çiğda ise Karayolları Genel Müdürlüğü'ne mensup iki kişi hayatını kaybetmiştir. Yüksek bir çiğ potansiyeli taşıyan bu alanda duyarlılık analizinin yapılmamış olması çiğ felaketinin olumsuz sonuçlarına zemin hazırlamaktadır. Bu çalışma kapsamında, alandaki çiğ patikaları CBS (Coğrafi Bilgi Sistemleri) ve UA (Uzaktan Algılama) teknikleri kullanılarak tespit edilmiş, duyarlılık analizi yapılırken yükseklik, bakı, yamaç eğimi, yamaç eğriselliği ve bitki örtüsü parametreleri kullanılmıştır. Ulaşılan bulguların doğruluğu ise arazi çalışmaları ve bölge halkı ile yüz yüze görüşmeler neticesinde teyit edilmiştir. Ağırlıklı çakıştırma metoduna göre hazırlanan çiğ duyarlılık haritası 5 sınıfa ayrılmıştır. Geçmiş yıllara ait çiğ olayları duyarlılık haritası üzerine işaretlenmiş ve tespit edilen çiğ duyarlı alanların geçmiş çiğ olayları ile tutarlılığı karşılaştırılmıştır. Alanda yerleşmelerin dahil olduğu pek çok lokasyon duyarlı ve yüksek duyarlılığa sahip alan sınıfındadır. Özellikle Çatak-Bahçesaray yol ayırımından Bahçesaray ilçe merkezine kadar olan kısımda duyarlılık değerleri oldukça yüksektir. Alanın en yüksek duyarlılığa sahip kesimleri olan Kavuşşahap Dağları ve Veribani Tepe çevresi, yerleşme ve karayolundan yoksun olmaları sebebiyle çiğ kontrolüne gerek duyulmayan alanlardır. Ancak yüksek risk taşıyan Andiçen, Işınlı, Sözveren, Çılga ve Eliaçık mahalleleri ile yine yüksek riske sahip Görentaş ve Tekneçik mahallelerinde yerleşim düzeni ve tüm beşeri faaliyetler kontrol altında tutulmalıdır.

ABSTRACT

Avalanches are defined as the rapid slipping of the snow mass down the slope with the effect of internal and / or external forces, which has accumulated layers in the hilly and sloping lands, generally in the mountainous areas of middle and high latitudes, where there is a lot of snowfall. This study on determining the avalanche susceptibility areas on the Çatak - Bahçesaray (Van) highway aims to produce and evaluate the avalanche susceptibility map of the Van Lake south part where heavy snowfalls and avalanche events are observed. As a research area, the region is also a diverse mountainous and sloping area of the Bitlis Massif. 42 citizens lost their lives in two avalanches that took place on the 19th km of the Van - Bahçesaray road on February 4-5, 2020. In the avalanche that occurred at the crossroads of Bahçesaray district in January 2004, two members of the General Directorate of Highways

lost their lives. The lack of risk analysis in this area, which has a high avalanche potential, prepares the ground for the negative consequences of an avalanche disaster. This scope of work, the avalanche paths in the area have been identified using GIS (Geographic Information Systems) and RS (Remote Sensing) methods. Elevation, slope, aspect, slope curvature and vegetation parameters are used in avalanche susceptibility analysis. The accuracy of the findings obtained was confirmed as a result of field studies and face-to-face interviews with the local people. The avalanche susceptibility map prepared according to the weighted overlay method is divided into 5 classes from very low to very high. Avalanche incidents experienced in the past years in the study area have been added to the susceptibility map. In this, the consistency of risky avalanche areas with old avalanches has been compared. Many locations, including settlements in the area, are classified as susceptibility and high-susceptibility areas. Especially in the part of the study area from Çatak - Bahçesaray road junction to Bahçesaray district center, susceptibility values were found to be high. Kavuşşahap Mountains and the vicinity of Veribani Tepe, which are the locations with the highest susceptibility in the area, are areas where avalanche control is not required due to their lack of settlement and highway. However, in the high-susceptibility Andiçen, Işınlı, Sözveren, Çılga and Eliaçık neighborhoods and the high-susceptibility Görentaş and Teknecik neighborhoods, the settlement order and all human activities should be kept under control.

© 2021 Jeomorfoloji Derneği / Turkish Society for Geomorphology
Tüm hakları saklıdır / All rights reserved.

GİRİŞ

Çığlar, kar yağışının fazla olduğu genellikle orta ve yüksek enlemlerin dağlık alanlarında, bitki örtüsünden yoksun olan engebeli ve eğimli arazilerde vadi yamaçlarında tabakalar halinde birikmiş olan kar kütlesinin, iç ve/veya dış kuvvetlerin etkisi ile tetiklenen bir ilk hareket sonucu yamaçtan aşağıya doğru hızla kayması olarak tanımlanırlar (Taştekin, 2003: 1). Çığ tehlikesi, yamaçlarda kar birikmesiyle başlayarak, meteorolojik koşulların değişimi ile farklı özelliklere sahip üst üste sıralanmış tabakalardan bir kar örtüsü oluşmasıyla artmaktadır. Kar örtüsünün dayanıklılığı bu tabakalaşmada gizlidir. Her kar yağışı sonucu bir öncekinden farklı bir tabaka meydana gelmektedir. En büyük tehlike, yerdeki sıkışmış kar örtüsünün üzerinde tipi sonucu taze kar yığılmasıyla yeni bir tabaka oluşması ve genellikle tipi sonrası gelen sıcak hava akımının bu iki tabaka arasında erime sonucu kaygan bir yüzey oluşturmasıdır (Gürer & Tunçel, 1994:1).

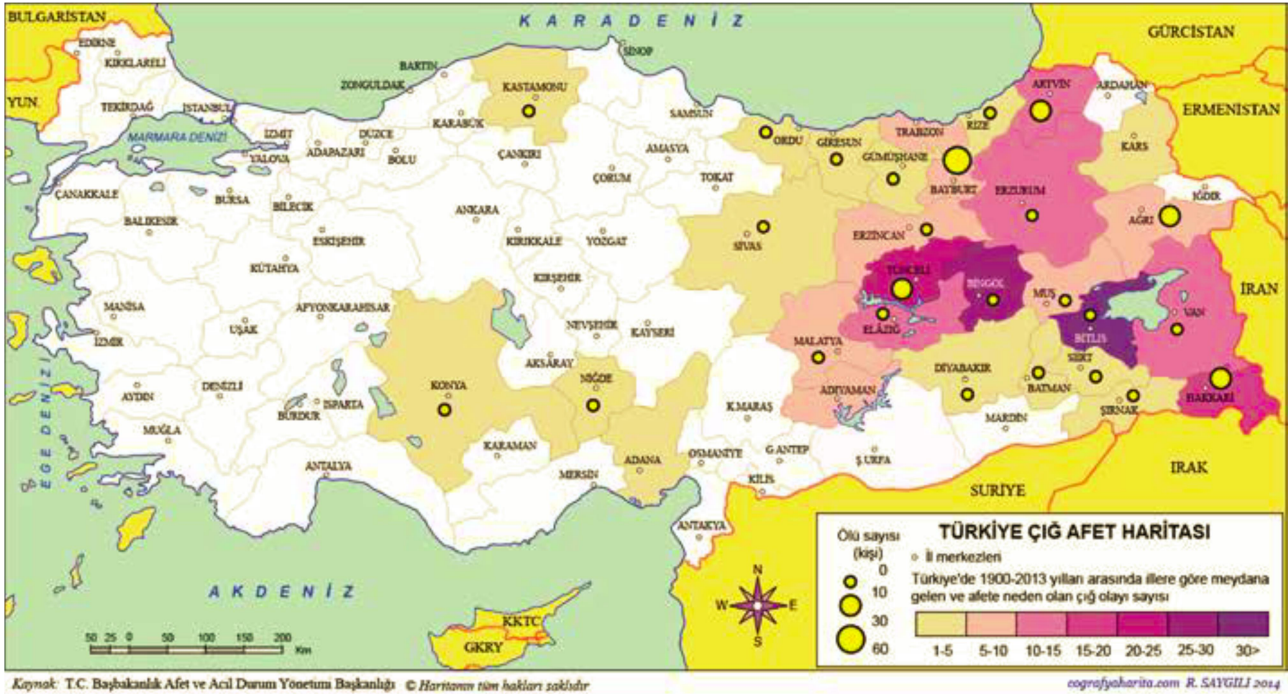
Son yıllarda, dünya genelinde tüm doğal afetlerde olduğu gibi çığ olaylarında da önemli bir artış söz konusudur (Adikari & Yoshitani, 2009: 3). Dünyada çığ sonucunda ölen kişi sayısının yıllık ortalama 250 kişi civarında olduğu tahmin edilmektedir. Özellikle gelişmiş ülkelerde kış sporlarına olan ilginin artması sonucu çığdan etkilenen kişi sayısı da artmıştır (AFAD, 2015b). Çığda kaybedilen kişi sayısı net olarak bilinmemekle beraber İsviçre’de 1937-2015 yılları arası yılda ortalama 25 kişi, Avusturya’da 1969-2015 arası yılda ortalama

26 kişi, Fransa’da 1970-2015 arası ortalama 27 kişi ve İtalya’da 1970-2015 arası yılda ortalama 20 kişinin hayatını kaybettiği tespit edilmiştir. (Techel vd., 2016: 148). Orta Avrupa ve Amerika gibi çığ olayları ile uzun yıllardır baş etmeye çalışan ülkelerde, ölen kişilerin çoğunluğu kontrol edilemeyen alanlarda yaşamını yetirmişlerdir. Yetkili kişi, kurum ve kuruluşların belirlediği alanlar dışında yapılan dağcılık ve/veya kayakçılık faaliyeti kimi zaman tehlikeli durumların ortaya çıkmasında etkili olmaktadır. 1970-2015 yılları arasında ölenlerin Avusturya’da %76’sı, İsviçre’de %87’si ve Fransa’da %89’u denetimi güç olan bu gibi alanlarda hayatlarını kaybetmişken Türkiye’de bu oran %5 civarındadır (Techel vd., 2016: 154; Odabaşı, 2018: 14).

Literatürde çığ konusunda yapılan çalışmaların büyük bir bölümü (Crecy, 1980; McClung & Schaerer, 1993; Hebertson & Jenkins, 2003; Schweizer, 2003; Stethem vd., 2003; Fuchs vd., 2004; Ganju & Dimri, 2004; Zweifel vd., 2012; Techel vd., 2016) çığ ölçümleri, çığ önlenme çalışmaları, çığ kazaları ve çığ yönetmeliği gibi konulara odaklanırken bir bölümü de CBS (Coğrafi Bilgi Sistemleri) temelinde çeşitli analizler, ölçümler, çığ modellemeleri ve risk analizleri ortaya koymaktadır (Schaerer, 1997; Hemetsberger vd., 2002; Hebertson & Jenkins, 2003; Marek & Ivan, 2010). Türkiye’de ise çığ olaylarının genel durumunu konu alan araştırmaların yanı sıra (Yavaş vd., 2007; Gürer ve Tunçel, 1994; Gürer, 1995; AFAD, 2015a, b) Karadeniz ve Doğu Anadolu bölgelerinde

mevcut koşulların yarattığı yüksek risk potansiyelinin hesaplanması, ıg kontrolü, il bazında ıg tehlike haritalarının üretilmesi gibi konulara ağırlık verilmiştir (Elmastaş & Özcanlı, 2012; Aydın & Eker, 2014a, 2014b, 2016; Özşahin & Kaymaz, 2014; Ersan, 2016; Işık, 2019a, b; Ekinci vd., 2020). Türkiye, batıdan doğuya doğru yükseltisi artan, engebeli arazilere sahip bir ülkedir. Bu bakımından öne çıkan Doğu Anadolu Bölgesi ve Doğu Karadeniz Bölümü ıg olaylarının en fazla görüldüğü alanların başında gelmektedir (Elmastaş & Özcanlı, 2012: 303). Bununla birlikte nüfus ve insan hareketliliğinin artmasına bağlı olarak 1990'lı yıllardan itibaren ıg olaylarının sayısında artış

yaşanmıştır (ÇEM, 2016). Ortalama yükseltinin 1130 m olduğu ülkemizde yükseltinin 1500 m'nin üzerinde olduğu, eğimin ise 27° ve üzerinde seyrettiği alanlar ülke yüzölçümünün %5,1'ini oluşturmaktadır. Ortalama yükseltisi 2000 metrenin üzerinde olan Doğu Anadolu Bölgesi ise ıg afeti açısından en riskli bölgeyi oluşturmaktadır (Erinç, 2000: 145; Yavaş vd., 2007). Afet İşleri Genel Müdürlüğü'nün verilerine göre 1950 yılından 2019 yılına kadar Türkiye'de 1394 ıg olayı meydana gelmiştir (AFAD, 2020: 94). İller bazında veriler incelendiğinde ıgların Bitlis, Tunceli, Van, Hakkâri ve Elazığ'da yoğunlaştığı görülmektedir (şahin, 1991: 58) (şekil 1).



şekil 1: Türkiye ıg afet haritası (Saygılı, 2014) / Figure 1: Avalanche disaster map of Turkey (Saygılı, 2014)

Yapılan bu çalışma ile Türkiye'nin potansiyel ıg alanlarının başında gelen Van ili sınırları içerisindeki atak-Bahçesaray karayolu ve çevresinin ıg duyarlılık analizinin yapılması ve analiz sonuçlarının bölgede yaşanan geçmiş yıllara ait ıg olayları ile kıyaslanması ve yüksek riskli alanlarda beşeri hayatın planlamasına katkı sunulması amaçlanmaktadır. Bu amaç doğrultusunda, bu alanda ıg oluşumuna neden olan faktörlerin neler olduğu, hangi lokasyonların yüksek duyarlılığa sahip olduğu ve ıg olaylarını kontrol etmek için bölgede hangi önlemlerin

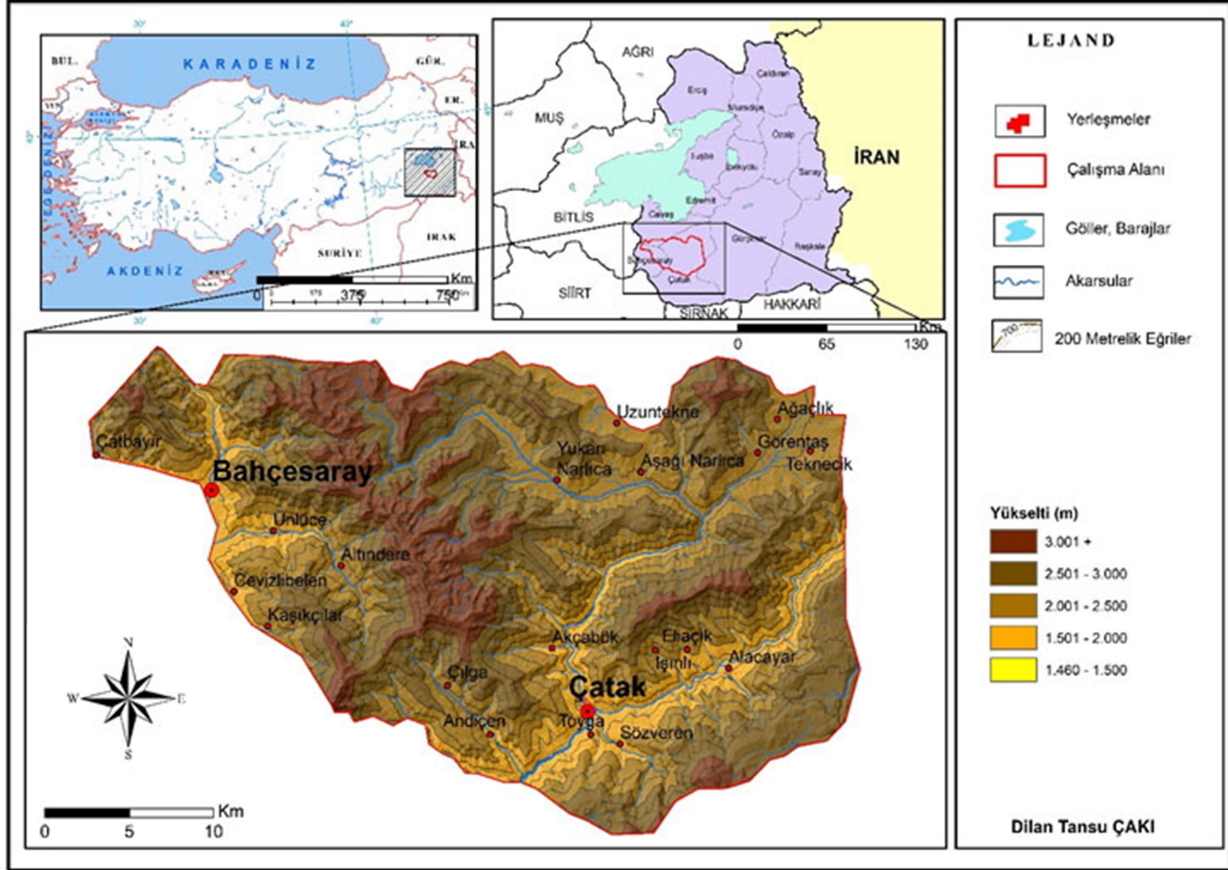
alınması gerektiği gibi sorulara cevap aranmıştır.

ÇALIşMA ALANI

Çalışma alanı, Doğu Anadolu Bölgesi'nin Yukarı Murat-Van Bölümü'nde, Van iline bağlı atak ve Bahçesaray ilçeleri sınırları içerisinde (84.260 km²) yer almaktadır (şekil 2). 38°12'11" K ile 37°56'28" K enlemleri ve 42°43'24" D ile 43°14'36" D boylamları arasında konumlanan alan sık sık ıg olaylarının meydana geldiği, bölgenin en riskli karayolu olması nedeniyle seçilmiş olup atak-

Bahçesaray yolu ve çevresindeki dağlık alanları kapsamaktadır. Bitlis masifinin bir bölümünü oluşturan bu bölge dağlık ve engebeli bir yapıya sahiptir. Bu nedenle iklim Şartlarının da etkisiyle potansiyel bir çiğ alanı durumundadır. 4-5 Şubat 2020 tarihlerinde Van-Bahçesaray yolunun 19. km'sinde, Karabet geçidinde

meydana gelen iki iğda 42 vatandaşımız yaşamını yitirmiş, 84 kişi ise yaralanmıştır. Bahçesaray ilçesi yol ayırımında 2004 yılı ocak ayında meydana gelen iğda ise Karayolları Genel Müdürlüğü'ne mensup iki kişi hayatını kaybetmiştir (Akköprü, 2005: 25).



Şekil 2: Çalışma alanının lokasyon haritası / Figure 2: Location map of the study area.

Bu konuda, Doğu Anadolu Bölgesi'nin çiğ riski ile ilgili ortaya konulan çiğ duyarlılığı ve risk analizine dayalı çalışma (zşahin & Kaymaz, 2014) dışında, sık sık çiğ olaylarının yaşandığı araştırma alanı ve yakın çevresi ile ilgili daha önce böyle bir çalışma yapılmamış olması önemli bir eksiklik doğurmaktadır. Yapılan bu çalışma ile iklim Şartları ve topografik özellikler bakımından çiğ oluşumuna uygun Şartların mevcut olduğu atak - Bahçesaray karayolu ve çevresinde iğa duyarlı alanların tespit edilmesi ve yüksek riskli alanlarda beşeri hayatın planlamasına katkı sunulması amaçlanmaktadır.

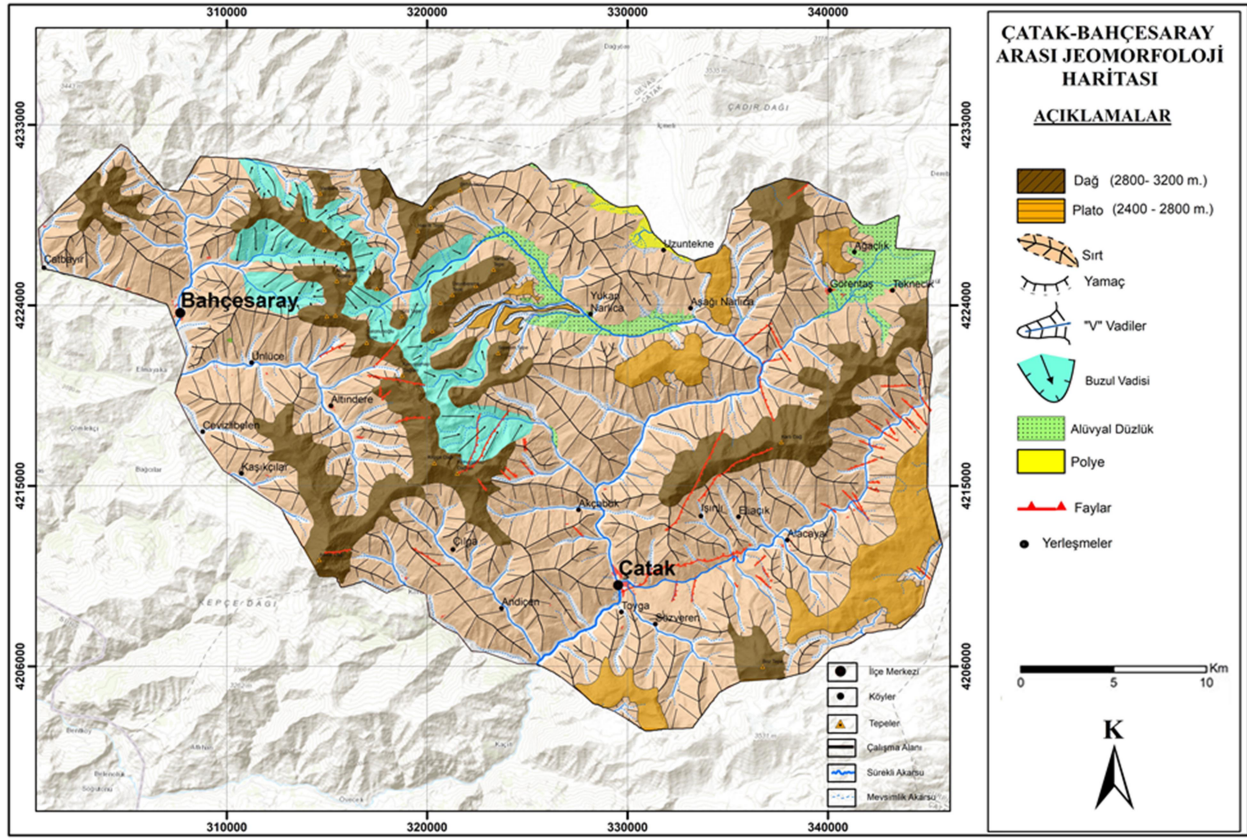
Araştırma alanı, Neotektonik dönemde uğradığı toptan yükselme ile yeni yüzüne kavuşan ve buna bağlı olarak çok çeşitli jeomorfolojik birimlerin oluştuğu bir sahadır. Genel yükselti

ve eğim Şartları bölgenin dağlık bir form kazanmasına ve bu dağlık sistemler içerisinde çok sayıda sırtın gelişmesine neden olmuştur. Alanın dağlık yapısı bölgenin yükseklik ve iklim faktörlerini etkileyen bir unsur olarak karşımıza çıkmaktadır.

Alanda karstik kökenli kayaçların bulunmasına bağlı olarak çeşitli karstik Şekiller gözlenmektedir. Dolinler, Gani Sipi (Beyaz Su) kaynağı Kavuşşahap Dağları üzerinde 2240 m yükseltide yer alan Uzuntekne Polyesi (Zorer, 2005: 21) ve Kuvaterner traverten oluşumları bunlardan bazılarıdır. Ayrıca sahada (Bahçesaray'ın doğusunda) bulunan buzul vadileri, aynı zamanda eğimin ve yükseltinin arttığı, bu nedenle çiğ duyarlılığını arttıran kesimlerdir. Bu kesimlerdeki Sarısvirri, Mikelecasus ve Varibuni tepeleri sirklerin

yaygın olarak gözleendiği alanlardır (Alaeddinoğlu vd., 2016: 299). Tüm buzul sahası çalışma alanının kuzeybatısında, dağlık

alanlardan aşağı doğru uzanan vadi sistemleri içerisinde yoğunluk kazanmıştır (şekil 3).



şekil 3: Çalışma alanının jeomorfoloji haritası / Figure 3: Geomorphological map of the study area

Yükselti değerlerinin fazla olduğu sahada flüvyal jeomorfoloji unsurları da V profilli vadiler ile alüvyal tabanlı vadiler oluşturmuştur. Görentaş, Ağaçlık ve Teknecik mahallelerinin bir kısmı bu alüvyal taban içerisinde yer almaktadır. Söz konusu düzlük, çiğ patikalarının bitim noktası olması nedeniyle önemlidir.

Van Gölü'nün güneyinde, yüksekliği 3600 m'yi bulan sıradağların olduğu kesimde konumlanan çalışma alanı, Doğu Anadolu Bölgesi'nin genelinde olduğu gibi karasal iklim şartlarına sahiptir. Bu bağlamda çiğ olaylarının meydana gelmesi ile bölgenin iklim karakteri arasında sıkı bir ilişki vardır.

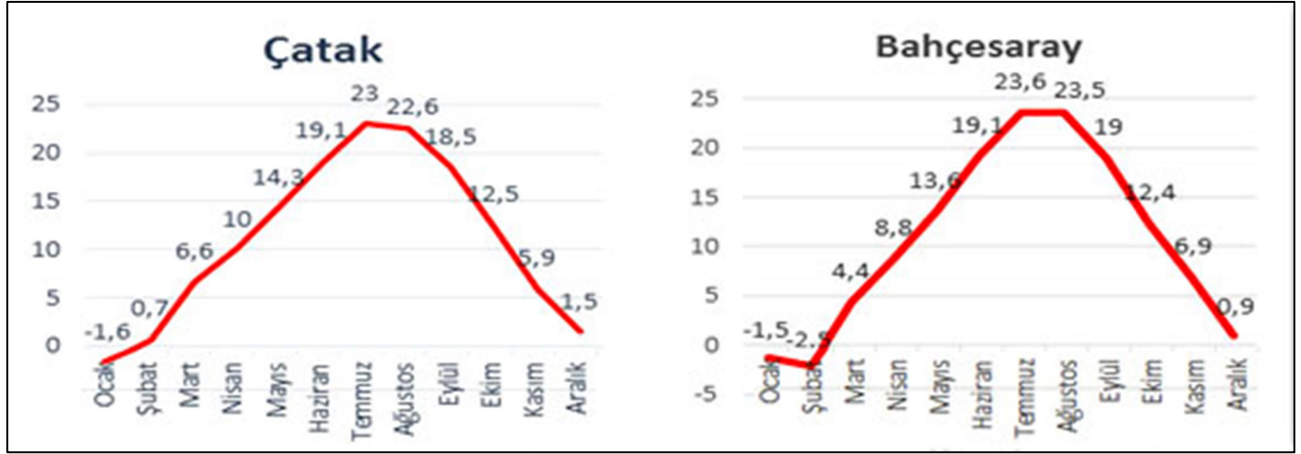
Çiğ çalışmalarında dikkate alınması gereken en önemli iklimsel parametreler olan sıcaklık, yağış, rüzgâr ve nem bakımından araştırma alanının iklimsel koşullarına bakıldığında, atak ve Bahçesaray'ın yıllık ortalama sıcaklık değerinin 11,3°C' olduğu görülür. Kışların uzun

ve sert geçtiği bölgede kış mevsiminin süresi oldukça uzundur (Erinç, 1953: 67). Ekim ayında başlayan soğuklar Mayıs ayı ortalarına kadar devam eder. En soğuk aylar ise sıcaklık değerlerinin 0°C'nin altına düştüğu ocak ve şubat aylarıdır (şekil 4).

Yağış bakımından Van Gölü Havzası Türkiye'nin ve Doğu Anadolu Bölgesi'nin en az yağış alan yerlerinden biridir (Kalelioğlu, 1991: 161). Bölgede yağışlar en fazla kış aylarında ve kar şeklinde düşmektedir. Gerek atak, gerekse Bahçesaray istasyonlarında görüleceği gibi ekim ayında başlayan yağışlar mayıs ayına kadar etkisini arttırarak devam etmektedir. En fazla yağış ise her iki istasyonda da mart ayında düşer. Buna karşın yaz aylarının tamamında ve sonbaharın ilk ayında kuraklık şartları hâkimdir (şekil 5). Alana kışın düşen yağışlar genellikle kar şeklinde olup yılın neredeyse 110-140 günü yerde kalmaktadır (Tablo 1).

Tablo 1: Çalışma alanının kar yağışlı gün sayısı, karla örtülü gün sayısı ve kar kalınlığı tablosu
Table 1: The number of snowy days, covered with snow and snow depth in the study area.

Aylar	Aylık Ortalama Kar Yağışlı Gün Sayısı	Aylık Ortalama Karla rtl Gün Sayısı	Aylık Ortalama Kar Yüksekliği (cm)
Ocak	18	30	119
şubat	16	28	152
Mart	13	23	174
Nisan	4	3	105
Mayıs	0,3	0	24
Haziran	0	0	0,2
Temmuz	0	0	0,1
Ağustos	0	0	0,1
Eylül	0	0	0,1
Ekim	0	0,4	0,4
Kasım	3,6	4,4	8
Aralık	15,2	23	71



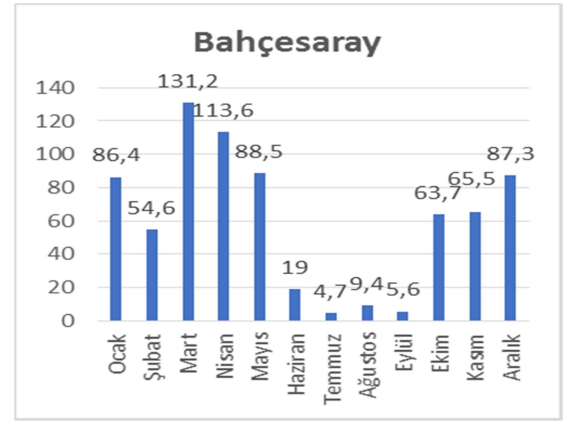
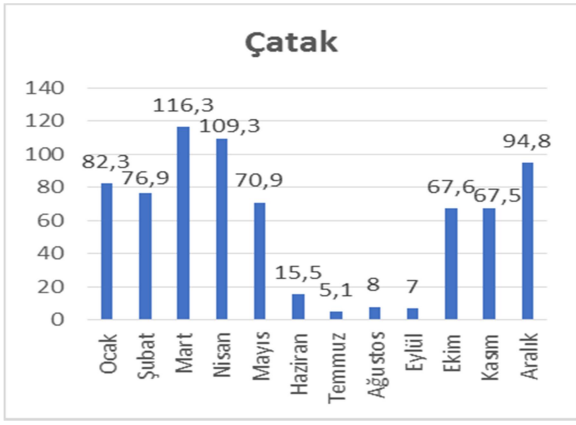
şekil 4: atak ve Bahçesaray istasyonlarının 2014-2020 yılları arasındaki sıcaklık değerleri ortalaması (°C) (MGM, Van 14. Bölge Müdürlüğü).

Figure 4: Mean monthly temperature values of atak and Bahçesaray stations between 2014-2020 (°C) (Turkish State Meteorological Service).

Rzgr şartları yine çığ oluşumunda etkili bir diğer iklimsel parametredir. Rzgrın şiddeti, esiş yönü ve etkilediği alanın kar örtüsü özelliği yamaçtaki duraylılığı bozarak çığ oluşumuna etki edebilir. Alanda rüzgâr hızının şiddetini özellikle kışın son dönemine doğru yani ilkbahar aylarının başlarında arttırması, stabilitesi bozulmuş kar kütlesi üzerinde tetikleyici bir durum oluşturabilir ve bunun sonucunda çığ meydana gelebilir (şekil 6). Bahçesaray istasyonunda yıl boyunca NNE sektörlü rüzgâr şartları hâkim iken rzgrın şiddeti yıllık ortalama 1,1 m/sn'dir. atak istasyonu verilerine göre ise E ve NE sektörlü rüzgâr şartları bölgede yıl boyunca hâkimdir ve rüzgâr hızı yıllık ortalama 1,5 m/sn'dir. Buna göre araştırma alanındaki rüzgâr şartlarının çığ

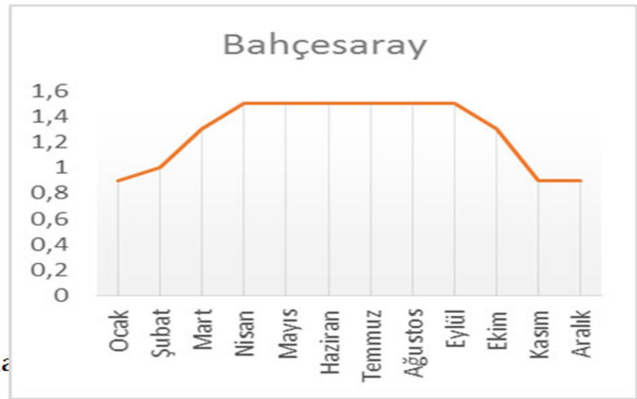
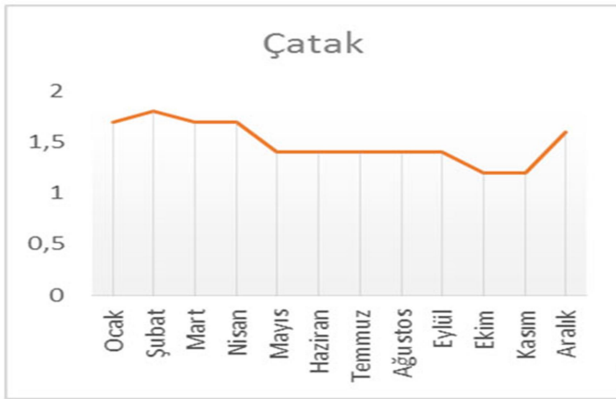
oluşumunu tetikleyebilecek özellikte olduğu söylenbilir.

Nem şartlarını da çığ oluşumu ile ilişkilendirmek mümkündür. Kar yağışının olduğu bir günde havadaki nem miktarı fazladır. Buna bağlı olarak kar yağışı sonrası çığ olayının meydana gelmesi muhtemeldir. atak ve Bahçesaray istasyonları incelendiğinde nem değerlerinin bahar ve kış aylarında yoğunlaştığı grlmektedir. Nem miktarı atak istasyonunda aralık ve ocak aylarında maksimum değerde iken, Bahçesaray istasyonunda mart ayında maksimumdur (şekil 7). 4 şubat 2020 tarihinde meydana gelen çığ gününde nem oranı %97,7 olarak belirlenmiştir.



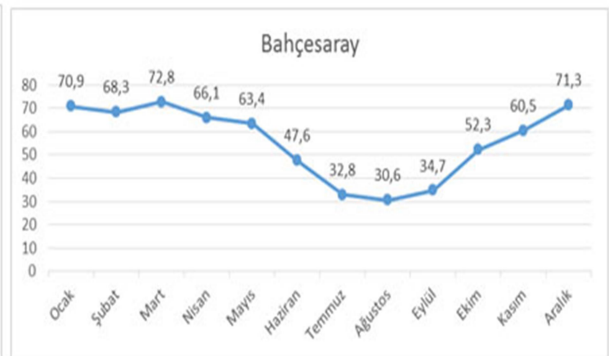
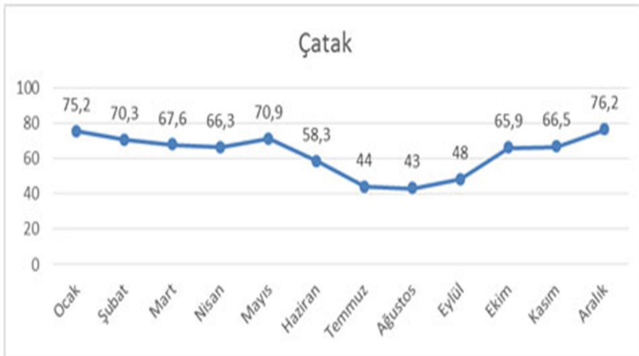
Şekil 5: Çatak ve Bahçesaray istasyonlarının 2014-2020 yılları arasındaki yağış değerleri ortalaması (mm) (MGM, Van 14. Bölge Müdürlüğü).

Figure 5: Mean monthly precipitation values of Çatak and Bahçesaray stations between 2014-2020 (mm) (Turkish State Meteorological Service).



Şekil 6: Çatak ve Bahçesaray istasyonlarının 2014-2020 arası aylık ortalama rüzgâr hızı (m/sn). (MGM, Van 14. Bölge Müdürlüğü).

Figure 6: Mean monthly wind speed of Çatak and Bahçesaray stations between 2014-2020 (m/s) (Turkish State Meteorological Service).



Şekil 7: Çatak ve Bahçesaray istasyonlarının 2014-2020 arası aylık ortalama nispi nem değerleri (%) (MGM, Van 14. Bölge Müdürlüğü).

Figure 7: Mean monthly relative humidity values of Çatak and Bahçesaray stations between 2014-2020 (%) (Turkish State Meteorological Service).

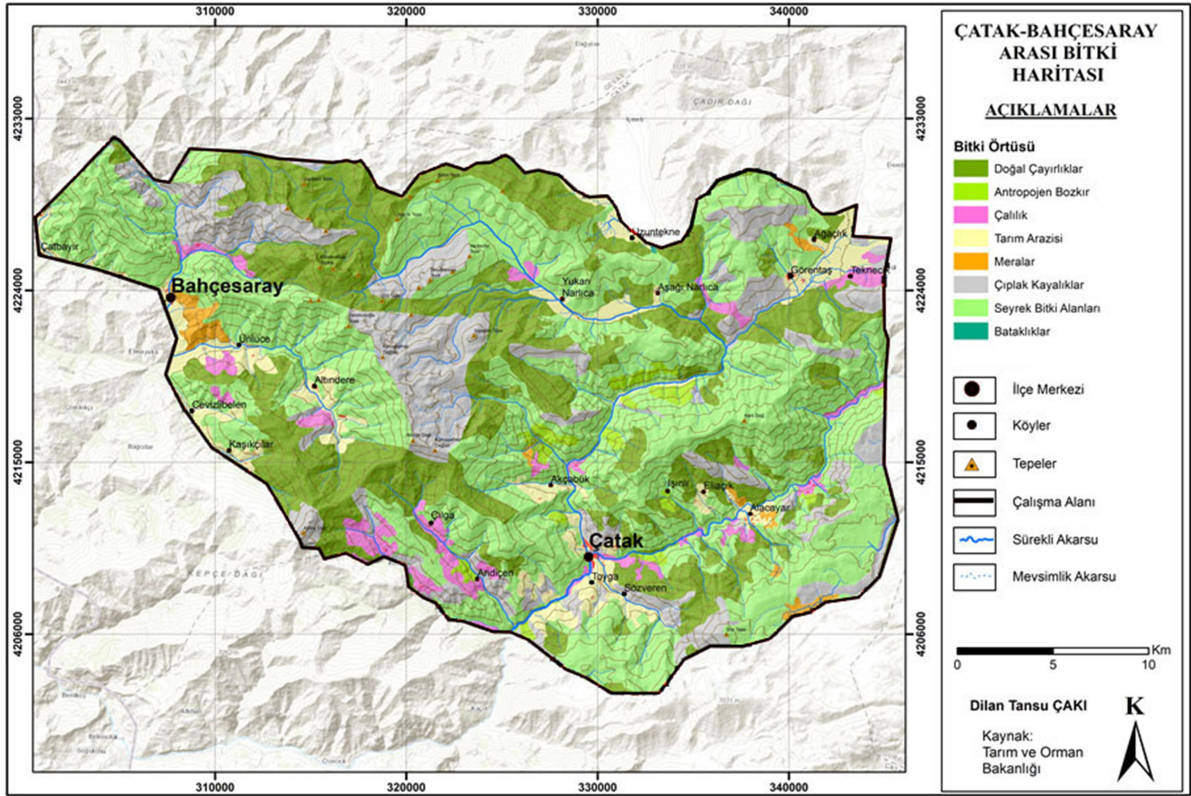
Bitki örtüsü, çığ oluşumunu etkileyen en önemli faktörlerdendir. Ormanlık alanların kar tutma kapasitesi ve zeminde kar derinliği, açık alanlara göre az olduğu için bu alanların çığ önleyici etkisi vardır. Dağlık alanlarda sık görülen bir doğal afet şekli olan çığların

oluşabileceği bölgelerdeki ormanın şekli ve yapısı, çığı tamamen engelleyebilir veya zararlarının etkisini azaltabilir (Storck vd., 1999: 93). Aynı zamanda ağaç gövdeleri çığ oluşan bölgede hareket halindeki çığın gücünü kırarak hasarın azalmasında etkili olur

(Odabaşı, 2018: 13). Türkiye genelinde mera alanlarının oranı ile orman alanlarının oranı birbirine eşit olup %26'dır. Van'da ise çayır-mera alanlarının oranı yüksek, orman alanlarının oranı düşüktür (Van İli 2019 Yılı Çevre Durum Raporu, 2020: 129).

Bu araştırmaya konu olan Çatak-Bahçesaray kesiminde bitkilerin genel dağılımını doğal çayır alanları ile antropojen bozkırlar oluşturur. Alandaki yoğun beşeri aktivite sonucunda doğal orman alanları dönüşüme uğrayarak antropojen bozkırlara dönüşmüştür. Çatak

Vadisi ile Sözveren Vadisi'nin bazı noktaları yoğun ormanlık alanların başında gelmektedir (Öztürk, 2019: 93). Bölgenin neredeyse tamamının yüksek ve eğimli oluşu tarım arazilerinin az yer kaplamasına ve bu alanların akarsu vadisi boyunca lokal olarak dağılmasına sebep olmuştur. 2500 m üzerinde yükseltiyeye sahip Kavuşşahap Dağları, Süreym Tepe, Salonunoğlu Tepe ve Kepçe Dağı arasında kalan büyükçe bir alan ile Bahçesaray'ın kuzeyi ve Deyriberena Tepe civarı açık alanlardan oluşmaktadır (Şekil 8).



Şekil 8: Çalışma alanının arazi kullanım haritası / Figure 8: Land use map of the study area.

MATERYAL ve YÖNTEM

Bu çalışma kapsamında çiğ duyarlılığına etki eden iklimsel, topografik ve çevresel parametreler kullanılarak CBS ve UA (Uzaktan Algılama) teknikleri vasıtasıyla çiğ duyarlılık haritası hazırlanmıştır. Arazi çalışmaları sürecinde Çatak-Bahçesaray yolu üzerinde bulunan çiğ alanları hakkında (geçmiş çiğ olaylarının zamanlaması, lokasyonu ve büyüklüğü vb.) görüşmeler yapılarak veri toplanmış, alan detaylı şekilde fotoğraflanmıştır. Arazi çalışmalarından elde edilen bulguların ve büro çalışmalarının neticesinde çiğ tehlike haritası ile diğer

tematik haritaların üretimi gerçekleştirilmiştir. Bu aşamada öncelikle Harita Genel Müdürlüğü'nden temin edilen 1/100.000 ölçekli M49, M50, L49 ve L50 paftaları ile 1/25.000 ölçekli topoğrafya haritaları taranarak bilgisayar ortamına aktarılmış, ArcGIS programı ile bu paftaların sayısallaştırılması sağlanmıştır. Sayısallaştırılan topoğrafya haritasından elde edilen verilerin CBS destekli çeşitli yöntemlerle işlenmesi neticesinde, lokasyon, jeomorfoloji, topografya, eğim, yamaç eğriselliği ve baki haritaları oluşturulmuştur. Son olarak ArcGIS programı üzerinden üretilmiş olan söz konusu veriler ile

arazi çalışmasından elde edilen bulguların doğruluğu karşılaştırılarak analiz edilmiş ve bölgenin çiğ tehlike haritası oluşturulmuştur.

İklim verileri (yağış, sıcaklık, nem, bulutluluk, rüzgâr hızı) Meteoroloji İşleri Genel Müdürlüğü'nden temin edilmiş, özellikle yoğun kar yağışlı dönemlere odaklanılmıştır. Van Afet ve Acil Durum Yönetimi Müdürlüğü'nden alınan geçmiş dönem afet raporları, çeşitli belgeler ve yapılan/yapılması planlanan çalışmaların dokümanları ofis ortamında değerlendirilerek gerekli bilgi, belge, ürün çıktısında kullanılmıştır.

Ayrıca alışmada Karayolları Genel Müdürlüğü'nden çığa karşı alınan tedbirlerin neler olduğunu içeren tablolar, planlar, çalışmalar vb. dokümanlar alınarak bu araştırma kapsamında kullanılmıştır.

Alanın bitki örtüsü haritası, Tarım ve Orman Bakanlığı'nın CORINE 2018 projesinden alınan verilerle birlikte Alaska Uydu Tesisi'ne ait (asf alaska) SYM (Sayısal Yükseklik Modeli) verisi indirilerek üretilmiştir. Bu işlemdede, hazır vektör veriler clip yapılarak kullanılmış, raster veriler yeniden sınıflandırılarak vektör formata çevrilmiş, daha sonra bütün veriler tek koordinat sisteminde birleştirilmiştir.

Tablo 2: Çiğ Duyarlılık Haritası üretiminde kullanılan puanlama biçimi (AFAD, 2015a: 29).

Table 2: Scoring format used in the production of Avalanche Susceptibility Map (AFAD, 2015a: 29).

PARAMETRE	SINIFLAR	PUAN	% AĞIRLIK	TOPLAM PUANI
Yükseklik (m)	< 1000	0	15	0
	1000-1500	1		15
	1500-3000	2		30
	>3000	3		45
Eğim	0-10	0	30	0
	10-28	1		30
	28-45	3		90
	45-55	2		60
	>55	1		30
Bakı	DÜZ	0	20	0
	Kuzey (0-45: 315-360)	3		60
	Doğu (45-135)	2		40
	Güney (135-225)	1		20
	Batı (225-315)	2		40
Yamaç Şekli (Eğrisellik)	İçbükey (Eğrisellik <-0.2)	3	20	60
	Düz (-0.2 <Eğrisellik<0.2)	2		40
	Dışbükey (0.2<Eğrisellik)	1		20
Arazi Kullanımı Bitki Örtüsü	Ormanlık Alan	0	15	0
	Seyrek Orman	1		15
	Bodur Bitki-alı-Ot	2		30
	ıplak Kavalık	3		45

Araştırmada kullanılan Ağırlıklı akıştırma Metodu'nda (Weighted Overlay) eğim, bakı, yükseklik, bitki örtüsü ve yamaç eğriselliği için AFAD tarafından ortaya konulan puan tablosu (Tablo 2) esas alınmış ve Türkiye gibi dağlık arazi yapısına sahip bir ülkede bu parametrelerin kullanılmasının doğru sonuçlar ortaya koyacağına vurgu yapılmıştır. Buna göre çiğ duyarlılık haritaları oluşturulurken kullanılmak üzere belirlenen söz konusu

tablodaki değerlere dayanarak Reclassify yöntemi ile raster veriler sınıflandırılmıştır.

AFAD tarafından hazırlanan puanlama sisteminde parametreler kendi içinde gruplandırılmakta ve çiğ oluşumuna en elverişli koşulların meydana gelebileceği duruma göre puanlar belirlenmektedir. Bir iğin oluşmasında hangi parametrenin rolü % kaç oranında ise bu değer, puanlar ile apılarak bir toplam puan kolonu elde edilir. Tablo 1'de

mavi ile gösterilen puanlar çığ oluşunu için o parametrenin en elverişli değerini ve bu değere göre toplam puanının kaç olduğunu göstermektedir. Buna göre yüksekliği 3000 m'den fazla olan, 28°-55° eğim değerinde, kuzeye bakan, i bükey bir çıplak yamaçta çığ oluşma ihtimali en yüksek değere sahiptir. Yükseklik için 45, eğim için 90, bakı için 60, yamaç şekli için 60 ve bitki örtüsü durumu için 45 puan ile toplamda 300 puan elde edilmiş olur (Tablo 2). ığın meydana gelme potansiyeli ise 5 kategoride incelenmiş ‘‘ok düşük’’, ‘‘düşük’’, ‘‘orta’’, ‘‘yüksek’’ ve ‘‘ok yüksek’’ şeklinde sınıflara ayrılmıştır.

Iğ DUYARLILIğINA ETKİ EDEN FAKTÖRLER

Araştırma alanının çığ duyarlılık haritasının üretiminde kullanılan ve çığ duyarlılığına etki eden faktörler aşağıdaki gibidir;

Yükseklik: Araştırma alanında çığ duyarlılık haritasının oluşturulması için kullanılan ilk parametre *yüksekliktir*. Çünkü yükseltiyeye bağlı olarak kar yağışı, rzēar, sıcaklık gibi faktörler de değişiklik göstermektedir (McClung ve Schaerer: 1993:271). ığların büyük kısmı 1700-1950 m yükselti değerine sahip alanlarda meydana gelmektedir. Marek ve İvan (2010) yaptıkları çalışmada çığ ile yükselti arasındaki ilişkiyi ortaya koyarak, 1200-2200 m yükselti aralığında olan 571 çığın 339 tanesinin (%59,37'lik kısmı) 1700-1950 m yükseltilerinde meydana geldiğini ifade etmişlerdir.

atak ilçe merkezi ve çevresinde yer alan Toyga, Sözveren, Andiçen, nlce, Cevizbelen ve Alacayar mahalleleri, akarsu vadisinde kurulmuş, yüksekliği 1460-2000 m arasında değişen, çevresine göre nispeten yüksek alanları oluşturur. Ağaçlık, Görentaş, Teknecik, Aşağı Narlıca, Yukarı Narlıca, Kaşıkılar, ılga, Altındere ve atbayır mahalleleri ise 2000-2500 m yüksekliğe sahip alanlarda kurulmuş olan yerleşim birimleridir. 2500 m'nin üzerindeki alanlarda ise herhangi bir yerleşme bulunmamaktadır. Yerleşim alanlarının, bölgenin neredeyse tamamına hâkim dağlık kütlenin yamaçlarında konuşlandığı grlmektedir (şekil 9). Bu da bölgede meydana gelebilecek olası ığlardan yerleşim yerlerinin etkileneceği anlamına gelmektedir.

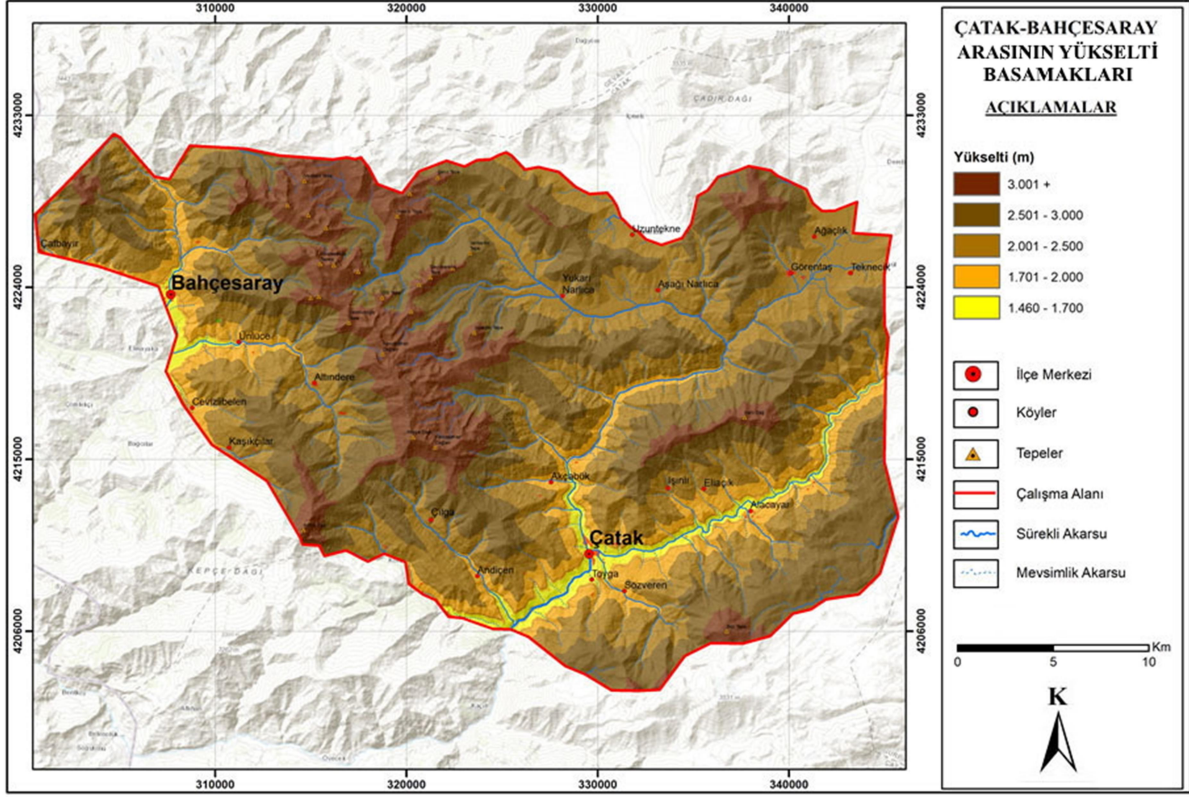
Eğim: Duyarlılık haritasının üretiminde kullanılan ikinci parametre *yamaç eğimidir*. Bir alanda çığın meydana gelebilmesi için gereken en önemli topografik faktör eğimdir. ığlar genellikle 28°-55° eğim aralığında meydana gelir ve eğimin 28°'den kk olduğu alanda kar stabilitesinin bozulacağı kırılma kuvveti oluşamaz. Eğimin 55°'yi açtığı bir yamaçta ise kar örtüsü yamaca yeterince tutunamaz ve çığ oluşma ihtimali azalır (Aydın ve Eker, 2014b: 426). Çalışma alanında eğim değerleri genellikle 28° ve üstündedir. atak-Bahçesaray karayolunun geçtiği bölgenin eğimi ise 28°-45° arasındadır (şekil 10). Bu nedenle çalışma alanı potansiyel bir çığ bölgesi durumundadır. Bu kesimdeki yerleşmeler Işıklı, Akabk, Andiçen, Cevizbelen, nlce ve Yukarı Narlıca mahalleleridir.

Bakı: Alanın duyarlılık haritasının üretiminde nc faktör olarak *bakı (yamaç yönelimi)* parametresi dikkate alınmıştır. Bölgenin matematiksel konumuna ve kullanılan puanlama sistemine göre sahada kuzeye bakan yamaçlar yüksek çığ riski taşıyan alanlardır. Karayolunun geçtiği vadi tabanında kuzeye bakan yamaçlarda meydana gelen donma ile birlikte yeni kar yağması durumunda çığ oluşması kaçınılmaz olabilir. Toyga, Alacayar, Andiçen, Teknecik ve nlce mahalleleri donma süreçlerinden olumsuz etkilenen kuzey yamaçta olmaları sebebiyle olası bir don olayının ardından yoğun kar yağışına maruz kalınması durumunda çığ olayı ile karşı karşıya kalabilir (şekil 11). Bununla birlikte, kiş sonu ve ilkbahar başlangıcında güneş alan yamaçta kar örtüsünün kararlılığını yitirmesi çığ riskini doğurabilmektedir (Ancey, 2001: 323). Yapılan istatistiklere göre en fazla yıkıcı etkiyi yapan ve daha sık çığ oluşumuna meydan veren yamaçlar kuzeybatı ile güneydoğu yönleri arasındaki bir yelpazede bulunur (Taştekin, 2003: 7). Araştırma alanında özellikle kuzeydoğu ve doğu yamaçlar, sıcaklıkla birlikte gerçekleşen erimenin ardından kar örtüsünün harekete geçebileceği alanlardır.

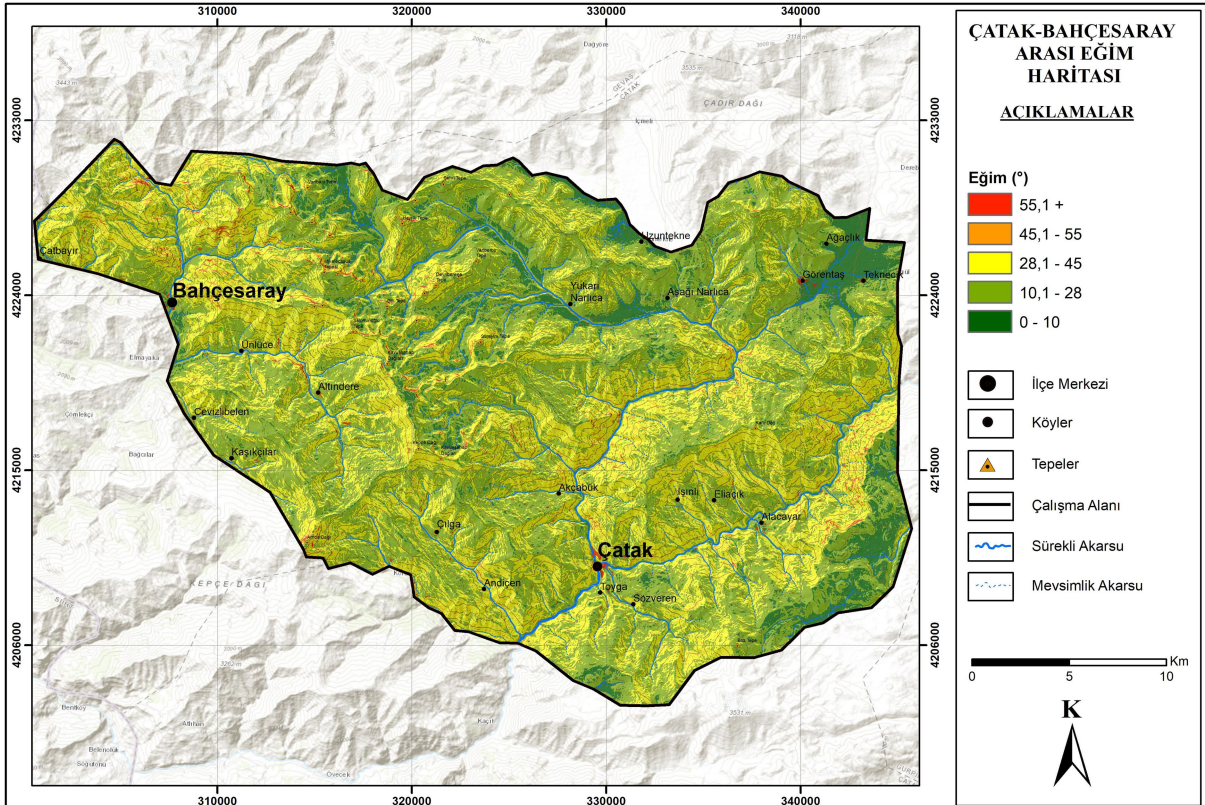
Yamaç Eğriselliği (yamaç şekli): Dördüncü parametre olarak karşımıza çıkan unsurdur. İçbükey, dışbükey ve düz yamaçlardan herhangi birinde çığ oluşabilir ancak AFAD'ın toplam puan modeline göre Türkiye'de çığa en

çok içbükey yamaçlarda rastlanılmaktadır. Çalışılan alan genel olarak dağlık ve engebeli olduğu için kısa mesafelerde yamaç Şekli çok sık değişmektedir. Ancak karayolunun geçtiği kesimde içbükey ve düz yamaçların yoğunlukta

olması bu bölgede çiğ riskinin yüksek olduğuna işaret eder (Şekil 12). Dağlık kütlelerinin zirvelerine doğru ise dışbükey yamaçlar yoğunluk göstermektedir.



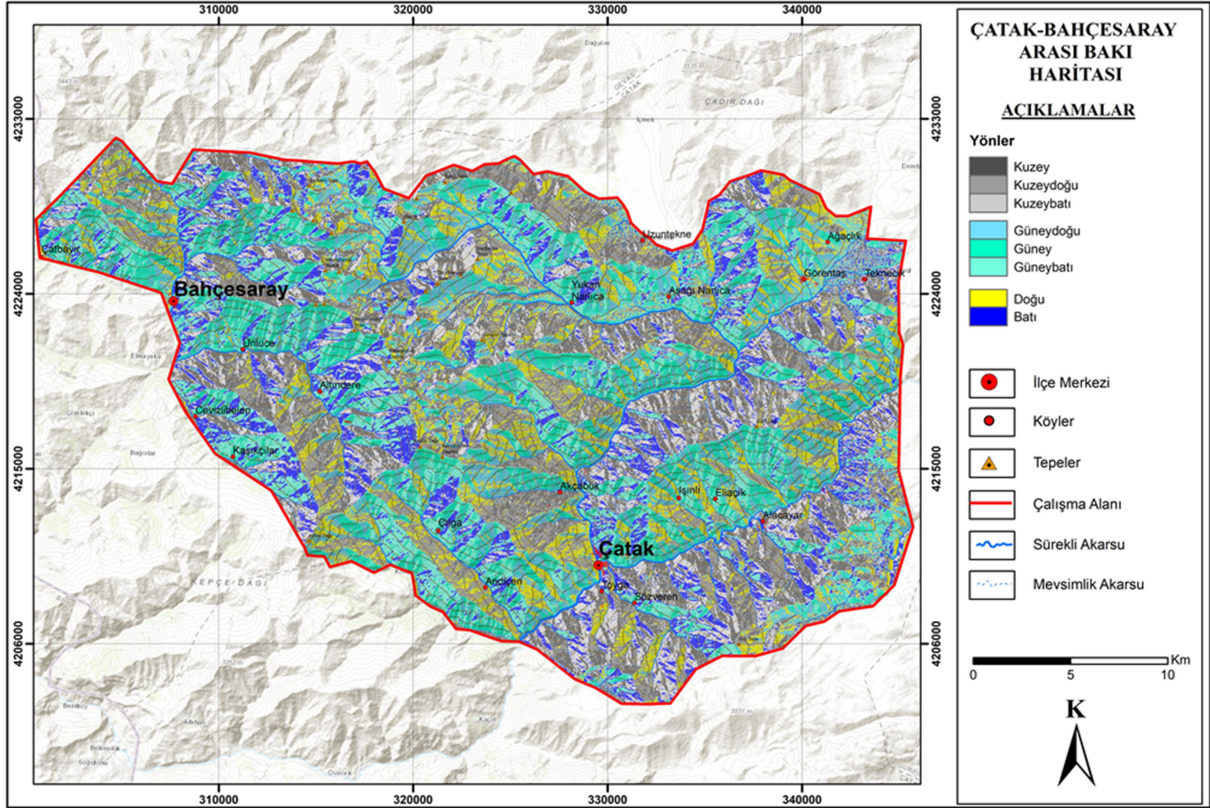
Şekil 9: Çalışma alanının yükselti basamakları haritası / Figure 9: Elevation levels map of the study area.



Şekil 10: Çalışma alanının eğim haritası / Figure 10: Slope map of the study area.

Arazi Örtüsü: Son olarak *arazi örtüsü* faktörü için OGM (Orman Genel Müdürlüğü) verileri ile SYM veri girdisi kullanılarak bir harita oluşturulmuştur. Yamaç üzerindeki kayaların ve çalılarının belli bir derinliğe kadar kar örtüsünü tutabilmesi gibi çok sınırlı bir avantaj her zaman olabildiği gibi, düz, ıslak tabanlı kayalık veya toprak yüzeyler ile geniş yapraklı otsu bitkilerin olduğu alanlar sık sık çığa maruz kalabilmektedirler (Taştekin, 2003: 8). Orman

varlığından yoksun, çıplak veya tutucu özelliği olmayan çayır, çalı, bozkır vb. alanlar çığ önlemede yetersiz bir etkiye sahiptir. Araştırma alanında herhangi bir orman örtüsünün bulunmaması, alanın büyük ölçüde seyrek bitki örtüsü (doğal çayırlar) ve açık alanlardan oluşması bu bölgenin çığa oldukça duyarlı olduğunu göstermektedir. Çığ duyarlılığı çok yüksek kesimler büyük ölçüde açık (kayalık) alanlardır.



Şekil 11: Çalışma alanının baki haritası / Figure 11: Aspect map of the study area

BULGULAR

Duyarlılık Haritasının Değerlendirilmesi

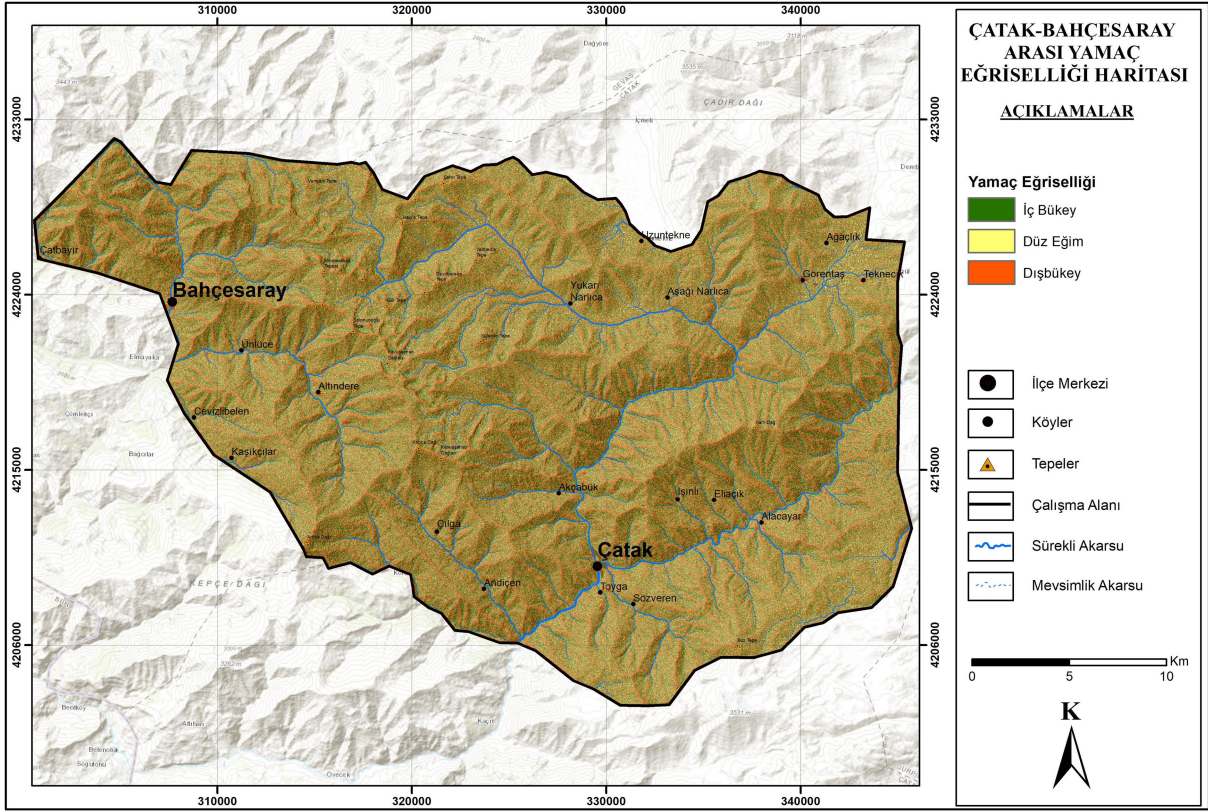
Çatak-Bahçesaray karayolunu içine alan araştırma sahasının çığ duyarlılık haritasına göre çok yüksek ve yüksek duyarlılığı olan alanlar, sahanın kuzey, güney ve orta kesiminde yoğunlaşmakta, incelenen bölge içerisinde %10'luk bir dilimi kapsamaktadır. Bu kesimdeki çığ potansiyeli, birçok yerleşim yeri ile Çatak-Bahçesaray karayolunu doğrudan tehdit etmesi bakımından üzerinde durulması gereken bir konudur. Nitekim 4-5 Şubat 2020 tarihlerinde Van-Bahçesaray yolunun 19. km'sinde, Karabet geçidinde meydana gelen iki

çığda 42 vatandaşımız yaşamını yitirmiş, 84 kişi ise yaralanmıştır. Bahçesaray ilçesi yol ayrımında 2004 yılı ocak ayında meydana gelen çığda ise Karayolları Genel Müdürlüğü'ne mensup iki kişi hayatını kaybetmiştir (Akköprü, 2005: 25).

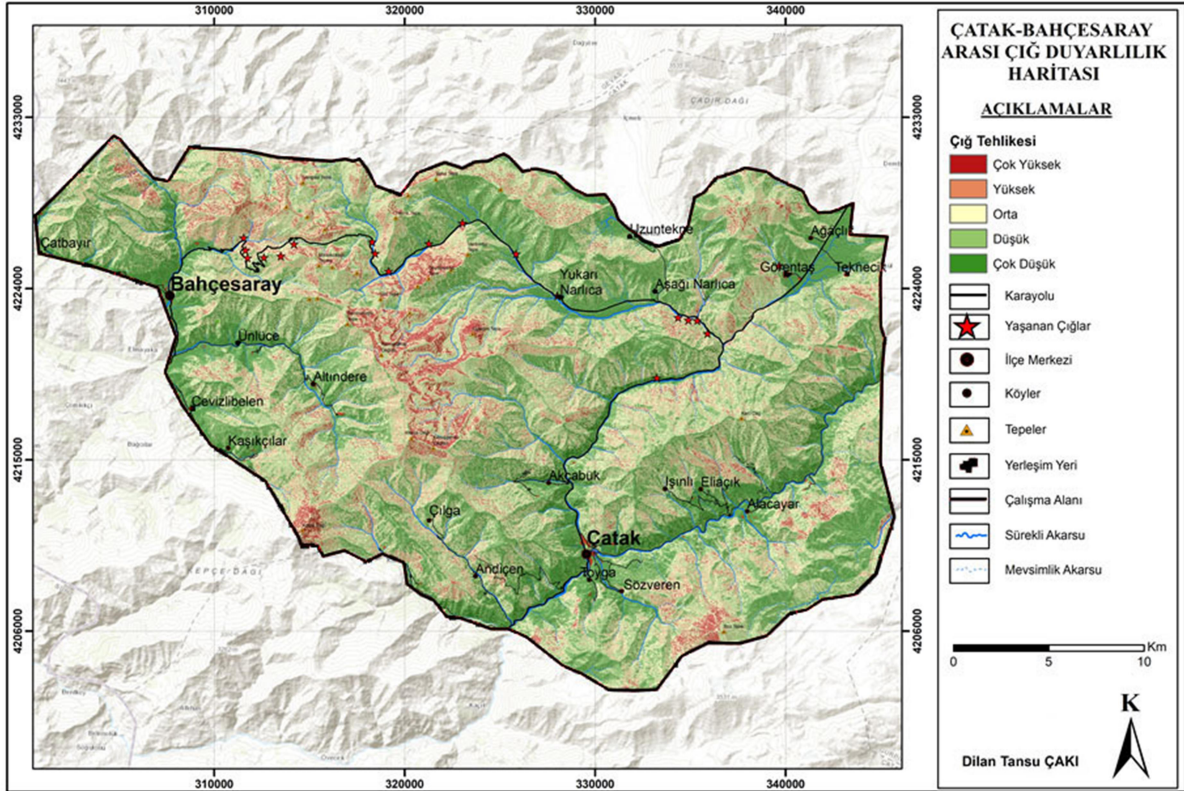
Bahsi geçen felaketlerin ve bölgede meydana gelen diğer çığ olaylarının lokasyonları, çalışmada çeşitli parametreler kullanılarak ortaya konulan çığ duyarlılık haritasında tespit edilmiş olan yüksek duyarlılığa sahip alanlarla örtüşmektedir. Bölgede daha önce yaşanan çığların tamamı, üretilen çığ duyarlılık haritasının yüksek veya çok yüksek riskli alanlarında meydana gelmiştir (Şekil 13, 14).

Örneğin alanın çiğ duyarlılık haritasına göre yüksek duyarlılığa sahip saha olarak belirlenen atak-Bahçesaray yol ayırımından Aşağı Narlıca mahallesine kadar olan bۆlümde daha ۆnce

dۆrt ayrı çiğ olayı gerçekleşmiştir. Bu da kullanılan yۆntemin doğru sonuç verdiğini gۆstermektedir.



şekil 12: Çalışma alanının yamaç eğriselliği haritası / Figure 12: Slope curvature map



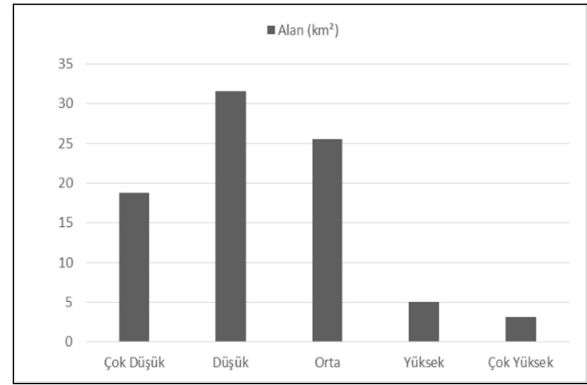
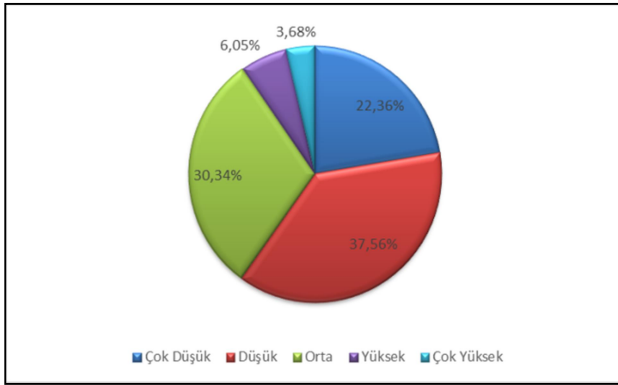
şekil 13: Çalışma alanının çiğ duyarlılık haritası / Figure 13: The avalanche susceptibility map

Söz konusu alanlarda çığ oluşumunu tetikleyen en önemli etkenler, dağlık ve engebeli arazi şartları, bitki örtüsünden yoksun yamaçlar ve karasal iklim koşullarıdır. Bu unsurlar, Türkiye'deki diğer yüksek riskli alanlarda tespit edilen etkenlerle benzeşmektedir (Özşahin & Kaymaz, 2014; Işık vd., 2019b; Ekinci vd., 2020). Van ili bu yapısı ile Doğu Anadolu Bölgesi'nde en yüksek duyarlılığa sahip iller arasında yerini almıştır (Özşahin & Kaymaz, 2014).

Araştırma alanındaki Andiçen, Işınlı, Sözveren, Çılga ve Eliaçık mahalleleri en yüksek

duyarlılığı olan yerleşmelerdir. Yine Görentaş ve Teknecik mahalleleri de Çatak-Bahçesaray yol ayrımından Van yoluna uzanan kısımda bulunan diğer yüksek duyarlı yerleşmelerdir (Şekil 15-17).

Kavuşşahap Dağları ile Veribani Tepe civarı ise bölgedeki en yüksek riske sahip alanlar olmalarına rağmen bu kesimde herhangi bir yerleşmenin ve karayolunun olmaması, meydana gelebilecek büyük bir problemi ortadan kaldırmaktadır.



Şekil 14: A) Sahadaki çığ duyarlılığının oransal dağılımı. B) Çığ duyarlılığının alansal dağılımı.

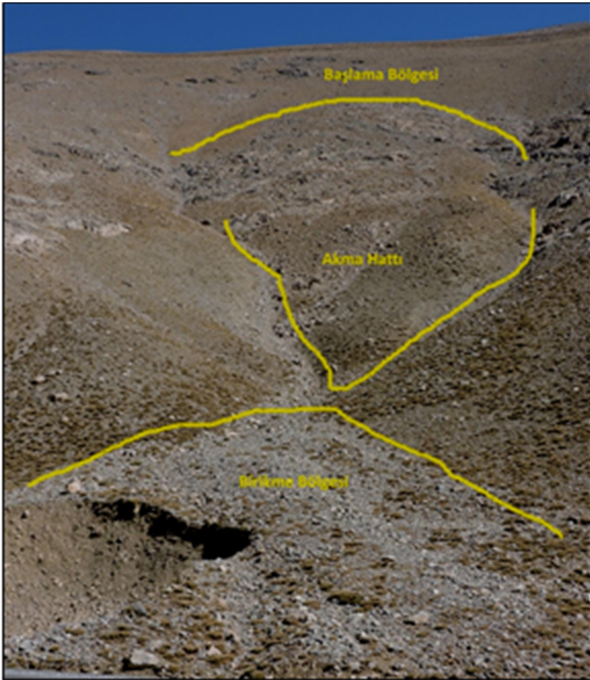
Figure 14 A) Proportional distribution of the avalanche susceptibility in the field. B) Spatial distribution of the avalanche susceptibility.



Şekil 15: 65-31 038 nolu karayolunda bir çığ patikası / Figure 15: An avalanche path on the highway 65-31 038.



Şekil 16: ığ sonrası birikme b6lgesinde yığılan molozların g6r6nt6s6 / **Figure 16:** The image of the debris piled up in the accumulation area after the avalanche.



Şekil 17: A) Kirapet geidi çevresinde tipik bir ığ patikası. B) 65-51 002 karayolundaki ığ patikası.
Figure 17: A typical avalanche path around the Kirapet passage. B) The avalanche path on the 65-51 002 highway.

SONUÇ ve 6NERİLER

Araştırma alanında, y6kselti değerlerinin 3000 m 6zerinde olduğu yamaçlarda çığ riskinin daha fazla olduğu, yine kuzeye bakan yamaçlarda, g6neye bakan yamaçlara g6re çığ oluşma ihtimalinin arttığı g6zlenmiştir. Ayrıca yamaç eğimlerinin 28°-45° olduğu kesimler çığların alanda en sık g6r6lebileceği

lokasyonlardır. Bunun yanında s6z konusu karayolu ve çevresinin bitki 6rt6s6 bakımından zengin olmayışı, yani orman 6rt6s6nden yoksun oluşu, ormanların ığları tutucu/engelleyici 6zelliğini ortadan kaldırmıştır. İklimsel parametreler ve yamaç eğriselliği 6zellikleri de benzer Şekilde araştırma alanında çığ oluşumuna zemin hazırlayacak niteliktedir.

Örneğın 2020 tarihinde bölgede meydana gelen kar ığları, Van-Bahçesaray karayolunun Karabet geçidi mevkiinde, 3359 m yükseltiye sahip Sarısvırı Tepe ile 2985 m yükseltideki bir boyun noktasından geçen karayolu arasında gerçekleşmiş olup bu iki nokta arasında yükselti farkı 374 m, yatay mesafe 950 m olarak tespit edilmiştir. Buna göre ortalama yamaç eğimi yaklaşık %40 olarak hesaplanmıştır. Bu değer, jeomorfolojik açıdan eğim sınıflandırmasının en üst grubu olan sarp arazi kategorisine girmektedir (Jeomorfoloji Derneği, 2020).

Sahada duyarlılık değerlerinin düşük olduğu belirlenen lokasyonlarda ileriki dönemlerde çığ oluşma ihtimali düşüktür. Ancak duyarlılığın orta, yüksek ve çok yüksek olarak belirlendiği çok sayıdaki bölgede olası çığ felaketlerine karşı gerekli tedbirlerin alınması gerekmektedir. Buna göre;

- atak-Bahçesaray karayolu, riskin ortaya çıktığı kış dönemlerinde ve kar yağışlı günlerde ulaşıma kapatılmalı ya da yolda kontrollü geçiş sağlanmalıdır.
- Alanın en yüksek duyarlılığa sahip lokasyonları olan Kavuşşahap Dağları ve Veribani Tepe çevresi, yerleşme ve karayolundan yoksun olmaları sebebiyle çığ kontrolüne gerek duyulmayan alanlardır. Ancak alanda yüksek risk taşıyan Andiçen, Işınlı, Sözveren, ılga ve Eliaçık mahalleleri ile yine yüksek riskli Görentaş ve Teknecik mahalleleri Çığlar konusunda eğitilmeli, yerleşim düzeni ve tüm beşeri faaliyetler kontrol altında tutulmalıdır.
- Karayolunun hemen hemen tamamının çığ riski altında olması sebebiyle yol boyunca uzanan, yüksek duyarlılık değerlerine sahip kesimlerin yerleşime açılmasının önüne geçilmelidir.
- Karayolu üzerindeki çığ patikalarında çığın etkisini azaltacak çığ saptırma duvarları ve yapay taraçalar kullanılmalı, bu patikaların yamaç eğimi azaltılmalıdır.
- Bölgede ığ duyarlılık değerinin orta, yüksek veya çok yüksek olduğu kesimlerde meteorolojik koşullar çığ oluşumuna elverişli olduğunda yapay (kontrollü) ığlar

oluşturulmalıdır. Bu durum kontrolsüz bir ığda meydana gelebilecek can kayıplarının önüne geçecektir.

KATKI BELİRTME

Bu alışma, Dilan Tansu ÇAKI tarafından hazırlanan “atak-Bahçesaray (Van) Yolu Üzerindeki ığ Risk Alanlarının Belirlenmesi” başlıklı yüksek lisans tezinin bulgularından üretilmiştir.

Çalışmanın şekillenmesine ve yayınlanmasına katkıları nedeniyle sayın hakemlere ve editörlere çok teşekkür ederiz.

KAYNAKÇA

- Adikari, Y., Yoshitani, J. (2009). *Global Trends In Water-Related Disasters: An Insight For Policymakers*. World Water Assessment Programme Side Publication Series, Insights. The United Nations, UNESCO. International Centre for Water Hazard and Risk Management (ICHARM).
- AFAD, Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığı (2015a). *Bütünleşik Tehlike Haritalarının Hazırlanması ığ Pratik Kılavuz*, T.C. Başbakanlık Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığı, Ankara.
- AFAD (2015b). *Bütünleşik Tehlike Haritalarının Hazırlanması ığ Temel Kılavuz*, T.C. Başbakanlık Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığı, Ankara.
- AFAD (2020). *Afet Yönetimi Kapsamında 2019 Yılına Bakış ve Doğa Kaynaklı Olay İstatistikleri*. Ankara.
- Akköprü, E. (2005). atak (Van) - Görentas Arasının Fiziki Coğrafyası (Yayımlanmamış Yüksek Lisans Tezi), Van Yüzüncü Yıl Üniversitesi Sosyal Bilimler Enstitüsü, Van.
- Alaeddinoğlu, F., Avşın, N., Yılmaz, E. (2016). Van Gölü Güneydoğusunun Jeomorfolojik Özellikleri ve Ekoturizm. *Karabük Üniversitesi Sosyal Bilimler Dergisi*, 6 (2), 245-255.
- Ancey, C. (2001). *Snow Avalanches In Geomorphological Fluid Mechanics*. Springer, 582, 319-338, Berlin, Heidelberg.
- Aydın, A., Eker, R. (2014a). CBS Tabanlı ığ Analizi: Rize-Yukarı Kavron Yaylası Örneği. 5. Uzaktan Algılama CBS Sempozyumu (UZAL-CBS 2014), 1-7.
- Aydın, A., Eker, R. (2014b). Topografik Parametreler Kullanılarak Potansiyel ığ Başlama Bölgelerinin CBS Tabanlı Olarak Belirlenmesi. II. Ulusal Akdeniz Orman Ve Çevre Sempozyumu, 426-435.

- Aydın, A., Eker, R. (2016). Saptırma Duvarlarının Çiğ Kontrol Önlemi Olarak Trabzon Araklı-Kayaiçi Köyünde Projelendirilmesi. *Düzce Üniversitesi Ormancılık Dergisi*, 12 (1), 122-136.
- Crecy, L. D. (1980). Avalanche Zoning in France-Regulations and Technical Basis, *Journal of Glaciology*, 26 (94), 325-330.
- Çakı, D.T. (2021). Çatak-Bahçesaray (Van) yolu üzerindeki çiğ risk alanlarının belirlenmesi, Van Yüzüncü Yıl Üniversitesi, Sosyal Bilimler Enstitüsü, Basılmamış Yüksek Lisans Tezi, Van.
- ÇEM, T.C. Orman ve Su İşleri Bakanlığı Çölleşme ve Erozyonla Mücadele Genel Müdürlüğü (2016). *Çiğ*, Ankara.
- Ekinci, R., Büyüksaraç, A., Ekinci, Y. L., Işık, E. (2020). Bitlis İlinin Doğal Afet Çeşitliliğinin Değerlendirilmesi. *Artvin Çoruh Üniversitesi Doğal Afetler Uygulama ve Araştırma Merkezi Doğal Afetler ve Çevre Dergisi*, 6 (1), 1-11.
- Elmastaş, N., Özcanlı, M. (2012). Bitlis İlinde Çiğ Afet Alanlarının Tespiti ve Çiğ Risk Analizi. *Journal of International Social Research*, 5 (23), 303-314.
- Erinç, S. (1953). *Doğu Anadolu Coğrafyası*, İstanbul Üniversitesi Yayınları, No:572, İstanbul.
- Ersan, H. (2016). Isparta Davraz Kayak Merkezinde Çiğ Tehlike Analizi (Yayımlanmamış Yüksek Lisans Tezi), Düzce Üniversitesi Fen Bilimler Enstitüsü, Düzce.
- Fuchs, S., Bründl, M., Stötter, J. (2004), Development of Avalanche Risk Between 1950 and 2000 in the Municipality of Davos, Switzerland, *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 4: 263-275.
- Ganju, A., Dimri, A.P. (2004). Prevention And Mitigation of Avalanche Disasters in Western Himalayan Region. *Natural Hazards*, 31 (2), 357-371.
- Gürbüz, O. (1994). Van Gölü Çevresinin Coğrafyası (Beşerî ve İktisadi Coğrafya Açısından), (Yayımlanmamış Doktora Tezi), İstanbul Üniversitesi Sosyal Bilimler Enstitüsü, İstanbul.
- Gürer, İ. (1995). Çiğ Afeti ve Ülkemizdeki Çalışmalar. *Türkiye Mühendislik Haberleri*, 379, 66-71.
- Gürer, İ., Tunçel, H. (1994). Türkiye'de Çiğ Sorunu ve Bugünkü Durumu. Türkiye Coğrafyası Araştırma ve Uygulama Merkezi II. Sempozyumu. Ankara Üniversitesi, Ankara.
- Hebertson, E.G., Jenkins, M.J. (2003). Historic Climate Factors Associated With Major Avalanche Years On The Wasatch Plateau, *Cold Regions Science and Technology*, 37 (3), 315-332.
- Hemetsberger, M., Klinger, G., Niederer, S., Benedikt, J. (2002). Risk Assessment of Avalanches-a fuzzy GIS Application In Computational Intelligent Systems For Applied Research, *World Scientific*, 395-402.
- Işık, F., Bahadır, M., Uzun, A. (2019a). Karaçam Deresi Havzası'nda Çiğ Duyarlı Alanların Belirlenmesi (Trabzon, Türkiye). *Doğu Coğrafya Dergisi*, 24 (42), 1-15.
- Işık, F., Bahadır, M., Zeybek, H.İ. (2019b). Doğan kent (Harşit) Çayı Havzası'nın Yukarı ve Orta Kesimindeki Arazi Uygulamalı Çiğ Duyarlılık Analizi. *The Journal of Academic Social Science Studies*, 77, 335-353.
- Jeomorfoloji Derneği (2020). *Van-Bahçesaray Çiğ Afeti Hakkında Basın Bildirisi*.
- Kalelioğlu, E. (1991). Van Ovasının İklim Özellikleri. *Ankara Üniversitesi Dil ve Tarih Coğrafya Fakültesi Dergisi*, 35 (2), 155-166.
- Karaca, S., Sarğın, B., Türkmen, F. (2019). Bazı Arazi ve Toprak Niteliklerinin Coğrafi Bilgi Sistem Analizleriyle İncelenmesi: Van İli Arazi ve Toprak Özellikleri. *Türkiye Tarımsal Araştırmalar Dergisi*, 6 (2), 199-205.
- Marek, B., Ivan, B. (2010). Spatial Modelling of Snow Avalanche Run-Outs Using GIS. Proceedings From Symposium GIS, Ostrava.
- McClung, D. Schaerer, P. (1993). *The Avalanche Handbook*. The Mountaineers, 271, Seattle, WA.
- MGM. (2020). *2019 Yılı Meteorolojik Afetler Değerlendirmesi*. Ankara. Tarım ve Orman Bakanlığı Meteoroloji Genel Müdürlüğü.
- Odabaşı, Y.B. (2018). Büyük Alanlarda Çiğ Tehlike Haritalarının CBS Tabanlı Oluşturulması (Yayımlanmamış Yüksek Lisans Tezi), Düzce Üniversitesi Fen Bilimler Enstitüsü, Düzce.
- Özşahin, E., Kaymaz, Ç.K. (2014). Avalanche susceptibility and risk analysis of Eastern Anatolian region using GIS, *Procedia-Social and Behavioral Sciences*, 120, 663-672.
- Öztürk, Y. (2019). Kaya Düşmelerinin Lapa Gelişimine Etkisi: Sözveren Vadi-si'nde (Çatak/Van) Lapa Jeomorfolojisi. *Kapadokya Coğrafya Dergisi*, 1(1),85-102.
- Saygılı, R. (2014). Türkiye Çiğ Afet Haritası. Türkiye Doğal Afet Haritaları. <http://cografyaharita.com/haritalarim/4iturkiye-cig-afet-haritasi.png>
- Schaerer, P.A. (1977). Analysis of Snow Avalanche Terrain. *Canadian Geotechnical Journal*, 14 (3), 281-287.
- Schweizer, J., Jameison, J.B., Schneebeli, M. (2003). SnowAvalancheFormation. *Reviews of Geophysics*, 41, 1016-1041.

- Stethem, C., Jamieson, B., Schaerer, P., Liverman, D., Germain, D., Walker, S. (2003). Snow Avalanche Hazard in Canada–A Review. *Natural Hazards*, 28 (2-3), 487-515.
- Storck, P., Kern, T., Bolton, S. (1999). Measurement of Differences in Snow Accumulation, Melt, and Micrometeorology Due to Forest Harvesting. *Northwest Science*, 73, 87-101.
- Şahin, C. (1991). *Türkiye Afetler Coğrafyası*, Gazi Üniversitesi Yayınları, Gazi Eğitim Fakültesi Yay. No:21, Ankara.
- Şaroğlu, F., Yılmaz, Y. (1986). Doğu Anadolu'da Neotektonik Dönemdeki Jeolojik Evrim ve Havza Modelleri, *MTA Dergisi*, 107, 73-94
- Şengör, A.M.C. (1979). The North Anatolian transform fault: its age, offset and tectonic significance. *Journal of the Geological Society*, 136 (3), 269-282.
- Taştekin, A. T. (2003). Meteoroloji İşleri Genel Müdürlüğü. *Meteoroloji ve Çiğ*.
- Techel, F., Jarry, F., Kronthaler, G., Mitterer, S., Nairz, P., Pavšek, M., Darms, G. (2016). Avalanche Fatalities in the European Alps: Long-Term Trends and Statistics. *Geographica Helvetica*, 71 (2), 147-159.
- Van 14. Meteoroloji Bölge Müdürlüğü (2021) Meteorolojik Rasatlar.
- Van İli 2019 Yılı Çevre Durum Raporu: https://webdosya.csb.gov.tr/db/ced/icerikler/van_2019_cevre_durum_raporu20200901150601.pdf. Van Valiliği Çevre ve Şehircilik İl Müdürlüğü Çevre Yönetimi ve Denetimi Şube Müdürlüğü.
- Yavaş, Ö. M., Erenbilge, T., Seyfe, N., Ayhan, A. (2007). Çiğlar, Türkiye'deki Etkileri ve Önlemede Kullanılan Yöntemler. Afet İşleri Genel Müdürlüğü, Geçici İskân Dairesi Başkanlığı.
- Zorer, H. (2005). Çatak (Van) – Uzuntekne ve Yakın Çevresinin Fiziki Coğrafyası (Yayınlanmamış Yüksek Lisans Tezi), Yüzüncü Yıl Üniversitesi, Van.
- Zweifel, B., Techel, F., Björk, C. (2012). Who is Involved in a Avalanche Accidents. In *Proceedings International Snow Science Workshop* (pp. 234-239).



Araştırma Makalesi / Research Article

**SİLİFKE-GÜLNAR PLATOSU'NDA (ORTA TOROSLAR) PALEOVADİ SİSTEMLERİNİN
YÜZEY KARSTLAŞMASI ÜZERİNE ETKİSİ**

**Effects of Paleovalley Networks on Development of Surface Karstification on the
Silifke - Gülnar Plateau (Central Taurus)**

Mesut ŞİMŞEK

Hatay Mustafa Kemal Üniversitesi, Fen Edebiyat Fakültesi, Coğrafya Bölümü, Hatay.

m_simsek_@hotmail.com  <https://orcid.org/0000-0002-4678-4336>

Makale Tarihiçesi

Geliş 9 Haziran 2021
Kabul 2 Ağustos 2021

Article History

Received June 9, 2021
Accepted August 2, 2021

Anahtar Kelimeler

Paleovadi, Yüzeý Karstlařması, Orta
Toros Dağları, Silifke-Gülnar Platosu.

Keywords

Paleovalley, surface karst, Central
Taurus Mountains, Silifke-Gülnar
plateau.

Atıf Bilgisi / Citation Info

Şimşek, M. (2021) Silifke - Gülnar
Platosunda (Orta Toroslar) Paleovadi
Sistemlerinin Yüzeý Karstlařması
Üzerine Etkisi / Effects of Paleovalley
Networks on Development of Surface
Karstification on the Silifke-Gülnar
Plateau (Central Taurus), Jeomorfolojik
Araştırmalar Dergisi / Journal of
Geomorphological Researches, 2021
(7): 48-60
[doi: 10.46453/jader.949862](https://doi.org/10.46453/jader.949862)

ÖZET

Toros Dağları sahip olduğu litostratigrafik, tektonik ve iklimsel özelliklerinden dolayı yüksek oranda karstlaşmaya maruz kalarak kendine has karakteristik yer şekillerine sahip olmuştur. Mikro boyuttan makro boyuta kadar, yer üstü ve yer altı tüm karstik şekilleri barındıran Toroslar Dağları'nda çözünme dolinleri ve paleovadiler önce çıkan karstik yüzeý şekillerinin başında gelmektedir ve bu iki şeklin gelişimi arasında yakın bir ilişki vardır. Bu çalışmada Silifke-Gülnar arasında kalan plato alanını şekillendiren fluviokarstik süreçler açıklanmıştır. Çalışmada paleovadi ve dolinlerin alansal dağılış özellikleri hava fotoğrafları, uydu görüntüleri ve 1/25.000 ölçekli topografya haritaları temelinde incelenmiştir. Plato yüzeyindeki 330 km²lik alan içerisinde toplamda 862 dolin haritalandırılmıştır. Maksimum dolin yoğunluğu Miyosen neritik kireçtaşları üzerinde 20 dolin/km²'ye kadar ulaşmaktadır. Büyük bölümü Göksu Nehri ve Sipahili Deresi'nin eski akaçlama sistemine ait olan yüksek düzlüklerde izole olarak korunmuş 1845 paleovadi segmenti tespit edilmiştir. Alandaki maksimum paleovadi yoğunluğu 1.1km/km²'ye kadar çıkmaktadır. Paleovadi ve dolin yoğunlukları ara arasında genel olarak pozitif doğrusal bir korelasyon bulunmakla birlikte çalışma alanında bu durum görülmemektedir. KB-GD ana orografik hattın aksine, karstik şekillerin baskın yönelimini, KD-GB yönünde, silsileyi dik kesen, eski bir drenaj ağı belirlemiştir. Bu durum karstlaşma deseni üzerinde stratigrafi ve tektonizma yanında flüviyal süreçlerin de etkili olduğunu göstermektedir.

ABSTRACT

The Taurus Mountains have been exposed to high rates of karstification due to their lithostratigraphic, tectonic and climatic features and have had their own characteristic landforms. In the Taurus Mountains, which contain all the above-ground and underground karst landforms, from micro-scale to macro-scale, dissolution dolines and paleovalleys are the leading shapes that emerged first, and there is a close relation between the development of these two landforms. In this study, fluviokarstic processes that shape the plateau area between Silifke and Gülnar are explained. Spatial distribution characteristics of paleovalleys and dolines were investigated on the basis of aerial photographs, satellite images and 1/25.000 scaled topography maps. A total of 862 dolines have been mapped within an area of 330 km² on the plateau surface. The maximum doline density reaches up to 20 dolines/km² on the Miocene neritic limestones. 1845 isolated paleovalley segments, most of which belong to the former drainage system of the Göksu River and Sipahili Stream, were identified on the plateau. The maximum paleovalley density in the area is up to 1.1 km/km². Paleovalley and doline density in the study area doesn't increase at the same rate. Contrary to the NW-SE main orographic line, an former drainage network was identified, which perpendicularly cuts the range in the NE-SW directions of the predominant orientation of the karstic landforms. This shows that fluvial processes are as effective as stratigraphy and tectonism on the karstification pattern.

1.GİRİŞ

Toros Dağları, Orta Anadolu Platosu ile Akdeniz arasında yatayda ve dűşeyde kesintisiz bir karst kuőađı oluőturmaktadır (Nazik & Tuncer, 2010). Toroslar karstlaőmaya uygun farklı litolojiler ve yapısal özellikler sunmakla birlikte, özellikle saflık derecesi yüksek ve kalınlıkları fazla olan Jura-Kretase ve Miyosen neritik kireçtaőları karstik sistemlerin gelişmesinde öne çıkmaktadır (Ardos, 1969; Ulu, 2002; Öztürk vd., 2018a; 2018b; Nazik vd., 2019). Torosların geçirmiş olduğu tektonik evrim, bu birimler üzerinde gelişen karstik şekillerin dađılıő desenleri ve yönelimleri üzerinde ana belirleyici faktörü oluőturmuőtur (Dođan vd., 2017; Öztürk vd., 2017b). Mesozoyik ve Tersiyer kireçtaőlarından oluőan yüksek rakımlı karstik plato karakterindeki Toros Dağları'nın yüzeylelerinde lapy, dolin, uvala, polye, paleovadi gibi şekiller gelişirken (Bener, 1965; Dođu vd., 1994; Sür, 1994; Dođan, 1996; Çiçek, 2001; Dođan vd., 2017; Őimőek vd., 2020a), yüzeyle altı karstlaőması ile de çok katlı mağara sistemleri gelişmiőtir (Güldalı & Nazik, 1984; Nazik, 2008).

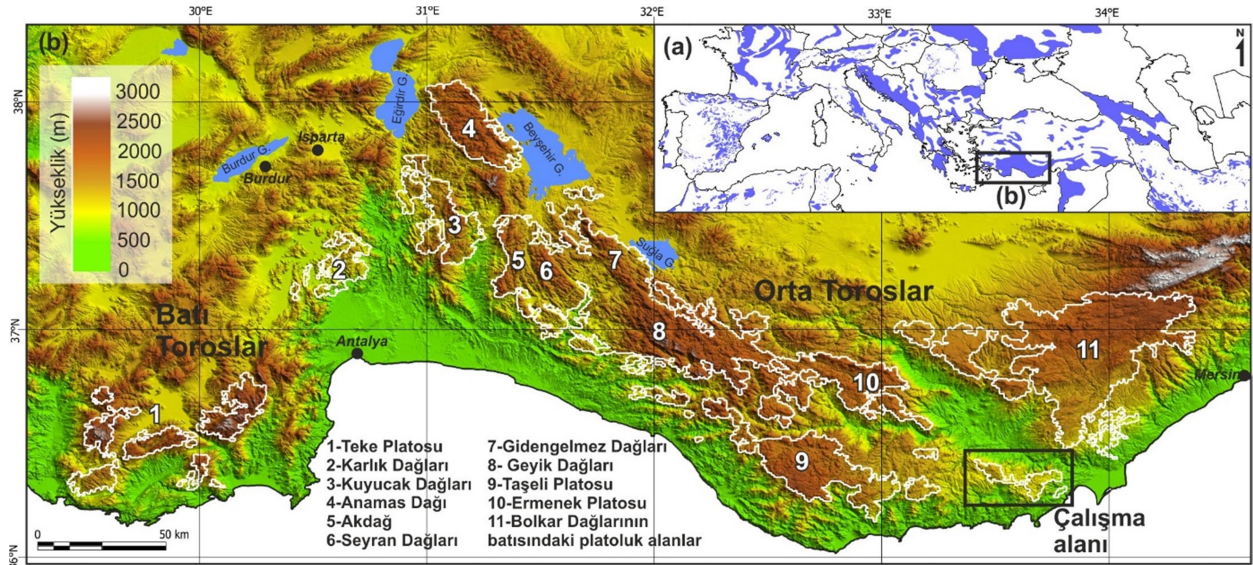
En yaygın karstik yüzeyle şekillerinden olan dolinler, çapları birkaç metreden 1 km'ye kadar deđiőebilen dairesel ya da yarı dairesel makro karstik şekillerdir (Ford & Williams, 2007). Ülkemizde Toros Karst Kuşağı ile jips karstının görüldüğu Sivas ve Çankırı bölgeleri önemli dolin karstı alanlarıdır (Doğan, 2002; Öztürk vd., 2018a; Poyraz vd., 2021). Dolinler sahip oldukları özelliklerden dolayı karstik bölgelerin tektonik gelişiminde önemli ayrıntılar vermeleri, su yönetimi açısından yüzeyle ile yeraltı arasındaki su dolaőımının başlangıç alanlarını oluőturmaları, paleocoğrafya araőtırmaları için önemli kayıtlar tutan sediman kapanları olması, mikro klima alanları oluşturarak birçok bitki türüne ev sahipliği yapmaları gibi birçok fonksiyona sahiptirler (Doğan, 2004; Ford & Williams, 2007; Öztürk & Savran, 2020).

Plato karakterindeki yüksek karstik bölgeler yeraltı drenajı ile temsil edilir, bu yüzden sadece yüzeyle suları ile şekillenebilen flüviyal vadilerin bölgeye yabancı unsurlar olduğu

hemen dikkat çeker (Bögli, 1980). Bugün pasif olan bu vadiler çeşitli çalışmalarda relikt vadi, fosil vadi, paleovadi, paleokarstik vadi ve kuru vadi olarak tanımlanmıőlardır (Day, 1983; Doğan, 2002b; Monod vd., 2006; Benac vd., 2013; Sauro, 2013; Öztürk, 2020). Bu vadi sistemlerinin oluşumu Şu Şekilde gerçekteőebilmektedir: Geçmişte farklı iklim koşullarında oluőup sonrasında flüviyal aktivitesini kaybedebilir ya da etkili olan tektonik hareketler sonucu bölgenin yükselmesi veya ilerleyen zaman içerisinde kireçtaőındaki yarık ve çatlakların genişlemesi gibi nedenlerle yüzeyle akıőının yeraltına inmesi sonucunda fosil olarak kalarak, eski drenaj ağının parçalarını oluőturabilirler (Güldalı, 1976; Atalay, 1987; Waltham vd., 1997; Gunn, 2004). Bu süreç, Williams (1982) tarafından "drenajın karstlaşma ile yeniden düzenlenmesi" olarak tanımlanmıştır.

Dolinlerin ve paleovadilerin gelişimi, birbirleri ile yakın ilişkileri olan şekillerdir (Öztürk, 2020). Bir vadi tabanında sıralanmış haldeki çözünme dolinlerinin büyüme hızları, dağınık haldeki dolinlerden daha fazladır (Ford & Williams, 2007; Erinç, 2010). Bu durumun temel nedeni gelişen ikincil porozitenin de etkisi ile sıralı haldeki dolinlerin daha fazla su toplamaları ve çözünme sürecini hızlandırmasıdır (Doğan, 2004). Normal bir vadi sisteminin flüviyal aktivitesini kaybederek karstlaşma sürecine girmesi ile karstlaşma için en uygun eğim ve su toplama alanlarını vadi tabanları oluşturmaktadır (Erinç, 2010).

Türkiye'de paleovadi sistemlerini doğrudan konu alan çok az sayıda çalışma yapılmıştır. (örn. Doğan & Özel, 2005; Erol, 2001; Monod vd., 2006; Şener & Öztürk, 2019; Öztürk, 2020). Yapılan çalışmalar Seyran Dağları, Ermenek ve Taşeli Platoları ile Yukarı Kızılırmak Havzası gibi sınırlı alanları kapsamaktadır. Bu çalışmanın amacı, dolin ve paleovadilerin morfometrik özelliklerinden yola çıkarak Silifke-Gülnar Platosu (Şekil 1) üzerindeki paleovadi sistemlerinin yüzeyle karstlaşması üzerine etkisini ortaya koymak ve Türkiye karst jeomorfolojisi literatürüne katkı sağlamaktır.



Şekil 1. (a) Akdeniz çevresindeki karbonatlı kayaçların yüzeylendiği alanlar (Williams, 2008'den yeniden düzenlenerek) (b) Batı ve Orta Toroslar üzerinde dolin yoğunluğunun fazla olduğu alanlar (Öztürk vd., 2018a) ve çalışma alanının lokasyonu.

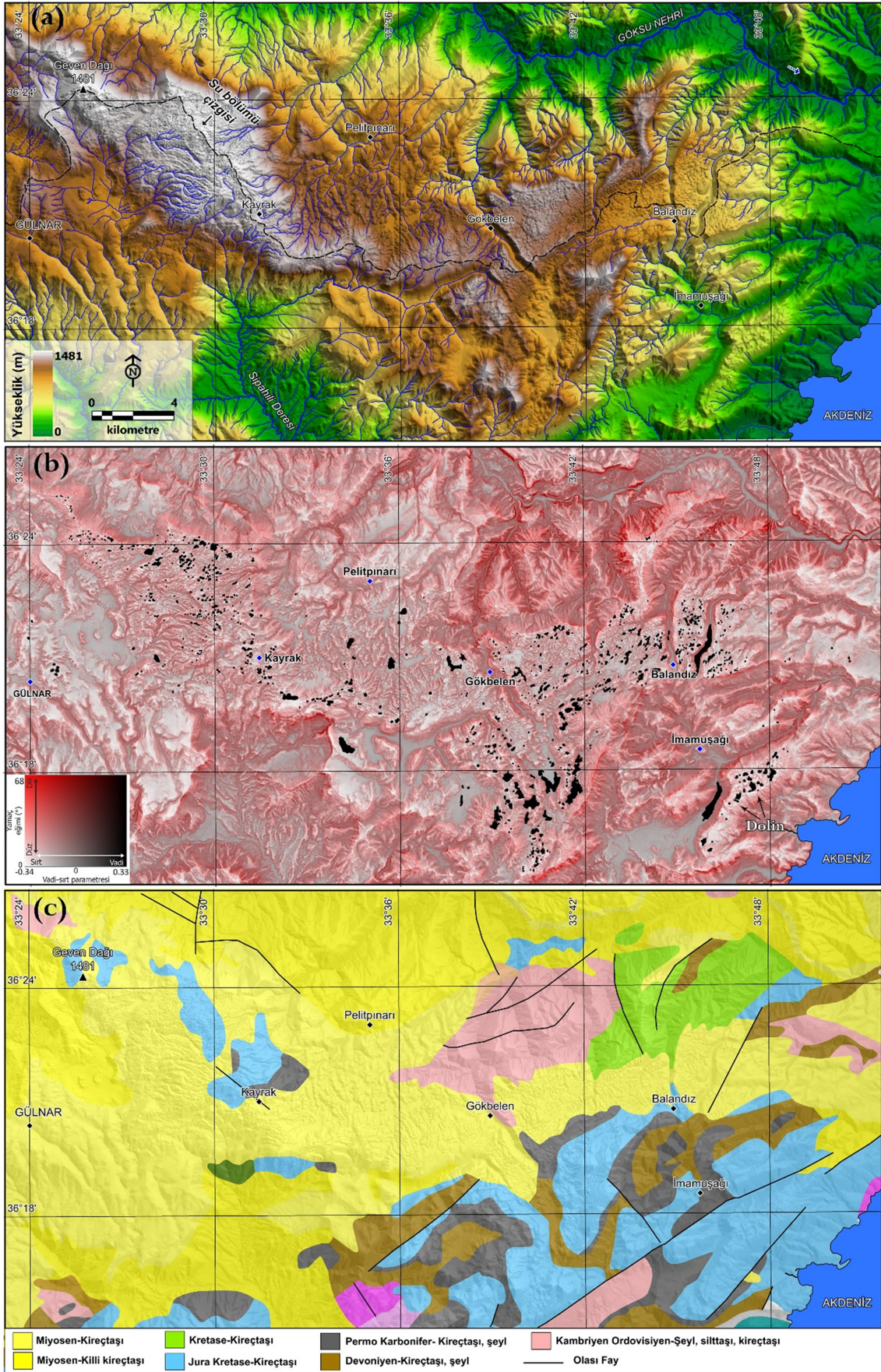
Figure 1. (a) Areas where outcrops of the Mediterranean surrounding carbonate rocks (modified from Williams, 2008) (b) polygonal karst areas on the Western and Central Taurus Mountains (Ozturk et al., 2018a) and the location of the study area.

2. ÇALIŞMA ALANI

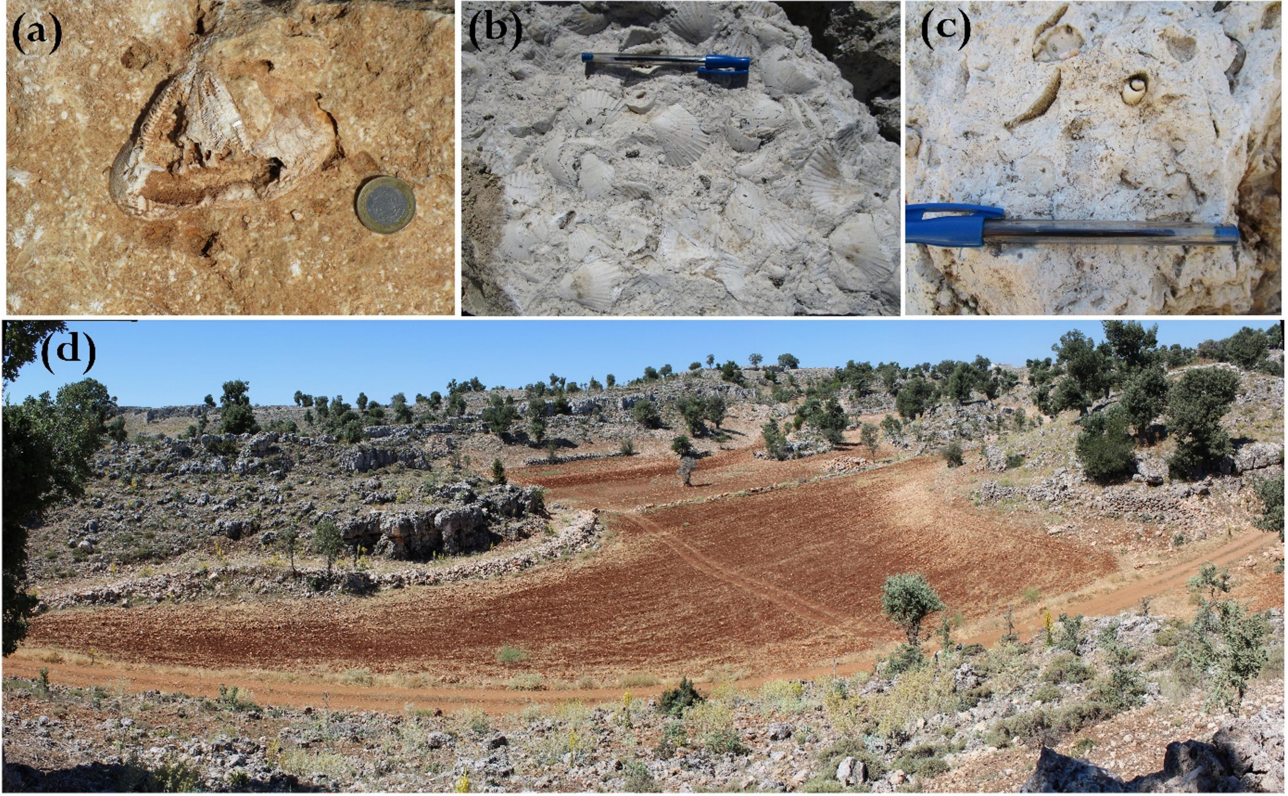
Silifke-Gülnar arasında kalan plato alanı Orta Toroslar'ın en güney kesiminde, 33° 23'- 32° 50' doğu boylamları ile 36° 15' - 36° 26' kuzey enlemleri içerisinde bulunmaktadır (Şekil 2a). Bu plato Orta Toroslardaki en büyük ve en önemli karstik plato özelliğine sahip Taşeli Platosu'nun Göksu Deltası'na kadar ulaşan görece daha düşük rakımlı kesimini oluşturur (Şekil 1b). Çalışma alanı ise bu plato silsilesinin en doğusunda 330 km²'lik kesimini kaplamaktadır. Ortalama yükseltisinin 730 metre olduğu araştırma alanının en yüksek zirvesini Geven Dağı (1481 metre) oluştururken, yükselti doğudan-batıya doğru artmaktadır (Şekil 2a). Plato yüzeyi düşük eğimli yüzeylerden oluşmaktadır. Karstlaşma ile şekillenen bu düşük eğimli yüzeyler aslında denizel taraçalara (T1 ~1200 metre, T2 ~720 metre) karşılık gelmektedir (Racano vd., 2020). Plato kenarları ise, özellikle Göksu Nehri ve kolları tarafından parçalanmış kuzey kenarları (Ardos, 1969), 68°'lik eğimlere ulaşan yüksek eğimli yamaçlardan oluşmaktadır (Şekil 2b).

Karstik şekillerin büyük bölümü (% 70'i) Miyosen sığ denizel kireçtaşları ile (% 30'u) Jura-Kretase kireçtaşları (Köroğlütapesi Formasyonu) üzerinde gelişmiştir (Şekil 2c;

Atabey vd., 2000; Alan vd., 2014). Literatüre Mut/Karaisalı Formasyonu olarak geçen bol miktarda omurgasız makro fosil içeriği barındıran Miyosen kireçtaşları, Mesozoyik birimlerin üstüne uyumsuz olarak tortulanmıştır (Şekil 3a, b, c; Gedik vd., 1979). Çalışma alanı içerisinde görünür kalınlığı her yerde aynı olmamakla birlikte, 5-500 metre kalınlığında değişmektedir (Alan vd., 2014). Orta Toroslar'ın büyük bölümünü akaçlayan Göksu Nehri havzası, Kıbrıs Yayı'nın genişlemeli yayardı rejimindeki orojenik çarpışma sonucunda oluşmuştur (Robertson, 2000). Miyosen'de sığ denizel ortamda tortulanan kireçtaşları, Orta Toroslar'ın genelini etkileyen çoklu yükselime maruz kalmış, ilksel depolanma pozisyonlarını koruyacak şekilde, yataya yakın bir durumda günümüze kadar ulaşmıştır (Bassant vd., 2005; Schildgen vd., 2012; Şekil 3d). Büyük bölümü Geç Miyosen'de tamamen deniz altında olan araştırma sahası, sonrasında gelişen sıçramalı tektonik yükselme (slab break-off) sonucu Erken Pliyosen'den günümüze kadarki sürede karasal bir ortama geçmiştir (Schildgen vd., 2014).



Şekil 2. Araştırma alanına ait (a) sayısal yükseklik modeli, (b) kırmızı rölyef haritası ile dolinlerin dağılışı ve (c) jeoloji haritası (Ulu, 2002'den düzenlenerek). / **Figure 2.** (a) Digital elevation model (b) red relief image map (RRIM) with dolines and (c) geology map (modified from Ulu, 2002) of the study area.



Şekil 3. Plato yüzeyinin büyük bölümünü oluşturan (a, b, c) bol miktarda makro fosil içeriği barındıran, orta-kalın tabakalı Miyosen neritik kireçtaşları ve (d) bu kireçtaşı içerisinde gelişmiş olan bir dolin.

Figure 3. Constitutes the major part of the plateau surface (a, b, c) that contains plenty of macro fossil content, medium-thick layer neritic Miocene limestones and (d) a doline developed within this limestone.

Çalışma alanının iklim özelliklerinin değerlendirilmesinde, plato merkezinde bulunan Gülnar (925 metre, 1972-2006) ve delta düzlüğünde yer alan Silifke (15 metre, 1951-2020) meteoroloji istasyonlarının ortalama verileri kullanılmıştır. Silifke istasyonunun yıllık ortalama sıcaklığı 19.2°C, yıllık toplam yağış miktarı 573 mm'dir. 2006 yılında kapanan Gülnar İstasyonunun yıllık ortalama sıcaklığı 12.6°C, yıllık toplam yağış miktarı ise 703 mm'dir. Çalışma alanı Akdeniz Bölgesi sınırları içinde kalır ve yağış özellikleri ile Akdeniz iklimini karakterize eder (Temuçin, 1990). Plato alanı Erinç (1965) Yağış Etkinlik İndisi'ne göre Yarı nemli (Aydın vd., 2019), Köppen iklim sınıflandırmasına göre Csa harfleri ile gösterilen yazları sıcak, kışları ılıman ve nemli orta enlem iklim tipi (Öztürk vd., 2017a), Peltier morfojenetik bölge sınıflandırmasına göre ise yarı kurak-savan geçişi bölgesi içerisinde kalır (Gönençgil & Sarıgül, 2018).

3. MATERYAL ve YÖNTEM

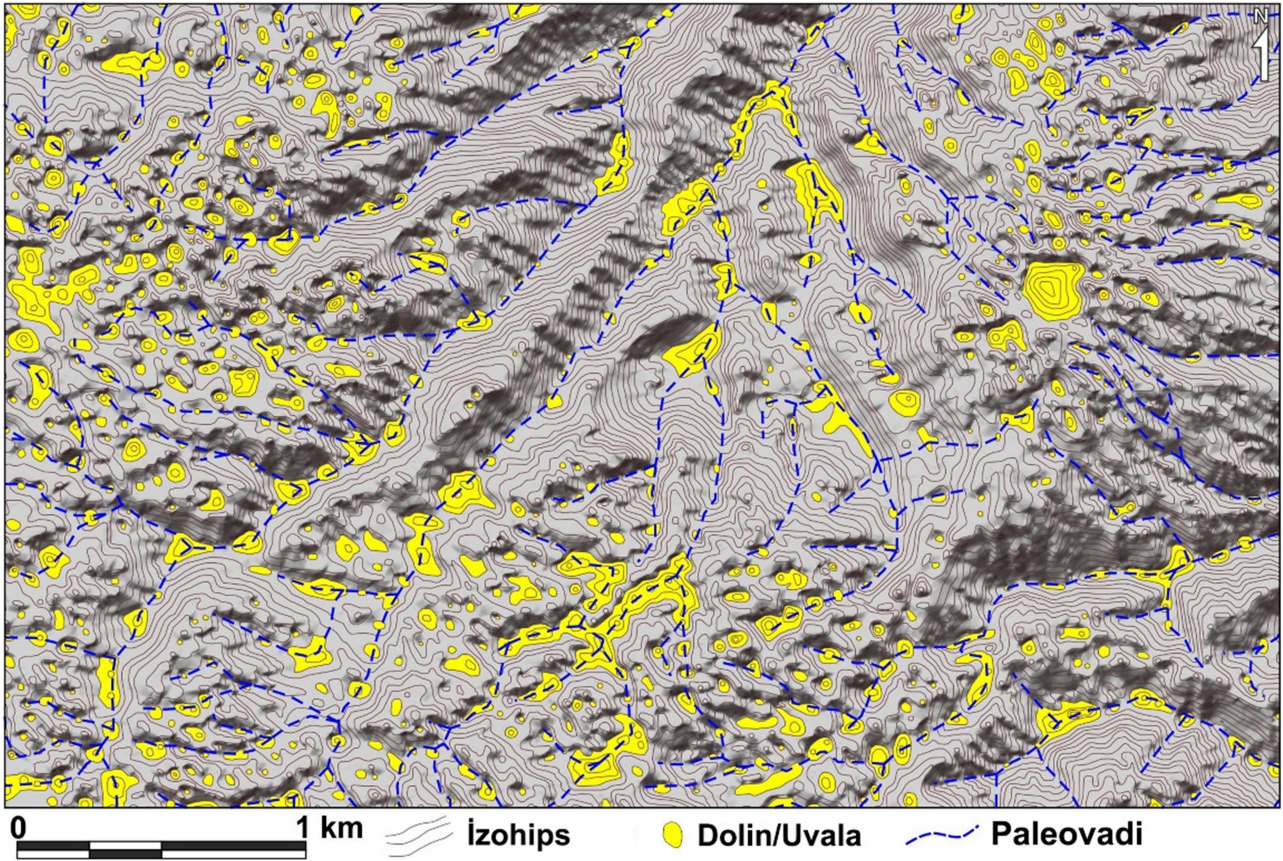
Morfometrik analizlerin en önemli özelliklerinden biri bölgenin ayrıntılı incelemesi sonucu beklenmedik gözlemleri ortaya çıkarması ve yeni hipotezleri harekete geçirmesidir (Ford & Williams, 2007). 1960'lara kadarki karstlaşma sonucu meydana gelen şekillerin ilk bakışta kaotik ve rastlantısal geliştiği varsayımı, morfometrik araştırmalar sayesinde değişmiştir (Day, 1976; 1983; Denizman, 2003; Ford & Williams, 2007; Telbisz, 2010; Bočić vd., 2015; Öztürk vd., 2018a; 2018b; Şimşek vd., 2019; Öztürk, 2020).

Bu çalışmada poleovadi ve dolin özelliklerinin belirlenebilmesi için 1/25.000 ölçekli topografya haritaları ile yapılan arazi çalışmaları sırasında alınan hava fotoğrafları ve Google Earth uydu görüntüleri kullanılmıştır. Birinci aşamada klasik yöntem kullanılarak, dolinlerin en üst kapalı kontur eğrisi CBS ortamında poligon olarak sayısallaştırılmış ve ardından alansal değerleri hesaplanmıştır (Day

1983; Denizman 2003; Öztürk vd., 2017). Paleovadi sistemleri içerisinde gelişen dolinlerin uzun eksenlerin kuzey ile yaptığı açı değerleri dikkate alınarak tüm dolinlere ait yönelim açısı hesaplanarak gül diyagramı oluşturulmuştur. İkinci aşamada platodaki drenaj ağı iki kategoriye ayrılarak incelenmiştir. Paleovadiler karstik şekillenmeden dolayı ilksel vadi sisteminin bozulduğu vadilerdir (Doğan & Özel, 2005; Bočić vd., 2015). Bu yüzden talveg hatları boyunca dolin gelişiminin olduğu vadiler paleovadi olarak tanımlanmıştır (Şekil 4; Şener & Öztürk, 2019). İçerisinde dolin gelişimi görülen vadilerin talveg çizgileri CBS ortamında çizgi olarak sayısallaştırılmıştır (Bočić vd., 2015). Ardından paleovadi ve

paleovadi içerisinde yer alan dolinlerin ilişkisini inceleme amacıyla istatistiksel hesaplamalar gerçekleştirilmiştir. Hem dolin yoğunluğu (dolin/km²) hem de paleodrenaj yoğunluğunu (m/km²) hesaplayabilmek ve iki yoğunluk arasındaki ilişkiyi ortaya koyabilmek için oluşturulan veri seti 1 km²lik gridler aracılığıyla incelenmiştir (Pahernik, 2012; Bočić vd., 2015; Öztürk, 2020).

Haritalama çalışmaları MapInfo Pro Advanced 17.0 programı kullanılarak gerçekleştirilmiştir. Paleovadi ve dolin uzun eksenleri GeoRose 0.5.1 programı aracılığıyla gül diyagramlarına dönüştürülmüştür. Ayrıca çalışma alanına ait hava fotoğraflarını elde etmek için arazi çalışmaları sırasında DJI Phantom Pro 4 drone kullanılmıştır.



Şekil 4. 1/25.000 ölçekli topografya paftasında, içlerinde dolinlerin geliştiği paleovadilerin görünümü.

Figure 4. View of paleovalleys in which dolines develop in 1/25.000 scale topography map.

4. BULGULAR

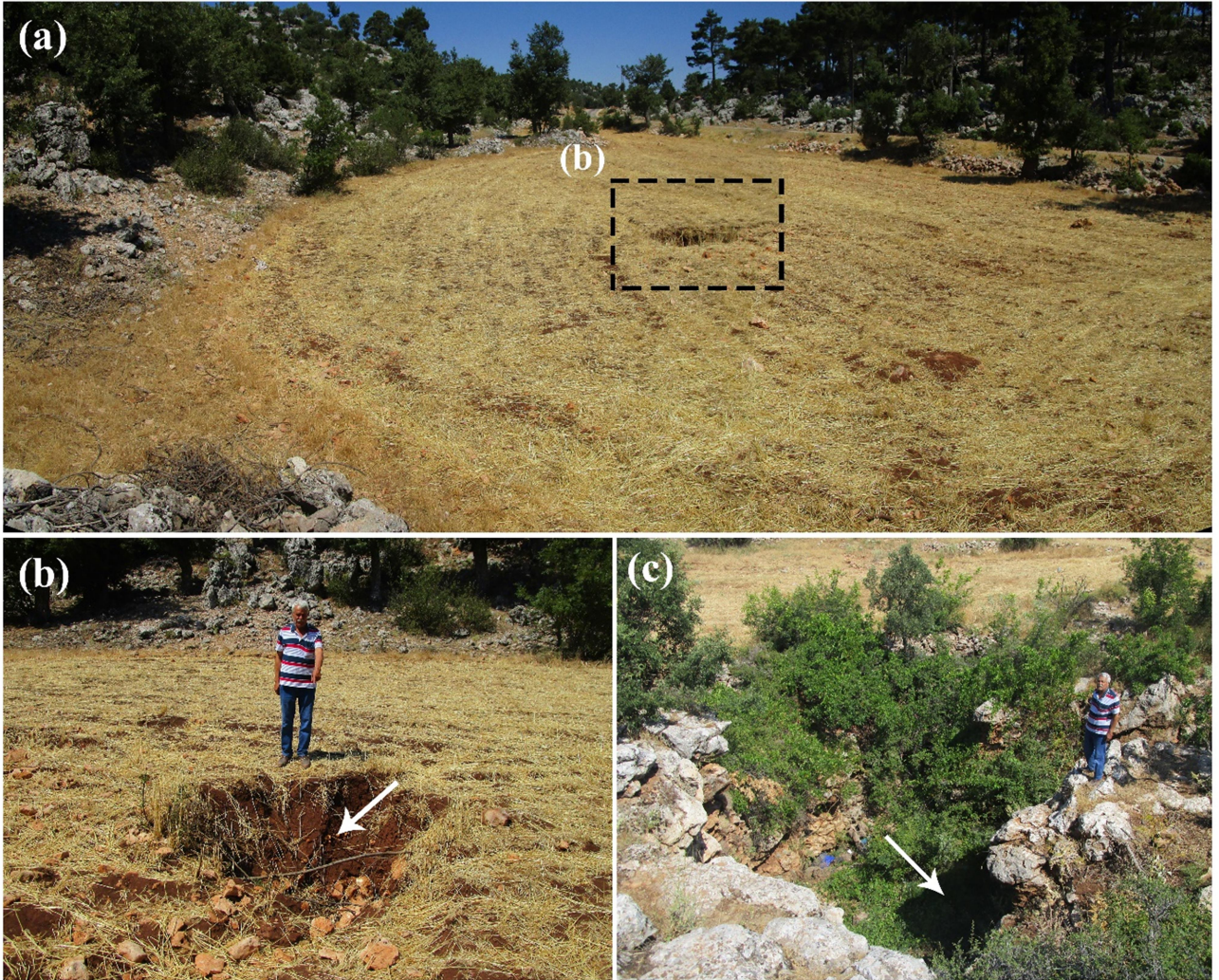
Haritalama çalışmaları sonucunda 330 km²lik plato yüzeyinde 862 dolin ve 1845 paleovadi segmenti tespit edilmiştir. Dolin ve paleovadiler 270 ile 1465 metreler arasında

dağılım göstermektedir. Ortalama yükseltisi 1045 metre olan dolinlerin %90'ı 750-1250 metreler arasında bulunmaktadır. Dolinlerin büyük bir kısmının (%95'i) uzun eksenleri 200 metreyi geçmemektedir. Kısa eksen uzunlukları ise (%80'i) 50 metrenin altındadır. Toroslardaki diğer kütleler ile karşılaştırıldığında görece

daha homojen bir dağılış desenine sahiptir (Öztürk vd., 2018a). Maksimum dolin yoğunluğuna Kayrak ve Balandız'ın kuzey kesiminde 20 dolin/km²'ye kadar ulaşmaktadır (Şekil 6a). Pahernik (2012)'in yaptığı dolin yoğunluğu (dolin/km²) sınıflandırmasına göre plato üzerinde (10-30 arası) düşük yoğunluk görülür. Paleovadilerin talveg hatları boyunca gelişen dolinlerin büyük kısmının formları dairesellikten uzak, elips şeklinde olup alçak eşikler ile birbirinden ayrılmaktadır (Şekil 5a). Orta Toroslar'ın büyük bir kesiminde yüzlek veren Miyosen formasyonlarında gözlemlenen dolin gelişim modeli (Ardos, 1969; Atalay, 1973; Doğu vd., 1994; Çiçek, 2001; Öztürk vd., 2017) çalışma alanında da görölmektedir. Karstlaşmaya uygun kalker tabakalarının, killi-marnlı birimler üzerinde yer alması ve bu

marnlı birimlerin karst taban seviyesini oluşturması karstlaşmanın dikey yönde değil yatayda gelişmesine neden olmuştur (Şekil 3d). Yatay yönde gelişen eğimli dolin duvarlarında serbest lapyalar gelişirken, eğimin azaldığı yerlerde ise yarı serbest lapyalar gelişmiştir.

Karstlaşma ile yeniden modifikasyona uğrayan bu vadiler yüzeysel olarak kapalı havza konumunda olup, yağışlı periyotlarda sularını dolin tabanlarında gelişmiş düdenler vasıtası ile yer altına iletmektedir (Şekil 5b, c). Aktif olarak çalışan düdenlerin gelişimi halen devam etmektedir (Şekil 5b, c). Dolin tabanlarında gelişen düdenlerin bazıları tarımsal faaliyetler ile de ilişkilidir.

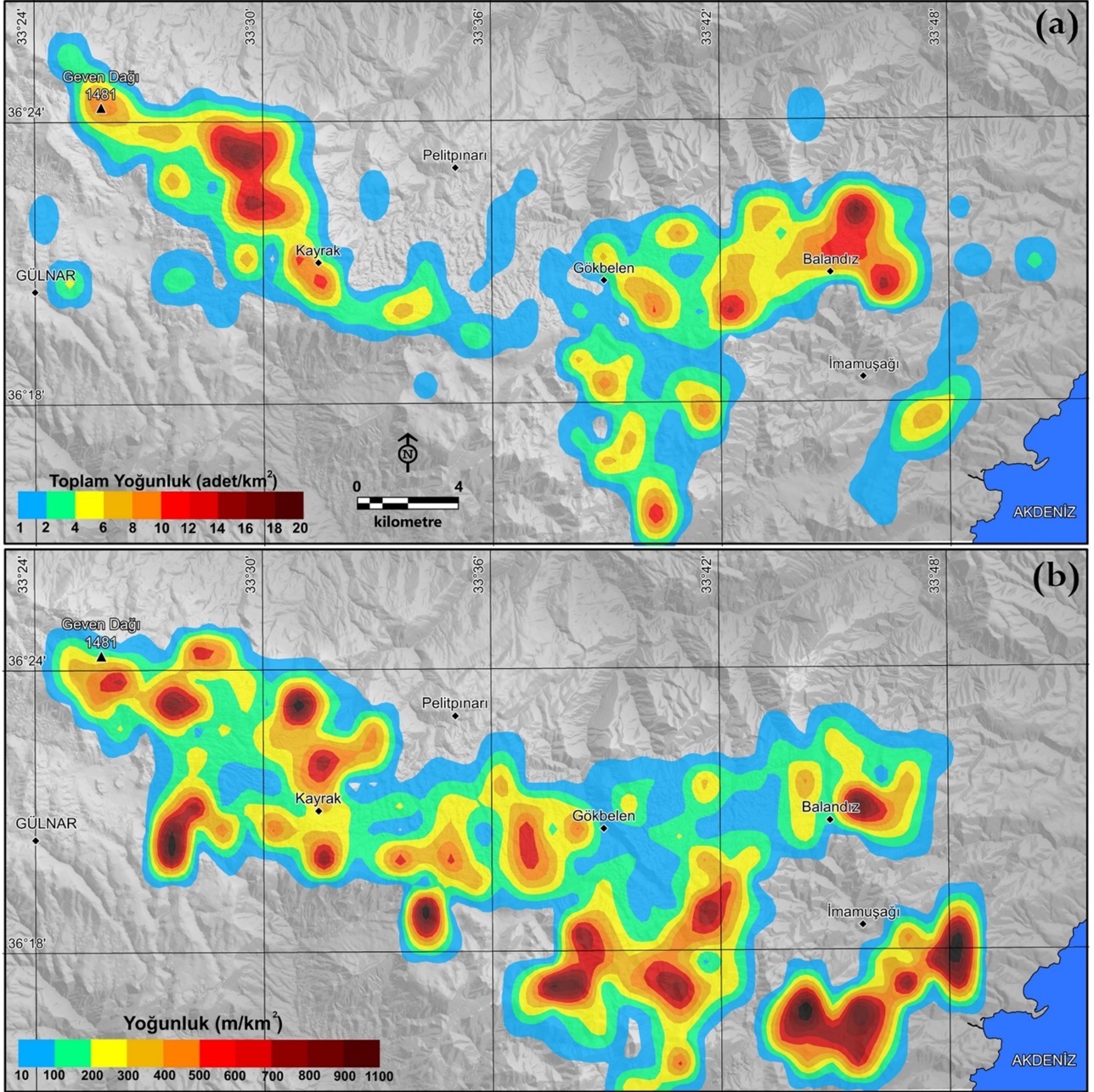


Şekil 5. (a) Paleovadi içerisinde gelişmiş çözünme dolini, (b) çözünme dolini tabanında yeni oluşmuş toprak düdeni ve (c) yüzey sularını drene eden büyük düdenlerden bir tanesi.

Figure 5. (a) The dissolution doline developed in the paleovalley, (b) the newly formed ponor at the bottom of the dissolution doline, and (c) one of the large ponors draining the surface waters.

Bir akarsu ve onun kolları tarafından suları boşaltılan alana akaçlama/drenaj havzası denir (Hoşgören, 2010). Drenaj havzalarını ayıran hayali bir çizgi vardır ki bu çizgi sarp dağlık arazilerde keskin bir sırt ile kolay bir şekilde görülebilir (Lutgens vd., 2012). Ancak özellikle Taşeli Platosu gibi karstlaşma ile şekillenen

topografyalarda bu sınırın net bir şekilde ayırt edilmesi zordur. Yukarıda açıklanan ilişkiden dolayı karstik bir alandaki akarsu havza sınırını belirlemede dolinler önemli başka bir görevi de üstlenmektedir (Şekil 2a).



Şekil 6. Çalışma alanındaki (a) dolin ve (b) paleovadi yoğunluğunun alansal dağılışı.

Figure 6. The spatial distribution of (a) doline and (b) paleovalley density in the study area.

Araştırma sahasını oluşturan Silifke-Gülnar Platosu'nun yer üstü ve yeraltı suları Akdeniz'e drene olmaktadır. Bu suların büyük bir kısmını Göksu Nehri, görece daha az bir kısmını da Sipahili Deresi ile Araplı Deresi drene eder (Şekil 2a). Plato üzerinde askıda kalmış

paleovadi sistemleri de bu akarsulara ait eski drenaj şebekelerine aittir. Paleovadilerin büyük bir kısmı Göksu Nehri'ne aittir. Paleovadi ve aktüel vadi sistemleri iç içe geçmiş durumda olup plato yüzeyinin paleodrenaj ağı dandritik karakterdeki (Hoşgören, 2010) çoklu havza ile

temsil edilmektedir (Şekil 6b; 7). Dolinlerde olduğu gibi neredeyse tüm plato yüzeyi paleovadiler ile kaplı durumdadır (Şekil 6b). Fakat Silifke-Gülner karayolu bu paleovadi sistemlerinin büyük bölümünü keserek deforme etmiş, bu yüzden bazı kesimler antropojenik etki sonucu kesintiye uğramıştır (Şekil 7). Maksimum paleovadi yoğunluğu Kayrak'ın batısı ile İmamuşağı ve Gökbelen'nin güneyinde 1100 m/km²'ye kadar çıkmaktadır

(Şekil 6b, 7, 8). Dolin yoğunluğu ile paleovadi yoğunluğu arasında genel olarak pozitif bir korelasyon olduğu farklı kesimlerdeki karstik alanlarda da gözlemlenmiştir (Bočić et al. 2015; Öztürk et al. 2017, 2018a; Şener & Öztürk 2019; Öztürk, 2020). Çalışma alanında ise paleovadi yoğunluğu artışı ile dolin yoğunluğu aynı oranda artmadığı hatta zayıf negatif bir korelasyonun (-0.14) olduğu tespit edilmiştir.



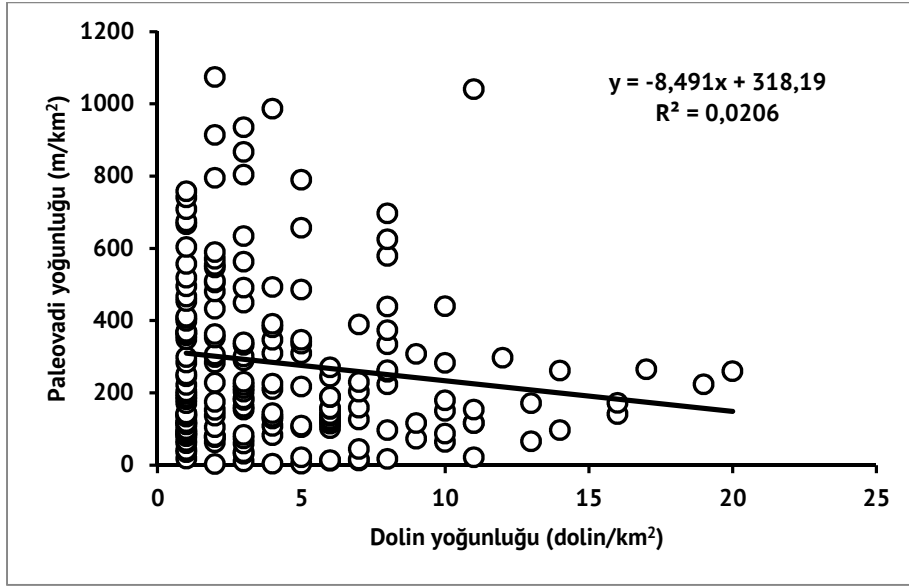
Şekil 7. Plato yüzeyinde yer alan paleovadilere ait hava fotoğrafları.

Figure 7. Aerial photos of the paleovalleys on the plateau surface.

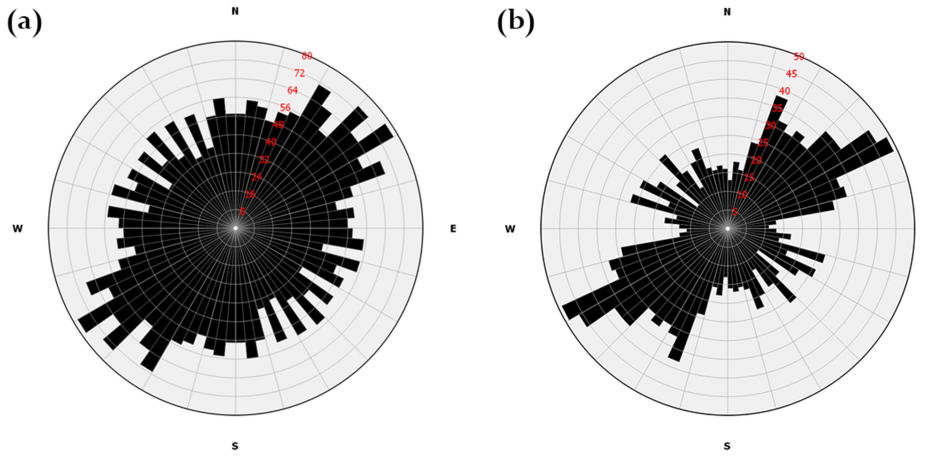
Tektonik yapının karstik şekillerin gelişimi, yoğunluğu, yönelimi ve dağılış deseni üzerinde önemli rol oynadığı bilinmektedir. Bundan dolayı, özellikle Toros Karst Kuşağı üzerinde yer alan makro karstik şekillerin uzun eksenlerinin yönelimi tektonik hatların yönelimi açısından önemli bir gösterge olarak kullanılmıştır ve dolin uzanımları birçok alanda dağların orografik uzanımlarına paralel bir uzanım göstermektedir (Öztürk vd., 2017b; 2018a; Şimşek vd., 2019; Şimşek vd., 2020b). Ancak bazı alanlarda morfotektonik gelişim

aşamalarına bağlı olarak bu uyum görülmeyebilir.

Hazırlanan gül diyagramında gösterildiği gibi alandaki tüm dolinlerin baskın yönelimi KD-GB doğrultusundadır (Şekil 9). Başka bir ifade ile KB-GD doğrultusu yönünde uzanan ana orografik hattın aksine bir uzanım göstermektedir. Bu sonuçlar plato yüzeyindeki dolin yönelimi üzerinde yapısal bir etkinin baskın olmadığını, yönelimleri etkileyen asıl nedenin plato yüzeyindeki paleovadiler olduğunu göstermektedir.



Şekil 8. Paleovadi yoğunluğu ile dolin yoğunluğu arasındaki ilişki.
Figure 8. Correlation between paleovalley density and doline density



Şekil 9. Çalışma alanındaki tüm (a) paleovadi ve (b) dolinlerin uzun eksen yönelimlerine ait gül diyagramı.
Figure 9. Rose diagram of the long axis orientations of all (a) paleovalley and (b) dolines in the study area.

5. TARTIŞMA

Paleovadi sistemlerinin oluşumunu farklı araştırmacılar, küçük farklılıklar ile benzer şekilde yorumlamışlardır. Özellikle karstik arazilerde paleovadiler ile dolinler iç içe geçmiş durumda olup yoğunlukları arasında da pozitif yönde bir korelasyon mevcuttur. Toros Karst Kuşağı içerisinde yer alan Ermenek ve Taşeli Platoları'nda yapılan çalışmalar bu durumu kanıtlar niteliktedir (Şener & Öztürk, 2019; Öztürk, 2020). Ancak diğer plato alanlarında görülen iki şekil arasındaki benzer pozitif korelasyon Silifke-Gülnar Platosu'nda görülmemektedir. Diğer platolar ile aynı iklim

kuşağında yer almasına, aynı karakterdeki kireçtaşına sahip olmasına rağmen paleovadi yoğunluğu dolin yoğunluğundan daha fazladır. Bu durumun temel sebebi Orta Toroslarda geniş bir alanda yüzlek veren ve karstlaşma için en önemli litolojik birimlerden birini oluşturan Miyosen kireçtaşlarının, Silifke-Gülnar platosu üzerinde görünür kalınlıkları ve yayılış alanı Taşeli Platosu'nun merkezi kısmına kıyasla daha az olması ile ilgilidir. Bölgedeki karstik vadiler "karstlaşma öncesi evrede" (Dreybrodt & Gabrovšek 2003; Kořutník, 2007), fluvial aşındırma ile en üstte yer alan Miyosen'e ait neritik kireçtaşı tabakalarını parçalayarak inceltmiş, bazı alanlarda ortadan kaldırarak kil içeriği fazla

olan (nonkarstik) birimleri ortaya çıkartmıştır. Bu durum flüviyal şekillerin karstik şekillere oranla daha baskın hale gelmesi ile sonuçlanmıştır.

Alanda dolin yoğunluğunun az olmasını sağlayan diğer etmen ise yükseklik koşullarıdır. Batı ve Orta Toroslar'da dolinler genel olarak orman üst sınırından daha yukarıda bulunan alpin kuşakta yer alan çıplak kireçtaşları üzerinde maksimum yoğunluğa ulaşmaktadır. Batı ve Orta Toroslarda yapılan çalışmaya göre dolinlerin %90'nı 1300-2270 metreleri arasında dağılış gösterir ve yoğunluğun en fazla olduğu yükselti aralığı ise 1850-1900 metreleri arasındır (Öztürk vd., 2018 a). Ancak alışma alanı Toroslar'daki diğer karstik platolardan oldukça alçakta yer almaktadır. Bu durum alanda çözünme için uygun olan sıcaklık ve yağış değerleri gibi ortam şartlarından uzaklaşılmasına neden olmaktadır.

6. SONUÇ

Bu alışmada Orta Toros karst kuşağı içerisinde yer alan Silifke-Gölnar Platosu'nun fluviokarstik gelişimi, yüzey karstına ait şekillerin morfometrik özellikleri aracılığıyla ortaya konulmuştur. Plato yüzeyi flüviyal süreçler ile karstlaşmanın ortak bir sonucu olarak yoğun şekilde çözünme dolinleri ve paleovadi sistemleriyle kaplanmıştır. Plato yüzeyinde (330 km²) toplamda 862 dolin tespit edilmiştir ve maksimum dolin yoğunluğu 20 dolin/km²'ye kadar çıkmaktadır. Plato yüzeyindeki paleodrenaj ağı çok havzalı dandritik drenaj ağı ile karakterize edilmektedir. Plato yüzeyinin büyük bir bölümü 2 önemli akarsu (Göksu Nehri ve Sipahili Deresi) tarafından Akdeniz'e drene edilmektedir. Tespit edilen paleovadiler de bu akarsulara ait eski drenaj şebekelerine aittir. Paleovadi yoğunluğu 1.1 km/km²'ye kadar ulaşabilmektedir. Paleovadilerin ve paleovadiler içerisinde gelişen dolinlerin baskın yönelimi plato silsilesi yönüne dik, KD-GB şekindedir. Sonuçta karstik şekillerin gelişimini, flüviyal süreçler ile başlayıp karstlaşma ile devam eden bir süreç belirlemiştir.

KATKI BELİRTME

Bu alışma Türkiye Bilimsel ve Teknolojik Araştırma Kurumu (TÜBİTAK) tarafından desteklenmiştir (Proje numarası: 115Y580). Katkılarından dolayı TÜBİTAK'a teşekkür ederiz. Arazi çalışmalarına katkılarından dolayı Doç. Dr. Muhammed Zeynel Öztürk'e, Dr. Mustafa Utlu'ya, Doç. Dr. Mehmet Furkan şener'e ve Saim Kılınç'a teşekkür ederim.

KAYNAKÇA

- Alan, İ., Balcı, V. & Eliboğ, H. (2014) 1/100 000 Ölçekli Açınsama Nitelikli Türkiye Jeoloji Haritası Serisi, Silifke P 31-32 paftası. MTA Genel Müdürlüğü, Ankara.
- Ardos, M. (1969) Problèmes géomorphologiques du versant sud du Taurus central (Turquie méridionale). Méditerranée 10(3): 233–256.
- Atabey, E., Atabey, N., Hakyemez, A., İslamoğlu, Y., Sözeri, ř., Özçelik, N.N., Saraç, G., Ünay, E. & Babayiğit, S. (2000) Mut-Karaman arası miyosen havzasının litostratigrafisi ve sedimantolojisi (Orta Toroslar). MTA Dergisi 122: 53-72.
- Atalay, İ. (1987) Türkiye Jeomorfolojisine Giriş. İzmir: Ege Üniversitesi Edebiyat Fakóltesi Yayınları No: 9.
- Atalay, İ., (1973) Toros Dağlarında Karstlaşma ve Toprak Teşekkölü Üzerine Bazı Araştırmalar. Jeomorfoloji Dergisi, 5: 135-152.
- Aydın, S., şimşek, M., etinkaya, G. & Öztürk, M.Z. (2019) Erinç Yağış Etkinlik İndisi'ne göre belirlenen Türkiye iklim bölgelerinin rejim karakteristikleri. 1. İstanbul Uluslararası Coğrafya Kongresi Bildiri Kitabı, 752-760, İstanbul Üniversitesi, İstanbul.
- Bassant, P., Van Buchem, FSP., Strasser, A. & Görür, N. (2005) The stratigraphic architecture and evolution of the Burdigalian carbonate-siliciclastic sedimentary systems of the Mut Basin, Turkey. Sedimentary Geology 173: 187-232.
- Benac, C., Juraić, M., Matiec, D., Ruži, I. & Pikelj, K. (2013) Fluviokarst and Classical Karst: Examples from the Dinarics (Krk Island, Northern Adriatic, Croatia). Geomorphology 184: 64–73.
- Bener, M. (1965) Göksu Vadisi ve evresindeki Platolarda Karst, İstanbul Üniversitesi Edebiyat Fakóltesi, (Yayınlanmamış Doktora Tezi), İstanbul.
- Boić, N., Pahernik, M. & Mihevc, A. (2015) Geomorphological significance of the palaeodrainage network on a karst plateau: The Una-Korana plateau, Dinaric karst, Croatia. Geomorphology 247: 55-65.
- Bögli, A. (1980) Karst Hydrology and Physical Speleology, Berlin: Springer-Verlag.

- Çiçek, İ. (2001) Mut ve Yakın Çevresinin Jeomorfolojisi, Fırat Üniversitesi Sosyal Bilimler Dergisi, 11 (2): 1-20.
- Day M (1976) The morphology and hydrology of some Jamaican karst depressions. *Earth Surface Processes* 1: 111-129.
- Day, M. (1983) Doline Morphology and Development in Barbados. *Annals of the Association of American Geographers* 73(2): 206–219.
- Denizman, C. (2003) Morphometric and spatial distribution parameters of karstic depressions, Lower Suwannee River Basin, Florida. *Journal of Cave and Karst Studies* 65 (1): 29-35.
- Doğan, U. & Özel, S. (2005) Gypsum karst and its evolution east of Hafik (Sivas, Turkey): *Geomorphology*, 71: 373–388.
- Doğan, U. (1996) Polye ve fluvio-karstik depresyonlar (Seydişehir'in güneybatısından örnekler). *Türkiye Coğrafyası Dergisi*, 5: 229-246.
- Doğan, U. (2002) Çankırı Doğusunda Jips Karstlaşmasıyla Oluşan Sübsidans Dolinleri. *G.Ü. Gazi Eğitim Fakültesi Dergisi* 22(1): 67-82.
- Doğan, U. (2002) Manavgat Nehri Havzasının Jeomorfolojik Evrimi. *Gazi Üniversitesi Eğitim Fakültesi Dergisi* 22 (2): 51-65.
- Doğan, U. (2004) Dolin sınıflamasında yeni yaklaşımlar. *Gazi Üniversitesi Eğitim Fakültesi Dergisi*. 24 (1): 249-269.
- Doğan, U., Koçyiğit, A. & Gökkaya, E. (2017) Development of the Kembos and Eynif Structural Poljes: Morphotectonic Evolution of the Upper Manavgat River Basin, Central Taurides, Turkey, *Geomorphology*, 278: 105-120.
- Doğan, U., Koçyiğit, A. & Yeşilyurt, S. (2019) The Relationship between Kestel Polje System and the Antalya Tufa Plateau: Their Morphotectonic Evolution in Isparta Angle, Antalya-Turkey, *Geomorphology*, 334: 112–125.
- Doğu, A.F., Çiçek, İ. & Gürgen, G. (1994) Orta Toroslarda (Seydişehir-Gülnar) Karstlaşma Tipleri. *A.Ü. Türkiye Coğrafyası Araştırma ve Uygulama Merkezi Dergisi* 3: 129-139.
- Dreybrodt, W. & Gabrovšek, F. (2003) Basic processes and mechanisms governing the evolution of karst. *Speleogenesis and Evolution of Karst Aquifers* 1: 1-25.
- Erinç, S. (2010) Jeomorfoloji II (Güncelleştirenler A. Ertek, C. Güneysu), Der Yayınları, İstanbul.
- Erol, O. (2001) Geomorphological evolution of some karstic terrains in the southwestern Turkey. *Present State and Future Trends of Karst Studies*, 473-484.
- Ford, D.C. & Williams, P. (2007) *Karst Hydrology and Geomorphology*, John Wiley & Sons Ltd, London.
- Gedik, A., Birgili, Ş., Yılmaz, H. & Yoldaş, R. (1979) Mut-Ermenek-Silifke yöresinin jeolojisi ve petrol olanakları. *Türkiye Jeoloji Bülteni* 22: 7-26.
- Gönençgil, B. & Sarıgül, O. (2018) Peltier'e Göre Türkiye'nin Morfojenetik Bölgelerinin Belirlenmesi. *TÜCAUM 30. Yıl Uluslararası Coğrafya Sempozyumu Bildiriler Kitabı*, 121-137, Ankara.
- Gunn, J., (2004) Valleys in Karst. J. Gunn (Ed.), *Encyclopedia of Caves and Karst Science*. London: Taylor & Francis Books, Inc.
- Güldalı, N. (1976) Akseki Polyesi, Toroslar'ın Karstik Bölgelerindeki Dağarası Ovalarının Oluşumu ve Gelişimi. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni* 19: 143-148.
- Güldalı, N. & Nazik, L. (1984) Tınaz Tepe Mağara Sistemi ve yakın çevresinin karstik gelişimi. *Jeomorfoloji Dergisi* 12: 107-114.
- Hoşgören, M. Y. (2010) *Hydroğrafya'nın Ana Çizgileri I, Çantay Kitabevi, İstanbul.*
- Košutnik, U. J. (2007) Questions of dry valleys in karst: Case study of Mali dol, Kras (Slovenia). *Acta Carsologica* 36: 425-431.
- Lutgens, F.K., Tarbuck, E. J. & Tasa, D. (2012) *Essentials of Geology (Eleventh Edition)*, Pearson Prentice Hall.
- Monod, O., Kuzucuoglu, C. & Okay, A. (2006) A Miocene Palaeovalley network in the Western Taurus (Turkey). *Turkish Journal of Earth Sciences* 15: 1-23.
- Nazik, L. & Tuncer, K. (2010) Türkiye Karst Morfolojisinin Bölgesel Özellikleri, *Türk Speleoloji Dergisi, Karst ve Mağara Araştırmaları*, 1: 7-19.
- Nazik, L. (2008) *Mağaraların Araştırılma, Koruma ve Kullanım İlkeleri*. MTA Yerbilimleri ve Kültür Serisi II, Ankara.
- Nazik, L., Poyraz, M. & Karabıyıkoglu, M. (2019) Karstic Landscapes and Landforms in Turkey. In: *Landscapes and Landforms of Turkey*, (Ed) Kuzucuoglu, C., Çiner, A., Kazancı, N., Springer International Publishing, Switzerland.
- Öztürk, M. Z. (2020) Fluvio-karstic evolution of the Taşeli Plateau (Central Taurus, Turkey). *Turkish Journal of Earth Sciences* 29: 733-746.
- Öztürk, M. Z., Çetinkaya, G. & Aydın, S. (2017a). Köppen-Geiger iklim sınıflandırmasına göre Türkiye'nin iklim tipleri. *Coğrafya Dergisi*, 35: 17-27.
- Öztürk, M.Z., Şimşek, M., Utlı, M. & Şener, M.F. (2017b) Karstic Depressions on Bolkar Mountain Plateau, Central Taurus (Turkey): Distribution Characteristics and Tectonic Effect on Orientation, *Turkish Journal of Earth Sciences*, 26: 302-313.
- Öztürk, M. Z., Şimşek, M., Şener, M. F. & Utlı, M. (2018a) GIS Based Analysis of Doline Density on Taurus Mountains, Turkey, *Environmental Earth Sciences*, 77: 536.
- Öztürk, M. Z., Şener, M. F., Şener, M. & Şimşek, M. (2018b) Structural Controls on Distribution of

- Dolines on Mount Anamas (Taurus Mountains, Turkey), *Geomorphology*, 317: 107-116.
- Öztürk, M. Z., & Savran, A. (2020). An oasis in the Central Anatolian steppe: the ecology of a callose doline. *Acta Biologica Turcica*, 33(2), 100-113.
- Pahernik M (2012) Prostorna gustoća ponikava na području Republike Hrvatske (Spatial density of dolines in the Croatian Territory). *Hrvatski Geografski Glasnik*, 74(2): 5-26.
- Poyraz, M., Öztürk, M. Z. & Soykan, A. (2021) Sivas jips karstında dolin yoğunluğunun CBS tabanlı analizi, *Jeomorfolojik Araştırmalar Dergisi* (6): 67-80.
- Racano, S., Jara-Muñoz, J., Cosentino, D. & Melnick, D. (2020) Variable Quaternary Uplift Along the Southern Margin of the Central Anatolian Plateau Inferred From Modeling Marine Terrace Sequences. *Tectonics*, 39 doi.org/10.1029/2019TC005921.
- Robertson, A.H.F. (2000) Mesozoic-Tertiary Tectonic-Sedimentary evolution of a South Tethyan Oceanic Basin and its margins in Southern Turkey. Geological Society, London, Special Publications 173: 97-138.
- Sauro, U. (2013) Landforms of Mountains Karst in the Middle Latitudes: Reflections, Trends and Research Problems. *Acta Carsologica* 42(1): 5-16.
- Schildgen, T., Yıldırım, C., Cosentino, D. & Strecker, M. (2014) Linking slab break-off, Hellenic trench retreat, and uplift of the Central and Eastern Anatolian plateaus. *Earth-Science Reviews* 128: 147-168.
- Schildgen, T.F., Cosentino, D., Bookhagen, B., Niedermann, S., Yıldırım, C., Echtler, H., Wittmann, H. & Strecker, M.R. (2012) Multi-phased uplift of the southern margin of the Central Anatolian plateau, Turkey: A record of tectonic and upper mantle processes. *Earth and Planetary Science Letters* 317-318: 85-95.
- Sür, A. (1994) Karstik Yerçekilleri ve Türkiye'den Örnekler, *Türkiye Coğrafyası Araştırma ve Uygulama Merkezi Dergisi*, 3: 1-28.
- Şener, M.F. & Öztürk, M.Z. (2019) Relict drainage effects on distribution and morphometry of karst depressions: A case study from Central Taurus (Turkey). *Journal of Cave and Karst Studies* 81: 23-35.
- Şimşek, M., Doğan, U. & Öztürk, M. Z. (2020a) Polyelerin Sınıflandırılması ve Toroslardan Örnekler. *Jeomorfolojik Araştırmalar Dergisi* 5:1-14.
- Şimşek, M., Öztürk, M.Z. & Turoğlu, H. (2019) Geyik Dağı Üzerindeki Dolin ve Uvalaların Morfotektonik Önemi, *Türk Coğrafya Dergisi* 72: 13-20.
- Şimşek, M., Utlu, M. & Öztürk, M. Z. (2020b) Gidengelmaz Dağları'nın Yüzey Karstı Özellikleri (Orta Toroslar). Birinci S., Kaymaz, Ç.K., Kızılkın, Y. (Edt.), *Coğrafi Perspektifle Dağ ve Dağlık Alanlar*, 1-18, Kriter Yayınevi, İstanbul.
- Telbisz, T. (2010) Morphology and GIS-Analysis of closed depressions in Sinjajevina Mts (Montenegro). *Karst Development*, 1: 41-47.
- Temuçin, E. (1990) Aylık değişme oranlarına göre Türkiye'de yağış rejimi tipleri, *Ege Coğrafya Dergisi* 5: 160-183.
- Ulu, Ü. (2002) 1/500.000 Ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası Adana Paftası, MTA Genel Müdürlüğü, Ankara.
- Waltham, A.C., Simms, M.J., Farrant, A.D. & Goldie, H.S. (1997) *Karst and Caves of Great Britain*. Chapman & Hall, London.
- Williams, P. (1982) Karst landforms in New Zealand. In: Soons J, Selby MJ (editors). *Landforms of New Zealand*, 187-209.
- Williams, P. (2008) *World Heritage Caves and Karst a Thematic Study*. International Union for Conservation of Nature. Switzerland.

Jeomorfolojik Araştırmalar Dergisi

Journal of Geomorphological Researches

© Jeomorfoloji Derneği

www.dergipark.gov.tr/jader

E - ISSN: 2667 - 4238



Araştırma Makalesi / Research Article

İZMİT KÖRFEZİ KIYILARINDA İNSAN KAYNAKLI JEOMORFOLOJİK DEğİŞİMLER VE SÜREÇLER

Human-Induced Geomorphological Changes and Processes on the Coasts of the Gulf of Izmit

Murat UZUN

Marmara Üniversitesi, Sosyal Bilimler Enstitüsü, Coğrafya Anabilim Dalı Doktora Öğrencisi, İstanbul.

murat_uzun53@hotmail.com  <https://orcid.org/0000-0003-2191-3936>

Makale Tariğesi

Geliş 16 Ağustos 2021

Kabul 21 Eylül 2021

Article History

Received August 16, 2021

Accepted September 21, 2021

Anahtar Kelimeler

Kıyı Alansal-Çizgisel Değişimleri, NDWI, MNDWI, Antropojenik Jeomorfoloji, İzmit Körfezi

Keywords

Coastal Areal-Linear Changes, NDWI, MNDWI, Anthropogenic Geomorphology, Gulf Of Izmit

Atıf Bilgisi / Citation Info

Uzun, M. (2021) İzmit Körfezi

Kıyılarındaki İnsan Kaynaklı

Jeomorfolojik Değişimler ve Süreçler /

Human-Induced Geomorphological

Changes and Processes on the Coasts

of the Gulf of Izmit, Jeomorfolojik

Araştırmalar Dergisi / Journal of

Geomorphological Researches, 2021

(7): 61-81

doi: [10.46453/jader.983465](https://doi.org/10.46453/jader.983465)

ÖZET

Jeomorfolojik koşullar, insanoğlunun artan talepleri sonucunda antropojenik faaliyetler ile değişimlere maruz kalmaktadır. Meydana gelen antropojenik kökenli jeomorfolojik değişimler, özellikle kıyılarda doğrudan ve dolaylı olarak çeşitli unsurların gözlemlenmesine, yapay yer şekillerinin oluşmasına ve dinamik işleyiş süreçlerinin farklılaşmasına neden olmaktadır. Bu çalışmada, ülkemizin yoğun yerleşim, sanayi ve ulaşım alanlarından olan İzmit Körfezi kıyılarındaki insan kaynaklı jeomorfolojik değişimler ve süreçler, Coğrafi Bilgi Sistemleri (CBS) ve uzaktan algılama tekniklerinin etkin kullanımı ile incelenmiştir. Araştırmada ilk olarak 1975, 1980, 1990, 2000, 2010 ve 2020 yıllarına ait uydu görüntüleri Normalleştirilmiş Fark Su İndisi (NDWI) ile analiz edilmiştir. Elde edilen bulguların piksel tabanlı olması ve hatalar barındırmasından dolayı, imar planları, eski-yeni fotoğraf analizi, yüksek çözünürlüklü uydu görüntüleri, kartografik veriler ve arazi gözlemlerinden sağlanan verilerle geçmiş dönemli ve 2020 yılına ait kıyı çizgileri tespit edilmiştir. Değişim analizi ile İzmit Körfezi kıyılarındaki 6,15 km²'lik kıyı birikim, 0,53 km²'lik kıyı aşınım sahası olduğu saptanmıştır. Yapılan analizlerden değişim alanlarının %90'ını doğrudan insan kaynaklı etkilerin oluşturduğu, %7'sini dolaylı insan etkisi, %3'ünü doğal koşulların meydana getirdiği belirlenmiştir. İzmit Körfezi kıyılarının kuzey kesiminde antropojenik kökenli birikim sahaslarının, toplam değişimin %99'unu oluşturduğu, güney kıyılarda bu oranın %89 olduğu, doğu kıyılarda ise %63 olduğu hesaplanmıştır. Çeşitli antropojenik amaçlarla meydana gelen insan kaynaklı kıyı değişimleri İzmit, Körfez, Dilovası, Gölcük ve Altınova kıyılarının belli kesimlerinde yoğunlaşmıştır. İzmit Körfezi kıyılarının morfometrik yapısı, jeomorfolojisi ve kıyı tipi belli alanlarda antropojenik etkilerle değişmiştir. Bu değişim İzmit Körfezi kıyıları ve yakın çevresinde çeşitli antropo-jeomorfolojik birimlerin gözlemlenmesine neden olmuştur.

ABSTRACT

Geomorphological conditions are exposed to changes with anthropogenic activities as a result of increasing demands of human beings. The anthropogenic origin geomorphological changes that occur cause the observation of various elements directly and indirectly on the coasts, the formation of artificial landforms and the differentiation of dynamic functioning processes. In this study, human-induced geomorphological changes and processes in the coasts of the Gulf of Izmit which is one of the densely populated, industrial and transportation areas of our country, were examined with the effective use of Geographical Information Systems (GIS) and remote sensing techniques. In the research, firstly, satellite images of 1975, 1980, 1990, 2000, 2010 and 2020 were analyzed with Normalized Difference Water Index (NDWI). Due to the fact that the findings are pixel-based and contain errors, the coastlines of past period and 2020 were determined with the data obtained from the zoning plans, old-new photo analysis, high-resolution satellite images, cartographic data and field observations. With the change analysis, it was determined that there is a coastal accretion of 6.15 km² and a coastal erosion area of 0.53 km² on the shores of the Gulf of Izmit. From the analyzes made, it has been defined that 90% of the change areas are caused by direct human-induced effects, 7% by indirect human effects and 3% by natural conditions. It has

been calculated that anthropogenic accretion areas in the northern part of the Izmit Bay coast constitute 99% of the total change, this rate is 89% in the southern coasts and 63% in the eastern coasts. Human-induced coastal changes that occur for various anthropogenic purposes are concentrated in certain parts of the coasts of Izmit, K rfez, Dilovası, Gölcük and Altınova. The morphometric structure, geomorphology and coastal type of the Gulf of Izmit coasts have changed in certain areas with anthropogenic effects. This change has led to the observation of various anthropo-geomorphological units on the shores of the Gulf of Izmit and its immediate surroundings.

  2021 Jeomorfoloji Derneği / Turkish Society for Geomorphology
T m hakları saklıdır / All rights reserved.

1. GİRİŞ

İnsanoğunun doğal koşulları kullanmasından itibaren başlayan, sanayi devrimi ile birlikte taleplerinin artması, nüfus artışı, Őehirlere g , teknolojik geliŐmelerle hızlanan, doğal ortam koŐullarından faydalanma süreci aynı zamanda jeomorfolojik unsurların büyük boyutlarda deđiŐtirilmesine ve yeniden Őekillendirilmesine de neden olmuştur (Golomb ve Eder, 1964; Brown, 1970; Goudie, 1993; Ellis ve Haff, 2009; Steffen, 2011; Castree, 2014; Goudie ve Viles 2016; Tarolli ve Sofia, 2016; Brown vd., 2017; Ellis, 2017; Larsen ve Harrington, 2020). Doğal ortam koşullarında meydana gelen büyük deđiŐimlerle birlikte günümüzde yerleşim, sanayi, ulaşım, madencilik, turizm, ticaret, tarım gibi birçok insan faaliyeti kapsamında jeomorfolojik unsurlar deđiŐtirilmekte ve rölyef yeniden tanzim edilmektedir (Goudie, 1993; Cuff, 2008; R zsa, 2010; Szab  vd., 2010; Jefferson vd., 2013; Harden vd., 2014; Ertek, 2017; Li vd., 2017; Brandolini vd., 2019). Jeomorfolojik koşullarda insan kaynaklı süreçler, dolaylı ve doğrudan olmak üzere iki Şekilde meydana gelmektedir. Meydana gelen süreçler topografyanın Őekillendirilmesinde aşındırma-kazma, biriktirme-doldurma ya da karma süreçler olarak g r lmektedir (R zsa, 2007; Szab , 2010; Karataş, 2016; Tarolli vd., 2019). Bazı alanlarda aşındırma ve biriktirmenin ortak etkisinde olan daha k c k boyutlu rölyef tanzimi, tesviye-düzleŐtirme iŐlemi olarak meydana gelmektedir (Sofia vd., 2016; Uzun, 2021b). Ayrıca insan kaynaklı jeomorfolojik süreçler zamansal olarak hızlı ve kısa sürede değişime neden olabileceği gibi yavaş ve uzun bir zaman dilimi içerisinde de gerçekleŐebilmektedir (Szab , 2010). Çeşitli jeomorfolojik koŐullardaki antropojenik değişimlerin dağılışı, boyutları ve etkisi, gelişen teknolojik imkanlar ve birçok araştırma kapsamında farklı yöntemlerle incelenmektedir

(Nir, 1983; Walker, 1991; Manea vd., 2011; R zsa ve Nov k, 2011;  zŐahin, 2013; Tarolli, 2016; Rocatti vd., 2019; Tarolli vd., 2019; Xiang vd., 2019; Cao vd., 2020; Chirico vd., 2020; R zsa vd., 2020; Uzun, 2021a; Werther vd., 2021; Yasir vd., 2021).

Kıyılar, kara ve denizel ortamların kesişme sahasında bulunması, çeşitli jeomorfolojik birimleri barındırması ve insan faaliyetleri için elverişli olanaklar sağlaması bakımından antropojenik baskının yoğun olduğu alanların başında gelmektedir (Davidson-Arnott, 2010; Zhang vd., 2013; Güney ve Polat, 2015; Turoğlu, 2017; Kılar ve  i ek, 2018; Ciritci ve Türk, 2020). Dünyada ve Türkiye’de, kıyılarda yerleşim, sanayi, ulaşım ve turizm gibi faaliyetlerin yođunlaŐması, kıyıların doğal yapısının deđiŐtirilmesine, yapay kıyıların ortaya çıkmasına, kıyı ve gerisinde antropojenik jeomorfoloji birimlerin oluşmasına ve de kıyıların doğrudan ya da dolaylı yollarla daima değişim etkisinde kalmasına neden olmaktadır (Walker, 1991; Alesheikh vd., 2007; Avcı, 2017; Kale vd., 2017). Bu durum kıyılarda, çizgisel, alansal olarak morfometrik değişimlerin yaşanmasına, jeomorfolojik birimlerin değişmesine, kıyı rölyefinin yeniden Őekillendirilmesine, kıyıdaki arazi kullanımının farklılaşmasına ve çeşitli etkilerin ortaya çıkmasını sebep olmaktadır (Yasir vd., 2021).

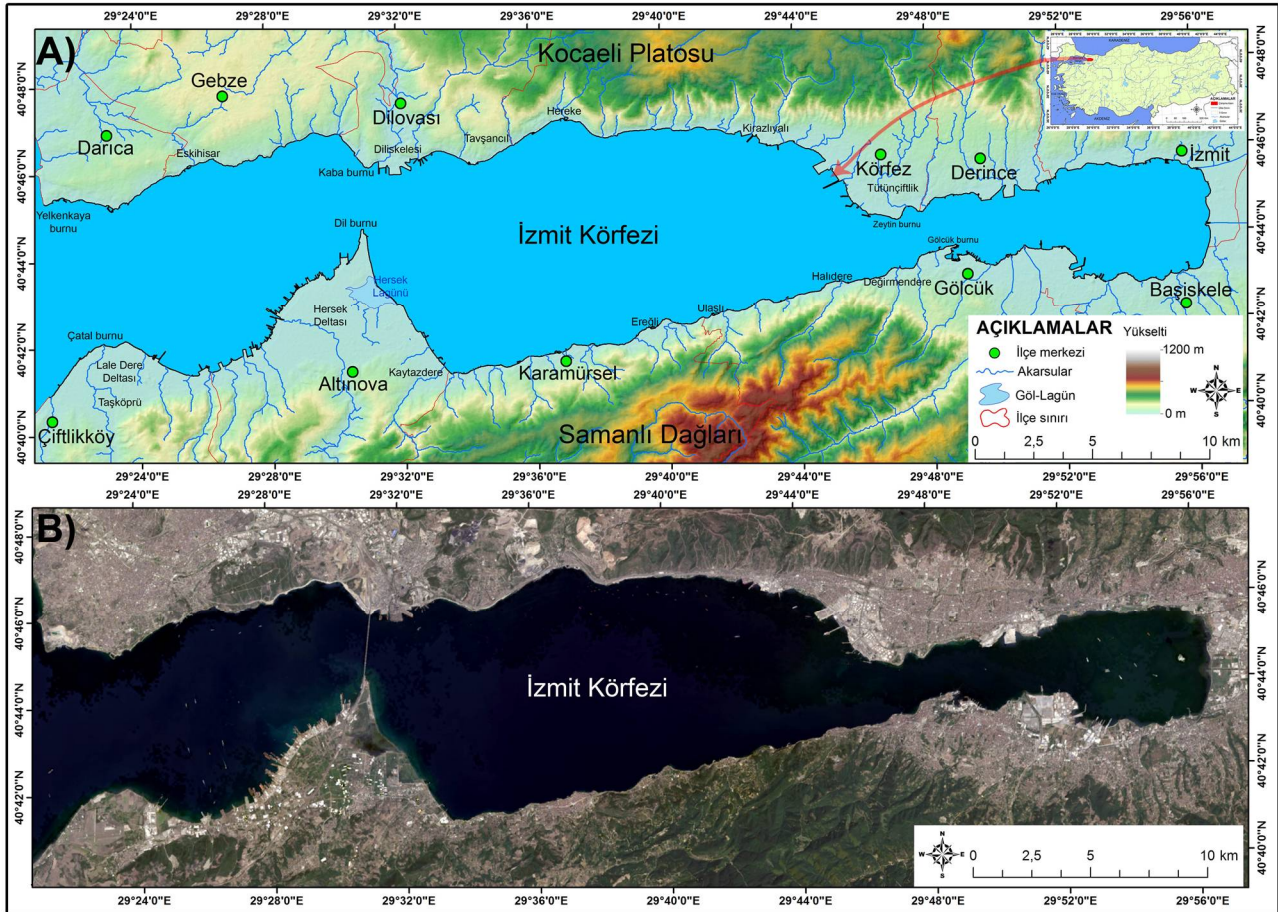
Ülkemizde son yıllarda antropojenik faaliyetler etkeninde yerel ya da ülke çapındaki proje ve mühendislik çalışmaları ile jeomorfolojik koşullar büyük boyutlu olarak deđiŐtirilmekte, rölyef yeniden tanzim edilmektedir (Ekinci, 2006; Ertek ve Erginal, 2006; Kopar vd., 2018; Güner, 2019; Turoğlu, 2019; Uzun 2020a, 2020b; Uncu ve Karakoca, 2021). Bu sahalarda başında yoğun sanayi, yerleşim ve ulaşım ağını

barındıran İzmit Körfezi kıyıları gelmektedir. Bu çalışmada, İzmit Körfezi kıyılarında meydana gelen insan kaynaklı jeomorfolojik değişimler ve süreçler araştırılmıştır. Çalışmanın amacını, İzmit Körfezi kıyılarında insan kaynaklı meydana gelen alansal, çizgisel kıyı değişimlerinin dağılışının ve kantitatif verilerinin ortaya konması, kıyı ve yakın çevresindeki antropojenik jeomorfoloji süreçlerinin sınıflandırılması ve haritalanması oluşturmaktadır.

1.1. Araştırma Sahası

İzmit Körfezi, kara içine doğru sokulmuş olarak Marmara Denizi'nin doğusunda yer alır. İzmit Körfezi'nin kuzeyinde Kocaeli platosu, güneyinde Samanlı Dağları ve bu alandaki plato sahası ile doğusunda İzmit-Sapanca alüvyal depresyonu bulunmaktadır. İzmit Körfezi'nin batı sınırını kuzeyde Yelkenkaya Burnu, güneyde Çatal Burnu batısındaki Lale Dere delta alanı başlangıcı oluşturur (Şekil 1). Çalışma sahası, mutlak konum olarak 40°40'-

40°48' kuzey enlemleri ile 29°22'-29°58' doğu boylamları arasında yer alır. İzmit Körfezi'nin kuzey-güney yönlü en dar yerleri Gölcük-Yüzbaşılar kıyısı-Çenesuyu Dere deltası arası (1,83 km) ve Hersek Burnu-Kaba Burnu arası (2,6 km) iken en geniş yerini Karamürsel-Hereke (9,94 km) arasındaki doğrultu oluşturur. İzmit Körfezi kıyılarının büyük bölümü Kocaeli il sınırı içerisinde yer almakta sadece güney-güneybatı kesimi Yalova il sınırı içerisinde bulunmaktadır. Bu bakımdan İzmit Körfezi kıyı alanı 11 ilçe sınırı içerisinde yer alır. İzmit Körfezi kuzey (Dilovası) ve doğu havzası (Körfez, Derince, İzmit, Gölcük, Başiskele) kıyılarında yoğun yerleşim alanı ve farklı sektörlerde sanayi kuruluşları bulunmaktadır. Kuzey kesimde D-100 karayolu, İstanbul-Ankara otoyolu (O-4) ve demiryolu ile birçok sanayi limanı ulaşımın yoğunlaştığı alanı oluşturur. Güney-güneydoğu kıyılarda tarım, turizm ve bazı alanlarda sanayi, ulaşım (D-130 karayolu) varlığı dikkat çekmektedir.



Şekil 1: Araştırma sahasının lokasyon haritası A) sayısal yükselti modeli B) 2020 yılı Landsat uydu görüntüsü
Figure 1: Location map of the research area A) digital elevation model B) 2020 Landsat satellite image

İzmit Körfezi kıyılarında orojenik, epirojenik ve neo-tektonik hareketler başta olmak üzere farklı süreçlerle meydana gelmiş çeşitli jeomorfolojik unsurlar gözlemlenmektedir. Kuzey Anadolu Fay hattının oluşturduğu tektomatik şekillenme ve horst-graben yapısı körfezin ana görünümünü oluşturmuştur (Hoşgören, 1995; Seymen, 1995; Ertek vd., 2003). Flüvyal süreçler,  statik etkenlerle deniz seviyesi değişimleri, yerel tektomatik aktivite İzmit Körfezi kıyı topografyasının şekillenmesindeki diğer süreçlerdir. İzmit Körfezi'nde yükselti kıyıda hafif bir eğimle kuzeyde Kocaeli Platosuna, güneyde Samanlı Dağları'na doğru artmaktadır. Ayrıca İzmit Körfezi'nin orta kesimini oluşturan alanın kuzey ve güneyindeki tektomatik doğrultuların etkisi, bu alanlarda ani yükselti, eğim değişimlerinin meydana gelmesini sağlamıştır (G ney, 1963; Erol ve Kayacılar, 1994; Erginal ve Ertek, 2002). G ney kesimde daha uzun boylu akarsu varlığı nedeniyle kıyılarda sediment birikimin fazla olması, Lale Dere, Hersek, Kazıklı Dere, Kiraz Dere deltalarını oluşturmuştur (Alpar ve Güneysu, 1999; Uzun, 2015). Kuzey kesimde ise delta oluşumu kısa boylu akarsular nedeniyle oldukça nadirdir. Bu alanda Dilderesi'nin oluşturduğu delta gözlemlenebilmektedir. İzmit Körfezi kuzey kıyılarındaki küçük alanlı deltalar, fan-delta özelliğindedir. İzmit Körfezi doğu kesiminde ise alüvyal birikimin oldukça fazla olması delta oluşumu ve lagüner ortamların görülmesini sağlamıştır (Turoğlu, 1993, 1994). Genel olarak Yelkenkaya burnundan Kirazlıyalı'ya kadar yüksek kıyıların ve falezlerin kıyı jeomorfolojisini oluşturduğu g r lmektedir. Bu sahadan itibaren alüvyal düzlükler kıyıda gözlemlenir. Güneyde ise Gölcük-Karamürsel arasında yüksek kıyı varlığı deltalar ile parçalanmış şekilde g r l r. Diğer alanlarda ise alçak kıyı özelliği dikkat çeker. Kıyı gerisinde, jeolojik dönemdeki iklim salınımı ve deniz seviyesi değişimine bağlı olarak denizel taraçalar gözlemlenmektedir (Eri , 1955; Ardel, 1959; G ney, 1964; Bargu 1997; Ertek vd., 2000). Doğu-batı doğrultusunda uzanan İzmit Körfezi kıyılarında Hersek Deltası, Lale Dere Deltası, Dil Deltası en önemli çıkıntılarını meydana getirirken birçok alandaki küçük delta alanları ve burunlar girinti-çıkıntılı

jeomorfolojik görünümü oluşturmaktadır. İzmit Körfezi kıyılarında plaj, lagün, kıyı oku, falez,  l  falez gibi diğer kıyı jeomorfolojisi birimleri de gözlemlenmektedir. Falezler, Darıca, Gebze, Diliskelesi-Hereke arası, Gölcük-Karamürsel arasındaki kıyılarda g r l r. Bu kıyılarda doğal ve antropojenik etkenler oluşmuş  l  falezlerde bulunmaktadır. Plajlar, Lale Dere deltası, Hersek deltası doğu kıyısı, Kazıklı Dere deltası kıyıları ve İzmit Körfezi doğu havzası kıyılarında gözlemlenir. Hersek lagünü, İzmit Körfezi doğusundaki sulak alanla birlikte lagüner ortamı oluşturur. Hersek lagünü kıyısında KB-GD doğrultulu kıyı oku bulunmaktadır. Çeşitli kıyı jeomorfolojisi unsurlarının bulunduğu aynı zamanda farklı dinamik süreçlerle şekillenen İzmit Körfezi kıyılarında insan kaynaklı olarak geçmişten günümüze, jeomorfolojik süreçler değiştirilmiş ve rölyef yeniden şekillendirilmiştir.

2. MATERYAL ve YÖNTEM

Araştırmada materyal olarak, Harita Genel Müdürlüğü'nden alınan 12 adet 1:25.000 ölçekli topografya paftaları, tarihi hava fotoğrafları, United States Geological Survey (USGS)'den 23.07.1975 ve 10.08.1980 tarihli Landsat MSS, 24.07.1990 tarihli Landsat TM, 25.06.2000 tarihli ve 26.07.2010 tarihli Landsat ETM, 08.05.2020 tarihli Landsat OLI verileri, Google Earth Pro'dan 2020 yılına ait yüksek  z n rl kl  ortofotolar, tripinview'den indirilen 465 adet hava fotoğrafı, Kocaeli Büyükşehir Belediyesi'nden 1:1.000, 1:5.000 ve 1:25.000 ölçekli imar planları, İzmit Körfezi'ne kıyısı olan ilçe belediyelerinden eski tarihli (1925-1999) fotoğraflar, arazi çalışmaları ile elde edilen gözlem verileri,  l c mler ve fotoğraflar, geçmiş dönemli kartografik veriler kullanılmıştır.

Çalışmada ilk olarak ArcGIS 10,3 yazılımında, topografya paftalarından kıyı  izigisi ortaya konmuş ve İzmit Körfezi yakın çevresinin sayısal yükselti modeli (SYM) oluşturulmuştur. Daha sonra SYM üzerinden drenaj ağı, eğim ve topografik rölyef haritaları üretilmiştir. Çalışmada güncel ve eski kıyı  izigisi ile kıyıda değişimlerin tespiti için birçok basamaktan oluşan farklı yöntemler

kullanılmıştır. Kıyıdaki değişimleri ve kıyı çizgisini ortaya koymak için alan algılama yöntemi (fotogrametrik ve GPS teknikleri) ve uzaktan algılama-yorumlama yöntemleri kullanılmaktadır (Tağıl ve Cürebal, 2005; Zhang vd., 2013; Kılar ve Çiçek, 2019; Yasir vd., 2020). Kıyı değişimleri ve özellikle kıyı çizgisini belirlemede, kenar bulma algoritması, bölge büyütme algoritması, matematiksel morfoloji algoritması, veri madenciliği yöntemi, DSAS aracı ile analitik ve kantitatif yöntemler ve son yıllarda önerilen sinir ağı yöntemi gibi otomatik analiz yöntemleri yaygın olarak kullanılan yaklaşımlardır (Gens, 2010; Yasir vd., 2021). Ancak geleneksel yöntemler, insan-bilgisayar etkileşiminin görsel yorumu olarak, hala uzmanlar tarafından kıyı bilgilerini ortaya çıkarmak ve analiz etmek için yaygın olarak kullanılmaktadır (Zhang vd., 2013; Zhou vd.,

$$NDWI = \frac{Green - NIR}{Green + NIR}$$

NDWI formülünde uydu görüntülerine ait yeşil bant (green) ve yakın kızılötesi (NIR) bantlar kullanarak su yüzey alanı tespit edilmektedir (Xu, 2006; McFeeters, 2013). MNDWI formülünde ise yeşil bantın yanında yakın kızılötesi bant yerine orta kızılötesi (MIR) bant kullanılmakta ve su yüzeyi etkisi arttırılırken toprak ve diğer yüzeylerin etkisi azaltılmaktadır (McFeeters, 1996). 1975 yılı uydu görüntüsü çözünürlüğünün düşük olması nedeniyle hatalar oluşabileceği için 1980-2020 uydu görüntüleri üzerinden analizler yapılmıştır.

İzmit Körfezi kıyılarına uygulanan NDWI ve MDWI analizlerin piksel tabanlı veriler ortaya koyması, tersane ve limandaki büyük tonajlı gemilerin su-kara ayırımında hatalar oluşturması ve daha eski dönemli kıyı çizgisi değişim verilerinin olmamasından dolayı, raster verilerin düzenlenerek kıyı değişimlerinin tespit edilmesi yoluna gidilmiştir. Bunun için ilk olarak 2020 yılına ait kıyı çizgisi Kocaeli Büyükşehir Belediyesi'nden alınan imar planındaki kıyı çizgisi temel alınarak tekrar çizilmiştir. Daha sonra günümüz kıyı çizgisinin imar planındaki kıyı çizgisi ile doğruluk analizini ortaya koymak için Google Eath Pro'dan indirilen 30 adet 4800x2966 boyutlu ve 300 DPI çözünürlüklü orotofoto

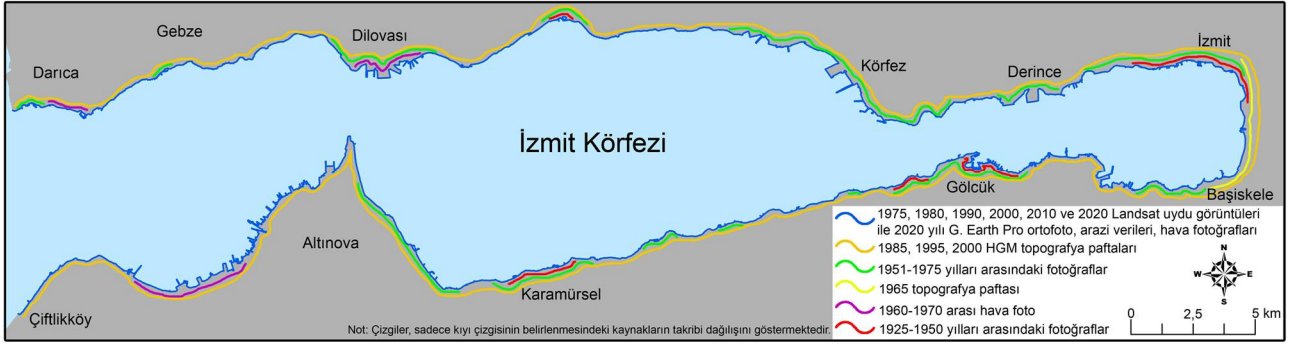
2019; Yasir vd., 2021). Bu çalışmada uzaktan algılama yöntemleri ile uydu görüntüleri üzerinden analizler yapılmış ve elde edilen bulgulara, imar planı verileri, eski-yeni fotoğraflardan, arazi çalışmaları gözlemleri ve ölçümlerinden, kartografik verilerden elde edilen bilgilerin eklenmesi ile eski-yeni kıyı çizgisi ortaya konmuştur.

Araştırmada ilk olarak kıyıda çizgisel, alansal değişimlerin tespit edilmesi amacıyla 1975, 1980, 1990, 2000, 2010 ve 2020 yılı Landsat uydu görüntüleri, ArcGIS-image analysis ile çalışma sahası kapsamında sınırlandırılmış ve su yüzeylerine uygun bant kompozisyonlarına getirilerek analiz edilmiştir. Daha sonra 1975, 1980 ve 2020 yılına ait uydu görüntülerine Normalleştirilmiş Fark Su İndisi (NDWI) ve Düzenlenmiş Normalleştirilmiş Fark Su İndisi (MNDWI) analizleri uygulanmıştır.

$$MNDWI = \frac{Green - MIR}{Green + MIR}$$

verisi Photoshop yazılımında birleştirilmiş ve ArGIS'te koordinatlandırılmıştır. İmar planı kıyı çizgisi verisi ile arazi çalışmaları, hava fotoğrafı analizleri sonucu tespit edilen verilerle 2020 yılı kıyı çizgisi yüksek çözünürlüklü uydu görüntüsü üzerinden vektörel formatta düzenlenerek tekrar çizilmiştir. 1930 ve 1970 arasındaki verileri kapsayan kıyı çizgisi değişim alanları, eski tarihli fotoğraflardan, kartografik verilerden (1965, 1985 ve 1995 HGM yılı topografya paftaları) ve arazi çalışmaları sonucu analizleri ile elde edilen bilgilerden çizgisel ve noktasal olarak tespit edilmiştir (Şekil 2).

Daha sonra birçok verinin analizi ve arazi çalışmaları ile tespit edilen, 1950 takribi tarihi verilen eski kıyı çizgisi, MNDWI analizi ile ortaya konan 1975-1980 kıyı çizgisinin vektörel formattaki yapısının düzenlenmesiyle tekrar ortaya konmuştur. 2020 ve 1950 yılı olarak temel alınan kıyı çizgileri ile kara ve su yüzeyleri belirlenmiş, meydana gelen değişim kıyı erozyonu ve kıyı birikimi şeklinde poligon veri formatında ortaya konmuştur. Değişimin insan kaynaklı boyutu da kartografik veriler, uydu görüntüleri, hava fotoğrafları ve arazi çalışmaları ile yerinde tespit edilmiştir.



Şekil 2: Kıyı çizgisinin belirlenmesinde kullanılan verilerin dağılışı
Table 2: Distribution of data used in determining the shoreline

İzmit Körfezi kıyılarında, yapay ya da doğal olarak meydana gelen alansal değişimin morfolojik dağılışı ise birikim ve aşınım poligonlarının ortalama değişim uzunluğunun 5 kategorik sınıfa ayrılması ile kıyı değişim yoğunluğu haritası olarak ortaya konmuştur.

Kıyıda meydana gelen çizgisel ve alansal değişim, kıyıda girinti-çıkıntı yapısını değiştirmektedir. Bu bakımdan tektonik çizgiselliklere uygulanan SMF indisi, kıyılara uygulanarak İzmit Körfezi kıyılarında girinti-çıkıntı oranı değişimi hesaplanmıştır.

$$\text{Kıyı Girinti Çıkıntı Oranı} = \frac{Lmc}{La}$$

Kıyı girinti-çıkıntı oranının hesaplanması için incelenen tarihteki kıyı çizgisi uzunluğunun (Lmc), kuşuçuşu uzunluğa (La) bölünmesi gerekmektedir. Değerin yüksek çıkması kıyıda girinti-çıkıntının fazla olduğunu, değer düşük olması girinti-çıkıntının az, daha doğrusal bir kıyının varlığını göstermektedir. Kıyı girinti-çıkıntı oranı, 1950 ve 2020 yılı için tespit edilen kıyı çizgisi üzerinden İzmit Körfezi kıyılarının tamamı ile kuzey, güney, doğu kıyıları ve bütün ilçe kıyılarında hesaplanmış ve değişim analizi yapılmıştır. Karşılaştırma yapılabilmesi için günümüz idari yönetim sınırları geçmiş dönemli olarak da kullanılmıştır.

İzmit Körfezi kıyılarındaki insan kaynaklı süreçler, kıyı ve kıyı yakın çevresinde incelenmiştir. Bunun için 2020 yılı kıyı çizgisi temel alınarak kuşuçuşu 1000 metrelik tampon saha belirlenmiştir. İnsan kaynaklı jeomorfolojik değişimlerinin yoğunluğunun tespit edilmesi amacıyla çok basamaklı bir işleyiş sistemi oluşturulmuştur. İlk olarak çalışma sahasının 1975, 1980, 1990, 2000, 2010 ve 2020 yıllarına ait uydu görüntüleri kontrollü sınıflandırılarak değişim alanları belirlenmiştir. Daha sonra eğim, topografik rölyef, ulaşım ağı ve arazi kullanım haritaları incelenmiş ve analiz edilmiştir. 2014-2021 yılları arasında birçok defa yapılan arazi

çalışmalarındaki gözlemlerle, yapılan analizler sahada kontrol edilmiş ve noktasal olarak kaydedilmiştir. Kıyılarda insan kaynaklı jeomorfolojik değişimler ve süreçlerin belirlenmesi için kıyı ve antropojenik jeomorfoloji konusunda birçok çalışma incelenmiştir (Erinç, 1986; Erol, 1989, 1997; Goudie, 1993; Erinç, 2001; Cuff, 2008; Turoğlu, 2009; Szabó vd., 2010; Tarolli vd., 2019; Turoğlu, 2019). Bu değerlendirme sonucu İzmit Körfezi kıyılarında insan kaynaklı jeomorfolojik süreçler, Szabó (2010), Brandolini vd. (2019) ve Tarolli vd., (2019)'nin ortaya koyduğu antropojenik jeomorfoloji sınıflandırmasının sahaya özgü olarak değiştirilmesi ve geliştirilmesiyle analiz edilmiştir.

3. BULGULAR

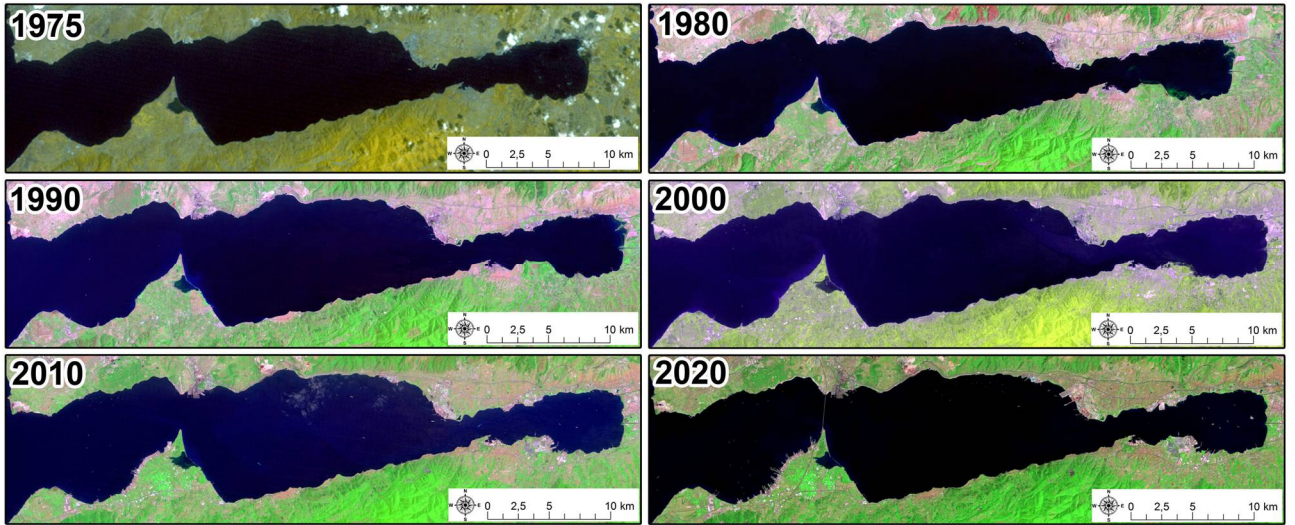
3.1. İzmit Körfezi Kıyılarında Çizgisel-Alansal Değişimler ve Antropojenik Etkiler

İzmit Körfezi kıyılarının 1975, 1980, 1990, 2000, 2010 ve 2020 yılı uydu görüntülerinin su yüzeyi bant kombinasyonları, NDWI ve MDWI analizleri incelendiğinde Diliskelesi, Hersek Deltası batısı, Körfezi, Derince, İzmit ve Gölçük kıyılarında büyük değişimlerin ve antropojenik kökenli yapay kıyıların olduğu dikkat çekmektedir (Şekil 3). Ancak yapılan analizlerde tersane ve limandaki gemilerin

ayrımının çözünürlük nedeniyle yapılamaması, kıyı birikiminin olduğundan daha fazla alan kaplamasına neden olmuştur. Bu nedenle NDWI, MNDWI analizleri hava fotoğrafları, arazi çalışmaları, geçmiş dönemli fotoğraflar, kartografik veriler ve arazi çalışmalarındaki bulgularla düzenlenmiş ve tarihsel olarak 1950'ye kadar giden bir değişim verisi ortaya konmuştur (Şekil 4).

İzmit Körfezi kıyılarındaki yapılan analizlerle ortaya konan kıyı değişimi incelendiğinde, 6,15 km²'lik birikim, 0,53 km²'lik aşınım-erozyon sahası tespit edilmiştir. Yapılan analizlerden değişim alanlarının % 90'nını doğrudan insan kaynaklı etkiler oluştururken, % 7'sini dolaylı insan etkisi, % 3'ünü doğal koşulların meydana getirdiği saptanmıştır. İzmit Körfezi kıyılarındaki kuzey kesiminde antropojenik kökenli birikim sahalarının, toplam değişimin % 99'unu oluşturduğu, güney kıyılarda bu oranın % 89 olduğu, doğu kıyılarda ise % 63 olduğu tespit edilmiştir (Tablo 1). Bu durum İzmit Körfezi'nin kuzey kıyılarındaki yapay kıyı varlığının

olduğunu ve doğal kıyı jeomorfolojisi ile dinamik süreçlerin birçok alanda değiştiğini göstermektedir. Güney kıyılarda, Lale Dere deltası ile Hersek deltası doğu kıyıları hariç diğer kıyı alanlarında insan kaynaklı süreçlerin yoğun olduğu ve yapay kıyıların, kıyı rölyefini yeniden tanzim ettiğini göstermektedir (Şekil 4). İzmit Körfezi'nin doğu kıyılarındaki ise farklı bir durum göze çarpmaktadır. 1950'lerden önce kıyının kuzey kesiminde doğu-batı doğrultusunda uzanan morfolojik yapıya sahip delta varlığının günümüzde deformasyona uğrayarak ortadan kalktığı, güneyde sazlık alana drenaj sağlayan akarsuyun (Kırsız Dere) kanala alınması ile yeni bir deltanın bu sahada oluştuğu dikkat çeker (Şekil 4 ve 5). Aynı zamanda Kocaeli fuarı ile yapılan antropojenik müdahaleler kıyıda birikim ve erozyonun boyutunu etkilemiştir. Bu alanda meydana gelen kıyı değişimleri doğrudan ve dolaylı insan etkisinin jeomorfolojik koşulları nasıl değiştirdiğini gözler önüne sermektedir.



Şekil 3: İzmit Körfezi kıyılarındaki bant kombinasyonu su yüzeyi için düzenlenmiş Landsat uydu görüntüleri

Figure 3: Landsat satellite images arranged for the band combination water surface of the coast of Gulf of Izmit (su yüzeyi bant kombinasyonu: Landsat OLI red:7, green: 5, blue: 3, Landsat TM &ETM red:7, green:4, blue:2)

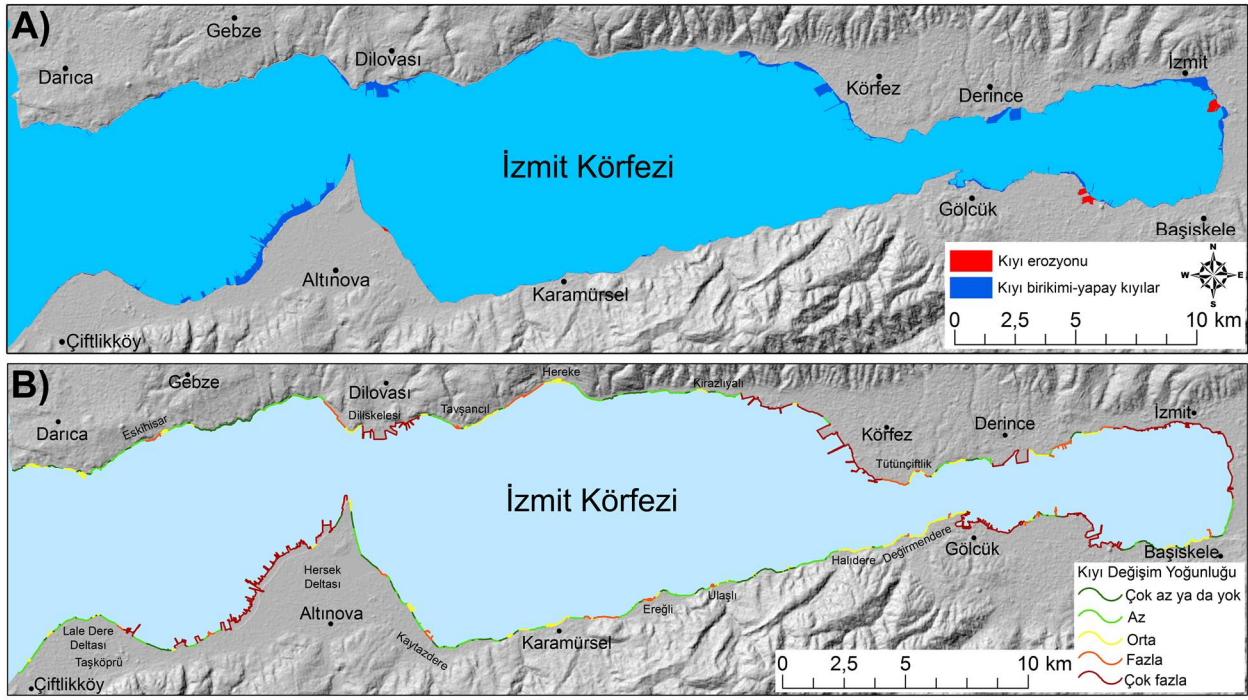
Tablo 1: İzmit Körfezi kıyılarındaki alansal değişimin kantitatif verileri

Table 1: Quantitative data of areal change on the coasts of the Gulf of Izmit

	BİRİKİM		AŞINIM	
	Alan (km ²)	Yüzde (%)	Alan (km ²)	Yüzde (%)
İzmit Körfezi toplam kıyı	6,153	92	0,536	8
Kuzey kıyılar	3,181	99,8	0,004	0,2
Güney Kıyılar	2,679	89	0,332	11
Doğu kıyılar	0,299	63	0,191	38

İzmit Körfezi kıyılarındaki kıyı birikimi olarak değişimin yoğunlaştığı alanlar, Hersek deltası batısı tersane alanı, Diliskelesi sanayi limanı, Hereke sanayi limanı, Körfez kıyıları (Kirazlıyalı-Tütünciftlik arası), Derince sanayi ve liman odaklı yapay kıyı sahası, İzmit kıyı alanındaki sanayi ve sosyo-kültürel odaklı kıyı dolgu alanları, Gölcük-Başiskele arası sanayi-tersane odaklı kıyı dolgu alanları, Karamürsel sosyo-kültürel amaçlı kıyı dolgu alanları, Gebze-Eskihisar iskelesi, Topçular (Yalova-Çiftlikköy) iskelesi şeklinde sıralanmaktadır

(Şekil 4). Bu sahaların dışında demiryolu, karayolu, iskele, liman, park, rekreasyon, sosyal alanlar nedeniyle yapılmış birçok kıyı dolgu alanı İzmit Körfezi kıyılarının antropojenik olarak yapay kıyı özelliği almasına neden olmuştur. Kıyıda erozyon alanları ise Lale Dere deltası kıyıları, İzmit Körfezi doğu kıyısı, Başiskele Serbest bölge ve tersane sahası kıyıları, Gölcük Kazıklı Dere deltası kıyıları ile birçok alandaki küçük alanlı kıyı erozyonu sahalarından oluşmaktadır (Şekil 4 ve 5).



Şekil 4: A) İzmit Körfezi kıyılarındaki alansal ve çizgisel kıyı değişimi, B) kıyı değişim yoğunluğu haritası

Figure 4: A) Spatial and linear coastal change along the coasts of Izmit Gulf, B) coastline change density map

Kıyıda alansal değişimlerin dışında kıyı uzunluğu ve kıyının morfometrik yapısında da değişimler yaşanmıştır. 1950'ye kadar dayanan eski kıyı uzunluğu 131,51 km iken 2020 yılına ait kıyı uzunluğunun 190,72 km'ye ulaştığı tespit edilmiştir (Tablo 2). Bu durumun oluşmasında Gölcük, Altınova tersaneleri ile Diliskelesi, Derince, Körfez kıyılarındaki sanayi odaklı liman varlıkları etkili olmuştur. İzmit Körfezi toplam kıyı uzunluğu % 45, kuzey kıyıların uzunluğu % 38, güney kıyıların uzunluğu % 58 oranında artmıştır (Tablo 2). Doğu kıyıların uzunluğu ise % 20 oranında azalmıştır. İzmit Körfezi doğu kıyılarındaki meydana gelen negatif yönlü değişim delta

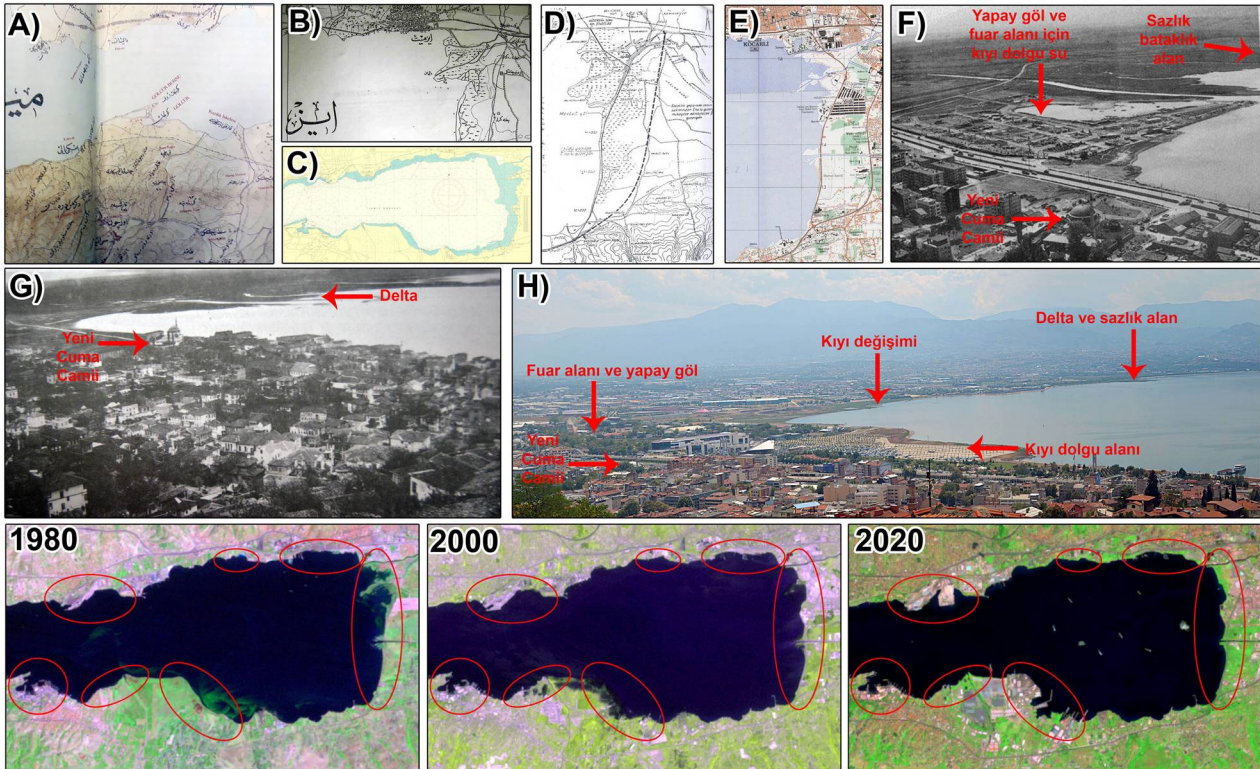
alanlarının doğrudan ve dolaylı yollardan değişime uğraması, erozyon, kıyı peyzaj düzenlemesi ve sahanın güney kesimindeki sulak alanda kıyı değişimlerinin olması ile alakalıdır.

İzmit Körfezi kıyılarındaki meydana gelen değişimin yoğunluğu 5 kategorik sınıfta incelenmiştir. Kıyının erozyon ve birikim sahaları olarak (doğal ve ya yapay koşullar kapsamında) alansal değişimin ortalama uzunluğu temel alınarak sınıflandırma yapılmıştır (Şekil 4). Altınova tersane sahaları, Diliskelesi, Körfez (Tüpraş), Derince limanı, İzmit kıyıları, Başiskele tersane sahaları ile Gölcük askeri alan kıyıları değişimin çok fazla olduğu kıyı

alanlarını meydana getirmektedir. Bu alanlarda yapay kıyılar meydana getirilerek doğal olmayan birikim sahaları oluşturulmuştur. Antropojenik kökenli kıyı erozyonu ise İzmit doğu kıyıları ve Başiskele serbest bölge kıyılarında yoğun şekilde meydana gelmiştir.

Başiskele kıyılarındaki değişim tıpkı İzmit doğu kıyılarındaki olduğu gibi doğrudan ve dolaylı yolların ortak etkisinde gelişmiştir. Hisar Dere ve bazı kısa boylu akarsuların oluşturduğu delta alanı 17.08.1999 depreminde düşey atım ve sıvılaşma hadisesi ile sular altında kalmıştır (Şekil 5). Daha sonra bu alana tersane ve liman nedeniyle antropojenik müdahale uygulanmış ve yapay kıyılar ile kıyı erozyon sahası meydana gelmiştir. İzmit Körfezi kıyılarındaki değişimin hiç olmadığı ya da çok düşük düzeyde olduğu kıyıları; Darıca-Eskihisar arası

kıyılar, Gebze kıyıları, Hereke-Kirazlıyalı kıyıları, Başiskele sahili, Halıdere-Ulaş-Ereğli arasındaki kıyılar, Karamürsel batısı-Hersek burnu arası kıyıları ve Lale Dere deltası kıyıları oluşturmaktadır. Ancak bu sahalarda kesintisiz bir doğal kıyı özelliği çok azdır. Birçok alanda küçük kıyı dolguları ve iskeleler ile insan müdahalesi kıyı jeomorfolojisinde değişimler oluşturmuştur. Bu bakımdan Gebze ve Ulaş-Halıdere arasındaki kıyı şeridi, kamu ve askeri alan olma özelliği ile doğal dinamik kıyı yapısı korunmuş nadir kıyılar olarak gözlemlenebilmektedir. İzmit Körfezi kıyılarının büyük bölümünde az veya çok fazla olmak üzere kıyı değişiminin yaşandığı ve meydana gelen değişimin büyük çoğunluğunun antropojenik etkenlerle olduğu tespit edilmiştir.



Şekil 5: İzmit Körfezi doğu havzası kıyılarındaki uydu görüntüleri, eski-yeni fotoğraflar ve kartografik veriler üzerinden kıyının değişim boyutu A) 19. Yy'a ait Gölcük kıyıları haritası (Galitekin, 2005) ve B) İzmit körfezi doğu kıyıları haritası (Kocaeli Büyükşehir Belediyesi arşivi) C) 1995 yılı doğu kıyıları D) 1965 yılı ve E) 2000 yılı kıyı çizgisi (Harita Genel Müdürlüğü) F) 1972 yılı İzmit fuar çalışmaları ile kıyının değiştirilmesi (Kocaeli Büyükşehir Belediyesi arşivi) G) 1930 yılı İzmit kıyıları (Ulugün, 2008), H) Günümüzde İzmit Körfezi doğu kıyıları ve meydana gelen değişimin boyutu

Figure 5: The extent of change of the coast on the coasts of the eastern basin of the Gulf of İzmit, based on satellite images, old-new photographs and cartographic data A) Map of Gölcük coast in 19th century, B) Map of east coasts of the Gulf of İzmit, C) East coasts in 1995, D) in 1965 and E) shoreline of the 2000, F) Changing the coast with the 1972 İzmit fair works, G) Coasts of İzmit in 1930, H) Today, the eastern shores of the Gulf of İzmit and the extent of the change

Tablo 2: İzmit Körfezi kıyılarında, kıyı çizgisi değişiminin sayısal verileri
Table 2: Quantitative data of shoreline change on the coasts of the Gulf of İzmit

	1950 Yılı kıyı çizgisi uzunluğu (km)	2020 Yılı kıyı çizgisi uzunluğu (km)	Değişim (km)	Değişim yüzdesi (%)
İzmit Körfezi toplam kıyı	131,519	190,727	+ 59,207	+ 45,01
Kuzey kıyılar	58,900	81,418	+ 22,517	+ 38,2
Güney Kıyılar	65,455	103,593	+ 38,138	+ 58,3
Doğu kıyılar	7,163	5,715	- 1,447	- 20,2

Tablo 3: İzmit Körfezi kıyılarında kıyı çizgisi uzunluğunun değişimi ve girinti-çıkıntı oranı
Table 3: Change of coastline length and indentation-protrusion ratio on the shores of the Gulf of İzmit

Kıyılar	1950* Yılı kıyı çizgisi uzunluğu (km)	2020 Yılı kıyı çizgisi uzunluğu (km)	Kıyıların kuşuçuşu uzunluğu (km)	1950 yılı GÇÖ	2020 yılı GÇÖ
İzmit Körfezi toplam kıyı	131,519	190,727	102,946	1,27	1,85
Kuzey kıyılar	58,900	81,418	49,223	1,19	1,65
Güney Kıyılar	65,455	103,593	49,419	1,32	2,09
Doğu kıyılar	7,163	5,715	4,303	1,66	1,32
Çiftlikköy	8,822	12,560	6,984	1,26	1,8
Altınova	17,280	34,810	10,128	1,7	3,43
Karamürsel	12,431	14,759	11,148	1,11	1,32
Gölcük	17,841	25,230	13,951	1,27	1,59
Başiskele	10,050	17,168	8,313	1,2	2,06
İzmit	13,120	14,644	9,637	1,36	1,51
Derince	6,926	9,773	5,802	1,19	1,68
Körfez	20,881	29,546	17,566	1,18	1,68
Dilovası	8,938	14,613	7,367	1,21	1,98
Gebze	8,888	9,559	7,754	1,14	1,23
Darıca	6,336	8,059	5,207	1,21	1,54

(GÇÖ: Kıyı girinti-çıkıntı oranı)

*Kıyı girinti çıkıntı oranınının 2020 yılı verileriyle karşılaştırılması için 1950 yılı ilçe kıyı sınırları, 2008 yılında yapılan son değişlikle ortaya çıkan ilçe sınırlarının temel alınmasıyla hesaplanmıştır.

İzmit Körfezi kıyılarında girinti-çıkıntı oranı incelendiğinde 1950'den 2020 yılına kadar kıyı yapısının değiştiği anlaşılmaktadır. İzmit Körfezi güney kıyılarında girinti-çıkıntı oranı en yüksek değerde gözlemlenmekte, kuzey kıyılarda da bu değerin 1950'ye göre 2020'de arttığı anlaşılmaktadır (Tablo 3). Ancak doğu kıyılarında girinti-çıkıntı oranının azaldığı ve kıyının daha doğrusal bir görünüm aldığı tespit edilmiştir. Güney kıyılarda Altınova tersanesi, Gölcük donanma sahası, Başiskele tersane sahası ile Karamürsel ve diğer ilçe kıyılarındaki limanlar kıyının girinti-çıkıntı yapısının artmasına neden olmuştur. Benzer durum İzmit Körfezi kuzey kıyılarında İzmit, Derince, Körfez

ve Dilovası'ndaki sanayi odaklı liman ve kıyı dolgu alanlarında da gözlemlenmektedir. İzmit Körfezi'nin doğu kıyılarındaki delta deformasyonu, antropojenik olarak doğrudan ve dolaylı etkilerle kıyıya müdahale, kıyının doğrusal bir uzanım almasına neden olmuştur ve girinti-çıkıntı morfolojisi değişmiştir.

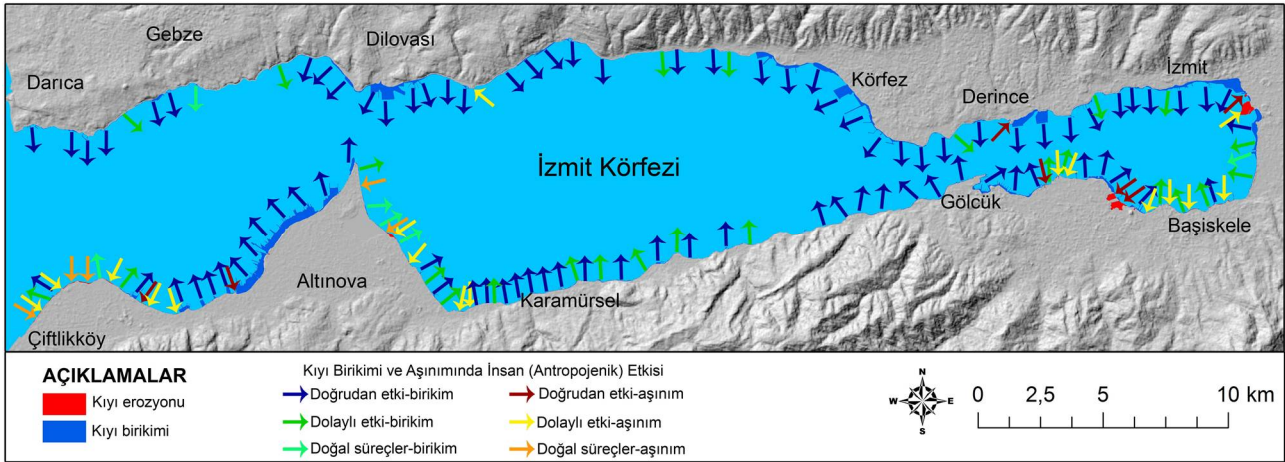
İzmit Körfezi kıyılarında idari yönetim açısından son değişikliğin 2008 yılında yapılmasıyla 11 ilçenin sahil şeridi olmuştur. Bu ilçe kıyılarının geçmişte farklı idari değişimler ve sınırlar oluşturduğu bilinmektedir. Ancak günümüz ve geçmiş kıyı girinti-çıkıntı oranı karşılaştırması yapmak

amacıyla ilçe kıyı uzunlukları 2020 yılı baz alınarak 1950 yılında da kabul edilmiş ve hesaplanmıştır. Geçmişten günümüze en büyük değişimin Altınova kıyılarında olduğu en az değişimin ise Gebze kıyılarında yaşandığı saptanmıştır (Tablo 3).

Gebze kıyılarının askeri ve kamusal alan açısından kullanılması kıyıda insan kaynaklı etkilerin en aza indirgenmesine ve kıyıda çizgisel-alansal değişimlerin daha az yaşanmasına sebebiyet vermiştir. Altınova kıyılarında ise Hersek deltası batı kıyısının tamamen tersane amaçlı kullanılması, Dil burnunun Osmangazi köprüsü için kıyı dolgu alanı olarak kullanılması, kıyının girinti-çıkıntı oranının çok yüksek değişimde gözlemlenmesine neden olmuştur. Gebze kıyılarının yüksek kıyı özelliği, Altınova kıyıların alçak kıyı özelliği meydana gelen değişimde etkili olan diğer faktördür. Dilovası, Başiskele, Körfez, Derince ve Gölcük kıyılarında girinti-çıkıntı oranı sanayi ve liman odaklı antropojenik müdahalelerde yüksek oranda artmıştır. Karamürsel, İzmit ve Darıca

kıyılarında insan kaynaklı jeomorfolojik değişimlerin yaşanmasına karşın kıyının peyzaj düzenlemesi nedeniyle girinti-çıkıntı oranı diğer ilçe kıyılarına göre daha az oranda değişmiştir.

İzmit Körfezi kıyılarındaki çizgisel ve alansal değişimlerin % 90 doğrudan insan etkisi ile % 7'si dolaylı etkilerle meydana gelirken % 3 doğal süreçlerle oluşmuştur. Kıyı değişimindeki birikim alanlarda antropojenik etki oranı aşırıdaki etki oranından daha fazladır. Bu durumun meydana gelmesinde sanayi, ulaşım, liman, yerleşim ve sosyo-kültürel amaçlı yapılan kıyı dolgu alanlarının etkisi bulunmaktadır. İzmit kıyılarında ulaşım ve rekreasyon amaçlı, Altınova, Gölcük ve Başiskele'de tersane, donanma ve sanayi amaçlı, Körfez, Derince ve Dilovası'nda sanayi ve ulaşım amaçlı, Darıca ve Karamürsel'de sosyo-kültürel ve rekreasyon amaçlı kıyı dolgu çalışmaları sonucu doğrudan kıyı birikimine neden olan yapay kıyılar meydana getirilmiştir (Şekil 6).



Şekil 6: İzmit Körfezi kıyılarında, kıyı birikim ve aşınımdaki insan etkisinin dağılışı

Figure 6: Distribution of human influence in coastal accretion and erosion on the coasts of the Gulf of Izmit

İnsan kaynaklı olarak doğrudan aşınım alanları Başiskele serbest bölge limanı, İzmit doğu kıyıları, Derince ve Altınova kıyılarında gözlemlenmektedir. Aşınım alanlarında doğrudan antropojenik etkilerin yanında dolaylı etkilerde gözlemlenmiştir. Özellikle İzmit Körfezi doğu kıyısı ile Gölcük-Başiskele kıyılarındaki delta alanlarında, kıyı gerisindeki drenajın kanala alınması, değiştirilmesi ya da yeniden şekillendirilmesi nedeniyle dolaylı olarak kıyı çizgisini etkileyen ve sonucunda

ortaya çıkan birikim ve aşınım süreçleri meydana gelmiştir. Liman ve iskele gibi kıyı mühendislik yapıları dalga yönünü etkilemesi nedeniyle belli alanlarda dolaylı etki kapsamında kumul birikimi meydana getirmiştir. Bu durum kıyı dolgu alanları sonucu ortaya çıkan yapay kıyıların yanında antropojenik etkilerin dolaylı yoldan kıyı birikimine neden olmasına sebep olmuştur. Başiskele, Karamürsel, Altınova, Çiftlikköy, Körfez ve İzmit kıyılarında bu tür insan

kaynaklı kıyı değişimleri gözlemlenmektedir (Şekil 8). Aşınım açısından benzer durumun yoğunlaştığı kıyı şeridi ise Çiftlikköy-Lale Deresi delta kıyılarında gözlemlenir. Bu kıyılar aynı zamanda antropojenik etkiye en az maruz kalmış ve İzmit Körfezi kıyıları içerisinde insan kaynaklı jeomorfolojik değişimlerin en az olduğu kıyı alanını oluşturmaktadır. Alçak kıyı özelliği gösteren bu kıyılarda doğal dinamik kıyı süreçlerinin etkisinde kıyı erozyonu ve kıyı birikiminin gerçekleştiği tespit edilmiştir. Diğer doğal süreçlere Hersek deltasının doğu kıyılarında (Hersek lagünü kıyı oku çevresinde) rastlanılmaktadır (Şekil 6).

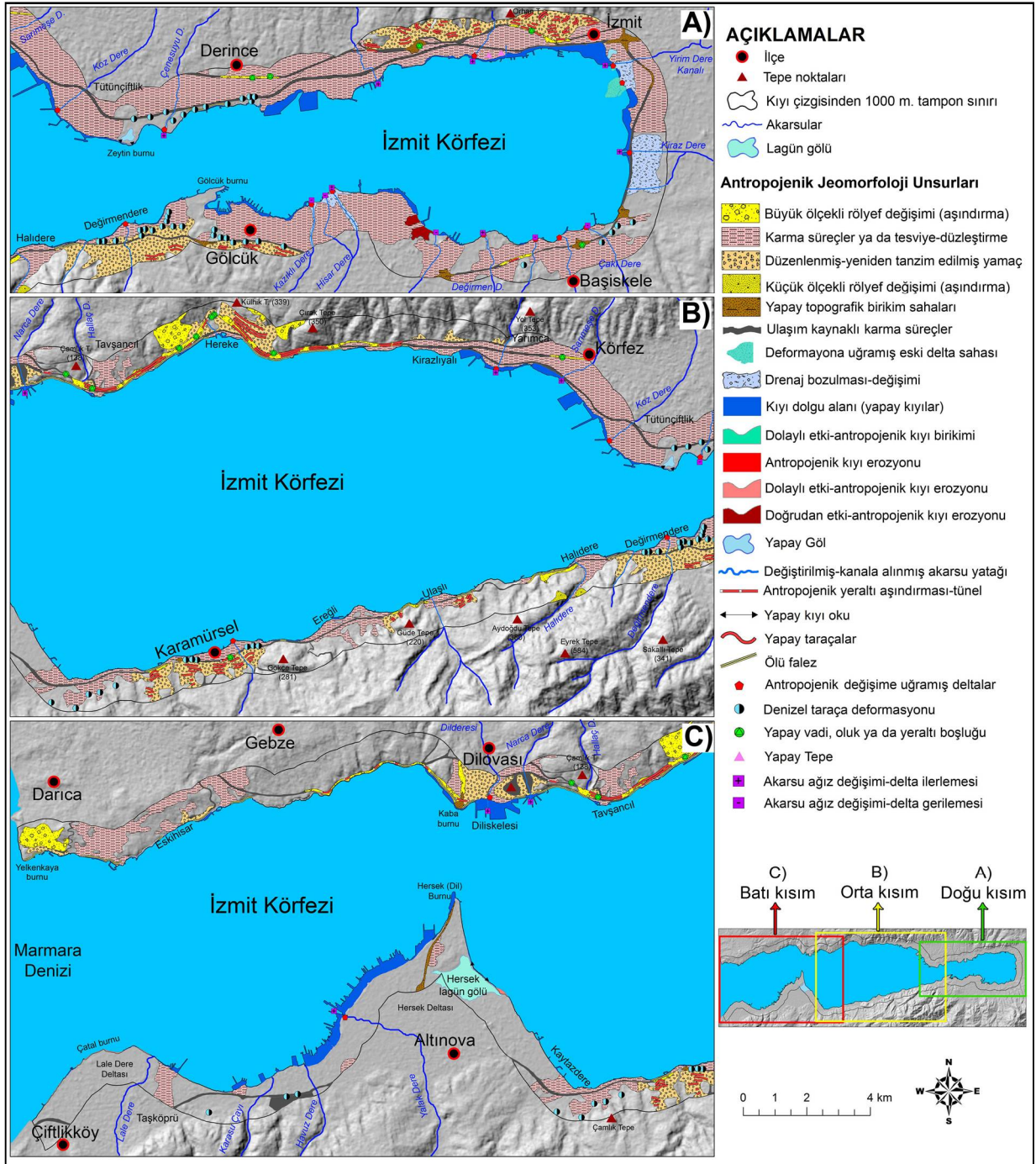
İzmit Körfezi kıyılarında alçak kıyı özelliği gösteren delta kıyılarının birçoğu, antropojenik olarak farklı faaliyetler ekseninde değiştirilmiştir. Bu durum kıyının jeomorfolojik yapısında, kıyı drenajında, kıyı morfometrisinde değişimlere neden olmuştur. Hersek deltası batı kıyıları, Dil Deresi deltası, Kazıklı Dere deltası, Hisar Dere deltası, İzmit körfezi doğu kıyısı deltaları, Çenesuyu Dere deltası ve diğer küçük alanlı deltalarda yapay kıyılar oluşturulmuştur. Bunun yanında akarsuların ağız kesiminde doğrudan ve dolaylı olarak insan etkisinde aşınım ve birikimler gözlemlenmiştir. Yüksek kıyı özelliğindeki sahalarda insan kaynaklı kıyı değişimi daha farklı özellikler göstermektedir. Gebze kıyıları ve Gölcük-Yıldızlar suüstü komutanlığı kıyılarında değişimin yaşanmadığı tespit edilmiştir. Ancak Karamürsel-Gölcük arası ile Körfez-Dilovası arasındaki yüksek kıyıların olduğu alanlardan geçen ulaşım güzergahları nedeniyle değişimler yaşanmıştır. Halidere'de D-130 karayolu nedeniyle yapılan yol genişletme çalışmasıyla kıyı dolgu alanı ortaya çıkmış ve kıyı, yüksek kıyı özelliğini kaybetmiştir (Şekil 8). Ulaşlı, Ereğli, Karamürsel kıyılarında burunların olduğu alanlar aşındırılarak kıyı düzleştirilmiş ve antropojenik jeomorfoloji unsurları ortaya çıkmıştır (Şekil 8, 9 ve 10). Körfez-Hereke-Dilovası kıyılarında otoyol, D-100 karayolu ve demiryolu nedeniyle birçok alanda kıyı da yapay taraçalar oluşturulmuş, dolgu alanları yapılmış ve kıyının yüksek kıyı özelliği belli alanlarda değiştirilmiştir (Şekil 8, 9 ve 10). Meydana gelen değişimler aktif falezlerin kıyı çizgisi

gerisinde kalmasına ve ölü faleze dönüşmesine neden olmuştur.

3.2. İzmit Körfezi Kıyılarında İnsan Kaynaklı Jeomorfolojik Süreçler

İzmit Körfezi kıyılarında farklı insan kaynaklı olarak meydana gelen jeomorfolojik değişimler, çeşitli antropo-jeomorfolojik süreçlerin ortaya çıkmasına, rölyefin yeniden tanzim edilmesine ve doğal dinamik gelişimlerin değişmesine neden olmuştur. Aynı zamanda kıyı gerisindeki antropojenik kökenli jeomorfolojik değişimler belli etkenlerle kıyı jeomorfolojisinde etkilemektedir. Bu nedenle İzmit Körfezi'nin 2020 yılı kıyı çizgisinin temel alınmasıyla kuşucuşu olarak 1000 metrelik tampon saha belirlenmiş ve bu alandaki antropojenik jeomorfoloji birimleri sınıflandırılmıştır. İzmit Körfezi kıyıları ve yakın çevresindeki antropojenik jeomorfoloji birimlerinin sınıflandırılmasında birçok çalışmadan faydalanılmış ve sahaya özgü birimler detaylı olarak ortaya konmuştur (Goudie, 1993; Cuff, 2008; Szabó 2010; Ertek, 2017; Brandolini vd., 2019; Tarolli vd., 2019; Xiang vd., 2019). İzmit Körfezi kıyıları ile kıyı gerisindeki sahada antropojenik kaynaklı jeomorfolojik süreçler farklı boyutlarda ve genişliklerde unsurlar oluşturmuştur (Şekil 7).

İzmit Körfezi kıyıları ve gerisindeki alanda rölyefte büyük ölçekli değişimler özellikle aşındırma süreci ile Darıca ve Hereke'de çimento sanayisine bağlı meydana gelen kum işleme sahalarında, Tavşancıl-Hereke-Kirazlıyalı arasındaki otoyol nedeniyle meydana gelen aşındırma alanında gözlemlenmektedir (Şekil 8, 9 ve 10). Bu sahaların aynı zamanda eğim ve topografik rölyef açısından yüksek değerlere sahip olması da meydana gelen değişim boyutunu arttırmıştır. Özellikle Darıca ve Hereke'deki hafriyat çalışmaları rölyefin büyük ölçekli olarak değiştirilmesine neden olmuştur. İzmit Körfezi kıyıları ve yakın çevresindeki rölyef üzerinde büyük ve küçük ölçekli değişimlerin aşındırma süreci ile olduğu diğer alanları; Diliskelesi-Gebze arasındaki demiryolu hattı ve Halidere-Ulaşlı-Karamürsel arasındaki D-130 karayolu nedeniyle yapılmış rölyef değişim alanları oluşturur (Şekil 7).



Şekil 7: İzmit Körfezi kıyılarında insan kaynaklı jeomorfolojik süreçler ve antropojenik jeomorfoloji unsurları

Figure 7: Human-induced geomorphological processes and anthropogenic geomorphological elements on the Gulf of Izmit coastal area

İzmit Körfezi kıyıları ile kıyı gerisindeki alanda karma süreçlerle birlikte rölyefin tesviyelenerek antropojenik faaliyetlere uygun hale getirildiği alanlar oldukça geniş saha kapsamaktadır. Bu alanların büyük çoğunluğundaki insan etkisi yerleşim süreci, sanayi tesisleri ve tali yollar ile alakalıdır. Kirazlıyalı'dan itibaren kesintisiz olarak Körfez, Derince, İzmit, Başiskele, Gölçük-Değirmendere'ye kadar görülen bu insan kaynaklı süreçler, belirtilen sahaların dışında,

Karamürsel, Darıca, Tavşanlı, Dilovası ve parçalı olarak Çiftlikköy, Altınova kıyı alanlarında görülmektedir (Şekil 7). Düzenlenmiş ve genellikle yapay taraçaların oluşturulduğu insan kaynaklı jeomorfolojik süreçler, İzmit, Gölçük, Değirmendere, Karamürsel, Hereke ve Dilovası'nda gözlemlenir (Şekil 8, 9 ve 10). Bu alanlar kıyı düzlüğünden farklı olarak eğim oranının arttığı ve dolayısıyla insan kaynaklı süreçlerin etki boyutunun da artarak yapay taraça, yamaç

tanzimi gibi müdahalelerin olduğu alanları oluşturur. Ulaşım kaynaklı karma süreçler kuzey kıyılarda demiryolu, otoyol ve D-100 karayolu nedeniyle, doğuda İzmit sahil yolu ve güneyde D-130 karayolu nedeniyle meydana gelmiştir. Özellikle, yüksek kıyı özelliğindeki Kirazlıyalı-Dilovası arasında kıyı değişimi, eğimin yüksek olması nedeniyle aşındırma ve yapay taraçalarla birlikte görülmektedir. İzmit Körfezi kuzey kıyılarındaki demiryolu güzergahı aynı zamanda kıyıda meydana gelen

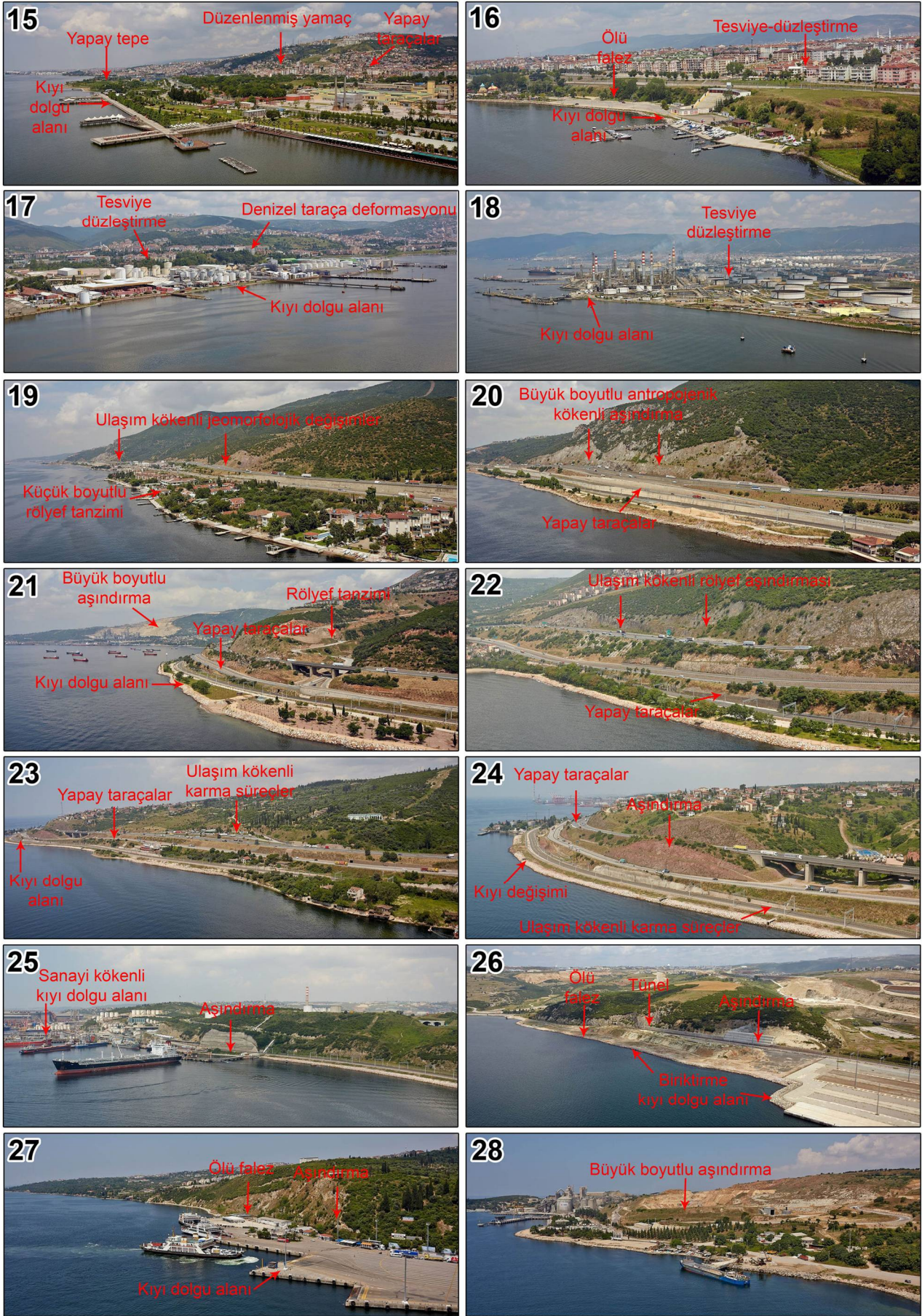
antropojenik değişimlerin zamansal açıdan en eski (19 yy.) müdahale alanını ortaya koyar. Halidere-Ulaşlı-Karamürsel arasında tektonik çizgiselliklerle şekillenmiş yüksek kıyı özelliği gösteren eğimin fazla olduğu alanlarda da ulaşım kaynaklı karma süreçlerde aşındırmanın daha etkin olduğu görülmektedir (Şekil 8, 9 ve 10). Kıyı alanlarındaki yapay topografik birikim sahaları, kavşak, köprü ve özellikle Osmangazi köprüsü için yapılan birikim alanlarından oluşmaktadır (Şekil 7).



Şekil 8: İzmit Körfezi kıyılarındaki farklı alanlarındaki insan kaynaklı jeomorfolojik değişimler
Figure 8: Human-induced geomorphological changes in different areas on the Gulf of İzmit coast



Şekil 9: İzmit Körfezi kıyılarındaki insan kaynaklı jeomorfolojik süreçlerin hava fotoğrafları
Figure 9: Aerial photographs of human-induced geomorphological processes on the shores of the Gulf of Izmit



Şekil 10: İzmit Körfezi kıyılarındaki insan kaynaklı jeomorfolojik süreçlerin hava fotoğrafları

Figure 10: Aerial photographs of human-induced geomorphological processes on the shores of the Gulf of Izmit

İzmit Körfezi kıyılarında meydana gelen birikim alanlarının % 90'ını antropojenik etkenlerle yapay kıyılar oluşturmaktadır. Bunun dışında özellikle güneydeki delta alanlarında akarsu drenaj değişimi, kıyı akıntı değişimi gibi nedenlerle dolaylı olarak kıyı dolgu alanları ve kıyı erozyon sahaları da gözlemlenmektedir. Doğrudan kıyı erozyonunun olduğu sahayı daha önce bahsedildiği gibi Başiskele ve İzmit doğu kıyıları oluşturur. İzmit doğu kıyısında deformasyona uğramış yani yok olmuş delta sahası da geçmiş dönemli uydu görüntülerinden detaylıca anlaşılabilmektedir. İzmit Körfezi kıyılarında insan kaynaklı süreçlere bağlı olarak dolaylı etki kapsamında kıyıda meydana gelen erozyon sahaları Lale Dere deltası, Hersek deltası doğusu ve Gölcük-Başiskele kıyılarındaki delta alanlarında gözlemlenir (Şekil 7).

İzmit Körfezi kıyılarında Hersek lagün gölü dışında, Kocaeli fuar alanı içerisinde oluşturulmuş yapay g l ve Körfez yarış pisti alanındaki kısmen yapay etkilerin olduğu g l alanı, diğer antropojenik jeomorfoloji unsurlarını oluşturur. Aynı zamanda Körfez lagünü ve Hersek lag n n n belli kesimlerine deniz-g l suyu karışımını engellemek amacıyla mühendislik çalışmaları ile müdahale yapılmış ve yapay kıyı okları oluşturulmuştur. Gebze, Diliskele, Hereke arasında demiryolu nedeniyle yapılmış rölyef tanzimi yani tüneller ve birçok alanda ana yol güzergahları için oluşturulmuş yapay oluklar ve tüneller diğer antropojenik jeomorfoloji unsurlarını meydana getirmektedir.

İzmit Körfezi kıyılarında yerleşim ve sanayi alanına tekabül eden birçok akarsu denize döküldükleri ağız kısmından itibaren antropojenik etkenlerle kanala alınmış ve bu alanlarda drenaj değişimi, delta değişimi ve akarsu ağız değişimi meydana gelmiştir. Özellikle İzmit Körfezi doğu kıyılarında sazlık-bataklık alandaki ve kuzeyindeki kanal değişimleri aynı zamanda delta değişimlerinin oluşmasına neden olmuştur. Benzer durum Gölcük kıyı alanında Kazıklı Dere, Hisar Dere ağız kesimi ve delta alanında da gözlemlenmektedir.

İzmit Körfezi kuzey ve güney kıyılarında ulaşım, sosyal alanlar kapsamında yapılan çalışmalarla aktif falez alanlarının kıyı ile bağlantısı kesilmiş ve  l  faleze dönüşmüşlerdir. Bu alanları Derince, Hereke, Tavşancıl, Halidere, Ulaşlı, Karamürsel, Dilovası, Gebze ve Darıca kıyılarında gözlemlenmek mümkündür (Şekil 8, 9 ve 10). İzmit Körfezi kıyılarında 10-12, 18-20 ve 25-30 m seviyelerinde bulunan birçok denizel taraça, yerleşim ve ulaşım nedeniyle antropojenik deformasyona uğramış ve doğal morfolojik görünümlerini kaybetmişlerdir.

İnsan kaynaklı jeomorfolojik süreçler ve unsurlar, İzmit Körfezi kıyılarında birçok alanda farklı Őekillerde ve boyutlarda gözlemlenebilmektedir. İzmit Körfezi doğu havzası kıyılarının oldukça yoğun bir antropojenik etkenli değişime uğradığı diğer kıyı alanlarındaki değişimlerinde büyük boyutlu olduğu ancak kesintilere uğradı gözlemlenir. İnsan kaynaklı jeomorfolojik süreçlerin en az olduğu kıyıları Çiftlikköy ve Altınova (Hersek deltası doğusu) kıyıları oluşturmaktadır. İnsan kaynaklı olarak doğrudan değiştirilen ve yapay yer Şekli olarak gözlemlenen unsurların dışında birçok alanda dolaylı etkilerle de rölyef değişimleri yaşanmıştır. Meydana gelen insan kaynaklı jeomorfolojik süreçler İzmit Körfezi kıyılarındaki birçok alanda doğal dinamik işleyişinde değişmesine neden olmuştur.

4. SONUÇ

Araştırmada coğrafi bilgi sistemleri ve uzaktan algılama tekniklerinin etkin kullanımı ile İzmit Körfezi kıyılarındaki çizgisel, alansal değişimler, insan kaynaklı jeomorfolojik tanzimler ile ortaya çıkan antropojeomorfolojik birimler ve süreçler tespit edilmiştir. İzmit Körfezi kıyılarında 1950'li yıllardan 2020 yılına kadar olan süreçte 6,15 km²'lik birikim, 0,53 km²'lik aşınım sahası tespit edilmiştir. Yapılan analizlerden değişim alanlarının % 90'ını doğrudan insan kaynaklı etkiler oluştururken, % 7'sini dolaylı insan etkisinin, % 3' n  doğal koşulların meydana getirdiği saptanmıştır. İzmit Körfezi kıyılarının kuzey kesiminde antropojenik kökenli birikim sahalarının,

toplam değişimin % 99'unu oluşturduğu, gúney kıyılarda bu oranın % 89 olduğu, doğu kıyılarda ise % 65 olduğu tespit edilmiştir. İzmit Kórfezi kıyılarında yerleşim, sanayi, liman, ulaşım ve sosyal alanlar için kıyıya müdahale edilmiş, dolgu alanları oluşturulmuş ve kıyının dinamik yapısı antropojeomorfolojik koşulların etkisine girmiştir. İzmit Kórfezi'nde geçmiş dönemi kıyı uzunluğu 131 km iken 2020 yılında 190 km'ye ulaşmıştır. Toplam kıyı uzunluğu % 45, kuzey kıyıların uzunluğu % 38, gúney kıyıların uzunluğu % 58 oranında artmıştır. Doğu kıyıların uzunluğu ise % 20 oranında azalmıştır. Liman, tersane yapıları, gúney ve kuzey kıyıların girinti-çıkıntı durumunu arttırmış, drenaj ağına müdahale, akarsuların kanala alınması gibi faktórlarla doğu kıyılarda doğrudan ve dolaylı etkilerle delta alanı ile kıyı değişimleri yaşanmıştır. Kıyılarda yaşanan çizgisel, alansal değişimlerin % 90'nının insan kaynaklı olması antropojenik jeomorfoloji birimlerinin hem kıyılarda hem de kıyı gerisinde gözlemlenmesine neden olmuştur. Bu nedenle kıyı gerisinde meydana gelen antropojenik kökenli jeomorfolojik değişimler dolaylı ve doğrudan kıyıda da etkili olarak kıyı jeomorfolojisinin belli alanlarda değişmesine sebebiyet vermiştir. Altınova, Diliskelesi, Kórfez, Derince, İzmit, Gölcük ve Başiskele kıyılarındaki geniş alanlı kıyı dolgu sahaları insan kaynaklı jeomorfolojik değişimlerin yoğunlaştığı sahaları meydana getirmektedir. Gebze kıyılarında demiryolu, Dilovası'ndan itibaren İzmit'e kadar devam eden otoyol ve D-100 karayolunun eğim açasından sarp olan alanlardaki özellikle aşındırma faaliyeti sonucu meydana gelmiş rölyef değişimi, diğer değişim alanlarını oluşturur. Benzer şekildeki insan kaynaklı jeomorfolojik değişim yoğunluğunun Karamürsel, Ulaşlı, Halıdere, Değirmendere arasında D-130 karayolu nedeniyle oluştuğu gözlemlenmektedir. Bu alanlarda kıyı tipini oluşturan yüksek kıyı özelliği belli sahalarda değişime uğramıştır. Alçak kıyı özelliği gösteren alanlarda kıyı dolgu çalışmaları ile yapay kıyılar oluşturulmuş, yüksek kıyı alanları, çıkıntılar, burunlar özellikle ulaşım amaçlı aşındırılmış ve bu alanlardaki yüksek kıyı özelliği değişmiştir. İzmit Kórfezi kıyılarında meydana gelen insan kaynaklı etkiler 20'den fazla çeşitli antropojenik jeomorfoloji

unsurlarının görölmesine ve doğal jeomorfolojik süreçlerin birçok alanda insan kaynaklı etki altına girmesine neden olmuştur.

KAYNAKÇA

- Alesheikh, A. A., Ghorbanalı, A. & Nouri, N. (2007). Coastline change detection using remote sensing. *International Journal of Environmental Science & Technology*, 4(1), 61-66.
- Alpar, B., Güneysu, C., (1999). Evolution of the Hersek Delta (Izmit Bay), *Turkish J. Marine Sciences*, 5(2), 57-54.
- Ardel, A., (1959). İzmit Kórfezi'nden İznik Gölüne Morfolojik Müşahadeler, İstanbul Üniversitesi Coğrafya Enstitüsü Dergisi, 10: 145-151.
- Avcı, S., (2017). Kıyı Jeomorfolojisinde Değişiklik Yaratan Bir Unsur Olarak İnsan, *Uluslararası Jeomorfoloji Sempozyumu Bildiriler Kitabı*, ss.508-516, Elaziğ
- Bargu, S., (1997). İzmit Kórfezindeki Pleistosen Taraçaları ve Tektonik Özellikler, İstanbul. Üniv. Müh. Fak. Yerbilimleri Dergisi, 10: 1-33.
- Brandolini, P., Cappadonia, C., Luberti, G., Donadio, C., Stamatopoulos, L., Di Maggio, C. ... Del Monte, M. (2019). Geomorphology of the Anthropocene in Mediterranean Urban Areas. *SAGE Progress in Physical Geography*, 20 (10). 1-34.
- Brown, E. H., (1970). Man Shapes The Earth. *Geographical Journal*, 136. 74-85. doi: 10.2307/1795683.
- Brown, A. G., Tooth, S., Bullard, J. E., Thomas, D., Chiverrel, R., Plater, A., & Murton, J. (2017). The Geomorphology of the Anthropocene: Emergence, status and implications. *Earth Surface Processes and Landforms*, 42. 71-90.
- Cao, W., Sofia, G., & Tarolli, P. (2020). Geomorphometric Characterisation of Natural And Anthropogenic Land Covers. *Progress in Earth and Planetary Science*, 7 (2). 1-17.
- Castree, N. (2014). The Anthropocene and Geography I: The Back Story. *Geography Compass*, 8. 436-449. doi: 10.1111/gec3.12141.
- Chirico P. G., Bergstresser S., DeWitt J. D., & Marissa A. A. (2020). Geomorphological mapping and anthropogenic landform change in an urbanizing watershed using structure-from-motion photogrammetry and geospatial modeling techniques. *Journal of Maps*.
- Ciritci, D., Türk, T., (2020). Analysis of coastal changes using remote sensing and geographical information systems in the Gulf of Izmit, Turkey, *Environ Monit Assess* 192 (341): 1-18.

- Cuff, D., (2008). Anthropogeomorphology. In: Cuff D and Goudie A (eds) Oxford Companion to Global Change. Oxford: Oxford University Press.
- Davidson-Arnott, R., (2010). Introduction to Coastal Processes And Geomorphology, University Press Cambridge. United Kingdom
- Ekinci, D. (2006). Tuzla Kıyıları ve Yakın Çevresinde İnsan Kontrollü Güncel Jeomorfolojik Gelişim. Türk Coğrafya Dergisi, 46. 123-145.
- Ellis E. C., Haff P. K., (2009). Earth science in the Anthropocene: New epoch, new paradigm, new responsibilities. Eos, Transactions American Geophysical Union 90(49): 473.
- Ellis, E. C. (2017). Physical Geography in the Anthropocene. Progress in Physical Geography SAGE. 41 (5). 525-532. doi: 10.1177/0309133317736424.
- Erginal, A. E. & Ertek, T. A. (2002). Geomorphology of Hereke-Körfez Area and its Relation to the Submarine Morphology of the Centre Basin of the Gulf of Izmit . Journal of Black Sea / Mediterranean Environment , 8 (2) , . Retrieved from <https://dergipark.org.tr/tr/pub/jbme/issue/9866/121991>
- Erinç, S., (1955). Yalova Civarında Bahri Pleistosen Depoları ve Taraçaları, Türk Coğrafya Dergisi, 15-16:188-190.
- Erinç, S., (1986). Kıyılardan Yararlanmada Hukuki Düzenlemelere Jeomorfolojinin Katkısı, Jeomorfolojisi Dergisi, 14:1-5.
- Erinç, S. (2001). Jeomorfoloji I (Güncelleştiriciler; A. Ertek, C. Güneysu). İstanbul: Der yayınları.
- Erol, O., (1989). Türkiye’de Kıyıların Doğal Niteliği, Kıyı ve Kıyı Varlıklarının Korunmasına İlişkin Kıyı Kanunu ve Uygulamaları Konusunda Jeomorfolojik Yaklaşım, İstanbul Üniv. Deniz Bilimleri ve Coğrafya Enstitüsü Bülten, 6: 15-46.
- Erol, O., (1997). Türkiye’deki Kıyı Kullanımı Sorunlarına Jeomorfolojik Yaklaşım, Ankara Üniv. Türkiye Coğrafyası Araştırma ve Uygulama Merkezi Türkiye Coğrafya Dergisi, 6: 93-122.
- Erol, O., Kayacılar, C., (1994). İzmit Körfezi Güneyi Karamürsel-Halidere Çevresinin Jeomorfolojisi, Türk Coğrafya Dergisi, 29: 11-17.
- Ertek A., Yıldırım, C., Güneysu, A.C., Yaltırak, C., (2000). Marmara Denizi Kıyı Taraçaları Korelasyonu. 1.Ulusal Deniz Bilimleri Konferansı, 30 Mayıs – 2 Haziran 2000, Bildiriler ve poster özetleri kitabı, ss 278-279, Ankara.
- Ertek, T.A., Güneysu, A.C., Erginal, A.E. (2003). Neotektonik Sahalarda Kara ile Denizaltı Jeomorfolojisi İlişkisinin İzmit Körfezi Örneği Üzerinde İncelenmesi”. Sırrı Erinç Sempozyumu (SES 03), İstanbul Üniversitesi Coğrafya Bölümü & Deniz Bilimleri İşletmeciliği Enstitüsü, 11-13 Eylül 2003, poster bildiri, genişletilmiş bildiri özetleri kitabı, ss. 263- 269, İstanbul.
- Ertek, T. A., Erginal, A. E., (2006). Anthropogenetically triggered landslide factors of the Varyant landslide area at Büyükçekmece. NW Turkey, Zeitschrift für Geomorphologie. 50 (2). 177-191.
- Ertek, T. A. (2017). Antropojenik Jeomorfoloji: Konusu, Kökeni ve Amacı. Türk Coğrafya Dergisi, 69. 69-79. doi: 10.17211/tcd.319409.
- Galitekin, A. N., (2005). Gölcük, Tarihçe ve Kültür Mirası Eserleri, Gölcük Belediyesi Kültür Yayınları, No: 6, Kocaeli.
- Gens, R. (2010). Remote sensing of coastlines: detection, extraction and monitoring. International Journal of Remote Sensing, 31(7), 1819–1836.
- Golomb, B., Eder, H. M. (1964). Landforms Made by Man. Landscape, 13, 4-7.
- Goudie, S. A. (1993). Human Influence in Geomorphology. Geomorphology. 7. 37-59. doi: 10.1016/0169-555X(93)90011-P.
- Goudie, A., & Viles, H. (2016). Geomorphology in the Anthropocene. Cambridge University Publishers.
- Göney, S., (1963). İzmit Körfezi Kuzey Kıyılarının Jeomorfolojisi, Türk Coğrafya Dergisi, 22-23: 187-204.
- Göney, S., (1964). Karamürsel Civarında Pleistosen’e Ait Bazı Eski Kıyı İzleri, İstanbul Üniversitesi Coğrafya Enstitüsü Dergisi, 14: 200-208.
- Güner, Ö. (2019). Atakum’daki (Samsun) Antropojeomorfolojik Yapılar ve Çevresel Etkileri. Doğu Coğrafya Dergisi, 24 (42), 1-15. doi: 10.17295/atauniddc.620592.
- Güney, Y., Polat, S., (2015). Uzaktan algılama verileri ile kıyı çizgisi değişiminin belirlenmesi: Aliağa ve Çandarlı örneği, Havacılık ve Uzay Teknoloji Dergisi, 8(1), 11-17.
- Harden, C. P., Chin, A., & English, M. R. (2014). Understanding Human-Landscape Interactions in the Anthropocene. Environmental Management. 53. 4-13. doi: 10.1007/s00267-013-0082-0.
- Hoşgören, M. Y., (1995). İzmit Körfezi Havzasının Jeomorfolojisi, İzmit Körfezi Kuvaterner İstifi (Edt., E. MERİÇ). 343-348, Kocaeli.
- Jefferson, A. J., Wegmann, K. W., & Chin, A. (2013). Geomorphology of the Anthropocene:

- Understanding The Surficial Legacy of Past and Present Human Activities. *Anthropocene*. 1 (2). 1-3.
- Kale, M. M., Ataoğ, M., Tekkanat, I. S., (2017). Assessment of shoreline alterations using a Digital Shoreline Analysis System: a case study of changes in the Yeşilırmak Delta in northern Turkey from 1953 to 2017, *Environmental Monitoring and Assessment*, 191: 398-410.
- Karataş, A. (2016). Üsküdar'da Rölyefin Yeniden Tanzimi:Antropojenik Jeomorfoloji ve Yansımaları. *Uluslararası Üsküdar Sempozyumu Bildiriler Kitabı, Cilt II*. (ss. 443-453). İstanbul.
- Kılar, H. & Çiçek, İ. (2018). Göksu Deltası Kıyı Çizgisi Değişiminin DSAS Aracı ile Belirlenmesi . *Coğrafi Bilimler Dergisi*, 16 (1) , 89-104 . DOI: 10.1501/Cogbil_0000000192
- Kılar, H. & Çiçek, İ. (2019). Kıyı Çizgisinin Gelecekteki Konumunun Belirlenmesinin Önemi: Göksu Deltası Örneği, Mersin (Türkiye) . *Coğrafi Bilimler Dergisi* , 17 (1) , 193-216 . DOI: 10.33688/aucbd.559328
- Kopar, İ., Çelik M., & Bayram, H. (2018). Kapadokya Volkanik Provensi'ndeki Volkan Rölyefinin Antropojenik Degrasyonu Üzerine Bir Analiz. *Türk Coğrafya Dergisi*, 71. 37-46. doi: 10.17211/tcd.424377.
- Larsen T. B., & Harrington J. (2020). Geographic Thought and the Anthropocene: What Geographers Have Said and Have to Say. *Annals of the American Association of Geographers*. doi: 10.1080/24694452.2020.1796575.
- Li, J., Yang, L., Pu, R., & Liu, Y. (2017). A Review on Anthropogenic Geomorphology. *Journal of Geographical Sciences*. 27 (1). 109-128. doi: 10.1007/s11442-017-1367-7.
- Manea, ř., Surdeanu, V., Rus, I. (2011). Anthropogenic Changes on Landforms in the Upper And Middle Sectors of Strei Basin. *Romania of Journal Geography*. 55 (1). 37-44.
- McFeeters, S.K.,(1996). The use of the normalized difference water index (NDWI) in the delineation of open water features. *International Journal of Remote Sensing*, 17(7):1425-1432.
- McFeeters, S.K. (2013). Using the Normalized Difference Water Index (NDWI) within a Geographic Information System to Detect Swimming Pools for Mosquito Abatement: A Practical Approach, *Remote Sensing*. 5, 3544-3561.
- Nir, D., (1983). Man, A Geomorphological Agent. An Introduction to Anthropic Geomorphology. Dordrecht, Boston, London: Reidel.
- Özşahin, E. (2013). Asi Nehri Deltasının (Hatay) Antropojenik Jeomorfolojisi. Öner, E. (Ed.) Profesör Doktor İlhan Kayan'a Armağan. (ss. 925-934). İzmir: Ege Üniversitesi Yayınları.
- Rocatti, A., Fancini, F., Luino, F., De Graff, J., & Turconi, L. (2019). Morphological changes and human impact in the Entella River floodplain (Northern Italy) from the 17th century. *ScienceDirect Elsevier*. 182. 1-19.
- Rózsa, P. (2007). Attempts at Qualitative and Quantitative Assessment of Human Impact on the Landscape. *Geogr Fiz Dinam Quat*. 30. 233-238.
- Rózsa, P. (2010). Nature and Extent of Human Geomorphological Impact – A Review. Szabó, J., David, L., & Loczy, D. (Ed.). *Anthropogenic Geomorphology, A Guide to Man-Made Landforms*. (ss. 273-293). Dordrecht Heidelberg London New York: Springer.
- Rózsa P., & Novák, T. (2011). Mapping anthropogenic geomorphological sensitivity on global scale. *Zeitschrift für Geomorphologie*. 55 (1). 109-117. doi: 10.1127/0372-8854/2011/005551-0041.
- Rózsa P., Incze, J., Balogh, S., & Novák T. (2020). A novel approach to quantifying the degree of anthropogenic surface transformation – the concept of 'hemeromorphy'. *Erkunde* 74 (1). 45-57. doi:0.3112/erdkunde.2020.01.03.
- Seymen, İ., (1995). İzmit Körfezi ve Çevresinin Jeolojisi, İzmit Körfezi'nin Kuvaterner İstifi, Editör Engin MERİÇ, ss. 1-21, Kocaeli.
- Sofia, F., Marinello, F., & Tarolli, P. (2016). Metrics for quantifying anthropogenic impacts on geomorphology: Road networks. *Earth Surface Processes and Landforms*. 41. 240-255. doi: 10.1002/esp.3842.
- Steffen, W., Grinevald, J., & Crutzen, P. (2011). The Anthropocene: Conceptual and Historical Perspectives. *Philosophical Transactions of the Royal Society*. 369. 842-867. doi: 10.1098/rsta.2010.0327.
- Szabó, J., David, L., & Loczy, D. (2010). *Anthropogenic Geomorphology: A Guide to Man-Made Landforms*. London, New York: Springer.
- Szabó, J. (2010). *Anthropogenic Geomorphology: Subject and System*. Szabó, J., David, L., & Loczy, D. (Ed.). (ss. 3-10). Dordrecht, Heidelberg, London, New York: Springer.
- Tağıl, ř., & Cürebal, İ., (2005). Altınova (Balıkesir) Sahilinde Kıyı Çizgisi Değişimini Belirlemede Uzaktan Algılama Ve Coğrafi Bilgi Sistemleri, *Fırat Üniv. Sosyal Bilimler Dergisi*, 15(2), 51-68.

- Tarolli, P. (2016). Humans and the Earth's Surface. *Earth Surface Processes and Landforms*. 41. 2301-2304. doi: 10.1002/esp.4059.
- Tarolli, P., & Sofia, G. (2016). Human Topographic Signatures and Derived Geomorphic Processes Across Landscapes. *Geomorphology*. 255. 140-161.
- Tarolli, P., Cao, W., Sofia, G., Evans, D., & Ellis, E. (2019). From features to fingerprints: A general diagnostic framework for anthropogenic geomorphology. *Progress in Physical Geography*. 43 (1). 95-128.
- Turoğlu, H., (1993). İzmit Körfezi Doğu Kıyısı Dolgusunun Mühendislik Jeomorfolojisi Açısından Etüdü, İstanbul Üniversitesi Edebiyat Fakültesi Coğrafya Dergisi, 4: 321-343.
- Turoğlu, H., (1994). İzmit Körfezi Doğu Kıyısının Fiziki evre Problemlerine Jeomorfolojik Yaklaşım, *Türk Coğrafya Dergisi*, 29: 375-386.
- Turoğlu, H., (2009). 3621 Sayılı Kıyı Kanununun ve Onun Uygulama Problemleri, *Türk Coğrafya Dergisi*, 53: 31-40.
- Turoğlu, H., (2017). Deniz ve G llerde Kıyı, Yasal ve Bilimsel Boyutlarıyla Kıyı, (Editörler: H. Turoğlu, H., Yiğitbaşıoğlu) Jeomorfoloji Derneği Yayın No 1, Ss:1-30, İstanbul.
- Turoğlu, H. (2019). Yapay kıyıların jeomorfolojik tanımlaması: Diliskelesi kıyıları  rneği (Kocaeli, Türkiye). *Coğrafya Dergisi*. 39. 11-27.
- Ulugün, Y., (2008). Seyahatnamelerde Kocaeli ve evresi, İzmit Rotary Kulübü Y., No: 18, Kocaeli.
- Uncu, L., Karakoca, E., (2021). Antropo-jeomorfolojik bir yaklaşımla Bilecik (Merkez ilçe) taş ocaklarının mekânsal ve zamansal değişimi . *Türk Coğrafya Dergisi* , (77) , 119-130 . DOI: 10.17211/tcd.933685
- Ursu, A., Chelaru, D. A., Mihai, F. C., & Iordache,  . (2011). Anthropogenic Landform Modeling Using GIS Techniques Case Study: Vrancea Region. *Geographia Technica*. 13 (1). 91-100. doi: 10.5281/zenodo.19144.
- Uzun, M. (2015). İzmit Körfezi Kıyılarında, Kıyı Jeomorfolojisi- Kıyı Kullanımı İlişkisinin Coğrafı Analizi. *Zeitschrift für die Welt der Türken / Journal of World of Turks*, 7(2), 351–375.
- Uzun, M., (2020a). Anthropogenic Geomorphology in The Dilderesi Basin (Gebze-Dilovası): Changes, Dimensions and Effects. *International Journal of Geography and Geography Education (IGGE)*. 41. 319-345. doi: 10.32003/igge.623378.
- Uzun, M., (2020b). Antropojenik Jeomorfoloji Kapsamında Rölyefin Değişim Analizi: Ataşehir (İstanbul)  rneği. *Coğrafı Bilimler Dergisi/Turkish Journal of Geographical Sciences*. 18 (1). 57-84.
- Uzun, M., (2021a). Coğrafı Bilgi Sistemleri ve Uzaktan Algılama ile Antropojenik Jeomorfolojide Değişim Analizleri, *Coğrafya Araştırmalarında Coğrafı Bilgi Sistemleri Uygulamaları-II* (Editörler: M. F. Döker, E. Akköprü), Pegem Akademi Yayınları, (121-144) Ankara.
- Uzun, M., (2021b). Antropojenik Kaynaklı Jeomorfolojik Değişimlerin Oluşmasındaki Faktörlerin Coğrafı Analizi: Maltepe İlçesi (İstanbul)  rneği . * neri Dergisi* , 16 (56), 389-418 . DOI: 10.14783/maruoneri.888364
- Walker, H. J. (1991). Anthropogenic Landforms in the Coastal Zone (Sahil bantlarında Antropojenik Yerçekilleri). *Jeomorfoloji Dergisi  zel Sayı*, 19, 1-12.
- Werther, L., Mehler, N., Schenk, G.J., Zielhofer, C., (2021). On theWay to the Fluvial Anthroposphere—Current Limitations and Perspectives of Multidisciplinary Research. *Water* 13, 1-25.
- Xiang, J., Li, S., Xiao, K., Chen, J., Sofia, G., & Tarolli, P. (2019). Quantitative Analysis of Anthropogenic Morphologies Based on Multi-Temporal High-Resolution Topography. *Remote Sensing, MPDI*. 11. 1-20.
- Xu, H., (2006). Modification of Normalised Difference Water Index (NDWI) to Enhance Open Water Features in Remotely Sensed Imagery, Fuzhou Fujian, China.
- Yasir, M., Sheng, H., Fan, H., Nazir, S., Niang, A. J., Salauddin, M., Han, S., (2020). Automatic Coastline Extraction and Changes Analysis Using Remote Sensing and GIS Technology, 8: 156-170
- Yasir, M., Hui, S., Hongxia, Z., Hossain, S., Fan, H., Zhang, Li., Jixiang, Z., (2021). A Spatiotemporal Change Detection Analysis of Coastline Data in Qingdao, East China, *Hindawi Scientific Programming*21, 1-11,.
- Zhang, Y., Li, X., Zhang, J. & Song, D. (2013). A Study on Coastline Extraction and Its Trend Based on Remote Sensing Image Data Mining. *Abstract and Applied Analysis*, vol. 2013, 693194. <https://doi.org/10.1155/2013/693194>
- Zhou, M., Wu, M., Zhang, G., Zhao, L., Hou, X., Yang, Y., (2019). Analysis of coastal zone data of northern Yantai collected by remote sensing from 1990 to 2018, *Applied Sciences*, 9(20), 1-10.

Jeomorfolojik Araştırmalar Dergisi

Journal of Geomorphological Researches

© Jeomorfoloji Derneği

www.dergipark.gov.tr/jader

E - ISSN: 2667 - 4238



Araştırma Makalesi / Research Article

AYDOĞDU, KIZILCA, OVACIK VE KIRKOLUK POLYELERİNİN (TAVAS, DENİZLİ) MORFOMETRİK ÖZELLİKLERİ VE JEOMORFOLOJİK EVRİMİ

Morphometric properties and geomorphological evolution of Aydoğdu, Kızılca, Ovacık and Kırkoluk poljes (Tavas, Denizli)

Kadir TUNCER

Burdur Mehmet Akif Ersoy Üniversitesi, Fen Edebiyat Fakültesi, Coğrafya Bölümü, Burdur.

tunkadir@gmail.com  <https://orcid.org/0000-0002-8222-0116>

Makale Tariğesi

Geliş 24 Temmuz 2021

Kabul 3 Ekim 2021

Article History

Received July 24, 2021

Accepted October 3, 2021

Anahtar Kelimeler

Kırkoluk-Ovacık polye sistemi, Kızılca Polyesi, Aydoğdu Polyesi, çok kökenli-çok dönemli yapısal polye, polye morfometrisi

Keywords

Kırkoluk-Ovacık polje system, Kızılca Polje, Aydoğdu Polje, polygenic-polycyclic structural polje, polye morphology

Atıf Bilgisi / Citation Info

Tuncer, K. (2021) Aydoğdu, Kızılca, Ovacık ve Kırkoluk Polyelerinin (Tavas, Denizli) Morfometrik Özellikleri ve Jeomorfolojik Evrimi / Morphometric properties and geomorphological evolution of Aydoğdu, Kızılca, Ovacık and Kırkoluk poljes (Tavas, Denizli), Jeomorfolojik Araştırmalar Dergisi / Journal of Geomorphological Researches, 2021 (7): 82-108
doi: 10.46453/jader.974102

ÖZET

Kırkoluk-Ovacık polye sistemi, Kızılca ve Aydoğdu polyeleri ile Belova uvalası; Teke yöresinin kuzeybatı kenarında ve aynı zamanda Ege Bölgesi ile olan coğrafi sınır bölgesinde yer almaktadır. Likya naplarına ait farklı litostratigrafik özelliklerdeki birbirlerinin üzerlerine itilmiş karbonat dilimleri içinde gelişmiş olan bu karstik şekiller, tektonik ve litolojik hatlar boyunca uzanım gösterirler. Bu makro karstik şekiller, paleo iklimik koşulların etkisi altında farklı büyüklüklerde hem yanal hem de düşey yönlerde gelişebilmiş depresyonlardır. Miyosen'de orojenez ve aşınım alanı halindeki araştırma sahasında bu polyeler, Pliyosen başlarında sahada KD-GB ve D-B yönlü normal fayların gelişmesine bağlı olarak oluşmaya başlamış. Ancak, henüz gelişiminin başlangıç döneminde bu ilksel polyeler örtü depolarıyla örtülmüştür. Üst Pliyosenden itibaren bu örtü depoları sıyrılarak sahada polyeleşme tekrar başlamıştır. Bu şekilde Pliyosen yüzeyler içerisinde gelişen bu polyeler son şeklini ise Pleyistosen'deki jeomorfolojik gençleşmelerle kazanmıştır. Yapısal hatlarda gelişen bu polyeler, sahanın sahip olduğu litostratigrafik özellikler itibariyle sığ-yanal karstın en karakteristik şekillerini oluşturmaktadır. Bu karstik depresyonlar, aynı zamanda farklı tektonik birimlerin ve fayların kontrolünde oluşarak jeolojik ve jeomorfolojik evrimin şekillendirici etkileriyle gelişmişlerdir. Bunların bir sonucu olarak da alandaki polyeler, tektonik ve yapısal hatlar boyunca art arda sıralanmış "çok kökenli-çok dönemli" karstik çukurluklardır. Bunlardan Kızılca, yüzeyden tamamen kapalıdır ancak güney kenarındaki düdenler yoluyla yeraltından dışarıya akışı olan bir polyedir. Dar ve derin bir akarsu vadisiyle Kızılca Polyesine, oradan da düdenlere akaçlanan Aydoğdu Polyesi ise yüzeyden açılmış bir polyedir. Sahanın en güneyindeki Kırkoluk ve Ovacık polyeleri, önceden bir bütün olarak oluşmuş ancak sonradan alçak bir eşikle birbirlerinden ayrılmış birer kapalı depresyondur. Bu iki polye, sonradan Kırdadılarından taşınan alüvyal yelpaze depolarıyla ayrılmasına rağmen bir polye sistemi olarak kabul edilmiştir. Bu polye sistemi en güneyden Barz Polyesinde de alüvyal yelpazelerin ve tabandan çıkan kumtaşı-kiltaşı-şeyl birimlerinin oluşturduğu alçak bir eşikle ayrılmıştır. Yaklaşık 142 km² alan kaplayan çalışma sahasında yer alan 4 polye, 1 uvala ve 46 dolin tüm çalışma alanının yaklaşık %30'unu oluşturmaktadır. Farklı büyüklük ve şekilsel yapılar sunan bu karstik depresyonlardan Kızılca Polyesi kısmen dairesel şekilleyken, Aydoğdu, Ovacık ve Kırkoluk polyeleri ve Belova Uvalası, şekilsel bozulmalara uğramış ve aynı zamanda dairesellikten uzaklaşmış (geneli uzamış) formlardadır. Bunda, özellikle litolojik ve fayların uzanım yönleri ile bindirme yapılarının rolü büyük olmuştur.

ABSTRACT

Kırkoluk-Ovacık polje system, Kızılca and Aydoğdu poljes and Belova uvala; It is located on the northwest edge of the Teke region and also in the geographical border region with the Aegean Region. These karstic shapes, which were developed in carbonate slices pushed on top of each other with different lithostratigraphic features belonging to the Lycian nappes, extend along tectonic and lithological lines. These macrokarst shapes are depressions of different sizes that have developed in both lateral and vertical directions under the influence of paleo-climatic conditions. These poljes in the research area, which was an orogeny and erosional area in Miocene, started to form due to the development of NE-SW and E-W

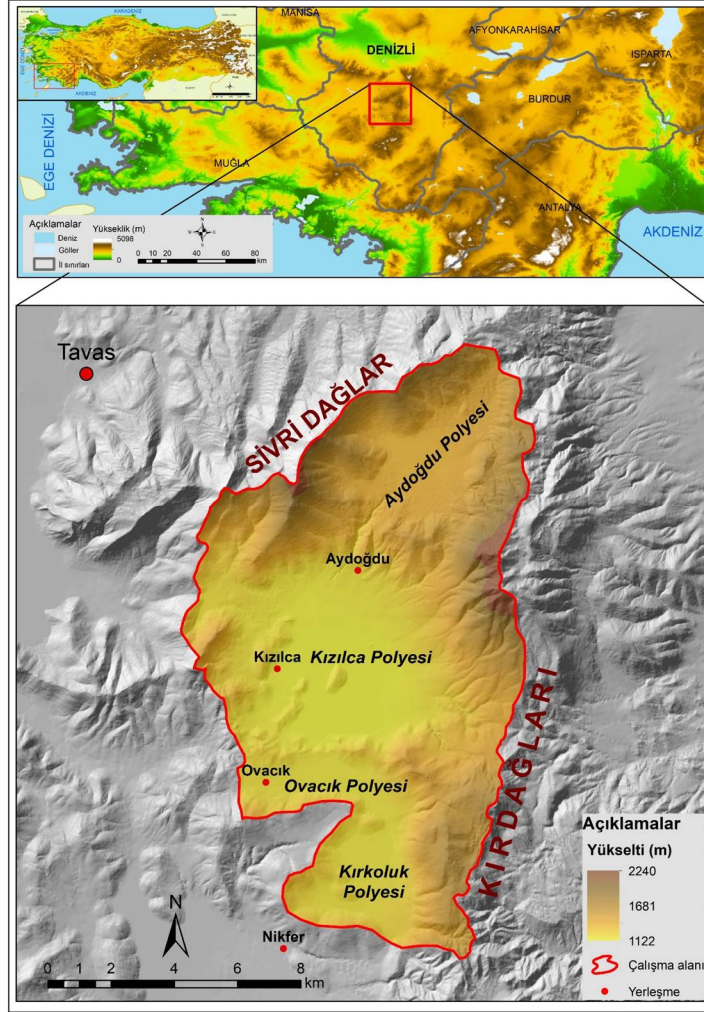
direction normal faults in the area at the beginning of the Pliocene. However, these primary poljes were covered with cover deposits in the early stages of their development. Beginning from the Upper Pliocene, these cover deposits were stripped and pollination started again in the field. These poljes, which developed within the Pliocene surfaces in this way, gained their final shape with the geomorphological rejuvenations in the Pleistocene. These poljes, which develop in structural lines, form the most characteristic shapes of shallow-lateral karst in terms of the lithostratigraphic features of the area. These karstic depressions were also formed under the control of different tectonic units and faults and developed with the shaping effects of geological and geomorphological evolution. As a result of these, the poljes in the area are "polygenic-polycyclic" karstic depressions that are successively aligned along tectonic and structural lines. Of these, Kızılca is completely closed from the surface, but it is a polje that flows out from underground through its sinkholes on the south side. Aydoğdu Polje, which flows into the Kızılca Polje with a narrow and deep river valley, and from there to the sinkholes, is a polje opened from the surface. The Kırkoluk and Ovacık poljes in the southernmost part of the field are closed depressions that were formed as a whole but later separated from each other by a low threshold. Although these two poljes were separated by the alluvial fan depots later transported from the Kırdağları, they were accepted as a polje system. This polje system is separated from the Barz Polje from the south by a low threshold formed by alluvial fans and sandstone-claystone-shale units coming out from the base. 4 polje, 1 uvala (Belova) and 46 dolines in the study area, which covers an area of approximately 142 km², constitute approximately 30% of the entire study area. Among these karstic depressions, which offer different sizes and morphological structures, Kızılca Polje is partially circular, while Aydoğdu, Ovacık and Kırkoluk Poles and Belova Uvala have undergone deformations and at the same time have deviated from circularity (generally elongated) forms. In this, especially the lithological and the extension directions of the faults and the thrust structures played a great role.

© 2021 Jeomorfoloji Derneği / Turkish Society for Geomorphology
Tüm hakları saklıdır / All rights reserved.

1. GİRİŞ

Güneybatı Anadolu'da Akdeniz Bölgesi ile Ege Bölgesinin sınır kuşağında yer alan Aydoğdu, Kızılca, Ovacık ve Kırkoluk polyeleri; Denizli'nin Tavas ilçesi idari sınırları içinde yer almaktadır. Ancak sahanın kuzeydoğu kesimi Serinhisar ilçe sınırları içinde kalmaktadır. Sahada kuzeyden güneye art arda sıralanmış olan bu polyeler, Coğrafi Koordinat Sistemine göre 29°06'10" – 29°13'53" doğu boylamları ve 37°24'50" – 37°34'44" kuzey enlemleri arasında bulunmaktadır. Tavas-Kale havzası ile Acıpayam Batı Torosların kuzeybatı kenarında yer alan polyeler, doğudan 1400-2240 metreler arasında uzanan Kırdağları silsilesi ile batısından 1800-2094 metrelerdeki Sivri Dağlar ve onun güneyindeki 1320-1530 metreler arasında yükseltilere sahip tepelik alanlar ile çevrelenmiştir (Şekil 1). Polyelerin taban yükseltileri 1125 m (Kızılca) ile 1500 m (Aydoğdu) arasında değişmektedir. Batı Torosların kuzeybatı kenarında yer alan çalışma alanındaki polyelerin toplam havzası yaklaşık 142 km² alan kaplarken polyelerin taban alanlarının toplamı da yaklaşık 39 km²

alan kaplamaktadır. Bunun yanında sahanın diğer bir makro karstik Őekliini ise Kızılca Polyesi'nin kuzeybatısında yer alan Belova Uvalası oluşturur. Tüm bu karstik depresyonlar, bölge insanının hayatı için yüksek potansiyele sahip yegâne ovalardır. Polye tabanları, haşin karst sahalarında düz ve verimli topraklara sahip olmaları nedeniyle insanların yerleşmeleri ve tarımsal faaliyetlerini sürdürebilmeleri bakımından oldukça önemlidir (Cvijic, 1893; Gams, 1978; Böglü, 1980; Jennings, 1985; White, 1998; Koçak&Arıbaş, 2003; Ford&Williams, 2007). Araştırma alanındaki bu dört polyede insan yerleşimleri, muhtemelen neolitik dönemden bu yana hep var olmuştur. Kızılca Polyesi tabanında tamamen yok olmadan varlığını koruyabilmiş bir höyüğün varlığı bunu kanıtlar niteliktedir. Günümüzde de bu polyeler, bölgenin en önemli tarımsal aktivitelerinin sürdürüldüğu yerlerdir ve aynı zamanda Kızılca, Aydoğdu (Kızılca Polyesinde) ve Ovacık (Ovacık Polyesinde) köyleri bu polyelerin kenarlarında kurulmuş yerleşmelerdir (Şekil 1).



Şekil 1: Araştırma alanının yerbulduru haritası. / **Figure 1:** Location map of the research area.

Batı Toros napları (Ersoy, 1989, 1990; Şenel, 2007; Aksoy&Aksarı, 2008) olarak da bilinen Likya (Teke) naplarının (Graciansky, 1967, 1968) farklı fasiyelerdeki karbonat dilimleri ile yine bu naplara ait ofiyolitik kayaların üst üste bindiği tektonik bir kuşakta yer alan çalışma alanında, son derece karstik litolojilere ve yapısal özelliklere sahip kayalar yüzeylenmektedir. Oluşum ortamları, yapısal özellikleri ve yaşları farklı olan bu karbonatlı birimler; polye tabanlarını ve kısmi karstik alanları da dahil ettiğimizde, çalışma sahasında yüzeylenen tüm birimlerin yaklaşık %75'ini oluşturmaktadır. Bu karbonatlı birimler, alanda Alt Liyas-Senoniyen aralığında çökelmiş ve birbirlerinin üzerlerine itilmiş durumdadır. Bu karbonatlı birimler, topoğrafyada 15-600 metreler arasında farklı kalınlıklara sahiptirler. Yüzeyden yer yer karstik olmayan allohton veya neo-otokton birimlerle örtülmüş olan bu karbonatlı kayalarda, değişik boyutlarda ve konumlarda her türden karstik şekil

gelişebilmiştir. Karst topoğrafyasının hakim olduğu sahada gelişen karstik şekillerden en yaygın olanları ise polyeler, dolinler ve uvalalardır. Araştırmaya konu olan Aydoğdu, Kızılca, Ovacık ve Kırkoluk polyeleri, Toros Karst kuşağının (Eroskay&Günay, 1980; Ekmekçi 2003) batısında ve “Batı Toros karst alanı” (Nazik&Tuncer, 2010; Nazik&Poyraz, 2015, 2017; Nazik, vd., 2019) içinde yer alırlar ve bölgede “sığ karst” tipinin en güzel şekillerini karakterize ederler.

Araştırma alanındaki polyeler, en yakındaki Ege Denizi'nden kuş uçuşu 90-100 km uzağında ve Akdeniz ikliminden karasal iklime geçiş yapılan bir bölgede yer almaktadır. Acipayam meteoroloji gözlemine ait 53 yıllık (1967-2020) veriler kullanılarak hesaplanan Erinç (1996) ve Thornthwaite (1948) yağış etkinlik indislerine göre araştırma sahasında, “Akdeniz yarı nemli iklim” koşulları hüküm sürmektedir (Tuncer, 2021). Fick ve Hijmans'ın (2017)

oluşturdukları iklim haritalarından elde edilen veriler kullanılarak Kızılca Polyesi tabanındaki Kızılca köyüne (1140 m) göre yapılan hesaplamalarda; çalışma alanında aylık ortalama sıcaklıkların 2 ile 22,1 °C arasında, yağışların ise 13 ile 109,7 mm arasında değiştiği görülmektedir (Tablo 1). Bu verilere göre sahadaki sıcaklık değerlerinin yazın buharlaşmayı arttırmasının dışında, günümüzün karstlaşma etki ve süreçlerini kesintilere uğratacak sonuçlar yaratmadığı açıktır. Buna karşılık sahadaki karstik

çözünmenin yıl içerisinde haziran başı - ekim sonu arasında yağış yetersizliği ve buharlaşma artışının yarattığı su açığı nedeniyle yavaşladığı ve kesintiye uğradığı söylenebilir. Bu polye alanlarında yıllık toplam ortalama yağışlar ise 642,2 mm civarında olmaktadır. Polyelerin etraflarını çevreleyen dağlık kütleler üzerinde ise tüm bu meteorolojik değerler değişmektedir. Buralarda orografik etkiden ve yükseltiden dolayı yağış miktarlarında artış, sıcaklıklarda ise düşüşler görülmektedir.

Tablo 1: Kızılca köyü (1140 m) aylık ortalama sıcaklık (°C) ve yağış (mm) değerleri (Kaynak: Fick ve Hijmans, 2017). / **Table 1:** Monthly average temperature (°C) and precipitation (mm) values of Kızılca village (1140 m) (Source: Fick and Hijmans, 2017).

Kızılca Köyü (1140 m)	Oca.	şub.	Mar.	Nis.	May.	Haz.	Tem.	Ağu.	Eyl.	Eki.	Kas.	AraL.	Yıllık
Ortalama sıcaklık (°C)	2	2,9	5,9	10,1	14,5	18,8	22,1	22	18,3	12,9	7,5	3,6	11,7
Ort. toplam yağış (mm)	106,7	86,1	67,7	48,5	45,2	25,5	15,4	13	17	41	66,3	109,7	642,2

Araştırma sahasının morfolojisinde dikkat çekici özelliklerden biri de ileri düzeydeki karstifikasyonun etkisiyle yüzey drenajının belirgin ve sık olmamasıdır. Polyelere inen kısa boylu ve mevsimlik dereler, günümüzde sağanak yağışlı zamanlar dışında genelde kışın bile belirgin akışlar göstermemektedir. Polyelerde sonlanan bu derelerin tabanlarında günümüzde artık karstlaşma süreçleri etkin olmaya başlamıştır.

Bu çalışmayla; Kırkoluk, Ovacık, Kızılca, Aydoğdu polyeleri ile Belova uvalasının morfometrik ve jeomorfolojik özelliklerinin tespit edilerek bu makro karstik depresyonların oluşum ve gelişim özellikleri ile sahanın karstlaşma evriminin açıklanması amaçlanmıştır.

1.1. Polyeler

Etkileyici bir manzara sunan karst topoğrafyasının yüzeydeki en büyük şekli polyeler oluşturur. Slavca'dan karst literatürüne giren polye (polje), karstik bölgelerde geniş ve etrafı kalkerli yamaçlarla çepeçevre kuşatılmış ovalık sahalardır (Pekcan, 2019). Dar anlamda; polye, kireçtaşı karstındaki çöküntüler olarak tanımlanabilir (Bonacci, 2004, 2013). Jeomorfolojik terim olarak polye, karstik kayalar üzerinde gelişmiş, belirgin bir şekilde düz dipli büyük kapalı çöküntüleri ifade eder (Gracia vd., 2003). Gams (1978) karstik polyeyi, düz tabanlı, karstik drenajlı ve dik

çevresel eğimli büyük kapalı bir havza olarak tanımlamıştır. Field (2002) ise polyeyi, uzun eksenli ana yapısal eğilimlere paralel olarak gelişen ve onlarca kilometre uzunluğa ulaşabilen, karstik kireçtaşı içinde geniş, düz tabanlı bir çöküntü olarak tanımlamıştır. Polyeler, farklı yükselti aralıklarında oluşabilen genellikle yapısal dokuya ya da orojenik kuşaklara uygun olarak uzanan düz bir alüvyal tabana ve yüzey sularını yutan düdenlere sahip çok kökenli kapalı karstik çukurluklardır (Gams, 1978; Jennings, 1985; Atalay, 2003; Gracia vd., 2003; Ford&Williams, 2007; Doęan vd., 2017, 2019; Doęan&Koçyięit, 2018; şimşek vd., 2020; Tuncer, 2021). Genel anlamda karstik polyeler; düz tabanlı ve ekilebilir topraklara, devamlı veya mevsimlik akarsulara sahip uzun ve kapalı çöküntülerdir (Lučić, 2014). Polyeler, genel ve ortak bir karst taban seviyesinden bağımsız olarak farklı yükseltilerde oluşabilen aşınım devresinin herhangi bir aşamasında gelişebilen ve tabanı geçirimsiz maddelerle kaplanan ilksel depresyonların karbonatlı yamaçlarının karstlaşmayla gerilemesi sonucu oluşmuş topoğrafya şekilleridir (Erinç, 2010). Nicod (2003) polyenin basit bir şekil olmadığını ve bu nedenle bir veya iki kriterle tanımlanamayacağını belirtmiştir. Nicod'a göre bir karstik polye, altı ana kritere sahip olmalıdır: (1) topoğrafya özellikleri, (2) sahip olduğu yapısal koşullar, (3) aktif tektoniğin bir parçası olması, (4) paleo morfoklima koşulları,

(5) güncel ve mevcut hidrolojik koşullar, (6) jeomorfolojik özellikleri.

Toros karst kuşağında jeolojik, jeomorfolojik, tektonizma ve klimatolojik özelliklerin karşılıklı etkileşimleri neticesinde çok sayıda mikro ve makro karstik Şekil meydana gelmiştir (Öztürk, vd., 2017a, 2017b, 2018). Bu Şekillerin en büyüğünü de polyeler oluşturmaktadır. Bugüne kadar ülkemizde, özellikle Toros karst kuşağındaki polyelerin oluşumu, gelişimi ve jeomorfolojik özellikleriyle ilgili çok sayıda akademik çalışma yapılmıştır. Bunların başlıcalarını Güldalı (1976), Selçuk Biricik ve Bozyiğit (1996, 1998), Keser (2004a, 2004b, 2008), Koçak ve Arıbaş (2003), Doğan (1993, 2003), Doğan vd. (2017, 2019), Duman ve Ege (2018), Kahraman (2007), Bozyiğit ve Kurt (2000), Kurt (2000, 2001), Ege (2015a, 2015b, 2017), Özşahin (2013), Şimşek, vd. (2021) ve Tuncer (2021)'in yaptığı çalışmalar oluşturmaktadır.

Polyeler, bugüne kadar ulusal ve uluslararası arenada farklı bakış açılarıyla sınıflandırılmaya çalışılmıştır. Bunlardan en öncelikli olanları; Gams (1978, 1994), Őahinci (1991), Bonacci (1987), Ford&Williams (1989, 2007), Doğan (2003), Nazik ve Tuncer (2010), Lučić (2014), Őimřek vd. (2020) ve Tuncer (2021)'dir. Uluslararası karst literatüründe en yaygın kabul gören sınıflama, Ford&Williams'ın (1989, 2007) sınıflamasıdır. Bunlara göre polyeler; (1) kenar polye, (2) yapısal polye ve (3) taban seviyesi polyesidir.

Polyeler üzerine yapılan birçok akademik çalışmalara bakarak Şimşek, Doğan ve Öztürk (2020) yeni bir polye sınıflaması önermişlerdir. Onlara göre polyeler, tek bir tipte meydana gelebileceğı gibi çok kökenli oluşum ve gelişim özelliklerine de sahip olabilirler. Bu anlayışla Şimşek vd. (2020) polyeleri; (1) tek karakterli polyeler (*kenar polye, yapısal polye ve taban seviyesi polyesi*; Ford&Williams, 1989, 2007), (2) iki karakterli polyeler (*yapısal-kenar polye, yapısal-taban seviyesi polyesi, kenar-taban seviyesi polyesi*), (3) çok karakterli polyeler (ikiden fazla kökene sahip polyeler) Şeklinde üç gruba ayırmıştır.

Bugüne kadar yapılmış polye sınıflamaları da göz önünde bulundurarak polyeleri, morfolojik

özellikleri ve akaçlanma durumlarına göre; (1) kapalı polyeler, (2) açık polyeler, (3) bozulmuş veya fosil polyeler ve (4) düdenli polyeler Şeklinde dört sınıfa da ayırabiliriz (Tuncer, 2021).

Toros karst kuşağındaki karstlaşmanın oluşum ve gelişim özelliklerini araştıran Şimşek, vd. (2021), polyeleri oluşum kökeni ve gelişim dönemlerine göre; (1) tektono-karstik polyeler (Nazik, 1986, 1992) (Güldalı (1976), "dağarası ovası" olarak isimlendirmiştir.) (çok kökenli-çok dönemli), (2) karst kenar ovası (Louis, 1968; Erinç, 2010) polyeleri (tek kökenli-çok dönemli), (3) flüvyo-karstik polyeler (Nazik&Tuncer, 2010) (çok kökenli-çok dönemli), (4) glasiyo-karstik polyeler (Nazik&Tuncer, 2010) (çok kökenli-çok dönemli) Şeklinde dört gruba ayırmıştır.

Polyelerin dünyanın tüm karstik bölgelerinde oldukça çok araştırmaya konu olmasının iki temel nedeni vardır. Polyeler; (1) karstik alanlarda yerleşmeye ve tarım yapmaya en uygun alanlar (Ozoner, 2003; Bonacci, 2013; Sackl vd., 2014; Zeybek, 2004) olmasından dolayı polye alanında çıkabilecek taşkın ve kütle hareketleri gibi doğal çevre sorunlarının çözümlenmesi, yerleşim yerlerinin seçimi, tarım arazilerinin verimli kullanılması vb. amaçlarla uygulamalı jeomorfoloji çalışmalarına ve (2) bölgenin jeomorfolojik evrimine ışık tutması yani önemli ipuçları sağlaması (Şimşek vd., 2021) nedeniyle yerbilimsel araştırmalara konu olmuştur.

Toros dağ kuşağındaki polyelerle ilgili çalışmalar çok eskilere (Alagöz, 1944; Louis, 1956; Güldalı, 1970) dayanmaktadır. Çalışma alanı, Kırkkavak fayının batısında kalan Batı Toroslar tektonik bölgesinin (Özgül, 1984) kuzeybatı ucunda yer alır. Litostratigrafik özellikler ile tektonik hareketlerin karstlaşmada birincil derecede etkin olduğu Batı Toroslarda, Miyosen'den bu yana farklı Őiddet ve boyutlarda karstifikasyonlar meydana gelmiştir (Nazik&Tuncer, 2010). Bu karstlaşma süreçlerinin bölgedeki en karakteristik Şekillerini, farklı konum ve boyutlarda gelişmiş polyeler oluşturmaktadır. Batı Toroslar karst bölgesinin KB kenarında yer alan çalışma alanında da yaklaşık K-G doğrultusunda yan

yana sıralanmış ve topoğrafyada oldukça belirgin depresyonlar şeklinde kendini belli eden beş polye gelişmiştir. Bunlar en güneyden itibaren sırasıyla Barz, Kırkoluk, Ovacık, Kızılca ve Aydoğdu polyeleridir. Farklı yükseltilerde yer alan bu polyelerden Barz (tabanı 1015-1260 m), yerbilimsel açıdan ayrıntılı bir şekilde ayrı bir araştırma konusu olarak Tuncer (2021) tarafından ele alınmıştır. Kırkoluk, Ovacık, Kızılca ve Aydoğdu polyelerinin morfometrik özellikleri, oluşum ve gelişimleri ile jeomorfolojik ve karstik özellikleri ise aşağıda ayrıntılı bir şekilde açıklanmıştır.

2. MATERYAL ve YÖNTEM

Bu çalışmada, öncelikle alanının 1/25.000 ölçekli topoğrafya haritaları (Denizli-M22 d3 ve N22 a1, a2 paftaları) temin edilerek bunlar, çeşitli programlar kullanılarak sayısallaştırıldı. Bu sayısallaştırılan haritalardan yararlanılarak yerbulduru, yükseklik modeli haritaları ile arazi çalışmalarıyla jeomorfoloji haritası oluşturuldu.

Sahanın jeolojik özelliklerinin açıklanması amacıyla Maden Tetkik ve Arama (MTA) Genel Müdürlüğü tarafından yapılmış 1/100.000 ölçekli Denizli-M 22 ve N 22 paftalarının jeoloji raporları ile haritaları temin edildi. Bu jeoloji haritalarının araştırma sahasını oluşturan bölümü, yine çeşitli programlar yardımıyla sayısallaştırıldı. Ayrıca çizilen bu jeoloji haritalarından faydalanılarak polyeleri kesen jeolojik kesitler de çıkartıldı.

Sahanın iklim özelliklerini açıklamak amacıyla sahanın aylık ortalama sıcaklık değerleri ile aylık toplam yağış ortalama değerleri, çalışma alanında meteoroloji istasyonu bulunmadığından Fick ve Hijmans (2017) tarafından 50 yıllık (1960-2010) verilerle oluşturulan iklim haritalarından yararlanılarak oluşturuldu. Bunun yanında araştırma alanındaki hâkim iklim koşullarını ayrıntılı bir şekilde açıklayabilmek için araştırma sahasının yakınında olan Acıpayam meteoroloji gözlemevine ait 53 yıllık (1967-2020) veriler kullanılarak Erinç (1996) ve Thornthwaite (1948) yağış etkinlik indekslerine göre hesaplamalar yapılmıştır.

Çalışma alanındaki uvala ve polyelerin dağılışında, oluşum ve gelişiminde etkili olan

faktörler ile şekilsel özelliklerini tespit edebilmek adına; sayısallaştırılan 1/25.000 ölçekli topoğrafya haritaları üzerinden çizilen bu karstik çukurlukların Basso vd. (2013), Öztürk (2018a, 2018b) ve Öztürk vd. (2018)'ne göre uzun ve kısa eksenleri ölçülerek uzama oranları, alanları (km²) ve çevre uzunlukları (km) ölçülerek de dairesellik indisleri hesaplanmıştır.

3. BULGULAR

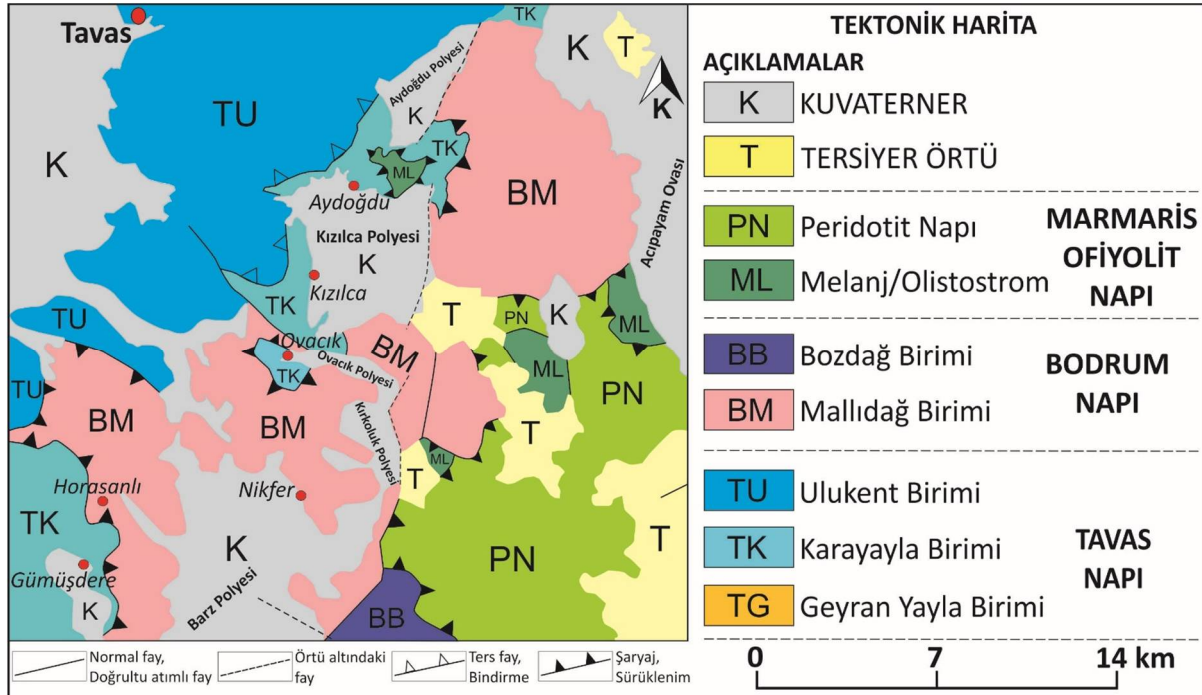
Aydoğdu, Kızılca, Ovacık ve Kırkoluk polyeleri ile Belova Uvalasının oluşum ve gelişim özellikleri ile jeomorfolojik ve karstik evrimini açıklayabilmek için sahanın jeolojik, tektonik, jeomorfolojik özellikleri araştırılmıştır. Daha sonra polyelerin, değişik araştırıcıların yapmış olduğu polye sınıflamalarındaki konumu ile polyelerin jeomorfolojik ve morfometrik özellikleri araştırılarak aşağıdaki sonuçlara ulaşılmıştır.

3.1. Jeolojik Özellikler

Bir bölgede karstifikasyonun başlayıp gelişebilmesi için temel faktör sahanın karstlaşmaya uygun litolojik ve yapısal özelliklere sahip olmasıdır. Karbonatlı kayalar; kireçtaşı, marnlar ve dolomitleri içeren geniş bir aileden oluşur ve gezegende bulunan tortul kayaçların yaklaşık %20'sini oluşturur (Gilli, 2015). Ülkemizde ise bu tür çözünmeye uygun kayaların oranı %40'lara ulaşmaktadır (Nazik, 2004; Nazik&Tuncer, 2010; Nazik, vd., 2012; Nazik&Poyraz, 2015; Nazik vd., 2019). Yeraltı karstlaşmasının karakteristiğı olan mağaraları da dikkate aldığımızda bu oran %60'ları bulmaktadır (Nazik&Poyraz, 2017). Bu karstik birimlerin tabaka kalınlıkları ve stratigrafileri, farklı kimyasal bileşimlere sahip olmaları ile tektonik hareketlerle duruşlarının bozulması, oluşan karstik şekillerin kısa mesafelerde değişmesine neden olur (Nazik, 1986, 1992; Öztürk, 2018a, 2018b; Tuncer, 2018, 2021). Deniz düzeyinin altından başlayarak +4000 metreler kadar olan yükseltilerde yüzeylenen ve belirgin kuşaklar halinde uzanan (Nazik, vd., 2012; Nazik&Poyraz, 2015, 2017) bu çözünebilir kayalar, en geniş alanlara ve en büyük kalınlıklara Toros Dağları kuşağında erişirler. İşte bu kuşağın en batısında yer alan araştırma sahasında da Geç Triyas-Geç Kretase

aralığında oluşmuş, değişik kalınlıklarda ve genelde tektonik uyumsuzluklarla üst üste gelmiş, bol kırık ve çatlaklı, değişik derecelerde çözünebilen kireçtaşları yaygınlık göstermektedir. Bu çözünmeye uygun kayalar, değişik yaş aralıklarında ve farklı fasiyelerde çökelmiş Batı Toros (Likya) napları adı verilen (Brunn vd., 1970; Ersoy, 1989; şenel, 2007) allokton konumlu birimler içerisinde yer almaktadır. Sahada birbirlerinin üzerine itilmiş olan bu nap birimleri, en altta Tavas napına (şenel, 1997a, 1997b), onun üstünde Bodrum napına (Graciansky, 1972) ve tüm bunları parçalar şeklinde üzerleyen Marmaris ofiyolit napına (şenel vd., 1989, 1994) ait tektonik dilimlerden oluşmaktadır. Genellikle düzensiz bir istiflenme gösteren bu birimlerden Geyran Yayla, Karayayla, Ulukent birimleri Tavas napını oluştururken (şenel vd., 1989, 1994)

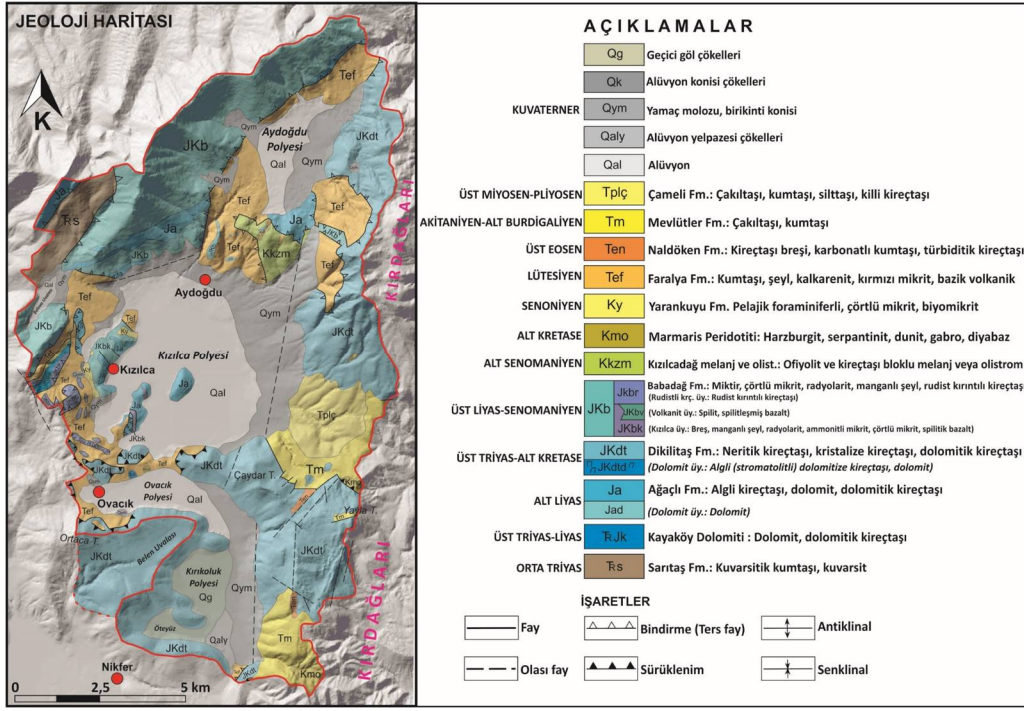
Mallıdağ (şenel vd., 1989), Bozdağ ve Çökek birimleri (şenel, 1997a, 1997b) Bodrum napını oluşturmaktadır. Marmaris ofiyolit napı ise peridotit ve melanjlerden oluşur (Akdeniz 2011). Bu tektonik birimlerden sahada en geniş alan kaplayanları, içlerinde karbonatlı litolojilerin ağırlıklı olduğu Mallıdağ ve Karayayla birimlerine ait kaya topluluklarıdır. Ulukent birimine ait yine karbonatlı kayaların ağırlıklı olduğu litolojik unsurlar ise sadece Aydoğdu Polyesinin kuzeydoğusunu sınırlandırmıştır. Kırkoluk Polyesinin tümü ve Ovacık Polyesinin büyük bir bölümü Mallıdağ birimine ait karstik litolojiler üzerinde gelişmişken Kızılca ve Aydoğdu polyeleri, Mallıdağ ile Karayayla ve Ulukent birimlerine ait litolojilerin kontak bölgesinde gelişmiştir (şekil 2).



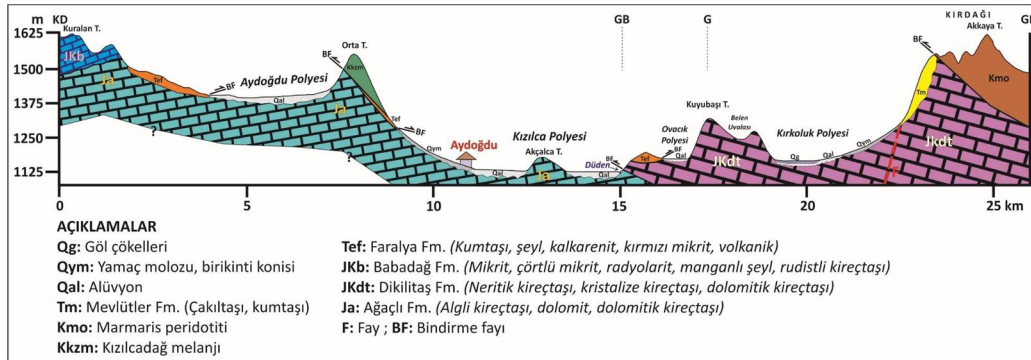
şekil 2: Araştırma alanındaki tektono-stratigrafi birimlerinin yayılışını gösteren harita (Akdeniz, 2011'den düzenlenmiştir). / **Figure 2:** Map showing the distribution of tectono-stratigraphic units in the research area (edited from Akdeniz, 2011).

Araştırma sahasında öncelikle polyelerin ve diğer makro karstik şekillerin oluştuğu veya oluşumunda rol oynayan en önemli birimler Karayayla ve Ulukent istifinin tam karstik Ağaçlı (Ja), Babadağ (JKb) ve kısmi karstik Faralya formasyonuna (Tef) ait litolojik yapılar ile Mallıdağ istifinin Dikilitaş formasyonuna (JKdt) ait litolojiler oluşturmaktadır. Tektonik

konumlu ve birbirlerinin üzerlerine itilmiş olan bu dilimlerin konumları, yayılımları, kalınlıkları ve içerdikleri kaya türleri, sahadaki karstik şekillerin, özellikle polyelerin oluşum yeri seçiminde ve yanal gelişimlerinde belirleyici etkileri olmuştur. Polyeler, bu formasyonların sınırlarında oluşmaya başlamıştır (şekil 3, 4).



Şekil 3: Araştırma sahasının jeoloji haritası (Akdeniz, 2011'den düzenlenmiştir). / **Figure 3:** Geological map of the research area (edited from Akdeniz, 2011).



Şekil 4: Araştırma alanında farklı birimler üzerinde gelişmiş olan polyelerin jeolojik kesiti. / **Figure 4:** Geological section of the poljes developed on different units in the research area.

Karayayla ve Ulukent birimine ait Alt Liyas Ağaçlı formasyonu (Şenel vd., 1994) ile Üst Liyas-Senomaniyen Babadağ formasyonu (Erakman vd., 1982), sahip olduğu karstik özelliklere bakılarak sahanın en karstik litolojilere sahip kaya dilimlerinden. Bunlardan Ağaçlı formasyonu (Ja); altta dolomit üyesiyle başlar ve algli kireçtaşları, dolomitleşmiş kireçtaşlarından oluşur (Şekil 5a). Karstik boşluklu Ağaçlı formasyonu, sahada 100-250 metreler arası kalınlıklara erişir (Akdeniz, 2011). Ağaçlı formasyonu altında yer alan ve alttan arkozik kumtaşlarıyla geçişli olan dolomit düzeyleri buralarda karst taban düzeyini (KTD) oluşturmaktadır. Kızılca ve Aydoğdu polyeleri bu formasyona ait kireçtaşları üzerinde gelişmiştir (Şekil 3, 4).

Sahip olduğu litolojik ve yapısal özellikler itibarıyla diğer bir karstik birim olan Babadağ formasyonu (JKb), ayırt edilebilen yerlerde alttan kısmen karstik olan Kızılca üyesi (JKbk) ile başlar, üste doğru volkanik üyesi (JKbv) ve tam karstik özelliklerdeki rudistli kireçtaşı üyesi (JKbr) ile sonlanır (Akdeniz, 2011). Üyelerin ayrılmadığı alanlarda formasyon, çört mercek ve bantlı, ince-orta katmanlı mikritler ile kalsitürbiditlerden oluşur (Şekil 5b). Bu formasyon Kızılca batısındaki yükseltilerde sıyrılma yüzeyleri olarak ve Belova Uvalasının geliştiği bölgede Faralya formasyonunun üzerine itilmiş olarak yüzeylenirler (Şekil 3). Kızılca Polyesinin batısındaki yamaçlarda yer yer dilimler halinde yüzeye çıkmış olan bazik volkanikler ile manganlı şeyl, radyolarit ve kırmızı çört

seviyeleri buralarda KTD'yi oluştururlar. Aydoğdu Polyesi kısmen bu formasyon üzerinde gelişmişken Kızılca Polyесinin kuzeydoğu kesimleri bu formasyona dayanmaktadır. Bu formasyonun en üstündeki tam karstik rudistli kireçtaşı üyesinin kalınlığı

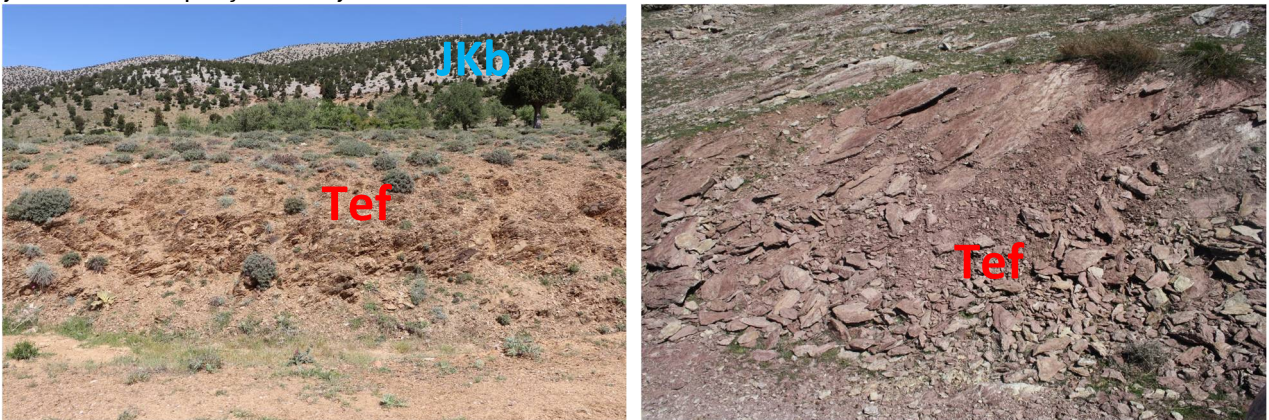
sahada 30 metreye ulaşır ve üye Kızılca Polyесinin batısında parçalar şeklinde görölür. Faralya formasyonunun üzerine itilmiş olan bu üyeye ait kayalar, buralarda küçüklü büyüklü parçalar halinde klip'ler oluşturmaktadır (şekil 3, 4).



şekil 5: Aydoğdu Polyесinin güneybatısında Kale Tepe'de yüzeylenmiş Ağaçlı formasyonunun kalsitürbititleri (a) ile bu polyenin kuzeybatısında Sivri Dağ'da yüzeylenmiş Babadağ formasyonun (JKb) kireçtaşları (b). / **Figure 5:** The calciturbitites of the Ağaçlı formation outcropped at Kale hill in the southwest of the Aydoğdu Polje (a) and the limestones of the Babadağ formation (JKb) outcropped at Sivri Dağ in the northwest of this polje (b).

Tavas napına ait tektonik birimlerin en üst kesimlerinde ise kumtaşı, şeyl, kalkerinit, kırmızı mikrit ve bazik volkaniklerden oluşan Lütesiyen *Faralya formasyonu (Tef)* (şenel vd, 1989) yer alır. Kumtaşı ara katmanlı, yersel karbonatlı, kumlu-killi kireçtaşı mercekli çamurtaşı veya şeyllerden oluşan formasyonun toplam görünür kalınlığı, Ulukent istifinde 150-200 m, Karayayla istifinde 250-300 m dolayındadır (Akdeniz, 2011). Kızılca Polyesi batı, güneybatı ve kuzeydoğusundaki yüksek alanlarda, Ovacık köyü çevresindeki yükseltilerde parçalar veya dilimler halinde

geniş bir yayılıma sahiptir. Genellikle üstten bindirme yüzeyleriyle sınırlandırılan formasyon, Kızılca Polyesi güneybatısında, Ovacık köyü ve Aydoğdu Polyesi çevresinde Mallıdağ istifinin altından küçüklü büyüklü tektonik pencereler şeklinde yüzeye çıkmıştır (şekil 3, 4). Çok sınırlı ölçekte karstik litolojiye sahip olan bu formasyonun kumtaşı, şeyl ve bazik volkanikleri Aydoğdu, Kızılca ve Ovacık polyelerinin tabandan veya yanlardan gelişmesini yer yer engelleyerek polyeleri sınırlandırmıştır (şekil 6).



şekil 6: Aydoğdu Polyesi kenarında bindirmeli Babadağ formasyonu altından yüzeylenmiş Faralya formasyonunun kumtaşı-kiltaşı seviyeleri (a) ve Aydoğdu Köyü kuzeyindeki yamaçlarda yüzeylenmiş Faralya formasyonunun kumlu-killi kırmızı mikritleri (b). / **Figure 6:** Sandstone-claystone levels of the Faralya formation outcropped under the thrust Babadağ formation at the edge of Aydoğdu Polje (a) and sandy-clayey red micrites of the Faralya formation outcropped on the slopes to the north of Aydoğdu Village (b).

Araştırma sahasında en yaygın yüzeylenen, litolojik ve yapısal özellikler itibarıyla de polyelerin oluşumunda doğrudan etkili olan birim, Mallıdağ istifine ait *Dikilitaş formasyonu (JKdt)* (Şenel vd, 1989) dur. Üst Triyas-Alt Kretase'de sığ karbonat şelfinde çökelmiş olan bu birim; alttan kül renkli dolomitlerle başlar, üste doğru kristalize kireçtaşı, neritik kireçtaşı, kısmen dolomitleşmiş kireçtaşı ve rudist kırıntılı kireçtaşından oluşur (Akdeniz, 2011). Bu kireçtaşlarında eklemeler ve kırıklar boyunca karstik erimeler yoğundur (Şekil 7). Sahada muhtemelen 500-600 m kalınlıklara ulaşabilen formasyonun en altında bulunan Dolomit üyesi



Şekil 7: Kır Dağları'nda (a) ve Ovacık Polyesinin güneyindeki yamaçlarda yüzeylenmüş *Dikilitaş formasyonunun (JKdt)* kireçtaşları (b). / **Figure 7:** Limestones of the *Dikilitaş formation (JKdt)* cropped out on the Kır mountains (a) and on the slopes south of the Ovacık Polje (b).

Araştırma sahasında Likya naplarının karbonat platformlarını, yine aynı yapısal birimin Marmaris ofiyolit napı üzerler. Bu ofiyolit napı, mafik ve ultramafik kayalardan oluşan *Marmaris peridotiti (Kmo)* (Çapan, 1980) ile karmaşık yapılu *Kızılcaadağ melanjı ve olistostromunu (Kkzm)* (Poisson, 1977) kapsar (Akdeniz, 2011). Bunlardan peridotitler Kırdaglarının yamaçlarında, melanjlar ise Kızılca ve Aydoğdu polyeleri arasındaki yükseltilerde büyük parçalar şeklinde örtüler oluştururlar (Şekil 3, 4). Özellikle Kızılca ve Aydoğdu polyeleri arasındaki melanj örtüsü, Faralya formasyonunun kıltaşı, kumtaşı ve şeylleri iki polye arasında korrozyona dirençli bir duvar oluşturmaktadır.

Sahada Likya'nın karbonat ve ofiyolit naplarını neo-otokton konumlu birimler transgressif olarak örtmektedir. Bu örtü birimlerinden kısmi karstik özellikteki Üst Eosen *Naldöken formasyonu (Ten)* (Çakmakoğlu, 1987) Kırdaglarının yamaçlarında çok küçük parçalar

(40-50 m) (Akdeniz, 2011), KTD'yi oluşturmaktadır. Denizli Devlet Su İşleri (DSİ) Şube Müdürlüğü'nün Kızılca I Düdeni'nin tıkanmaması ve yüzey sularının derin karst sistemlerine aktarılma amacıyla düden üzerinde açtığı 120 metrelik iki sondaj kuyusunun herhangi bir geçirimsiz kayayı kesmemiş olması, bu kireçtaşlarının sahanın en kalın karstik birimi olduğunu göstermektedir. Son derece karstik olan bu kayalar üzerlerinde Belova uvalası ile Kırkoluk, Ovacık polyelerinin tamamı ve Kızılca, Aydoğdu polyelerinin yarı kesimleri gelişmiştir (Şekil 3, 4).

şeklinde görülürken karstik olmayan Alt Miyosen *Mevlütler formasyonu (Tm)* (Akdeniz, 2011) ile yarı karstik özellikteki Üst Miyosen-Pliyosen *Çameli formasyonu (Tplç)* (Erakman vd., 1982), Kızılca Polyesi'nden Kırdaglarına çıkan yamaçlarda üst üste örtülmüş büyük parçalar şeklinde görülmektedir (Şekil 3, 4). Bu yayılım ve konum özelliklerine göre bu örtüler, buradaki Tersiyer havzasının tektonik aktivitelerle sonradan bölünerek veya küçülerek Neojen havzalarına dönüştüğü depresyonların kenarlarına karşılık gelmektedir. Buna göre saha, Tersiyer'den önce kara haline geçerek jeomorfik süreçlerin etkilerine maruz kalmış ancak sonradan yer yer Neojen örtüleriyle fosilize olmuştur. Sahada görülen bir başka otokton örtü birimleri ise Kuvaterner'in alüvyal çökelleri, geçici göl çökelleri ile alüvyal fanlardır. Bunlar polyelerin ve uvalanın tabanlarında, polyelerin kenarlarındaki yükseltilerin etek ve

yamaçlarında örtüler şeklinde yayılım gösterirler (Şekil 3, 4).

3.2. Tektonik Özellikler

Batı Toros orojenik bölgenin kuzeybatı kenarında ve Menderes masifiyle birleşme bölgesinde yer alan çalışma alanı, Likya naplarının (Nebert, 1961; Becker-Platen, 1970; Graciansky, 1972; Akat vd., 1975; Poisson, 1977) karbonatlı stratigrafileri ve Marmaris ofiyolit napının peridotit ve melanaj istiflerinin üst üste bindiği bir bölgede bulunmaktadır. Batı Toros napları (Ersoy, 1989, 1990) olarak da adlandırılan allokton konumlu bu tektonik birlikler, bölgeye Üst Kretase sonrasında kuzeyden gelerek yerleşmiştir (Poisson, 1968; Ersoy, 1990; Aksoy&Aksarı, 2008). Likya napları, farklı ortam koşullarında gelişmiş ve birbirleri üzerinde binik yapılar oluşturan kaya birimleriyle temsil edilirler (Şenel vd., 1989, 1994; Şenel, 2007). Bu birimler sahada, tektonostratigrafik konumları itibarıyla alttan üste doğru ve bazen de terselmiş dilimler halinde istiflenmişlerdir. Bu allokton konumlu Üst Paleozoyik-Tersiyer istifleri, bugünkü konumlarını şiddetli ve yaygın orojenik hareketlerin meydana geldiği Laramiyen fazları sırasında kazanmıştır (Akdeniz, 2011). Çalışma alanında KD-GB uzanımlı bu nap dilimleri kuzeybatıdan güneydoğuya doğru Tavas napı, Bodrum napı ve Gülbahar napı şeklinde sıralanır (Şekil 2). Araştırmaya konu olan polyeler de Tavas ve Bodrum naplarına ait karbonat dilimlerinin kesişme kuşaklarında gelişmişlerdir. Bu karbonat naplarını ise üstten Marmaris ofiyolit napı birimleri sınırlandırmıştır veya bu ofiyolitler, karbonat naplarının kontak bölgeleri boyunca sıkışmış takozlar şeklindedirler (Akdeniz, 2011). Likya naplarının en altında Tavas napı birimleri yer alır ve Bodrum napına ait Mallıdağ birimi istifleri güneyden Tavas napı üzerine itilmiştir. Ofiyolit naplarının platform karbonatları üzerine yerleşmesi ve platformun kırılması ise Geç Senoniyende gerçekleşmiştir. Ancak bölgedeki makaslama rejimi Burdigaliyene kadar sürekli olmuş ve naplar Erken Miyosene kadar hareket etmiştir (Akdeniz, 2011). Tüm Likya naplarına ait birimleri de daha sonraki evrelerde neo-otokton örtü birimleri örtmüştür.

Üst Eosen'den itibaren saha dağ şeritleri şeklinde su yüzeyine çıkmaya başlamış ve böylece sahada ilk defa dış etken ve süreçlerle şekillenme başlamıştır. Miyosen'de orojenik hareketlerin tamamlanıp bölgesel yükselme ve kırılmalı rejimin başlamasıyla (tektonik rejim değişikliği) bölgede KD-GB doğrultulu graben faylar oluşmaya başlamıştır (Koçyiğit & Özacar, 2003). Bu graben faylar, polyelerin bulunduğu sahanın baskülman (yarı graben) şeklinde alçalmasına, Kırdagları kütesinin ise horst şeklinde yükselmesine neden olmuştur. Baskülman şeklinde grabenleşen saha, horst şeklinde yükselen Kırdagları ile Sivri Dağlar ve çevredeki diğer yüksek alanlardan taşınan detritik malzemelerle örtülmeye başlamıştır. Böylece ilk aşınım alanlarının oluşturduğu topoğrafya örtüleri altında bırakılarak fosilize edilmişlerdir. Neojen sonlarında başlayan bu blok faylanmalar sahanın son yapısal şeklini ortaya çıkarmış, jeomorfolojik ve karstik süreçler bu yapısal uzanımlara uygun olarak etkinlik göstermiştir. Araştırma sahasındaki jeomorfolojik süreçlerin etkinliğini ve yönünü belirleyen en önemli tektonik hatlar, KD-GB uzanımlı Burdur-Fethiye Makaslama Zonu (Elitez&Yaltırak, 2014) ile sahanın hemen kuzeyinden geçen Batı Anadolu Tektonik Kamasının güney kolunu oluşturan Muğla-Afyon Fay Zonunun (Şaroğlu&Güler, 2020) normal ve doğrultu atımlı faylarıdır. Sahadaki polyeler de bu zonlardaki fay uzanımlarına uygunluk gösteren KD-GB uzanımlı normal faylar üzerinde diziliş göstermektedir. Bu fayların ve bindirme sınırlarının polyelerin oluşum ve gelişimlerinde etkili olmasından dolayı Kırkoluk, Ovacık, Kızılca ve Aydoğdu polyeleri birer "tektono-karstik" polyedir.

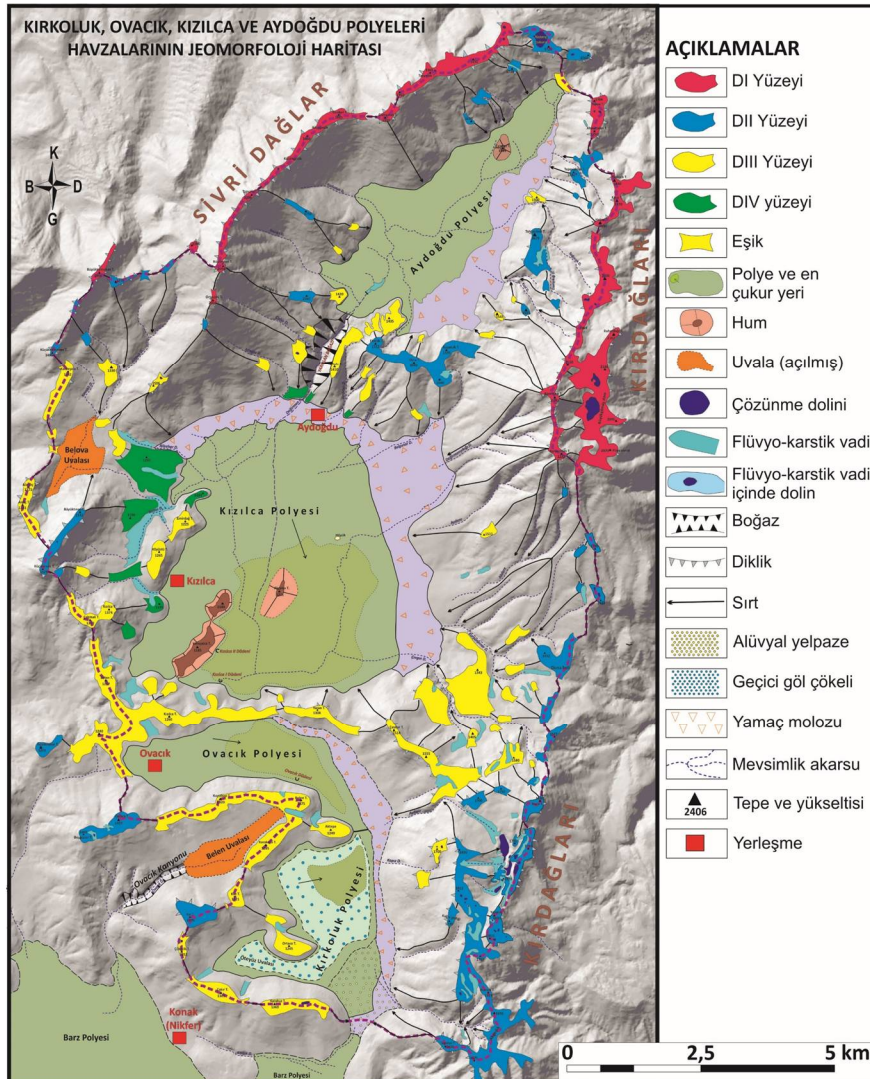
3.3. Jeomorfolojik Özellikler

Batıdaki Kale-Tavas molas havzası ve Beyağaç havzası ile doğudaki Acıpayam havzası arasında yer alan araştırma sahası, büyüklü küçükü kapalı veya açık polyeler ile etrafındaki Kırdagları ve diğer yüksek alanlardan oluşmaktadır. Sahanın en alçak kesimlerini 1125-1500 metreler arasında farklı yükseltilere sahip polye tabanları oluştururken en yüksek kesimlerini ise 1250-2241 metreler arasındaki dağlık kütleler (Kırdagları, Sivri Dağlar ve tepeler) oluşturmaktadır. Erol (1979,

1981, 1983, 1993) sistemi temel alınarak yapılan sınıflamaya göre, her bölgede farklı yükselti aralıklarına denk gelmekle birlikte, oldukça farklı yükseltilere sahip çalışma alanı, Alt-Orta Miyosen (DI), st Miyosen (DII), Pliyosen (DIII) ve Pleyistosen (DIV) dönemlerinin relief sistemlerini karakterize eden jeomorfik unsurlardan oluşmaktadır (şekil 8, 9). Büyük Menderes Nehri'nin kolu Akçay akarsu havzasına, Acıpayam havzasına ve karstik depresyonların tabanlarının oluşturduğu morfolojik taban düzeylerine (MTD) bağlı olarak gelişen bu morfolojiler, neo-tektonik dönemdeki kıvrımlanmalar, faylanmalar, blok yükselmeler ve grabenleşmeler ile farklı yükseltiler kazanmışlardır. Bu şekillerden Miyosen dönemine ait olanlar, yöredeki ana orojenik uzanıma uygun olarak KD-GB yönünde gelişmişlerdir. Pliyosen döneminin şekil ve

yapıları ise bu ana orojenik uzanıma uygun olmasının yanında polyelerin arasında D-B yönünde uzanımlar da gösterirler. Pleyistosen relief sisteminin aşınım yüzeyleri ise güncel polye tabanlarına doğru az eğimli yüzeyler şeklinde uzanırlar (şekil 8, 9).

Araştırma alanında dışa akışlı bir akarsu havzası yoktur. Sahadaki Kızılca, Ovacık, Kırkoluk polyeleri yüzeyden kapalı birer havza iken Aydoğdu Polyesi yüzeyden Kızılca Polyesine bağlanmıştır. Polyelerin oluşturduğu her bir havzada, çevredeki yüksek alanlardan inen kısa boylu mevsimlik dereler "sentripetal drenaj" sistemi gelişmiştir. Bunun yanında Kızılca Polyesine inen sular, polyenin güneyindeki Kızılca I Düdeni (Kızılca II Düdeni'nin ağzı kapatılmış) yoluyla yer altından başka alanlara (muhtemelen Tavas-Kale Ovası'na/900 m) drene edilmektedir.



şekil 8: Araştırma sahasının jeomorfoloji haritası. / Figure 8: Geomorphological map of the research area.



Şekil 9: Kızılca Polyesi çevresinde relief sistemlerini karakterize eden aşınım yüzeyi parçaları. / **Figure 9:** Erosion surface fragments characterizing relief systems around Kızılca Polje.

Batı Toros kıvrım kuşağı içinde yer alan araştırma bölgesinde Alt-Orta Miyosen reliyef sistemleri (DI) genel olarak 1750-2240 metreler arasındaki yükseltilerde uzanmaktadır. Genç tektonik hareketlerle yer yer parçalanıp yükselen veya alçalan ve farklı yönlerde eğimlenen bu sistemin en karakteristik şekilleri; peneplen veya aşınım yüzeyleri, parçalanarak askıda kalmış paleo vadiler, çok dönemli uvala ve dolinlerdir. Üst Miyosen reliyef sistemleri (DII), genel olarak 1450-1750 metreler arası yükseltilerde gelişmişlerdir. Bu reliyef sisteminin en karakteristik şekilleri, aşınım yüzeyleri, askıda kalmış paleo vadi parçaları, çok dönemli polyeler, bozulmuş uvalalar ile çözünme dolinleridir. Acıpayam ve Tavas ovalarındaki karasal ve gölgesel kırıntılıların büyük bir kısmı, genellikle KD-GB yönünde uzanan Miyosen aşınım yüzeylerinin korelat depolarını veya dolgu yüzeylerini oluşturur. Genel olarak 1250-1550 metreler arasındaki yükseltilerde uzanan Pliyosen reliyef sistemine (DIII) ait şekiller ise aşınım yüzeyleri, paleo vadiler, çok dönemli polyeler, açılmış veya genç uvalalar, dolinler, iç içe gelişmiş karstik şekillerdir. Pleyistosen reliyef sistemine (DIV) ait şekil ve yapılar ise 1200 metrelerden polye tabanlarına kadar inerler. Bu dönemin karakteristik şekilleri; eğimli aşınım yüzeyi parçaları, sıyrılmaya yüzeyleri, polyelerin eski tabanlarına karşılık gelen sekiler, yarma vadiler, kısa kanyonlar, alüvyal fanlar, dolinler, düdenler, flüvyo-karstik vadiler ve lapyalardır (Şekil 8, 9).

3.4. Jeomorfolojik Evrim

Çalışma alanının genel jeomorfolojik özelliklerini, bölgenin post tektonik dönemde geçirdiği kabuk hareketleri ile neotektonik dönemde geçirdiği yapısal evrim belirlemiştir. Bölge, post tektonik dönemdeki Alpin hareketlerle kıvrılarak yükselmelere maruz

kalmıştır. Bu dönemde meydana gelen ana orojenik uzanımlar (KD-GB yönlü), havzalaşmalar, kırılmalar ve bindirmeler (Likya veya Batı Toros napları) sahanın jeomorfolojik evriminde belirleyici olmuştur. Araştırma sahasının da içinde bulunduğu Güneybatı Anadolu'da neotektonik dönem, allokton Likya naplarına ait kayaların Menderes masifinin üzerinden bu bölgeye taşınmasından sonra (Üst Eosen'den sonra) başlamıştır (Ersoy vd., 2000). Eosen sonlarında Güneybatı Anadolu'da genel bir regresyon başlar ve bölge yükselmeye başlar. Regresyonla birlikte bölgede karasal koşullar hüküm sürmeye başlar ve karasal aşınım ve birikim alanları ortaya çıkar. Bölgede bu dönemle beraber beliren en büyük havzalar (Neojen); kuzeyde Kale-Tavas molas havzası (Şenel, 1989, 1991, 1997), batıda Beyağaç havzası, doğuda Acıpayam havzası ve güneyde Kelekçi-Çameli havzası (Elitez&Yaltırak, 2014)dir. Bu havzalarla çevrili çalışma alanından genel erozyon da bu havzalara doğru olmuştur. Bu dönemde bölgenin yükselen topoğrafyaları üzerinde peneplen (DI) yüzeyleri gelişmiştir. Miyosen'in sonunda tektonik hareketlerin güçlenmesiyle bu peneplen sahası parçalanırken aynı zamanda yeni aşınım yüzeyleri (DII yüzeyleri) gelişmeye başlamıştır. Bölgenin kuzeybatısındaki Kale-Tavas molas havzasının Miyosen dönemine ait çökelleri bu peneplenin ve aşınım yüzeylerinin korelat depolarını oluşturur. Üst Miyosen'e kadar bölgede hüküm süren sıkışmalı rejim yerini Alt Pliyosen'den itibaren gerilme (genişleme) rejimine bırakmıştır. Yani sahada ağırlıklı olarak blok faylanmalar meydana gelmeye başlamıştır. Bu yeni tektonik rejimle Kırdagları ve Sivri Dağlar bölümü horst şeklinde yükselirken polyelerin bulunduğu sahada ve doğudaki Acıpayam-Kelekçi havzasında grabenleşmeler baş göstermiştir. Bu durumda

polyelerin bulunduğu saha baskülmanlaşarak (yarı graben) alçaltıldığı için çökelim alanı haline gelmiş ve paleo topoğrafya kırıntılı çökellerle örtülmeye başlamıştır. Üst Miyosen sonu-Pliyosen boyunca örtü depoları altında kalan jeomorfik Şekil ve yapılar böylece fosilize olmuştur. Bugün sahadaki yükseltelerin yamaçlarında ve üzerlerinde yer yer gördüğümüz örtü depolarına ait parçalar ile örtü altında kalmanın ortaya çıkardığı ezilmenin izleri (bol kırıklı ve çatlaklı, törpülenmiş yüzeyler) bunu kanıtlar niteliktedir (Şekil 3, 4). Üst Pliyosen'deki Alpin paroksizması bölgede tekrar tektonik yükselmelerin ve faylanmaların olmasını sağlamıştır. Bu bölgesel yükselmeler, paleo topoğrafyayı örten depoların sürempoze bir Şekilde aşınarak tekrar gün yüzüne çıkmasını sağlamıştır. Böylece sahada fosil yüzeyler veya sıyrılma yüzeyleri ortaya çıkarak üzerlerinde ikincil jeomorfik Şekil ve yapılar oluşmaya başlamıştır. Bu dönemdeki yağışlı iklim koşullarının da etkisiyle bu sıyrılma yüzeylerinde hız ve güç kazanan jeomorfik dış süreçlerle aşınım yüzeyleri (DIII yüzeyleri), paleo vadiler ve makro karstik Şekiller gelişim göstermiştir. Alt Pleyistosen'e gelindiğinde ise bölgedeki blok faylanmalar tekrar hız kazanarak Pliyosen yüzeylerinde oluşmuş olan karstik depresyonlar derinleşmiş, bu depresyonların doğusundaki Kırdadığlarının yükselmeye devam etmesiyle eteklerinde alüvyal fanlar gelişmiş, plüvyal yağışlı dönemlerde bazı polyelerin tabanlarında uzun süre varlığını koruyacak olan plüvyal göller meydana gelmiştir. Sonuç olarak; bölgenin paleo tektonik ve neotektonik dönemlerde karşı karşıya kaldığı tektonik rejim değişiklikleri, paleo iklim koşulları ve bunların bir sonucu olarak süregelen jeomorfolojik evrim polyelerin oluşum ve gelişimlerinde belirleyici olmuştur. Özellikle Pliyo-kuvaterner'in tektonik hareketleri ve iklim koşulları, sahanın jeomorfolojik özelliklerine son Şeklini vermiştir.

3.5. Karstlaşma ve Karstik Evrim

Batı Torosların dış kenarında yer alan araştırma sahasında ilk yükselteler, Batı Toros Teknesi içinde biriken karbonat platformunun Lütesiyen sonundan itibaren sıkışarak

yükselmesiyle (Ersoy, 1989, 1990) ortaya çıkmaya başlamıştır. Orta Eosenden itibaren dağ Şeritleri Şeklinde su yüzeyine çıkan saha, öncelikle flüvyal ve akabinde karstlaşma süreçlerinin etkinliğine maruz kalmıştır. Bu dönemden itibaren başlayan ilk karstlaşma süreçleriyle birlikte sahadaki yapısal hatlar veya litolojik sınırlar boyunca polyeleşmeler oluşmaya başlamıştır (fosil karst). Miyosen ve Pliyosen dönemlerinde yükselteler etrafındaki havzalar konumuna gelen polyeler ve karstlaşma yüzeyleri neo-otokton örtü birimleriyle örtülmüştür (örtülü karst). Miyosen'de orojenik hareketlerin tamamlanıp bölgesel blok yükselmelerin başlamasıyla (tektonik rejim değişikliği) sahada KD-GB doğrultulu normal (grogen) faylar oluşmaya başlamıştır. Bu groben faylar (Şekil 3, 4), polyelerin bulunduğu sahanın baskülman Şeklinde alçalmasına, Kırdadığları kütesinin horst Şeklinde yükselmesine neden olmuştur. Böylece ilksel polye çukurlukları Pliyosen çökelleriyle dolmaya başlamıştır (boğulmuş polyeler). Üst Pliyosen-Alt Pleyistosen'deki bölgesel yükselmelerin güçlenmesi, Neojen örtülerle fosilize olmuş topoğrafyanın sıyrılmaya başlamasına vesile olmuştur. Böylece eksüme yüzeyleri Şeklinde tekrar ortaya çıkan paleo topoğrafya (fosil karst yüzeyleri) üzerinde karstlaşma tekrar başlamış; ilksel polyelerin içleri paleo drenajla Büyük Menderes akarsu havzasına doğru boşaltılmış; tekrar yüzeye çıkan ve çok geniş alanlar kaplayan karstik kayalarda polyeleşme de kaldığı yerden tekrar başlayarak hız kazanmıştır. Alt Pleyistosen'de blok hareketlerin güçlenmesi ve plüvyal iklim koşulları, sahadaki polyelerin karstifikasyonlarla derinleşmesini sağlamıştır. Bu plüvyal koşullar, polyelerin tabanlarını geçici veya dönem sonuna kadar daimî göl sularıyla kaplanmasına neden olmuştur. Kırkoluk Polyesisinin tabanında göl çökellerinin varlığı ve ayrıca Kızılca Polyesi tabanında höyük kalıntılarının bulunması bu göllerin varlığını kanıtlar özelliktedir. Sonuçta bölgenin tekto-jenetik ve klimatik gelişim özelliklerinin yarattığı jeomorfik değişikliklere bağlı olarak karstlaşma en azından üç dönemli olarak gelişim göstermiştir. Bunlar: *fosil karst* (Üst Miyosen öncesi örtülü karst Şeklinde), *paleo*

karst (Pliyosen döneminde sıyrılma yüzeylerinde gelişen polyelerin gençlik ve olgunluk evreleri, uvala ve dolin gelişimi) ve *neo karst* (Pleyistosen döneminin buzul ve buzul arası evrelerinde polyelerin ileri olgunluk ve yaşlılık evreleri, uvala ve dolin gelişimi) dönemleridir. Son buzul çağından sonra ise polyelerde düdenler gelişerek veya yüzeyden dış drenaja açılarak göller kurumaya başlamış, polye kenarlarında yamaç molozları gelişmiş, polyeler yanal korrozyonlarla genişlemiş, paleo vadiler içinde uvalalar gelişmeye başlamış, bazı polyeler kanyonlarla ve boğazlarla birbirlerine bağlanmıştır (güncel karst).

3.6. Polyelerin Morfometrik zellikleri

Batı Toroslar karbonat platformunun kuzey kesimini oluşturan İ Toros kuşağında (Koçyiğit, 1983) yer alan ve araştırmaya konu olan Kırkoluk, Ovacık, Kızılca ve Aydoğdu polyeleri, 1125 ile 1495 metreler arasındaki yükseltilerde yer almaktadır (Tablo 2). Bu durum, Toros Dağları kuşağında polyelerin en yaygın olarak 1000-1400 metreler aralığında dağılım göstermesine (şimşek vd., 2021) uygunluk göstermektedir. Bunun temel sebebi, Toros Dağları kuşağının Geç Miyosen'den bu yana yükselmesi ve bunun Pleyistosen'de hızlı olmasıdır (Schildgen vd., 2014; Okay vd., 2020).

Polyelerin yükselimleri de bu son tektonik ykselimlerle aynı yaşta olmalıdır.

Çalışma alanı toplamda 141,9 km² lik bir alan kaplarken polyelerin ve uvalanın taban alanlarının toplamı 38,9 km² alan kaplamaktadır. Yani sahadaki dört polye (Kırkoluk, Ovacık, Kızılca, Aydoğdu) ve bir uvala (Belova), toplam havza alanının %27,4'ünü oluşturmaktadır. Sahanın 1/25.000 lekli topoğrafya haritasından tespit edilen ve hemen hepsinin 1350 metrenin üstündeki yksele alanlarda dağılım gösteren 46 dolini de dahil ettiğimizde makro karstik depresyonların tüm havzadaki oranı %30'u bulmaktadır. Çalışma alanının içinde bulunduğu Batı Toroslar genelinde polyelerin geniş alanlar kaplamasının temel sebepleri; karstik kayaların yarlardan ve alttan ofiyolit veya geçirimsiz birimlerle sınırlandırılması, karst taban düzeyinin (KTD) yer yer yzeeye yakın olması (sığ karst), deniz seviyesi değişimlerinin etkileri (Güneysu, 1993a, 1993b, 1994; Nazik, 1992), farklı litolojilere sahip birimlerin birbirlerinin üzerine bindirmesi ve jeomorfolojik genleşme etkilerinin bölgeye henüz ulaşamamasıdır (Nazik&Tuncer, 2010). Sahada uvala ve polyelerin aynı şekilde geniş bir alan kaplamasında bu temel sebeplerin etkileri söz konusudur.

Tablo 2: Araştırılan polyelerin merkez koordinat bilgileri ve taban ykselelikleri. / **Table 2:** Center coordinate information and base heights of the investigated poljes.

Adı	Taban yükselti aralığı (m)	Merkezinin enlem değeri (K enlemi)	Merkezinin boylam değeri (D boylamı)	Merkezinin yükselti değeri (m)
Kırkoluk Polyesi	1165-1220	37°25'31"	29°10'11"	1175
Ovacık Polyesi	1170-1185	37°27'16"	29°09'08"	1172
Kızılca Polyesi	1125-1200	37°28'58"	29°09'58"	1128
Aydoğdu Polyesi	1385-1495	37°32'32"	29°11'33"	1390
Belova Uvalası	1210-1235	37°30'18"	29°06'47"	1210

Polye, uvala ve dolin gibi jeomorfolojik birimlerin tanımlanmasında kullanılan temel parametrelerden biri bu şekillerin uzun ve kısa eksenlerinin bulunmasıdır (Bondesan vd., 1992; Denizman, 2003; ztrk, 2018a, 2018b). Çalışma alanındaki polyelerin ve uvalanın uzunlukları genişliklerinden daha fazladır. Sadece Kızılca Polyesinin uzun ve kısa ekseni birbirine çok yakındır. Uzun eksenin (U) kısa eksene (K) bölünmesiyle ise "*uzama oranı indisi* (R_E)" bulunur. Bu indis değeri 1'e yaklaştığıa şekil dairesel, 1'den uzaklaştığıa ise eliptik

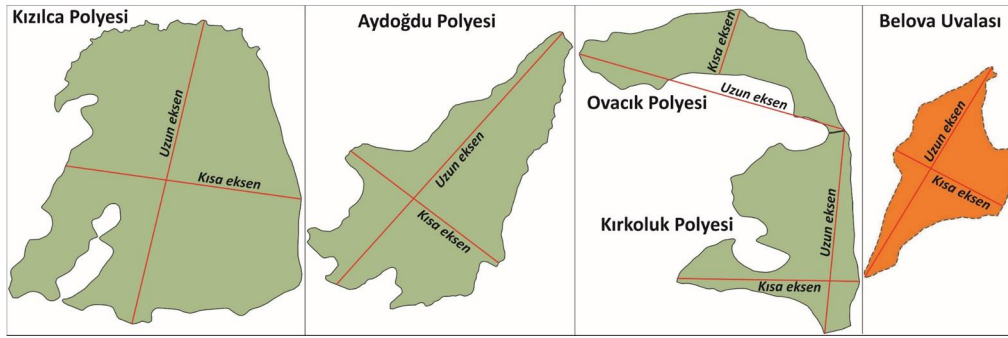
zelliktir (Basso vd., 2013; ztrk, 2018a, 2018b). Yapılan hesaplamalara göre sahadaki şekillerin uzama oranları farklılıklar sunmaktadır. Hesaplanan uzama indis değerlerine göre; Ovacık ve Aydoğdu polyeleri ile Belova uvalası uzamış şekilsel özellikte iken Kızılca Polyesi dairesel, Kırkoluk Polyesi yarı eliptik özelliktir (Tablo 3; şekil 10). Bu makro karstik şekillerin birlikte oluşturduğu tüm havza ise eliptik şekil özelliği göstermektedir (Tablo 3). Bu karstik şekillerin bu şekilsel yapılar göstermesinde; özellikle

KD-GB uzanımlı tektonik hatların, litolojik sınırların, ofiyolitik kayalardan oluşan nap parçalarının dağılıklarının ve karbonatlı birimlerin litostratigrafik özelliklerinin büyük

etkileri vardır. Yani sahadaki bu tip şekillenmeler, büyük ölçüde yapısal koşulların eseridir.

Tablo 3: Araştırılan polyelerin ve uvalanın uzun eksenı (m), kısa eksenı (m) ve uzama oranları. / **Table 3:** Long axis (m), short axis (m) and elongation rates of the investigated poljes and a uvala.

Adı	Uzun eksenı (m)	Kısa eksenı (m)	Uzama oranı indis değeri	Bosso vd. (2013)'ne göre morfolojik şeklin tanımı
Kırkoluk Polyesi	3.830	2.818	1,36	Yarı eliptik
Ovacık Polyesi	4.650	1.157	4,02	Uzamış
Kızılca Polyesi	5.794	5.023	1,15	Dairesel
Aydoğdu Polyesi	6.060	3.154	1,92	Uzamış
Belova Uvalası	1.493	645	2,31	Uzamış
Tüm havzanın	19.395	11.108	1,74	Elipitik



Şekil 10: Araştırma sahasındaki polyelerin ve uvalanın geometrileri (ölçeksiz). / **Figure 10:** Geometry of poljes and a uvala in the research area (without scale).

Bir sahadaki yer şekillerin geometrik özellikleriyle ilgili fikirler veren başka bir parametre ise şekillerin “dairesellik indis değeri (I_c)” dir. Bu indis değeri, bir morfolojik şeklin alanı ile çevre uzunluk değerleri yardımıyla hesaplanır. Hesaplanan değer 1 olduğunda morfolojik şekil dairesel formdadır, ancak değer 1’den uzaklaştıkça şekilde biçimsel bozulmalar artmaktadır (düzensiz biçimli) (Goudie, 2003; Öztürk, 2018a, 2018b). Sahadaki polyeler, uvala ve tüm havza için

yapılan hesaplamalara göre dairesel indis değeri 2,10 (tüm havza) ile 3,10 (Kırkoluk Polyesi) arasında değişkenlik gösterir (Tablo 4; Şekil 10). Buna göre sahadaki tüm bu şekiller ve havza alanı, dairesellik formundan kısmen uzak görünmektedir. Bu dairesellik indis değerlerine göre Kırkoluk, daireselliğini kısmen yitirmiş, batı kenarları girinti ve çıkıntılı bir polyedir. Bunda, sahadaki yapısal hatların dağılımı ve doğrultuları ile paleo vadilerin uzanımları oldukça etkili olmuştur.

Tablo 4: Araştırılan polyelerin alanı (km²), çevre uzunluğu (km) ve dairesellik indisleri. / **Table 4:** Area (km²), perimeter (km) and circularity indices of the investigated polje.

Polye adı	Alanı (km ²)	Çevre uzunluğu (km)	Dairesellik indis değeri
Kırkoluk Polyesi	4,930	13,855	3,10
Ovacık Polyesi	4,155	12,014	2,77
Kızılca Polyesi	20,133	24,782	2,43
Aydoğdu Polyesi	9,242	15,846	2,16
Belova Uvalası	0,440	3,777	2,58
Polyelerin ve uvalanın toplamı;	38,900	70,274	-
Tüm havzanın toplamı;	141,930	61,183	2,10

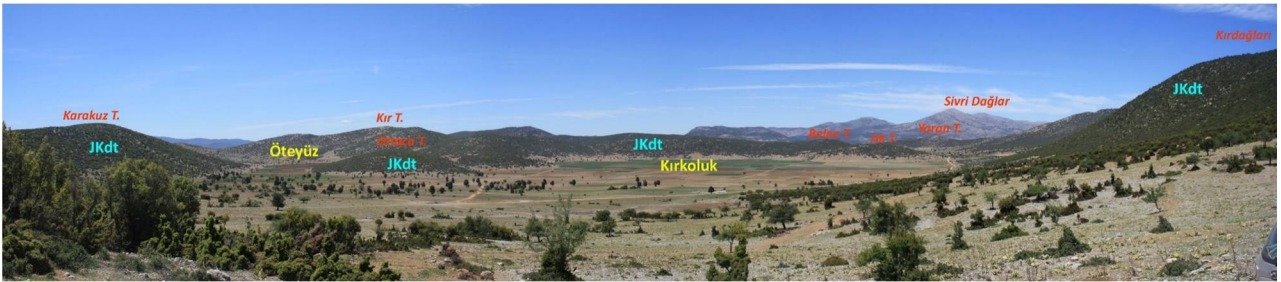
3.6.1.Ovacık-Kırkoluk polye sistemi

Kırdağlarının hemen batısında yer alan Kırkoluk ve Ovacık polyelerinin kuzeyinde

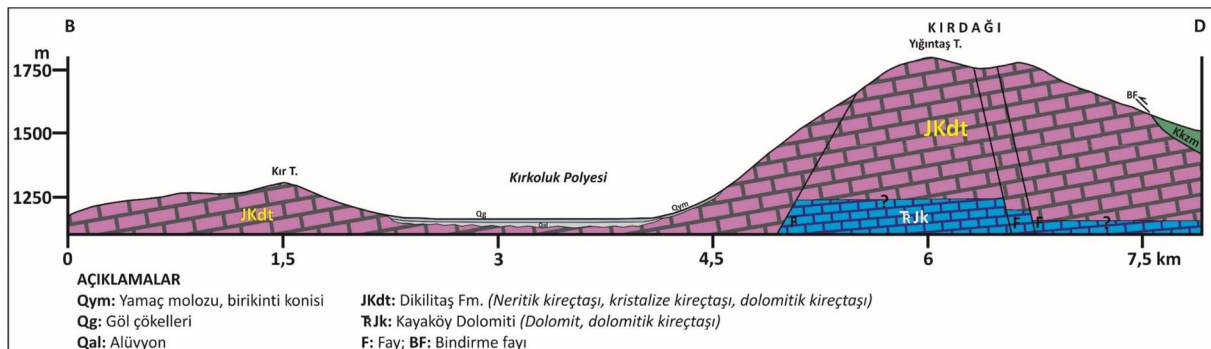
Kızılca Polyesi, güneyinde Barz Polyesi bulunmaktadır (Şekil 1). Bunlardan Kırkoluk, Kırdağları'nın K-G doğrultulu uzanımına az çok uygun olarak uzanırken Ovacık, Kırdağları'na

dik olarak uzanmaktadır. Batıdan doğuya doğru bir oluk şeklinde 4,8 km kadar uzanan Ovacık Polyesi, 4,155 km² alan kaplamaktadır (Tablo 4). Polyenin güney bölümünde girişi kontrol altına alınmış ve polyeye toplanan yağış sularını boşaltan bir düden yer alır (Kara, 2001). Batı ucundan 60° açıyla güneye doğru dönen Ovacık Polyesi, bu kesimden K-G uzanımlı ve batı kenarları girintili çıkıntılı olan Kırkoluk Polyesine 10 metrelik alçak bir eşikle bağlanır (Şekil 8, 10). Bu iki karstik çukurluğu ayıran belirgin bir yükselti bulunmadığından bunlar bir polyeler sistemi olarak kabul edilmiştir. Bu polye sistemi başlangıçta tek bir polye olarak gelişirken muhtemelen Pleyistosen sonlarında her iki polyedeki çukurlaşmalar ve Kırdaglarından inen derelerin bugünkü eşik bölgesinde oluşturduğu alüvyal yelpazeler polyeyi iki bölüme ayırmıştır. Bu polyelerden 4,930 km² alan kaplayan Kırkoluk, Kırdaglarının batısında gelişmiş ve polyesinin K-G uzun eksenini 3,83 km iken kısa eksenini 2,82 km'dir (Tablo 3, 4). Eski göl çökelleriyle kaplı oldukça düz bir tabana sahip polyenin kuzeyinde Kara'ya (2001) göre kapatılmış bir adet düden bulunmaktadır. Kırkoluk Polyesi, tamamı neritik, kristalize ve dolomitik kireçtaşlarından oluşan Dikilitaş formasyonu (JKdt) içinde gelişmiştir. Polyenin oluşumunda, bu çözünebilir litolojinin yanında batısından geçen K-G doğrultulu fayın büyük etkisi vardır

(Şekil 11, 12). Buna göre Kırkoluk, "tektono-karstik" bir polyedir. Kırdagları tarafından geçen bir normal fay boyunca karstlaşmayla gelişmeye başlayan Kırkoluk, çoğunlukla batı yönünde yanal çözünmelerle genişlik kazanmış "çok kökenli" bir polyedir. Başka bir değerlendirmeye Kırkoluk, bir "yapısal polye" (Ford&Williams, 1989, 2007; Doğan, 2003) veya "tek karakterli (yapısal)" (Şimşek vd., 2020) bir polyedir. Morfolojik görünümü itibariyle polye, kuzeyli (Kırkoluk) güneyli (Öteyüz) birbirlerine çok yakın gelişmiş iki uvalanın birleşmesiyle oluşmuş olmalıdır (Şekil 8). Kırkoluk Polyesinin güneyindeki bölümü, en güneydeki Barz Polyesi ile 20-25 metrelik bir eşik ile ayrılır. Bu polyelerin birleşmesini; iki polye arasındaki yaklaşık 150 metrelik dar bir boğazın tabanında ortaya çıkan Faralya formasyonunun (Tef) kumtaşı, kilitaşı ve şeylleri ile bu kesime Kırdaglarından taşınan alüvyal fan depoları engellemiştir (Şekil 3). Bunun yanında polye oluşumunun başlangıç evresinde Üst Miyosen-Pliyosen çökelleriyle örtülmüşken Pliyo-kuvaterner'de bu örtüler sıyrılarak fosil yüzeylerde tekrar karstik etken ve süreçler etkin olmuş ve polyeler bugünkü görünümünü kazanmıştır. Buna göre oluşum döneminde kesintilerin yaşanması ve farklı evreler geçirmesi itibariyle Kırkoluk, "çok dönemli" bir polyedir.



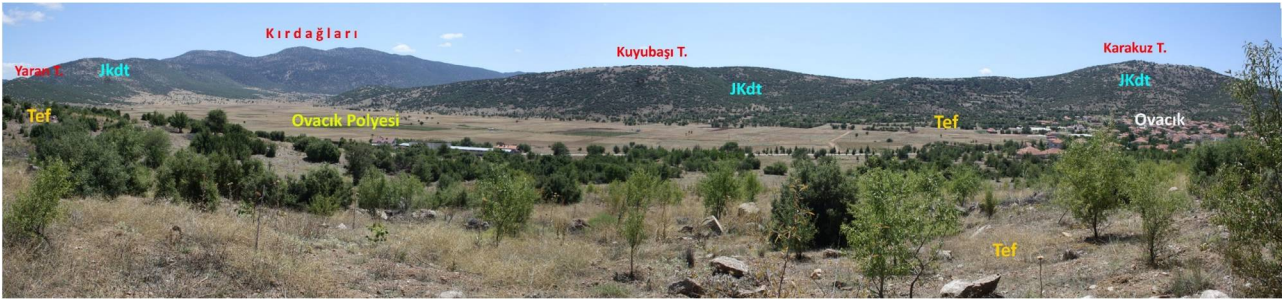
Şekil 11: Kırkoluk Polyesi. / Figure 11: Kırkoluk Polje.



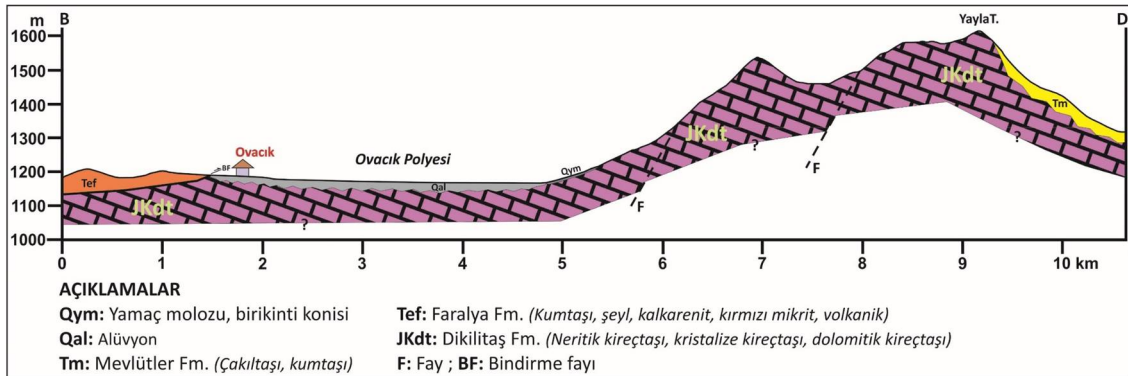
Şekil 12: Kırkoluk Polyesinin jeolojik kesiti. / Figure 12: Geological section of Kırkoluk Polje.

Polye sisteminin kuzeydeki bölümünü oluşturan Ovacık ise batıdan Kırdadırları'na doğru uzanır ve doğu bölümünden güneye kıvrılarak Kırkoluk Polyesine bağlanır. Polyenin K-G uzun eksenini 4,65 km iken kısa eksenini 1,16 km'dir (Tablo 3). Buna göre Ovacık, enine göre 4 kat daha uzun bir polyedir. Polye tamamıyla Kırkoluk gibi Dikilitaş formasyonunun (JKdt) kireçtaşları üzerinde gelişmiş ve yine doğu kesiminden bir normal fay ile sınırlandırılmıştır. Ancak polyenin batısı Dikilitaş formasyonu üzerine bindirmeye gelen Faralya formasyonunun (Tef) karstik olmayan

litolojileri (kumtaşı, kilitaşı, şeyl) ile sınırlandırılmıştır (şekil 13, 14). Ayrıca bu polyenin uzanımı, Kırdadırlarından Tavas havzasına doğru Üst Miyosen'de gelişmiş bir paleo vadiye karşılık gelmektedir. Tüm bu litolojik ve yapısal özelliklere göre Ovacık, "tektono-karstik" veya "tek kökenli (yapısal)" bir polyedir. Polye, karstik kökenli olmasının yanında fay kontrolünde ve bir paleo vadide geliştiğinden "çok kökenli" bir polyedir. Ovacık Polyesi, Kırkoluk ile aynı jeomorfolojik evrimi yaşadığından onun gibi "çok dönemli" bir polye karakterindedir.



şekil 13: Ovacık Polyesi. / Figure 13: Ovacık Polje.



şekil 14: Ovacık Polyesinin jeolojik kesiti. / Figure 14: Geological section of Ovacık Polje.

3.6.2.Kızılca Polyesi

Doğudan Kırdadırları ile çevrili olan Kızılca Polyesi, kuzeyde Aydoğdu ve güneyde Ovacık polyelerinden, batıda ise Tavas Ovası'ndan yüksek sırtlarla ayrılır (şekil 1). Sahadaki polyeler içinde en dairesel görünüme sahip polye olmasına rağmen bunu, güneybatıdaki yükseltilere alçak ve ince bir boyunla bağlı (huma dönüşmemiş) ve polyenin ortasına doğru uzanan sırtın varlığı biraz bozmuştur (şekil 8, 9, 10). Bu nedenle polyenin dairesellik indis değeri 2,43 olarak hesaplanmıştır (Tablo 4). Sahip olduğu 20,132 km²'lik alanı ile sahanın en büyük polyesi olan Kızılcanın uzun eksenini yaklaşık 5,8 km iken kısa eksenini 5,02

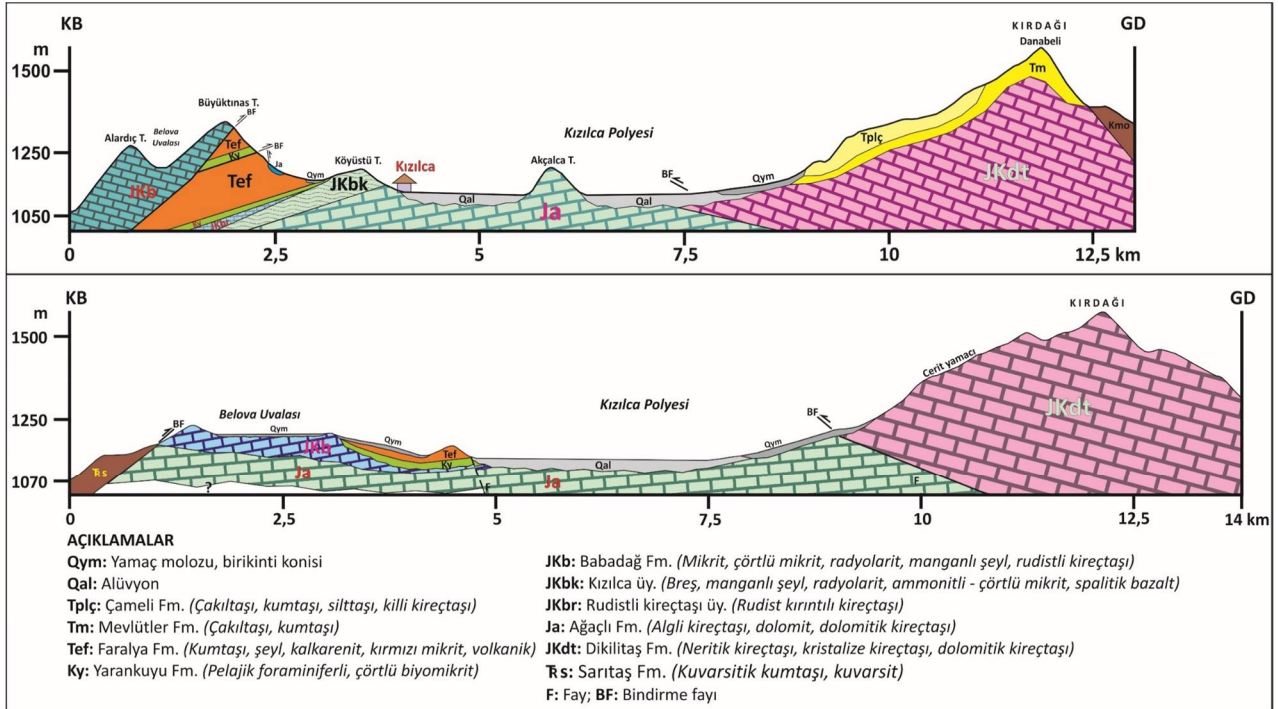
km'dir (Tablo 3, 4). Kızılca Polyesi, Mallıdağ birimine ait Dikilitaş formasyonu (JKdt) ile Karayayla birimine ait Ağaçlı formasyonunun (Ja) kontak bölgesinde gelişmiştir (şekil 15, 16). Polye, biri güneybatıdaki tepelik alandan uzun bir sırt şeklinde polyenin ortasına doğru sokulan (Karaçalca Tepe, 1185 m) diğerisi de polyenin yaklaşık ortasında ada şeklinde (Akçalca Tepe, 1211 m) yer alan iki huma sahiptir (şekil 8, 14). Polyenin güney ve batısında yedi adet düden bulunmaktadır. Bunlardan Kızılca Sağlık Ocağının bahçesindeki birbirlerine çok yakın iki düden, beton duvarlarla çevrilerek giriş ağzı demir kafeslerle kapatılmıştır (Kara, 2001). Polyenin en büyük düdenleri ise polyenin en çukur kesimi olan

güney kenarlarda yer alan iki düdendir. Ancak bunlardan yarı hum şeklindeki Karaçal Tepenin doğusundaki düdenin üzeri günümüzde tamamen kapatılmışken onun hemen doğusundaki Kızılca I Düdeni açıktır ve ovaya yapılan kanallar buraya bağlanmıştır. Kızılca I, polyenin güney kenarında ve Dikilitaş formasyonunun kireçtaşları içerisinde gelişmiş bir düdenidir (Şekil 8). Polyeye toplanan yağış sularını yeraltına drene eden bu yarı aktif düdeneye yaklaşık 4 metrelik bir diklikle inilir. Düden dik bir inişten sonra insanın sığabileceği boyutlarda devam etmez (Şekil 17). Bu düden

yağışlı dönemlerde polyeye toplanan suları boşaltmadığı için polyenin güneyindeki tarlalar sularla kaplanmaktadır. Bu sorunu çözmek için Denizli DSİ Şube Müdürlüğüne düden üzerinde 120'şer metrelik iki sondaj kuyusu açılmıştır. Kurumun jeoloji mühendislerinden alınan bilgiye göre; kireçtaşında (JKdt) açılan bu iki sondaj herhangi bir geçirimsiz birimi kesmemiştir. Buna göre, Kızılca ve hemen güneydeki Ovacık polyelerinde karst taban düzeyinin (KTD) en azından 120 metrelerde yer aldığı anlaşılmaktadır.



Şekil 15: Kızılca Polyesi. / Figure 15: Kızılca Polje.



Şekil 16: Kızılca Polyесinin jeolojik kesitleri. / Figure 16: Geological sections of Kızılca Polje.



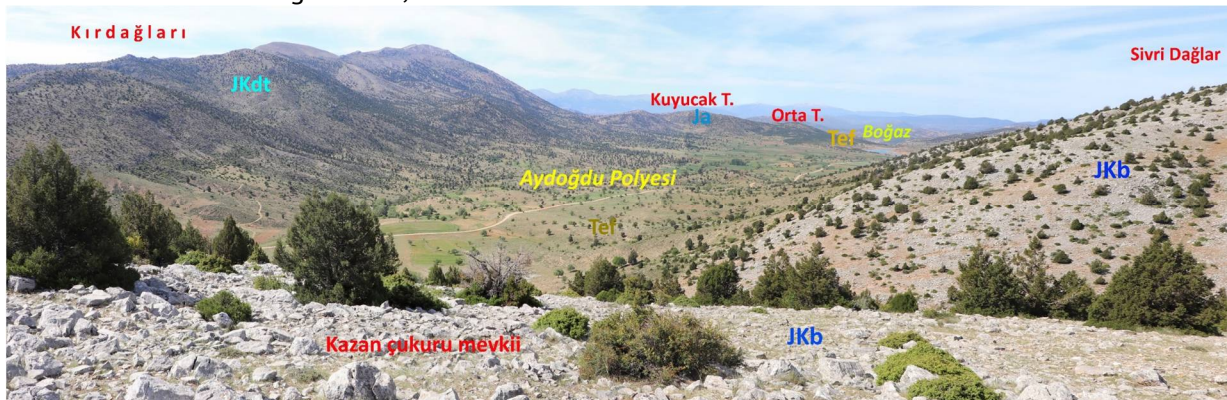
Şekil 17: Kızılca I Düdeni. / Figure 17: Kızılca I Swallow.

Oldukça karstik özelliklere sahip iki tektonik birimin kontak zonunda gelişen Kızılca Polyesi, aynı zamanda doğudan ve kuzeyden normal faylarla, batıdan ise bindirme faylarıyla sınırlandırılmıştır. Bu litolojik ve yapısal özelliklere göre Kızılca, “tektono-karstik” veya “tek kökenli (yapısal)” bir polyedir. Polye aynı zamanda hem karstik hem de fay kökenli olduğundan “çok kökenli” bir polyedir. Kızılca Polyesi, Kırkoluk ve Ovacık polyeleriyle aynı jeomorfolojik evrimi yaşadığından onlar gibi “çok dönemli” bir polye karakterindedir.

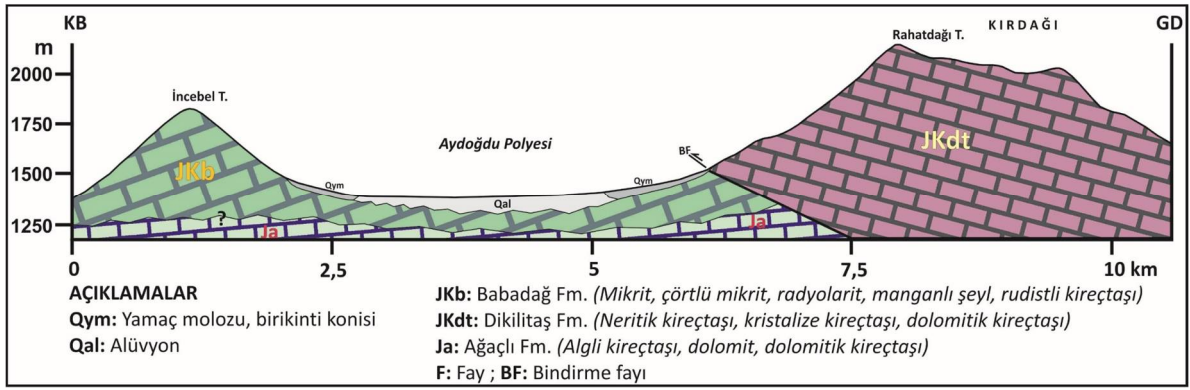
3.6.3. Aydoğdu Polyesi

Doğuda güneyden kuzeye uzanan Kırdagları ile kuzeybatıda güneybatıdan kuzeydoğuya doğru uzanan Sivri Dağların kuzeydoğuda birleşmesinden oluşan bir makaslama zonu içinde gelişmiş Aydoğdu Polyesi, güneyde yer alan Kızılca Polyesinden 1500-1600 metrelerdeki sırtlarla ayrılır (Şekil 1, 8). Uzanım yönü ve şekli itibarıyla Kıbrıs adasına benzeyen polyenin uzun eksenini 6.060 km iken kısa eksenini 3.154 km'dir. Buna göre 1,92 uzama oranına sahip polye, uzamış bir şekle sahiptir (Tablo 3). 9,242 km²'lik bir alan kaplayan bu polyenin dairesellik indis değeri 2,16 olarak

hesaplanmıştır (Tablo 4). Buna göre polye, biçimsel bozulmalara maruz kalmış ve dairesellikten uzaklaşmıştır. Buna sebep olan en belirleyici faktörler, tektonik birimlerin konumları ile tektonik hatların uzanımları olmuştur. Buna göre; Aydoğdu Polyesi, doğuda Kırdaglarını oluşturan Mallıdağ birimi ile batıda Sivri Dağları oluşturan Ulukent birimi ve güneyde tepelik alanları oluşturan Karayayla biriminin kesişme bölgesinde gelişmiştir (Şekil 2). Litolojik olarak ise doğudaki Dikilitaş formasyonu (JKdt), batıda Babadağ formasyonunun (JKb) ile güneyde alttan üste doğru tektonik uyumsuzlukla sıralanmış Ağaçlı (Ja), Faralya (Tef) ve Kızılca'dağ melanjının (Kkzm) oluşturduğu kontak bir bölgede gelişmiştir (Şekil 3, 18, 19). Bir makaslama zonunda gelişen polye, güneyinde yer alan Kızılca'ya göre tektonik yükselimler nedeniyle 220 m kadar yukarıya çıkmıştır. Bu litolojik ve yapısal özelliklere göre Aydoğdu; “tektono-karstik” veya “tek kökenli (yapısal)”, hem karstik hem de fay kökenli olduğundan “çok kökenli”, diğer polyelerle aynı jeomorfolojik evrimi yaşadığından onlar gibi “çok dönemli” bir polye karakterindedir.



Şekil 18: Aydoğdu Polyesi. / Figure 18: Aydoğdu Polje.



Şekil 19: Aydoğdu Polyesinin jeolojik kesiti. / **Figure 19:** Geological section of Aydoğdu Polje.

Aydoğdu Polyesi, güney kesimden Faralya formasyonunun kumtaşı, kilitaşı ve şeylleri içerisinde açılmış eğimli ve kanyon şekilli Yarılğan Boğazı ile Kızılca Polyesine bağlanmıştır (Şekil 8, 20). Bu durumda polye, yüzeyden açıktır ancak tam olarak içi boşaltılmış veya parçalanmış değildir. Bunu

engelleyen en önemli etken, polyenin batı tabanlarında Faralya formasyonunun karstik olmayan kayalarının yüzlek vermesidir. Bu morfolojik ve yapısal özellikler polyeyi “yüzeyden dışı açılmış yapısal polye” karakteri kazandırmıştır.



Şekil 20: Aydoğdu Polyesini Kızılca Polyesine bağlayan Yarılğan birleştirme boğazı. / **Figure 20:** Yarılğan connecting gorge joining Aydoğdu Polje to Kızılca Polje.

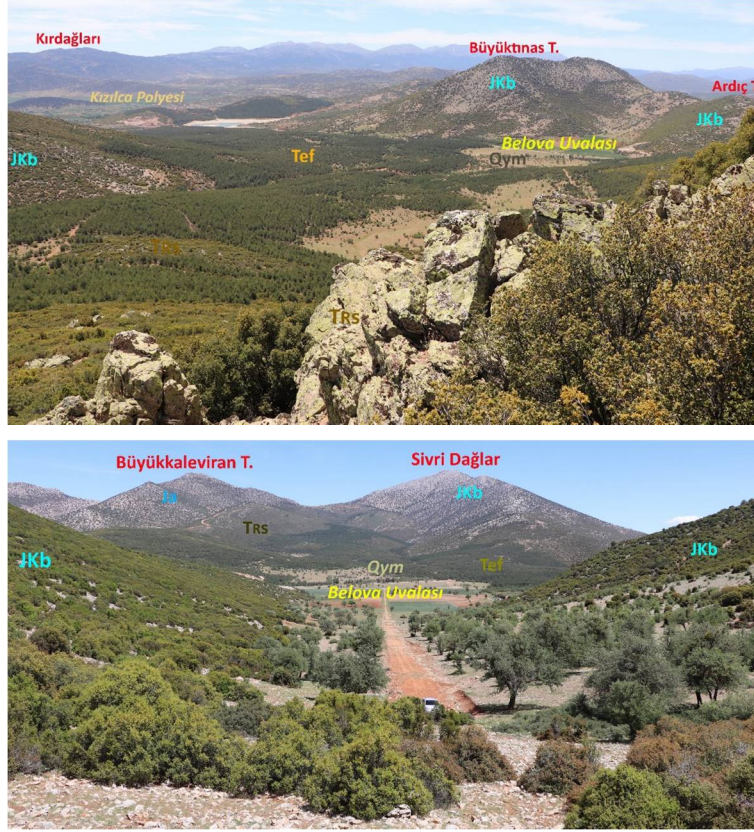
Sonuç olarak; Kırkoluk, Ovacık, Kızılca ve Aydoğdu polyeleri, Pliyosen yüzeyleri üzerinde gelişirken oluşumlarının başlangıç evresinde Neojen örtüleriyle doldurulmuş ve böylece oluşumlarında kesintiler meydana gelmiş polyelerdir. Pleyistosen döneminin epirojenik hareketleriyle yükselmiş olan bu bölgede flüvyal süreçler, fosilize olmuş Pliyosen yüzeylerini sıyrarak ilksel polyelerin içlerini boşaltmış ve böylece karstlaşma yüzeyleri tekrar ortaya çıkarak sahada polyeleşme tekrar başlamıştır. Günümüzde bu polyeler, topoğrafyada oldukça olgun bir morfolojik özellikler sunmaktadır (Şekil 8, 9). Buna göre çok dönemlilik özelliği gösteren bu polyelerin jeomorfolojik evrimde “ileri olgunluk evresini” yaşadığını söyleyebiliriz.

3.6.4. Belova Uvalası

Kırdağlarından Tavas havzasına doğru uzanan bir paleo vadi omuzu üzerinde ve aynı zamanda GGB-KKD doğrultulu bir makaslama zonu içinde gelişmiş Belova Uvalası, Babadağ (JKb), Faralya (Tef) ve Sarıtaş (TRs) formasyonlarının kesişme bölgesinde gelişmiştir (Şekil 3, 16, 21). Karstik olmayan birimler (TRs, Tef) ile karstik olan (JKb) kayaların kantağında “kenar uvalası” şeklinde gelişim göstermiş olan Belova, Kızılca Polyesine inen bir dere tarafından kapılmıştır. Ancak dere, uvalanın tabanını henüz parçalayamamıştır. GB-KD uzanımlı uvalanın kuzeydoğu kesimleri, kuzeyden inen derelerin getirdiği alüvyon fanlarla kısmen boğulmuştur (Şekil 21). Yüzeyden açılmış olan Belova Uvalası, 2,31 uzama oranıyla uzamış bir şekle sahiptir (Tablo 3). 440 m²lik alana sahip

uvalanın dairesellik indis değeri ise 2,58'dir (Tablo 4). Buna göre Belova, morfolojik olarak dairesellikten uzaklaşmış ve biçimsel

bozunuma uğramış bir uvaladır. Buna neden olan temel faktör, burada yapının kontrolünde gelişmiş orojenik uzanımlardır.



şekil 21: Belova Uvalası. / Figure 21: Belova uvala

4. SONUÇ

Akdeniz Bölgesi'nin Teke yöresinde, Denizli il idari sınırları içinde yer alan Kırkoluk, Ovacık, Kızılca ve Aydoğdu polyeleri ile Belova Uvalası, aynı zamanda Batı Toroslar tektonik bölgesinin i kuşağında bulunmaktadır. Bu kuşak, Likya naplarının son derece karstik özellikteki litostratigrafik yapılarından oluşmaktadır. Bölgede bu yapısal birimler, birbirlerinin üzerlerine itilmiş karbonat dilimleri halinde yüzeylenmektedir. Bu allokton konumlu dilimlerin üstlerini de yine bu naplara ait ofiyolitik kayalar ile neo-otokton konumlu örtü birimleri büyüklü küçüklü parçalar şeklinde örtmektedir. Değişik yaş (st Triyas-Orta Eosen) ve fasiyelerde çökelmiş olan karbonatlı birimler aynı derecede çözünebilen kayalar değildirler. Bu kayaların farklı derecelerde çözünmesi, farklı kalınlık ve yayılımlara sahip olması ile farklı kalınlık ve derinliklerde geçirimsiz birimlerin varlığı sahadaki makro karstik şekillerin yoğunluğunu, dağılışlarını, oluşum ve gelişimlerini etkilemiştir. Bu

etkenlerin yanında sahanın yapısal özellikleri ve jeomorfolojik evrimi de karstlaşma üzerinde belirleyici olmuştur. Araştırmaya konu olan dört polye ve bir uvala, bu litostratigrafik, yapısal ve jeomorfik evrimin kontrolünde oluşarak gelişim göstermişlerdir. Polyelerin yaklaşık olarak kuzeyden güneye doğru art arda sıralanmış olması, genelinin batı veya kuzeybatıya doğru lateral znmelerle genişlemesi, bazılarının paleo vadilerin içinde gelişmesi bu etkenlerin belirleyiciliğini kanıtlar niteliktedir. Polyelerin özellikle fay ve litolojik sınırlarda sıralanmış olması oldukça belirgindir. Polyeler, bölgedeki son bölgesel yükselme hareketlerin eseri olan baskülman bölgesinde fayların kontrolünde oluşurken horst şeklinde yükselen Kırdağları, polyeleri doğudan sınırlandırmıştır. Bu yapısal ve litolojik faktörlere göre sahadaki polyeler ve uvala "ok kökenli-yapısal" zellikler göstermektedir.

İlk defa st Eosen'de su üstüne çıkan çalışma alanında, takip eden dönemlerde ilk önce flüvyal daha sonra da karstlaşma aktiviteleri

(ilksel polyelerin oluşumu) etkili olmaya başlamıştır. Polyeleşmelerin ilk evresinde tektonik rejim değişiklikleri, sahanın büyük bir bölümünü havza konumuna getirmiştir. Daha oluşumlarının başlarında Neojen depolarıyla dolan ilksel polye çukurlukları ve üstleri örtülen aşınım yüzeyleri böylece fosilize olmuşlardır. Bu durumda sahadaki karstlaşma kesintiye uğramıştır. Üst Pliyosen sonlarında bölgedeki kırılmalar ve blok faylanmalar Kırdağları bölümünün horst şeklinde yükselmesine polyeler sahasının baskülman şeklinde çökmesine neden olmuştur. Bu son yapısal durumla beraber Pliyosenin yağışlı evrelerinde ileri boşaltılan ve örtüden sıyrılan yüzeylerde (fosil Pliyosen yüzeylerinde) karstlaşma kaldığı yerden tekrar başlamıştır. Pleyistosen'de bugünkü görünümüne kavuşan polyeler, uzun süre varlığını korumuş gllere ve verimli tarım topraklarına sahip ovalara dnmşlerdir. Bu durumda polyeler, geçirdiği bu tektonik ve jeomorfolojik evrime göre "ok dönemli" zellikler göstermektedir.

Çalışma alanındaki polyelerin ve uvalanın morfometrik özelliklerini değerlendirdiğimizde uzunluklarının genişliklerinden daha fazla olduğu anlaşılmaktadır. Sadece Kızılca Polyenin uzun ve kısa eksenini birbirine çok yakındır. Bu durumda, Ovacık ve Aydoğdu polyeleri ile Belova Uvalası "uzamış" formda iken Kızılca Polyesi "dairesel", Kırkoluk Polyesi "yarı eliptik" zelliktir. Çalışma alanını oluşturan tüm havza ise "eliptik" şekil özelliği göstermektedir. Sahadaki makro karstik şekillerin uzama oranları da farklılıklar arz etmektedir. Yapılan hesaplamalara göre; Ovacık ve Aydoğdu polyeleri ile Belova uvalası "uzamış", Kızılca Polyesi "dairesel" ve Kırkoluk Polyesi "yarı eliptik" zelliktir. Bu makro karstik şekillerden oluşan tüm havza ise "eliptik" şekil özelliğindedir. Tüm bu makro karstik şekillerin bu formlarda olmasında; tektonik hatlar, litolojik sınırlar, nap parçalarının dağılışları ve karbonatlı birimlerin konumları belirleyici olmuştur.

KAYNAKÇA

Akat, U., ztrk, Z., ztrk, E. M., & ağlayan, A. 1975. Menderes masifi güneyi, güneybatı Toros ilişkisi. Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Rapor No: 3104.

- Akdeniz, N. (2011). *1:100.000 lekli Türkiye jeoloji haritaları Denizli-N 22 paftası*, Yayın no: 164, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Jeoloji Etütleri Dairesi.
- Aksoy, R., & Aksarı, S. (2008). Elmalı (Antalya, Batı Toroslar) kuzeyinde Likya naplarının jeolojisi. Selçuk Üniv. Mimarlık Fakültesi Dergisi, 23 (2): 45-59.
- Alağz, C. A. (1944). Türkiye karst olayları hakkında bir araştırma. *Türk Coğrafya Kurumu Yayınları*, 1, 86-92.
- Atalay, İ. (2003). Effects of the tectonic movements on the karstification in Anatolia, Turkey. *Acta Carsologica*, 32(2), 196-203. <https://doi.org/10.3986/ac.v32i2.348>
- Becker-Platen, J. D. (1970). Lithostratigraphische untersuchungen im knozoikum sdwest-Anatoliens (Knozoikum und braunkohlen der Türkei, 2). *Beihefte zum Geologischen Jahrbuch, Beiheft 97*.
- Basso, A., Bruno, E., Parise, M., & Pepe, M. (2013). Morphometric analysis of sinkholes in a karst coastal area of Southern Apulia (Italy). *Environmental Earth Science*, 70, 2545-2559. <http://www.cnr.it/prodotto/i/269795>
- Bonacci, O. (1987). *Karst hydrology with special references to the Dinaric karst*. Springer Series in Physical Environment, (pp.194).
- Bonacci, O. (2004). Poljes. In J. Gunn (Ed.), *Encyclopedia of caves and karst science* (pp.1279-1282). Fitzroy Dearborn.
- Bonacci O. (2013). Poljes, ponors and their catchments. In John F. Shroder & Frumkin, A. (Eds.). *Treatise on Geomorphology: Karst Geomorphology* (pp.112-120). Academic Press.
- Bondesan, A., Meneghel, M., & Sauro, U. (1992). Morphometric analysis of dolines. *International Journal of Speleology*, 2(1), 1-55.
- Bozyiğit, R., & Kurt. H. (2000). anakı (Mamak) Polyesi (Bucak, Isparta). Selçuk niv. Eğitim Fakltesi Sosyal Bilimler Dergisi, 9, 34-48.
- Bögli, A. (1980). *Karst hydrology and physical speleology*. Springer-Verlag, Berlin, (pp.284).
- Brunn, J. H., Graciansky, P. Ch, de., Gutnic, M., Juteau, T., Lefèvre, R., Marcoux, J., Monods, O., & Poisson, A. (1970). Structures majeures et correlations stratigraphiques dans les Taurides occidentales. *Bulletin Socit Gologique de France*, 12(7), 515-556.
- Cvijjić, J. (1893). *Das karstphnomen: Versuch einer morphologischen monographie*. Geographischen Abhandlung, 5(3), 218-329.

- Çakmakoğlu, A. (1987). Denizli N22-d1 paftasının jeolojisi (ön rapor). Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Jeoloji Etütleri Dairesi Arşiv no: 695.
- Çapan, U. (1980). Toros kuşaağı ofiyolit masiflerinin (Marmaris, Mersin, Pozanti, Pınarbaşı ve Divriği) iç yapıları, petrolojisi ve petrokimyasına yaklaşımlar [Yayınlanmamış doktora tezi]. Hacettepe Ün. Yerbilimleri Enstitüsü.
- Denizman, C. (2003). Morphometric and spatial distribution parameters of karstic depressions, Lower Suwannee River Basin, Florida. *Journal of Cave and Karst Stuidies*, 65 (1), 29-35.
- Doğan, U. (1993). Polye ve flüvyo-karstik depresyonlar (Seydişehir güneybatısından örnekler). *Ankara Üniversitesi Türkiye Coğrafyası Araştırma ve Uygulama Merkezi Dergisi*, 5, 229-245.
- Doğan, U. (2003). Sarıot Polje, Central Taurus (Turkey): A border polje developed at the contact of karstic and non-karstic lithologies. *Cave and Karst Science*, 30(3), 117-124.
- Doğan, U., Koçyiğit, A., & Gökkaya, E. (2017). Development of the Kembos and Eynif structural poljes: Morphotectonic evolution of the Upper Manavgat River Basin, Central Taurides, Turkey. *Geomorphology*, 278, 105-120. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2016.10.030>
- Doğan, U., Koçyiğit, A., & Yeşilyurt, S. (2019). The relationship between Kestel Polje system and the Antalya tufa plateau: Their morphotectonic evolution in Isparta Angle, Antalya-Turkey. *Geomorphology*, 334, 112-125. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2019.03.003>
- Doğan, U., & Koçyiğit, A. (2018). Morphotectonic evolution of Maviboğaz Canyon and Suğla Polje, SW Central Anatolia, Turkey. *Geomorphology*, 306, 13-27. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2018.01.001>
- Duman, N., & Ege, İ. (2018). Çölovası (Dinar-Afyon) Polyesi'nin jeomorfolojik özellikleri. *Marmara Coğrafya Dergisi*, 37, 290-305. <https://doi.org/10.14781/mcd.386382>
- Ege, İ. (2015a). Gezit Polyesi (Kozan/Adana). *Akademik Sosyal Araştırmalar Dergisi*, 3(17), 177-99.
- Ege, İ. (2015b). Paşalı Polyesi. *Uluslararası Sosyal Araştırmalar Dergisi*, 8(40), 384-402.
- Ege, İ. (2017). Polyelerin sınıflandırılması ve Kestelce Polyesi'nin (Kilis) jeomorfolojik özellikleri. *Gelecek Vizyonlar Dergisi*, 1(1), 33-51.
- Elitez, İ., & Yaltırak, C. (2014). Çameli Havzası'nın Miyosen-Kuvaterner Jeodinamiği, Burdur-Fethiye Makaslama Zonu (GB Türkiye). *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 57(3), 41-67
- Ekmekci, M. (2003) Review of Turkish Karst With Emphasis on Tectonic and Paleogeographic Controls, *Acta Carsologica*, 32/2(17), 205-218.
- Erakman, B., Meşhur, M., Gül, M. A., Alkan, H., Öztaş, Y., & Akpınar, M. (1982). Fethiye-Köyceğiz-Tefenni-Elmalı-Kalkan arasında kalan alanın jeolojisi. Türkiye 6. Petrol Kongresi Tebliğleri (25-31 Nisan).
- Erinç, S. (1996). *Klimatoloji ve Metodları*. Alfa Basım Yayım Dağıtım.
- Erinç, S. (2010). *Jeomorfoloji II*. Der Yayınları.
- Erol O. (1979). Türkiye'de Neojen ve Kuvaterner aşınım dönemleri, bu dönemlerin aşınım yüzeyleri ile yaşıit (korelan) tortullara göre belirlenmesi. *Jeomorfoloji Dergisi*, 8: 1-40.
- Erol, O. (1981). Neotectonic and Gemorphologic evolution of Turkey. In Fairbridge R.W. (Ed.) *Neotectonics*, Zeitschrift für Geomorphologie. N.F. Suppl. Bd., 40, 193-211.
- Erol, O. (1983). Türkiye'nin genç tektonik ve jeomorfolojik gelişimi. *Jeomorfoloji Dergisi*, 11, 1-22.
- Erol, O. (1993). Ayrıntılı jeomorfoloji haritaları çizim yöntemleri. *İstanbul Üniv. Deniz Bilimleri ve Coğrafya Enstitüsü Bülteni*, 10, 19-39.
- Eroskay, S. O., & Günay, G. (1980). Tecto-genetic classification and hydrogeological properties of karst regions. In Günay, G. (Ed.), *Proceedings of International Seminar on Karst Hydrogeology*, (pp.1-41), Publishing by SHW.
- Ersoy, Ş. (1989). *Fethiye (Muğla) - Gölhisar (Burdur) arasında Güney Dağı ile Kelebekli Dağ ve dolaylarının jeolojisi* [Yayınlanmamış doktora tezi]. İstanbul Üniv. Fen Bilimleri Enst.
- Ersoy, Ş. (1990). Batı Toros (Likya) naplarının yapısal öğelerinin ve evriminin analizi. *Jeoloji Mühendisliği*, 37, 5-16.
- Ersoy, Ş., Altınok, Y., & Yalçınar, A. C. (2000). Güneybatı Anadolu'nun neotektonik yapılarına genel bir bakış ve bölgenin deprem etkinliği. III. Ulusal Kıyı Mühendisliği Sempozyumu Bildiriler Kitabı, (ss.115-128).
- Fick, S. E., & Hijmans, R. J. (2017). WorldClim 2: new 1-km spatial resolution climate surfaces for global land areas. *International Journal of Climatology*, 37(12), 4302-4315.
- Field, M. (2002). *A lexicon of cave and karst terminology with special reference to environmental karst hydrology*. EPA National Center for Environmental Assessment, (pp.214).

- Ford, D. C., & Williams, P. W. (1989). Karst Geomorphology and Hydrology. *Harpercollins Publishers Ltd.*
- Ford, D. C., & Williams, P. W. (2007). Karst landform development in humid regions. *Karst Hydrogeology and Geomorphology*, 9, 321-400. John Wiley & Sons Ltd.
- Gams, I. (1978). The Polje: The problem of definition. *Zeitschrift für Geomorphologie Stuttgart*, 22(2), 170-181.
- Gams, I. (1994). Types of the poljes in Slovenia, Their inundations and land use. *Acta Carsologica*, XXIII, 285-302.
- Gilli, E. (2015). *Karstology. Karsts, Caves and Springs: Elements of Fundamental and Applied Karstology*. Translated from French by Chloé Fandel, CRC Press. [10.1201/b18380](https://doi.org/10.1201/b18380).
- Goudie, A. S. (2003). *Geomorphological techniques*. London, Ailen & Unwin.
- Güldalı, N., (1970). Karstmorphologische Studien im Gebiet des Poljesystems von Kestel (Westlicher Taurus, Türkei) [Yayınlanmamış doktora tezi]. Tübinger Geographische Studien, Heft 40, 115 Seiten.
- Güldalı, N. (1976). Akseki Polyesi, Toroslar'ın karstik bölgelerindeki dağarası ovalarının oluşumu ve gelişimi. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 19(2), 143-148.
- Güneysu, A. C. (1993a). *Kovada Gölü doğusunun (Isparta) karst jeomorfolojisi* (Yayın no: 218/5) [Doktora tezi, İstanbul Üniv. Deniz Bilimleri ve İşletmeciliği Inst.]. İstanbul Üniv. Kütüphanesi.
- Güneysu, A. C. (1993b). Batı Toroslar'da Neotektonik Hareketlerin Karstlaşma Üzerindeki Etkileri ve Karstlaşmanın Evrimi (Eğirdir- Beyşehir-Antalya Karst Alanı). *Türk Coğrafya Dergisi*, 28, 329-336.
- Güneysu, A. C. (1994). Eğirdir Gölü Güneyi ve güneydoğusundaki alanlarda (Isparta) karstlaşmanın genel özellikleri. İstanbul Üniv. Deniz Bilimleri ve Coğrafya Enstitüsü, *Bülten*, 11, 73-81.
- Gracia, F. J., Gutiérrez, F., & Gutiérrez, M., (2003). The Jiloca karst polje-tectonic graben (Iberian Range, NE Spain). *Geomorphology*, 52(3-4), 215-231.
- Graciansky, P. Ch. de. (1967). Existence d'une nappe ophiolitique a letremite accidentale de la chaine Sud-Anatolienne. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 264, 2876-2879.
- Graciansky, P. Ch. de. (1968). Teke yarımadası (Likya) Torosları'nın üst üste gelmiş ünitelerinin stratigrafisi ve Dinaro Toroslar'daki yeri. Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Dergisi, 71, 73-92.
- Graciansky, P. C. (1972). Recherches géologiques dans le Taurus Lycien Occidental. (These) Univ. Paris-Sud (Orsay), s.731.
- Jennings, J. A. (1985). *Karst geomorphology*. Oxford: Basil Blackwell, (pp.293).
- Kahraman, N. (2007). Teke Platosu batısında Boncuk Dağları üzerindeki Ballık polyeler grubu ve yakın dolayının karst jeomorfolojisi. *Türk Coğrafya Dergisi*, 48, 95-110.
- Kara, H. (2001). *Akçay Havzası'nın Jeomorfolojisi*. (Yayın No: 106912). [Doktora Tezi, Marmara Üniv. Sosyal Bilimler Enstitüsü], YÖK Dökümantasyon Merkezi.
- Keser, N. (2004a). Bezirgan Polyesi ve yakın çevresinin karst jeomorfolojisi. *Türk Coğrafya Dergisi*, 42, 11-46.
- Keser, N. (2004b). Sarıbelen (Sidek) Polyesi ve Katran Dağı'nın karst jomorfolojisi. *Marmara Coğrafya Dergisi*, 10, 19-51.
- Keser, N. (2008). Çukurbağ Polyesinin jeomorfolojik evrimi. *Marmara Coğrafya Dergisi*, 18, 113-133. <https://dergipark.org.tr/tr/pub/marucog/issue/465/3748>
- Koçak, İ., & Arıbaş, K. (2003). Akkoç Polyesi (Antalya). *Türk Coğrafya Dergisi*, 41, 44-96.
- Koçyiğit, A. (1983). Hoyran Gölü (Isparta Büklümü) dolayının tektoniği. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 26, 1-10.
- Koçyiğit, A., & Özacar, A. A. (2003). Extensional Neotectonic Regime through the NE Edge of the Outer Isparta Angle, SW Turkey: New Field and Seismic Data. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 12 (1), 67-90. Retrieved from <https://dergipark.org.tr/tr/pub/tbtkearth/issue/12024/143781>
- Kurt, H. (2000). *Batı Toros Polyeleri (Jeomorfolojik Etüt)* (Yayın No: 102254). [Doktora Tezi, Marmara Üniv. Sosyal Bilimler Enstitüsü], YÖK Dökümantasyon Merkezi.
- Kurt, H. (2001). Eynif Polyesi. *Marmara Coğrafya Dergisi*, 1(3), 93-122.
- Louis, H. (1956). Die entstehung der poljen und ihre stellung in der karstabtragung, auf grund von beobachtungen im Taurus. *Erdkunde*, 10(1), 33-53.
- Louis, H. (1968). *Allgemeine Geomorphologie*. Walther de Gruyter, Berlin.
- Lučić, I. (2014). General aspects of the karst poljes of the Dinaric karst. In Sackl P., Durst R., Kotrošan D., & Stumberger B. (Eds.), *Dinaric Karst Poljes - Floods for Life*, (pp.17-24). EuroNatur, Radolfzell.

- Meteoroloji Genel M¼d¼rl¼g¼ (MGM), (2021). Acıpayam meteoroloji g¼zlem istasyonunun 1967-2020 yılları arasının meteorolojik parametreler b¼lteni.
- Nazik, L. (1986). Beyşehir G¼l¼ yakını g¼neyi karst jeomorfolojisi ve karstik parametrelerinin incelenmesi. *Jeomorfoloji Dergisi*, 14, 65-77.
- Nazik, L. (1992). *Beyşehir G¼l¼ g¼neybatısı ile Kemboş Polyesi arasının karst jeomorfolojisi* [Yayınlanmamış doktora tezi]. İstanbul Univ. Deniz Bilimleri ve Coğrafiya Enst.
- Nazik, L. (2004). The karst regions of Turkey (According to the morphogenesis and morphometric properties). *Proceeding of International Symposium on Earth System Sciences*, (pp.77-82), İstanbul-Turkey.
- Nazik, L., & Tuncer, K. (2010). Türkiye karst morfolojisinin bölgesel özellikleri. *Türk Speleoloji Dergisi, Karst ve Mağara Araştırmaları*, 1(1), 7-19.
- Nazik, L., Tuncer, K., Poyraz, M., & Feridun, D. (2012, 4-6 Ekim). *Türkiye’de karst morfolojisinin gelişim dönemleri* [Konferans sunumu]. III. Ulusal Jeomorfoloji Sempozyumu, Hatay.
- Nazik, L., & Poyraz, M. (2015). Türkiye karst morfolojisinde neotektoniğin rol¼. İçinde Bahadır, M., Uzun, A., & Zeybek, H. İ. (Eds.), *IV. Ulusal jeomorfoloji sempozyumu bildiriler kitabı: Karst Jeomorfolojisi*, (ss.203-213), Samsun Ondokuz Mayıs Üniversitesi, Samsun.
- Nazik, L., & Poyraz, M. (2017). Türkiye karst jeomorfolojisi genelini karakterize eden bir bölge: Orta Anadolu platoları karst kuşağı. *Türk Coğrafiya Dergisi*, 68, 43-56. <https://doi.org/10.17211/tcd.300414>
- Nazik, L., Poyraz, M., & Karabıyıkoğlu, M. (2019). Karstic landscapes and landforms in Turkey. In Kuzucuoğlu, C., Çiner, A., Kazancı, N. (Eds.), *Landscapes and Landforms of Turkey*, (pp.181-196). Springer International Publishing. https://doi.org/10.1007/978-3-030-03515-0_5
- Nebert, K. (1961). Tavas-Kale (GB Anadolu) bölgesine ait yeni müşahadeler. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 57, 57-64.
- Nicod, J. (2003). A little contribution to the karst terminology: Special or aberrant cases of poljes? *Acta Carsologica*, 32(2), 29-39.
- Okay, A. I., Zattin, M., Özcan, E., & Sunal, G. (2020). Uplift of Anatolia. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 29, 696-713. <https://doi.org/10.3906/yer-2003-10>
- Ozener, S. F. (2003). Elmalı (Antalya) Polyesinde Karag¼l ve Avlan G¼llerinin kurutulmasından önceki ve sonraki şartların karşılaştırılması. Sırrı Erinç Semp. (11-13 Eylül 2003) Bildiri Özetleri Kitabı, (ss.107-118).
- Özg¼l, N. (1984). Stratigraphy and tectonic evolution of the central Taurides. In Tekeli O, Gönc¼ođlu M.C. (Eds.), *Geology of the Taurus Belt*. International symposium, (pp.77-90), Ankara-Turkey.
- Özşahin, E. (2013). Kurucaova Polyesi’nin jeomorfolojisi (Kırıkhan-Hatay). *Journal of Turkish Studies*, 8(7), 827-848. <http://dx.doi.org/10.7827/TurkishStudies.4935>
- Öztürk, M. Z., şimşek, M., Utlu, M., & şener, M. F. (2017a). Batı ve Orta Toros Dağları’nda dolin yoğunluğunun alansal dağılış özellikleri. Uluslararası Jeomorfoloji Sempozyumu’nda sunulan bildiri. Erişim adresi: <http://ujes.org/konular/>
- Öztürk, M. Z., şimşek, M., Utlu, M., & şener, M. F. (2017b). Karstic depressions on Bolkar Mountain Plateau, Central Taurus (Turkey): distribution characteristics and tectonic effect on orientation. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 26, 302-313. <https://dergipark.org.tr/tr/pub/tbtkearth/issue/35160/390106>
- Öztürk, M. Z. (2018a). *Orta Toroslar’da dolinlerin dağılışı ve morfometrik özellikleri*. Kriter Yayınevi.
- Öztürk, M. Z. (2018b). Karstik kapalı depresyonların (dolinlerin) morfometrik analizleri. *Coğrafiya Dergisi*, (36), 1-13. <https://doi.org/10.26650/JGEOG371149>
- Öztürk, M. Z., şener, M. F., şener, M., & şimşek, M. (2018). Structural controls on distribution of dolines on Mount Anamas (Taurus Mountains, Turkey). *Geomorphology*, 317, 107-116. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2018.05.023>
- Pekcan, N. (2019). *Karst jeomorfolojisi*. Filiz Kitabevi.
- Poisson, A. (1968). Le Crétacé supérieur détritique de l’unité de Yeleme (Taurus Lycien, Turquie). Extrait du “C.R. Sommaire des séances de la Société géologique de France”, 6: 188.
- Poisson, A. (1977). Recherches géologiques dans les Taurides occidentales (Turquie). (These) Univ. Paris-sud, Orsay, s.795.
- Sackl, P., Durst, R., Kotroşan, D., & Stumberger, B. (2014). *Dinaric Karst Poljes - Floods for Life*. EuroNatur, Radolfzell.
- Schildgen, T. F., Yıldırım, C., Cosentino, D., & Strecker, M. R. (2014). Linking slab break-off, Hellenic Trench retreat, and uplift of the Central and Eastern Anatolian Plateaus. *Earth-Science Reviews*, 128, 147-168.

- <https://doi.org/10.1016/j.earscorev.2013.11.006>
- Selçuk Biricik, A., & Bozyiğit, R. (1996). Girdev Polyesi (Fethiye-Antalya). *Marmara Coğrafya Dergisi*, 1, 323-333.
- Selçuk Biricik, A., & Bozyiğit, R. (1998). Kayaköy Polyesi ve yakın çevresinin jeomorfolojisi. *Marmara Coğrafya Dergisi*, 2, 150-173.
- Şahinci, A. (1991). *Karst. Reform Matbaası*.
- Şaroğlu, F., & Güler, B. (2020). Batı Anadolu tektonik kamasının güncel deformasyonu: Batıya doğru kaçıştan kaynaklanan blok hareketleri. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 63, 161-194. <https://doi.org/10.25288/tjb.593423>
- Şenel, M., Selçuk, H., Bilgin, Z. R., Şen, M. A., Karaman, T., Dinçer, M. A., Durukan, E., Arbas, A., örçen, S., & Bilgi, C. (1989). Çameli (Denizli)-Yeşilova (Burdur)-Elmalı (Antalya) ve dolayının jeolojisi. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Rapor No: 9429.
- Şenel, M., Akdeniz, N., Öztürk, E. M., Özdemir, T., Kadıncık, G., Metin, Y., Öcal, H., Serdaroğlu, M., & Örçel, S. (1994). Fethiye (Muğla) – Kalkan (Antalya) ve kuzeyinin jeolojisi. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Rapor No: 9761.
- Şenel, M. (1991). Likya napları içindeki volkanit katkılı Paleosen-Eosen çökelleri: Faralya formasyonu. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 113, 1-15.
- Şenel, M. (1997a). *1:100.000 ölçekli Türkiye jeoloji haritaları Fethiye L7 (O21) paftası*. Yayın no: 1, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Jeoloji Etütleri Dairesi.
- Şenel, M. (1997b). *1:100.000 ölçekli Türkiye jeoloji haritaları Fethiye L8 (O22) paftası*. Yayın no: 2, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Jeoloji Etütleri Dairesi.
- Şenel, M. (2007). Likya naplarının özellikleri ve evrimi. Menderes Masifi Kolokiyumu, Genişletilmiş Bildiri Özleri Kitabı, (ss.51-55).
- Şimşek, M., Doğan, U., & Öztürk, M. Z. (2020). Polyelerin sınıflandırılması ve Toroslardan örnekler. *Jeomorfolojik Araştırmalar Dergisi (JADER)*, 5, 1-14. <https://doi.org/10.46453/jader.733500>
- Şimşek, M., Öztürk, M. Z., Doğan, U., & Utlu, M. (2021). Toros polyelerinin morfometrik özellikleri. *Coğrafya Dergisi*, 0(42), 101-119. <https://doi.org/10.26650/JGEOG2020-834461>
- Thornthwaite, C. W. (1948). An approach toward a rational classification of climate. *The Geographical Review*, American Geographical Society, 38(1), 55-94.
- Tuncer, K. (2018). *Sakarya Nehri - Göynük Çayı - Çatak Çayı arasındaki sahanın karst jeomorfolojisi*. Kriter Yayınevi.
- Tuncer, K. (2021). Tektonik olarak karmaşık bir bölgede yer alan Barz Polyesi (Tavas, Denizli): Oluşumu, gelişimi ve jeomorfolojik özellikleri. *Türk Coğrafya Dergisi*, (77), 99-118. <https://doi.org/10.17211/tcd.910578>
- White, W. B. (1988). *Geomorphology and hydrology of karst terrains*. Oxford University Press, Oxford, (pp.464).
- Zeybek, H. İ. (2004). Türkiye'de karstik alanların korunma gerekliliği ve alınabilecek bazı önlemler. *Doğu Coğrafya Dergisi*, 11, 93-116.

Jeomorfolojik Araştırmalar Dergisi

Journal of Geomorphological Researches

© Jeomorfoloji Derneği

www.dergipark.gov.tr/jader

E - ISSN: 2667 - 4238



Araştırma Makalesi / Research Article

JEOMORFOLOJİK ÖZELLİKLERİN TUNCELİ ŐEHİRİNİN GELİŞİMİNE ETKİLERİ (1984-2020)

The Effects of Geomorphological Features on the Development of Tunceli City (1984-2020)

Fatma ESEN

Bingöl Üniversitesi, Fen-Edebiyat Fakóltesi, Coğrafya Bölümü, Bingöl

fesen@bingol.edu.tr  <https://orcid.org/0000-0002-3740-1751>

Makale Tariğesi

Geliş 6 Haziran 2021

Kabul 9 Ekim 2021

Article History

Received June 6, 2021

Accepted October 9, 2021

Anahtar Kelimeler

Jeomorfolojik Faktörler, Yerleşim Alanı, Zonal Analiz, Korelasyon Analizi, Regresyon Analizi, Tunceli

Keywords

Geomorphological Factors, Settlement Area, Zonal Analysis, Correlation Analysis, Regression Analysis

Atıf Bilgisi / Citation Info

Esen, F. (2021) Jeomorfolojik Özelliklerin Tunceli Şehrinin Gelişimine Etkileri (1984-2020) / The Effects of Geomorphological Features on the Development of Tunceli City (1984-2020), Jeomorfolojik Araştırmalar Dergisi / Journal of Geomorphological Researches, 2021 (7): 109-131.
doi: 10.46453/jader.948540

ÖZET

Bu alışma, Türkiye'nin Doğu Anadolu Bölgesi'nde bulunan Tunceli ilinin aynı adı taşıyan Şehir yerleşmesinin mekânsal ve zamansal gelişiminde jeomorfolojik özelliklerin etkilerinin belirlenebilmesi amacıyla hazırlanmıştır. Bu amaç doğrultusunda Şehir yerleşim alanının mekânsal gelişimine etki eden jeomorfolojik faktörler (jeomorfolojik birimler, eğim, yükselti, bakı) değerlendirilmiş ve haritalandırılmıştır. Daha sonra 1984, 2000 ve 2020 yıllarına ait Şehir yerleşim alanı ile faktör haritaları çakıştırılmış, elde edilen sonuçlar zonal, korelasyon ve regresyon analizine tabi tutularak aralarındaki ilişki açıklanmıştır. Zonal analiz ile Şehir yerleşmesinin jeomorfolojik faktörlerin alt kriterlerine göre dağılışı tespit edilmiş ve sınırları belirgin olarak çizilmiştir. Korelasyon analizi ile Şehir yerleşim alanı ve jeomorfolojik faktörler arasındaki ilişkinin yönü ve Őiddeti tespit edilmiştir. Son olarak regresyon analizi ile her bir jeomorfolojik faktörün Şehir yerleşmesinin dağılışı üzerindeki etki oranı ve yıllar içerisindeki değişimi belirlenmiştir. Buna göre, Şehir yerleşim alanı 1984 yılında 950-1000 m yükselti basamağında, %20-50 eğime ve güneydoğu bakıya sahip alçak plato alanlarında yoğunlaşmıştır. 2000 yılında 900-950 m yükselti basamağında, %20-50 eğime ve güneydoğu bakıya sahip alçak plato alanlarında yoğunlaşmıştır. 2020 yılında ise 900-950 m yükselti basamağında, %10-20 eğime ve güneydoğu bakıya sahip traverten taraçaları üzerinde yoğunlaşmıştır. Her üç analiz sonucuna göre: Tunceli Şehir yerleşim alanı ile eğim arasında çok kuvvetli, jeomorfolojik birimler ile kuvvetli, bakı ile orta, yükselti ile zayıf bir ilişki tespit edilmiştir. Őehirde bundan sonra yapılacak kentsel arazi kullanım plan ve projelerinin tamamında jeomorfolojik faktörlerin neden olduğu kısıtların dikkate alınması önem arz etmektedir.

ABSTRACT

This study was prepared in order to determine the effects of geomorphological features on the establishment, spatial and temporal development of the city settlement with the same name in Tunceli province in the Eastern Anatolia Region of Turkey. For this purpose, geomorphological factors (geomorphological units, slope, elevation, aspect) affecting the spatial development of the city settlement area were evaluated and mapped. Later, the factor maps were overlapped with the city settlement area of 1984, 2000 and 2020. The results obtained were subjected to zonal, correlation and regression analysis and the relationship between them was explained. With the zonal analysis, the distribution of the city settlement according to the sub-criteria of geomorphological factors was determined and the boundaries were clearly drawn. The direction and intensity of the relationship between the city settlement area and geomorphological factors were determined by correlation analysis. Finally, with the regression analysis, the effect rate of each geomorphological factor on the distribution of the city settlement and its change over the years were determined. Accordingly, the city settlement area was concentrated in low plateau areas with a 20-50% slope and southeast aspect, at an elevation of 950-1000 m in 1984. In 2000, it was concentrated in low plateau areas with a 20-50% slope and southeast aspect, at an elevation of 900-950 m. In 2020, it concentrated on travertine terraces with an elevation of 900-950 m, 10-20% slope and southeast aspect. According to all three analysis results: There is a very

strong relationship between the Tunceli city settlement area and the slope, strong with geomorphological units, medium with aspect, weak with elevation. It is important to consider the limitations caused by geomorphological factors in all future urban land use plans and projects in the city.

© 2021 Jeomorfoloji Derneği / Turkish Society for Geomorphology
Tüm hakları saklıdır / All rights reserved.

1. GİRİŞ

Nüfus artışının doğal bir sonucu olarak, yerleşmeler mekânsal olarak genişleme zorunluluğu taşıır. Yerleşim yeri seçiminde ise fiziki ve beşerî etüdün yapılması önem arz eder (Erinç, 1959). Bilhassa kent planlaması yapılırken yerleşim yerinin fizyografik yapısı, jeolojisi, peyzaj özellikleri, tarım topraklarının kullanımı ve kalitesi hesaba katılması gereken zorunlu unsurlardır (Keleş, 1986). Yerleşmelerin kuruluş ve gelişmesinde hem iklim, toprak, akarsu, jeomorfolojik ve jeolojik yapı gibi fiziki ortam şartları hem de tarihi ve sosyal şartlar önemli rol oynar (Yalçınlar, 1967).

Yerleşme ile jeomorfoloji arasında sıkı bir ilişki bulunur (Bilgin, 1989). Jeomorfoloji, yerleşmelerin mekânsal gelişim yönlerini, sosyal alanların ve ulaşım ağlarının formlarını etkileyerek yerleşmelerin gelişimine tesir etmektedir (Aliağaoğlu & Uğur, 2010). Yerleşme alanlarının seçiminde jeomorfolojik özelliklerin göz ardı edildiği durumlarda çarpık ve plansız şehirleşme ortaya çıkmakta, bu durum doğal çevreye zarar vermektedir (Tonbul & Sunkar, 2008).

Kentleşmeye bağlı olarak şehirlerin mekânsal olarak genişlemesi, arazi kullanımı üzerinde baskı oluşturarak bazı çevre sorunlarının ortaya çıkmasına neden olabilmektedir. Genişleme süreçlerinin sebep olduğu biyolojik çeşitlilik, arazi kullanımı, hava kalitesi, su ve enerji kaynaklarında azalma gibi çevresel problemler her geçen gün artmaktadır (Antrop, 2004; Güneralp & Seto, 2008; Jiang vd., 2013; Cürebal vd., 2019). Bu nedenle yerleşme ile birlikte arazi kullanım değişikliklerinin saptanması planlı bir

genişlemeyi destekleyeceği gibi olası çevresel ve sosyal sorunların da giderilmesine katkı sağlayabilir (Rawat & Kumar, 2015). Şehir ve jeomorfoloji ilişkisini esas alan çalışmalar, şehir gelişiminin jeomorfolojik unsurlar üzerindeki etkisinin daha iyi bir şekilde algılanmasını ve bunların iklim değişikliği ile birlikte jeo-hidrolojik riskler üzerindeki etkisini açıklamaya yardımcı olur (Slaymaker vd., 2009; Lóczy & Sütö, 2011; Galve vd., 2016; Cafiso & Cappadonia, 2019; Brandolini vd., 2020).

Yerleşmelerin sağlıklı bir şekilde gelişebilmesi için insanların sosyal ihtiyaçları ile jeomorfoloji arasındaki ilişkinin dengeli olması gerekmektedir. Bunun için de öncelikle jeomorfolojik kökenli doğal risklerin saptanması ve bu doğrultuda gerekli önlemlerin alınması bir zorunluluk arz etmektedir (Kurter, 1985; Turoğlu, 1993). Tüm bu nedenlerden dolayı arazi kullanımı değişikliğini konu alan çalışmalar, arazi kullanımının zamansal ve mekânsal değişimlerini tespit etmek, şehirleşmenin çevresel ve sosyal sonuçlarını anlamak için oldukça önemlidir (Cheruto vd., 2016). Bununla birlikte arazi kullanımı ile jeomorfolojik özellikler arasındaki ilişkinin tespit edilmesi doğal kaynakların coğrafi potansiyelleri doğrultusunda kullanımına etki ederek, coğrafi mekândan yüksek fayda elde etmeyi sağlar (Turoğlu, 2000; Şengün, 2008; Kurt & Duman, 2016).

Türkiye, sahip olduğu şehir nüfusu oranıyla hızlı şehirleşme eğilimi olan bir ülkedir (Sergün, 1993). Şehirler imkânları doğrultusunda ülkenin sosyal ve ekonomik

özelliklerinin şekillenmesine etki eden dinamik yapılar olup, sürekli bir gelişim içerisinde dirler. Şehirlerin özellikle çevreye yayılma yoluyla gerçekleşen mekânsal gelişiminin belirli bir plan çerçevesinde gerçekleşmesi gerekmektedir. Şehir gelişiminin zamansal ve mekânsal değişiminin tespit edilmesi, olası sorunların önceden saptanmasına olanak tanıyacak, bu da sürdürülebilir şehir planlarının yapılmasını mümkün kılacaktır (Cürebal vd., 2008). Ülkemizde şehir alanlarının gelişim süreçlerini tespiti yönelik çok sayıda çalışma mevcuttur. Bu çalışmalardan bazılarında şehirsal alanların veya genel olarak arazi kullanımının zamansal ve mekânsal değişimi (Bayar, 2003; Tezcan, 2003; Duran, 2005; Avcı & Döker, 2005; Kılıç, 2006; Atasoy, 2007; Çavuş, 2007; Yılmaz vd., 2007; Akbulak vd., 2008a; 2008b; Vural, 2008; Özdemir & Bahadır, 2008; Elmastaş, 2008; Taş, 2009; Korkmaz vd., 2010; Özdemir & Bahadır, 2010; Kurt vd., 2010; Gürbüz vd., 2011; Kurt, 2013; Kurt & Duman, 2015), bazılarında jeomorfolojik birimlerle arazi kullanımı arasındaki ilişkiler (Turoğlu, 1998; Altın, 2005; Taş, 2006; Ege, 2008; Şengün, 2008; Koç, 2008; Şengün & Siler, 2010; Eroğlu & Bozyiğit, 2011; Özşahin, 2011; Uzun, 2015) bazılarında da jeomorfolojik özellikler ile şehir arasındaki ilişkiler (Özdemir, 1996; Özdemir & Karadoğan 1996, Karadoğan & Özdemir, 2002; Erginal & Erginal, 2003; Özdemir & Günay, 2005; Karadoğan, 2007; Cürebal vd., 2008; Özşahin, 2014; Cürebal vd. 2019) sorgulanmış ve değerlendirilmiştir.

Tunceli şehrinin mekânsal gelişimi jeolojik yapı, yerşekli, yükselti, eğim, bakı, arazi kullanımı gibi fiziki çevre koşulları ile yasal bazı kısıtlamalar nedeniyle sınırlandırılmıştır. Bu nedenle şehrin, yatay ve düşey gelişim aksı yeteri ölçüde kullanılamamıştır. Özellikle jeomorfolojik faktörler şehrin sosyo-ekonomik yapısına,

yerleşme dokusuna, konutların yapısal özelliklerine belirgin şekilde etki etmiştir (Canpolat, 2019). 1984-2020 yılları arasında şehir nüfusunun artışına bağlı olarak yerleşim alanı da sürekli olarak genişlemiştir. Ancak bu gelişim kuzeyde yapısal ve jeomorfolojik özelliklere bağlı olarak meydana gelen kütle hareketleri, akarsu yataklarındaki sel ve taşkın gibi risklerden dolayı sınırlı bir şekilde doğuya fakat daha fazla güneye doğru genişlemek zorunda kalmıştır.

Bu çalışmada kalkınmada öncelikli yerler arasında bulunan ve kırsal kalkınma kapsamında desteklenen Tunceli şehir yerleşim alanının gelişmesinde jeomorfolojik faktörlerin etkisi tespit edilmiştir. Bu amaç doğrultusunda şehir yerleşim alanının jeomorfolojik faktörlere (jeomorfolojik birimler, eğim, yükselti, bakı) göre 1984-2020 yılları arasındaki mekânsal gelişimi incelenmiş ve aralarındaki ilişki üç farklı istatistiksel metot ile (zonal, korelasyon, regresyon) sorgulanmıştır. Şehir yerleşim alanı ile jeomorfolojik faktörler arasındaki ilişkinin analizi şehrin gelecek hedeflerini ve vizyonunu belirlemeye katkı sağlayacaktır.

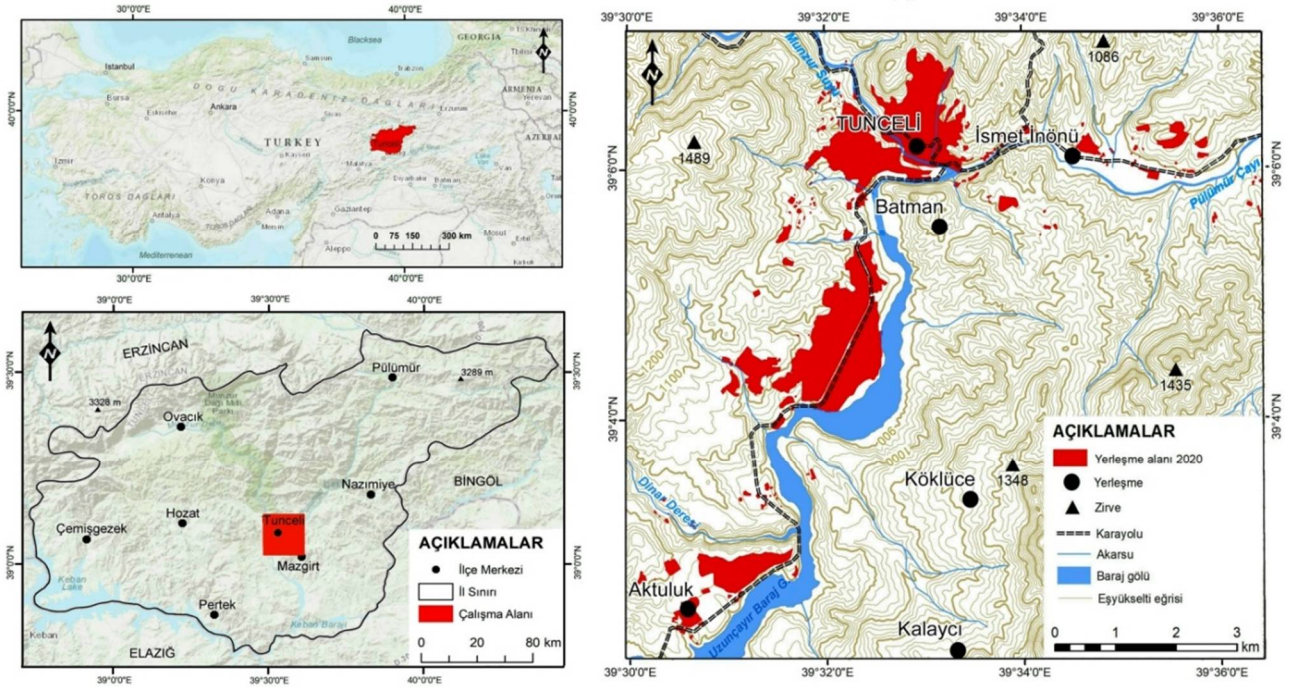
1.1. Çalışma Alanı

Doğu Anadolu Bölgesi'nin Yukarı Fırat Bölümü'nde yer alan Tunceli şehri, dar ve derin vadilerden geçerek birleşen Munzur Suyu ve Pülümür Çayı'nın kavuşum noktasında kurulmuştur. Bu noktada birleşen her iki akarsu Munzur Çayı ismini alarak güneye doğru yönelir ve Uzunçayır Baraj Gölü'nü besler. Tunceli şehri, çevresinde farklı yükseltilerde görülen derince parçalanmış plato alanları ile çevrelenmiş olup, kuzeyden Keditaşı ve Döndül tepeleri, batıdan Sobe Tepesi, doğu ve güney yönlerden ise Uzunçayır Baraj Gölü ile sınırlandırılmıştır. Söz konusu bu sınır içerisinde 2020 yılı itibari ile Tunceli

şehir yerleşim yerinin toplam alanı 672 ha'dır (şekil 1).

Araştırma alanı Toros orojenik kuşağının doğu uzanımında yer almakta olup, Paleozoik'ten Kuvaterner'e kadar farklı yaş ve özellikteki litolojik birimlerden oluşmaktadır (şekil 2). Temelde Paleozoik dönemde düşük derecede metamorfizma geçirmiş kayalar bulunur. Paleozoik sonunda sığ (şelf) ortama geçmiş olan sahada, Mesozoyik dönemde kireçtaşları (Munzur Kireçtaşları) oluşmuştur (Granit &

şener, 1986; Karvar, 2019). Tersiyer'in başında kırıntılı çökeller, Miyosen'de başlayan volkanizma ile volkanosedimanter özellikteki birimler çökelmifitir (Afshar, 1965; Tonbul & Özdemir, 1993; Herece & Acar, 2016). Pliyosen dönemde bölgede bir yükselme olmuş (Afshar, 1965) ve aynı dönemde Mazgirt çevresinde gelişen volkanizmanın ürünü olarak bazaltik kayaçlar gelişmiştir (Tonbul & Özdemir, 1993).



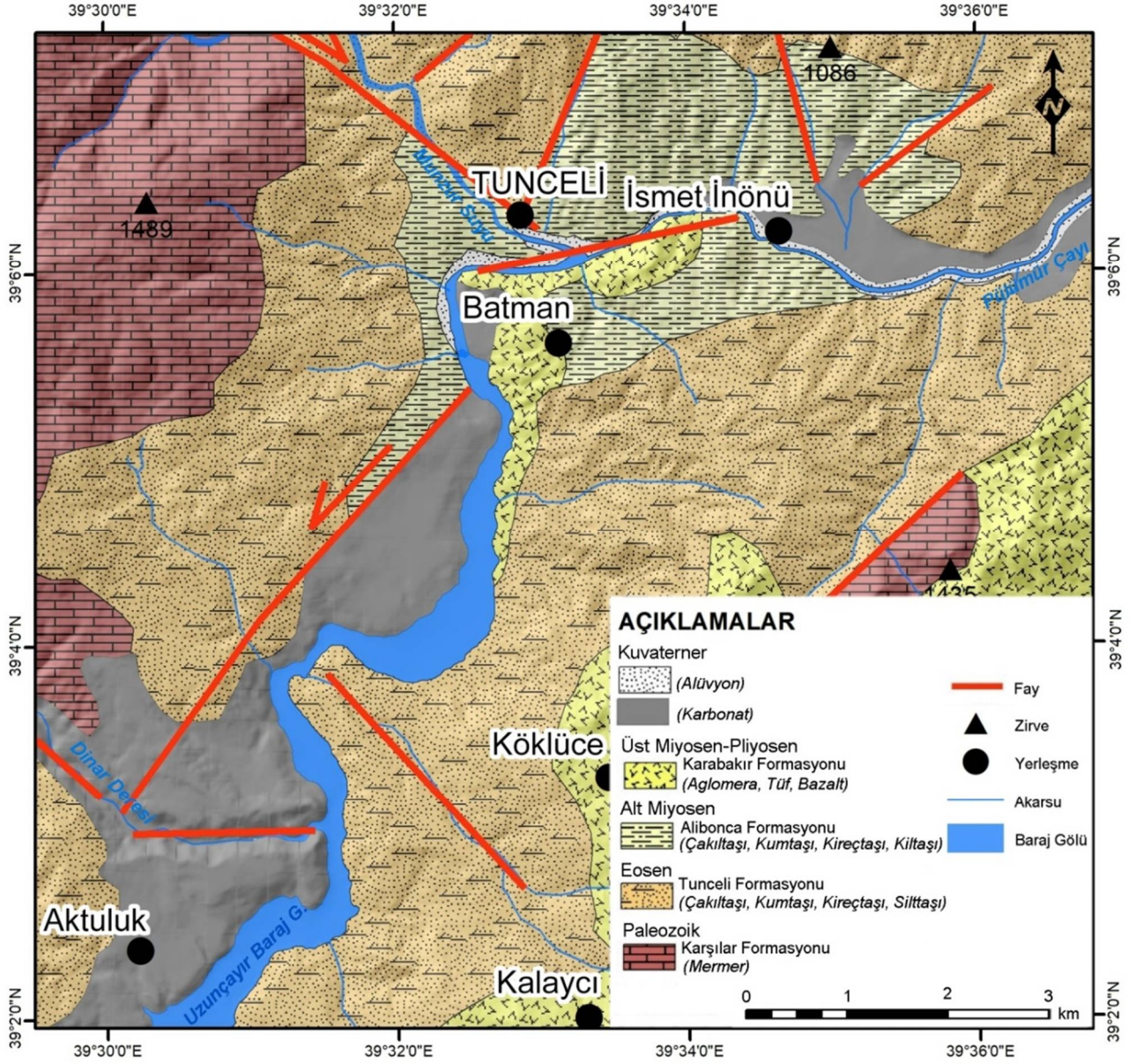
şekil 1: Tunceli kent merkezinin lokasyon haritası. / **Figure 1:** Location map of Tunceli city center

Araştırma alanı Alp sistemine bağlı kıvrım kuşaklarının (Torid, Pontid ve Anatolid) birbirlerine çok yaklaştıkları bölgede bulunur (Erinç, 1953). Munzur Dağları ve dolayısıyla araştırma alanının tektoniği Miyosen öncesi kompresif kuvvetler ve Miyosen sonrası düşey hareketlere bağlı olarak; Miyosen öncesi kıvrımlar, Miyosen sonrası ise düşey blok faylar gelişmiştir (Özgöl, 1981; Çılđın, 2018). Bu tektonik yapılar araştırma alanının morfolojik gelişimi ve bugünkü görünümünü kazanması üzerinde etkili olmuştur.

Araştırma alanının en yüksek morfolojik birimi Kert Dağı'dır. Dağ, güneydoğuda Üst Miyosen-Pliyosen volkanizmasının ürünü olan bazalt akıntıları üzerinde gelişmiştir (şekil 6). Plato yüzeylerinin oluşumunda tektonizma etkin rol oynamış olup, buna bağlı olarak belirgin iki farklı seviye halinde aşınım yüzeyleri gelişmiştir. Litolojik özellikler, eğim ve yükselti koşulları bakımından farklılıklar gösteren aşınım yüzeyleri, yüksek platolar (1200-1400 metrelerde) ve alçak platolar (1000-1100 metreler) olarak tanımlanmıştır (şekil 3, 6).

Kuvaterner doneminde karbonatların birikmesine bağlı olarak meydana gelmiş olan traverten taraçaları, Pulumur ayı vadisinin çalışma alanı içerisinde gorolduğu yerden itibaren batıya doğru ve Uzunçayır Baraj Golu'nun kıyısı boyunca geniş bir alanda dağılış gosterir. Vadi

tabanları şehir alanı içerisinde bulunan bir diğer morfolojik birimdir. Heyelan, kaya duşmesi gibi jeolojik ve jeomorfolojik kokenli olaylar, araştırma alanının kuzey ve doğusunda onemli alansal dağılışa sahiptir (şekil 6).



şekil 2: Araştırma alanına ait jeoloji haritası (MTA Yerbilimleri Harita Goruntuleyici ve izim Editoru ile şenel, 2002; ztufeki vd. 2018; Karvar, 2019'den faydalanarak oluşturulmuştur).

Figure 2: Geological map of the research area (created from MRE Geosciences Map Viewer and Drawing Editor and Senel, 2002; ztufekci et al. 2018; Karvar, 2019).

“Tunceli, tarihi geçmişi olmayan, temeli Cumhuriyet doneminde atılan bir şehirdir. 25 Aralık 1935 tarihinde kabul edilen 2885 sayılı yasa ile Tunceli adlı yeni bir vilayet kurulması kararlaştırılmıştır. Başlangıçta

Tunceli'nin il merkezi Elazığ il merkezi olarak kabul edilmiştir. Daha sonra 30 Aralık 1946 tarihinde, 4993 sayılı Kanun ile il merkezi bugunku Alibaba Mahallesi

bulunduğu alana karşılık gelen Kalan Kasabasına taşınmıştır” (Tuncel, 2012).

Tunceli Őehir merkezinin nűfusu 1985 nűfus sayımına gűre 18471 kiři, 2020 yılı adrese dayalı kayıt sistemine gűre de 33873 kiřidir. İki yıl arasındaki dönemde Őehrin nűfusu 15402 kiři artmıřtır. Devlet Planlama Teřkilatı Műsteřarlıđı'nın 2017 yılında yapmıř olduđu “İllerin Sosyo-Ekonomik Geliřmiřlik Sıralaması

Arařtırması” verilerine gűre Tunceli İli, 81 il içerisinde 59. sırada yer alır. Tunceli merkez ilçesi ise, geliřmiřlik açısından űlke genelindeki toplam 970 ilçe arasında 122. sıradadır (DPT, 2017). 2017 İnsani Geliřim Raporu'na gűre Ankara, İstanbul, Kocaeli, Antalya, İzmir, Muđla illerinden sonra Tunceli 7. sırada yer alır. Tunceli ilçe merkezinin ekonomisinde tarım ve hizmet sektűrű önemli paya sahiptir.



Őekil 3: Arařtırma alanının gűneydođusundan, bűyűk lűde traverten taraçaları ve alçak plato alanları űzerinde yer alan Tunceli Őehrine genel bir bakıř.

Figure 3: An overview of Tunceli city, which is located mostly on the travertine terraces and low plateau areas from the southeast of the research area.

2. MATERYAL ve YÖNTEM

Tunceli Őehir yerleřmesinin zamansal ve mekânsal geliřiminde jeomorfolojik özelliklerin etkilerini saptamayı amaçlayan bu çalıřmada ilk olarak Őehir yerleřim alanının farklı yıllara ait arazi verileri tespit edilmiřtir. Bunun için yaklařık olarak 20 yıllık periyotlarla 1984, 2000 ve 2020 yıllarına ait uydu grűntűleri temin edilmiřtir. Bulutluluđun az olduđu dönem olduđundan, her ű yıl için Temmuz ayına ait uydu grűntűleri tercih edilmiřtir. 29/07/1984 tarih ve 30 m mekânsal zűnűrlűklű, 17/07/2000 tarih ve 30 m mekânsal zűnűrlűklű, ayrıca 24/07/2020 tarih ve 15 m mekânsal zűnűrlűđe sahip uydu grűntűleri űzerinde ekran sayısallařtırma yöntemi ile Tunceli Őehir yerleřmesinin sınırları çizilmiřtir.

Yerleřmeyi etkileyen jeomorfolojik unsurlar olarak jeomorfolojik birimler, eđim, yűkselti ve bakı faktörleri değerlendirilmiştir. Uydu grűntűlerinden elde edilen 1984, 2000 ve 2020 yıllarına ait Őehir yerleşme alanı ile jeomorfolojik faktörlerin katman haritaları çakıştırılmış, böylece yerleşim alanının jeomorfolojik faktörlere göre dağılımının zaman içerisindeki değişimi saptanmıştır.

Yerleřim alanı ile jeomorfolojik faktörler arasındaki ilişki saptanırken ű farklı istatistiksel analiz yöntemi kullanılmıştır. İlk kullanılan yöntem olan zonal analiz, bağımlı değişkenin bağımsız değişkene göre kazanmış olduğu formu saptamaya olanak tanır. Bu analiz yöntemi ile Őehir yerleşim alanının faktörlerin alt kriterlerine göre dağılışları hesaplanmış ve sınırları belirgin olarak çizilmiştir. İki değişken arasındaki karşılıklı ilişkiyi sorgulamak için

genellikle korelasyon analizi kullanılır (Wilcox, 2011).

İkinci yöntem olarak kullanılan korelasyon analizi ile Şehir yerleşim alanı ve jeomorfolojik parametreler arasındaki ilişkinin yönü ve Őiddeti tespit edilmiştir. Spearman rho korelasyon katsayısı kullanılarak uygulanan korelasyon analizinde, değişkenler arasındaki ilişkinin düzeyi çok zayıf (0,00 - 0,25), zayıf (0,26 - 0,49), orta (0,50 - 0,69), kuvvetli (0,70 -

0,89), çok kuvvetli (0,90 - 1,0) Şeklinde yorumlanmıştır. Basit regresyon analizi, aralarında ilişki olan iki değişkenden birinin bağımlı değişken, diğerlerinin bağımsız değişken olarak ayrımı ile aralarındaki ilişkinin istatistiksel sonucunu ve sağılım grafiğini vermektedir (Köklü vd., 2006). Bu analiz ile elde edilen istatistiksel sonuçlar bağımsız değişkenin bağımlı değişken üzerindeki etki oranı ile kesişim katsayısını vermesi bakımından önemlidir.

Tablo 1: Çalışmada kullanılan veriler ve temin edildikleri kaynaklar.

Table 1: The data used in this study and the sources from which they were obtained

Veri	Kaynak	Temel Harita
Uydu Görüntüsü (1984, 2000, 2020)	EarthExplorer – USGS Web Sitesi	Yerleşim Alanı
Jeoloji Haritası	MTA Yerbilimleri Harita Görüntüleyici ve izim Editörü (Şenel, 2002; Öztüfekçi vd. 2018; Karvar, 2019)	Jeoloji
Jeoloji Haritası		
Topografya Haritası (1/25000)	MTA Yerbilimleri Harita Görüntüleyici ve izim Editörü	
Uydu Görüntüsü	Harita Genel Komutanlığı	Jeomorfoloji
Google Earth Pro	EarthExplorer – USGS Web Sitesi	
Arazi gözlemleri		
		Eğim
Topografya Haritası (1/25000)	Harita Genel Komutanlığı	Yükselti
		Bakı

Jeomorfolojik faktörler ile yerleşim alanına ait haritaların oluşturulması, ilgili haritalara ait katmanların çakıştırılması ve zonal analiz yönteminin uygulanması esnasında da ArcGIS 10.7 yazılımından faydalanılmıştır. Korelasyon ve regresyon analizleri SPSS programı kullanılarak yapılmıştır. Program tarafından rapor halinde sunulan veriler yorumlanarak yerleşim alanı ile jeomorfolojik faktörler arasındaki ilişki değerlendirilmiştir. Analizlerden elde edilen sonuçları Excel programı yardımıyla tablo ve grafiklere dönüştürülmüş, böylece daha kolay yorumlanması sağlanmıştır.

3. BULGULAR

3.1. Tunceli Şehri Yerleşim Alanının Zamansal Gelişimi (1984-2020)

Başlangıçta yerleşmeler güvenlik problemi nedeniyle yüksek tepelere, dağlık alanlara

ve sarp yamaçlara kurulurken, süreç içerisinde güvenliğin sağlanması ile birlikte ovalara doğru yönelmiştir (Tunçdilek, 1986). Benzer bir gelişim seyri gösteren Tunceli Şehri 1946 yılında ilk olarak Munzur Suyu' nun sarp yamaçlarında kurulmuş, zaman içerisinde güneye, daha düz alanlara doğru genişlemiştir (Şekil 4). 1984-2020 yılları arasındaki 36 yıllık sürede Şehir yerleşim alanı mekânsal olarak 5 kat büyümüştür. 1984 yılında 134 ha alan olan Şehir yerleşim alanı 216 ha artış ile 2,61 kat genişlemiş ve 2000 yılında 350 ha alana ulaşmıştır. 2000 yılından sonra artış devam etmiş, Şehir yerleşim alanı 1,92 kat artarak 322 ha genişlemiş ve 2020 yılında 672 ha olmuştur. Şehir nüfusu da mekânsal gelişime paralel olarak artmıştır. 1984-2000 yılları arasında 1,77 kat artan Şehir nüfusu, 2000-2020 yılları arasında 1,12 kat artmıştır. 1984-2020 yılları arasındaki

dönemde Şehir yerleşim alanı 5,01 kat genişlemiş, nüfus da 1,97 kat artmıştır (Tablo 2).

Ülkemizde 1950'lerden sonra hız kazanan Şehirleşme varlığını hala sürdürmektedir (Tümertekin, 1973). Hem Şehir içinde doğal nüfus artışı hem de göç yoluyla Őehre eklenen nüfus, Şehirlerin işlevsel ve mekânsal olarak dışa doğru yayılmasına etki eder (Baykal, 1990). Bölge genelinde

yaşanan güvenlik sorunları nedeniyle kırsal alanlardan Şehir alanlarına göç, Tunceli Şehir merkezinde de nüfus artışına neden olmuştur. Ayrıca 2008 yılında Őehirde kurulan üniversite de nüfus artışını etkilemiştir. Araştırma alanında son yıllarda görölen hızlı nüfus artışı ile doğru orantılı olarak artan konut ihtiyacı Şehrin mekânsal olarak hızla genişlemesine neden olmuştur (Şekil 4).

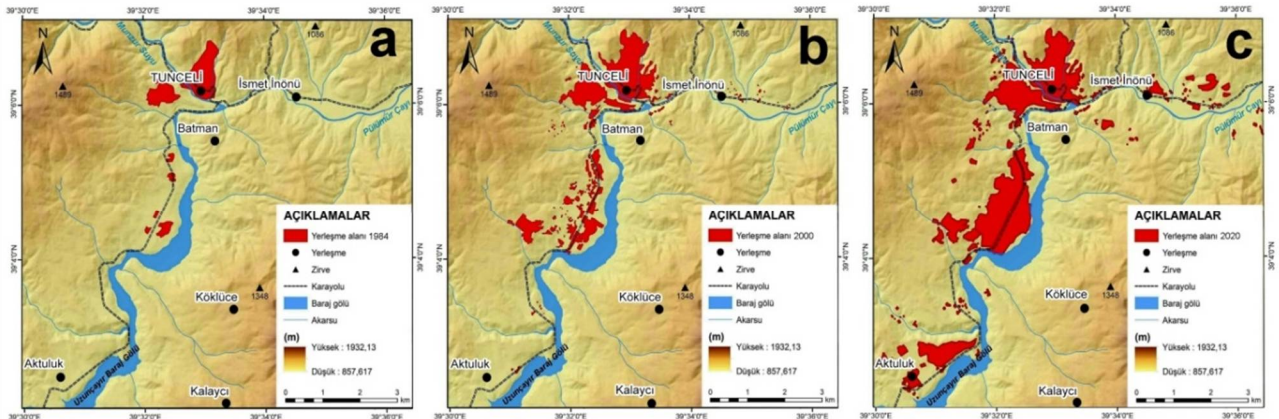
Tablo 2: Tunceli Şehri yerleşim alanının 1984, 2000 ve 2020 yıllarına ait alan ve nüfus miktarı.

Table 2: The area and population amount of the Tunceli city settlement area for 1984, 2000 and 2020.

	1984	Artış miktarı	2000	Artış miktarı	2020
Alan (ha)	134	+216	350	+322	672
Nüfus (kişi)	17180	+13143	30323	+3550	33873

Kaynak: TÜİK, Genel Nüfus Sayımları (1980-2000).

TÜİK, Adrese Dayalı Nüfus Kayıt Sistemi (2020).

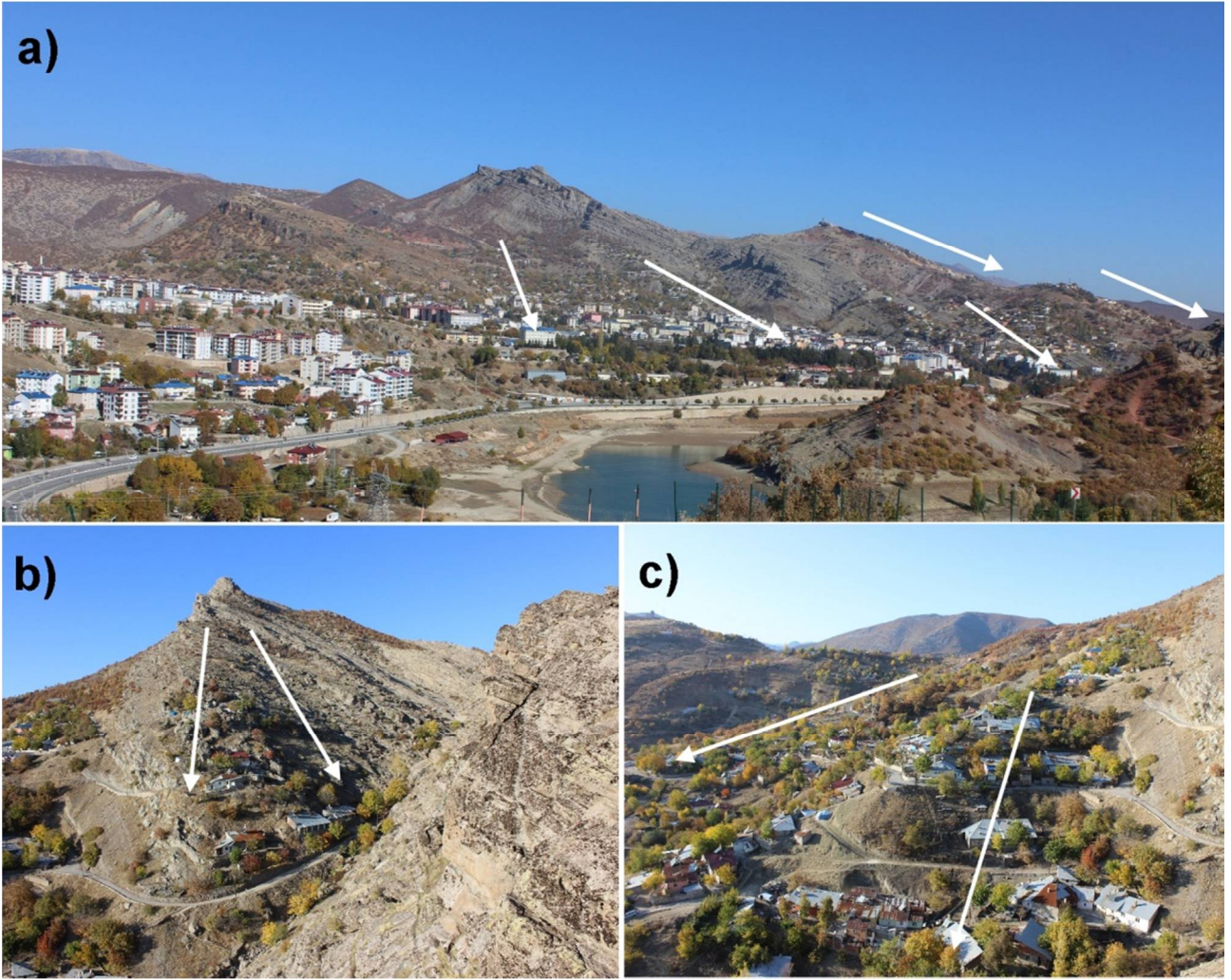


Şekil 4: Tunceli Şehri yerleşim alanının 1984 (a), 2000 (b) ve 2020 (c) yıllarına ait alansal dağılışı.

Figure 4: The spatial distribution of the Tunceli city settlement area for 1984 (a), 2000 (b) and 2020 (c).

Araştırma alanında Őehir yerleşim alanının yatay ve dūřey gelişim aksı, jeomorfolojik özellikler, arazi kullanım Őekli gibi fiziki unsurlardan kaynaklanan nedenler ve yasal bazı sınırlamalardan dolayı yeterince iyi kullanılamamıştır. Tunceli ilinin ilk il merkezi olarak kabul edilen yer, Munzur Suyu'nun kuzeyindeki yamaçlarda yer alan bugünkü adıyla Alibaba Mahallesi'nin bulunduğu alandır. Güvenlik problemleri nedeniyle başlangıçta yerleşim yeri olarak tercih edilen bu alan, jeomorfolojik özellikler ağısından yerleşmeye uygun değildir. Alibaba Mahallesi bir kuesta sırtında kurulmuştur. Tektonik ağıdan aktif

olan sahada kireçtaşı üzerinde yer alan kiltarı tabakası eđim yönünde kaymaktadır. Bunun sonucunda kuesta sırtında heyelan, kuesta alınlarında ise kaya dūřme olayları görölmektedir (Őekil 5). Günümüzde bu sahada jeolojik ve jeomorfolojik kökenli doğal riskler nedeniyle yapılaşma yasağı bulunmaktadır. Bu sahanın hem yerleşmeye uygun olmaması hem de artan nüfus ile birlikte Őehrin mekânsal olarak genişlemesi, Őehrin dođu ve güney yöne doğru genişlemesine etki etmiştir (Őekil 4). Dođu yönde yerleşme için uygun alanların sınırlı olması ise daha çok güney yöne doğru genişlemeyi zorunlu kılmıştır.



Şekil 5: Araştırma alanının kuzeyinde bulunan kuesta sırtını oluşturan kireçtaşları üzerinde akışa geçen kiltatı blokları heyelana neden olarak yerleşmelere zarar vermektedir (Foto 2b ve 2c Alibaba Mahallesi'ne ait).

Figure 5: The claystone flowing over the limestone on the ridge of the kuesta developing in the north of the research area causes landslides and damages the settlements (Photo 2b and 2c belong to Alibaba Neighborhood).

3.2. Tunceli Şehir Yerleşim Alanı ile Jeomorfolojik Faktörler Arasındaki İlişkiler

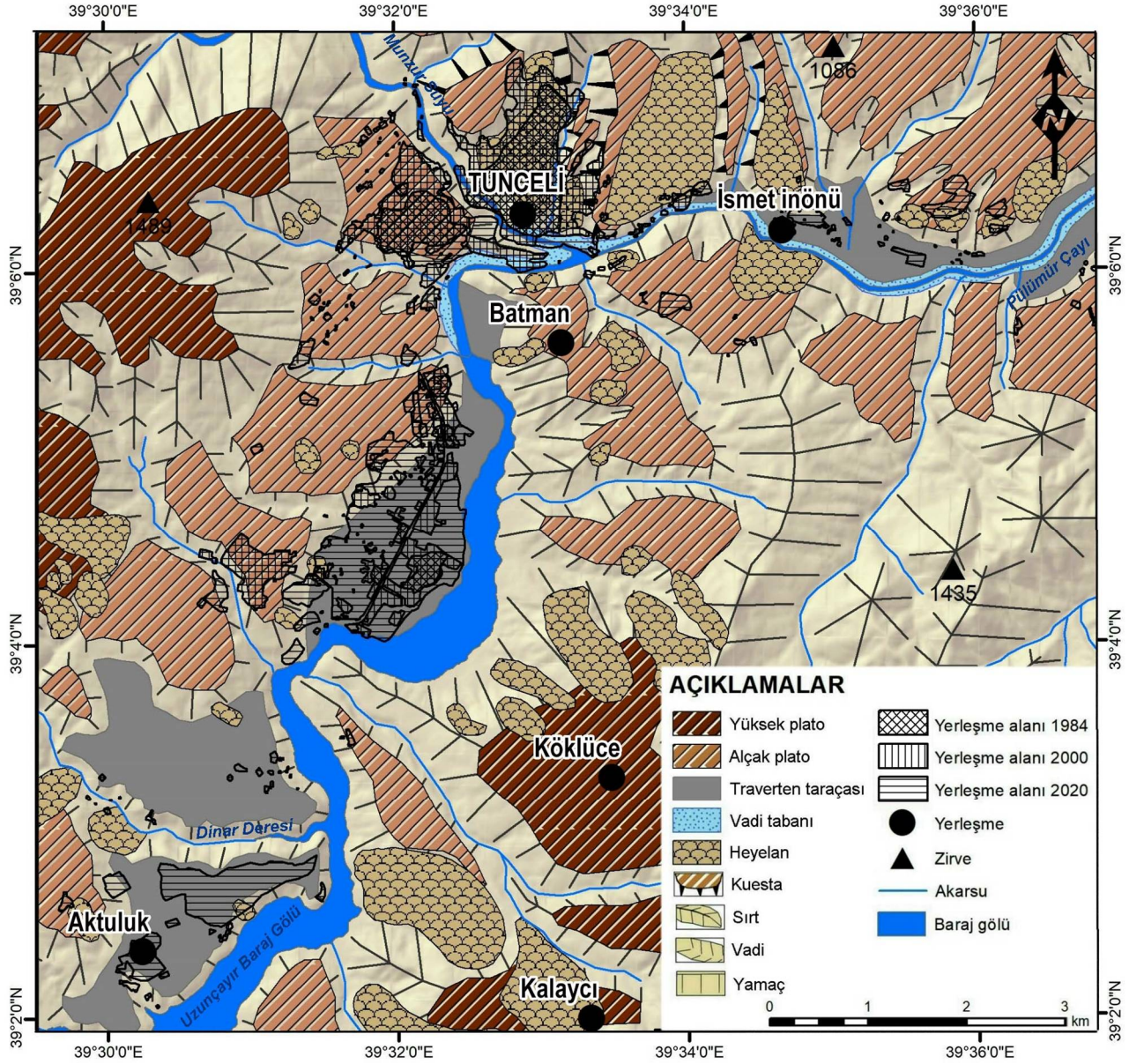
3.2.1. Zonal Analiz

Bu bölümde farklı yıllarda analize tabi tutulan her bir jeomorfolojik faktör üzerindeki Şehir yerleşim alanının alansal ve oransal dağılımı tespit edilmiştir. Araştırma sahasında etkili olan morfodinamik etmen ve süreçler yüksek kesimlerde daha ziyade aşınım, alçak kesimlerde ise birikim Şekillerinin oluşmasına etki etmiştir (Bilgin, 1972). Buna bağlı olarak sahada birbirinden farklı yükselti, eğim ve yapısal özelliklere sahip jeomorfolojik birimler oluşmuştur. Tablo 3'e bakıldığında 1984, 2000 ve 2020

yıllarında Şehir yerleşim alanının farklı jeomorfolojik birimler üzerinde yoğunlaştığı görölür. Yerleşim alanı 1984 yılında sırasıyla en fazla alçak plato (%67,17) ve yamaç (%20,15) üzerinde dağılış gösterir. 2000 yılında en fazla alçak plato alanında (%58,57), ikinci sırada yamaç (%20,00) ve üçüncü sırada traverten taraası (%19,14) üzerinde bulunur. 1984-2000 yılları arasında Şehir yerleşim alanı, alçak plato ve yamaçlardan traverten taraalarına doğru gelişim göstermiştir. 2020 yılında sıralama önemli ölçüde değişmiş olup, yerleşme alanı en fazla traverten taraası üzerinde (%37,50), ikinci sırada alçak plato (%37,21) ve üçüncü sırada yamaç (%23,21) üzerinde dağılışa

sahiptir. Her üç yılda da en az tercih edilen morfolojik birim vadi tabanıdır. Araştırma sahasında akarsuların dar ve derin vadi içerisinde akış göstermesi, vadi tabanının toplam alan içerisindeki payının düşük olmasına neden olmuştur. Sel ve taşkın risklerinden dolayı yerleşme için uygun olmayan bu alanlar, daha çok tarım arazisi olarak kullanılmaktadır. Yerleşmelerin

1984 ve 2000 yıllarında daha çok alçak platoların, 2020 yılında ise traverten taraçalarının üzerinde geniş alanlı dağılışa sahip olduğu görölmüştür. Genel bir değerlendirme ile şehir yerleşim alanı 1984-2020 arasında yüksek jeomorfolojik birimlerden alçak jeomorfolojik birimlere doğru gelişme göstermiştir (şekil 6).



şekil 6: Tunceli şehri yerleşim alanı ile jeomorfolojik birimler arasındaki ilişkinin zamansal değişim haritası.

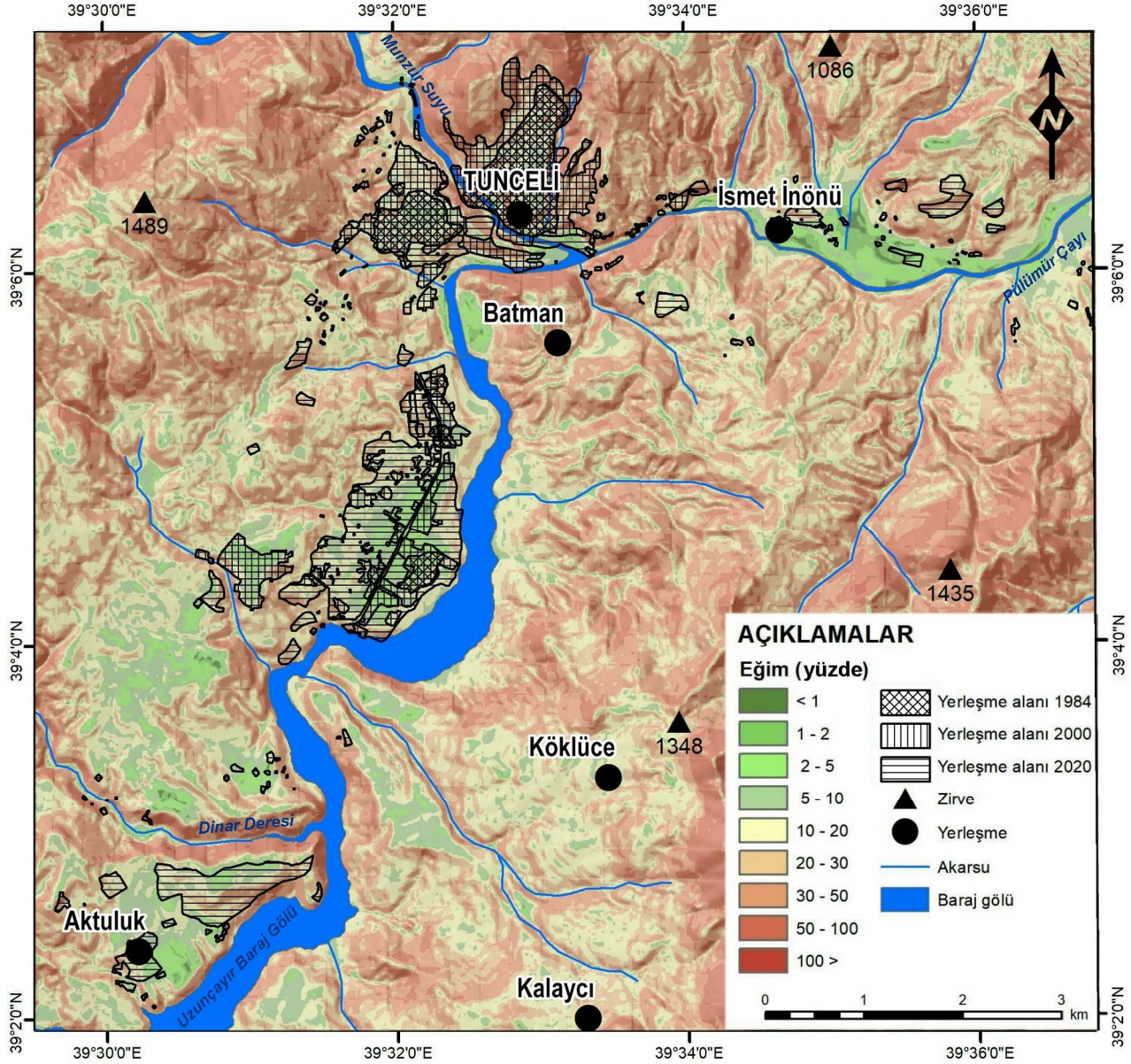
Figure 6: The temporal change map of the relationship between the settlement area of Tunceli city and the geomorphological units.

Eğim, iklim özellikleri başta olmak üzere jeomorfolojik yapı, arazi kullanım şekli gibi birçok coğrafi unsura etki eder (Özdemir, 1996). Bununla birlikte topografyanın niteliğinin saptanması, jeomorfolojik

yapının çözümlenmesi ve yerşekillerinin tanımlanmasında eğim koşullarından faydalanılır (Özşahin & Eroğlu, 2018). Bu çalışmada eğim değerleri Elibüyük ve Yılmaz (2010) tarafından belirlenen eğim

grupları ve morfografik tanımlamaları esas alınarak sınıflandırılmıştır. Buna göre %1'den düşük eğime sahip alanlar "düz yüzeyler", %1-2 eğimli alanlar "hafif eğimli düz yüzeyler", %2-5 eğimli alanlar "hafif eğimli yüzeyler", %5-10 eğimli alanlar "eğimli yüzeyler", %10-20 eğimli alanlar

"orta eğimli yüzeyler", % 20-50 eğimli alanlar "çok eğimli yüzeyler", %50-100 eğimli alanlar "çok çok eğimli yüzeyler", %100'den yüksek eğime sahip alanlar "dike yakın eğimli yüzeyler" şeklinde tanımlanmıştır (Tablo 4; Şekil 7).



Şekil 7: Tunceli şehri yerleşim alanı ile eğim arasındaki ilişkinin zamansal değişim haritası.

Figure 7: The temporal change map of the relationship between the settlement area of Tunceli city and the slope.

Araştırma alanında eğim ve şehir yerleşim alanı arasındaki ilişki her üç dönemde farklı seyretmiştir. 1984 yılında yerleşim alanlarının %33,58'i çok eğimli yüzeylerde, %32,84'ü orta eğimli yüzeylerde, %22,39'u eğimli yüzeylerde yer alır. %2'den düşük ve

%100'den yüksek eğime sahip alanlarda ise yerleşim alanı bulunmamaktadır. 2000 yılında yerleşim alanlarının %36'sı çok eğimli yüzeylerde, %32,29'u orta eğimli yüzeylerde, %16,57'si eğimli yüzeylerde bulunur. Bu dönemde yerleşmelerin düşük

eğimli alanlara doğru genişlediği grlr. 2000 yılında bir önceki dönemden farklı olarak %2'den düşük eğime sahip alanlarda da yerleşim alanı bulunur. 2020 yılında yerleşim alanlarının eğim gruplarına göre dağılışındaki sıralama önceki dönemlerden oldukça farklıdır. Bu dönemde yerleşim

alanının düşük eğimli alanlara doğru gelişimi çok daha belirgindir. 2020 yılında yerleşim alanı en fazla orta eğimli yüzeylerde (%33,63), ikinci sırada çok eğimli yamaçlarda (%32,29) ve üçüncü sırada eğimli yüzeylerde (%18,89) dağılış gösterir.

Tablo 3: Yerleşim alanı ile jeomorfolojik birimler arasındaki ilişkinin zamansal değişim tablosu.

Table 3: Temporal change table of the relationship between settlement area and geomorphological units.

Jeomorfolojik birimler	1984		2000		2020	
	Alan (ha)	Oran (%)	Alan (ha)	Oran (%)	Alan (ha)	Oran (%)
Alçak plato	90	67,17	205	58,57	250	37,21
Taraça	15	11,19	67	19,14	252	37,50
Vadi tabanı	2	1,49	8	2,29	14	2,08
Yamaç	27	20,15	70	20,00	156	23,21
Toplam	134	100	350	100	672	100

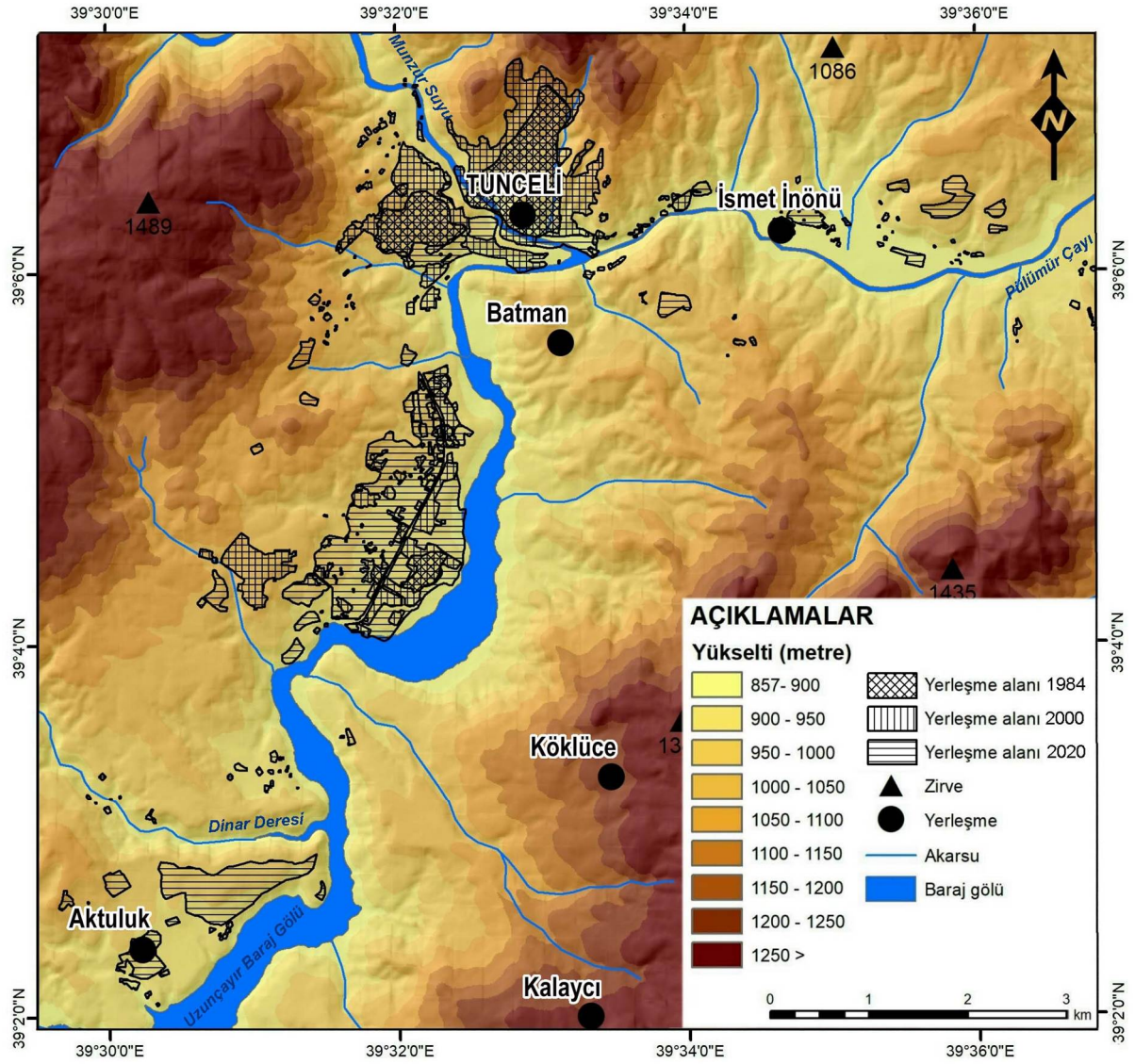
Tablo 4: Yerleşim alanı ile eğim arasındaki ilişkinin zamansal değişim tablosu.

Table 4: Temporal change table of the relationship between the settlement area and the slope

Eğim (%)	Morfografik Tanımlama	1984		2000		2020	
		Alan (ha)	Oran (%)	Alan (ha)	Oran (%)	Alan (ha)	Oran (%)
<1	Düz yüzeyler	-	-	1	0,29	1	0,15
1-2	Hafif eğimli düz yüzeyler	-	-	4	1,14	7	1,04
2-5	Hafif eğimli yüzeyler	11	8,21	40	11,43	76	11,32
5-10	Eğimli yüzeyler	30	22,39	58	16,57	127	18,89
10-20	Orta eğimli yüzeyler	44	32,84	106	30,29	226	33,63
20-50	çok eğimli yüzeyler	45	33,58	126	36,00	217	32,29
50-100	çok çok eğimli yüzeyler	4	2,98	15	4,28	18	2,68
100>	Dike yakın eğimli yüzeyler	-	-	-	-	-	-
Toplam		134	100	350	100	672	100

Ülkemizde genel olarak yükselti artışıyla birlikte arazideki yarıлма derecesi artar ve arazi parçalı, arızalı bir görünüm kazanır (zdemir, 1996). Diğer coğrafi koşullarla birlikte yükselti, yerleşmelerin dağılışını, dokusunu ve tipini etkiler (Tunçdilek, 1985). Yükseltinin yerleşme üzerinde etkisinin tespiti Şehir içi arazi kullanımı ile ilgili çalışmalarda fayda sağlar (Esen & Avcı, 2017). Araştırma alanında Şehir yerleşim alanı ile yükselti arasındaki ilişki zaman içerisinde değişim göstermiştir. 1984 yılında %46,27'lik pay ile en fazla tercih edilen yükselti basamağı 950-1000 m basamağı iken 2000 ve 2020 yıllarında yerleşmelerin bir alt basamağa doğru yoğunlaştığı grlr. Bu durum başlangıçta

yüksekte kurulan Şehir alanının zaman içerisinde daha alçak kesimlere doğru gelişme göstermesinden kaynaklanır. 900-950 m yükselti basamağında 2000 yılında Şehir yerleşim alanının %32,56'sı, 2020 yılında ise %38,69'u bulunur. Her  dönem için de üçüncü sırada en fazla yerleşim olan yükselti basamağı 1000-1050 m basamağıdır. 1984 yılını diğer iki dönemden ayıran bir diğer önemli özellik, bu dönemde 1100 m'nin üstündeki yükselti değerlerinde yerleşmenin bulunmayışıdır. 2000 ve 2020 yıllarında yerleşmeler hem yatay yönde hem de dikey yönde genişleyerek 1200 m yükseltiye kadar çıkmıştır (Tablo 5; Şekil 8, 10).



Şekil 8: Tunceli şehri yerleşim alanı ile yükselti arasındaki ilişkinin zamansal değişim haritası.

Figure 8: The temporal change map of the relationship between the settlement area of Tunceli city and the elevation.

Tablo 5: Yerleşim alanı ile yükselti arasındaki ilişkinin zamansal değişim tablosu.

Table 5: Temporal change table of the relationship between the settlement area and the elevation.

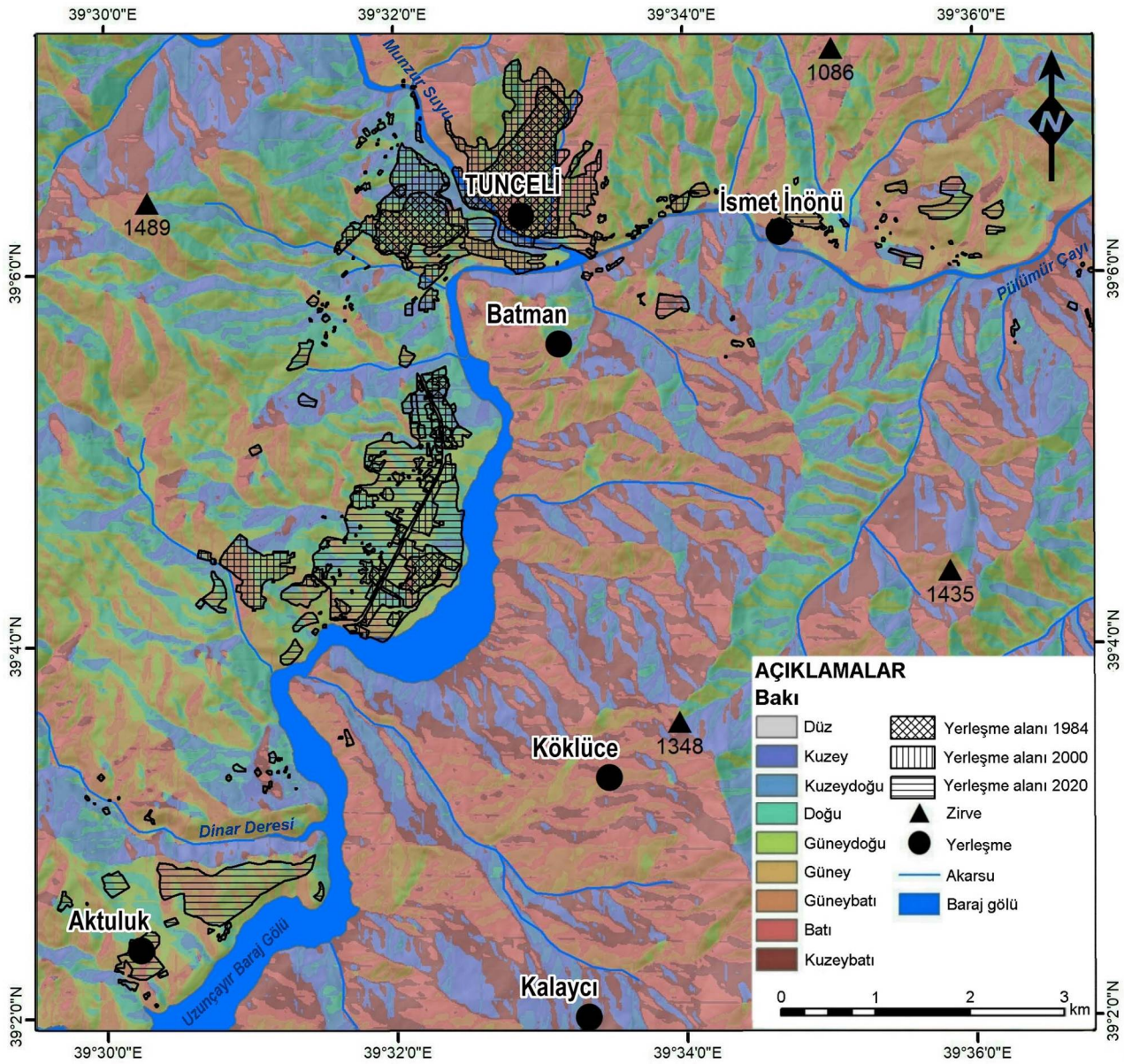
Yükselti (m)	1984		2000		2020	
	Alan (ha)	Oran (%)	Alan (ha)	Oran (%)	Alan (ha)	Oran (%)
874- 900	8	5,97	29	8,29	62	9,23
900-950	43	32,10	114	32,56	260	38,69
950-1000	62	46,27	113	32,28	222	33,04
1000-1050	15	11,19	66	18,86	92	13,69
1050-1100	6	4,47	19	5,43	27	4,01
1100-1150	-	-	8	2,29	8	1,19
1150-1200	-	-	1	0,29	1	0,15
Toplam	134	100	350	100	672	100

Ülkemizde özellikle kışların uzun ve sert geçtiği yerlerde güneş enerjisinden daha fazla istifade etmek suretiyle yakıt

tasarrufu sağlamak için güney yamaçlar tercih edilir (Özdemir, 1996). Karasal iklimin hâkim olduğu araştırma alanında

bakı ve Şehir yerleşim alanı arasındaki ilişkinin zamansal değişimi dikkat çekicidir. Tablo 6 incelendiğinde zaman içerisinde Şehir yerleşim alanının batı, güneybatı ve güney bakılarda payının azaldığı, buna karşılık güneydoğu, doğu ve kuzeydoğu bakılarda arttığı grlr. Genel bir değerlendirme ile 1984-2020 yılları arasında yerleşim alanlarının batıdan doğuya doğru genişlediği söylenebilir. 1984 ve 2000 yıllarında nc sırada en fazla Şehir yerleşim alanının bulunduğu

bakı güneybatı iken, 2020 yılında doğu bakı olmuştur. Ayrıca her üç dönemde ikinci sırada yer alan güney bakıda Şehir yerleşim alanı oranının giderek düştüğü grlr. Bu durum yerleşim alanlarının doğu bakıya doğru yöneldiği fikrini destekler. Bununla birlikte oranları değişse de yerleşim alanı her üç dönemde de en fazla güneydoğu bakıda, ikinci olarak güney bakıda bulunur (Tablo 6; Şekil 9, 10). Kuzey ve kuzeybatı bakılar araştırma alanında en az tercih edilen bakılardır.

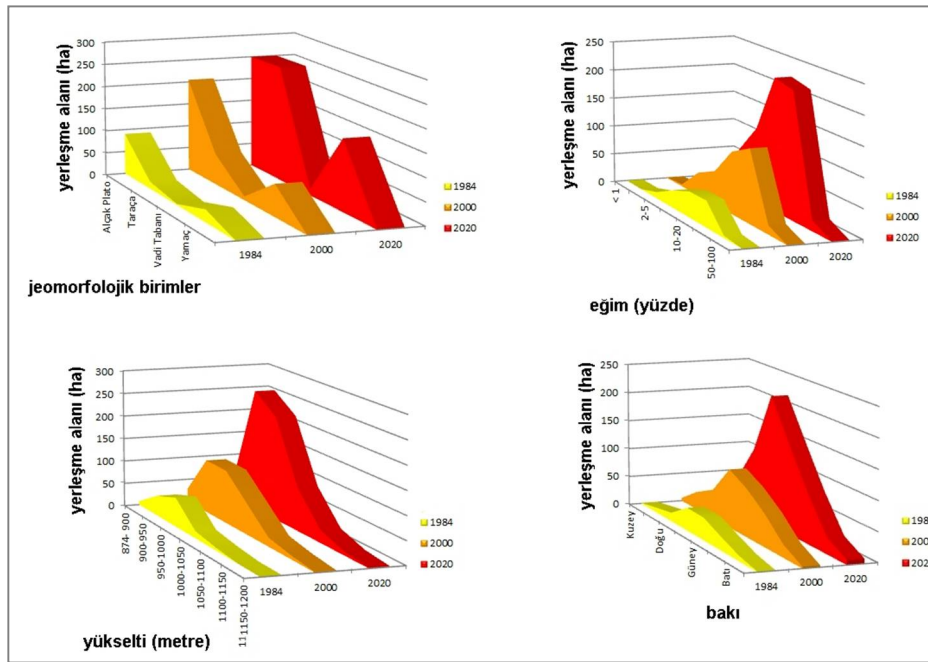


Şekil 9: Tunceli Şehri yerleşim alanı ile bakı arasındaki ilişkinin zamansal değişim haritası.

Figure 9: The temporal change map of the relationship between the settlement area of Tunceli city and the aspect.

Tablo 6: Yerleşim alanı ile bakı arasındaki ilişkinin zamansal değişim tablosu.
Table 6: Temporal change table of the relationship between the settlement area and aspect.

Bakı	1984		2000		2020	
	Alan (ha)	Oran (%)	Alan (ha)	Oran (%)	Alan (ha)	Oran (%)
Kuzey	1	0,74	5	1,43	11	1,64
Kuzeydoğu	8	5,96	31	8,85	51	7,59
Doğu	15	11,19	51	14,57	116	17,26
Güneydoğu	39	29,10	100	28,57	221	32,88
Güney	38	28,36	82	23,43	152	22,62
Güneybatı	23	17,19	56	16,00	85	12,65
Batı	9	6,72	22	6,29	28	4,17
Kuzeybatı	1	0,74	3	0,86	8	1,19
Toplam	134	100	350	100	672	100



Şekil 10: Yerleşim alanı ile jeomorfolojik faktörler arasındaki ilişkinin zamansal değişim grafiği.

Figure 10: Temporal change graph of the relationship between settlement area and geomorphological factors.

Zonal istatistik sonuçlarına göre şehir yerleşim alanının bulunduğu en düşük eğim değeri 1984 yılında %0,26, 2000 yılında %0,10 ve 2020 yılında %0,80'dir. Tunceli şehir yerleşim alanının bulunduğu en yüksek eğim değeri 1984 yılında %80,09, 2000 yılında %88,28 ve 2020 yılında %103,18'dir. Bu değerler şehir yerleşim alanının 1984-2020 yılları arasındaki dönemde yüksek ve düşük eğimli alanlara doğru iki yönlü genişlediğini gösterir. Şehir yerleşmesinin bulunduğu yükselti aralığında da zaman

içinde değişim ortaya çıkmıştır. 1984 yılı verilerine göre Tunceli'nin 884,29 ile 1105,71 metre aralığında yer alırken, 2000 yılında yerleşmenin alt sınırı 874,94 metreye inmiş, üst sınırı ise 1165,61'e çıkmıştır. 2020 yılında Tunceli yerleşmesinin alt sınırının biraz daha azaldığı (874,05 m), üst sınırın değişmediğini görülür. Bu değerler son 20 yıllık dönemde yerleşmenin daha çok alçak alanlara doğru genişlediğini gösterir. Tunceli şehir yerleşmesinin bakı faktörüne göre yatay dağılışının zonal istatistik sonuçları

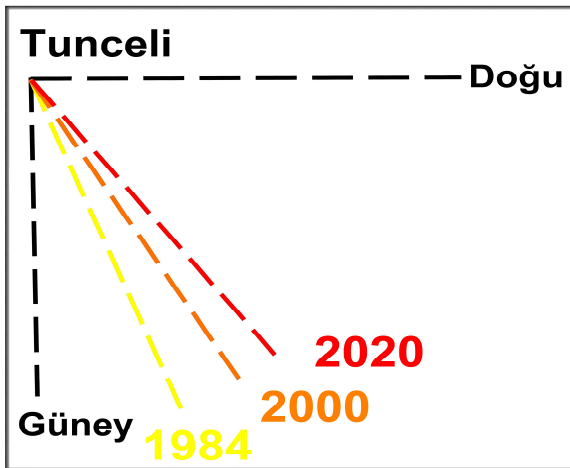
değerlendirildiğinde; ortalama değerin sreğ içerisinde güney bakıdan doğu bakiya doğru yneldeği açıkça grlr. 1984 yılında ortalama baki değeri 163,46 derece

iken, bu değer 2000 yılında 155,11 derece ve 2020 yılında da 149,48 derece olmuştur (Tablo 7; şekil 11).

Tablo 7: Yerleşim alanı ile jeomorfolojik faktörler arasındaki ilişkinin zamansal değişiminin zonal istatistik sonuçları.

Table 7: Zonal statistical results of the temporal change of the relationship between the settlement area and geomorphological factors

Zonal istatistik	Eğim (yüzde)			Yükselti (metre)			Baki (derece)		
	1984	2000	2020	1984	2000	2020	1984	2000	2020
Min	0,26	0,10	0,80	884,29	874,94	874,05	0,34	0,04	0,02
Max	80,09	88,28	103,18	1105,71	1165,61	1165,61	359,74	359,87	359,98
Ort	18,36	19,98	18,09	963,98	970,05	960,23	163,46	155,11	149,48
SS	12,69	14,61	13,07	43,19	56,36	50,69	59,10	64,02	60,91



şekil 11: Yerleşim alanı ile ortalama baki değeri arasındaki ilişkinin zamansal değişiminin şematik gösterimi.

Figure 11: Schematic representation of the temporal change of the relationship between the settlement area and average aspect value

3.2.2. Korelasyon ve Regresyon Analizi

Spearman rho korelasyon katsayısı esas alınarak yapılan korelasyon analizi sonuçlarına göre %95 güven seviyesinde

1984, 2000 ve 2020 yıllarında yerleşim alanı ile eğim arasında negatif yönlü ve çok kuvvetli ilişki bulunmaktadır. Bir başka ifade ile eğim değeri arttıkça yerleşim alanının azaldığı ve yerleşmelerin dağılışında eğim faktörünün önemli bir etkiye sahip olduğu söylenebilir. Araştırma alanında yerleşmelerin dağılışını etkileyen bir diğer önemli jeomorfolojik parametre jeomorfolojik birimlerdir. şehir yerleşim alanı ile jeomorfolojik birimler arasında 1984 ve 2000 yılları için %99 güven seviyesinde pozitif yönlü ve kuvvetli bir ilişki saptanmıştır. 2020 yılında şehir yerleşim alanı ile jeomorfolojik birimler arasında pozitif yönlü ve çok zayıf bir ilişki tespit edilmiştir. Yerleşim alanı ile baki arasındaki ilişki 2000 ve 2020 yıllarında %99 güven seviyesinde negatif yönlü ve zayıftır. Yerleşim alanları ile yükselti arasındaki ilişki her u yıl için negatif yönlü ve zayıftır (Tablo 8).

Tablo 8: Yerleşim alanı ile jeomorfolojik faktörler arasındaki ilişkinin zamansal değişiminin korelasyon analiz sonuçları.

Table 8: Correlation analysis results of the temporal change of the relationship between the settlement area and geomorphological factors

	Jeomorfolojik birimler	Eğim	Yükselti	Baki
1984	0,800*	-0,962**	-0,244	-0,277
2000	0,667*	-0,986**	-0,261	-0,357*
2020	0,100	-0,987**	-0,315	-0,443*

**%99 güven seviyesi *%95 güven seviyesi

Regresyon analizi sonuçlarına göre Şehir yerleşim alanı ile jeomorfolojik birimler, eğim ve bakı faktörleri arasında anlamlı bir ilişki bulunmaktadır (Tablo 9; Şekil 12). %95 güven seviyesinde eğim, Şehir yerleşim alanlarının dağılışını 1984'de %68,8 oranında, 2000 yılında %81,8 oranında ve 2020 yılında %75,4 oranında etkilemiştir. Bu oranlardan yola çıkarak, Tunceli Şehir yerleşim alanının dağılışını

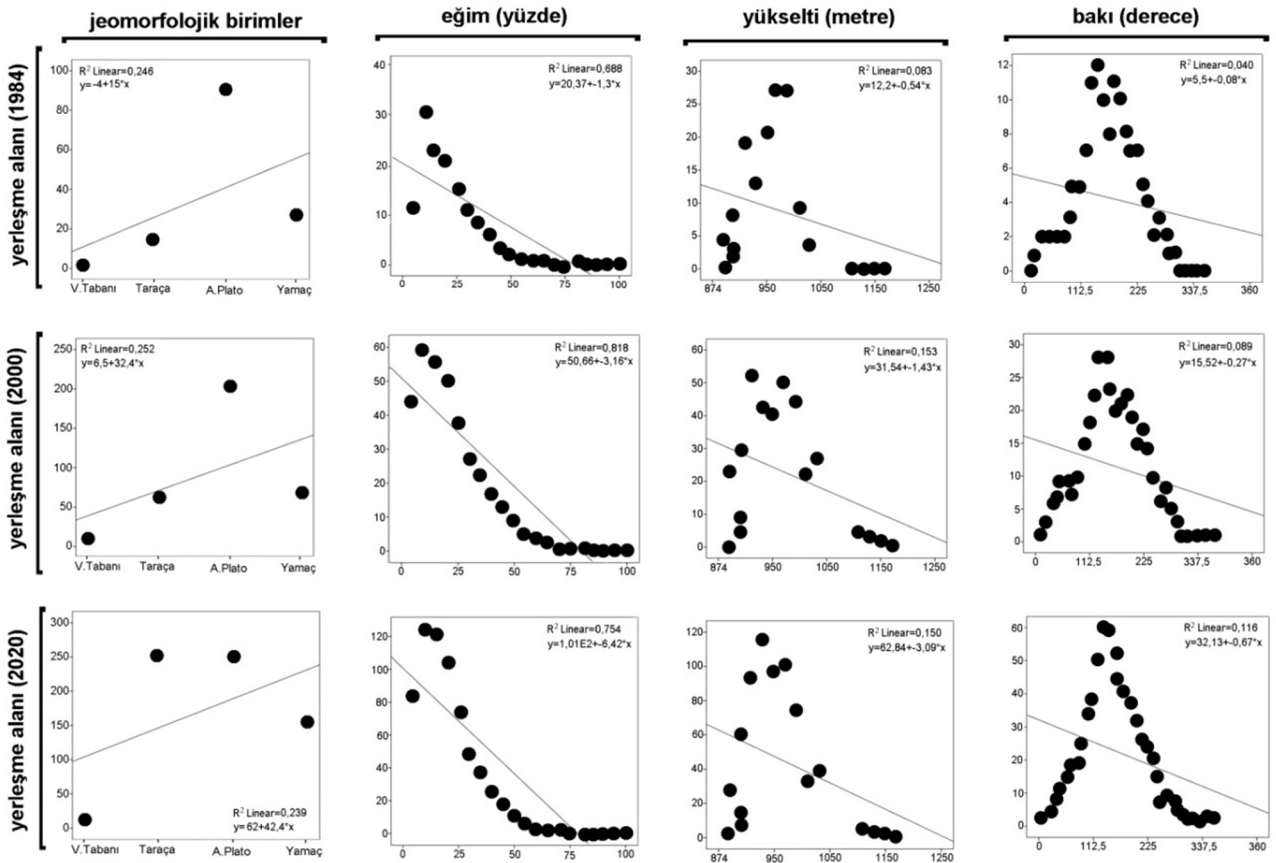
büyük lde eğim faktörünün kontrol ettiği söylenebilir. %99 güven seviyesinde 1984 yılında jeomorfolojik birimler, yerleşmelerin dağılışında %24,6 oranında, 2000 yılında ise %25,2 oranında etkilemiştir. Bakı faktörü yerleşmelerin dağılışını 2000 yılında %9 oranında, 2020 yılında da %11,6 oranında etkilemiştir. Tunceli Şehir yerleşim alanının dağılışında yükseltinin etkisi düşük seviyededir.

Tablo 9: Yerleşim alanı ile jeomorfolojik faktörler arasındaki ilişkinin zamansal değişiminin regresyon analiz sonuçları.

Table 9: Regression analysis results of the temporal change of the relationship between the settlement area and geomorphological factors

	Jeomorfolojik birimler	Eğim	Yükselti	Bakı
1984	0,246*	0,688**	0,083	0,040
2000	0,252*	0,818**	0,093	0,089*
2020	0,239	0,754**	0,089	0,116*

**%99 güven seviyesi *%95 güven seviyesi



Şekil 12: Yerleşim alanı ile jeomorfolojik faktörler arasındaki ilişkinin zamansal değişiminin regresyon analiz grafikleri.

Figure 12: Regression analysis graphs of the temporal change of the relationship between the settlement area and geomorphological factors.

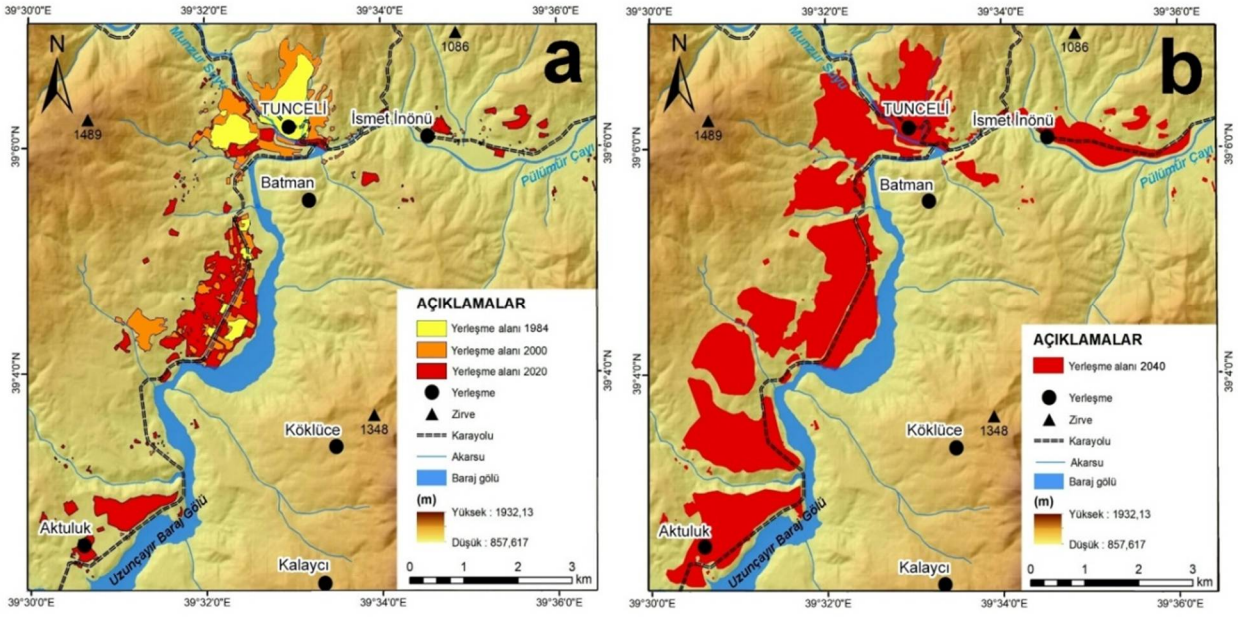
şekil 12 incelendiğinde şehir yerleşim alanı ile jeomorfolojik faktörler arasındaki ilişkinin zaman içerisinde sabit kalmayıp sürekli olarak değiştiği görülür. Bu değişim bazı parametrelerde yüksek seviyede bazı parametrelerde ise düşük seviyede gerçekleşmiştir. En dikkat çekici değişim ise yerleşme alanı ile jeomorfolojik birimler arasındaki ilişkide görülür. 1984-2020 yılları arasında şehir yerleşmesi ile jeomorfolojik birimler arasındaki ilişki pozitif yönlüdür. Bu dönemde şehir yerleşmesi en fazla traverten taraası, alçak plato ve yamaçlar üzerinde dağılış gösterir. 2000-2020 yılları arasında şehir yerleşmesinin yamaçlardan, alçak plato ve traverten taraalarına doğru genişlediği görülür (şekil 12). şehir yerleşim alanı ile eğim arasındaki ilişki 1984-2020 yılları arasında hep negatif yönlüdür. Genel olarak aynı eğim grubunda yerleşim alanının dağılışı benzer oranda artış

4. SONUÇ

Bu alışmada Tunceli şehir yerleşmesinin 1984-2000 yılları arasındaki süreçte, yaklaşık olarak 20 yıllık periyotlarla zamansal ve mekânsal değişimi ve bu değişimin jeomorfolojik özellikler ile ilişkisi sorgulanmıştır. Genel olarak araştırma alanında 1984-2000 yılları arasında şehir yerleşim alanı ile nüfus artışı paralellik gösterir. Tunceli merkez ilçe nüfusu 1984-2000 yılları arasında 1,77 kat, 2000-2020 yılları arasında 1,12 kat artmıştır. 1984-2020 yılları arasındaki 36 yılda ise yaklaşık olarak 1,97 kat artmıştır. Nüfus arttıkça şehir alanı da mekânsal olarak genişlemiştir. Tunceli şehri yerleşim alanı 1984-2000 yılları arasında 2,61 kat, 2000-2020 yılları arasında da 1,92 kat olmak üzere 36 yıllık süreçte 5,01 kat genişlemiştir. şehir alanı ortalama bir değerle her 20 yılda yaklaşık olarak 2,51

göstermiştir. Ancak 1984-2020 yılları arasında şehir yerleşim alanının %0-25 eğim grubunda arttığı ve hareketliliğin de bu eğim grubunda yoğunlaştığı görülür. Yerleşme ile yükselti arasındaki ilişki negatif yönlüdür. Genel olarak yükselti arttıkça yerleşmenin alanı azalmıştır. Bununla birlikte 1984-2020 yılları arasında şehir yerleşmesi yükseltiye bağlı olarak iki farklı yöne doğru gelişim göstermiştir. şöyle ki: şehir yerleşim alanı hem 1000 metrenin altındaki yükselti değerine doğru hem de 1000 metrenin üstündeki yükselti değerlerine doğru iki yönlü artış göstermiştir. şekil 10 incelendiğinde hareketlilik 900-1000 metreler arasında yoğunlaştığı görülür. şehir yerleşim alanı ile bakı arasındaki ilişki negatif yönlüdür. 1984-2020 yılları arasında şehir yerleşim alanı doğu yöne doğru (22,5 derece-337,5 derece) genişleme eğilimindedir (şekil 12).

kat genişlemektedir. Bu çalışmada yapılan analiz sonuçlarına göre mevcut mekânsal genişleme aynı şekilde devam edecek olursa, 2040 yılında Tunceli şehir alanının 853 ha artarak 1525 ha olacağı tahmin edilmektedir. şehrin mekânsal olarak genişlemesini sınırlayan kısıtlar dikkate alındığında, şehrin doğusunda yer alan İsmet İnönü Mahallesi'nin bulunduğu alanda mevcut yerleşmeler dışında yerleşmeye uygun alan sadece 246 ha kadardır. Buna göre 853 ha'lık mekânsal genişlemenin 246 ha'ı doğuya doğru, geri kalan 607 ha'ı güneye doğru olacaktır. şehrin mekânsal olarak genişlemesine engel oluşturan tüm kısıtlar dikkate alınarak oluşturulan 2040 yılı tahmini Tunceli şehir alanı haritasına bakıldığında (şekil 13b), bir sonraki 20 yıllık süreçte (2060 yılı) mekânsal genişlemeyi karşılayabilecek fiziki potansiyelin mevcut olmadığı görülür (şekil 13).



Şekil 13: a) Tunceli şehir yerleşim alanının evrimi, b) Tunceli şehir yerleşim alanının yakın gelecekte (2040) olası durumu.

Figure 13: a) Evolution of Tunceli city settlement area, b) Possible situation of Tunceli city settlement area in the near future (2040).

Tunceli şehrinin kuruluş yerinin coğrafi potansiyeli, gelişimini sınırlandıran jeomorfolojik kökenli doğal risklerin varlığına bağlı olarak bazı olumsuzluklar taşımaktadır. Bu nedenle şehir mekânsal gelişimini daha uygun koşullara sahip güney ve doğu yöndeki alçak plato ve traverten taraçalarına doğru sürdürmüştür. Eğim koşulları dikkate alındığında 1984-2000 yılları arasında şehir yerleşim alanının yüksek eğimli alanlara doğru geliştiği görülür. 2000-2020 yılları arasında ise hem düşük hem de yüksek eğimli alanlara doğru iki yönlü gelişim göstermiştir. Yükselti ile şehir yerleşim alanı arasında da iki yönlü bir ilişki saptanmıştır. Süreç içerisinde yerleşim alanı yatay genişlemenin yanı sıra dikey doğrultuda da genişlemiştir. Bakı koşulları dikkate alındığında şehir yerleşmesinin doğu bakıya doğru yöneldiği ve yoğunluğun bu yöne doğru kaydığı saptanmıştır. Kuzeyde yerleşmeyi sınırlandıran doğal risklerin varlığı, batıda orman alanının varlığına bağlı olarak yasal engellerin oluşu, doğuda baraj gölünün varlığı şehrin gelişim yönünü kısıtlamıştır.

Mevcut koşullarda şehir sadece güneye doğru genişleyebilme imkânına sahiptir.

Şehir yerleşim alanı ile jeomorfolojik faktörler arasındaki ilişkiyi sorgulamak için yapılan analiz sonuçları şu şekildedir: Zonal analiz sonuçlarına göre yerleşim alanı 1984 yılında 950-1000 m yükselti basamağında, %20-50 eğime ve güneydoğu bakıya sahip alçak plato alanlarında yoğunlaşmıştır. 2000 yılında 900-950 m yükselti basamağında, %20-50 eğime ve güneydoğu bakıya sahip alçak plato alanlarında yoğunlaşmıştır. 2020 yılında ise 900-950 m yükselti basamağında, %10-20 eğime ve güneydoğu bakıya sahip traverten taraçaları üzerinde yoğunlaşmıştır. Yerleşim alanının eğim, yükselti ve bakı değerleri dikkate alındığında en yüksek ve en düşük değerler arasındaki farkın süreç içerisinde arttığı görülür. Korelasyon analizi sonuçlarına göre yerleşim alanı ile eğim arasında negatif yönlü ve çok kuvvetli, jeomorfolojik birimler ile pozitif yönlü ve kuvvetli, bakı ile negatif yönlü ve zayıf bir ilişki tespit edilmiştir. Regresyon analizi sonuçlarına göre yerleşim alanının

dağılışını %70-80 oranında eğim, %20-30 oranında jeomorfolojik birimler ve ortalama %10 civarında bir değerle bakı etkilemektedir.

şekil 13b incelendiğinde 2040 yılında Tunceli şehrinin traverten taraçaları üzerindeki gelişiminin devam edeceği ve bu jeomorfolojik birim üzerinde 531 ha'lık bir alansal artışın olacağı tahmin edilmektedir. Bununla birlikte şehrin alçak platolar üzerinde de 322 ha genişleyeceği tahmin edilmektedir. 2040 yılında şehir yerleşim alanının eğim gruplarına göre dağılışı değerlendirildiğinde, şehrin mekânsal gelişiminin iki yönlü devam edeceği yani hem düşük hem de yüksek eğimli alanlara doğru gelişeceği ve %2-50

eğim grubunda yoğunlaşacağı tahmin edilmektedir (Tablo 10). 2040 yılında şehir yerleşim alanının yükselti basamaklarına göre dağılışı değerlendirildiğinde yerleşme-eğim ilişkisine benzer bir seyrin olacağı tahmin edilmektedir. şehir yerleşim alanının hem düşük hem de yüksek alanlara doğru gelişiminin devam edeceği ve 950-1050 m arasındaki yükselti değerlerinde yoğunlaşacağı tahmin edilmektedir. Bakı koşulları değerlendirildiğinde 2040 yılında şehir yerleşim alanının doğu bakıya doğru olan yöneliminin devam edeceği ve şehrin doğu, güneydoğu ve güney bakılarda yoğunlaşacağı tahmin edilmektedir (Tablo 10).

Tablo 10: Tunceli şehir yerleşim alanının yakın gelecekte (2040) jeomorfolojik birimlere göre tahmini alansal dağılışı.

Table 10: Estimated spatial distribution of Tunceli city settlement area in the near future (2040) according to geomorphological units

Jeomorfolojik birim	Alan (ha)	Eğim (%)	Alan (ha)	Yükselti (m)	Alan (ha)	Bakı	Alan (ha)
A. Plato	322	<1	11	874- 900	95	Kuzey	56
T. Tarağası	531	1-2	28	900-950	183	Kuzeydoğu	121
		2-5	130	950-1000	230	Doğu	166
		5-10	184	1000-1050	243	Güneydoğu	183
		10-20	243	1050-1100	96	Gney	174
		20-50	242	1100-1150	6	Güneybatı	106
		50-100	15	1150-1200	-	Batı	25
		100>	-			Kuzeybatı	22
Toplam	853		853		853		853

Tunceli şehri jeomorfolojik özelliklerinden kaynaklanan deprem, heyelan, kaya düşmesi, sel ve taşkın gibi doğal afet riskleri altındadır. şehrin güvenli şekilde büyüme ve gelişme ihtiyacını karşılayabileceği yeterli arazisi bulunmamaktadır. şehirde bundan sonra yapılacak kentsel arazi kullanım plan ve projelerinin tamamında jeomorfolojik faktörlerin neden olduğu kısıtların dikkate alınması önem arz etmektedir. Bu ęalıřmanın ęıktılarını referans olarak yapılacak yerleşim alanı modellemelerinin teknik, fiziksel, sosyal ve ekonomik

bileşenlerden oluşan ęevresel etkilerinin bölgesel ölçekte gelişime katkı sağlayacağı öngörülmektedir.

KAYNAKÇA

- Akbulak, C., Erginal, A. E. & ztrk, B. (2008a) Gelibolu Yarımadası'nın Kuzeybatı Kıyılarında Arazi Kullanımının Uzaktan Algılama ile İncelenmesi. Selçuk Üniversitesi Sosyal Bilimler Enstitüsü Dergisi, 20: 41–50.
- Akbulak, C., Erginal, A. E., Günöz, A., ztrk, B. & avuş, Z. (2008b) Investigation of Land Use and Coastline Changes on the Kepez Delta Using Remote Sensing. Black Sea/Mediterranean Environment, 14: 95-106.

- Aliağaoğlu, A. & Uğur, A. (2010) Şehir Coğrafyası. Ankara, Nobel Yayın Dağıtım.
- Altın, B. N. (2005) Bolkar Dağları Doğal Ortam Koşulları ve Arazi Kullanımı. Türkiye Kuvaterner Sempozyumu. İstanbul: TURQUA-V, İTÜ Avrasya Yer Bilimleri Enstitüsü.
- Antrop, M. (2004) Landscape Change and the Urbanization Process in Europe. *Landscape and Urban Planning*, 67: 9-26
- Afshar, F.A. (1965) Tunceli-Bingöl Bölgesi Jeolojisi, MTA Raporu.
- Atasoy, M. (2007) Yaylalardaki Arazi Kullanım Değişiminin CBS ile İzlenmesi: Trabzon Örneği. TMMOB Harita ve Kadastro Mühendisleri Odası Ulusal Coğrafi Bilgi Sistemleri Kongresi. Trabzon: Karadeniz Teknik Üniversitesi.
- Atasoy, A. & Özşahin, E. (2013) Yükseltiyeye Bağlı Olarak Nüfus Değişir mi? Hatay Örneği. *Uluslararası Sosyal Araştırmalar Dergisi*. 6 (26): 92-108.
- Avcı, S. & Döker, F. (2005) Ömerli Havzası-İstanbul'da Mekânsal Değişimin Uzaktan Algılama Metotları ile Belirlenmesi. K. Ölgen (Ed), *Ege Coğrafi Bilgi Sistemleri Sempozyumu Bildiriler Kitabı*, 91-103, İzmir.
- Bayar, R. (2003) Arazi Kullanımı-Nüfus İlişkisi: Anamur Örneği. *Coğrafi Bilimler Dergisi*, 1 (1): 97-116.
- Baykal, F. (1990) Salihli Kentsel Alanının Genişletilmesinde ve Belirli Yönlere Kaymasında Rol Oynayan Faktörler. *Coğrafya Araştırmaları Dergisi*, 2: 311-32.
- Bilgin, T. (1972) Munzur Dağları Doğu Kısmının Glasiyal ve Periglasiyal Morfolojisi, İstanbul Üniversitesi Yayınları No:1757, Coğrafya Enstitüsü Yayınları No: 69, İstanbul
- Bilgin, A. (1989) Yerleşme Alanlarının Seçiminde Jeomorfoloji. *Jeomorfoloji Dergisi*, 17: 35-42.
- Brandolini, P., Mandarino, A., Paliaga, G. & Faccini, F. (2020) Anthropogenic Landforms in an Urbanized Alluvialcoastal Plain (Rapallo City, Italy). *Journal of Maps*, 1-12.
- Cafiso, F., & Cappadonia, C. (2019) Landslide Inventory and Rockfall Risk Assessment of a Strategic Urban Area (Palermo, Sicily). *Rendiconti Online Della Società Geologica Italiana*, 48, 96-105.
- Canpolat, F.A. (2019) Tunceli Kentinin Nüfus Özellikleri. *Uluslararası Bilimsel Araştırmalar Dergisi*, 4(2): 183-200.
- Cheruto, M. C., Kauti, M. K., Kisangau, P. D. & Kariuki, P. C. (2016) Assessment of Land Use and Land Cover Change Using GIS and Remote Sensing Techniques: A Case Study of Makueni County, Kenya. *Journal of Remote Sensing & GIS*, 5 (4): 2-6.
- Cürebal, İ., Efe, R., Soykan, A. & Sönmez, S. (2008) Balıkesir Kent Merkezi Yerleşim Alanı ile Jeomorfolojik Birimler Arasındaki İlişkinin CBS ve UA Yöntemleriyle Belirlenmesi. *Ulusal Jeomorfoloji Sempozyumu, Çanakkale*.
- Cürebal, İ., Efe, R. & Soykan, A. (2019) Spatial and Temporal Change of Bursa City Settlement Area (1955-2018) and Environmental Impacts of Expansion. *Theory and Practice in Social Sciences*, ISBN 978-954-07-4761-3 ST. Kliment Ohridski University Press. Sofia.
- Çavuş, C.Z. (2007) Çanakkale'de Kentsel Gelişimin Uzaktan Algılama ve GPS Ölçümleri ile İzlenmesi. İstanbul Üniversitesi, Edebiyat Fakültesi, Coğrafya Bölümü, *Coğrafya Dergisi*, 15: 44-58.
- Çılđın, Z. (2018) Munzur Kaynak Sularının (Ovacık, Tunceli) Hidrografyası, Sosyal Bilimler Yönetim ve Çevre (183-203), Akademisyen Yayınevi.
- Duran, C. (2005) Hazar Gölü Havzası Arazi Kullanımındaki Değişikliklerin Belirlenmesi (1956-2004), (Basılmamış Yüksek Lisans Tezi) Fırat Üniversitesi Sosyal Bilimler Enstitüsü, Elazığ.
- DPT (2017) İllerin Sosyo-Ekonomik Gelişmişlik Sıralaması Araştırması, Ankara.
- Ege, İ. (2008) Bolkar Dağları'nın Doğu Kesiminde Jeomorfolojik Birimler Üzerinde Arazi Kullanımı. (Doktora Tezi) Üniversitesi Sosyal Bilimler Enstitüsü, Ankara.
- Elibüyük, M. & Yılmaz, E. (2010) Türkiye'nin Coğrafi Bölge ve Bölümlerine Göre Yükselti Basamakları ve Eğim Grupları. *Coğrafi Bilimler Dergisi*, 8(1): 27-55.
- Elmastaş, N. (2008) Kâhta Çayı Havzası'nda Arazi Kullanımı. *Coğrafi Bilimler Dergisi*, 6 (2): 159-190.
- Erginal, A.E. & Erginal, G. (2003) Çanakkale Şehrinde Yer Seçiminin Jeomorfolojik Açından Değerlendirilmesi, *Doğu Coğrafya Dergisi*, IX: 94-116, Erzurum.
- Eriņç, S. (1953) Doğu Anadolu Coğrafyası. İstanbul: İstanbul Üniversitesi Yayınları, No. 572.
- Eriņç, S. (1959) Bölge planı nasıl yapılır? İstanbul Üniversitesi Coğrafya Ens. Dergisi, 5 (10): 36-51.
- Eroğlu, İ. & Bozyiğit, R. (2011). Güzelhisar Çayı Havzası'nda Yapısal Unsurların Jeomorfolojik Birimlere Etkileri. *Selçuk Üniversitesi, Ahmet Keleşoğlu Eğitim Fakültesi Dergisi*, 32: 169-190.
- Esen, F. & Avcı, V. (2017) Tunceli İli'nde Topografik Faktörlere Göre (Yükselti, Eğim, Bakı) Yerleşmelerin ve Nüfusun Dağılışı. *Uluslararası Sosyal Araştırmalar Dergisi*, 10(51): 376-389.
- Galve, J., Cevasco, A., Brandolini, P., Piacentini, D., Azañón, J. M., Notti, D., & Soldati, M. (2016). Cost-Based Analysis of Mitigation Measures for

- Shallow-Landslide Risk Reduction Strategies. *Engineering Geology*, 213: 142–157.
- Granit, S. & Şener, M. (1986) Tunceli Havzası'nın Jeolojisi ve Petrol Olanakları, MTA Raporu (Yanınlanmamış).
- Güneralp, B. & Seto, K. (2008) Environmental Impacts of Urban Growth from an Integrated Dynamic Perspective: A Case Study of Shenzhen, South China, *Global Environmental Change*, 18(4): 720-735.
- Gürbüz, M., Denizdurduran, M., Karabulut, M. & Kızılelma, Y. (2011) Uzaktan Algılama ve CBS Kullanılarak Elbistan Ovasında Arazi Kullanımı / Arazi Örtüsünde Meydana Gelen Değişimlerin İncelenmesi. *KSÜ Mühendislik Bilimleri Dergisi, Özel Sayı*, 36-37.
- Herece, İ. E. & Acar, Ş. (2016) Pertek (Tunceli) Dolayının Üst Kretase-Tersiyer Jeolojisi/Stratigrafisi. *MTA Dergisi*, 153: 1-43
- Jiang, L., Xiangzheng Deng & Seto, K. (2013) The Impact of Urban Expansion on Agricultural Land Use Intensity in China. *Land Use Policy*, 35: 33-39.
- Karadoğan, S. & Özdemir, M.A. (2002) Malatya Şehri Doğusunda Jeomorfolojik Özelliklerden Kaynaklanan Sorunlar. *Fırat Üniversitesi Sosyal Bilimler Dergisi* 12 (2): 31-46.
- Karadoğan, S. (2007) Malatya Kenti ve Yakın Çevresi İçin Olası Doğal Riskler ve Afet Yönetimi (GIS Ortamında Örnek Bir Uygulama). *TMMOB Harita ve Kadastro Mühendisleri Odası, Ulusal Coğrafi Bilgi Sistemleri Kongresi, Trabzon*.
- Karvar, G. (2019) Tunceli (Merkez) Karbonatlı Kaynak Çökellerinde (Tufa/Traverten) Sedimentolojik ve Jeokimyasal İncelemeler, (Basılmamış Yüksek Lisans Tezi) Fırat Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı, Yüksek Lisans Tezi.
- Keleş, R. (1986) Kent ve Bölge Planlamasında Jeomorfoloji. *Jeomorfoloji Dergisi* 14: 7-12.
- Kılıç, A. (2006) Uydu görüntüleri ile Arazi Kullanımı ve Değişikliğinin Araştırılması. (Basılmamış Yüksek Lisans Tezi) Yıldız Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul.
- Koç, T. (2008) Kaz Dağı Kuzeyinde (Bayramiç-Evciler Havzası) Morfolojik Birimler ve Arazi Kullanımı İlişkisi. *Ulusal Jeomorfoloji Sempozyumu (Prof. Dr. Mehmet Ardos Anısına) Bildiriler Kitabı* 134-153. Çanakkale.
- Korkmaz, H., Çetin, B., Kuşçu, V., Ege, İ., Bom, A., Özşahin, E. & Karataş, A. (2010) Temporal Changes in Land Use in Asi River Delta. *2nd International Geography Symposium (GEOMED-2010)*. Kemer–Antalya: Rose Hotel.
- Köklü, N., Büyüköztürk, Ş. & Çokluk Bökeoğlu, Ö. (2006). *Sosyal Bilimler için İstatistik*. Ankara: Pegem Yayınları.
- Kurt, S., Karaburun, A. & Demirci, A. (2010) Coastline Changes in Istanbul Between 1987 and 2007. *Scientific Research and Essays*, 5(19): 3009-3017.
- Kurt, S. (2013) Land Use Changes in Istanbul's Black Sea Coastal Regions Between 1987 and 2007. *Journal of Geographical Sciences*, 23(2): 271-279.
- Kurt, S. (2015) The Geographical Analysis of the Changes Occurring in Terkos Lake (Istanbul) and Its Surroundings. *International Journal of Social Science*, 43(2): 331-342.
- Kurt, S. & Duman, E. (2015) Sakarya Nehri Deltasında Kıyı Alan Kullanımı Değişiminin Coğrafi Analizi. *Türkiye Coğrafyacılar Derneği Yıllık Kongresi, Ankara*.
- Kurt S. & Duman, E. (2016) Sakarya İli'nde Kentsel Gelişim Sürecinin Arazi Kullanımı ve Jeomorfolojik Birimler Üzerindeki Etkisinin Zamansal Değişimi. *Marmara Coğrafya Dergisi*, 34: 268-282.
- Kurter, A. (1985) *Uygulamalı Jeomorfoloji*. Yayınlanmamış Yüksek Lisans Ders Notları, İ. Ü. Deniz Bilimleri ve Coğrafya Enstitüsü: İstanbul.
- Lóczy, D., & Sütö, L. (2011) Human Activity and Geomorphology. In *The Sage Handbook of Geomorphology* (260–278). London: Sage Publications.
- Özdemir, M.A. (1996) Türkiye'de Büyük Yerleşme Alanlarının Seçiminde Jeomorfolojik Esaslar (Geomorphologic Factors in Determining Large Locations of Settlement in Turkey) ; *Fırat Üniversitesi, Sosyal Bilimler Dergisi*, 8 (2): 209–222.
- Özdemir, M. A. & Karadoğan, S. (1996) Türkiye'de İl Merkezlerinin Coğrafi Mekânla İlişkileri. *Fırat Üniversitesi Sosyal Bilimler Dergisi* 8 (2): 271-291.
- Özdemir, M.A. & Günay, M. (2005) Bolvadin Kentinin Gelişiminde Coğrafi Koşulların Rolü, *Afyon Kocatepe Üniversitesi, Sosyal Bilimler Dergisi*, VII (2): 129-156.
- Özdemir, M. A. & Bahadır, M. (2008) Armutlu Yarımadası'nda Arazi Kullanımının Zamansal Değişimi. *2. Uzaktan Algılama ve Coğrafi Bilgi Sistemleri Sempozyumu, Kayseri*.
- Özdemir, M. A. & Bahadır, M. (2010) Uzaktan algılama İle Acıgöl Havzası'nda Arazi Kullanımının Zamansal Değişim Analizi (1975–2005). *Uluslararası Sosyal Araştırmalar Dergisi*, 3(12): 335–351.

- Özgöl, N. (1981) Munzur Dağları'nın Jeolojisi, Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Raporu, Rapor No.6995.
- Özşahin, E. (2011) Gönen Havzası'nda Jeomorfolojik Birimlerle Arazi Kullanımı Arasındaki İlişki (Balıkesir). Adıyaman Üniversitesi Sosyal Bilimler Enstitüsü Dergisi, 4(7), 187-205.
- Özşahin, E. (2014) CBS Kullanılarak Şehir ve Jeomorfoloji Arasındaki İlişkinin İncelenmesi: Tekirdağ Şehri Örneği. Iğdır Üniversitesi Sosyal Bilimler Dergisi, 6: 93-122.
- Özşahin, E. & Eroğlu, İ. (2018) Trakya Yarımadası'nın Jeomorfometrik Özellikleri. Jeomorfolojik Araştırmalar Dergisi, 2018 (1): 87-98.
- Rawat, J. S. & Kumar, M. (2015) Monitoring Land Use/Cover Change Using Remote Sensing and GIS Techniques: A Case Study of Hawalbagh Block, District Almora, Uttarakhand, India. The Egyptian Journal of Remote Sensing and Space Science, 18 (1): 77-84.
- Sergün, Ü. (1993) Türkiye'de Kent Nüfusu ve Kentleşme Hareketleri. İstanbul Üniversitesi Deniz Bilimleri ve Coğrafya Enstitüsü Bülteni, 10: 39-50.
- Slymaker, O., Spencer, T. & Embleton-Hamann, C. H. (2009) Geomorphology and Global Environmental change, 450. Cambridge University Press.
- Şengün, M. T. (2008) Uluova'da Jeomorfolojik Birimlerle Arazi Kullanımı Arasındaki İlişkiler. Ulusal Jeomorfoloji Sempozyumu (Prof. Dr. Mehmet Ardos Anısına) Bildiriler Kitabı, 167-183. Çanakkale.
- Şengün, M. T. & Siler, M. (2010) Kadıköy Birikinti Yelpezesinin (Baskil-Elazığ) Jeomorfolojik Özellikleri ve Arazi Kullanım Durumu. E-Journal of New World Sciences Academy, 5(1): 1-17.
- Taş, B. (2006) Tosya İlçesinde Jeomorfolojik Birimlerin Arazi Kullanımı Üzerine Etkileri. Coğrafi Bilimler Dergisi, 4(1): 43-66.
- Taş, B. (2009) Sultandağı İlçesinde Tarımsal Arazi Kullanımı ve Planlama Önerileri. Doğu Coğrafya Dergisi, 22: 29-44.
- Taşöz Düşündere, A. (2020) 81 İlde İnsani Gelişme Endeksi Ve Türkiye'nin 2020 Küresel Performansı. TEPAV Proje Raporu, Ankara.
- Tezcan, Ş. (2003) Çanakkale'de Şehirsel Gelişme ve Mekânsal Değişim. (Basılmamış) İstanbul Üniversitesi, Sosyal Bilimler Enstitüsü Doktora Tezi, İstanbul.
- Tonbul, S. & Özdemir M.A. (1993) Çemişkezek (Tunceli) Heyelanı. Türkiye Jeomorfoloji Bilimsel ve Teknik Kurultayı (3-7 Mayıs 1993), Ankara.
- Tonbul, S. & Sunkar, M. (2008) Batman Şehrinde Yer Seçiminin Jeomorfolojik Özellikler ve Doğal Risk Açısından Değerlendirilmesi. Ulusal Jeomorfoloji Sempozyumu, Çanakkale.
- TÜİK (1940-2000). Genel Nüfus Sayımları. <https://biruni.tuik.gov.tr/nufusapp/idari.zul> (17.02.2021).
- TÜİK (2000-2017) Adrese Dayalı Nüfus Kayıt Sistemi <https://biruni.tuik.gov.tr/medas/?kn=95&locale=tr> (17.02.2021).
- Tuncel, M. (2012) "Tunceli". TDV İslâm Ansiklopedisi. <https://islamansiklopedisi.org.tr/tunceli#1> (03.08.2021)
- Tunçdilek, N. (1986) Türkiye'de Yerleşmenin Evrimi. Deniz Bilimleri ve Coğrafya Enstitüsü Yayınları, No: 3, İstanbul.
- Tunçdilek, N. (1985) Türkiye'de Relief Şekilleri ve Arazi Kullanımı. Deniz Bilimleri ve Coğrafya Enstitüsü Yayınları, No: 4, İstanbul.
- Turoğlu, H. (1993) Mühendislik Jeomorfolojisinin Tanıtılması ve Metodolojisi. Türk Coğrafya Dergisi, 28: 345-349.
- Turoğlu, H. (1998) Sinop Şehri ve Çevresinde Arazi Kullanımı- Jeomorfoloji İlişkisi. Türk Coğrafya Dergisi, 33: 519-528.
- Turoğlu, H. (2000) Doğal Ortam Analizi ve Düzenleme-Planlama Çalışmaları. İstanbul Üniversitesi Edebiyat Fakültesi Coğrafya Dergisi, 8: 201-212.
- Tümertekin, E. (1973) Türkiye'de Şehirleşme ve Şehirsel Fonksiyonlar. İstanbul Üniv. Yay. No: 1840/72 İstanbul.
- Uzun, M. (2015) İzmit Körfezi Kıyılarında, Kıyı Jeomorfolojisi-Kıyı Kullanımı İlişkisinin Coğrafi Analizi. Zeitschrift für die Welt der Türken Journal of World of Turks, 17(2): 351-375.
- Vural, E. (2008) Boğaziçi Sit Alanındaki Arazi Kullanımının Zamansal Değerlendirmesi. (Basılmamış Yüksek Lisans Tezi) İstanbul Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul.
- Wilcox, R. (2011) Modern Statistics for the Social and Behavioral Sciences: A Practical Introduction. CRC press.
- Yalçınlar, İ. (1967) Türkiye'de Bazı Şehirlerin Kuruluş ve Gelişmelerinde Jeomorfolojik Temeller. İstanbul Üniversitesi Coğrafya Enstitü Dergisi, 16: 53-66.
- Yılmaz, H.M., Reis, S. & Atasoy, M. (2007) Türkiye'de Yeni İllerin Kentsel Gelişim Sürecinin Coğrafi Bilgi Sistemleri ile Belirlenmesi: Aksaray Örneği, TMMOB Harita ve Kadastro Mühendisleri Odası, Ulusal Coğrafi Bilgi Sistemleri Kongresi, Trabzon.