

T.C.
VAN YÜZÜNCÜ YIL ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ
JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

**COĞRAFİ BİLGİ SİSTEMLERİ KULLANILARAK NARLI FAYI'NIN
(ÇATAK-VAN) GÖRECELİ TEKTONİK EVRİMİNİN MORFOMETRİK
İNDİSLERLE BELİRLENMESİ**

YÜKSEK LİSANS

Nazım DOĞAN
Danışman: Doç. Dr. Azad SAĞLAM SELÇUK

VAN – 2023

T.C.
VAN YÜZÜNCÜ YIL ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ
JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

**COĞRAFİ BİLGİ SİSTEMLERİ KULLANILARAK NARLI FAYI'NIN
(ÇATAK-VAN) GÖRECELİ TEKTONİK EVRİMİNİN MORFOMETRİK
İNDİSLERLE BELİRLENMESİ**

YÜKSEK LİSANS

Nazım DOĞAN

VAN – 2023

KABUL VE ONAY SAYFASI

Van Yüzüncü Yıl Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı'nda Doç. Dr. Azad SAĞLAM SELÇUK danışmanlığında, Nazım DOĞAN tarafından sunulan “Coğrafi Bilgi Sistemleri Kullanılarak Narlı Fayı’nın (Çatak-Van) Göreceli Tektonik Evriminin Morfometrik İndislerle Belirlenmesi” başlıklı bu çalışma Lisansüstü Eğitim ve Öğretim Yönetmeliği’nin ilgili hükümleri gereğince 03/02/2023 tarihinde aşağıdaki jüri tarafından oy birliği ile başarılı bulunmuş ve yüksek lisans tezi olarak kabul edilmiştir.

Başkan: Doç. Dr. Serkan ÜNER

İmza:

Üye: Doç. Dr. Erman ÖZSAYIN

İmza:

Üye: Doç. Dr. Azad SAĞLAM SELÇUK (Danışman)

İmza:

Fen Bilimleri Enstitüsü Yönetim Kurulu'nun /.... /..... tarih ve sayılı kararı ile onaylanmıştır.

İmza

Enstitü Müdürü

ETİK BEYAN

Tez içindeki bütün bilgilerin etik davranış ve akademik kurallar çerçevesinde elde edilerek sunulduğunu, ayrıca tez yazım kurallarına uygun olarak hazırlanan bu çalışmada bana ait olmayan her türlü ifade ve bilginin kaynağına eksiksiz atıf yapıldığını bildiririm.

İmza

Nazım DOĞAN



ÖZET

COĞRAFİ BİLGİ SİSTEMLERİ KULLANILARAK NARLI FAYI'NIN (ÇATAK-VAN) GÖRECELİ TEKTONİK EVRİMİNİN MORFOMETRİK İNDİSLERLE BELİRLENMESİ

DOĞAN, Nazım

Yüksek Lisans Tezi, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

Danışman: Doç. Dr. Azad SAĞLAM SELÇUK

Mart, 2023, 62 sayfa

Narlı Fayı, Doğu Anadolu Kısılma Bölgesi'nin en güney kesiminde yer alan bindirme faylarından biridir. Bu alanda yer alan faylar, batıdan doğuya doğru Begendik, Narlı ve Işıklar Segment'leri olarak devam eder ve bu segmentler Güneydoğu Anadolu Bindirme Zonu'nun bir parçasını meydana getirmektedir. Narlı Fayı, Narlı (Çatak) ile Bükeç köyleri arasında yer alan kuzeye eğimli Kuvaterner fayıdır.

Yaklaşık 32 km uzunluğunda ve K75°B ile K55°D arasında değişen doğrultulara sahip olan Narlı Fayı, içbükey bir geometri göstermektedir. Narlı Fayı, 5 km genişliğinde yer alan bir deformasyon alanının güney kenarını sınırlamakta olup, bu alanın kuzeyinde ise aynı doğrultuda uzanan ikinci bir bindirme fayı tarafından sınırlandırılmaktadır.

Çalışmada son yıllarda aktif tektonik çalışmalarında sıklıkla kullanılan morfometrik analizler yardımıyla Narlı Fayı'nın tektonik jeomorfolojisi ve deformasyon özellikleri araştırılmıştır. Çalışma kapsamında kullanılan morfometrik indeksler: dağ önü eğriselliği (Smf), vadi tabanı genişliğinin-vadi yüksekliğine oranı (Vf), asimetri faktörü (AF), normalleştirilmiş kanal diklik indeksi (Ksn), hipsometrik eğri ve integral (HE ve HI), akarsu uzunluk gradyan indeksi (SL)'dir. Analiz sonuçlarına göre Smf değerleri 1.10 ile 1.29 arasında değişirken, Vf değerleri 0.04 ile 0.33 arasında yer almaktadır. Çalışma alanında yer alan 85 alt havzanın 25'nin baskın asimetrik havza olduğu ve Ksn değerlerinin batı ve doğu ucunda yüksek olduğu görülür. Yüksek HI değerleri (>0.5) S1 segmentinin doğu ucunda yer alırken, S2 segmentinin orta ve doğu kesimlerinde gözlenmiştir. Narlı Fayı'nın orta kesimlerinde indeks değerlerinin ve kuzey bloktaki deformasyonun güneye göre daha yüksek olduğu sonucuna varılmıştır. Bu sonuçlar, Narlı Fayı her ne kadar Kuvaterner Fayı olarak belirtilse de, bölgenin deformasyon evriminde aktif rol aldığını göstermektedir.

Anahtar kelimeler: Bitlis-Zagros Bindirme Zonu, Çatak, Doğu Anadolu, Morfometrik indis, Narlı Fayı.

ABSTRACT

DETERMINING THE RELATIVE TECTONIC EVOLUTION OF THE NARLI FAULT (ÇATAK-VAN) BY MOPHOMETRIC INDICES

DOĞAN, Nazım

M.Sc. Thesis, Department of Geology

Supervisor: Dr. Azad SAĞLAM SELÇUK

March 2023, 62 pages

The Narlı Fault is one of the thrust faults located in the southernmost part of the Eastern Anatolia Shortening Region. The faults in this area continue from west to east as the Begendik, Narlı and Işıklar Segments and these segments form part of the Southeastern Anatolian Overlay Zone. The Narlı Fault is a north-dipping Quaternary fault located between the villages of Narlı (Çatak) and Bükeç.

The Narlı Fault, which is about 32 km long and has directions ranging from W75E to N55W, shows a concave geometry. The Narlı Fault borders the southern edge of a 5 km wide deformation area, and to the north of this area it is bounded by a second thrust fault extending in the same direction.

In this study, the tectonic geomorphology and deformation characteristics of the Narlı Fault were investigated with the help of morphometric analyzes, which are frequently used in active tectonic studies in recent years. The morphometric indices used in the study are: mountain front sinuosity (Mfc), valley floor width-to-valley height ratio (Vf), asymmetry factor (AF), normalized channel steepness index, hysometric curve and integral (HC and HI), stream length gradient index (SL). According to the results of the analysis, Smf values vary between 1.10 and 1.29, while Vf values are between 0.04 and 0.33. of the 85 sub-basins in the study area, 25 are the dominant asymmetrical basin and the Ksn values are high at the western and eastern ends. High HI values (>0.5) were observed in the eastern end of the S1 segment, while in the central and eastern parts of the S2 segment. It was concluded that in the central parts of the Narlı fault, the index values and the deformation in the northern block were higher than in the south. These results show that although the Narlı Fault is referred as the Quaternary Fault, the region has taken an active role in the evolution of deformation.

Keywords: Bitlis-Zagros Suture Zone, Çatak, Eastern Anatolia, Morphometric Index, Narlı Fault.



TEŞEKKÜR

Bu tez çalışmasında, her türlü ilgi ve yardımlarını esirgemeyen danışmanım Sayın Doç. Dr. Azad SAĞLAM SELÇUK'a teşekkür ederim. Ayrıca Tez çalışmasının her aşamasında, desteğini ve yardımlarını esirgemeyen Ahmet Özkan KUL ve Sacit MUTLU'ya, teşekkür ediyorum. Yine bu çalışmamı gerçekleştirmemde pay sahibi olan, eğitim alanında desteklerini esirgemeyen iki yıldır bünyesinde büyük bir özveriyle çalıştığım Eğitim süreci boyunca desteklerini esirgemeyen Sayın İsmail ÖZDEMİR'e sonsuz teşekkürlerimi sunarım.

Uzun, yorucu ve bir o kadar da keyifli bu yolculuğun sonunda bana büyük bir saygı, sevgi ve sabırla yoldaşlık eden ailemin kıymetli üyeleri annem Gülbahar DOĞAN, babam Nazmi DOĞAN'a minnettarım.

2023

Nazım DOĞAN



İÇİNDEKİLER

	Sayfa
ÖZET	i
ABSTRACT	iii
TEŞEKKÜR	v
İÇİNDEKİLER	vii
ÇİZELGELER LİSTESİ	ix
ŞEKİLLER LİSTESİ	xi
SİMGELER VE KISALTMALAR	xiii
1. GİRİŞ	1
1.1 Çalışmanın Amacı ve Hedefleri	1
1.2 Coğrafi Konum ve Ulaşım	1
1.3 Bölgenin Morfolojisi	2
2. KAYNAK BİLDİRİŞLERİ	5
3. MATERYAL VE YÖNTEM	11
3.1 Aktif Tektonik Çalışmaları ve Çalışmada Kullanılan Morfometrik İndisler ...	11
3.1.1 Dağ Önü Eğriselliği (Smf)	12
3.1.2 Vadi tabanı genişliğinin – Vadi yüksekliğine oranı (Vf)	13
3.1.3 Drenaj Havzası Asimetrisi (AF)	15
3.1.4 Normalleştirilmiş Kanal Diklik İndeksi (Ksn)	16
3.1.5 Hipsometrik İntegral (HI) ve Hipsometrik Eğri (HE)	17
3.1.6 Akarsu uzunluğu-gradyan indeksi (SL)	19
4. BULGULAR	21
4.1 Çalışma Alanın Jeolojisi	23
4.1.1 Güdümlü Formasyonu (JKg)	25
4.1.2 Yüksekova Karmaşığı (Ky)	26
4.1.3 Durankaya Formasyonu (Thd)	28
4.1.4 Maden Formasyonu	29
4.1.5 Kırkgeçit Formasyonu	29
4.2 Narlı Fayı	30
4.3 Bölgenin Depremselliği	32
4.3.1 Bölgede yer alan aktif heyelanlar	34
5. MORFOMETRİK ANALİZ SONUÇLARI	37
5.1 Dağönü Eğriselliği (Smf)	37
5.2 Vadi Tabanı Genişliğinin- Vadi Yüksekliğine Oranı (Vf)	38
5.3. Asimetri Faktörü (AF)	41
5.4. Normalleştirilmiş Kanal Diklik İndeksi (Ksn)	43

5.5. Hipsometrik eğri ve Hipsometrik İntegral (<i>HE</i> ve <i>HI</i>).....	44
5.6. Akarsu uzunluk-gradyan indeksi (<i>SL</i>).....	47
6. TARTIŞMA VE SONUÇ	49
KAYNAKLAR.....	53
ÖZ GEÇMİŞ.....	63



ÇİZELGELER LİSTESİ

Çizelge 1. Çalışma alanına ait alt havzalarının vadi tabanı genişliğinin-vadi yüksekliğine oranı değerleri.....	39
---	----



ŞEKİLLER LİSTESİ

Şekil 1.1. Çalışma alanının, a. Türkiye içerisindeki konumu, b. Google Maps üzerinden konumu	2
Şekil 1.2. Çalışma alanı ve bölgenin renklendirilmiş sayısal yükseklik modeli	3
Şekil 3.1 Vadi tabanının genişliğin – vadi yüksekliğine oranına ait kesit görünümü (Vf) (Keller ve Pinter 2002)	14
Şekil 3.2 Segmentler için Smf ve Vf değerlerinin temsilcisi oldukları tektonik sınıf ve grafiksel görünümleri tablosu (Rockwell vd., 1984’den alınmıştır)	15
Şekil 3.3 Asimetri faktörünün tektonik blok üzerinde ana akım yönünün sağ ve solundaki alanda gözlenen değişimin şematik gösterimi (Rawat vd., 2021’den değiştirilerek alınmıştır)	16
Şekil 3.4 Kanal profilinin grafik gösterimi, a. İçbükeylik indeksinin (θ) hem eğim alanı üzerindeki etkisi hem de profil şeklini gösteren örnek, b. Aynı içbükeylik indekslerine (θ) sahip farklı kanal diklik indekslerine (k_{sn}) sahip iki profilin kıyaslanması (Whipple ve Tucker, 1999; Duvall vd., 2004; Kirby ve Whipple 2012’den değiştirilerek alınmıştır)	17
Şekil 3.5 Hipsometrik İntegral ve Hipsometrik Eğri şematik gösterimi ve hesaplama formülü (Keller ve Pinter, 2002’den değiştirilerek alınmıştır)	18
Şekil 4.1. Türkiye’nin önemli neotektonik yapıları ve neotektonik bölgeleri (Şengör vd., 1985)	21
Şekil 4. 2. Çalışma alanı ve çevresinin topoğrafik ve tektonik haritası (Cizre NJ 38-9, Emre vd., 2013)	23
Şekil 4.3. Çalışma bölgesinin jeolojik haritası (Ateş vd., 2007; faylar, Emre vd., 2012)	24
Şekil 4.4. a. Güdümlü Formasyonu’nun arazideki genel görünümü, b. kireçtaşı ile kiltaşlarının ardalanmasının görünümü	26
Şekil 4.5. a. Yüksekova Karmaşığı’nda yer alan volkanosedimanter birimler, b. kireçtaşı blokları	27
Şekil 4.6. a. Durankaya Formasyonun arazide genel görünümü, b. kumtaşı-şeyl aradalanması	28
Şekil 4.7. Narlı Fayı’nın genel gidişi (Cizre NJ 38-9 paftası, Emre vd., 2013)	30
Şekil 4.8. Narlı Fayı’nın a. batı kenarı, b. doğu kesimi	31

Şekil 4.9. Narlı Fayı'na ait fay düzlemleri	32
Şekil 4.10. Doğu Anadolu Platosu ve yakın civarının sismotektonik haritası (Faylar: Karakhanian vd., 2004; Reilinger vd., 2006; Koçyiğit, 2013; Emre vd., 2013, Sağlam Selçuk vd., 2016; Blok sınırları, Djamour vd., 2011).....	33
Şekil 4.11. Çalışma alanının aletsel dönem depremleri (USGS 2022; AFAD, 2022).....	34
Şekil 4.12. Konağa bölgesinde meydana gelen aktif heyelan ile ilgili fotoğraflar	35
Şekil 5.1. Çalışma alanında bulunan Smf ölçüm alanları	38
Şekil 5.2. Narlı Fayı'nın Vf ölçüm lokasyonları	39
Şekil 5.3. Her bir segment için hesaplanan Smf ve Vf değerlerinin grafiksel görünümü ve temsilcisi oldukları tektonik sınıflar (yükselme hızları Rockwell vd., 1984'den alınmıştır).....	41
Şekil 5.4. Çalışma alanı içerisinde yer alan alt havzaların Asimetri Faktörü dağılımı ...	42
Şekil 5.5. Narlı Fayı üzerinde hesaplanan AF değerleri haritası	42
Şekil 5.6. Narlı Fayı üzerinde hesaplanan asimetri indeks değerlerini haritası.....	43
Şekil 5.7. Çalışma alanının da yapılan Ksn verilerinin güncel tektonizmaya karşı olan duyarlılık haritası	44
Şekil 5.8. Çalışma alanında bulunan alt-havzaların hipsometrik eğri ve hipsometrik integral verilerine bağlı olarak sınıflandırılması.....	45
Şekil 5.9. S2 segmentinde yer alan alt-havzalara ait hipsometrik eğri grafikleri	46
Şekil 5.10. S1 segmentinde yer alan alt-havzalara ait hipsometrik eğri grafikleri	47
Şekil 5.11. Çalışma alanında yer alan akarsular boyunca SL indeks değerleri	48

SİMGELER VE KISALTMALAR

Bu çalışmada kullanılmış bazı simgeler ve kısaltmalar, açıklamalarıyla aşağıda sunulmuştur.

Simgeler

Açıklama

B

Batı

D

Doğu

G

Güney

K

Kuzey

Kısaltmalar

Açıklama

AF

Drenaj havzası asimetrisi

AFAD

Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığı

BZBZ

Bitlis Zagros Bindirme Zonu

CBS

Coğrafi Bilgi Sistemi

DAST

Doğu Anadolu Sıkışmalı Tektonik Bloğu

HE

Hipsometrik Eğri

HI

Hipsometrik İntegral

Ksn

Normalleştirilmiş kanal diklik indeksi

MTA

Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü

NF

Narlı Fayı

SL

Akarsu uzunluk-gradyan indeksi

Smf

Dağ önü eğriselliği

SYM

Sayısal Yükseklik Modeli

Vf

Vadi tabanı genişliğinin-vadi yüksekliğine oranı



1. GİRİŞ

Bu tez çalışması Van Yüzüncü Yıl Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalında Yüksek Lisans Tezi olarak hazırlanmıştır. Yapılan bu çalışmada Doğu Anadolu Kısılma Bölgesinin güneyinde yer alan Narlı Fayı'nın geometrik, morfolojik ve morfotektonik özellikleri belirlenmiştir.

1.1 Çalışmanın Amacı ve Hedefleri

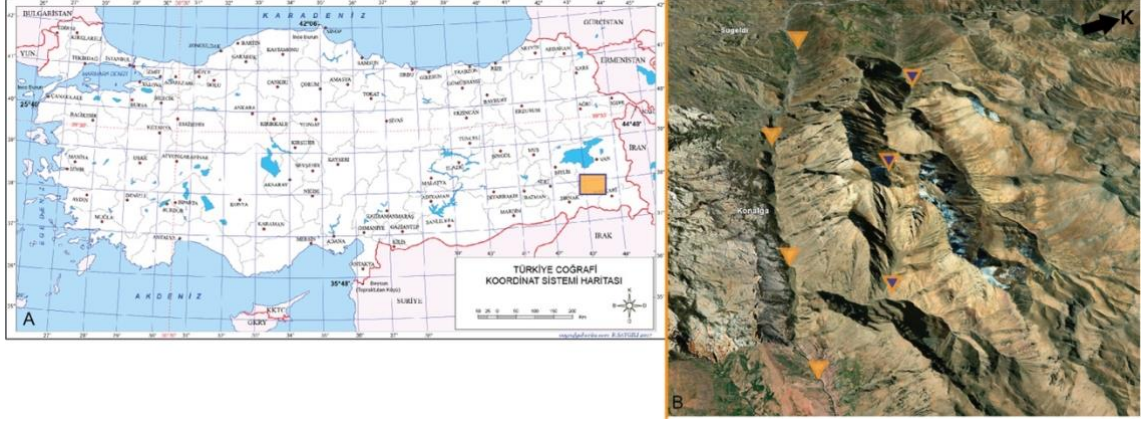
Narlı Fayı boyunca bölgede önemli heyelan alanlarının yer alması ve bu heyelan alanlarının kuzeyinin Narlı Fayı tarafından kontrol edilmesinden dolayı çalışma alanı olarak bu alan belirlenmiştir. Bu tez çalışmasının temel amacı, Narlı Fayı'nın yapısal evrimi ile ilgili herhangi bir verinin olmaması nedeniyle, paralel iki segment boyunca morfometrik indeks çalışması yapılarak bölgede yer alan heyelanları denetleyen ana faktörün ve göreceli olarak tektonik evriminin ortaya konulmasıdır.

Bu tez kapsamında üretilmiş veriler ile aşağıdaki hedeflenmiştir.

- I. Narlı Fayı'nın segmentlerinin belirlenmesi.
- II. Deformasyon zonunun kuzey ve güneyini sınırlayan segmentlerin morfotektonik indeksler yardımıyla göreceli tektonik aktivitesinin ortaya konulması.

1.2 Coğrafi Konum ve Ulaşım

Çalışma alanı, Türkiye'nin güney doğusunda 37.96° - 37.81° K ile 42.96° - 43.30° D coğrafi koordinatları arasında yer alır (Şekil 1.1a). Doğusunda Başkale (Van), güneyinde Beytüşşebap (Şırnak), batısında Pervari (Siirt), kuzeyinde Gevaş (Van) ilçeleri bulunmaktadır. Narlı Fayı, Çatak İlçesi'nin doğu bölgesinde yer alan Narlı Köyü'nden başlayıp Dokuzdam Köyü'nde son bulur (Şekil 1.1b). 1/25000 ölçekli M49b2-3, M50a1-2-3-4, M50b1-4, topoğrafik paftalar içerisinde yer alan çalışma alanı Van- Çatak karayolu üzerinde olup bölgeye bu yol üzerinden ulaşım sağlanmaktadır.



Şekil 1.1. Çalışma alanının, a. Türkiye içerisindeki konumu, b. Google Maps üzerinden konumu

1.3 Bölgenin Morfolojisi

Tez çalışma alanını oluşturan Van Gölü Havzası'nın güneyinde genel olarak yüksek ve engebeli bir topografya hakimdir. Alanın doğusundaki en önemli dağlık alan yüksekliği maksimum 4116 m ile Cilo Dağı ve en düşük yükseklik ise 960 m ile Çatak düzlüğüdür.

Çalışma alanında yükseklik 1.370-3.511 m arasında değişmektedir. Aruh Dağı (3511 m) bölgedeki en önemli yükselti olup, çalışma alanının kuzeyinde yer almaktadır. Bölgedeki diğer önemli yükselti ise Gulin Tepesi olup, 3100 m yüksekliğindedir ve çalışma alanın orta kesimlerinde yer alır (Şekil 1.2). Bu yükseltiler yaklaşık olarak D-B doğrultusunda uzanmaktadır ve her iki yükseltinin oluşturduğu vadiler de D-B doğrultusunda akış göstermektedir. Çalışma alanındaki önemli akarsular Körüklü, Zırıl ve Alakan dereleridir (Şekil 1.2). Bu akarsular D-B yönlü akarken, Çatak Deresi K-G yönlü akmaktadır.



2. KAYNAK BİLDİRİŞLERİ

Çalışma alanı olarak belirlenen Narlı Fayı'nın yer aldığı bölge, Van Gölü Havzası'nın güney kesiminde yer alır. Narlı Fayı ile ilgili daha önce yapılmış araştırma sayısı az olup bu çalışmalar daha çok Doğu Anadolu'nun büyük bir kesimini içine alan bölgesel nitelikteki çalışmaları içermektedir. Doğu Anadolu bölgesi ile ilgili yapılan çalışmalar aşağıda özetlenmiştir.

Orta Miyosen'de Avrasya ve Arabistan arasında şekillenen BZBZ; İran'daki Zagros Dağları'ndan ülkemizin güneydoğusuna kadar uzanan kompleks bir kıta-kıta çarpışması sonucu oluşan birçok bindirme ve kıvrımların etkisi ile karakterize edilmektedir (Şengör, 1979; Şengör, 1980; Şengör ve Yılmaz, 1981; Hempton, 1984; Yılmaz vd., 1993). Bu ana bindirme zonlarını karakterize eden kapanmanın güneyden kuzeye doğru olduğu ifade edilmektedir (Hall, 1976; Aktaş ve Robertson, 1984; Dewey vd., 1986; Yılmaz vd., 1993).

Neotektonik dönem içerisinde Arabistan levhası ile Anadolu Levhacığı arasında gelişen sıkışma-kaçma etkisi Bitlis Zagros Bindirme Zonu ile birlikte diğer ana aktif yapılarında oluşmasına neden olmuştur (Doğu Anadolu Fay Zonu ve Ölü Deniz Fay Zonu vb.). Bitlis Zagros Bindirme Zonu dünya literatüründe yer alan önemli bindirmelerdendir. Bu bindirmenin devamı İran'daki Maint Recent Zagros bindirmesidir.

Ternek (1953), "Van Gölü Güneydoğu Bölgesinin Jeolojisi" isimli çalışmasında 1/500.000 ölçekli jeoloji haritası altlığını oluşturmuştur. Bölgede yer alan stratigrafik unsurların Paleozoyik yaşlı şist ve mermerler, Mesozoyik yaşlı gabro, diyabaz, serpantin ve radyolarit, Tersiyer yaşlı kireçtaşları, Neojen yaşlı kireçtaşı, marn ve konglomeradan oluştuğunu belirtmiştir.

De Righi ve Cortesini (1964), Güneydoğu Anadolu bölgesini üç farklı jeolojik bölgeye ayırmıştır: (i), Güneydoğu Anadolu düzlüklerinin yer aldığı Önülke Alanı, (ii), Güneydoğu Anadolu'yu Kuzeyden kuşatan Toros Orojenik Kuşağı (iii), il iki ünite arasında kalan Kenar Kıvrım Kuşağı'dır.

Ketin (1968), Alpin orojenezi sırasında K-G şiddetli sıkışma ile Anadolu'nun birçok yerinde bindirme yapılarının oluştuğunu ve bu bindirmelerden en önemlisinin jeotektonik bir sınır olarak ifade ettiği Bitlis Zagros Bindirme Zonu (BZBZ) olduğunu

belirtmiştir. BZBZ ve yakın civarının ise jeolojik olarak Bitlis Masifi, Kretase yaşlı ofiyolitik karmaşık, Miyosen yaşlı fliš fasiyeslerinden oluştuğunu ifade etmiştir.

Arpat ve Şaroğlu (1972), Bölge içerisinde önemli tektonik unsurlardan birini oluşturan ve Güneydoğu'da kesiklik göstermeden uzanan BZBZ'nin Irak ve İran'dan geçerek Basra Körfezi'ne kadar paralel olarak devam ettiğini belirtmiştir. Derin odaklı depremlerin bu ana zon içerisinde geliştiğini ifade eden araştırmacılar, BZBZ'yi dokanak zonu olarak da tanımlamışlardır. Zon boyunca genç kıvrımlı bölgelerin ve düşük açılı ters fayların varlığından bahsederek bu yapıların geometrisinden sıkışmanın kuzey-güney olduğunu ifade etmişlerdir.

Göncüoğlu ve Turhan (1980), "Bitlis Metamorfitlelerinde Yeni Yaş Bulguları" isimli çalışmasında Bitlis Masifi'nde Devoniyen öncesi gnays, amfibolit, mikaşist, hornblend şistten oluşan metamorfik bir temel bulunduğunu ve bu temel üzerine diskordansla yer alan şelf ortamına ait çökellerin Üst Triyas'a kadar uzandığını belirtmektedirler.

Yapılan araştırmalarda Doğu Anadolu neotektonik rejimi, 13 milyon yıl önce Arap ve Avrasya plakalarının kıta-kıta çarpışması sonrasında K-G sıkışması ile gelişen yeni tektonik rejim ile başlamıştır. Savcı (1980) yaptığı çalışmalarda Doğu Anadolu volkanizmasının neotektonik öneminden bahsetmiş, kıta-kıta çarpışmasının Orta Miyosen'de başladığını ileri sürmüştür. Kıta-kıta çarpışmasının meydana geldiği bölgede, jeolojik bir yapı olarak BZBZ adı verilen, İran sınırına kadar uzanan ve Güneydoğu Anadolu bölgesini kuzeyden sınırlayan kıvrımlı bir dağ kuşağı oluşmuştur. Bu çarpışması sonucunda Tetis Okyanusu tamamen kapanmıştır. Hem Küçük Kafkasya hem de BZBZ boyunca meydana gelen çarpışma sonrası kıtalar arası yakınsama nedeniyle, Doğu Anadolu Platosu yaklaşık 2 km yüksekliğe ulaşmıştır ve K-G doğrultusunda sıkışan bu bölgenin yapısal ve sismolojik olarak karmaşık olduğu farklı araştırmacılar (Şengör ve Kidd, 1979; Şengör ve Yılmaz, 1981; Dewey vd., 1986; Jackson, 1992; Allen vd., 2004; Copley ve Jackson, 2006) tarafından ifade edilmiştir.

Şaroğlu ve Güner (1981), Doğu Anadolu'nun Neotektonik dönem başlangıcından itibaren peneplen veya peneplene yakın bir morfoloji sunduğunu, neotektonik dönem içerisinde ise gelişen yapısal şekillerin peneplen morfolojisini değiştirdiğini ve genel olarak D-B doğrultusunda senklinale karşılık gelen havza ve antiklinale karşılık gelen sırtların geliştiğini belirtmişlerdir. Menderes şeklinde akan derelerin D-B doğrultusunda,

derine kazınan vadilerin K-G doğrultusunda ve diğer yapıların karmaşık bir görünüm kazandığını ifade etmişlerdir. Tüm bu kompleks yapılar içerisinde gelişen Doğu Anadolu Kısılma Bölgesinin jeolojik ve jeomorfolojik gelişiminin K-G yönünde kısaldığını ve kabuğun kalınlaşarak bir bütün olarak yükseldiğini belirtmişlerdir. Neotetis Okyanusu'nun yitime uğraması ve kıta-kıta çarpışmasına bağlı olarak BZBZ boyunca Doğu Anadolu'daki Neotektonik dönemin başladığını ve sıkışma tektoniği ile meydana gelen yapılardan bahsetmiştir: (i) D-B doğrultulu kıvrımlar (ii) D-B doğrultulu ve kuzey ya da güneye eğimli yüksek açılı bindirmeler, (iii) KD/GB doğrultulu sol yanal doğrultu atımlı faylar (iv) KB/GD doğrultulu sağ yanal doğrultu atımlı faylar, (v) K-G doğrultulu açılma çatlakları.

Aktürk (1985), Narlı Köyü ve Çatak İlçe'si arasında kalan bölgenin stratigrafik özelliklerini ortaya koymuştur.

Şaroğlu ve Yılmaz (1986), Neotetis'in kapanmasına bağlı olarak gelişen kıta kıta çarpışması sonucunda Doğu Anadolu'da sıkışmaya neden olan yeni bir tektonik dönemin başladığını belirtmişlerdir. Bu dönem boyunca Doğu Anadolu'da kıvrımlar, bindirmeler, doğrultu atımlı faylar, açılma çatlakları gelişmiş olup bu yapıların Doğu Anadolu'nun kabaca K-G yönünde daralıp, D-B yönünde uzamasına, kıta kabuğunun kalınlaşmasına ve bölgenin yükselmesine neden olduğunu açıklamışlardır. Ayrıca bölgede neotektonik dönem boyunca, D-B uzanımlı ve senklinallere karşılık gelen havzalar ile antiklinallere karşılık gelen sırtlar geliştiğini, K-G doğrultulu açılma çatlakları ile sıçrama yapan doğrultu atımlı faylar arasında da havzalar geliştiğini söylemişlerdir.

Trifonov vd. (1998), Arap ve Hint plakalarının Avrasya Plakası'yla çarpışmasına bağlı olarak bölgedeki kısılma ekseninin yaklaşık K-G doğrultulu olduğunu, böylece, son deformasyonların nedeni olarak Arap ve Hindistan plakalarının hareketi ve sıkıştırması fikrinin doğru olduğunu ifade etmişlerdir. Bölgedeki açılmanın genel olarak D-B doğrultulu olduğunu, en büyük ve en küçük asal gerilim eksenlerinin ikisinin birden yataya yakın doğrultuda olmasının, tüm bölgede doğrultu atım tektoniğinin hâkim olduğuna işaret ettiğini savunmuşlardır.

Koçyiğit vd. (2001), Küçük Kafkaslar ve Doğu Anadolu Platosu'na yönelik yapmış oldukları neotektonik ile ilgili çalışmalarda, bölgeyi üç ana yapının karakterize ettiğini ve şekillendirdiğini ifade etmişlerdir. Bunlar (1) KB ve KD yönlü sırasıyla sağ ve sol yanal doğrultu atımlı aktif faylar, (2) K-G'den KKB'ya değişen doğrultularda gelişmiş

çatlak sistemleri ve/veya Pliyo-Kuvaterner yaşlı volkanlar ve (3) 5 km kalınlığında deforme olmamış ve genellikle çeşitli doğrultu atımlı havzalarda çökelmiş Pliyo-Kuvaterner yaşlı karasal birimlerdir. K-G doğrultulu sıkışmalı-daralmalı tektonik rejimin Geç Miyosen sonunda ve Erken Pliyosen sonlarında Türkiye'nin doğusunda BZBZ boyunca devam ettiğini belirtmişlerdir. Bu kıta-kıta yaklaşması, Doğu Anadolu Bölgesi'nde D-B doğrultulu kuzeye ve güneye eğimli ters ve bindirme fayları ve D-B doğrultulu kıvrımları oluşturmuştur. Erken Pliyosen'in sonlarından başlayarak, önceki sıkışmalı-daralmalı tektonik rejimin yerine, bölgede doğrultu atımlı fayların egemenliğindeki sıkışmalı-açılmalı tektonik rejime bıraktığı belirtmişlerdir. Yazarlar yeni tektonik rejime bağlı olarak bölgede KB-KD uzanımlı doğrultu atımlı faylar, D-B doğrultulu ters/bindirme fayları, K-G yönelimli normal faylar, D-B yönlü kıvrımlar ve önemli volkanik merkezlerin konumunu belirleyen K-G yönlü açılma çatlakları geliştiğini belirtmiştir.

Hüsing vd. (2009), gerçekleştirdikleri çalışmada oksijen izotop artışını baz alarak Tetis'in kapanmasının 13.82 milyon yıl önce gerçekleştiğini belirtmişlerdir.

Pamukçu ve Akçiğ (2010), BZBZ paleomanyetik anomalisini inceleyerek, bindirme zonunun termal yapısını açıklamıştır. Manyetik anomali ve ısı derinliklerin etki ve değişimleri, gradyan yöntemleri ile incelenmiştir.

Bölgede blok rotasyonlarına ilişkin Hisarlı vd. (2016), tarafından yapılan çalışmada Arap Levhası'nın yarattığı çarpışma etkisine bağlı olarak Doğu Anadolu'da geniş bir alanda birkaç deformasyon bölgesinin (Van, Kars, Anadolu ve Arap Blok'ları) oluştuğunu ve yine çarpışmaya bağlı olarak Anadolu Bloğu'nun saat yönünün tersine, Van Bloğu'nun ise saat yönünde rotasyonu ile ayrıca Van Bloğu'nun Pondit Bloğu'na doğru kuzeye hareketinin bir geri durma oluşturduğunu bunun da Kars Bloğu'nun saat yönünde küçük dönüşler sağladığını öne sürmüşlerdir.

Jackson (1980) ve Copley ve Jackson (2006)'na göre bölgede yer değiştirmenin çoğunu doğrultu atımlı ve sağ yanal uzanan faylar oluştururken geri kalan kısmını bindirme fayları kontrol etmektedir.

Seyitoğlu vd. (2017), BZBZ'nin güneyindeki Güneydoğu Anadolu Kaması'nı tanımlayarak gelecekte deprem üretebilecek birçok bindirme ve kör bindirmenin kama yapısı içerisinde bulunduğunu belirtmiştir.

Mercan (2021), Maden Kompleksi Volkanitleri ile ilgili gerçekleştirdiği doktora çalışmasında Maden Havzası'nın Bitlis-Pütürge Masifi üzerinde açılan bir havza olduğuna işaret etmektedir. Kuzeye doğru Bitlis-Pütürge Masifi'nin altına dalan Arap levhasının okyanusal litosferinin Erken-Orta Eosen döneminde kopması yitim bileşeni içermeyen astenosferik mantodan türeyen lavların havzanın güneyine, yitim bileşeni içerenlerin ise havzanın kuzeyine yerleşmelerine sebep olduğunu belirtmiştir.

Doğu Anadolu'nun kabuk yapısı üzerine son yıllarda gerçekleştirilen bazı çalışmalarda ise Doğu Anadolu'da kabuk kalınlığının daha önceden düşünülenin aksine 55 km civarında olmadığı, ortalama 45 km civarında olduğu, bölge genelindeki topoğrafik yüksekliğin domsu genel bir yükselmeye bağlı geliştiği, günümüzde devam eden bir dalma-batma sürecinin büyük bir çoğunlukla hiç yaşanmadığı, bununla birlikte kabuk içerisinde yer yer düşük hız zonlarının bulunduğu sonuçlarına da ulaşılmıştır (Al-Lazki vd., 2003; Keskin, 2003; Sandvol vd., 2003; Şengör vd., 2003; Türkelli vd., 2003; Zor vd., 2003; Angus vd., 2006).

Yerkabuğunun derinliklerinde etkili olan iç süreçler, yeryüzünde farklı jeomorfolojik izler bırakmaktadır. Bu izlerin araştırılmasında tektonik ve jeomorfolojik gelişim arasındaki ilişkinin ortaya çıkarılmasında sıklıkla morfometrik analizler kullanılmaktadır. Çalışma alanında şimdiye kadar yapılmış bir morfometri çalışması bulunmamaktadır. Ancak dünya genelinde yapılmış birçok çalışmada bu yöntemler kullanılmıştır. Literatürün bu bölümünde bu anlamda yapılmış çalışmalara yer verilmiştir.

Bugüne kadar yapılan araştırmalar, fay boyunca meydana gelmiş olan aktivitelerin yeryüzünde farklı jeomorfolojik kanıtlar bıraktığını göstermektedir (Bull, 1977; Keller, 1986; Keller ve Pinter, 2002; Giamboni vd., 2005). Bu kanıtların yorumlanmasında en fazla kullanılan yöntemlerden biri morfometrik analizlerdir. Morfometrik analizler, jeomorfik süreçlerin ve yeryüzü morfolojisinin gelişiminde tektonik aktivitenin etkisinin araştırılmasında kullanılan en önemli araçlardan biridir (Keller ve Pinter, 2002). Bu analizler morfometrik indeksler kullanılarak yapılmaktadır ve genellikle bölgesel tektonik aktivitenin tanımlanmasında kullanılır. Elde edilen sayısal veriler, büyük alanların jeomorfolojik evriminin anlaşılmasında veya aktif fay segmentlerinden hangisinin daha aktif olduğunu tanımlamak amacıyla kullanılabilir (Strahler, 1952; Bull ve McFadden, 1977; Keller vd., 2000; Azor

vd., 2002; Keller ve Pinter, 2002; Gürbüz ve Güner, 2008; Font vd., 2010; Özkaymak 2015; Yıldırım, 2014; Sağlam Selçuk vd., 2016; Özsayın, 2016).

Perez-Pena vd. (2009), tarafından ArcGIS programında çalışan Callhypso ara yüzü kullanılmıştır. Bu program alt havzaların hipsometrik eğri ve hipsometrik integral değerlerini ortaya çıkarmak için en çok kullanılan yöntemlerden biridir.

Shahzad ve Gloaguen (2011), nehir akış parametrelerini ve morfometrik verileri analiz etmek için MATLAB tabanlı çalışan TecDEM programını geliştirdiler ve Kaghan Vadisi'nin sayısal yükseklik verilerine TecDEM aracını uygulamışlardır.

Viveen vd. (2012), Kuzeybatı İberya'nın Atlantik kısmında Aşağı Miño havzasındaki neotektoniğin varlığını ve doğasını değerlendirmek için saha çalışmasıyla birlikte DEM tabanlı bir tektono-jeomorfik yaklaşım olan boyuna nehir profili indeksi kullanılarak tektonik aktivitenin değerlendirilmesi yapılmıştır.

Daxberger vd. (2014), Valley Morph Tool: Enine Topografik Simetri (T) Faktörü ve Vadi Genişliği- Vadi Yüksekliği (Vf) Oranı için ArcGIS altında çalışan Otomatik Çıkarma Aracını geliştirmişlerdir.

Rózycka ve Migoń (2021), tarafından yapılan çalışmada göreceli tektonik aktivitenin göstergeleri olarak nehir havzalarının morfometrik özellikleri – veri işleme ve yorumlama sorunları ele alınmıştır. Bu çalışmada, Orta Avrupa'da (Orlickie-Bystrzyckie Mountains Block) düşük veya orta derecede yükselmeye tabi olan bir plaka içi dağlık araziye odaklanan bir morfometrik çalışmada titiz istatistiksel veri analizine duyulan ihtiyaç belirtilmiştir.

3. MATERYAL VE YÖNTEM

Bu tez çalışması, var olan verilerin derlenmesi, arazi çalışmaları ve morfometrik analizlerin değerlendirilmesi şeklinde yürütülmüştür.

Çalışma alanının yer aldığı Çatak-Narlı bölgesi ile ilgili yapılan çalışmalar derlenmeye ve elde edilen veriler haritaya işlenmiştir. Ancak Narlı Fayı ile ilgili yapılan herhangi bir arazi çalışması bulunmamaktadır. Sadece Emre vd. (2013) tarafından hazırlanan 1/250.000 ölçekli Türkiye Diri Fay Haritası'na Narlı Fayı'nın genel gidişi haritalanmış olup, bunun dışında herhangi bir bilgi bulunmamaktadır.

Narlı Fayı'nın morfolojik özelliklerinin belirlenmesi ve morfometrik analizlerin yapılması için çalışma alanının yüksek çözünürlüklü sayısal yükseklik modeli oluşturulmuştur. Van Yüzüncü Yıl Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nün envanterinde bulunan 1/25000 ölçekli topoğrafik haritalardan yararlanılmıştır. Bu haritalar ArcMap 10.3 programı aracılığıyla sayısallaştırılarak, topo to raster aracı kullanılarak raster görünütüsü elde edilmiştir.

Bu çalışmada, çalışma alanının 1/25000'lik topoğrafik haritalarından elde edilen Sayısal Yükseklik Modeli (SYM) üzerinde Coğrafi Bilgi Sistemi (CBS) tabanlı programlar kullanılarak morfometrik analizler yapılmıştır. SYM'de oluşan boşluklar enterpolasyon yoluyla (Tool-Fillsinks vb.) doldurularak homojen bir veri elde edilmiştir. Çalışma sırasında bölgenin drenaj havzaları ve akarsu ağı hem SYM üzerinden hem de topoğrafik haritalarda yer alan drenaj ağları üzerinden oluşturulmuştur. Bu şekilde bölgenin drenaj ağı ve havzaları en iyi şekilde oluşturulmaya çalışılmıştır. Drenaj havzaları ve akarsu ağı için ArcGIS altında çalışan Archydro uzantısı kullanılmıştır.

3.1 Aktif Tektonik Çalışmaları ve Çalışmada Kullanılan Morfometrik İndisler

Bir bölgede oluşan deformasyon, morfoloji üzerinde farklı şekillerde jeomorfik izler bırakmaktadır (Bull, 1977; Keller, 1986; Gordon, 1998; Keller ve Pinter, 2002; Giamboni vd., 2005). Yeryüzünde meydana gelen izlerin araştırılması ve değerlendirilmesinde kullanılan yöntemlerden biri de morfometrik analizlerdir. Aktif tektonik bölgelerde, tektonizmanın yeryüzündeki jeomorfolojik aşama süreçleri ve gelişme durumu üzerinde araştırmalarda, drenaj sistemleri nitel ve nicel olarak

kullanılarak ortaya çıkarılmıştır. (Jackson, 1980; Sung ve Chen, 2004; Delcaillau vd., 2007, Ramsey vd., 2008; Bahrami, 2013). Fiziksel topoğrafyada en önemli faktörlerden biri drenaj sistemleridir. Bölge erozyonu ile evrim analizi ve tektonizma morfolojisinin evrim gelişimindeki etkisi ile ilgili bulgular elde edilebilir (Small, 1978; Vandana, 2013). Morfometrik indeksler kullanılarak bu analizler elde edilir ve bölgede tektonik aktivitelerin tanımlanmasında kullanılır. Ulaşılan sayısal veriler, geniş çaplı jeomorfolojik evrimini anlamamızda ve segmentlerden hangisinin aktif olduğunu tespit edip tanımlamak amacıyla kullanılmaktadır (Strahler, 1952; Bull ve McFadden, 1977; Keller vd., 2000; Azor vd., 2002; Keller ve Pinter, 2002; Gürbüz ve Güler, 2008; Font vd., 2010; Özkaymak ve Sözbilir, 2012; Yıldırım, 2014; Özsayın, 2016; Sağlam Selçuk, 2016; Topal, 2018; Zabcı, 2020; Sağlam Selçuk ve Kul 2021).

Çalışma alanında yapılan olduğumuz analizler için, jeomorfolojik indeksler, dağ önü eğriselliği (Smf), vadi tabanı genişliğinin-vadi yüksekliğine oranı (Vf), asimetri faktörü (AF), normalleştirilmiş kanal diklik indeksi (Ksn), hipsometrik eğri ve integral (HE ve HI), akarsu uzunluk gradyan indeksi (SL) kullanılmıştır. Bu indeksler sayesinde bölgedeki tektonik yükselmeler ile erozyon süreçlerinden etkilenen vadi morfolojisini aktif bir şekilde göstermektedir (Malik ve Mohanty, 2007; El Hamdouni vd., 2008; Jhon ve Rajendran, 2008; Pedrera vd., 2009; Font vd., 2010; Dehbozoghi vd., 2010; Toudeshki ve Arian, 2011; Dar vd., 2014). Ayrıca, uygulanan indeksler sayesinde bir alanın olgunluk, aşınma süreçlerinden ne derecede etkilendiği, tektonizmanın etkisine bağlı olarak havzalarda meydana gelen morfolojik değişimler ve eğimlenmeye bağlı olarak drenaj ağlarında da yer değiştirmelerin zamana bağlı değişimi tespit edilmektedir. Yine bir havzada eğim ve alan ilişkisi göz önünde bulundurularak yükselim hızı hakkında göreceli yorum yapabilme imkânı tanımaktadır.

3.1.1 Dağ önü eğriselliği (Smf)

Dağ önlerinin tektonik kontrollü olup olmadığını ayırt etmek amacı ile kullanılan, erozyonal süreçler ve tektonik kuvvetler arasında denge durumunu ortaya koyan etkili yöntemlerden biridir. Bu indeks aşağıda gösterilen eşitlik ile tanımlanmıştır (Bull ve McFadden, 1977; Keller ve Pinter, 2002);

$$Smf = \frac{Lmf}{Ls}$$

Lmf: Dağ dibinde belirgin eğim kırığı
boyunca dağ cephesi boyu

Ls: Dağ önü düz çizgi uzunluğu

Erozyon ile tektonik aktivitenin fonksiyonlarından biri dağ önü eğriselliğidir. Değişkenlik göstermesi bölgenin yükselme hızına bağlıdır (Rockwell vd., 1984). Düşük *Smf* değerleri aktif kontrollü dağ cephelerinde görülmektedir. *Smf* değerlerinin yüksek olması ise yükselme hızı veya tektonik etkinin düşmesiyle erozyonun baskın hale geçmesine bağlıdır. (Keller ve Pinter, 2002; Silva vd., 2003; Bull, 2007; Perez-Pena vd., 2010).

3.1.2 Vadi Tabanı Genişliğinin – Vadi Yüksekliğine Oranı (*Vf*)

Vadi tabanı genişliğinin–vadi yüksekliğe oranı, tektonizmanın etkisinde kalan alanlarda, vadiler arasındaki tektonizmaya karşı verilen tepkinin nicel olarak farklılıklarını ortaya koymaktadır. Bu oranın formülü şöyle tanımlanır:

$$Vf = \frac{2V_{fw}}{[(E_{ld} - E_{sc}) + (E_{rd} - E_{sc})]}$$

Vfw: Vadi tabanın genişliği,

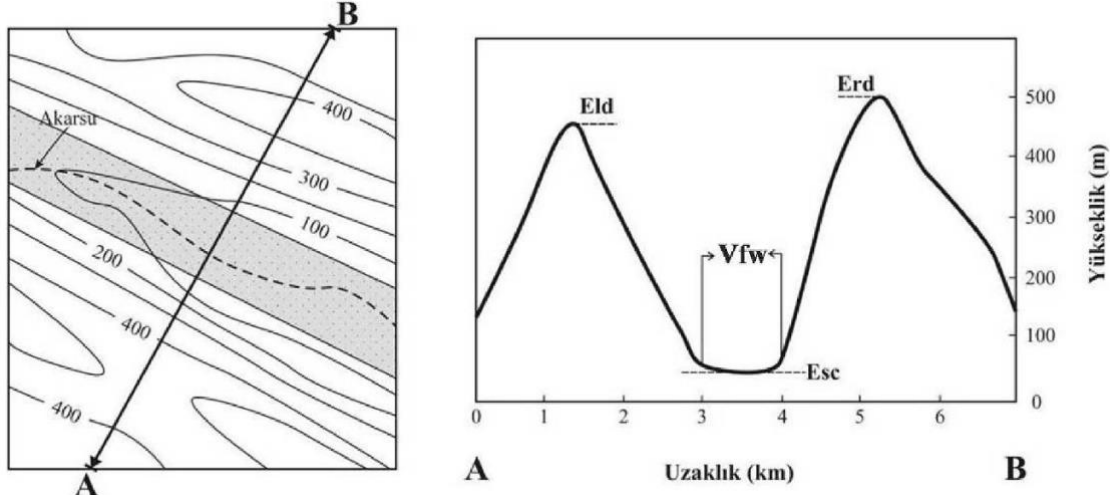
Eld: Vadinin sol yamaç yüksekliği,

Erd: Vadinin sağ yamaç yüksekliği,

Esc: Vadi tabanın yüksekliği

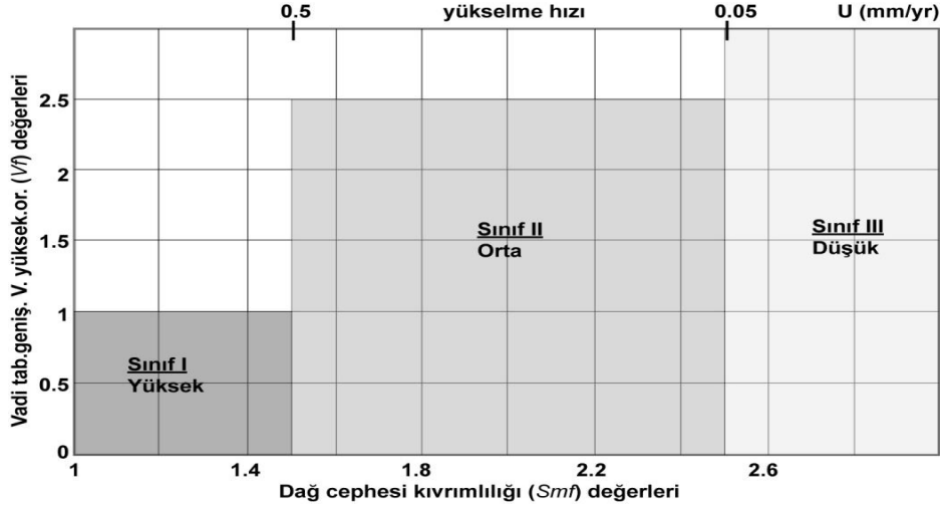
Bu indeks hesaplanırken genel olarak akarsuyun akışına dik bir topoğrafik profil çizdirilir ve buna bağlı olarak formüldeki değerler belirlenir (Şekil 3.1). Dağ önlerine yakın bölgelerde bulunan akarsu vadilerinden alınan topoğrafik profillere bağlı olarak elde edilen *Vf* değerleri en iyi sonuç veren alanlar olarak değerlendirilmiştir (Keller ve Pinter, 2002). Vadi şekillerine göre *Vf* değeri farklılık gösterebilmektedir. “V” şekline sahip vadiler, düşük değerlere sahip iken aynı zamanda bölgedeki yükselme hızının da yüksek olduğunu ifade eder. Bu durum aynı zamanda derine kazılmayı da göstermektedir (Bull ve McFadden, 1977; Rockwell vd., 1984; Silva vd., 2003; El Hamdouni vd., 2008). *Vf* değerinin yüksek olması durumunda ise bölgenin göreceli yükselme oranının daha düşük

oranda olduğunu gösterir. “V” şekilli vadiler ile “U” şekilli vadiler bölgenin tektonizmadan etkilenip etkilenmediğini göstermek için kullanılan en önemli unsurlar arasındadır.



Şekil 3.1 Vadi tabanının genişliğinin – vadi yüksekliğine oranına ait kesit görünümü (V_f) (Keller ve Pinter 2002)

Morfometrik analiz araştırmalarında vadi tabanı genişliğinin-vadi yüksekliğine oranı (V_f) ile dağ önü eğriselliği (Smf) arasında doğrusal bir bağlantı olduğu belirtilmiştir (Rockwell vd., 1984; Silva vd., 2003) (Şekil 3.2). Smf değerleri ile V_f değerlerinin birbiri ile oranlanmasıyla elde edilen grafik baz alınarak bölge ile ilgili göreceli yükselim hızı çıkarımlarında bulunabileceği belirtilmiştir (Rockwell vd., 1984; Silva vd., 2003) (Şekil 3.2).



Şekil 3.2 Segmentler için Smf ve Vf değerlerinin temsilcisi oldukları tektonik sınıf ve grafiksel görünümü tablosu (Rockwell vd., 1984'den alınmıştır)

3.1.3 Drenaj Havzası Asimetrisi (AF)

Drenajların oluşturduğu havzanın tektonizmadan etkilenip etkilenmediğini göstermenin en kolay yollarından biri Drenaj havzası asimetrisi indeksidir. Drenaj havza asimetri indeksinin formülü aşağıdaki şekildedir:

$$AF = 100 \frac{Ar}{At}$$

Ar - eğim yönüne göre sağ yamacın alanı

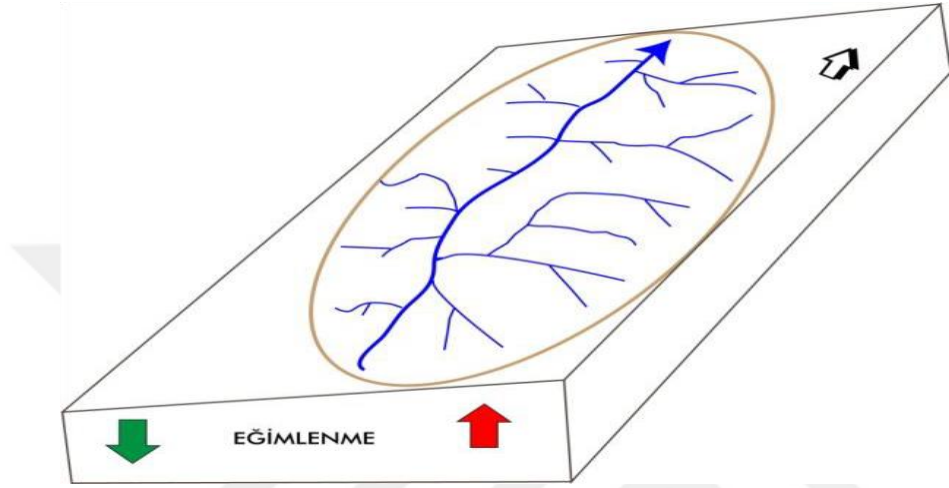
At - havzanın toplam alanı

(Keller ve Pinter, 2022)

Ar sembolü drenaj havzasının sadece bir bölümünü yani sağ tarafta bulunan alanı belirtirken, At simgesi ise toplam drenaj alanını göstermektedir (Şekil 3.3). Drenaj alanında tektonizma sonucunda meydana gelen eğimlenmenin nicel olarak ifade edilebilmesi için bu indeks kullanılan en baskın yöntemlerden birini oluşturmaktadır (Keller ve Pinter, 2002).

Analiz sonucunda bulunan AF değerleri 50 civarında ise drenaj alanında bir eğimlenme olduğundan söz edilememektedir. Dolayısıyla havzayı etkileyen tektonik unsurların olmadığı belirtmektedir (Şekil 3.3). Fakat drenaj asimetri indeksi " $AF < 45$ - $55 < AF$ " ise tektonizmadan etkilendiğini ve eğimlenmenin olduğunu göstermektedir.

AF değerinin mutlak fonksiyonu baz alındığında, elde edilen sonucun eğimlenmenin hangi yöne doğru olduğunu göstermektedir. Bulunan bu değerler ile havzalar dört ana gruba ayrılmaktadır. Bu havzalar: (i) simetrik havza, $AF < 5$, (ii) az simetrik havza, $5 < AF < 10$, (iii) orta simetrik havza, $10 < AF < 15$, (iv) baskın simetrik havza $AF > 15$ şeklinde sıralanmaktadır (Perez-Peña vd., 2010; Giaconia vd., 2012).



Şekil 3.3 Asimetri faktörünün tektonik blok üzerinde ana akım yönünün sağ ve solundaki alanda gözlenen değişimin şematik gösterimi (Rawat vd., 2021'den değiştirilerek alınmıştır)

3.1.4 Normalleştirilmiş Kanal Diklik İndeksi (K_{sn})

Yeryüzünün erozyona uğramasının en büyük nedenlerinden biri akarsulardır. Eğim ile erozyon doğru orantılıdır, eğim fazla ise erozyon veya aşınma olayları daha fazla meydana gelmektedir (Gilbert, 1877; Davis, 1892). Eğim-bölge ilişkisinden kaynaklanan normalleştirilmiş kanal diklik indeksinin kullanımı farklı yükselme hızından etkilenen bölgeleri bulmak için sıklıkla kullanılmaktadır (Wobus vd., 2006; Kirby ve Whipple, 2012). Normalleştirilmiş kanal diklik indeksinin formülü aşağıdaki şekildedir:

$$S = k_s A^{-Q}$$

S = Kanalın Eğimi

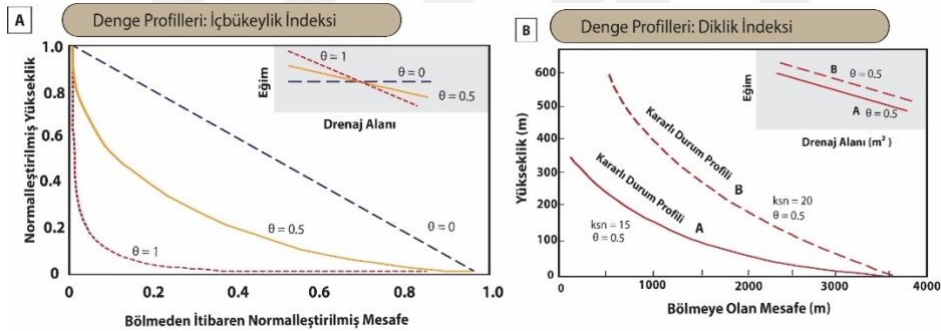
K_s = Diklik İndeksi

A= Drenaj alanı

Q = Boyuna profilin konkavitesi

Dengeli akım koşullarına sahip nehrin aniden kırılmaya uğraması ve bu kırılmanın nedenlerini araştırmak için belirgin bir referans sistemi olarak normalleştirilmiş kanal diklik indeksi kullanılmaktadır (Ouimet vd., 2009; Whittaker, 2012). Genellikle, yüksek yatak eğimine sahip akarsular tektonizmanın etkisinde kalmıştır (Şekil 3.4). Kullanılan bu indeks farklı tektonik ortamların ortaya konulmasında kullanılan önemli indekslerden biridir (Safran vd., 2005; Wobus vd., 2006; Cyr vd., 2010). Akarsu yataklarında yer alan çeşitli kayaçlar ve bu kayaçların aşınabilirlik katsayıları ve soğuk bölgelerdeki buzullar gibi etkenler akarsu-güç kuralından dolayı değişiklik göstermektedir (Whipple ve Tucker, 1999).

Tektonizmadan etkilenen bölgelerin normalleştirilmiş kanal indeks değerleri yüksek olur (DiBiase vd., 2010; Kirby ve Whipple, 2012) (Şekil 3.4).



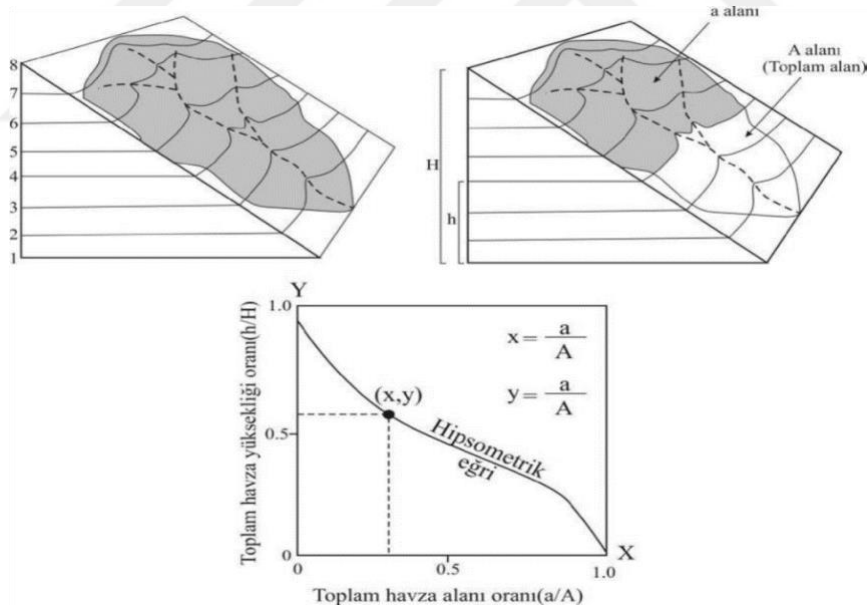
Şekil 3.4 Kanal profilinin grafik gösterimi, a. İçbükeylik indeksinin (θ) hem eğim alanı üzerindeki etkisi hem de profil şeklini gösteren örnek, b. Aynı içbükeylik indekslerine (θ) sahip farklı kanal diklik indekslerine (k_{sn}) sahip iki profilin kıyaslanması (Whipple ve Tucker, 1999; Duvall vd., 2004; Kirby ve Whipple 2012'den değiştirilerek alınmıştır)

3.1.5 Hipsometrik İntegral (HI) ve Hipsometrik Eğri (HE)

Drenaj ağı evriminin tektonizmadan ne kadar etkilendiğini gösteren bu indeksler günümüzde genel olarak hidroloji, aktif tektonik ve jeomorfoloji dallarında sıklıkla kullanılmaktadır (Ciccacci vd., 1992; Lifton ve Chase, 1992; Ohmori, 1993; Willgoose, 1994; Willgoose ve Hancock, 1998; D'Alessandro vd., 1999; Chen vd., 2003; Yıldırım,

2014; Özkaymak, 2015; Özsayın, 2016, Sağlam-Selçuk, 2016, Sağlam Selçuk ve Kul, 2021).

Hipsometrik eğri ve integral olarak iki değer tanımlanan bu indeks, farklı boyutlardaki havzaların karşılaştırılmasına olanak sağlamaktadır. Hipsometrik eğrinin sağlamış olduğu en büyük avantaj, farklı boyutlarda olan vadi tabanlarında toplam yükselen alanın, yükselmenin ve eğrinin alt seviyesinde kalan toplam alanın karşılaştırılabilir hale gelmesidir. Hipsometrik eğride havzanın genişliği ve yüksekliği birbirinden bağımsızdır. Havzaların oluşturduğu hipsometrik eğrilerin şekillerine bağlı olarak sınıflamalar yapılmıştır (Keller ve Pinter, 2002). Dış Bükey (Konveks) bir eğriye sahip havzanın genç, olgunlaşmamış ve aşınma sürecinin yeterli olmadığını belirtirken, S-şekilli hipsometrik eğri orta şiddette aşınmış ve olgunlaşma evresindeki havzaları gösterirken, iç bükey (Konkav) şekilli eğriler, yaşlı ve aşınma hızını diğer havzalara göre yüksek olduğunu göstermektedir (Keller ve Pinter, 2002; Pérez-Peña vd., 2009; Giaconia vd., 2012) (Şekil 3.5).



Şekil 3.5 Hipsometrik İntegral ve Hipsometrik Eğri şematik gösterimi ve hesaplama formülü (Keller ve Pinter, 2002'den değiştirilerek alınmıştır)

Hipsometrik integralin hesaplanması belli bir topoğrafik haritadan maksimum yükseklik ve minimum yüksekliğin belirlenmesi ile yapılır. Ortalama yükseklik ise karelere ayrılmış haritanın nokta kullanılarak minimum 50 adet yükseklik değerinin

ortalaması alınarak hesaplanır (Keller ve Pinter 2002). Elde edilen sonuçlar, hipsometrik integralin formülünde şöyle kullanılır:

$$Hi = \frac{\text{Ortalama yükseklik} - \text{Minimum yükseklik}}{\text{Maksimum yükseklik} - \text{Minimum yükseklik}}$$

Farklı bir seçenek olarak doğrudan sayısal yükseklik modeli (DEM) üzerinden de hesaplanabilir (Keller ve Pinter 2002, Luo 2002, Luo ve Howard 2005, Perez-Pena vd., 2009). Hipsometrik integral değeri göz önüne alınarak, genç havza 0.5’den büyük aşınma az, yaşlı havza 0.3’den küçük ve aşınmanın fazla olduğunu belirtmektedir. Ancak değerleri 0.3 ile 0.5 arasında ise havza oluşumu tamamlanıp dengede olduğunu göstermektedir (Şekil 3.1).

Hipsometrik indekslerin hesaplanması için tez çalışmasında ArcGIS programında CallHypso (Perez-Pena vd., 2009) uygulaması kullanılarak yapılmıştır.

3.1.6 Akarsu uzunluğu-gradyan indeksi (SL)

Tektonizmanın morfoloji üzerindeki muhtemel etkilerini kaya direncine bağlı olarak ortaya çıkarmak için akarsu uzunluk-gradyan indeksi kullanılmaktadır (Hack, 1973). Bu indeks, jeodinamik bölgelerdeki tektonik süreçlerin ve aktif fayların göreceli aktiflik derecelerinin tanımlanmasında önemli rol oynar (Merritts ve Vincent, 1989; Keller ve Pinter, 2002; Chen vd., 2003; Harkins vd., 2005; El Hamdouni vd., 2008; Troiani ve Della Seta, 2008; Alipoor vd., 2011). Hack (1973) tarafından bulunan SL indeksi formülü,

$$SL = \left(\frac{\Delta H}{\Delta L} \right) L$$

$\Delta H/\Delta L$: Akarsu yatağı içindeki belirli bir hat boyunca yükseklik değişiminin uzunluğa oranı
 L : hattın orta noktasından vadinin mansabındaki en yüksek noktaya olan uzunluğu

Elde edilen SL değerleri düşük ise bölgenin yavaş yükseldiğini gösterirken, yüksek SL değerleri ise yükselimin göreceli olarak daha hızlı olduğunu göstergesidir (Keller ve Pinter, 2002; El Hamdouni vd., 2008). Bu çalışmada, Matlab programında

Shahzad ve Gloaguen (2011) tarafından kodları yazılan, TecDEM programı kullanılarak akarsu gradyan indeksi hesaplanmıştır.



4. BULGULAR

Avrasya ve Arap levhalarının Geç Miyosen’de çarpışması ile beraber Neotetis Okyanusu’nun kapanmasının sonuçlarından biride BZBZ’dir. BZBZ, doğu-batı yönelimli yaklaşık 2.000 km uzunluğunda bir bindirme zonudur. Alp–Himalaya orojenik kuşağının parçası olan bu zon, Doğu Akdeniz’den başlayıp Basra Körfezi’nde bulunan Hürmüz Boğazı’na kadar uzanmaktadır (Dewey vd., 1973; Dercourt vd., 1986; Stampfli ve Borel, 2002; Mouthereau vd., 2012). BZBZ; Akdeniz Bölgesi’nin doğu ucundan başlayarak, kuzeye doğru konveks bir eğri şeklinde doğuya doğru devam ederek ülke sınırları içerisinde Şemdinli-Yüksekova Fay Zonu’a kadar devam etmektedir (Şekil 4.1).

Bu bindirme zonundaki faylar çoğunlukla çarpışma sonucu gelişen ve düşük açılı bindirme faylarıdır. BZBZ’nin batı yarısındaki faylar dar bir zon içinde gelişirken, doğusundaki faylar daha geniş bir zona dağılmıştır (Duman vd., 2018). Çalışma alanı ise, Arap ve Avrasya levhalarının Geç Miyosen’de yakınsaması ile oluşan BZBZ’nin doğu kesiminin kuzeyinde yer almaktadır (Dewey vd., 1973, Dewey ve Şengör, 1979, Şengör, 1979, Şengör ve Yılmaz, 1981, Berberian, 1995, Mouthereau vd., 2012) (Şekil 4.1).



Şekil 4.1. Türkiye'nin önemli neotektonik yapıları ve neotektonik bölgeleri (Şengör vd., 1985)

Doğu Anadolu Bölgesi'nde bindirme fayları, doğrultu atımlı faylar, kıvrımlar ve tektonik rejimin KB-GD'den K-G yönlü sıkışmaya değişmesine tepki olarak oluşan çek-ayır havzaları gibi birçok deformasyon yapısı mevcuttur (Şengör vd., 1985; Kelling vd., 1987; Gürsoy vd., 1992). Ancak erken Pliyosen boyunca, Doğu Anadolu'daki kısalmalı tektonik rejimin sağ yanal doğrultu atımlı bileşen özelliğinin de hakim olduğu bilinmektedir (Bozkurt, 2001). Anadolu Levhası'nın erken Pliyosen boyunca Kuzey Anadolu Fay Zonu ve Doğu Anadolu Fay Zonlarının batıya doğru hareketi, Arap Levhası'nın kuzeye Avrasya Levhası'ndan daha yüksek bir hızla hareket etmesini sağlamıştır (Oral vd., 1995; Reilinger vd., 1997). GNSS tabanlı katı blok modellerine göre, Doğu Anadolu Kısalma Bölgesi 18 mm/yıl KB'ye doğru hareket etmiştir (McClusky vd., 2000). BZBZ boyunca oluşan deformasyon zonunun farklı tektonik bölgelerinde sıkışmanın %10 ile %32 arasında değiştiği tahmin edilmektedir (Blanc vd., 2003; McQuarrie, 2004; Molinaro vd., 2005; Mouthereau vd., 2007; Zebari vd., 2019; Vergés vd., 2011). BZBZ'nin farklı bölgelerindeki yatay ve dikey sıkıştırma oranlarını ele alan bazı çalışmalar olmasına rağmen (Reilinger vd., 2006; Vernant vd., 2004; Hessami vd., 2006; McClusky vd., 2003; Zebari vd., 2019), çalışma alanı ve yakın civarı ile ilgili çalışma bulunmamaktadır.

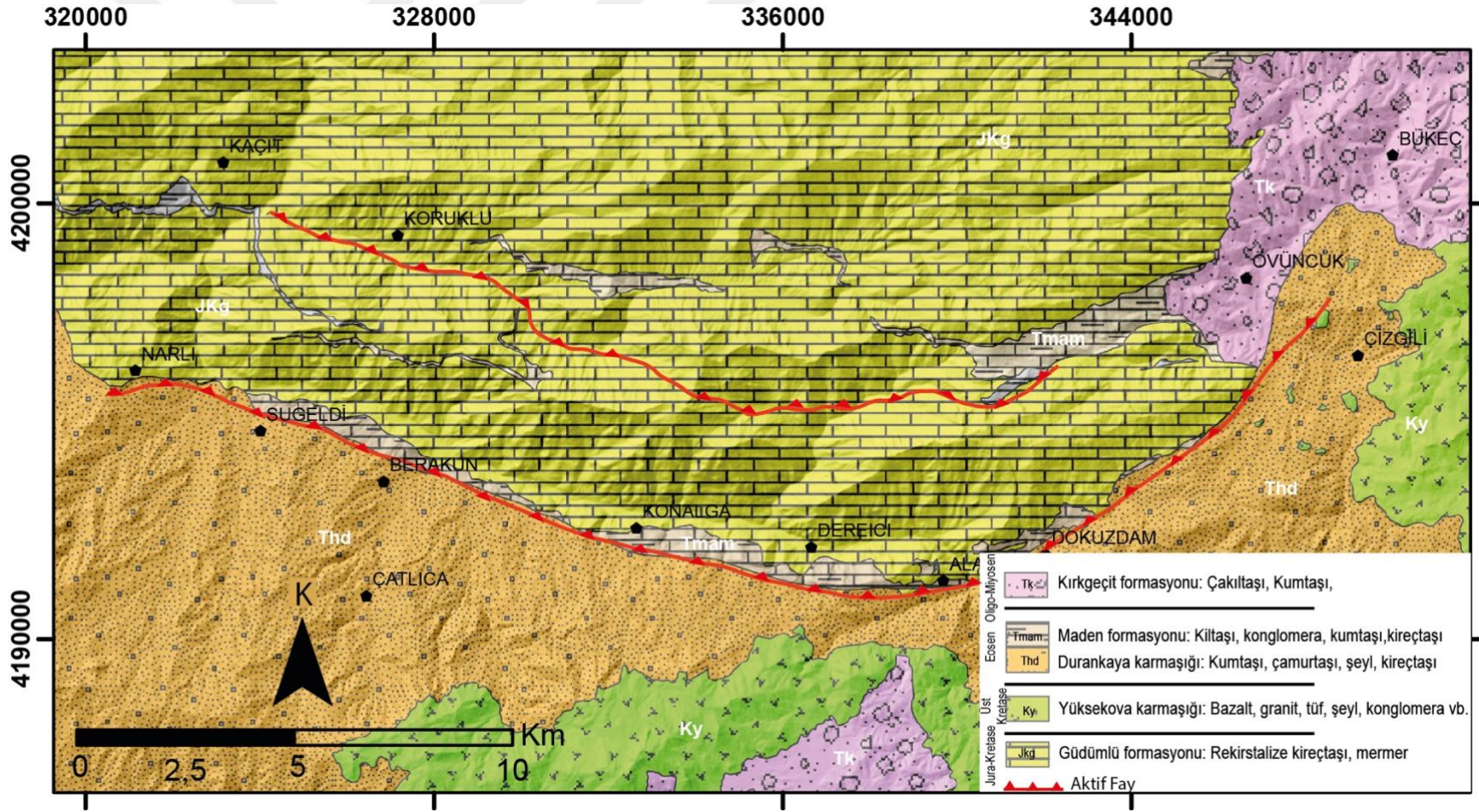
Narlı Fayı tektonik konum açısından değerlendirildiğinde, BZBZ'nin segmentlerinden olan Şirvan Segmenti'nin sağa doğru sıçrama yaparak devam ettiği Hakkari Segmenti'nin kuzeyinde yer almaktadır (Şekil 4.2).



Şekil 4. 2. Çalışma alanı ve çevresinin topoğrafik ve tektonik haritası (Cizre NJ 38-9, Emre vd., 2013)

4.1 Çalışma Alanın Jeolojisi

Van Gölü Havzası'nda yer alan kayaçların yaşları Paleozoyik'ten Kuvaterner'e kadar değişmektedir. Fakat çoğunlukla kayaçların gruplarına göre bir genelleme yapıldığı zaman bölgenin güneyi Bitlis Masifi'nin sahip olduğu metamorfik kayaçlardan, batı ve kuzey kesimlerinde genç volkanoklastik ve volkanik kayaçlardan, doğu tarafında ise Yüksekova Karmaşığı'nın kayaçları ile gölsel kırıntılar, genç-güncel akarsu çöellerinden oluşmaktadır (Özkaymak, 2003, Ünner, 2003). Çalışma alanında genel olarak Paleozoyik yaşlı rekristalize kireçtaşları, Üst Kretase yaşlı volkanik kayaçlar ile Eosen yaşlı kırıntılı ve volkanik çöelleri yer almaktadır (Şekil 4.3)



Şekil 4.3. Çalışma bölgesinin jeolojik haritası (Ateş vd., 2007; faylar, Emre vd., 2012)

4.1.1 Güdümlü Formasyonu (JKg)

Bu formasyon, Aktürk (1985) tarafından adlandırılmış olup dolomit ve kireçtaşlarından oluşmaktadır. Formasyonun genel olarak kalın- orta tabakalı, koyu gri renkli, karstik, breşik dolomit, dolomitik ve kristalize kireçtaşlarından oluşmaktadır.

Çalışma alanının kuzey kesimlerinde Güdümlü Formasyonu'na ait kireçtaşları geniş yüzlekler sunmaktadır (şekil 4.3-4.4). Narlı Fayı'nın tavan bloğunda yer alan bu birim, yoğun bir deformasyona uğramıştır (şekil 4.4a). 70° ile kuzeye doğru eğimli kireçtaşı birimi ara seviyelerinde killi-kireçtaşları ile ardalanmalı olarak devam etmektedir (şekil 4.4b). Narlı Fayı'nın kuzeyinde yer alan segment bu birimi keser ve iki segmentin arasında kalan kesimde yer alan birimin daha yoğun bir deformasyon uğradığı görülmektedir.



Şekil 4.4. a. Güdümlü Formasyonu'nun arazideki genel görünümü, b. kireçtaşı ile kiltaşlarının ardalanmasının görünümü

Bu birimin üst kesiminde Aktürk (1985) tarafından *Nautiloculina* sp., *Valvulina* sp., Alg vb. fosiller tespit edilmiştir. Bu fosiller göz önüne alınarak formasyon Jura-Kretase yaşı kabul edilmektedir.

4.1.2 Yüksekova Karmaşığı (Ky)

Volkano sedimanter kayaçların hâkim olduğu bu formasyonda (Şekil 4.5a) yer yer kireçtaşı blokları gözlenmektedir (Şekil 4.5b). Perinçek (1978) tarafından Yüksekova Karmaşığı olarak adlandırılan birim bazalt, kireçtaşı, spilit, tüf, granit, konglomera gibi kayaçlar ile temsil edilmektedir (Şekil 4.5c). Çalışma alanın güneyinde ve doğusunda yer

alan Yüksekova Karmaşığı'nın (Şekil 4.3) kalınlığı 2500 m'ye kadar ulaşabilmektedir (Özkaya, 1977; Perinçek, 1978).



Şekil 4.5. a. Yüksekova Karmaşığı'nda yer alan volkanosedimanter birimler, b. kireçtaşı blokları

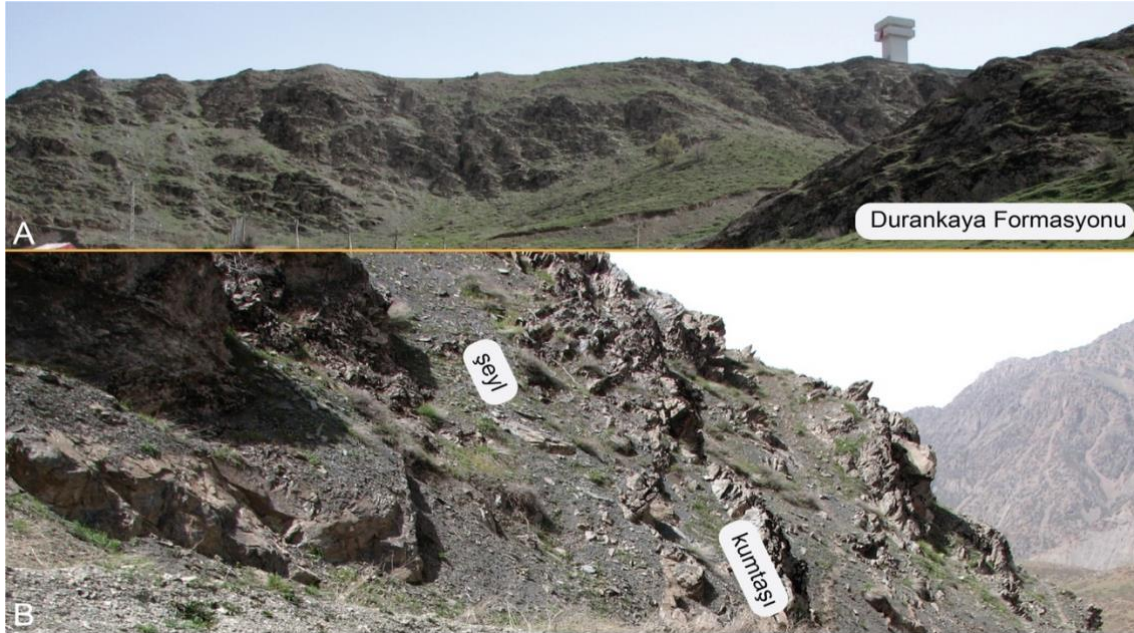
Çalışma alanının güney ve güney doğusunda Yüksekova Karmaşığı içerisinde açık kırmızı renkli, çakıllı, fosilli kireçtaşları, kumtaşları ve konglomera birimleri de gözlenmektedir. Fosilli kireçtaşı içerisinde gözlenen Globotruncana

sp. fosilinin yaşı Üst Kretase'dir (Özkaya, 1977; Perinçek, 1978; Şenel, 2002, 2007; Akkaya vd., 2013).

Çalışma alanı içerisinde gözlemlenen volkanik ürünler, masif görünümlü, siyah, yeşilimsi gri, koyu kahve renkli bazaltlar ile temsil edilir (Özkaya, 1977). Yüksekova Karmaşığı bazik bir volkanizmanın yaygın olarak görüldüğü Durankaya Formasyonu ile tektonik dokanak halindeyken Kırkgeçit Formasyonu tarafından uyumsuz olarak örtülmektedir (Özkaya, 1977).

4.1.3 Durankaya Formasyonu (Thd)

Çalışma bölgesinin güney ve güneydoğusunda Dokuzdam Köyü civarında incelenen formasyon Perinçek (1978) tarafından adlandırmıştır. Bu formasyon kumtaşı, şeyl ve pelajik kireçtaşlarından oluşmaktadır (Şekil 4.6). Narlı Fayı'nın taban bloğunda geniş yüzlekler sunan birim, gri, koyu gri renkli ve yüksek oranda deforme olan şeyl birimlerinden oluşmaktadır. Yamaç-derin deniz ortamında çökelen bu formasyonun yaşı Alt-Orta Eosen olup kalınlığı 700 m'ye ulaşmaktadır (Perinçek, 1989, 1990).



Şekil 4.6. a. Durankaya Formasyonun arazide genel görünümü, b. kumtaşı-şeyl aradalanması

4.1.4 Maden Formasyonu

Yanal yönde kaya türlerinin değişimini gösteren bu birim ilk kez Ketin (1948) tarafından tanımlanmıştır. Tabanda konglomera ve kumtaşlarından oluşan bu birimin üzerine gri, beyaz renkli Nummulit fosilli kireçtaşları gelmektedir (Ketin, 1948; Özkaya, 1978). Bu kireçtaşların üzerini de kırmızı renkli planktonik fosil içeriği bulunan kireçtaşları ile gri renkli mikrokristalin kalsit dolgulu kireçtaşları tarafından örtülmektedir. Formasyonun en üst seviyesini oluşturan birimler kireçtaşları ve çakıltaşları, alt kesimlerini ise spilitik bazalt ve kırmızı renkli metakumtaşları oluşturmaktadır (Ketin, 1948; Özkaya, 1978). Maden Formasyonu, Narlı Fayı'na paralel olarak kuzey bölgesinde ve Güdümlü Formasyonu içerisinde yer yer yüzlekler sunmaktadır (Şekil 4.3).

Kalınlığı 2000 metrelere ulaşan birim uyumsuz olarak Bitlis metamorfikleri üzerine gelmektedir (Ketin, 1948). Volkano sedimanter karakterinde olan birimin üst dokanağı tektoniktir. Sığ-derin deniz ortamında çökelen, içerisindeki kireçtaşlarında gözlemlenen ve fosil içeriğine göre Maden Formasyonu'nun yaşı Alt-Orta Eosen olduğu ifade edilmiştir (Özkaya, 1978; Perinçek, 1979; Yazgan, 1983; Sungurlu, 1984).

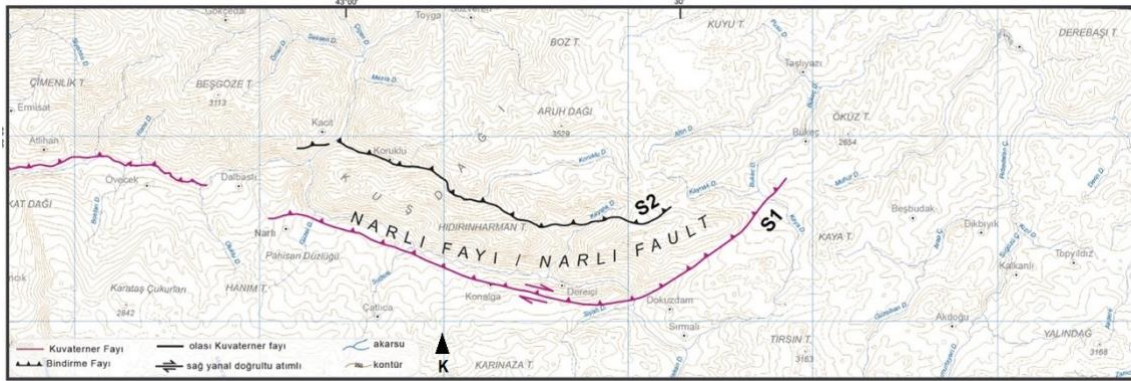
4.1.5 Kırkgeçit Formasyonu

Çalışma alanının kuzeydoğusu ve güneyinde gözlemlenen formasyonun alt seviyelerinde gri ve alacalı renkli konglomera bulunmaktadır (Şekil 4.3). Bu konglomeralar kireçtaşı, mermer ve magmatik kayaç çakıllarından meydana gelmektedir.

Formasyonun 1000 m kalınlıkta olduğu belirtilmekte (Özkul ve Kerey, 1996) ve uyumsuz bir şekilde Kuvaterner birimler tarafından örtülmektedir. Derin deniz ortamında depolanma örneği sunan Kırkgeçit Formasyon'un yaşı Oligo-Miyosen olarak kabul edilmektedir (Özkul ve Kerey, 1996).

4.2 Narlı Fayı

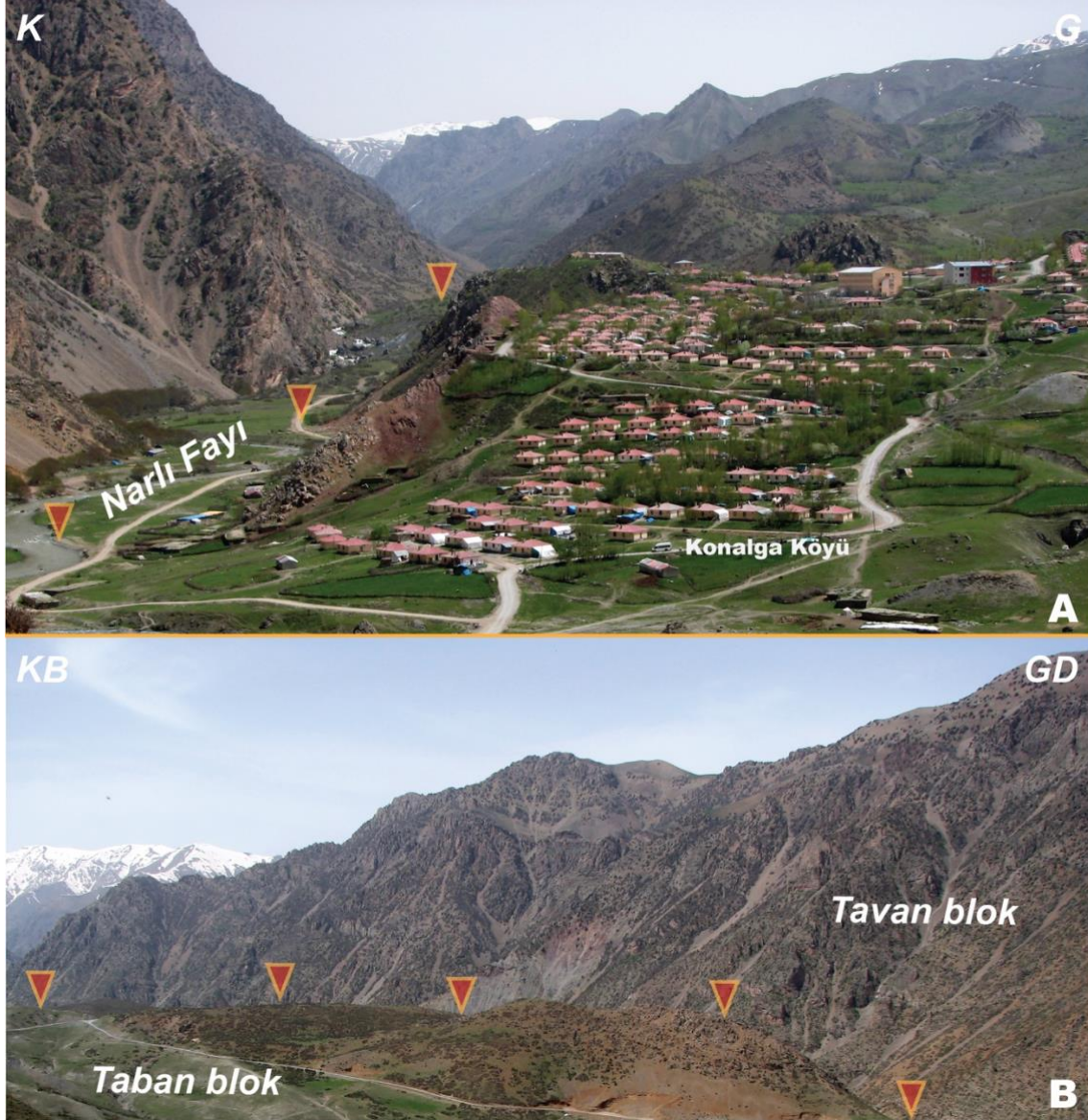
Narlı Fayı, Van Gölü Havzası'nın güneyinde yer alan Çatak ilçesinin yaklaşık 10 km güneyinde konumlanmaktadır. Yaklaşık 32 km uzunluğunda ve K75°B ile K55°D arasında değişen doğrultulara sahip olan bu fay, güneye doğru içbükey bir geometri sunmaktadır (Şekil 4.7). Kuzeye eğimli olan Narlı Fayı batıda Narlı Köyü'nden başlayarak Bükeç Köyü'ne kadar devam etmektedir. Batı kesimlerinde sağ yanal bileşine sahip olan Narlı Fayı, doğuya devamında içbükey dönüşe sahip olduğu alanda ise sıkışmalı büküm (restrating bend) yapısı oluşturmaktadır. D-B doğrultusunda uzanan Hıdırınharman Tepesi'nin güney yamaçlarını Narlı Fayı sınırlarken kuzey yamaçlarını ise aynı doğrultaki başka bir bindirme fayı tarafından kontrol edilmektedir. Çalışma alanının güneyinde yer alan segment S1 segmenti (Narlı Fayı) olarak adlandırılırken, kuzeyde yer alan segment S2 segmenti olarak tanımlanmıştır.



Şekil 4.7. Narlı Fayı'nın genel gidişi (Cizre NJ 38-9 paftası, Emre vd., 2013)

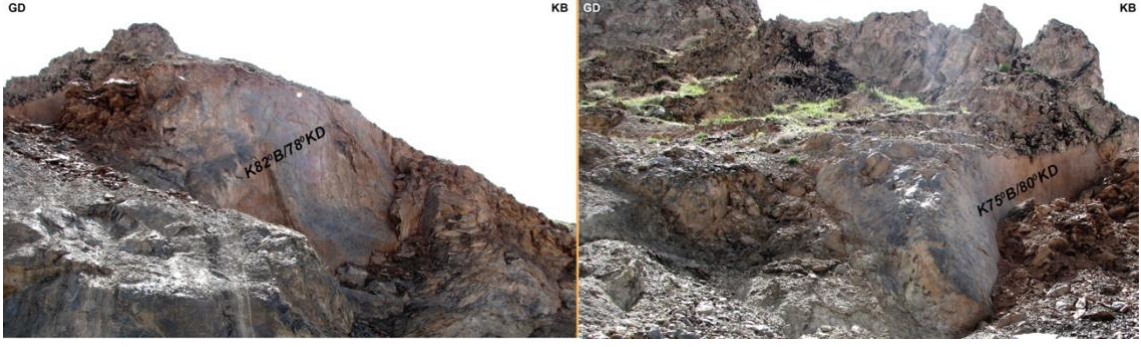
Narlı Fayı'nın kuzeyinde oluşan deformasyon zonu yaklaşık 5 km genişliğinde ve 27 km uzunluğundadır. Bu deformasyon zonu kuzeyde yer alan S2 segmenti tarafından sınırlandırılmaktadır. Narlı Fayı, aynı zamanda Alakan ve Zırıl derelerini kontrol etmektedir (Şekil 4.8a). Yaklaşık D-B doğrultusunda akan bu derelerin vadi taban genişliği batı kısımlarda daha geniş iken doğuya doğru gelindiğinde dar bir zon içinden devam etmektedir (Şekil 4.8b). Vadilerin kuzey ve güney yamaçlarında ki eğim farklılığı dikkat çekmektedir. Kuzeyde eğim ve yükseklik yüksek iken, güneyde ise nispeten daha düz bir eğim ve daha yumuşak bir topoğrafya gözlenmektedir. (Şekil 4.8a, b). Ayrıca, vadi boyunca sadece güneyde taraça seviyeleri yer almakta olup, kuzey yamaçlarında

yüksek eğim ve fayın tavan bloğu olması nedeniyle herhangi bir akarsu taraça seviyesi yer almamaktadır (Şekil 4.8a, b).



Şekil 4.8. Narlı Fayı'nın a. batı kenarı, b. doğu kesimi

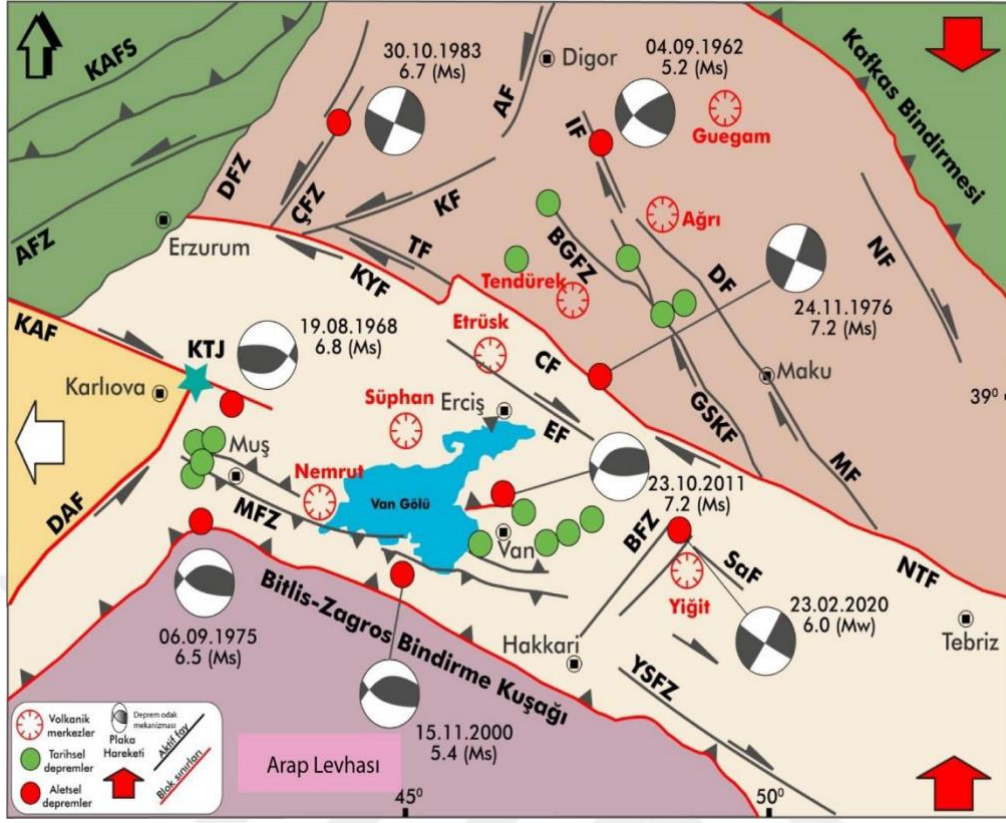
Fay boyunca yapılan arazi çalışmalarında, Zırıl ve Alakan derelerinin kuzey yamaçlarında, Narlı Fayı'na ait yapısal veriler belirlenmiştir. Fay düzlemleri genel olarak $K75^{\circ}B$ ile $D-B$ arasında değişmektedir (Şekil 4.9). Aynı zamanda bu düzlemler genellikle kireçtaşı birimleri üzerine gelişmiştir (Şekil 4.9).



Şekil 4.9. Narlı Fayı'na ait fay düzlemleri

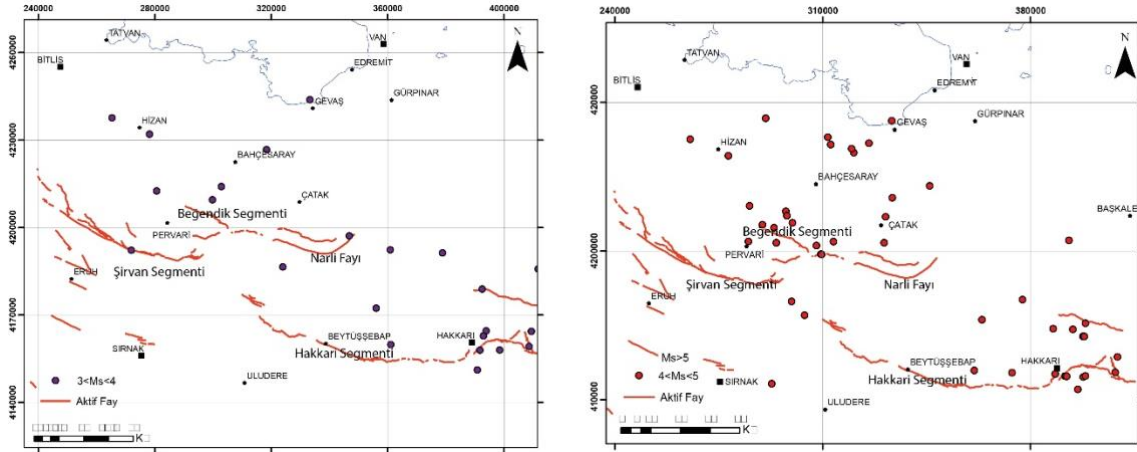
4.3 Bölgenin Depremselliği

Doğu Anadolu Kısılma Bölgesi'nde K-G yönlü sıkışmaya ilişkin olarak bölgede oluşan deformasyonu kontrol eden farklı türde fayların geliştiği bilinmektedir (Şekil 4.10). Narlı Fayı'na bölgesel ölçekte bakıldığında BZBZ'nin kuzey kesiminde yer aldığı görülmektedir. Bölgede meydana gelen aletsel deprem kayıtlarına bakıldığında Van Gölü'nün güneyinde ve doğusunda 1900'lü yıllardan günümüze kadar, büyüklükleri (Mw) 3.0 ile (Mw) 5.8 arasında depremler yaşanmıştır (Şekil 4.10).



Şekil 4.10. Doğu Anadolu Platosu ve yakın civarının sismotektonik haritası (Faylar: Karakhanian vd., 2004; Reilinger vd., 2006; Koçyiğit, 2013; Emre vd., 2013, Sağlam Selçuk vd., 2016; Blok sınırları, Djamour vd., 2011)

AFAD, 2018 Deprem Tehlike Haritası'na bakıldığında Çatak bölgesi ve Narlı Fayı'na yakın kesimlerinde en büyük yer ivmesi değerlerinin yüksek olduğu (0.41 g) görülmektedir. Narlı Fayı ve çevresindeki faylar üzerinde meydana gelen (Mw) 5'den büyük olan depremlerin BZBZ'ye ait Hakkâri Segmenti, Şirvan Segmenti, Beğendik Segmenti ve Narlı Fayı arasında yoğunlaşmaktadır (Şekil 4.11). Fakat hasar kayıtlarına bakıldığında bu yoğunlaşmanın Narlı Fayı'na mı yoksa BZBZ'ye ait diğer segmentlere bağlı olduğuna dair net bir veri mevcut değildir.



Şekil 4.11. Çalışma alanının aletsel dönem depremleri (USGS 2022; AFAD, 2022)

4.3.1 Bölgede yer alan aktif heyelanlar

Çalışma alanı BZBZ'nin kuzeyinde yer almaktadır. Bu zonun kuzeyinde yer alan bölgede aktif ve eski heyelanların varlığı MTA tarafından belirlenmiştir.

Heyelan ya da toprak kayması, zemini kaya veya yapay dolgu malzemesinden oluşan bir yamacın yer çekimi, eğim, su ve benzeri diğer etkenlerin etkisiyle aşağı ve dışa doğru hareketidir (Erinç, 1996). Yamacın dayanabileceği en yüksek açığa güvenlik açısı veya duruş açısı denilmektedir. Pekişmemiş malzemelerde ise 25°-40° arasında değişkenlik gösterir. 40°'den yüksek eğime sahip yamaçlar genelde bozunma etkisi gözlenmeyen sağlam kayalarda heyelan riski görülmemektedir (Dirik, 2015).

Kütle hareketlerinden heyelan olayında yamaç eğiminin açısı önemli etkenlerden biridir. Bununla birlikte, yol yapımı, akarsu aşındırması veya sismik dalga etkisi sonucu yamacın alt bölgesinin oyulması da diğer etkenler arasında sayılabilir. Sedimanter kayalarda tabakaların eğim yönü ile yamaç eğim yönü aynı ise üst tabakanın aşağı doğru kayma ihtimali artmaktadır (Glade vd., 2005). Bu durumun tam tersi olması halinde daha duraylı bir konuma sahip olmaktadır. Şiddetli fırtınalardan taşınan fazla miktarda su ya da eriyen karlar kütle hareketinin olma olasılığını büyük ölçüde arttırmaktadır (Larsen ve Simon, 1993; Glade vd., 2000). Bahsi geçen bu faktörlerin büyüklüğü, heyelan dağılım ve büyüklüğü üzerinde önemli rol oynamaktadır (Cihangir ve Görünüm, 2016).

Son yıllarda yapılan çalışmalarda heyelanın oluşmasına etki eden faktörlerden birisinin de tektonik faaliyetler olduğu belirtilmiştir (Keefer 1984; Rodriguez vd., 1999; Görüm vd., 2011). Çalışma alanı genelinde özellikle bindirme fayının taban bloğunda aktif heyelanlar bulunmakta olup bu aktif heyelan alanlarından biri de Narlı Fayı'nın güney bloğunda yer alan Konalga bölgesindedir.

Bölgede 2000 yılında afet deprem konutları yapılmış, ancak bu konutlarda sürekli olarak farklı boyutlarda deformasyonlar meydana gelmiştir (Şekil 4.12). Yine 2007 yılında bölgeye savunma amaçlı tesisler inşaa edilmiştir. Ancak, tesisin duvarlarında meydana gelen göçükler nedeniyle bölgede arazi çalışmaları yapılmıştır (Şekil 4.12). Arazi çalışmaları sonucunda, bölgenin aktif bir heyelan alanı ve tetikleyici unsurun da Narlı Fayı olduğu tespit edilmiştir. Narlı Fayı'nın taban bloğu olan güney kesimleri boyunca bu tür heyelanlı alanlar birçok kesimde bulunmaktadır. Bununla birlikte, bölgedeki yoğun deformasyona bağlı olarak kayaçlar aşırı bozunmuş ve altere olmuştur.



Şekil 4.12. Konalga bölgesinde meydana gelen aktif heyelan ile ilgili fotoğraflar

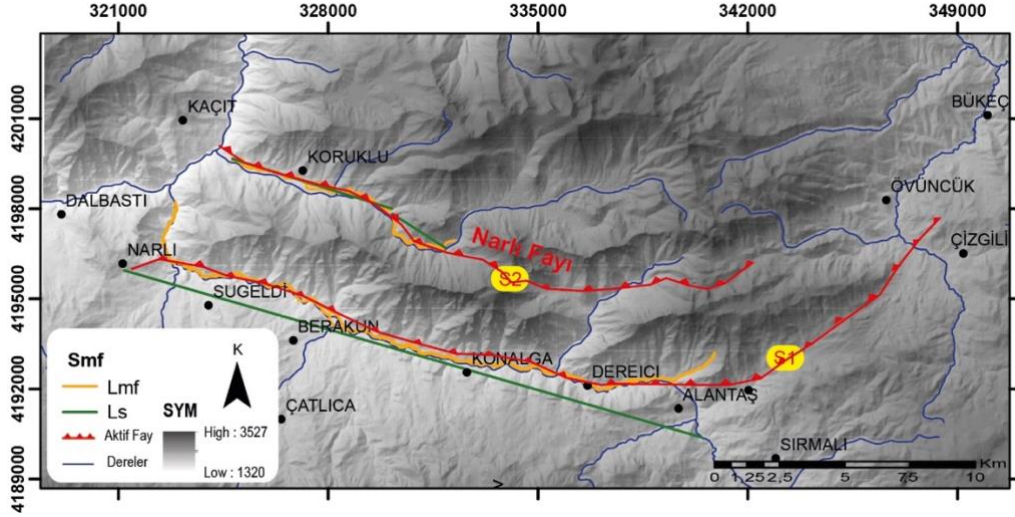


5. MORFOMETRİK ANALİZ SONUÇLARI

Bu çalışmada, bölgede son yıllarda aktif tektonik çalışmalarında sıklıkla kullanılan morfometrik analizler yardımıyla Narlı Fayı'nın jeomorfolojisi ve deformasyon özellikleri araştırılmıştır. Çalışma kapsamında kullanılan morfometrik indeksler: dağ önü eğriselliği (Smf), vadi tabanı genişliğinin-vadi yüksekliğine oranı (Vf), asimetri faktörü (AF), normalleştirilmiş kanal diklik indeksi (Ksn), hipsometrik eğri ve integral (HE ve HI), akarsu uzunluğu-gradyan indeksi (SL) uygulanmıştır. Narlı Fayı'nın denetlediği iki farklı drenaj havzası vardır. Bu havzalar fayın kuzeyinde ve güneyinde yer almaktadır. Narlı Fayı'nın denetlediği bu havzaların deformasyon tanımlamasının yapılabilmesi amacıyla çalışma alanında toplam 85 adet alt havzanın morfometrik analizleri gerçekleştirilmiştir.

5.1 Dağönü Eğriselliği (Smf)

Dağ önlerinden geçen bir fayın bu dağın yamaçlarını tektonik olarak kontrol ettiğini ölçmek için dağönü eğriselliği indeksi kullanılmaktadır. Dağ önlerinin tektonizmasını belirlemek amacıyla çalışma alanında Narlı Fayı'nın segmentleri için Smf değerleri hesaplanmıştır. Hesaplanan bu değerler $1.10 < Smf < 1.29$ arasında değişmektedir. Çalışma alanının güneyinde yer alan S2 segmenti nispeten yüksek Smf değerleri vermektedir (1.20-1.29). Çalışma alanının kuzeyinde yer alan S1 segmenti ise S2'e göre daha düşük Smf değerleri hesaplanmıştır (1.10-1.27) (Şekil 5.1).



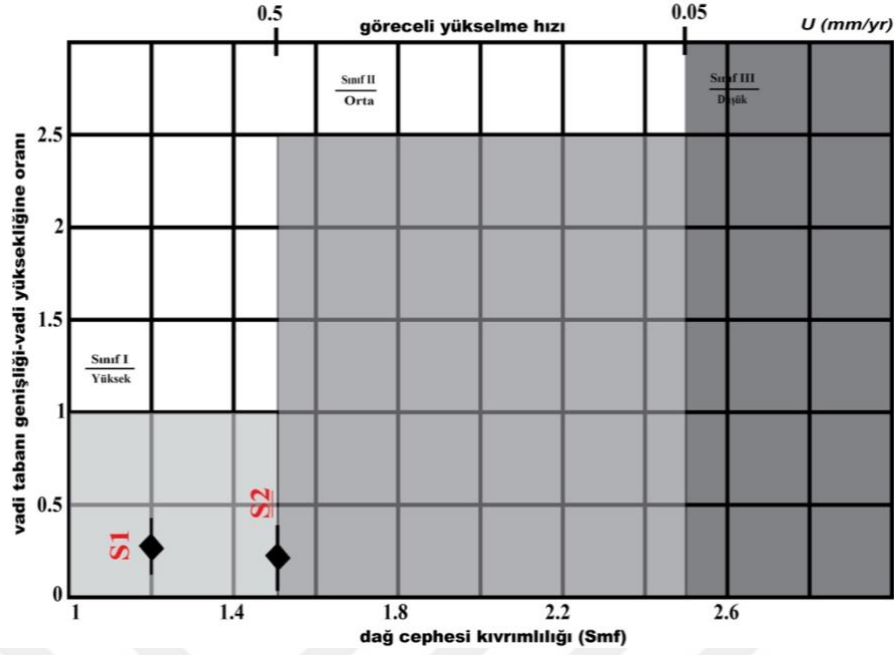
Şekil 5.1. Çalışma alanında bulunan *Smf* ölçüm alanları

5.2 Vadi Tabanı Genişliğinin- Vadi Yüksekliğine Oranı (V_f)

Dağ önlerine yakın bölgelerde bulunan akarsu vadilerinden alınan akarsu profillerine bağlı olarak bölgenin tektonizmadan etkilendiğini belirtmek için vadi tabanı genişliğinin vadi yüksekliğine oranı indeksi (V_f) kullanılmaktadır. Çalışma alanının da Narlı Fayı'na dik yönde gelişen akarsu vadilerine olan tektonik etkisini ortaya çıkarmak ve yükselme hızlarının dağılımını hesaplamak için 65 farklı noktada V_f indeksi hesaplanmıştır (Şekil 5.2). Hesaplanan V_f değerleri 0.04 ile 0.33 arasında değiştiği görülmektedir (Çizelge 1). Çalışma alanından elde edilen V_f değerlerinin alt ve üst sınırına bağlı olarak 4 sınıfa ayrılmıştır. Bunlar; $0.1 > V_f$, $0.1 < V_f < 0.2$, $0.2 < V_f < 0.3$ ve $0.3 < V_f$ şeklindedir.

S1				S2			
Vadi	Vf	Vadi	Vf	Vadi	Vf	Vadi	Vf
10U	0.22	28U	0.3	10A	0,15	28A	0,08
11U	0.21	29U	0.13	11A	0,1	29A	0,08
12U	0.1	30U	0.12	12A	0,17		
13U	0.1	31U	0.22	13A	0,07		
14U	0.12	32U	0.24	14A	0,04		
15U	0.14	33U	0.29	15A	0,19		
16U	0.19	34U	0.11	16A	0,09		
17U	0.15	35U	0.07	17A	0,17		
18U	0.09	36U	0.16	18A	0,26		

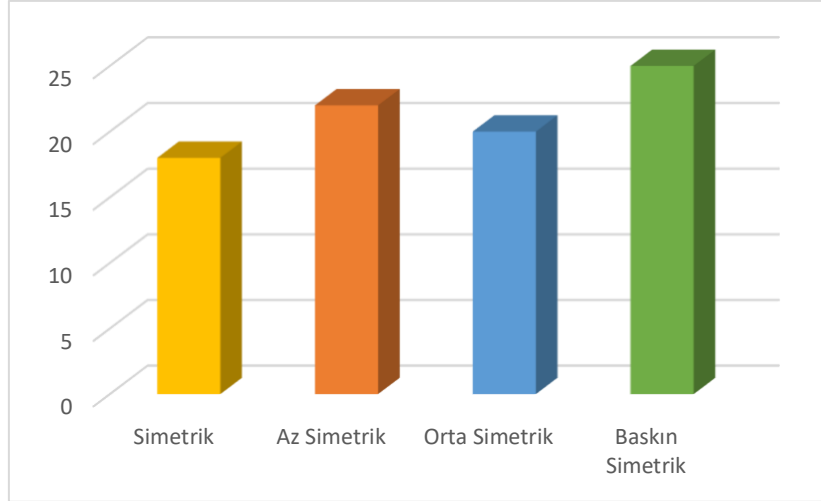
Smf ile *Vf* arasındaki doğrusal ilişkiden yola çıkılarak bölgesel yükselme hızının üç farklı sınıfa ayrılmıştır. Bu sınıflama: aktif tektonik dağ cepheleri için $>0.5 \text{ mm/yıl}$ 'dır. Sınıf 2, orta hızdaki dağ cepheleri için $0.005\text{-}0.5 \text{ mm/yıl}$, son olarak sınıflandırılan sınıf 3 içinde dağ cepheleri aktif olmayan bölgeler $<0.005 \text{ mm/yıl}$ şeklindedir. Narlı Fayı ve kuzeyinde yer alan segment için *Vf* ve *Smf* değerleri hesaplanmıştır. Grafiksel olarak *Vf* ve *Smf* değerlerildiğinde her iki segment için elde edilen göreceli yükselme hızının 0.5mm/yıl 'dan daha yüksek olduğu görülmektedir. Her iki segment kendi içinde değerlendirildiğinde ise S1 segmentinin S2 segmentine göre göreceli olarak daha yüksek bir yükselim hızına sahiptir (Şekil 5.3).



Şekil 5. 3. Her bir segment için hesaplanan Smf ve Vf değerlerinin grafiksel görünümü ve temsilcisi oldukları tektonik sınıflar (yükselme hızları Rockwell vd., 1984'den alınmıştır)

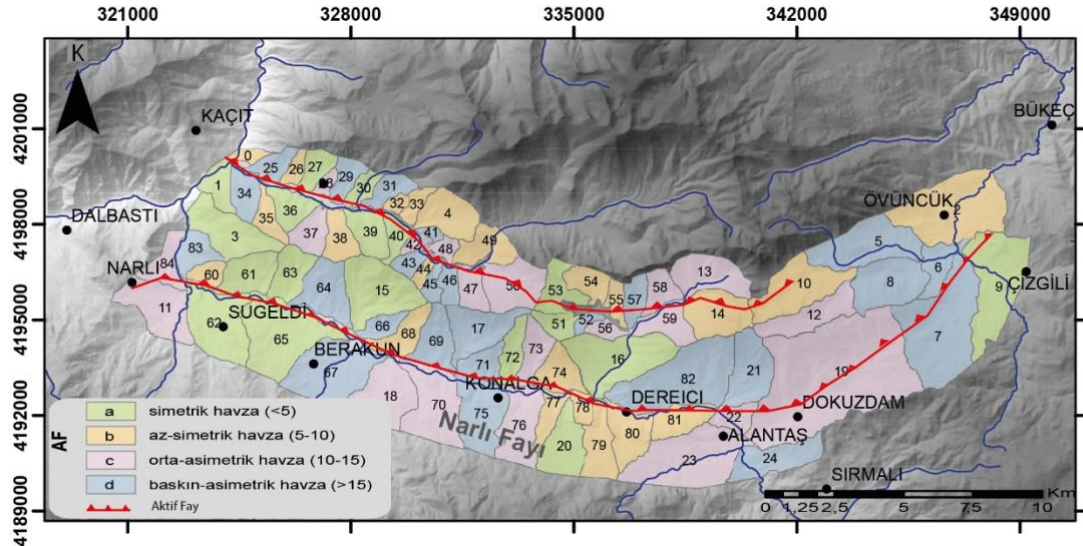
5.3. Asimetri Faktörü (AF)

Narlı Fayı'nın denetlediği havzaların deformasyon tanımlamasının yapılabilmesi amacıyla çalışma alanında toplam 85 adet havzanın Asimetri Faktörü indeksi hesaplanmıştır (Şekil 5.4). Bu havzaların 18 tanesi (<5) simetrik, 22 tanesi (5-10) az simetrik, 20 tanesi (10-15) orta asimetrik ve 25 tanesi (>15) ise baskın asimetrik havza sınıfındadır (Şekil 5.4).



Şekil 5.4. Çalışma alanı içerisinde yer alan alt havzaların Asimetri Faktörü dağılımı

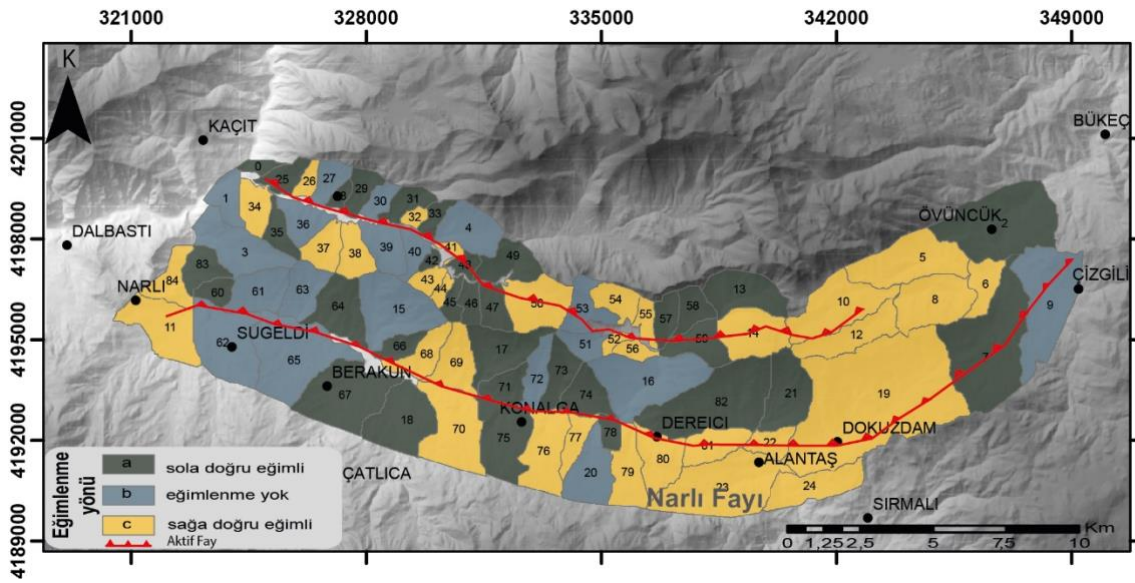
Baskın asimetrik havzaların 14 tanesi Narlı Fayı'nın S1 ve S2 segmentleri arasında yer almaktadır. Konalga Köyü ve civarında yer alan 5 adet baskın asimetrik havza aktif heyelan bölgesi içerisinde yer almaktadır. Aynı şekilde Dokuzdam Köyü'nün kuzeybatı kesiminde bulunan 4 adet baskın asimetrik havza paleoheyelanların etkilediği alanlardır. Özellikle Konalga ve Dokuzdam köylerinde aktif heyelan ve paleoheyelanlar mevcuttur. S1 ve S2 segmentleri arasında bulunan baskın asimetrik havzalar Narlı Fayı'nın bu kesimde etkin olduğunu göstermektedir (Şekil 5.5).



Şekil 5.5. Narlı Fayı üzerinde hesaplanan AF değerleri haritası

Narlı Fayı'nın drenaj ağı üzerindeki tektonik etkisini ortaya koymak adına Asimetri faktörü değerleri de hesaplanmıştır (Şekil 5.6). Narlı Fayı S1 ve S2 segmentleri

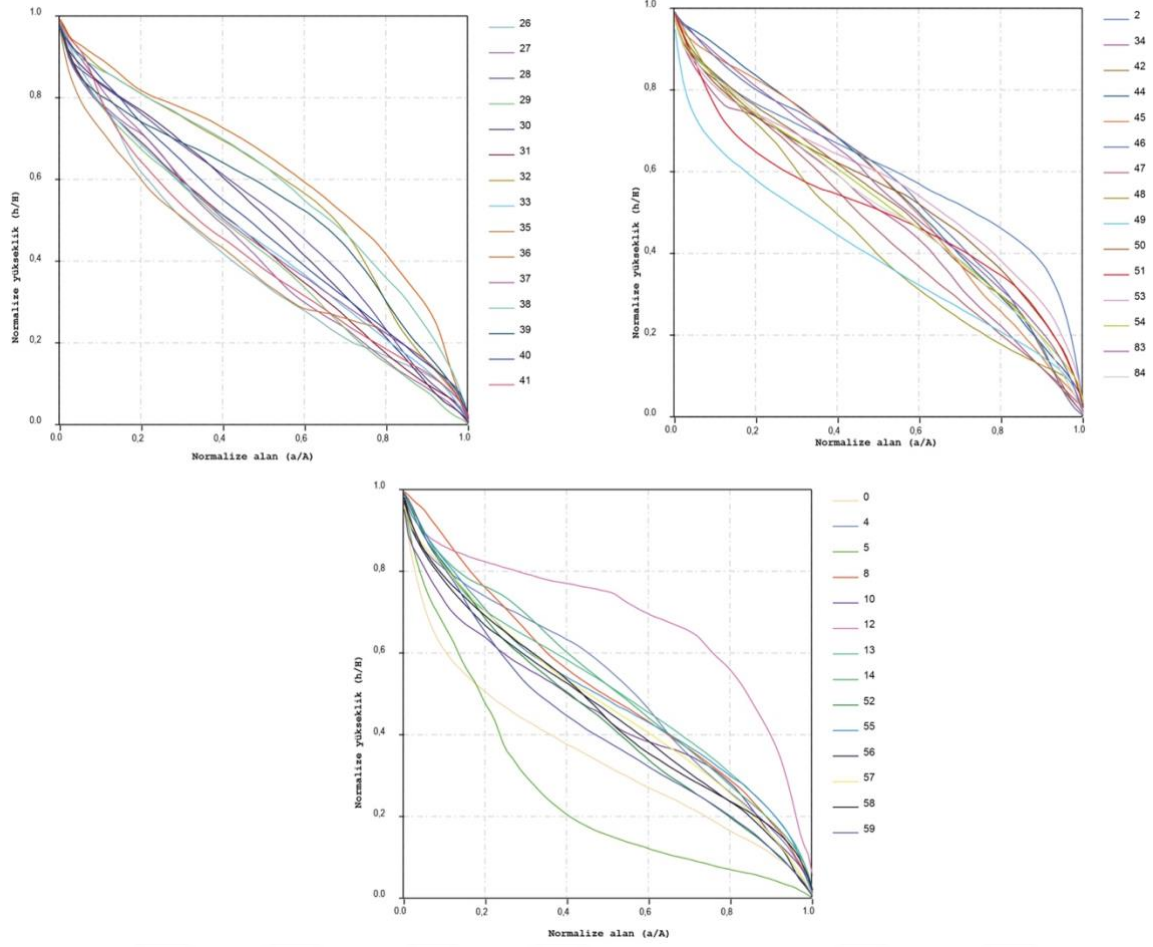
üzerinde hesaplanan Asimetri faktörü değerlerine bakıldığında 66 havzanın eğimlendiği ve 19 havzanında eğimlenmediği görülmektedir. Sola ve sağa doğru eğimlenen havzaların Narlı Fayı'nın orta kesiminde yer alan Konalga Köyü'nden itibaren başlayarak Narlı Fayı'nın doğu kesimine doğru (Övüncük ve Çizgili köyleri) artmaktadır. Konalga Köyü, Dokuzdam Köyü ve Sırmalı Köyü hattı boyunca doğu-batı uzanımında yer alan 13 adet sağa doğru eğimli havza ve 8 adet sola doğru eğimli havza yer almaktadır.



Şekil 5.6. Narlı Fayı üzerinde hesaplanan asimetri indeks değerlerini haritası

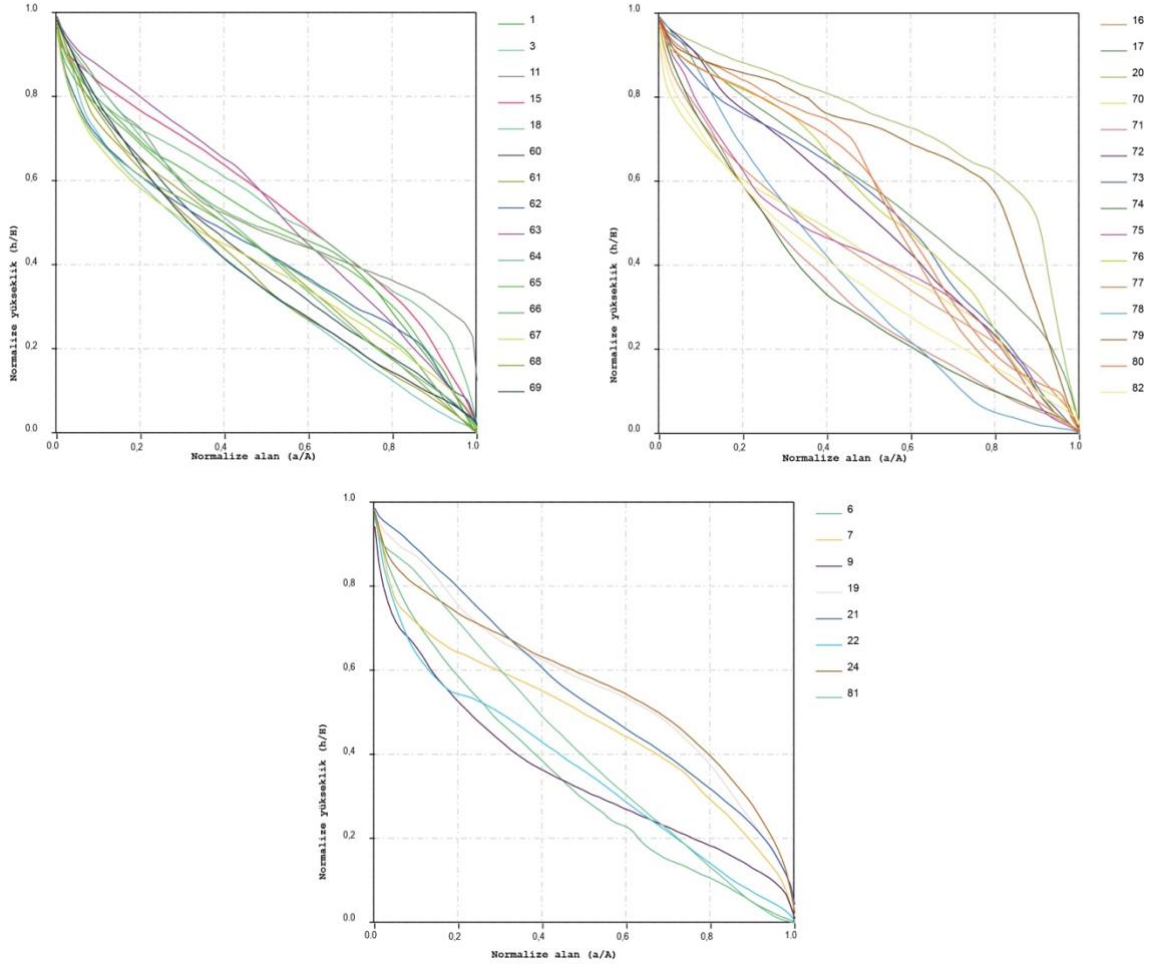
5.4. Normalleştirilmiş Kanal Diklik İndeksi (K_{sn})

Normalleştirilmiş kanal dikliği indeksi analiz sonucu elde edilen verilerin yüksek olması tektonizma ile karşı karşıya kalan alanları gösterirken, aynı zamanda erozyon oranının yüksek olduğu ve eğimi yüksek olan nehirlerin varlığına işaret etmektedir (DiBiase vd., 2010; Kirby ve Whipple, 2012). Morfometrik analizlerinin bir bölümü olarak, akarsu ölçeğinde değişik tektonik ortamları potansiyel olarak ifade eden birden oluşan eğim kırıklıklarını açıklamak için 65 akarsu kanalında normalleştirilmiş kanal diklik indeksi (K_{sn}) hesaplanmıştır (Şekil 5.7).



Şekil 5.9. S2 segmentinde yer alan alt-havzalara ait hipsometrik eğri grafikleri

S2 segmentinin güneyinde bulunan S1 segmenti Ziril ve Alakan derelerini kontrol etmektedir. S1 segmentinin batı kesimlerin de yeralan havzalar genel olarak olgunluk evresinde olduğu ve orta derece kazılmış havzalar şeklindedir. Bu havzalar S-şekilli havzalar olup integral değerleri 0.3 ile 0.5 arasında değişmektedir. S1 segmentinin ortalarına doğru gidildikçe özellikle fayın güneyinde yeralan havzaların hipsometrik integral değerleri yükselmektedir. Bu alanda yer alan havzaların daha genç havzalar olduğu ve dış bükey eğriler sunmaktadır. Genel olarak bu havzaların HI değerleri 0.5'den büyüktür (Şekil 5.10). S1 segmentinin doğusunda bulunan Alakan Deresine akaçlanan havzalar çoğunlukla S-şekilli hipsometrik eğriler olup hesaplanan HI değerleri 0.3 ile 0.5 arasında görülmektedir. Bu alanda fayın hemen kuzeyinde yeralan bir adet havzanın iç bükey eğri sunduğu ve bu eğri altında kalan integral değerinin 0.3'den küçük olduğu hesaplanmıştır. Bu havzanın çalışma alanı içerisindeki en yaşlı havza olduğunu göstermekle beraber bu havzanın tektonizmadan çok erozyon faaliyetlerinden etkilendiği tespit edilmiştir.



Şekil 5.10. S1 segmentinde yer alan alt-havzalara ait hipsometrik eğri grafikleri

5.6. Akarsu uzunluk-gradyan indeksi (SL)

Tektonizmanın akarsu aşındırma kuvvetini ortaya çıkartmak için Narlı Fayı üzerinde hesaplanan *SL* indeks değerleri 6 ile 4700 arasında değişmektedir (Şekil 5.11). Bu değerler (a) <100, (b) 100-200, (c) 200-300, (d) 300-400, (e) >400 olmak üzere 5 sınıfa ayrılmıştır.

Çalışma alanında yer alan akarsuların *SL* indeks değerleri hesaplanırken, iki farklı yöntem izlenmiştir. Ana dereler boyunca (Körüklü, Alakan, Zırıl deresi) ve bu derelere akaçlanan yan kollar üzerinde indeks değerleri hesaplanmıştır. Ayrıca çalışma alanının kuzey ve güney bölgelerinde *SL* indeks değerleri hesaplanmış olup, S1 ve S2 segmentinin oluşturduğu deformasyon alanı boyunca indeks hesaplanmamıştır (Şekil 5.11). Bununla birlikte çalışma alanında akarsu uzunluk-gradyan indeksi hesaplamaları için gerekli olan

S1 segmenti, Zırıl Deresi boyunca yüksek *SL* değerlerine sahip iken (>400), doğu kesiminde yer alan Alakan Deresi boyunca daha düşük *SL* değerleri (300-400) sunmaktadır. Bununla birlikte S1 segmentinin güney kesiminde de yüksek *SL* değerleri elde edilmiştir. Segment boyunca çalışma alanının en doğu kesimine gelindiğinde ise düşük *SL* değerleri görülmektedir.

Narlı, Sugeldi, Berakun, Konalga, Dereiçi, Alantaş ve Dokuzdam köyleri boyunca doğu-batı doğrultusunda yer alan akarsuların orta ve yüksek *SL* değerleri sunması akarsu aşındırma kuvvetinin göreceli olarak bu alanlarda fazla olduğunu gösterir.



6. TARTIŞMA VE SONUÇ

Arap ve Avrasya levhaları arasında meydana gelen kıta-kıta yakınsaması; Doğu Anadolu Kısısalı Bölgesi'nde kabuk kalınlaşmasına ve bölgenin yükselmesine neden olmuştur (Şengör ve Kidd, 1979; Şaroğlu ve Yılmaz, 1986; Dewey vd., 1986; Yılmaz vd., 1987). Çalışma alanını oluşturan Narlı Fayı, Doğu Anadolu Kısısalı Bölgesi'nin 3500 metreye ulaşan yüksek kesimlerinde yer almaktadır (Van Gölü'nün güneyi, Çatak İlçesi'nin 10 km güneyinde).

K-G sıkışma rejimine bağlı olarak şekillenen ve BZBZ'nin doğu kesiminin kuzey tarafını lokal ölçekte denetleyen Narlı Fayı, iki farklı segmentten oluşmaktadır. Kuzeyde yer alan S2 segmenti 24 km uzunluğunda olup D-B doğrultusunda uzanmaktadır. Güneyde yer alan S1 segmenti ise 32 km uzunluğunda ve $K75^{\circ}B-K55^{\circ}D$ arasında doğrultuya sahiptir. S1 segmenti aynı zamanda Konalga Köyü'nden itibaren içbükey bir geometri sunarak Taşlıyazı Köyü'ne kadar uzanmaktadır. Narlı Fayı'nın oluşturduğu deformasyon alanı S1 ve S2 segmentleri arasında bulunan ve yaklaşık 5 km genişliğinde bir zonda meydana gelmektedir. Gelişen bu deformasyon zonu içerisinde bölgede aktif heyelanlar ve paleoheyelanlar yer almaktadır. Bunlardan sadece biri Konalga Heyelan alanı olup, yerleşim yerini etkilediğinden dolayı AFAD tarafından afete maruz bölge ilan edilmiştir. Yine S1 segmentinin güneyinde yani taban blokta yer alan krip şeklinde birçok aktif heyelan da mevcuttur. S1 segmentinin güney kesimi kuzey kesime göre nispeten daha yumuşak bir topoğrafya sergilemektedir. Narlı Fayı'na ait S1 segmentinin kuzey kesimi oldukça engebeli araziye sahip eğimli bir morfolojiye sahiptir.

Emre vd. (2013) tarafından adlandırılan Konalga segmenti olarak tanımlanan segment bu çalışma kapsamında Narlı Fayı'na ait S1 ve S2 segmentleri olarak ayrılmıştır. Bu segmentler Kuvaterner fayı olarak tanımlanmıştır (Emre vd., 2013). Fakat bu tez çalışmasında bölgedeki heyelanlar hem morfoloji hem de morfometrik indeks sonuçları birlikte değerlendirildiğinde Narlı Fayı segmentlerinin bölgedeki deformasyonun kontrolünde aktif olduğu görülmektedir.

Narlı Fayı'nın her iki segmenti üzerinde hesaplanan S_{mf} değerleri 1.10 ile 1.29 arasındadır. S1 ve S2 segmentleri göreceli olarak değerlendirildiğinde S2 segmentinin

düşük Smf değerlerine sahip olduğu ve göreceli tektonik aktivitesinin fazla olduğu belirlenmiştir.

65 farklı noktada hesaplanan Vf değerleri; 0.04 ile 0.33 arasındadır. Bu değerlere göre, Narlı Fayı'nın S1 segmentinin Vf değerlerinin daha düşük olduğu ve tektonizmadan kaynaklı "V" şekilli vadilerin daha fazla olduğu ortaya konulmuştur. Segmentler üzerinde hesaplanan Vf değerleri genel olarak düşük değerler sunmaktadır. Vf değerlerinin düşük olması vadilerin tektonizmadan etkilendiğinin ve bu vadilerin derine doğru kazıldığına bir göstergesidir.

Smf ve Vf değerleri bağıntısı ile elde edilen Rockwell vd. (1984) tarafından ortaya konulan grafiksel bağlantı değerlendirildiğinde S1 segmentinin yükselim hızının daha fazla olduğu (>0.5 mm/yıl) fakat S2 segmentinin ise göreceli olarak daha düşük yükselme hızına sahip olduğu (0.5 mm/yıl) belirlenmiştir. Bu göreceli yükselim hızı farklılığının BZBZ'den kaynakladığı ve zondan uzaklaştıkça kuzeye doğru yükselim hızının farklılaştığı görülmektedir.

Narlı Fayı'nın kontrol ettiği 85 adet alt havza üzerinde Asimetri Faktörü indeksi gerçekleştirilmiştir. 25 adet alt havzanın baskın asimetric havza olduğu ve havzalarında 15 adetinin S1 ve S2 segmentleri arasında kalan deformasyon zonu içerisinde geliştiği görülmektedir. Özellikle Dereiçi ve Konalga köyleri civarında hesaplanan baskın asimetric havzalar aktif ve paleoheyelan bölgesinde yer almaktadır. Dolayısıyla bu alandaki baskın asimetric havzaların deformasyon ile birlikte krip şeklindeki akma olaylarından da etkilendiği söylenebilir. Asimetri indeksi değerlerine bakıldığında ise S1 ve S2 segmentleri arasında kalan Konalga, Dokuzdam ve Sırmalı köyleri doğrultusunda toplamda sağa doğru eğimli (16 adet alt havza) ve sola doğru eğimli (17 adet alt havza) havzaların varlığı görülmektedir. 5 km'lik deformasyon zonu boyunca gözlenen sağa ve sola doğru havzaların varlığı deformasyonun özellikle iki segment arasında yüksek olduğunu göstermektedir.

Bu havzalar üzerinde iki farklı yönde ve ileri derecede tiltlenme gözlenmesi aslında S1 ve S2 segmentlerinin Narlı Fayı'nın doğu kesiminde daha genç olduğunu ve deformasyonu daha fazla kontrol ettiği şeklindedir. Narlı Fayı'nın KB kesiminde gözlenen hem düşük asimetri faktörleri hem de düşük asimetri indeksleri fayın batı kesiminde daha az deformasyon oranının olduğunu göstermektedir.

Çalışma alanında 65 akarsu kanalında *Ksn* indeksi hesaplanmıştır. Elde edilen *Ksn* değerleri 1.13 ile 1017 arasındadır. Yüksek değerler S1 segmentinin doğu ucunda ve S2 segmentinin batı ucunda yoğunlaşmaktadır. Özellikle S1 ve S2 segmentleri arasında yer alan Konalga ve Körüklü köyleri civarında da yüksek değerler gözlenmektedir. Yüksek değerler bu alanlarda yer alan dere kollarının eğim ve erozyon oranının fazla olduğunu göstermektedir. Ayrıca *Ksn* değerleri çalışma alanı boyunca değerlendirildiğinde, deformasyonun en yüksek olduğu alanların kuzeybatı-güneydoğu şeklinde bir doğrultuda devam ettiği görülmektedir.

Çalışma alanında toplam 83 adet alt havzada Hipsometrik Eğri ve Hipsometrik İntegral değerleri hesaplanmıştır. S1 segmenti üzerinde hesaplanan 41 alt havzanın 21 adedi dışbükey eğri ve *HI* değeri 0.5'ten büyük olduğu görülmektedir. 20 adet alt havzanın da "S" şekilli eğri ve *HI* değerinin ise 0.3 ile 0.5 arasında olduğu belirlenmiştir. S2 segmenti üzerinde hesaplanan 42 adet alt havzanın 27 adedi dışbükey eğri ve *HI* değeri 0.5'ten büyük olduğu hesaplanmıştır. 15 alt havzanın ise "S" şekilli eğri ve *HI* değerinin 0.3 ile 0.5 arasında olduğu görülmektedir. *HI* ve *HE* değerlerine bakıldığında S1 segmentinin göreceli olarak daha genç havzalara sahip olduğu ve kazılma olayının daha baskın olduğu söylenebilir.

Narlı Fayı'nın denetlediği akarsu kanalları üzerinde toplamda 65 adet *SL* değeri hesaplanmıştır. *SL* değerleri 6 ile 4700 arasındadır. Yüksek *SL* değerleri ($SL > 400$) Narlı Fayı'nın güney kesiminde yer alan S1 segmenti üzerinde görülmektedir. Bu kesimler Berakun ve Konalga köyleri arasında yer almaktadır. Dolayısıyla S1 segmenti *SL* değerlerine bağlı olarak bölge içindeki deformasyonu daha fazla kontrol etmektedir.

SL değerleri *AF* değerleri ile korele edildiğinde Narlı Fayı'nın güneyini oluşturan S1 segmentinin bölge içerisindeki deformasyonunu daha fazla kontrol ettiği görülmektedir. Özellikle S1 segmentinin $K65^{\circ}-75^{\circ}B$ doğrultusunda devam ettiği Berakun ve Konalga köyleri arasında *SL* değerleri 4700 olarak hesaplanmıştır. Bu değerler Narlı Fayı'nın kontrol ettiği 2-4 km arasında uzunluğa sahip akarsular üzerinde ölçülmüştür.

Tüm morfometrik indeks değerlerine bakıldığında S1 segmentinin tavan bloğu ve S2 segmentinin taban bloğu olarak değerlendirilen ve 5 km genişliğindeki deformasyon zonunun yüksek tektonik aktivite sergilediği görülmektedir. Bununla birlikte, S1 ve S2 segmentleri arasında göreceli tektonik aktivite değerlendirildiğinde, Narlı Fayı'nın kuzeyinde yer alan diğer segmente göre daha yüksek tektonik aktiviteye sahip olduğunu

göstermektedir. Bununla birlikte Narlı Bindirme Fayı'nın uzun dönem etkisinin topoğrafya üzerindeki yansıması bölgede yer alan eski ve aktif heyelanlar ile net bir şekilde görülmektedir.



KAYNAKLAR

- Akkaya, İ., Şengül, M., A., Özvan, A., Tapan, M. (2013). Yüksekova (Hakkari) bölgesinin depremselliği ve sismik tehlike analizleri. *İstanbul Üniversitesi Yerbilimleri Dergisi*, 26(1), 39–53.
- Aktaş, G., Robertson, A. H. F. (1984). The Maden Complex, SE Turkey: evolution of a Neotethyan active margin. *Geological Society, London, Special Publications*, 17(1), 375-402.
- Aktürk, A. (1985). **Çatak-Narlı (Van) Yöresi'nin Stratigrafisi ve Tektoniği**. Maden Tektit ve Arama Genel Müdürlüğü: Ankara, Türkiye.
- Al-Lazki, A. I. (2003). **Crustal and upper mantle structure of Oman and the northern Middle East**. Cornell University, Newyork.
- Allen, M., Jackson, J., and Walker, R. (2004). Late Cenozoic reorganization of the Arabia–Eurasia collision and the comparison of short-term and long-term deformation rates. *Tectonics*, 23(2), 121-132.
- Alipoor, R., Poorkermani, M., Zare, M., El Hamdouni, R. (2011). Active tectonic assessment around Rudbar Lorestan dam site, High Zagros Belt (SW of Iran). *Geomorphology*, 128, 1–14.
- Angus, D.A., Wilson, D.C., Sandvol, E., Ni, J.F. (2006). Lithospheric structure of the Arabian and Eurasian collision zone in eastern Turkey from S-wave receiver functions. *Geophysical Journal International*, 166(3), 1335-1346.
- Arpat, E., Şaroğlu, F ve İz, H.B. (1977). 1976 Çaldıran Depremi. *Yeryuvarı ve İnsan*, 17, 29-41.
- Azor, A., Keller, E.A., Yeats, R.S. (2002). Geomorphic indicators of actiand fold growth: South Mountain-Oak Ridge anticline, Andntura basin, southern California. *Bulletin of the Geological Society of America*, 114, 745-753.
- Bahrami, S. (2013). Tectonic Controls On The Morphometry Of Alluvial Fans Around Danekkhoshk Anticline, Zagros, Iran. *Geomorphology*, 180, 217-230.
- Berberian, M. (1995). Master “blind” thrust faults hidden under the Zagros folds: active basement tectonics and surface morphotectonics. *Tectonophysics*, 241(3-4), 193-224.
- Blanc, E. J.-P., Allen, M. B., Inger, S., Hassani, H. (2003). Structural styles in the Zagros Simple Folded Zone, Iran. *Journal of the Geological Society, London*, 160, 401-412.
- Bozkurt, E. (2001). Neotectonics of Turkey – a synthesis. *Geodinamica Acta*, 14, 3– 30.
- Bull, W.B. (1977). *Tectonic geomorphology of the Mojaand Desert, California, U.S. Geological Surandy Contract Report*, 14-0-001-G-394.
- Bull, W.B. (2007). *Tectonic Geomorphology of Mountains: A New Approach to Paleoseismology*. Wiley- Blackwell, USA. 328.
- Bull, W.B., McFadden, L.D. (1977). Tectonic geomorphology north and south of the Garlock fault, California. ***Geomorphology in Arid Regions***, State University of New York, Binghamton, 115-138.
- Chen, Y.C., Sung, Q., Cheng, K.Y. (2003). Along-strike variations of morphotectonic features in the Western Foothills of Taiwan: Tectonic implications based on stream-gradient and hypsometric analysis. *Geomorphology*, 56, 109-137.
- Ciccacci, S., D'Alessandro, L., Fredi, P., Palmieri, E.L. (1992). Relations between morphometric characteristics and denudational processes in some drainage basins of Italy. *Zeitschrift fur Geomorphologie*, 36, 53-67.

- Cihangir, M. E., Görüm, T. (2016). Kelkit vadisinin aşağı çıkışında gelişmiş heyelanların dağılım deseni ve oluşumlarını kontrol eden faktörler. *Türk Coğrafya Dergisi*, 66, 19-28.
- Copley, A., Jackson, J. (2006). Active tectonics of the Turkish-Iranian Plateau. *Tectonics*, 25, 1-19.
- Cyr, D.E. Granger A.J., Olivetti, V., Molin, P. (2010). Quantifying rock uplift rates using channel steepness and cosmogenic nuclide-determined erosion rates: examples from northern and southern Italy. *Lithosphere*, 2, 188-198.
- D'Alessandro, L., Del Monte, M., Fredi, P., Lupia-Palmeri, E., Peppoloni, S. (1999). Hypsometric analysis in the study of Italian drainage basin morphoevolution. *Transactions, Japanese Geomorphological Union*, 20, 187-202.
- Dar, R.A., Romshoo, S.A., Chandra, R., Ahmad, I. (2014). Tectono-geomorphic study of the Karewa Basin of Kashmir Valley. *Journal of Asian Earth Sciences*, 92, 143-156.
- Davis, W.M. (1892). The convex profile of badland divides. *Science*, 20, 245-252.
- Daxberger, H., Dalumpines, R., Scott, D. M., Riller, U. (2014). The ValleyMorph Tool: An automated extraction tool for transverse topographic symmetry (T-) factor and valley width to valley height (Vf-) ratio. *Computers & Geosciences*, 70, 154-163.
- De Righi, M. R., & Cortesini, A. (1964). Gravity tectonics in foothills structure belt of southeast. *Turkey. AAPG Bulletin*, 48(12), 1911-1937.
- Dehbozorgi, M., Pourkermani, M., Arian, M., Matkan, A. A., Motamedi, H., Hosseiniasl, A. (2010). Quantitative Analysis Of Relative Tectonic Activity In The Sarvestan Area, Central Zagros, Iran. *Geomorphology*, 121, 329 – 341.
- Delcaillau, B., Carozza, J., Laville, E., Amrhar, M., Sheikholeslami, R. (2007). New geomorphic criteria on lateral propagation of blind thrust-related fold growth accommodating oblique convergence. *Annales de Géomorphologie / Annals of Geomorphology / Zeitschrift für Geomorphologie*, 51(2), 141-163.
- Dercourt, J., Zonenshain, L. P., Ricou, L. E., Kazmin, V. G., Le Pichon, X., Knipper, A. L., ve Biju-Duval, B. (1986). Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias. *Tectonophysics*, 123(1-4), 241-315.
- Dewey, J.F., Hempton, M.R., Kidd, W.S.F., Saroglu, F., Şengör, A.M.C. (1986). Shortening of continental lithosphere: The neotectonics of Eastern Anatolia - A young collision zone. *Geological Society Special Publication*, 1(36), 383-393.
- Dewey, J.F., Pitman, W., Ryan, W., ve Bonnin, J. (1973). Plate tectonics and the evolution of the Alpine System. *Geol, Soc, Amer, Bull*, 84, 3137-3180
- Dewey, J. F., Sengor, A. M. C. (1979). Aegean and surrounding regions: complex multi-plate and continuum tectonics in a convergent zone. *Bull. Geol. Soc. Am.* 90, 89-92
- DiBiase R.A., K.X. Whipple, A.M. Heimsath, W.B. (2010). Ouimet Landscape form and millennial erosion rates in the San Gabriel Mountains. *CA Earth Planet. Sci. Lett.*, 289, 134-144.
- Dirik, K. (2015). Yapısal Jeoloji. Hacettepe Üniversitesi Ders Notları.
- Duman, T. Y., Çan, T., Emre, O., Kadirioglu, F. T., Basturk, N. B., Kılıç, T., Arslan, S. (2018). Seismotectonic database of Turkey. *Bulletin Of Earthquake Engineering*, 16(8), 3277-3316.
- Duvall, A., Kirby, E., Burbank, D.W. (2004). Tectonic and lithologic controls on bedrock channel profiles and processes in coastal California. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 109(F3).

- El Hamdouni, R., Irigaray, C., Fernández, T., Chacón, J., Keller, E.A. (2008). Assessment of relatiand actiand tectonics, southwest border of the Sierra Nevada (southern Spain). *Geomorphology*, 96, 150-173.
- Emre, Ö., Duman, T. Y., Özalp, S. Elmacı, H., Olgun, S., Şaroğlu, F. (2013). **Active Fault Map of Turkey with an Explanatory Text 1: 1.250.000 scale**. General Directorate of Mineral Research and Exploration, Special Publication Series, 30.
- Font, M., Amorese, D., Lagarde, J.L. (2010). DEM and GIS analysis of the stream gradient index to evaluate effects of tectonics: The Normandy intraplate area (NW France). *Geomorphology*, 119, 172-180.
- Giaconia, F., Booth-Rea, G., Martínez-Martínez, J.M., Azañón, J.M., Pérez-Peña, J.V., Pérez-Romero, J., Villegas, I. (2012). Geomorphic evidence of active tectonics in the Sierra Alhamilla (eastern Betics, SE Spain). *Geomorphology*, 145-146, 90-106.
- Giamboni, M., Wetzel, A., Schneider, B. (2005). Geomorphic response of alluvial riandrs to actiand tectonics: Example from the southern Rhine Graben. *Australian Journal of Earth Sciences*, 97, 24-37.
- Gilbert, G.K. (1877). **Geology of the Henry Mountains, (Utah), Geographical and Geological Survey of the Rocky Mountains Region. U.S.**, Government Printing Office, Washington, D.C., US, 160.
- Glade, T., Davertzhofen, V. (2005). GIS-based landslide risk analysis in Rheinhessen, Germany, *Natural Hazards*, 119, 225-242.
- Glade, T. Crozier, M.J. (2005). A review of scale dependency in landslide hazard and risk analysis. In *Landslide hazard and risk* (ed. by T. Glade, M.G. Anderson & M.J. Crozier): 75-138.
- Gordon, R.G. (1998). The plate tectonic approximation: plate nonrigidity, diffuse plate boundaries, and global plate reconstructions. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 26, 615-642.
- Göncüoğlu, C. Turhan, N. (1980). New results on the age Bitlis metamorphics. *Bulletin of the Mineral Research And Exploration Institute of Turkey*, 95-96.
- Görüm, T., Fan, X., vanWesten, C.J., Huang, R., Xu, Q., Tang, C., Wang, G. (2011). Distribution pattern of earthquake-induced landslides triggered by the 12 May 2008 Wenchuan earthquake. *Geomorphology*, 133, 152-167.
- Gürbüz, A., Gürer, Ö. F., 2008. Tectonic geomorphology of the north Anatolian Faultzone in the Lake Sapanca Basin (eastern Marmara region, Turkey). *Geosciences Journal*, 12(3), 215-225.
- Gürsoy, H., Temiz, H., Poisson, A.M. (1992). Recent faulting in the Sivas area (Sivas basin, Central Anatolia, Turkey). *C.U. Müh. Fak. Derg., Seri A-Yerbilimleri*, 9(1), 11-17.
- Hack, J. T. (1973). Stream-profile analysis and streamgradient index. *Journal of Research of the us Geological Survey*, 1(4), 421-429.
- Hall, R. (1976). Ophiolite emplacement and the evolution of the Taurus suture zone, southeastern Turkey. *Geological Society of America Bulletin*, 87, 1078-1088.
- Harkins, N.W., Anastasio, D.J., Pazzaglia, F.J. (2005). Tectonic geomorphology of the RedRock fault, insights into segmentation and landscape evolution of a developingrange front normal fault. *Journal Structucral Geology*, 27, 1925-1939.
- Hempton, M. R., Dunne, L. A. (1984). Sedimentation in pull-apart basins: active examples in eastern Turkey. *The Journal of Geology*, 92(5), 513-530.
- Hessami, K., & Jamali, F. (2006). Explanatory notes to the map of major active faults of Iran. *Journal of Seismology and Earthquake Engineering*, 8(1), 1-11.

- Hisarlı, M.Z., Çinku, M.C., Ustaömer, T., Keskin, M. ve Orbay, N. (2016). Neotectonic deformation in the Eurasia–Arabia collision zone, the East Anatolian Plateau, E Turkey: evidence from palaeomagnetic study of Neogene–Quaternary volcanic rocks. *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)*, 105, 139–165.
- Hüsing, S.K., Zachariasse, W.J., van Hinsbergen, D.J.J., Krjgsman, W., İnceöz, M., Harzhauser, M., Mandic, O., Kroh, A. (2009). Oligocene–Miocene basin evolution in SE Anatolia, Turkey: constraints on the closure of the eastern Tethys gateway. *Geological Society, London, Special Publications*. 311, 107-132.
- Jackson, J. A. (1980). Reactivation of basement faults and crustal shortening in orogenic belts. *Nature*, Lond, 283, 343-6.
- John, B., Rajendran, C. (2008). Geomorphic indicators of Neotectonism from the Precambrian terrain of Peninsular India: a study from the Bharathapuzha Basin, Kerala. *Journal of the Geological Society of India*, 71, 827-840.
- Keefer, D. K. (1984). Landslides caused by earthquakes. *Geological Society of America Bulletin*, 95(4), 406-421.
- Keller, E. A., 1986. **Investigation of active tectonics: Use of surficial Earth processes. Active tectonics, Studies in Geophysics.** (Editor: R. E. Wallace). National Academy Press, Washington DC. 136–147.
- Keller, E. A., Pinter, N. (2002). **Active Tectonics.** Prentice Hall, New Jersey. 362.
- Keller, E.A., Seaandr, D.B., Laduzinsky, D.L., Johnson, D.L., Ku, T.L. (2000). Tectonic geomorphology of actiand folding oandr buried reandrse faults: San Emigdio Mountain front, Southern San Joaquin Valley, California. *Bulletin of the Geological Society of America*, 112, 86-97.
- Kelling, G., Gökçen, S. L Floyd, P. A., Gökçen, N. (1987). Neogene tectonics and plate convergence in the eastern Mediterranean: New data from southern Turkey, *Geology*, 15, 425 – 429.
- Keskin, M. (2003). Magma generation by slab steepening and brakoff beneath a subduction-accretion complex: an alternative model for collision-related volcanism in Eastern Anatolia. Turkey. *Geophys. Res. Lett*, 30 (24), 8046.
- Ketin, İ. (1947). Kurzer Bericht über die letzten Erdbeben in der Türkei. *Geol. Rdsch*, 35, 78-97.
- Ketin, İ. (1977). Van Gölü ile İran Sınırı Arasındaki Bölgede Yapılan Jeoloji Gözlemlerinin Sonuçları Hakkında Kısa Bir Açıklama. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 20, 79–85.
- Ketin, İ. (1969). Kuzey Anadolu Fayı Hakkında. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 72, 1-27
- Kirby, E., Whipple, K. X. (2012). Expression of active tectonics in erosional landscapes, *Journal of Structural Geology*, 44, 54-75.
- Koçyiğit, A., Yılmaz, A., Adamia, S., Kuloshvili, S. (2001). Neotectonic of East Anatolian Plateau (Turkey) and Lesser Caucasus: Implication for transition from thrusting to strike-slip faulting. *Geodinamica Acta*, 14, 177-195.
- Larsen, M. C., Simon, A. (1993). A rainfall intensity-duration threshold for landslides in a humid-tropical environment, Puerto Rico. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 75:1-2, 13-23.
- Lifton, N.A., Chase, C.G. (1992). Tectonic, climatic and lithologic influences on landscape fractal dimension and hypsometry: implications for landscape evolution in the San Gabriel Mountains, California. *Geomorphology*, 5, 77-114.
- Luo, W. (2002). Hypsometric analysis of Margaritifer Sinus and origin of valley networks. *Journal of Geophysical Research Planets*, 107 (E10), 5071.

- Luo, W., Howard, A. D. (2005). Morphometric analysis of Martian valley network basins using a circularity function. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 110:E12.
- Malik, J.N., Mohanty, C. (2007). Active tectonic influence on the evolution of drainage and landscape: geomorphic signatures from frontal and hinterland areas along the Northwestern Himalaya, India. *Journal of Asian Earth Sciences* 29, 604-618.
- McClusky, S., Balassanian, S., Barka, A., Demir, C., Ergintav, S., Georgiev, I., Gurkan, O., Hamburger, M., Hurst, K., Kahle, H., Kastens, K., Kekelidze, G., King, R., Kotzev, V., Lenk, O., Mahmoud, S., Mishin, A., Nadariya, M., Ouzounis, A., Paradissis, D., Peter, Y., Prilepin, M., Reilinger, R., Sanli, I., Seeger, H., Tealeb, A., Toksöz, M. N., Veis G. (2000). Global Positioning System constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus. *Journal Of Geophysical Research*, 105, 5695-5719.
- McClusky, S., Reilinger, R., Mahmoud, S., Ben Sari, D., Tealeb, A. (2003). GPS constraints on Africa (Nubia) and Arabia plate motions. *Geophysical Journal International*. 155(1), 126–138.
- McQuarrie, N. (2004). Crustal scale geometry of the Zagros fold–thrust belt, Iran. *Journal of structural Geology*, 26(3), 519-535.
- Mercan, Ç., Özdemir, Y., Oyan, V. (2018). Bitlis Kenet Kuşağı İçerisinde Gözlenen Kuvaterner Yaşlı Bazanitik Çatak (Van) Volkanitlerinin Jeolojik ve Jeokimyasal Özellikleri. 8. Jeokimya Sempozyumu, Antalya, Turkey, 23-24.
- Mercan, Ç. (2021). *Çatak (Van)-Kozluk (Batman) arasında yüzeylenen Maden Kompleksi volkanitlerinin jeolojik ve petrolojik özellikleri*. Yüksek lisans tezi. Van Yüzüncü Yıl Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Van, Türkiye.
- Merritts, D., Vincent, K.R. (1989). Geomorphic Response of Coastal Streams to Low, Intermediate, And High Rates of Uplift, Mendocino Triple Junction Region, Northern California. *Geol. Soc. Am. Bull.* 101, 1373–1388.
- Molinaro, M., Leturmy, P., Guezou, J. C., Frizon de Lamotte, D., & Eshraghi, S. A. (2005). The structure and kinematics of the southeastern Zagros fold-thrust belt, Iran: From thin-skinned to thick-skinned tectonics. *Tectonics*, 24(3), 87-101.
- Mouthereau, F., Lacombe, O., Vergés, J. (2012). Building the Zagros collisional orogen: timing, strain distribution and the dynamics of Arabia/Eurasia plate convergence. *Tectonophysics*, 532, 27-60.
- Ohmori, H. (1993). Changes in the hypsometric curand through mountain building resulting from concurrent tectonics and denudation. *Geomorphology*, 8, 263-277.
- Oral, B. M, Reilenger R, Toksöz, N, King R, Barka A, Kinik I, Lenk O. (1995). Coherent Plate Motion in the Eastern Mediterranean Continental Collision Zone, EOS 1-3.
- Ouimet, W.B., Whipple, K.X., Granger, D.E. (2009). Beyond threshold hillslopes: channel adjustment to base-level fall in tectonically active mountain ranges. *Geology*, 37, 579–582.
- Özkaya, G. (1978). *Yüksekova-Şemdinli Yöresi Stratigrafisi Tektonik Evrimi ve Petrol Olanakları- Hakkari*. Doçentlik Tezi, TPAO Rap. No; 1276, Ankara.
- Özkaya, İ. (1977). *Hakkari-Yüksekova bölgesi jeolojisi*. TPAO Arama Grubu, Rapor No:1129, 17.
- Özkaymak, Ç. (2015). Tectonic analysis of the Honaz Fault (western Anatolia) using geomorphic indices and the regional implications. *Geodinamica Acta*, 27 (2-3), 110-129.
- Özkaymak, Ç., Sağlam, A., Köse, O. (2003). *Van Gölü Doğusu Aktif Tektonik Özellikleri (Doğu Anadolu Türkiye)*. ATAG-7 (Aktif Tektonik Araştırma Grubu Yedinci

- Toplantısı) Makaleler Kitabı 1-3 Ekim 2003, s.54-60, Yüzüncü Yıl Üniversitesi, Jeoloji Müh. Böl., Van.
- Özkaymak, Ç., Sözbilir, H. (2012). Tectonic geomorphology of the Spiladağ high ranges, western Anatolia. *Geomorphology*, 173–174, 128–140.
- Özkul, M., Kerey, İ. E. (1996). Şelf derin-deniz kompleksinde fasiyes analizleri: Kırkgeçit Formasyonu (Orta Eosen-Oligosen), Baskil, Elazığ. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 5, 57-70.
- Özsayın, E. (2016). Relative tectonic activity assessment of the Çameli Basin, Western Anatolia, using geomorphic indices, *Geodinamica Acta*, 28(4), 241-253.
- Pamukçu, O., Akçığ, A. Z., Demirbaş, Ş., Zor E. (2010). Pure and Applied Geophysics, *Journal of Environmental and Engineering Geophysics*, 15 (4), 203-218.
- Pedrerá, A., Pérez-Peña, J.V., Galindo-Zaldívar, J., Azañón, J.M., Azor, A. (2009). Testing the sensitivity of geomorphic indices in areas of low-rate active folding (eastern Betic Cordillera, Spain). *Geomorphology*, 105, 218-231.
- Pérez-Peña, J.V., Azañón, J.M., Azor, A. (2009a). CalHypso: An ArcGIS extension to calculate hypsometric curands and their statistical moments. Applications to drainage basin analysis in SE Spain. *Computers and Geosciences*, 35: 1214-1223.
- Pérez-Peña, J.V., Azañón, J.M., Booth-Rea, G., Azor, A., Delgado, J., (2009b). Differentiating geology and tectonics using a spatial autocorrelation technique for the hypsometric integral. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 114, 112-135.
- Pérez-Peña, J.V., Azor, A., Azañón, J.M., Keller, E.A. (2010). Actiand tectonics in the Sierra Nevada (Betic Cordillera, SE Spain): Insights from geomorphic indexes and drainage pattern analysis. *Geomorphology*, 119: 74-87.
- Perinçek, D. (1978). V-VI-IX. Bölge (Güneydoğu Aandolu otokton-allokon birimler) jeoloji sembolleri. TPAO Arama Grubu, Arşiv No:6657.
- Perinçek, D. (1990). Hakkari İli ve Dolayının Stratigrafisi. Güneydoğu Anadolu Türkiye. *Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni*, 2(1): 21-68.
- Ramsey, L.A., Walker, R.T., Jackson, J. (2008). Fold evolution and drainage development in the Zagros Mountains of Fars province, SE Iran. *Basin research*, 20, 23-48.
- Rawat, J.S., Kumar, M., Biswas, V. (2014). Land use/cover dynamics using multi-temporal satellite imagery-A case study of Haldwani town area, district Nainital, Uttarakhand, India. *International Journal of Geomatics and Geosciences*, 4(3), 536-543.
- Reilinger, R., McClusky, S., Vernant, P., Lawrence, S., Ergintav, S., Cakmak, R., Ozener, H., Kadirov, F., Guliev, I., Stepanyan, R., Nadariya, M., Hahubia, G., Mahmoud, S., Sakr, K., ArRajehi, A., Paradissis, D., Al-Aydrus, A., Prilepin, M., Guseva, T., Evren, E., Dmitrota, A., Filikov, S. V., Gomez, F., Al-Ghazzi, R., and Karam, G. (2006). GPS constraints on continental deformation in the Africa - arabia-Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions. *Journal of Geophysical Research*, 111, 1–26, (B05411).
- Rockwell, T.K., Keller, E.A., Johnson, D.L. (1984). Tectonic geomorphology of alluvial fans and mountain fronts near Andntura, California. *Tectonic Geomorphology*, 183-207.
- Rodriguez, C. E., Bommer, J. J., Chandler, R. J. (1999). Earthquake-induced landslides: 1980–1997. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 18(5), 325-346.
- Różycka, M., Jancewicz, K., Migoń, P., Szymanowski, M. (2021). Tectonic versus rock-controlled mountain fronts–Geomorphometric and geostatistical approach (Sowie Mts., Central Europe). *Geomorphology*, 373, 107485.

- Safran, E.B., Bierman, P.R., Aalto, R., Dunne, T., Whipple, K.X., Caffee, M. (2005). Erosion rates driven by channel network incision in the Bolivian Andes. *Earth Surface Process and Landforms*, 30, 1007-1024.
- Sağlam Selçuk A., Mutlu, S., Erturaç, M.K., Üner, S., Sançar, T., Özsayın, E., Nar, A.Ç, Kul, A., Özdamar, S., Çakar, S., Kiray, H.N., Zabcı, C. (2021). Balık Gölü Fay Zonu'nun geometrisi ve paleosismoloji: önbulgular, **ATAG 24. Çalıştayı**, 16-18 Kasım 2021, Çevrimiçi.
- Sağlam Selçuk, A., Düzgün, M. (2017) .Başkale Fay Zonu'nun Tekonik Jeomorfolojisi, *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 155, 33-47.
- Sağlam-Selçuk, A., Erturaç, M.K., Nomade S. (2016). Geology of the Caldiran Fault, Eastern Turkey: Age, slip rate and implications on the characteristic slip behavior. *Tectonophysics*, 680, 155-173.
- Sandvol, E., Turkelli, N., Zor, E., Gok, R., Bekler, T., Gurbuz, C., Barazangi, M. (2003). Shear wave splitting in a young continent-continent collision: An example from Eastern Turkey. *Geophysical Research Letters*, 30(24), 155-175.
- Savcı, G. (1980). Doğu Anadolu Volkanizmasının Neotektonik Önemi. *Yeryuvarı ve İnsan*, 5, 3-14.
- Seyitoğlu, G., Esat, K., Kaypak B. (2017). The neotectonics of southeast Turkey, northern Syria and Iraq: the internal structure of the South East Anatolian Wedge and its relationship with the recent earthquakes. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 26, 105-126.
- Shahzad, F., Gloaguen, R. (2011). Tecdem: A MATLAB Based Toolbox For Tectonic Geomorphology, Part1: Drainage Network Preprocessing And Stream Profile Analysis. *ComputerGeoscience*, 37, 250–260.
- Silva, P.G., Goy, J.L., Zazo, C., Bardají, T. (2003). Fault-generated mountain fronts in southeast Spain: Geomorphologic assessment of tectonic and seismic activity. *Geomorphology*, 50: 203-225.
- Small, R.J. (1978). **The study of landforms**. Cambridge University Press, Cambridge.
- Stampfli, G. M., Borel, G. D. (2002). A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons. *Earth and Planetary Science Letters*, 196(1-2), 17-33.
- Strahler, A.N. (1952). Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. *Bulletin of the Geological Society of America*, 63, 1117-1142.
- Sung, Q-C., Chen, Y-C. (2004). Self-affinity dimensions of topography and its implications in morphotectonics: an example from Taiwan. *Geomorphology*, 62, 181-198.
- Sungurlu, M.O. (1984). Tectonics of the Mediterranean Cimmerides: nature and evolution of the western termination of Palaeo-Tethys. *Geological Society, London, Special Publications*, 17(1), 77–112.
- Şaroğlu, F., Güner, Y. (1981). Doğu Anadolu'nun jeomorfolojik gelişimine etki eden öğeler: Jeomorfoloji, tektonik, volkanizma ilişkileri. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 24(2), 39-50.
- Şaroğlu, F., Yılmaz, Y. (1986). Doğu Anadolu'da neotektonik dönemdeki jeolojik evrim ve havza modelleri. *MTA dergisi*, 107, 73-94.
- Şenel, M. (2002). *1:100.000 Ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları No:43 Hakkâri-N52 ve N53 Paftaları*. Maden Tetkik Arama Enstitüsü, Jeoloji Etütleri Dairesi, Ankara.
- Şengör A. M. C., Ozeren, S., Genç, T., Zor, E. (2003). Solid Earth-Special Section: The Turkey Seismic Experiment: The Study of a Young Continent-Continent n

- Collision-TUR 8. East Anatolian high plateau as a mantle-supported, north-south shortened. *Geophysical Research Letters*, 30(24), 12-25.
- Şengör, A. C., Yılmaz, Y. (1981). Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach. *Tectonophysics*, 75(3-4), 181-241.
- Şengör, A. C., Yılmaz, Y., Ketin, I. (1980). Remnants of a pre-Late Jurassic ocean in northern Turkey: fragments of Permian-Triassic Paleo-Tethys?. *Geological Society of America Bulletin*, 91(10), 599-609.
- Şengör, A. M. C., Kidd, W. S. F. (1979). Post-collisional tectonics of the Turkish-Iranian plateau and a comparison with Tibet. *Tectonophysics*, 55(3-4), 361-376.
- Şengör, A. M. C., Yılmaz, Y. (1981). Tethyan evolution of Turkey: A plate tectonic approach. *Tectonophysics*, 75: (3-4), 181-190, 193-199, 203-241.
- Şengör, A.M.C., Görür, N., Şaroğlu, F. (1985). Strike-slip Faulting and Related Basin Formation in Zones of Tectonic Escape: Turkey as a Case Study. In: T.R. Biddle and Christie-Blick (Editors), *Strike-slip Deformation, Basin Formation and Sedimentation. Soc. Econ. Palaeontol. Mineral., Spec. Publication*, 37, 227-264.
- Ternek, Z. (1953). Van Gölü Güney Doğu Bölgesinin Jeolojisi. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 4(2), 1-32.
- Topal, S., Özkul, M. (2018). Determination of relative tectonic activity of the Honaz fault (SW Turkey) using geomorphic indices. *Pamukkale Üniversitesi Mühendislik Bilimleri Dergisi*, 24(6), 1200-1208.
- Toudeshki, V.H., Arian, M. (2011). Morphotectonic analysis in the Ghezel Ozan river basin, NW Iran. *Journal of Geography and Geology*, 3, 258-275.
- Trifonov, V.G., Vostrikov, G.A., Trifonov, R.V., Karakhanian, A.S., Soboleva, O.V. (1998). Recent Geodynamic Characteristic in the Arabian-Eurasian and Indian-Eurasian Collision Region by Active Fault Data. *Tectonophysics*, 308, 119-131.
- Troiani, F., 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, 159-168.
- Türkelli, N., Sandvol, E., Zor, E., Gök, R., Bekler, T., Al-Lazki, A., Karabulut, H., Kuleli, S., Eken, T., Gürbüz, C., Bayraktutan, S., Seber, D., Barazangi M. (2003). Seismogenic Zones in Eastern Turkey. *Geophys. Res. Lett.*, 30(24), 8039.
- Üner, S. (2003). *Van Gölü doğusu (Beyüzümü- Göllü dolayı) Pliyo-Kuvaterner yaşlı karasal çökellerin sedimentolojisi*, Yüksek lisans tezi. Van Yüzüncü Yıl Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Van, Türkiye.
- Vandana, M. (2013). Landform evolution of Kabani River Basin, Wayanad district, Kerala. *Transactions of the Institute of Indian Geographers*, 35, 89-101.
- Vendeville, B. C., Jackson, M. P. A. (1992). The fall of diapirs during thin-skinned extension. *Marine and Petroleum Geology*, 9(4), 354-371.
- Vergés, J., Goodarzi, M. G. H., Emami, H., Karpuz, R., Efstathiou, J., Gillespie, P. (2011). Multiple detachment folding in Pusht-e Kuh arc, Zagros: *Role of mechanical stratigraphy*, 107, 1152-1177.
- Vernant, F., Nilforoushan, D., Hatzfeld, M. R., Abbassi, C., Vigny, F., Masson, H., Nankali, J., Martinod, A., Ashtiani, R., Bayer, F., Tavakoli, J. (2004). Tectonics and geodynamics Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman Ph. *Geophysical Journal International*, 157, 381-398.
- Viveen, W., Van Balen, R. T., Schoorl, J. M., Veldkamp, A., Temme, A. J. A. M., Vidal-Romani, J. R. (2012). Assessment of recent tectonic activity on the NW Iberian

- Atlantic Margin by means of geomorphic indices and field studies of the Lower Miño River terraces. *Tectonophysics*, 544, 13-30.
- Walpersdorf, A., Hatzfeld, D., Nankali, H., Tavakoli, F., Nilforoushan, F., Tatar, M., Masson, F. (2006). Difference in the GPS deformation pattern of North and Central Zagros (Iran). *Geophysical Journal International*, 167(3), 1077-1088.
- Whipple, K. X., Tucker, G. E. (1999). Dynamics of the stream-power river incision model: Implications for height limits of mountain ranges, landscape response timescales, and research needs. *J Geophys Res-Sol Ea*, 104, 17661-17674.
- Whittaker A.C. (2010). How do landscapes record tectonics and climate? *Lithosphere*, 4, 160-164.
- Willgoose, C., Hancock, G. (1998). Revisiting the hypsometric curand as an indicator of form and process in transport-limited catchment. *Earth Surface Processes and Landforms*, 23, 611-623.
- Willgoose, G. (1994). A statistic for testing the elevation characteristics of landscape simulation models. *Journal of Geophysical Research*, 99, 13987-13996.
- Wobus, C., Whipple, K. X., Kirby, E., Snyder, N., Johnson, J., Spyropolou, K., Crosby, B., Sheehan, D., (2006). Tectonics from topography: procedures, promise, and pitfalls, *Geological Society of America Special Papers*, 398, 55-74.
- Yazgan, E. (1983). A geotraverse between the Arabian platform and the Munzur nappes. Int. Symp., On the Geology of the Taurus Belt, Field Guide Book, Excursion, Ankara.
- Yıldırım, C. (2014). Relative tectonic activity assessment of theTuz Gölü fault zone; Central Anatolia, Turkey. *Tectonophysics*, 630, 183–192.
- Yılmaz, Y., Şaroğlu, F., Güner, Y. (1987). Initiation of the neomagmatism in East Anatolia. *Tectonophysics*, 134, 177-199.
- Yılmaz, Y., Yiğitbaş, E., Genç, Ş. C. (1993). Ophiolitic and Metamorphic Assemblages of Southeast Anatolia and their Significance in The Geological Evolution of the Orogenic Belt. *Tectonics*, 12, 1280-1297.
- Yiğitbaş, E., Yılmaz, Y. (1996). New evidence and solution to the Maden complex controversy of the Southeast Anatolian orogenic belt (Turkey). *Geologische Rundschau*, 8(2), 250-263.
- Zabcı, C., Sançar T, Yazıcı M, Friedrich MA, Akçar N. (2020). Deformation of continental blocks within convergent plates: Anatolia as a case study. **Eur Geosci Union** 2020.
- Zabcı, C. (2020). Malatya Fayı'nın morfometrik özellikleri. *Türk Coğrafya Dergisi*, 75, 107-118.
- Zebari, M., Grützner, C., Navabpour, P., Ustaszewski, K. (2019). Relative timing of uplift along the Zagros Mountain Front Flexure (Kurdistan Region of Iraq): Constrained by geomorphic indices and landscape evolution modeling. *Solid Earth*, 10(3), 663–682.
- Zor, E., Sandvol, E., Gürbüz, C., Türkelli, N., Seber, D., Barazangi, M. (2003). The crustal structure of the East Anatolian Plateau (Turkey) from receiver functions. *Geophysical Research Letters*, 30(24), 225-275.

ÖZ GEÇMİŞ

Kişisel Bilgiler

Adı Soyadı :Nazım Doğan

Eğitim Bilgileri

Lisans :
Üniversite :Van Yüzüncü Yıl Üniversitesi
Fakülte :Mühendislik Mimarlık Fakültesi
Bölüm :Jeoloji Mühendisliği
Mezuniyet Yılı :2016

Yüksek Lisans :
Üniversite :
Enstitü :
Anabilim Dalı :
Mezuniyet Yılı :

Akademik Yayınlar

VAN YÜZÜNCÜ YIL ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ
LİSANSÜSTÜ TEZ ORJİNALLİK RAPORU

Tarih. 06/03/2023

Tez başlığı COĞRAFİ BİLGİ SİSTEMLERİ KULLANILARAK NARLI FAYI'NIN
(ÇATAK-VAN) GÖRECELİ TEKTONİK EVRİMİNİN MORFOMETRİK
İNDİSLERLE BELİRLENMESİ

Yukarıda başlığı belirtilen tez çalışmamın, kapak sayfası, giriş, ana bölümler ve sonuç bölümlerinden oluşan toplam 94 (doksandört) sayfalık kısmına ilişkin, 28/02/2023 tarihinde şahsım/tez danışmanım tarafından Turnitin adlı intihal tespit programından aşağıda belirtilen filtrelemeler uygulanarak alınmış olan orijinallik raporuna göre tezimin benzerlik oranı %5(yüzde beş) tir.

Uygulanan filtreler aşağıda verilmiştir:

- Kabul ve onay sayfası hariç,
- Teşekkür hariç,
- İçindekiler hariç,
- Simge ve kısaltmalar hariç,
- Gereç ve yöntemler hariç,
- Kaynakça hariç,
- Alıntılar hariç,
- Tezden çıkan yayınlar hariç,
- 7 kelimedenden daha az örtüşme içeren metin kısımları hariç (Limit match size to 7 words)

Van Yüzüncü Yıl Üniversitesi Lisansüstü Tez Orijinallik Raporu Alınması ve Kullanılmasına İlişkin Yönergeyi inceledim ve bu yönergede belirtilen azami benzerlik oranlarına göre tez çalışmamın herhangi bir intihal içermediğini; aksinin tespit edileceği muhtemel durumda doğabilecek her türlü hukuki sorumluluğu kabul ettiğimi ve yukarıda vermiş olduğum bilgilerin doğru olduğunu beyan ederim.

Gereğini bilgilerinize arz ederim.

Tarih ve imza

Adı soyadı: NazımDOĞAN

Öğrenci no: 20910001107

Anabilim dalı: Jeoloji Mühendisliği

Programı: Jeoloji Mühendisliği

Statüsü: (X) Yüksek lisans

() Doktora

DANIŞMAN

ENSTİTÜ ONAYI

UYGUNDUR

UYGUNDUR