



Cumhuriyet

YERBİLİMLERİ
Dergisi

Cumhuriyet
EARTH SCIENCES
Journal

SAHİBİ (OWNER)

C.Ü. Mühendislik Fakültesi adına (*on the behalf of the Faculty of Engineering, C.Ü.*):
AHMET GÖKÇE

EDİTÖR (EDITOR)

IŞIK YILMAZ

Yayın Kurulu (Editorial Board)

- | | |
|---------------------------------------|--------------------------------|
| Demir ALTINER (O.D.T.Ü.) | Aral OKAY (İ.T.Ü.) |
| Ömer BOZKAYA (Cumhuriyet Ü.) | Ahmet SAĞIROĞLU (Fırat Ü.) |
| Hasan BAYHAN (Hacettepe Ü.) | Cem SARAÇ (Hacettepe Ü.) |
| Erdin BOZKURT (O.D.T.Ü.) | Gürol SEYİTOĞLU (Ankara Ü.) |
| Durmuş BOZTUĞ (Cumhuriyet Ü.) | Abdürrahim ŞAHBAZ (Muğla Ü.) |
| Atilla ÇİNER (Hacettepe Ü.) | Abidin TEMEL (Hacettepe Ü.) |
| Mehmet EKMEKÇİ (Hacettepe Ü.) | Okan TEKELİ (Ankara Ü.) |
| Vedat DOYURAN (O.D.T.Ü.) | Vedia TOKER (Ankara Ü.) |
| Burhan ERDOĞAN (Dokuz Eylül Ü.) | Mahmut TUNÇ (Cumhuriyet Ü.) |
| Yavuz ERKAN (Hacettepe Ü.) | Necdet TÜRK (Dokuz Eylül Ü.) |
| Aziz ERTUNÇ (Süleyman Demirel Ü.) | Asuman TÜRKMENOĞLU (O.D.T.Ü.) |
| Ahmet GÖKÇE (Cumhuriyet Ü.) | Reşat ULUSAY (Hacettepe Ü.) |
| Ergun KARACAN (Muğla Ü.) | Taner ÜNLÜ (Ankara Ü.) |
| Naci GÖRÜR (İ.T.Ü.) | Baki VAROL (Ankara Ü.) |
| M. Cemal GÖNCÜOĞLU (O.D.T.Ü.) | Hüseyin YALÇIN (Cumhuriyet Ü.) |
| Nilgün GÜLEÇ (O.D.T.Ü.) | Namık YALÇIN (İstanbul Ü.) |
| Remzi KARAGÜZEL (Süleyman Demirel Ü.) | Mefail YENİYOL (İstanbul Ü.) |
| Ali KOÇYİĞİT (O.D.T.Ü.) | Namık YALÇIN (İstanbul Ü.) |
| Engin MERİÇ (İstanbul Ü.) | Ali YILMAZ (Cumhuriyet Ü.) |
| Ali İhsan KARAYİĞİT (Hacettepe Ü.) | Osman YILMAZ (İstanbul Ü.) |
| Ergun GÖKTEN (Ankara Ü.) | Yücel YILMAZ (İ.T.Ü.) |



Cumhuriyet

YERBİLİMLERİ
Dergisi

Cumhuriyet
EARTH SCIENCES
Journal

Yazışma Adresi
(Correspondance Address):

Prof. Dr. Işık YILMAZ

Cumhuriyet Üniversitesi
Mühendislik Fakültesi Dergisi

Seri A

YERBİLİMLERİ

58140 SİVAS

Telefon

0-346-219 10 10 (1305 Dahili)

Faks

0-346-219 11 71

e-posta

iyilmaz@cumhuriyet.edu.tr

isik.yilmaz@gmail.com



Cumhuriyet

YERBİLİMLERİ
Dergisi

Cumhuriyet
EARTH SCIENCES
Journal

Cilt / Volume : 27

No.: 2

2010

İÇİNDEKİLER
(CONTENTS)

- İzmir-Ankara-Erzincan Kenet Kuşağı' nın Artova-Çamlıbel (Tokat) kesiminin Geç Neojen' deki tektonik deformasyon biçimi ve kinematiği**
Late Neogene tectonic deformation style and kinematics of the İzmir-Ankara-Erzincan Suture Zone in Artova-Çamlıbel (Tokat) area
Haluk TEMİZ, Süha ÖZDEN, Jean Claude GUEZOU 71
- Kuzey Anadolu Fayı' nın Suşehri ile Gölova (Agvanis) arasındaki bölgede atımı**
Offset of the North Anatolian Fault between Suşehri and Gölova (Agvanis) segment
Ali YILMAZ, Hüseyin YILMAZ 89
- Orta Anadolu Fay Zonu' nun Şarkışla kuzeyinde Ağcakışla ve Kalecik arasında kalan kesiminin Neotektonik özellikleri**
Neotectonic characteristics of Central Anatolian Fault Zone between Ağcakışla and Kalecik (north of Şarkışla, Sivas)
Ali POLAT, Orhan TATAR 97
- Şebinkarahisar ve Aluçra (Giresun) yöresi heyelanları: heyelan duyarlılık haritalarının hazırlanmasında Yapay Sinir Ağları (YSA)**
Şebinkarahisar and Aluçra landslides: Artificial Neural Networks (ANNs) in landslide susceptibility mapping
Işık YILMAZ 119

Yayın Türü: Yerel Süreli Yayın
Publication Type: *National Journal*

Basım: Cumhuriyet Üniversitesi – Rektörlük Basımevi – Sivas
Printed by: *Cumhuriyet Üniversitesi – Rektörlük Basımevi - Sivas*

ISSN: 1016-7625

EDİTORYAL

Değerli Okuyucular,

Cumhuriyet Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Dekanlığı' nın sahipliğinde 1984 yılından beri 26 yıldır "Cumhuriyet Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Seri- A Yerbilimleri" adıyla yayın hayatını sürdüren dergimizi "2010-27(1)" den itibaren "**Cumhuriyet Yerbilimleri Dergisi**" yeni adıyla sizlerle buluşturmanın heyecanını yaşamaktayız. Dergimize yıllardır, göndermiş olduğunuz yazılarınızla, bilimsel kurul üyeliklerinizle ve zaman zaman da danışmanlık görevinizle koyduğunuz katkılarınız için teşekkürü borç biliriz. Dergimizin ilk sayısından bugüne kadar Editörlük görevi üstlenmiş olan; Prof.Dr. Selim İNAN, Prof.Dr. Hüseyin YALÇIN, Prof.Dr. Fikret KAÇAROĞLU, Prof.Dr. Orhan TATAR' a ve bu editörlerimizle birlikte çalışarak dergimize emek veren herkese teşekkür eder, saygılarımızı sunarız.

Yeni bir isim, yeni bir adım ve yeni bir heyecanla başlamış olduğumuz yeni yüzümüzle hedeflerimiz: daha güvenilir, yazıların gönderilmesi için tercih edilen, çalışmalarını mümkün olduğunca kısa sürede değerlendirerek yayın aşamasına getiren, Ulusal dergi olarak özendirici, örnek olacak ve yakın gelecekte uluslararası saygın atıf indekslerinde taranan bir dergi olmaktır. Bu amaçlara ulaşmak için en büyük destek ve görev siz değerli yazarlarımızın olacaktır. Editör olarak, çalışma arkadaşlarımla birlikte hedeflerimize ulaşmak için elimizden gelenin en iyisini yapmak yola çıkış nedenimizdir. Siz olmadan hedeflerimize ulaşmak mümkün değildir.

Dergimize "<http://dergi.cumhuriyet.edu.tr/ojs/index.php/yerbilimleri>" web adresinden, eski sayılarına ise "Our Former Journal" linkinden ulaşabilirsiniz. Yeni dergimiz "Open Journal System (Açık Dergi Sistemi)" içerisinde yer almakta olup, yazılarınızı bize sistemde "on-line" olarak veya Editör e-posta adreslerine doğrudan gönderebilmeniz mümkün olacaktır.

"**Cumhuriyet Yerbilimleri Dergisi**" ne gelecekteki katkılarınız için şimdiden teşekkür ederiz.

Saygılarımızla,

Prof. Dr. Işık YILMAZ

Editör

İzmir-Ankara-Erzincan Kenet Kuşağı' nın Artova-Çamlıbel (Tokat) kesiminin Geç Neojen' deki tektonik deformasyon biçimi ve kinematığı

Late Neogene tectonic deformation style and kinematics of the İzmir-Ankara-Erzincan Suture Zone in Artova-Çamlıbel (Tokat) area

Haluk TEMİZ ¹, Süha ÖZDEN ², Jean Claude GUEZOU ³

¹ Cumhuriyet Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Bölümü 58140 Sivas

² Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi, Mühendislik Mimarlık Fakültesi, Jeoloji Bölümü 17020 Çanakkale

³ Sciences de la Terre-CNRS -ESA7072 - Université de Cergy-Pontoise, 8, le campus, 95011 Cergy-Pontoise cedex France.

ÖZ

Bu çalışmanın amacını, İzmir-Ankara-Erzincan Kenet Kuşağı'nın (İAEKK) Artova-Çamlıbel (Tokat) yöresindeki tektonostratigrafisinin, deformasyon biçiminin ve kinematığının incelenmesi oluşturmaktadır. İAEKK'nın doğu kesimindeki ana bindirme örtülerini, güneyde yer alan Kırşehir Masifi üzerindeki Tokat Masifi ve Artova Ofiyolitli Karışığı oluşturmaktadır. Bu bindirme örtülerinin çarpışma sonrası ilk çökel örtüsü Alt-Orta Eosen yaşlı sığ denizel birimler (Çekerek Formasyonu) ile temsil edilmektedir. Ana bindirme örtüleri arasında Geç Miyosen-Erken Pliyosen'de gelişen ön ülke havzalarında kalın bir karasal çökel topluluğu (Kemerkaş Formasyonu) depolanmıştır. Bu çökel istifin incelemesi, bölgenin Geç Pliyosen'de KKB-GGD doğrultulu sıkışma altında ve bindirme tektoniği denetiminde deforme olduğunu göstermektedir. İAEKK boyunca kalınlaşmayı sağlayan bu bindirme sistemi, kuzeye eğimli bindirme yelpazesi sistemi ile temsil edilmektedir. İnceleme alanının güneyinde yer alan Sivas Tersiyer Havzası'ndan elde edilen güncel veriler de, Geç Miyosen-Erken Pliyosen'de, Orta Anadolu'da geniş alanlarda bindirme faylarıyla sınırlı çökelim alanlarının oluştuğunu göstermektedir.

Anahtar Kelimeler: Bindirme tektoniği; İzmir-Ankara-Erzincan Kenet Kuşağı; kinematik.

ABSTRACT

The aim of this study was to determine the tectonostratigraphy, deformation style and kinematics of the Artova-Çamlıbel (Tokat) segment of the İzmir-Ankara-Erzincan Suture Zone (IAESZ). The major thrust sheets in the eastern segment of IAESZ are represented by the Tokat Massif and Artova Ophiolitic mélange emplaced onto the Kırşehir Massif in the south. Following collision, these thrust sheets are covered by Early-Middle Eocene shallow marine sediments (Çekerek Formation). Many foreland basins related to thrust tectonics, formed along the IAESZ. Continental sediments of the Kemerkaş Formation were deposited in such basins during the Late Miocene-Early Pliocene times. Detailed study of this sequence shows that the investigation area was deformed by thrust tectonics during NNW-SSE shortening in the Late Pliocene. The thrust system that resulted in thickening along the IAESZ, is composed of a northward dipping imbricated fan system. The recent geologic data obtained from the Sivas Basin show that during Late Miocene-Early Pliocene times, foreland basins covered large areas in central Anatolia.

Key Words: Thrust tectonics; İzmir-Ankara-Erzincan suture zone; kinematics.

GİRİŞ

İnceleme alanı, Türkiye'nin kuzeyinde yer alan İzmir-Ankara-Erzincan Kenet Kuşağı'nın (İAEKK) (Şengör ve Yılmaz, 1981; Okay ve Tüysüz, 1999) Ankara-Erzincan arasında kalan D-B doğrultulu olan bölümü üzerinde yer almaktadır (Şekil 1, 2). İAEKK, Neotetis Okyanusu'nun Geç Kretase-Geç Paleosen aralığında kuzeye yitimi ile kapanması ve kuzeyde yer alan Sakarya Zonu ile güneyde yer alan Kırşehir Bloğu'nun çarpışması sonucunda oluşmuştur (Şengör ve Yılmaz, 1981; Görür et al., 1984; Yılmaz ve diğ., 1997; Okay ve Tüysüz, 1999). Bu kuşak boyunca, çarpışma sonrası sıkışma ve buna bağlı olarak bölgesel kalınlaşma ile ilgili deformasyon gelişmiştir. Çarpışma sonrası deformasyon verileri bölgede geniş alanlarda depolanan çökel istifleri tarafından kaydedilmiştir (Guezou ve diğ. 1996). Bu çökeller, Sivas havzasında Geç Paleosen-Alt Pliyosen aralığındaki istifleri kapsarken (Temiz ve diğ. 1993; Poisson ve diğ. 1996), İAEKK'da ise Alt-Orta Eosen yaşlı sığ denizel ve Üst Miyosen-Alt Pliyosen yaşlı karasal çökeller ile temsil edilmektedir (Özcan ve diğ. 1980; Üstüntaş ve İnceöz, 1999).

İAEKK'nın Tokat'ın güneyindeki bölümünde kuzeyde Tokat Masifi'ne, güneyde ise Kırşehir Masifi'ne ait düşük dereceli metamorfik kayalar yer almaktadır (Şekil 1 ve 2). Bu iki masif kuşağı arasında DKD-BGB doğrultusunda uzanan ofiyolitik kayalar ve başlıca Alt-Orta Eosen ve Üst Miyosen-Alt Pliyosen yaşlı birimler yüzeylenmektedir. İnceleme alanının kuzeybatısı Kazova Havzası'nın (Bozkurt ve Koçyiğit, 1996) güney kenarına karşılık gelmektedir. Aynı araştırmacılar Kazova Havzası'nı negatif çiçek yapısı olarak tanımlamışlardır. Havzanın güney kenarını sınırlayan sağ-yanal doğrultu atımlı fay zonu ise Kuzey Anadolu fay Zonu'nun (KAFZ) bir alt fay kuşağı niteliğindeki Almus fay zonuna karşılık gelmektedir (Bozkurt ve Koçyiğit, 1995, 1996). İnceleme alanının büyük bir bölümü ve daha batısındaki Zile bölgesini içeren alanın genel jeolojik özellikleri Özcan ve diğ. (1980) ve Üstüntaş ve İnceöz (1999) tarafından, Tokat Masifi kayaları ise Yılmaz ve diğ. (1997) tarafından ayrıntılı olarak incelenmiştir. Koçyiğit ve diğ. (1995) İAEKK'nın Eskişehir-Ankara-Çankırı

yöresindeki ayrıntılı deformasyon özelliklerini ortaya koymuştur.

Bu çalışmada, İzmir-Ankara-Erzincan Kenet Kuşağı'nın Tokat güneyinde yer alan Artova-Sulusaray-Çamlıbel arasındaki bölümünde, kuşağın çarpışma sonrası deformasyon özellikleri incelenmiştir.

GENEL STRATİGRAFİ

İnceleme alanının temelini, Geç Kretase yaşlı Artova Ofiyolitik Karışığı (Özcan ve diğ. 1980) ve bu birimle tektonik dokanaklı olarak yer alan Permo-Karbonifer-Triyas yaşlı (Yılmaz ve diğ., 1997) Tokat Masifi oluşturmaktadır (Şekil 3). Alt-Orta Eosen yaşlı Çekerek Formasyonuna ait kırıntılı kayalar Artova Ofiyolitik Karışığı üzerinde uyumsuzlukla yer almaktadırlar. Genellikle karasal kaba kırıntılı kayalardan oluşan Geç Miyosen-Erken Pliyosen yaşlı Kemerkaş Formasyonu ise tüm bu birimleri uyumsuzlukla örtmektedir.

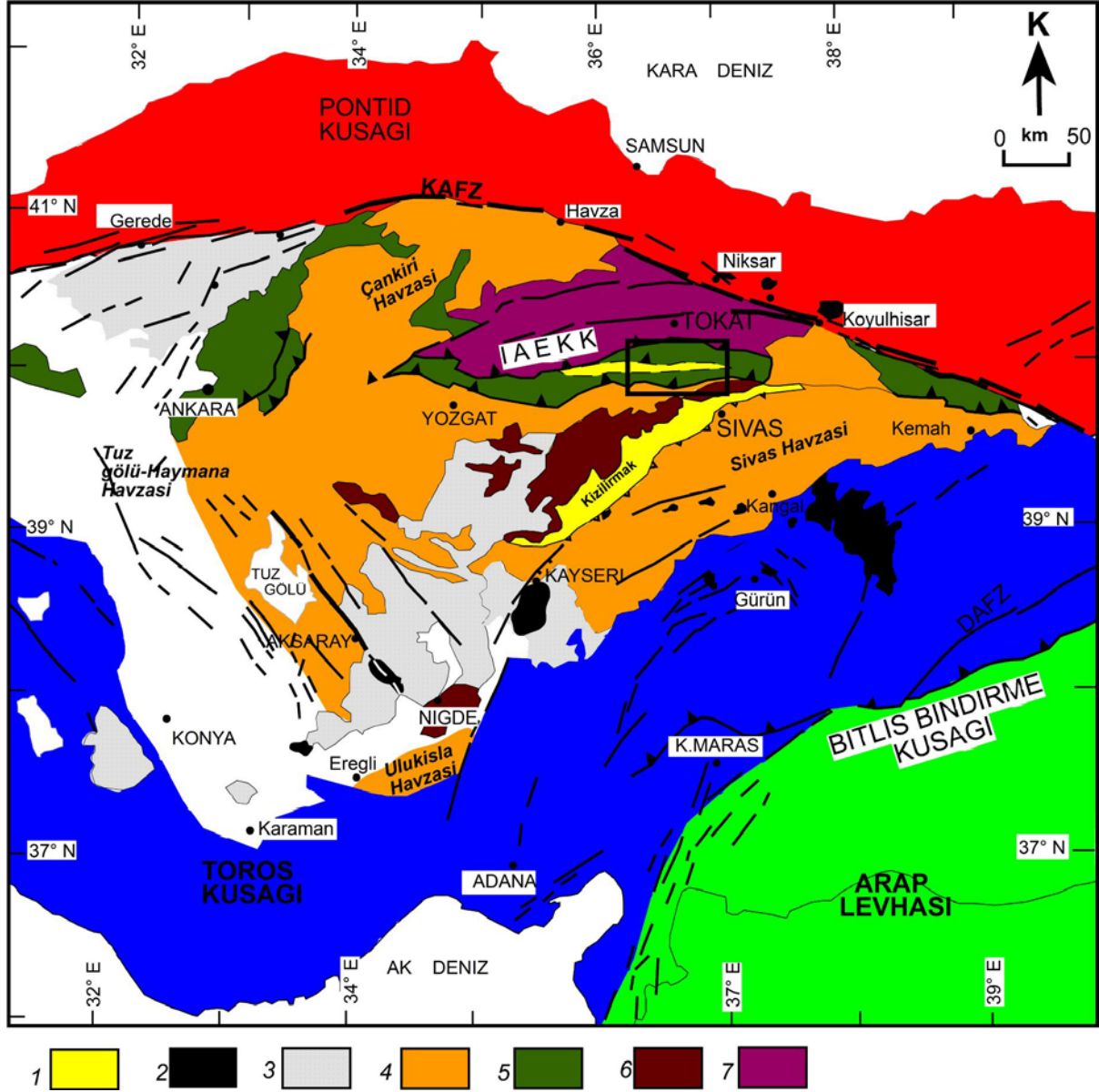
Bu çalışmada, bölgenin Pliyosen'deki tektonik evriminin aydınlatılması açısından önemli olduğundan Kemerkaş Formasyonu'nuna ayrıntılı olarak yer verilmiştir. Temel kayaları konumundaki Tokat Masifi ve Artova Ofiyolitik Karışığı'nın genel özelliklerine kısaca değinilmiştir.

Tokat Masifi

İnceleme alanının kuzeybatı kesiminde Tokat Masifi'ne ait metamorfik kayalar geniş alanlarda yüzeylenmektedir (Şekil 2). Masifin bu bölümünü, Yılmaz ve diğ. (1997) tarafından tanımlanan ve masifin en alt kesimlerini oluşturan genellikle belirgin yapraklanma gösteren metapelitik kayalar, kuvarsit, rekristalize kireçtaşlarından oluşan Geyraz Formasyonu ve yüksek kesimlerde (Akdağ) yüzeyleyen mermerler (Çat Mermeri) oluşturmaktadır (Şekil 3). Bu iki formasyonun yaşı Yılmaz ve diğ. (1997) tarafından Permo-Karbonifer olarak kabul edilmiştir.

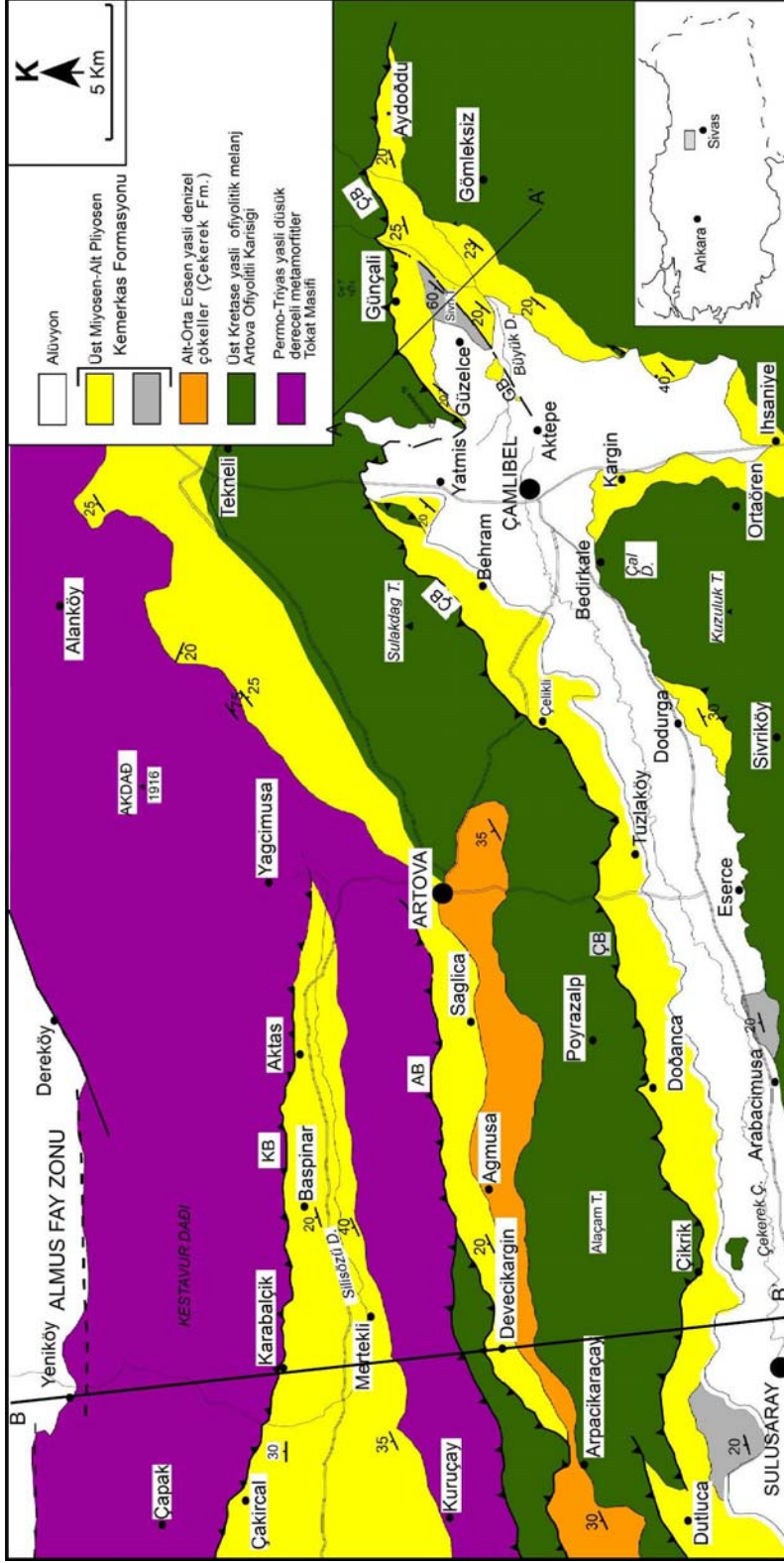
Artova Ofiyolitik Karışığı

İAEKK boyunca yüzeyleyen ofiyolitik kayalar inceleme alanının orta kesiminde yaygın olarak yüzeylenmektedir (Şekil 2). Bu kayalar Özcan ve



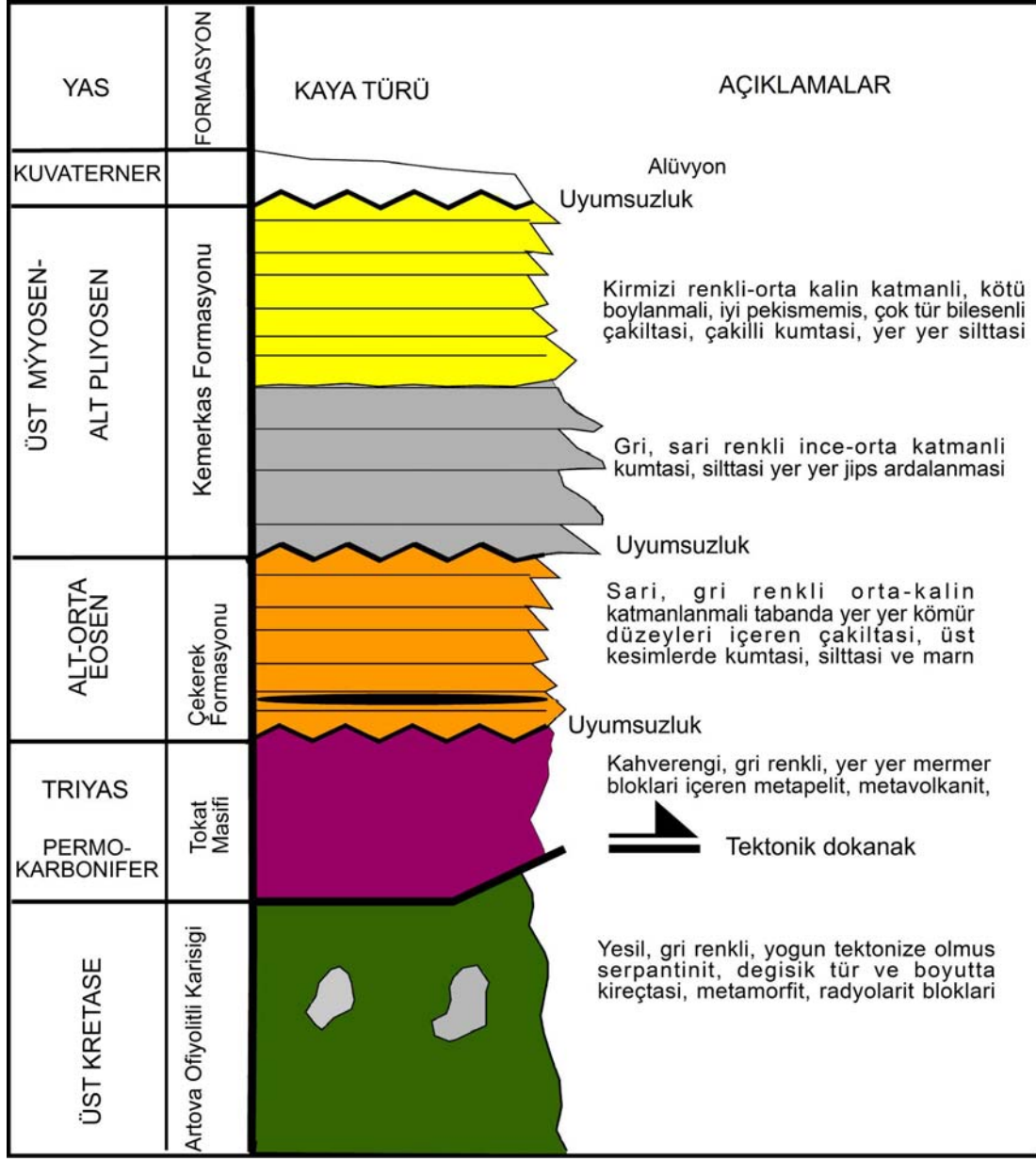
Şekil 1. İnceleme alanının bölgesel jeoloji haritası (1/2.000.000 ölçekli Türkiye jeoloji haritasından değiştirilmiştir). Çerçevesi alanın konumunu göstermektedir. 1.Üst Miyosen-Alt Pliyosen çökelleri; 2. Pliyo-Kuvaterner volkanikleri; 3. Miyosen-Pliyosen volkanikleri; 4. Tersiyer çökelleri; 5. Ofiyolitik Karışık; 6. Kırşehir Masifi; 7. Tokat Masifi; İAEKK: İzmir-Ankara-Erzincan Kenet Kuşağı. KAFZ: Kuzey Anadolu Fay Zonu, DAFZ: Doğu Anadolu Fay Zonu, SGB: Sivas Geri Bindirmesi.

Figure 1. Regional geological map of the study area (modified from 1/2.000.000 scale geologic map of Turkey). The box shows the location of the study area. 1. Late Miocene-Early Pliocene deposits; 2) Plio-Quaternary volcanics; 3) Miocene-Pliocene volcanics; 4) Tertiary sedimentary rocks; 5) Ophiolitic Melange; 6. Kırşehir Massif; 7. Tokat Massif. İAEKK: İzmir-Ankara-Erzincan Suture Zone. KAFZ: North Anatolian Fault Zone, DAFZ: East Anatolian Fault Zone, SGB: Sivas back thrust.



Şekil 2. Artova-Çamlıbel (Tokat) bölgesinin jeolojik haritası. KB: Karabalıçık Bindirmesi, AB: Artova Bindirmesi, ÇB: Çamlıbel Bindirmesi, GB: Güzelce Bindirmesi.

Figure 2. Geologic map of the Artova-Çamlıbel (Tokat) region. KB: Karabalıçık Thrust, AB: Artova Thrust, ÇB: Çamlıbel Thrust, GB: Güzelce Thrust.

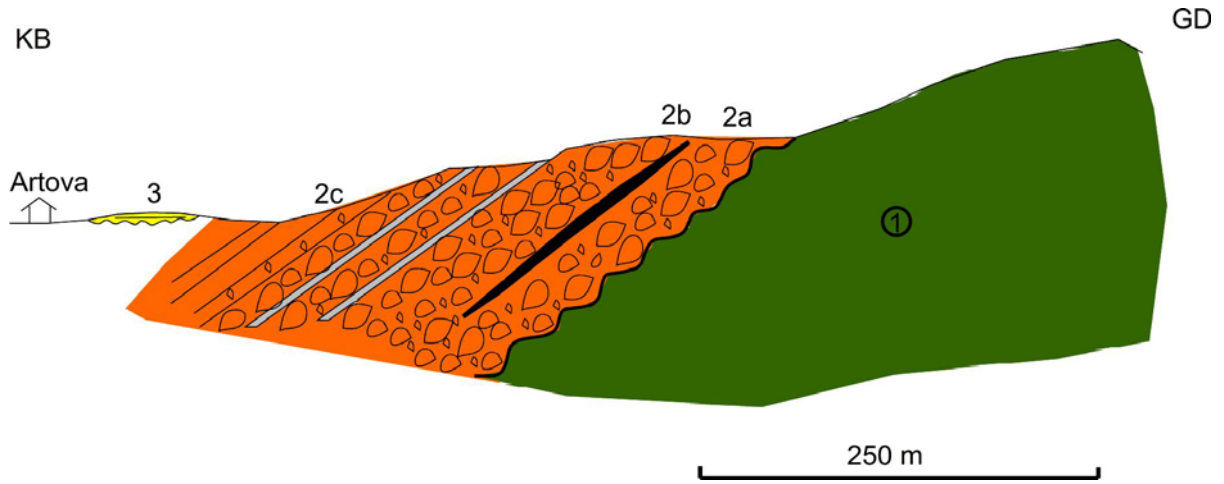


Şekil 3. Artova-Çamlıbel (Tokat) yöresinin genelleştirilmiş tektonostratigrafik dikme kesiti (Ölçeksiz).

Figure 3. Generalized tectonostratigraphical column of the Artova-Çamlıbel (Tokat) region (not to scale).

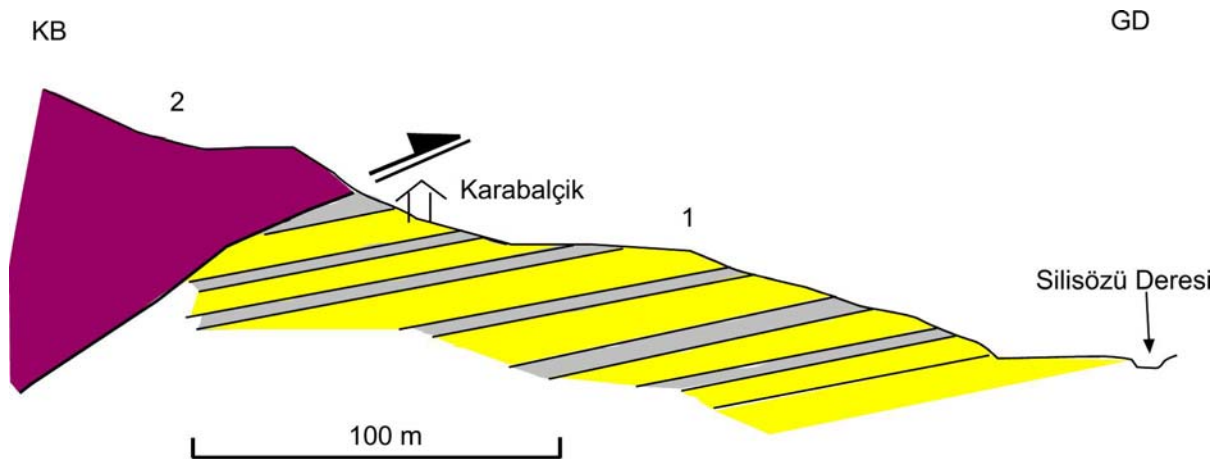
diğ. (1980) tarafından Artova Ofiyolitli Karışığı olarak tanımlanmıştır. Ofiyolitli karışık, Geç Kretase'de kuzeye yiterek kapanan Neotetis Okyanusu'nun kuzey kolunun (Şengör ve Yılmaz, 1981) tabanına ve çevrede yer alan kıta kenarlarına ait kayaçlarından oluşan tektonik karışık niteliğindedir. Karışık içerisinde yer alan büyük boyutlu Jura-Alt Kretase yaşlı kireçtaşı

blokları yaygın olarak Çamlıbel'in güneybatısında yer alan Çal Dağı dolayında yüzeylemektedir. Çamlıbel doğusunda Aydoğdu köyü batısında karışığın Üst Miyosen-Alt Pliyosen yaşlı Kemerkaş formasyonuna bindirdiği kesimlerinde, Tokat Masifine ait düşük dereceli metamorfik kaya blokları da yer almaktadır (Şekil 6).



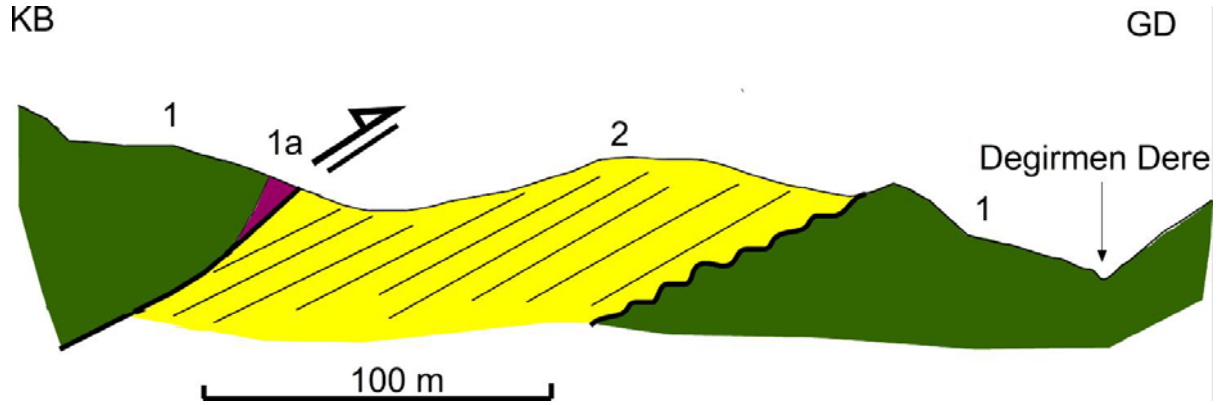
Şekil 4. Artova'nın güneydoğusunda Çekerek Formasyonu'nun kaya türü özelliklerini gösterir jeolojik enine kesit: 1. Geç Kretase yaşlı Artova Ofiyolitli Karışığı; 2a.Çekerek Formasyonu'nun taban kesimlerinde yer alan çakıltaşları; 2b. Kömür seviyesi; 2c. Kumtaşı, silttaşı, marn seviyeleri; 3. Kuvaterner yaşlı akarsu çökelleri.

Figure 4. Geologic cross-section showing the lithology of Çekerek formation in the southeast of Artova. 1. Late Cretaceous Artova Ophiolitic Melange, 2a. Basal conglomerates, 2b. Coal horizon, 2c. Sandstone, siltstone layers of the Çekerek formation, 3. Quaternary fluvial deposits.



Şekil 5. Karabalçık bindirmesinin geometrisini gösterir jeolojik enine kesit: 1. Kırmızı çakıltaşı (Kemerkaş Formasyonu); 2. Tokat Masifi metamorfileri.

Figure 5. Geologic cross-section showing the geometry of the Karabalçık thrust. 1.Red conglomerates of Kemerkaş Formation, 2. Metamorphites of the Tokat Massif.



Şekil 6. Çamlıbel bindirmesinin Aydoğdu batısındaki geometrisini gösterir jeolojik enine kesit: 1. Kırmızı çakıltaşı (Kemerkaş Formasyonu); 1a. Metamorfik kayaç bloğu; 2. Geç Kretase yaşlı Artova Ofiyolittli Karışığı.

Figure 6. Geologic cross-section showing geometry of the Çamlıbel thrust in the west of Aydoğdu. 1. Red conglomerates of the Kemerkaş Formation; 1a. Metamorphic block; 2. Late Cretaceous Artova Ophiolitic Melange.

Çekerek Formasyonu

Formasyon, ilk kez Özcan ve diğ. (1980) tarafından tanımlanmıştır. Çekerek Formasyonu, inceleme alanının orta kesiminde yer alan Artova ilçesi ve batısında D-B doğrultusunda yüzelenmektedir (Şekil 2).

Formasyonun litolojik özellikleri yersel değişiklikler göstermekle birlikte tabanda sarı ve bej, orta-kalın katmanlanmalı, orta derecede boylanmış, yer yer imbrike yapı gösteren çoğunlukla uzun, köşesiz çakıltaşları ile başlamaktadır (Şekil 4). Çakıltaşlarının ana kaynağını çevre kayaları olan tabandaki Artova Ofiyolittli Karışığı'na ait kireçtaşı, radyolarit, volkanit ve Tokat Masifi'ne ait metamorfik kayaç çakılları oluşturmaktadır.

Formasyonun taban kesimleri, Artova'nın güneyindeki yüzlelerde kalınlığı yer yer bir metreyi bulan kömür seviyeleri içermektedir. Çakıltaşlarının kalınlığı 50 m dolayında olup, üst kesimlerinde yer yer sarı, ince-orta katmanlanmalı, iyi pekişmiş kumtaşı, çakıllı kumtaşı seviyeleri içermektedir. Formasyonun üst seviyelerine doğru tane boyu incelmekte ve istif ince taneli kumtaşı, silttaşı ve yer yer marn seviyelerine geçmektedir. Bu seviyeler formasyonun inceleme alanının batısın-

da yer alan Ağmusa ve Devecikargın köyleri dolaylarındaki yüzeylemelerde yaygın olarak gözlenmektedir (Şekil 2). Çekerek Formasyonunun yaşı, içerdiği denizel fosil topluluğuna dayanılarak Özcan ve diğ. (1980) tarafından Alt-Orta Eosen olarak saptanmıştır. Çekerek Formasyonu, Sivas Havzası'nın kuzey kenarında Yılmaz (1980) tarafından tanımlanan Tokuş Formasyonu ile deneştirilebilir.

Kemerkaş Formasyonu

Formasyon ilk kez, Özcan ve diğ. (1980) tarafından tanımlanmıştır. Yılmaz (1980) tarafından tanımlanan ve Sivas Havzası kuzey kenarında yaygın olarak yüzeyleyen Üst Miyosen-Alt Pliyosen yaşlı İncesu Formasyonu ile formasyon benzer özellikler göstermektedir.

İnceleme alanında başlıca DGD-BKB doğrultusunda uzanan üç geniş yüzeyleme alanında Kemerkaş Formasyonu izlenmektedir (Şekil 2). İnceleme alanının kuzey kesiminde yer alan Silisözü Deresi vadisi boyunca D-B doğrultusunda yüzeyleyen formasyon Tokat Masifi üzerinde uyumsuzlukla yer alır. Kemerkaş Formasyonu'nun kuzey sınırı Karabalçık ve Aktaş köyleri boyunca Tokat Masifi tarafından bindirme

ile sınırlanmaktadır (Şekil 2). Bu yörede formasyonun egemen litolojisini oluşturan kırmızı renkli çakıltaşı yüzeylemeleri doğuya doğru incelenerek sonlanmakta, batıya doğru ise genişleyerek devam etmektedir.

Kemerkaş Formasyonunun yüzelediği ikinci alan ise, Artova ilçe merkezinin batısında yer alan Arpacıkaraçay köyünden başlayarak, daha doğuya doğru Ağmusa, Sağlıca, Boyunpınar ve Tekneli köylerini içine alan bölgelerde geniş yayılım göstermektedir (Şekil 2). Formasyon, Artova'nın batı kesimindeki yüzeylemelerinde Alt-Orta Eosen yaşlı Çekerek Formasyonu üzerinde uyumsuzlukla yer alır. Üst sınırı ise Artova, Ağmusa arasındaki kesimde Tokat Masifi'ne ait metamorfik kayalar tarafından, Ağmusa ile Arpacıkaraçay arasında ise Üst Kretase yaşlı Artova Ofiyolitli Karışığı tarafından bindirme ile sınırlanmaktadır (Şekil 2). Artova ilçe merkezi doğusunda Boyunpınar ve Tekneli köyleri dolayında formasyon geniş bir monoklinal yapı içerisinde kuzey sınırı boyunca Tokat Masifi üzerinde güney sınırı boyunca ise Artova Ofiyolitli Karışığı üzerinde uyumsuzlukla yer almaktadır (Şekil 2). Kuzey sınırı boyunca yer yer Tokat Masifi tarafından bindirmeli dokanakla sınırlandırıldığı kesimler Tekneli kuzeyinde gözlenmektedir (Şekil 2).

Kemerkaş Formasyonu'nun çok geniş yüzeylemeler sunduğu üçüncü bölge ise inceleme alanının güneyinde yer almaktadır. Batıda Sulusaray'dan başlayarak doğuya doğru DKD-BGB doğrultusunda Çamlıbel, Güzelce ve Aydoğdu köylerinin yer aldığı düzlük alanlarda formasyon geniş yüzeylemeler sunmaktadır (Şekil 2). Bu bölgedeki yüzeylemelerinde birimin kaya türü özelliklerinde de bazı farklılıklar saptanmıştır. Kemerkaş Formasyonu bu bölgede güney sınırı boyunca Artova Ofiyolitli Karışığı üzerinde uyumsuzlukla yer alır. Dodurga köyü güneyinde birim ile ofiyolitli karışığın dokanağı boyunca kuzeye doğru yersel geri-bindirme gelişimi gözlenmiştir (Şekil 2). Kemerkaş Formasyonu'nun kuzey sınırını ise batıda Dutluca köyü kuzeyinden başlayarak doğuya doğru Çıkrık, Çelikli, Günçalı ve Aydoğdu köyleri boyunca Üst Kretase yaşlı Artova Ofiyolitli Karışığı tarafından bindirme ile sınırlanmaktadır (Şekil 2).

Kemerkaş Formasyonu'nun kaya türü özellikleri, yersel değişiklikler sunmakla birlikte formasyonun egemen litolojisini çakıltaşları oluşturmaktadır. Formasyonun Silisözü deresi vadisi boyunca görülen yüzeylemeler kırmızı ve bordo, orta kalın katmanlı, çapraz katmanlanmalı, yanal olarak kamalanan kanal dolgusu niteliğinde, çok kötü boylanmalı, yer yer büyük bloklar içeren çakıltaşı ile ince-orta katmanlı silttaşı ve ince taneli kumtaşı araldanmasından oluşmaktadır. Çakıltaşlarının bileşenlerini çoğunlukla ofiyolitli karışık ve metamorfik kayalardan türemiş, köşeli çakıl ve bloklar oluşturmaktadır. Formasyonun bu bölgedeki yüzeylemelerinde tabandan tavana kadar kaya türünde önemli değişimler gözlenmemektedir.

Kemerkaş Formasyonu'nun Artova ilçe merkezi batısında yer alan Devecikargın, Ağmusa ve Sağlıca köyleri çevresindeki yüzeylemeleri pembe ve kırmızı, orta-kalın katmanlı, çok kötü boylanmalı, çakılları köşeli, yer yer bloklu, kireçtaşı, radyolarit, mermer, kuvarsit, volkanik kayalardan türemiş çakıllar içeren çakıltaşı, iyi pekişmemiş çakıllı kumtaşı ile ince-orta katmanlanmalı çamurtaşı ve ince taneli kumtaşı araldanmasından oluşmaktadır. Formasyon, Artova'nın doğusunda yer alan Boyunpınar köyü kuzeydoğusundaki yüzeylemelerinde ise, birimin taban kesimlerine yakın, kalınlığı 1-2 m dolayında gri, beyaz killi kireçtaşı seviyesi ile ince-orta katmanlı marn ve çamurtaşı araldanmasından oluşan seviyeler içermektedir.

Kemerkaş Formasyonu'nun Sulusaray ve Çamlıbel arasında Çekerek vadisi boyunca gözlenen yüzeylemeleri kaya türü özellikleri açısından oldukça farklılıklar göstermektedir. Formasyonun taban kesimlerinde yer yer kalınlığı bir metreyi bulan jips seviyeleri içeren bölümleri, Sulusaray doğusunda yer alan Arabacımusu köyü yakın batısında yüzeylenmektedir. Bu bölgede jipslerle birlikte sarı ve gri, ince-orta katmanlanmalı, ince taneli iyi pekişmiş kumtaşı ve çamurtaşı araldanması izlenmektedir. Formasyonun taban kesimleri ile üstte yer alan ve egemen olarak çakıltaşlarının gözlemlendiği kesimler arasındaki ilişki, Sulusaray kuzeybatısında yer alan Dutluca köyü güneyinde gözlenmektedir (Şekil 2). Bu bölgede toplam kalınlığı 50 m'yi bulan sarı ve gri, ince-orta

katmanlı kumtaşı ve çamurtaşı ardalanmasından oluşan taban istifi üste doğru kırmızı ve pembe, kalın katmanlı, kötü boylanmalı, çapraz katmanlanma gösteren çakıltaşı, ince katmanlı siltaşı ardalanmasına geçmektedir.

Kemerkaş Formasyonu'nun Güzelce köyünün yakın güneydoğusunda, Artova Ofiyolitli Karışığı'nın üzerinde yer aldığı taban bölümlerinde ege-men litolojiyi bordo renkli, çok kötü boylanmalı, iyi pekişmemiş çakıltaşları oluşturmaktadır. Aynı yörede Güzelce Bindirmesi boyunca, Sivri Tepe'de yüzeyleyen, formasyonun havza ortası kesimlerine karşılık gelen bölümleri sarı renkli, ince-orta taneli kumtaşı, çakıllı kumtaşı, çamurtaşı ardalanması ile temsil edilmektedir (Şekil 2). Formasyonun bu kesimlerinde yanal devamlılığı çok olmayan, kalınlığı 1-2 m' yi bulan yeşil, gri renkli volkanik breş ve beyaz, gri renkli tüflü kumtaşı seviyeleri de saptanmıştır.

Kemerkaş Formasyonu' nun yukarıda belirtilen özellikleri, karasal ortamlarda depolandığını işaret etmektedir. Formasyonun bloklu çakıltaşlarından oluşan taban kesimleri ve bu seviyelerle ardalanma gösteren çamurtaşı düzeyleri alüvyon yelpazesi, akarsu ve taşkın ovası as ortamlarını yansıtan litolojik ve sedimanter özelliklere sahiptir. Bununla birlikte, jips ve karbonat içeren kesimleri gösel oluşumların zaman zaman etkin olduğunu ortaya koymaktadır.

Kemerkaş Formasyonuna kesin yaş verebilecek fosil topluluğu inceleme alanında saptanamamıştır. Genellikle karasal ortamlarda depolanan birimin yaşı Özcan ve diğ. (1980) tarafından *Campylaea cf. Bolivari* (Gomez), *Cepaea sp.* fosillerine dayanılarak Miyo-Pliyosen olarak verilmiştir. Sivas Tersiyer Havzası'nın kuzey kenarında yer alan Kızılırmak Havzası'nda (Guezou ve diğ., 1996) depolanan çökel topluluğu ve güneyde yer alan Kangal Havzası çökel istifleri ile Kemerkaş Formasyonu benzer özellikler göstermektedir. Belirtilen havzalardaki çökeller içerisinde saptanan memeli fosil toplulukları, bu birimlerin yaş aralıklarının Geç Miyosen-Erken Pliyosen olduğunu göstermektedir (Sümengen ve diğ. 1990). Kangal Formasyonunun Erken Miyosen yaşlı Deliktaş Formasyonu (Gökten, 1993) üzerinde uyumsuzlukla yer alması ve K/Ar

yöntemiyle yaşı Platzman vd. (1998) tarafından değişik lokasyonlarda $5,27 \pm 0,38$ My ve $4,0 \pm 1,2$ My olarak saptanan bazaltik lav akıntıları tarafından örtülmesi, belirtilen yaş aralığını doğrulamaktadır.

Alüvyonlar

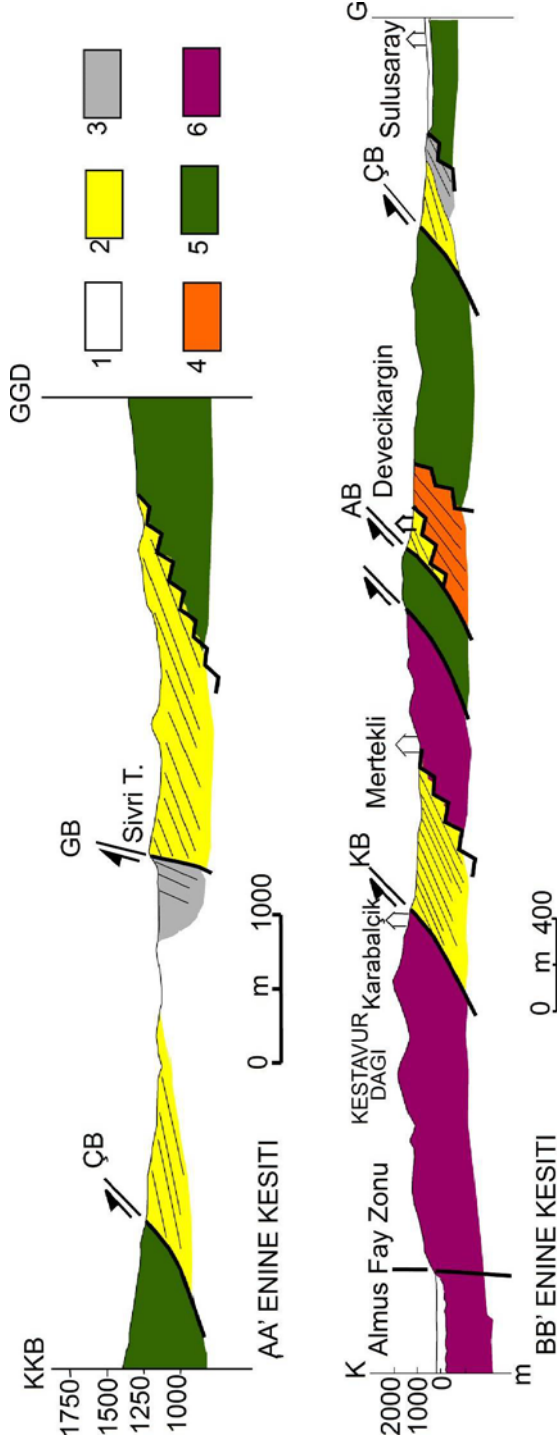
İnceleme alanının güneyindeki Sulusaray ve Çamlıbel arasındaki Çekerek Çayı vadisi boyunca yaygın yeni ve eski alüvyon oluşumları yer almaktadır. İnceleme alanının kuzeyindeki Kazova Havzası'nın güney kenarını kapsayan bölümlerinde eski alüvyonlar yüzeylenmektedir (Şekil 2).

İAEKK'NİN GEÇ NEOJEN TEKTONİĞİ

İAEKK boyunca gelişen Geç Neojen deformasyonu, Artova-Çamlıbel (Tokat) yöresinde, temel ve örtü kayaçlarını içeren bindirme tektoniği ile temsil edilmektedir. Geç Miyosen-Erken Pliyosen yaşlı Kemerkaş formasyonunun ayrıntılı jeolojik haritalaması, Erken Pliyosen sonrası DKD-BGB doğrultulu üç önemli bindirme gelişimini göstermektedir. Bunlar kuzeyden güneye Karabalçık, Artova ve Çamlıbel bindirmeleridir (Şekil 2).

Karabalçık Bindirmesi (KB)

Bindirme D-B doğrultulu olup, fay boyunca Tokat Masifi metamorfileri Kemerkaş Formasyonu üzerine kuzeyden güneye doğru bindirmiştir (Şekil 2 ve 5). Karabalçık bindirmesi, doğuda Yağcımus köyü güneyinden başlayarak batıya doğru Aktaş, Karabalçık ve Çukurcalı köyleri kuzeyinden geçerek inceleme alanının doğusuna doğru devam eder. Karabalçık bindirme fayının eğimi 25° - 45° arasında değişmekte olup, eğim yönü kuzeye doğrudur. Fay boyunca taban bloğunda yer alan ve çakıltaşlarından oluşan Kemerkaş Formasyonu'na ait birimlerde yoğun deformasyon izlenmez. Faya yakın kesiminde birimin eğiminde ve makaslama eklemlerinin yoğunluğunda artışlar gözlenmektedir. Karabalçık Bindirmesi'nin doğuya doğru sönümlenmesi, doğuda kör bindirme (Dunne ve Ferrill, 1988), batıda ise yüzeyleyen bindirme fayına (Boyer ve Elliott, 1982) dönüştüğünü göstermektedir (Şekil 2).



Şekil 7. Artova-Çamlıbel (Tokat) yöresinin deformatsiyon biçimini gösterir enine jeolojik kesitleri: KB: Karabalçık bindirmesi, AB: Artova Bindirmesi, ÇB: Çamlıbel Bindirmesi, GB: Güzelce bindirmesi. 1. Alüvyon; 2.Üst Miyosen-Alt Pliyosen Kemerkaş Formasyonu çakıltaşları; 3. Kumtaşı, silttaşı, jips aralanması; 4. Erken-Orta Eosen yaşlı Çekerek Formasyonu; 5. Geç Kretase yaşlı Artova Ofiyolitli Karışığı; 6.Permo-Karbonifer-Triyas yaşlı Tokat Masifi (Şekil 2'ye bakınız).

Figure 7. Geologic cross-sections showing the tectonic deformation style of the Artova-Çamlıbel (Tokat) region. KB: Karabalçık Thrust, AB: Artova Thrust, ÇB: Çamlıbel Thrust, GB: Güzelce Thrust. 1.Alluvium; 2. Conglomerates of the Late Miocene-Early Pliocene Kemerkaş Formation and 3. sandstone, siltstone and gypsum alternation; 4. Early-Middle Eocene Çekerek Formation; 5. Late Cretaceous Artova Ophiolitic Melange; 6.Permo-Carboniferous-Triassic Tokat Massif (see Fig.2).

Artova Bindirmesi (AB)

Bindirme, Artova'nın batısında yer alan Devecikargın, Ağmusa ve Sağlıca köylerinin kuzeyinde D-B doğrultusunda uzanımına sahiptir (Şekil 2 ve 7). Bindirmenin tavan bloğunda Devecikargın köyünün kuzeybatısında Geç Kretase yaşlı Artova Ofiyolitli Karışığı yer alırken, daha doğuda Permo-Triyas yaşlı Tokat Masifi'ne ait kayaçlar gözlenmektedir. Bindirme fayının tavan bloğunda Arpacıkaraçay'ın kuzeyinde Alt-Orta Eosen yaşlı Çekerek Formasyonu'na ait kırıntılı kayaçlar, daha doğuda ise Kemerkaş Formasyonu yer alır. Ağmusa köyü kuzeyinde Kemerkaş ve Çekerek formasyonlarının Tokat Masifi kayalarının tabanında kuzeye eğimli bir bindirme yelpazesi oluşturdukları gözlenmektedir. Artova bindirmesi, doğuya doğru yüzeyleyen fay konumunu kaybederek Artova doğusunda sönümlenir ve kör bindirme fayı karakteri kazanır (Şekil 2).

Çamlıbel Bindirmesi (ÇB)

Bu bindirme, inceleme alanının güneyindeki Sulusaray ve Çamlıbel arasında yer alan Çekerek Çayı vadisinin kuzey sınırını oluşturan topografik yükselimi denetlemektedir. D-B doğrultusunda uzanan bindirme fayı Geç Miyosen-Erken Pliyosen yaşlı Kemerkaş Formasyonu'nu kuzeyden sınırlar. Fayın tavan bloğu Geç Kretase yaşlı Artova Ofiyolitli Karışığı'ndan oluşur (Şekil 6 ve 7). Bindirme fayının tavan bloğunda yer yer yoğun bindirme ile ilişkili deformasyon örnekleri Tuzlaköy kuzeyinde ve Çelikli kuzeybatısında gözlenmiştir. Bu yörede Kemerkaş Formasyonu çakıltaşlarında küçük ölçekli güneye devrik asimetric kıvrımlanma (fay-büklüm kıvrımları) saptanmıştır. Bununla birlikte, bindirme fayının diğer bölgelerdeki yüzeylemelerinde tavan blok kayalarında yoğun deformasyon izlenmemektedir. Kemerkaş Formasyonu düzenli olarak kuzeye doğru 20°-35° arasında eğimlidir. Çamlıbel doğusunda yer alan Günçalı ve Güzelce köyleri dolayında D-B doğrultusunda uzanan bindirme fayı, Aydoğdu köyü doğusunda sonlanır (Şekil 2).

Güzelce Bindirmesi (GB)

Bu bindirme, Aktepe ve Güzelce köylerinin güneyinde KD-GB doğrultuludur. Bindirme fayı yüksek

açılı (70°-80°K) olup, tavan blokta Kemerkaş Formasyonu'na ait çakıltaşları, tavan bloğunda ise aynı formasyona ait kumtaşı ve silttaşı birimleri yer almaktadır (Şekil 7, AA' kesiti). Fayın karakteri ile ilgili yapılan çalışmalar fayın önemli sağ yanal doğrultu atım bileşenine sahip bindirme fayı olduğunu göstermektedir (Şekil 7 AA' kesiti).

Bindirme Faylarının Geometrisi

İnceleme alanındaki bindirme faylarının genel özellikleri, bölgede gelişen bindirme sisteminin bir kuzeye eğimli bindirme yelpazesi (Boyer ve Elliott, 1982) olduğunu açık olarak ortaya koymaktadır (Şekil 7). Karabalçık ve Artova bindirmeleri doğudan batıya doğru bir kör bindirme fayından yüzeyleyen bindirme fayına geçiş gösteren geometriye sahiptirler. Ana bindirme fayları arasındaki yatay mesafelerin birbirine yaklaşık olarak eşit olması fayların bindirme yelpazesi sistemi içerisinde eş zamanlı oluştuklarını (Boyer ve Elliott, 1982) ortaya koymaktadır. Artova bindirmesinin doğudaki bölümünün geometrisi, Tokat Masifi ile Artova Ofiyolitli Karışığı arasında yer alan ve olasılıkla Alt Eosen öncesinde oluşan bindirme fayının kısmen yeniden hareketlendiğini göstermektedir. Artova doğusunda Kemerkaş Formasyonu'nun altında sönümlenerek kör bindirme fayına dönüşen Artova bindirmesi Sağlıca ve Ağmusa köylerinin kuzeyinde tamamen yeni bir bindirme fayı olarak gelişim göstermektedir (Şekil 2).

Artova-Çamlıbel yöresinde gelişen bindirme sistemlerinin genel geometrisi, bölgedeki tektonik taşınma yönünün kuzeyden güneye doğru olduğuna işaret etmektedir. Bununla birlikte inceleme alanında güneyden kuzeye doğru bindirme gelişimini yansıtan yersel geri bindirme fayları da saptanmıştır. Bu geri bindirmelere en tipik örnek, Güzelce köyünün güneyindeki Gömleksiz köyü yol yarması boyunca izlenmektedir. Bu bölgede, ofiyolitli karışığa ait serpantinleşmiş ultrabazik kayaçlar Kemerkaş Formasyonu'nu oluşturan çakıltaşları üzerinde 20° güneye eğimli bir bindirme düzlemi ile yer almaktadır. Geri bindirme gelişimine bir başka örnek ise Dodurga köyü güneyinde yer almaktadır. Burada da ofiyolitli karışık, güneyden kuzeye doğru Kemerkaş Formasyonu çakıltaşları üzerine bindirmektedir (Şekil 2).

Artova-Çamlıbel Yöresinde Geç Neojen Bindirme Sistemlerinin Kinematığı

Bindirme sistemlerinin kinematik özelliklerinin ortaya konulması amacıyla, özellikle Kemerkaş Formasyonu'ndan fay-atım verileri ölçülerek değerlendirilmiştir. Elde edilen fay-atım verileri sayısal analiz yöntemlerinden Carey (1979)'in yöntemiyle değerlendirilerek, ana gerilme yönleri ve hareket düzlemleri saptanmıştır (Şekil 8). Carey (1979) fay-atım ters çözüm (inversion) yöntemi, bir fay topluluğunda öngörülen ve ölçülen atım vektörleri arasındaki sapmayı minimize ederek ortalama en uygun gerilme tensörünün hesaplanması temeline dayanmaktadır (Carey, 1979; Carey ve Brunier (1974). Ters çözüm işlemi ana gerilme eksenlerinin ($\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$) durumunu (doğrultu ve dalım) vermektedir. Yöntemin temeli, Wallace (1951) ve Bott (1959)'un mekaniksel yaklaşımlarına dayanmaktadır. Bu yaklaşımda, her bir fay düzlemi üzerinde gelişen atımın (kayma çizgilerini oluşturan) bu fay düzlemi üzerinde etkin, çözümlenmiş makaslama gerilmesinin doğrultusunda ve yönünde olduğu kabul edilmektedir.

Kıvrım-bindirme kuşaklarında yapılan kinematik amaçlı analizlerde hareket düzlemlerinin saptanması oldukça önem taşımaktadır. Faylar üzerindeki kayma çizgilerini içeren düzlem, hareket düzlemi olarak tanımlanmakta (Arthaud, 1956; Wojtal, 1986; Marret ve Allmendinger, 1990) ve bölgesel tektonik taşınmanın doğrultusunu vermektedir.

İnceleme alanında saptanan bindirmelerin geometrileri, kıvrım, yapraklanma ve makaslama gibi ana yapısal belirteçler bölgede bindirme faylanmasına bağlı deformasyonu işaret etmektedir. Bununla birlikte, elde edilen küçük ölçekli fay-atım verilerinin sayısal kinematik analiz yöntemleriyle değerlendirilmesi de aşağıda belirtildiği gibi benzer sonuçları ortaya koymaktadır.

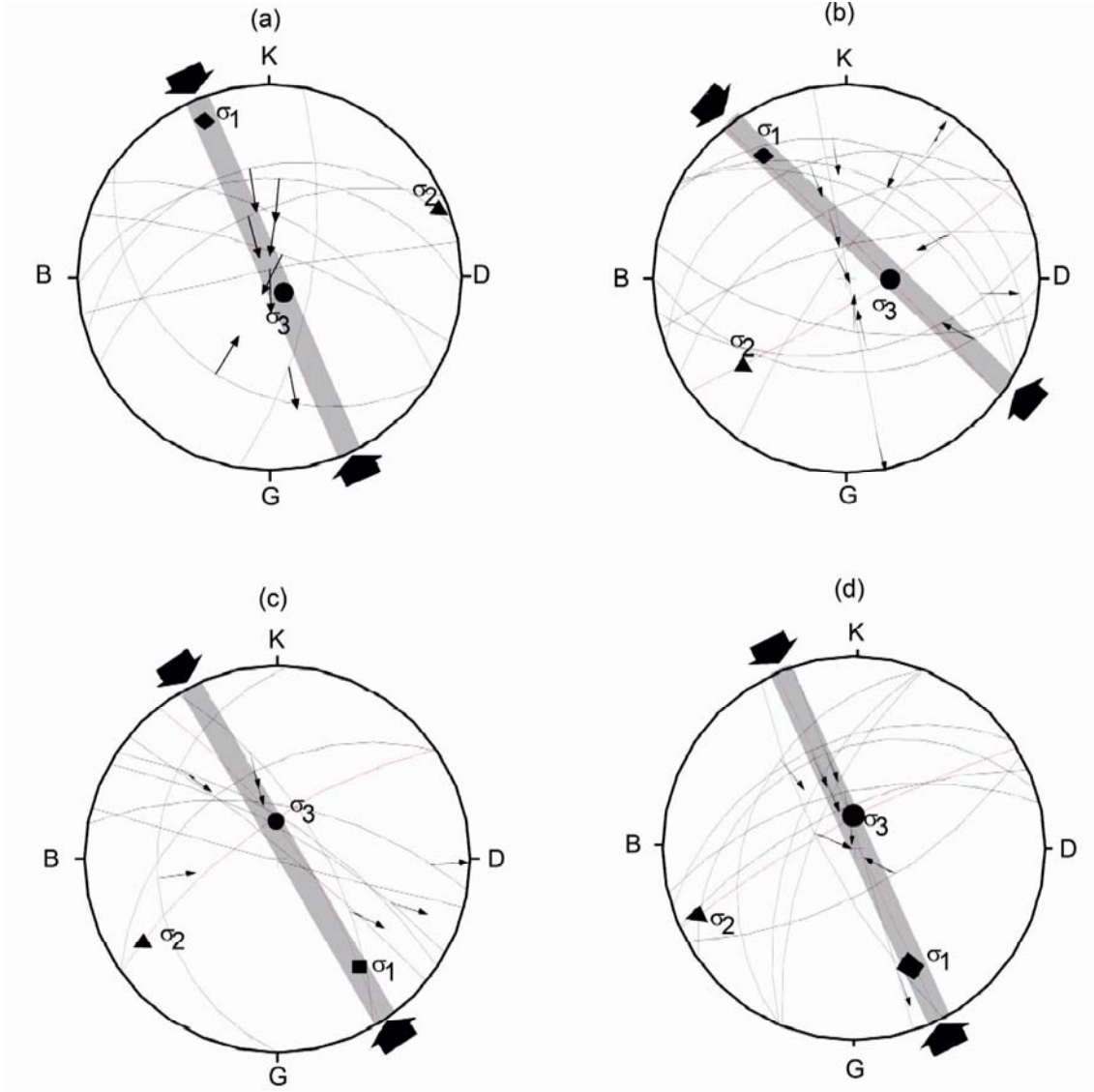
İnceleme alanında dört farklı bölgede yapılan fay-atım ölçümlerinin değerlendirilmesi gerçekleştirilmiştir. İnceleme alanının orta kesiminde yer alan Ağmusa köyü yakın kuzey kesiminde yüzeyleyen Geç Miyosen-Erken Pliyosen yaşlı Kemerkaş Formasyonu'nun Erken-Orta Eosen yaşlı Çekerek

Formasyonu ile dokanağı boyunca yapılan ölçümlerin değerlendirilmesi Şekil 8a'da verilmiştir (Şekil 2). Hareket düzleminin doğrultusu KKB-GGD olarak belirlenmiştir. Gerilme eksenlerinin dağılımı bindirme faylanmasını göstermekte olup, KKB-GGD doğrultulu sıkışma yönü elde edilmiştir (Şekil 8a).

Artova ilçe merkezinin güneyindeki Tuzlaköy kuzeyinde yüzeyleyen Kemerkaş formasyonu çakıltaşlarından ölçülen fay-atım verilerinin değerlendirilmesi Şekil 8b'de yer almaktadır (Şekil 2). Formasyonun Artova Ofiyolitli Karışığı ile dokanaklı olduğu bindirmeye yakın kesimlerde yoğun kıvrımlanma ve faylanma saptanmıştır. Birim içerisinde gözlenen küçük ölçekli güneye devrik asimetric kıvrımların eksenleri KD-GB doğrultuludur. Fay-atım verilerinin değerlendirilmesi sonucunda; hareket düzleminin doğrultusu KB-GD, bindirme faylanmasını veren gerilme eksenlerinden sıkışma doğrultusu ise KB-GD olarak belirlenmiştir (Şekil 8b).

Çamlıbel'in güneydoğusundaki Kızık köyü kuzeydoğusunda Artova Ofiyolitli Karışığı ile Kemerkaş Formasyonu'nun dokanağı boyunca ölçülen fay-atım verilerinin değerlendirilmesi Şekil 8c'de görülmektedir (Şekil 2). Bu yüzlekte Artova Ofiyolitli Karışığı içerisinde yaygın olarak yer alan Jura-Alt Kretase yaşlı gri ve masif kireçtaşı bloğu Kemerkaş Formasyonu'na ait kırmızı iyi pekişmemiş çakıltaşları üzerine bindirmektedir (Şekil 2, 7 AA' kesiti). Bindirmeye yakın kesimlerde saptanan küçük ölçekli fayların değerlendirilmesi, KKB-GGD doğrultulu bir sıkışmayı ve aynı doğrultulu hareket düzlemini vermektedir (Şekil 8c).

İnceleme alanının güneybatısındaki Sulusaray ile Dutluca köyleri arasındaki yol boyunca yüzeyleyen Kemerkaş Formasyonu'nun taban kesimlerindeki kumtaşı, silttaşı aralanmasından oluşan bölümlerinde yapılan fay-atım verilerinin değerlendirilmesi Şekil 8d'de verilmiştir (Şekil 2). Çamlıbel Bindirmesi'nin taban bloğundaki deformasyonu yansıtan bu veriler, KKB-GGD doğrultulu bir sıkışmayı ve aynı doğrultulu hareket düzlemini ortaya koymaktadır (Şekil 8d).



Şekil 8. İnceleme alanının dört değişik kesimine ait fay-atım verilerinin Carey (1979) yöntemiyle değerlendirilmesi ve stereografik izdüşümleri. (Oklar fay düzlemi üzerindeki kayma çizgilerinin yönünü, taralı düzlemler ise hareket düzlemlerini göstermektedir. Ölçüm yerleri için Şekil 2'ye bakınız. Wulff ağı alt yarımküre izdüşümleri. ($\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$)).

Figure 8. Stereographic plots and determination of fault-slip data by Carey(1979) method from four localities in the study area. (Arrows represent striations with slip directions indicated and great circles correspond to the kinematic "plane of movement". See Figure 2 for locations. Wulff net lower hemisphere projections. ($\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$)).

İnceleme alanının değişik dört ayrı kesiminden elde edilen fay-atım verilerinin değerlendirmesi, bölgede Üst Pliyosen'de düzenli olarak KKB-GGD doğrultulu bir sıkışmanın varlığını ortaya koymaktadır. Bu veriler, aynı zamanda, bölgede gelişen bindirme sistemlerinin oluşumunda tektonik

taşınma doğrultusunun da KKB-GGD doğrultulu olduğunu da belirlemektedir. Bindirme faylarının genel geometrileri, bölgedeki tektonik taşınma yönünün kuzeyden güneye doğru olduğunu göstermektedir. Bununla birlikte, önceden belirtildiği gibi yersel geri bindirmelerin varlığı da belirlenmiştir.

TARTIŞMA ve SONUÇLAR

İAEKK boyunca yaygın olarak yüzeyleyen Geç Miyosen-Erken Pliyosen yaşlı karasal çökellerin (Kemerkaş Formasyonu) geniş alanlarda yüzeylemesi, İAEKK'nın çarpışma sonrası Pliyosen'deki kinematik ve tektonik özelliklerinin belirlenmesine olanak sağlamaktadır. İAEKK'nın Artova-Çamlıbel (Tokat) bölgesinde yer alan doğu kesiminin çarpışma sonrası tektonik deformasyon biçimi, temel ve örtü kayaçlarını içeren bindirme sistemleriyle denetlenmektedir. Fay-atım verilerinin sayısal ve grafiksel analiz yöntemleriyle değerlendirilmesi ile elde edilen sonuçlar, İAEKK boyunca Pliyosen'de KKB-GGD doğrultulu bir sıkışmanın etkin olduğunu ortaya koymaktadır. Bindirmelerin taşınma doğrultusu KKB-GGD olup, bindirmeler boyunca genel taşınma yönü, kuzey-kuzeybatıdan güney-güneydoğuya doğrudur. İAEKK'nın Eskişehir-Ankara-Çankırı yöresinde İAEKK boyunca Oligosen-Pliyosen yaşlı birimlerin Erken Pliyosen sonunda yoğun bir kısılma ve kalınlaşmaya uğradıkları ve Pliyo-Kuvaterner yaşlı yelpaze çökelleri tarafından uyumsuzlukla örtüldükleri belirtilmektedir (Koçyiğit ve diğ. 1995). Bu veriler, İAEKK boyunca Pliyosen'de bindirme tektoniğinin etkin olduğunu göstermektedir.

Neotetis okyanusunun kuzey kolunun, kuzeyde yer alan Sakarya Zonu ile güneyde yer alan Kırşehir Masifi-Toros Kuşağı arasında Geç Paleosen'de kapanmasından sonra gerçekleşen çarpışma ve bunu izleyen çarpışma sonrası sıkışma bölgede etkin olmuştur (Şengör ve Yılmaz, 1981; Okay ve Tüysüz, 1999). Geç Paleosen-Geç Miyosen aralığında güneyde yer alan Sivas Havzası'nda kalın bir çökel topluluğunun depolanması, İAEKK'nın bu zaman aralığında hızla aşındırıldığını işaret etmektedir. Sivas Havzası'nda yapılan ayrıntılı çalışmalar havzada en önemli bindirme faylanmasına bağlı deformasyonun Orta Miyosen'de ve Geç Pliyosen'de gerçekleştiğini göstermektedir (Temiz ve diğ., 1993; Temiz, 1994;1996). Geç Miyosen'de gerçekleşen hızlı aşınma, İAEKK boyunca artan kısılma ile karşılanmıştır. Kuşak boyunca kalınlaşma, önceki bindirme faylarının eğim açısının artmasıyla gerçekleşmektedir (Şekil 9b). Bu tür bindirme gelişimleri sıra dışı bindirme

olarak tanımlanmakta (Morley, 1992) ve orojenik kuşakların iç deformasyonla tektonik duraylılığını korumasını sağlamaktadır.

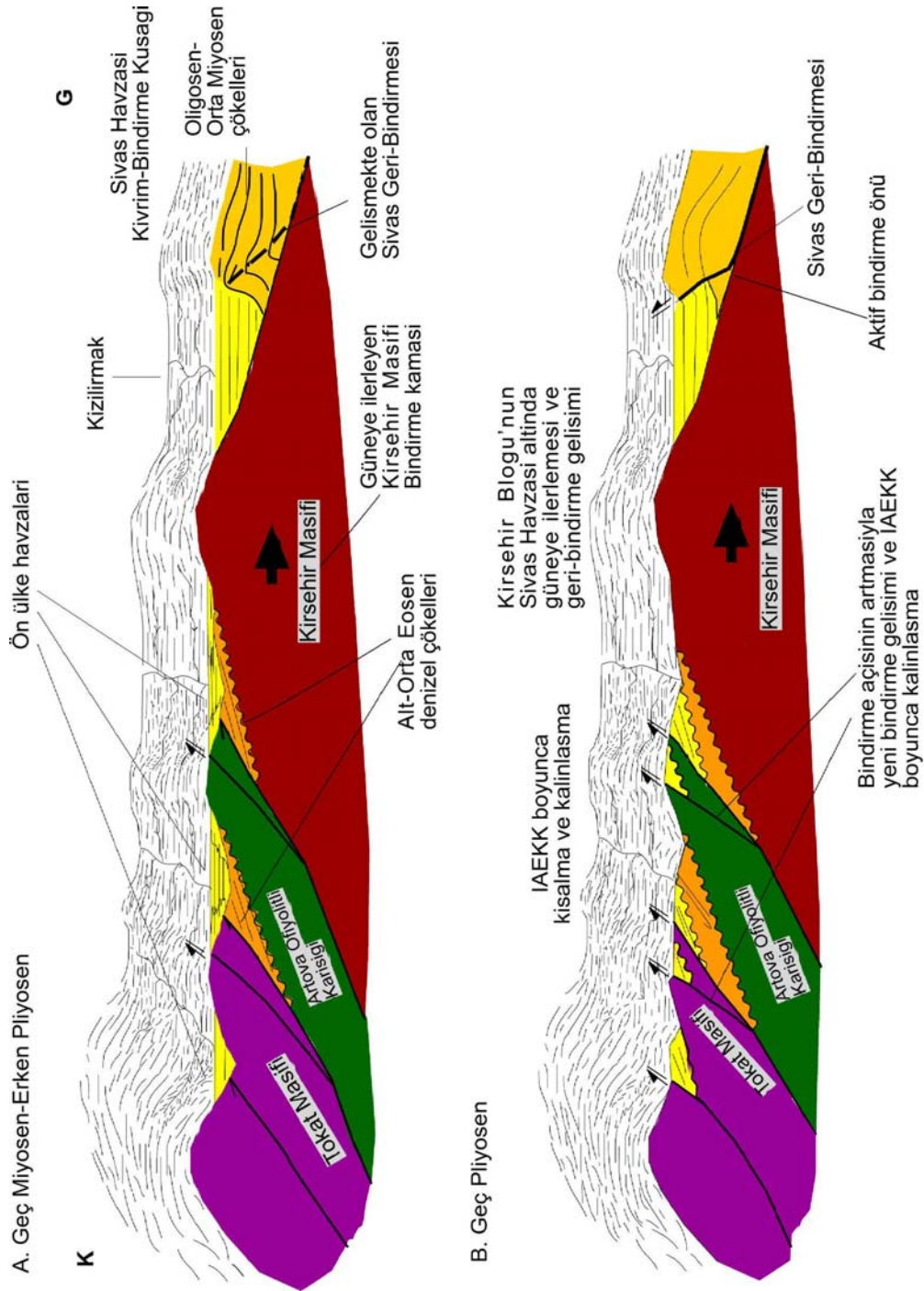
Geç Miyosen'de İAEKK boyunca yer alan ana bindirme örtülerini kuzeyden güneye, Tokat Masifi ve Artova Ofiyolitli Karışığı oluşturmaktadır (Şekil 9a). Geç Miyosen-Erken Pliyosen yaşlı Kemerkaş Formasyonu'nu oluşturan karasal çökeller bu bindirme örtüleri tarafından sınırlanan ön ülke havzalarında çökelmişlerdir. Bu çökeller tabanda kırmızı alüvyon yelpazesi, menderesli akarsu ve taşkın ovası çökelleriyle başlamakta, üste doğru yer yer gösel birimlere geçmektedir. Birimin taban kesimlerinde yer yer jipslerin görülmesi, ortamın oldukça sıcak ve kurak, küçük kapalı playa göllerinin oluşumuna uygun olduğunu da göstermektedir. İAEKK'nın güneyinde yer alan Kırşehir Masifi ile Sivas Havzası kıvrım ve bindirme kuşağı boyunca Geç Miyosen-Erken Pliyosen'de gelişen Kızılırmak havzasının güney kenarı, Sivas geri-bindirmesi (Poisson ve diğ. 1992; Guezou ve diğ. 1996) tarafından denetlenmektedir (Şekil 1). Sivas geri-bindirmesinin gelişme mekanizması, İAEKK boyunca güneye doğru gerçekleşen sıkışma ile Kırşehir Masifi'nin Sivas havzası altında bir bindirme kaması şeklinde güneye ilerlemesi ile açıklanabilir (Şekil 9b). Sivas geri-bindirmesinin bir kör bindirmeden yüzeyleyen bindirmeye dönüşmesi, Geç Pliyosen'de meydana gelmiştir (Guezou ve diğ.1996).

KATKI BELİRTME

Bu çalışma, NATO (CRG.CRG 973039) ve Cumhuriyet Üniversitesi Araştırma Fonu (M131) tarafından desteklenen projelerin bir bölümünü kapsamaktadır. Yazarlar, anılan kuruluşlara desteklerinden dolayı teşekkür ederler.

KAYNAKLAR

Arthaud, F., 1969. Methode de détermination graphique des directions de raccourcissement, d'allongement et intermédiaire d'une population de failles. Bull. Géol. Soc. France, 11, 729-737.



Şekil 9. Artova-Çamlıbel bölgesinde İzmir-Ankara-Erzincan Kenet Kuşağı'nın Geç Miyosen-Kuvaterner dönemindeki jeolojik evrimini gösterir şematik modeller.

Figure 9. Schematic geologic models showing the Late Miocene-Quaternary geological evolution of the İzmir-Ankara-Erzincan Suture Zone in the Artova-Çamlıbel area.

- Barka, A., Akyüz, H.S., Cohen, H.A., and Watchorn, F., 2000. Tectonic evolution of the Niksar and Taşova-Erbaa pull-apart basins, North Anatolian Fault Zone: their significance for the motion of the Anatolian block. *Tectonophysics*, 322, 243-264p.
- Bozkurt, E., and Koçyiğit, A., 1995. Almus Fault Zone: Its age, Total offset and Relation to the North Anatolian Fault Zone, *Turkish Journal of Earth Sciences*, 4/2, 93-104.
- Bozkurt, E., and Koçyiğit, A., 1996. The Kazova Basin: an active negative flower structure on the Almus Fault Zone, a splay fault system of the North Anatolian Fault Zone, Turkey. *Tectonophysics*, 265 (3-4), 239-254.
- Boyer, S.E., and Elliott, D., 1982. Thrust systems. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 66, 1196-1230.
- Bott, M.,H.,P., 1959. The mechanism of oblique slip faulting. *Geological Magazine*, 96, 109-117.
- Carey, E., 1979. Recherche des directions principales de contraintes associées au jeu d'une population de failles. *Revue Géologique Dynamique et Géographie Physic*, 21, 57-66.
- Carey, E., and Brunier, B., 1974. Analyse théorique et numérique d'un modele mécanique élémentaire applique a l'étude d'une population de failles. *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences de Paris*, 279, 891-894.
- Dunne, W.M., and Ferrill, D.A., 1988. Blind thrust systems. *Geology*, 16, 33-36.
- Gökten, E., 1993, Ulaş (Sivas) doğusunda Sivas Havzası güney kenarının jeolojisi: İç Toros Okyanusunun kapanımıyla ilgili tektonik gelişim. *TPJD Bülteni*, 5/1, 35-55.
- Görür, N., Oktay, F.Y., Seymen, İ., and Şengör, A.M.C., 1984. Paleo-tectonic evolution of the Tuzgölü basin complex, Central Turkey: sedimentary record of a Neo-Tethan closure. In: Dixon, J.E. and Robertson, A.H.F. (eds), *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean*, Geological Society of London Special Publication, No. 17, 467-482.
- Guezou, J.C., Temiz, H., Poisson, A., and Gürsoy, H., 1996. Tectonics of the Sivas basin: The Neogene record of the Anatolian accretion along the Inner Tauric suture. *International Geological Review*, 38, 901-925.
- İrrlitz, W., 1972. Lithostratigraphie und tektonische Entwicklung des Neogens in Nordostanatolien. *Beihefte zum Geologischen Jahrbuch*, 120, 1-111.
- Koçyiğit, A., Türkmenoğlu, A., Beyhan, A., Kaymakçı, N., and Akyol, E., 1995. Post-Collisional Tectonics of Eskişehir-Ankara-Çankırı segments of İzmir-Ankara-Erzincan Suture Zone (İAESZ): Ankara Orogenic Phase. *TAPG Bulletin*, 6/1, 69-86.
- Koçyiğit, A., 1996. Superimposed basins and their relations to the recent strike-slip fault zone: a case study of the Refahiye superimposed basin adjacent to the North Anatolian Transform Fault, northeastern Turkey. *International Geological Review*, 38, 701-713.
- Marret, R.M., and Allmendinger, R.W., 1990, Kinematic analysis of fault-slip data. *Journal of Structural Geology*, 12, 973-986.
- Morley, C.K., 1992. Tectonic and sedimentary evidence for synchronous and out-of-sequence thrusting, Larache-Acilah area, Western Moroccan Rif. *Journal of the Geological Society of London*, 149, 39-49.
- Okay, A.I. & Tüysüz, O., 1999, Tethyan sutures of northern Turkey. In "The Mediterranean Basins: Tertiary extension within the Alpine orogen" (eds. B. Durand, L. Jolivet, F. Horváth and M. Séranne), Geological Society, London, Special Publication 156, 475-515.
- Özcan, A., Erkan, A., Keskin, E., Keskin, A., Özer, S., Sümengen, M., ve Tekeli, O., 1980. Kuzey Anadolu Fayı-Kırşehir masifi arasının temel jeolojisi. *MTA Rapor no : 6722, 136s* (yayımlanmamış).
- Platzman, E.S., Tapırdamaz, C., and Sanver, M., 1998. Neogene anticlockwise rotation of central Anatolia (Turkey): preliminary paleomagnetic and geochronological results. *Tectonophysics*, 299, 175-189.

- Poisson, A.M., Temiz, H., and Gürsoy, H., 1992. Pliocene thrust tectonics in the Sivas Basin near Hafik (Turkey): Southward fore thrusts and associate back thrusts. Cumhuriyet Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Dergisi, Seri A, Yerbilimleri, 9 (1), 19-26.
- Sümengen, M., Unay, E., Saraç, G., Bruijin, D., Terlemez, İ., and Gürbüz, M., 1990, New Neogene rodent assemblages from Anatolia (Turkey), In: Lindsay, E.H., Falbush, V. and Mein, P.(eds), European mammal chronology, New York, Plenum Press, 61-72.
- Şengör, A.M.C., and Yılmaz, Y., 1981. Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach. Tectonophysics, 75, 181-241.
- Tatar, O., Piper, J.D.A., Gürsoy, H., and Temiz, H., 1996. Regional significance of neotectonic counterclockwise rotation in central Turkey. International Geology Review , 38, 692-700.
- Tatar, O., Piper, J.D.A., and Gürsoy, H., 2000. Paleomagnetic study of the Erciyes sector of the Ecemiş Fault Zone: neotectonic deformation in the southeastern part of the Anatolian Block. In: Bozkurt, E., Winchester, J.A. and Piper, J.D.A. (eds) Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area. Geological Society, London, special Publications, 173, 423-440.
- Temiz, H., 1994, Sivas Tersiyer havzasının Kemah (Erzincan) ve Hafik (Sivas) yörelerindeki tektonostratigrafisi ve tektonik deformasyon biçimi. Cumhuriyet Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü. Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı, Doktora tezi. 239s (yayımlanmamış).
- Temiz, H., 1996, Tectonostratigraphy and thrust tectonics of the central and eastern parts of the Sivas Tertiary basin, Turkey. International Geology Review , 38, 957-971.
- Temiz, H., Guezou, J.C., Poisson, A.M., and Tutkun, S.Z., 1993. Tectonostratigraphy and kinematics of the eastern end of the Sivas Basin (Central Eastern Turkey): implications for the so-called "Anatolian Block". Geological Journal, 28, 239-250.
- Temiz, H., Guezou, J.C., and Guillou, H., 2000, Tectonique de l'Anatolie Centrale et Faille Norde Anatolienne: Cinématique et chronologie. 18. Réunion des Sciences de la Terre, Paris, Abstracts, 240.
- Üstüntaş, A., ve İnceöz, M., 1999. Zile (Tokat) batısında Uzunköy çevresinin stratigrafisi. Türkiye Jeoloji Bülteni, 42 (1), 69-83.
- Wallace, R.E. 1951. Geometry of shearing stress and relation to faulting. Journal of Geology, 13, 813-821.
- Wojtal, S., 1986. Deformation within foreland thrust sheets by populations of minor faults. Journal of Structural Geology, 8, 341-360.
- Yılmaz, A., 1980. Tokat ile Sivas arasındaki bölgede ofiyolitlerin kökeni, iç yapısı ve diğer birimlerle ilişkisi. Ankara Üniversitesi Fen Fakültesi Doktora tezi, 136s (yayımlanmamış).
- Yılmaz, Y., Serdar, H.S., Genç, C., Yiğitbaş, E., Gürer, Ö.F., Elmas, A., Yıldırım, M., Bozcu, M., and Gürpınar, O., 1997. The Geology and Evolution of the Tokat Massif, South-Central Pontides, Turkey. International Geology Review, 39, 365-382.

Haluk TEMİZ

Cumhuriyet Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi,
Jeoloji Mühendisliği Bölümü,
58140 Sivas

temiz@cumhuriyet.edu.tr

Kuzey Anadolu Fayı' nın Suşehri ile Gölova (Agvanis) arasındaki bölgede atımı

Offset of the North Anatolian Fault between Suşehri and Gölova (Agvanis) segment

Ali YILMAZ, Hüseyin YILMAZ

Cumhuriyet Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Çevre Mühendisliği Bölümü, 58140, Sivas

ÖZ

İnceleme alanı, Kuzay Anadolu Fayı'nın (KAF'ın) Suşehri ile Gölova (Agvanis) arasındaki kesiminde yer almaktadır. Bu bölge KAF'ın atımı ile ilgili pek çok verinin sunulduğu ve tartışmanın yoğun olduğu bir bölgedir. Bölgesel jeoloji ile ilgili bilgiler geliştikçe KAF'ın atımı ile ilgili değerlendirmeler de büyük ölçüde değişime uğramaktadır. Yanal atımlı bir fayın maksimum atımı, ancak bu fayın iki tarafında yüzeylenen en eski birimlerle bu birimlerin üzerine açılı uyumsuzlukla gelen örtü birimlerinin denestirilmesi ile belirlenebilir. Tokat Grubu metamorfileri ile ofiyolitli kayalar inceleme alanında ana fayın iki tarafında yüzeylenen en eski birimlerdir. Fayın iki tarafında denestirilebilir daha eski birimler de yoktur. Ayrıca, Eosen, Oligo-Miyosen (Alt), ve Üst Miyosen yaşta diziler sıra ile örtü birimlerini temsil etmekte ve sıra ile daha eski birimlerin üzerine açılı uyumsuzlukla gelmektedir. Ana fayın güneyinde yer alan ve Suşehri'nin güneydoğusunda ve Akıncılar'ın batısında yüzeylenen Tokat Grubu metamorfileri ve ofiyolitli kayalar ile bu birimlerin üzerine açılı uyumsuzlukla gelen Eosen ve daha genç düzeyler içeren örtüler; ana fayın kuzeyinde yer alan ve Gölova (Agvanis) kuzeyi ile batısında yüzeylenen Tokat Grubu metamorfilerinin bir parçasını temsil eden Gölova Metamorfileri ve ofiyolitli kayalar ile bu kayaların üzerine açılı uyumsuzlukla gelen Eosen ve daha genç örtülerle kayatürü özellikleri ve stratigrafik dizilim yönüyle oldukça büyük benzerlikler sunmaktadır. KAF'ın faylanmasıdan önce bu iki alanın bir bütün oluşturduğu, faylanmadan sonra ise fayın kuzeyi ile güneyinin yanal olarak devindiği ve farklı oranlarda yükseldiği, dolayısıyla erozyondan sonra farklı boyutlarda yüzeylemelerin ortaya çıktığı değerlendirilmektedir. Sonuç olarak ana fayın iki tarafında yüzeylenen birimler denestirilirse, KAF'ın sağ yönlü yanal atımının maksimum 25 km olabileceği ileri sürülebilir.

Anahtar Kelimeler: Kuzey Anadolu Fayı; KAF; Atım; Suşehri havzası.

ABSTRACT

The study area is located between Suşehri and Gölova (Agvanis) segment of the North Anatolian Fault (NAF). This area is the region, where much data and discussions relating the offset have been presented. The evaluations relating the offset have been changed in a great scale, after improving of the informations in detail, on the regional geology. Maximum offset of a strike-slip fault may have been determined by the oldest rocks and unconformably overlying covers, outcropping along both sides of the master fault. Tokat Group metamorphics with ophiolitic rocks, which outcrop both side of the master fault, are the oldest rock units in the studied region. There are no any other units, which are older than these rocks. In addition, Eocene, Oligo-Miocene (Lower) and Upper Miocene-Pliocene sequences represent the cover rocks and overlie unconformably the older units respectively. Tokat Group metamorphic rocks with ophiolitic rocks and overlying Eocene and younger units of the area between Suşehri and Akıncılar, which is located along the southern edge of the master NAF, have similar characteristics in the view point of the rock units and

stratigraphic sequence, with the Gölova metamorphics with ophiolitic rocks which are a part of the Tokat Group, and overlying Eocene and younger units of the area to the North and Northeast of the Gölova town, which is located along the northern edge of the master NAF. Before occurring the master NAF, these two regions may have been a unity, and after occurring the fault, northern and southern blocks have been moved laterally and risen in the different scale and then have been outcropped in the different size after erosion. In conclusion, after correlation of the units outcropped both sides of the master fault, it can be suggested that maximum right- lateral offset of NAF might be 25 km.

Key Words: North Anatolian Fault; NAF; offset; Suşehri basin.

GİRİŞ

İnceleme alanı Kuzey Anadolu Fayı'nın (KAF'ın) Suşehri ile Gölova (Agvanis) arasındaki kesiminde yer almaktadır (Şekil 1). Bu bölge KAF'ın atımı ile ilgili değerlendirmelerin yapıldığı ilginç bölgelerden biridir. Örneğin Seymen (1975) Tokat Masifi ile ofiyolitli karmaşık arasındaki sınırı gözetererek KAF'ın atımının 85±5 km olabileceğini ileri sürmüştü ve kimi sentezlerde bu atım benimsenmiştir (Şengör, 1979). Daha sonra Koçyiğit (1989), bu bölgede, yani Suşehri havzasında, KAF'ın iki tarafındaki Lütésiyen yaşlı volkano tortulların benzerliğine dikkat çekerek KAF'ın 35 km'lik sağ yanall atıma sahip olabileceğini ileri sürmüştür. Ayrıca Yılmaz ve diğerlerinin (1997) aynı yörede KAF'ın kuzeyinde ve güneyindeki Eosen yaşlı nap cephelerinin benzerliğinden yola çıkarak atımın 50 km olduğunu iddia etmişlerdir. Ancak, KAF'ın farklı segmentlerinde faya ilişkin atımların da farklı olduğu kabul edilmektedir (Herece ve Akay, 2003; Şengör vd., 2005).

Yeterli bilgilerin olmadığı durumlarda farklı önerilerin ortaya çıkması kaçınılmazdır. Ancak bu bölgenin jeolojisi aydınlandıkça KAF'ın kuzeyinde ve güneyinde karşılaştırılabilir yeni yüzeylenmeler de ortaya çıkacaktır. Sunulan çalışmanın amacı da Suşehri ile Gölova arasındaki bölgede izlenen korele edilebilir yüzeylenmeleri karşılaştırarak KAF'ın bu bölgedeki atımına ilişkin bilgilerin artmasına katkı sağlamaktır.

BÖLGENİN JEOLJİK ÇERÇEVESİ

Yukarı Kelkit bölgesi bir bütün olarak çeşitli zamanlarda incelenmiştir (Baykal, 1952; Nebert,

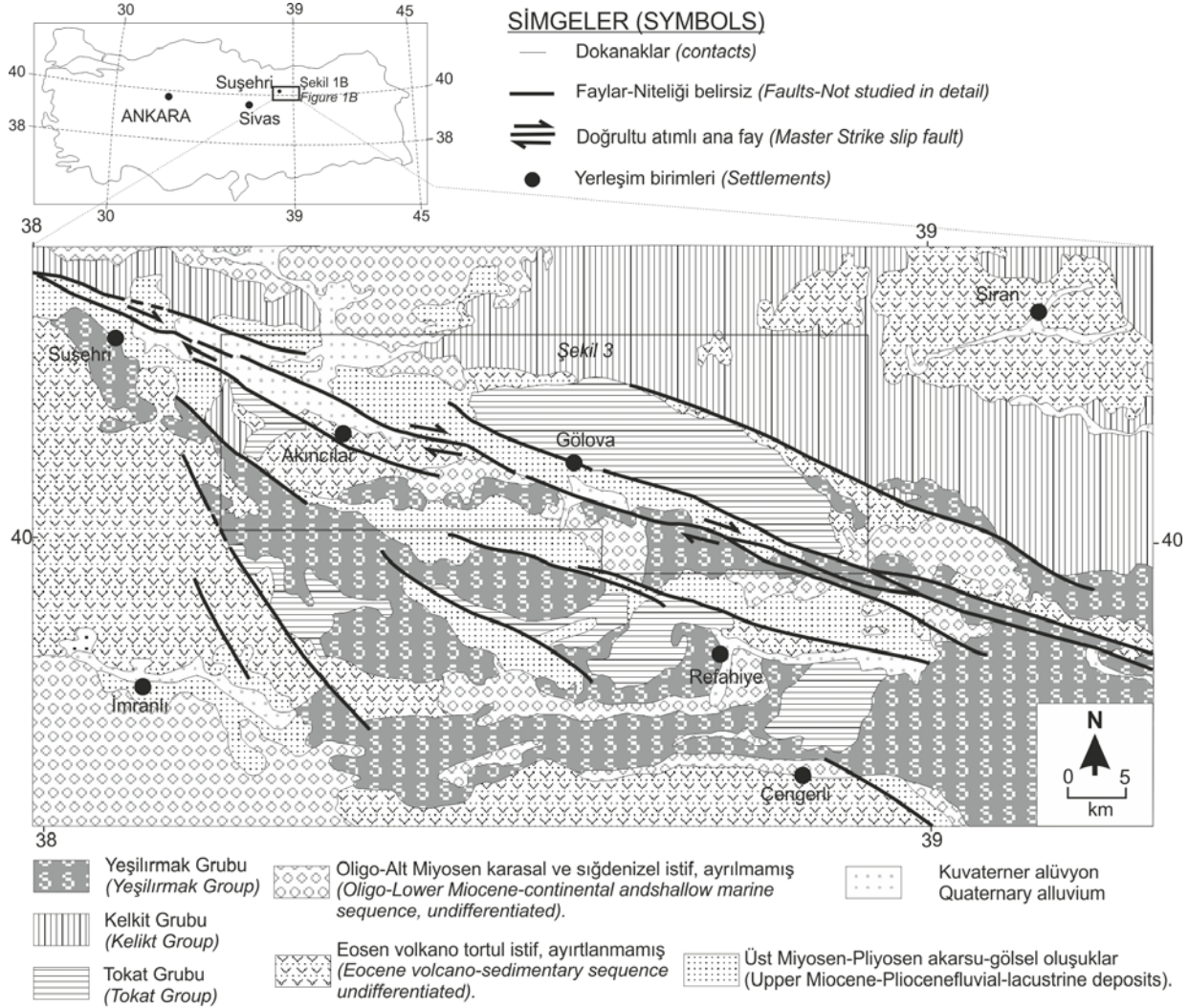
1961; Bergougnan, 1975, 1976, 1982; Yılmaz, 1985). Yapılan çalışmalar sonucunda bölgenin naplı yapısı ortaya konulmuştur. Yılmaz (1985)'e göre kuzeyde Pontitleri temsil eden Kelkit Görelî Otoktonu ve Çimendağı Napı, güneyde ise sıra ile ofiyolitli kuşağı temsil eden Erzincan Napı ve Torosları temsil eden Munzur Kireçtaşı (Özgül, 1981) tanımlanmıştır. Bu tektonik kuşakların Eosen öncesinde birbirine eklendikleri ve ofiyolitli kuşağı temsil eden Erzincan Napı'nın Kuzeye dalımlı bir sütür zonundan türediğini ileri sürülmüştür (Yılmaz, 1985).

İnceleme alanında ise Kelkit Görelî Otoktonu'nun temelini oluşturan Tokat Grubu ve Mezozoyik yaşlı örtüsünü oluşturan Kelkit Grubu ile Yeşilirmak Grubu'nu oluşturan ofiyolitler ve ofiyolitli karmaşığın yanı sıra Eosen, Oligo-Miyosen ve Pliyosen-Kuvaterner yaşlı örtü kayalar yüzeylenir (Şekil 2).

Tokat Grubu ve Kelkit Grubu

İnceleme alanında yer alan en eski oluşuklar Tokat Grubu'na (Özcan ve diğerleri, 1980, Yılmaz, 1980, 1981) karşılık gelmektedir. Tokat grubu iki birime ayrılmıştır (Yılmaz ve Yılmaz, 2004). Bu birimler metavolcano-tortul bir istif ile temsil edilen Turhal Metamorfitleri ve bloklu bir yapıda olan Devecidağı Karışığı olarak adlandırılmıştır.

İnceleme alanında yer alan metavolcano-tortul istif, Akıncılar batısındaki yüzeyleme Turhal Metamorfitleri'ne benzer yapıdadır. Gölova'nın kuzeyindeki yüzeyleme ise Okay (1983) tarafından incelenmiş ve Gölova (Agvanis) Metamorfitleri olarak adlandırılmış olup, bunların da Turhal Metamorfitleri'ne benzer bir yapıda olduğu söylenebilir.



Şekil 1. İnceleme alanının bulduru ve yalınlaştırılmış jeoloji haritası (Yılmaz, 1985; MTA, 2002'den yararlanılmıştır).

Figure 1. Location and simplified geological map of the study area (After, Yılmaz, 1985; MTA, 2002).

Tokat Grubu ile inceleme alanında tektonik bir ilişki sunan Mezozoyik yaşlı örtü, yani Kelkit grubu, Pelin (1977) tarafından incelenmiştir. Mezozoyik yaşlı istifin Liyas yaşlı alt düzeyini Hacıören formasyonu, üst düzeyini sıra ile Orta-Üst Jura-Alt Kretase yaşlı platform türü karbonatlardan oluşan Berdiga formasyonu ve Üst Kretase-Paleosen yaşlı Altınoluk Grubu (Yılmaz, 1985) oluşturmaktadır.

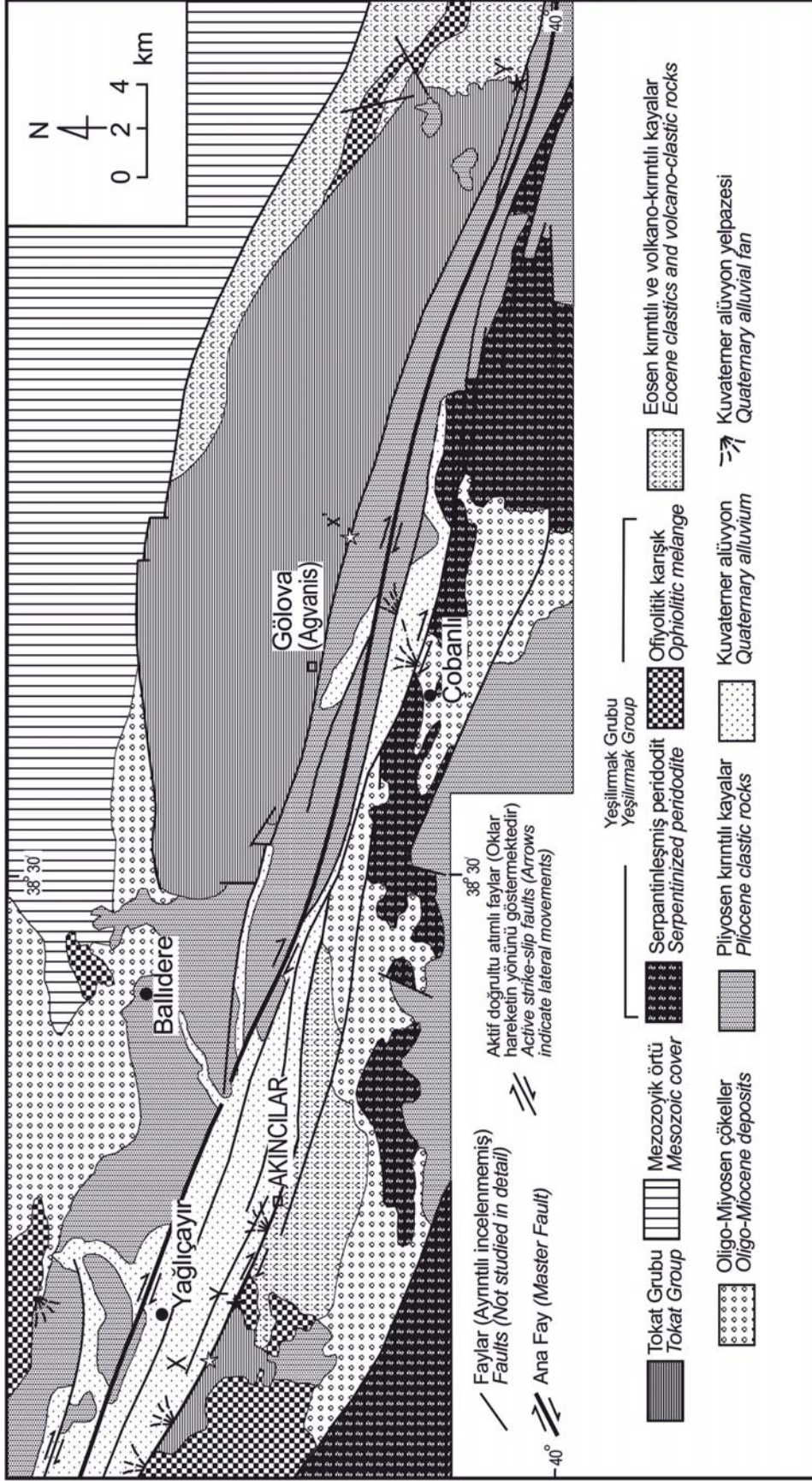
Yeşilirmak Grubu

Kuzey Anadolu Ofiyolit Kuşağı'nın (Yılmaz, 1989) Tokat, Sivas ve Erzincan arasındaki bölümünde ofiyolitler ya da ofiyolitli karmaşık (melange) birbirinden ayırt edilmiştir (Şekil, 2 ve 3). Ofiyolitli karmaşık Refahiye Karmaşığı, ofiyolitli karışık ise Karayaprak Karışığı olarak adlandırılmıştır (Yılmaz, 1985).

Jeolojik yaş Geological age	Grup Group	Formasyon Formation	Kayatürü Lithology	Kalınlık (m) Thickness (m)	Açıklamalar Explanations
Üst Miyo-Kuv. Upper Mio-Qu		Kadıköy		<250	Alüvyon, moloz vd. <i>Alluvium, slop wash etc.</i> Akarsu ve gösel oluşuklar <i>Fluvial and lacustrine deposits</i> Açılı uyumsuzluk-Angular unconformity
		Şebinkarahisar Onarı		>500	Şığ denizel kireçtaşı Akarsu ve gösel oluşuklar <i>Shallow marine limestone</i> Jips ve kırıntılı kayalar <i>Fluvial and lacustrine deposits</i> Çakıltaşı <i>Conglomerate</i> Açılı uyumsuzluk-Angular unconformity
Oligo-Alt Miyosen Oligo-Lower Miocene		Karataş volkanitleri			Andezit ve bazaltik volkanitler <i>Andesite and basaltic volcanics</i>
		Akincılar Gazipınarı		>750	Kırıntılı kayalar: Kumtaşı, kiltası, şeyl <i>Clastic rocks: Sandstone, claystone, shale</i> Çakıltaşı <i>Conglomerate</i> Açılı uyumsuzluk-Angular unconformity
Eosen Eocene	Kelkit				Platform karbonatları <i>Platform carbonates</i> Kırıntılı ve volkanik kayalar <i>Clastic and volcanic rocks</i> Tektonik dokanak-Tectonic contact
					Açılı uyumsuzluk-Angular unconformity
Pre-Eosen Pre-Eocene	Tokat			>2000	Ofiyolitli karmaşık: Serpantinleşmiş peridotit, harzburgit, yer yer lertzolit verlit, dunit, gabro, yastık yapılı volkanitler <i>Ophiolitic complex: Serpentinized peridotite, hartsburgite, in places lertzolite, verlite, dunite, gabbro, pillow lavas</i> Tektonik dokanak-Tectonic contact
	Yeşilirmak	Refahiye Karmaşığı			Ofiyolitli karışık, yer yer olistostromal düzeyler <i>Ophiolitic melange, in places olistostromal levels</i>
		Karakaya Karışığı			

Şekil 2. İnceleme alanının dikme kesiti.

Figure 2. Columnar section of the study area.



Şekil 3. İnceleme alanın jeolojik ve tektonik haritası (Yılmaz, 1985'den yararlanılmıştır)

Figure 3. Geologic and tectonic map of the study area (After, Yılmaz, 1985).

Refahiye Karmaşığı, ofiyolitli dizinin çeşitli düzeylerinin tektonik dokanaklarla yan yana gelmesiyle oluşmuştur. Serpantinit, peridodit ve gabro birbirinden ayırte diledilmektedir. Peridodit başlıca olivin, piroksen ve krom spinel içermektedir. Harzburjit egemen olup yer yer lertzolit, verlit ve dunit izlenmektedir. Gabro ise plajiyoklas ve bol oranda uralitleşmiş klinopiroksen kapsamaktadır. Ayrıca serpantinleşmiş peridoditleri kesen mikrogabro ve diyabaz daykları olağandır.

Karayaprak Karışığı ise yastık yapılı volkanitler, tuf, aglomera, kireçtaşı, grovak ve ince taneli kırıntılı kayalardan oluşan bir hamur ile komşu birimlerden türemiş çeşitli kökende bloklardan yapılı heterojen bir kayatürü topluluğu ile temsil edilmektedir. Karayaprak Karışığı Akıncılar batısında Liyas yaşlı çörtlü kırmızı pelajik kireçtaşı bloklarını kapsamaktadır. Liyas yaşlı pelajik kireçtaşları ile çört ardaşımı ve bunlarla ilksel ilişkili yastık yapılı volkanikler, okyanusal bir kabuğu temsil etmekte ve bu kaya türlerinin kaynağını, Pontitler'le Toros Platformu'nun bir parçasını temsil eden Munzur Kireçtaşı arasında yer alan okyanusal havzanın dışında aramak güçtür. Ayrıca üst düzeylerde yer yer Maestrihtiyen-Paleosen yaşlı kireçtaşı arakatlı kırıntılı düzeyler ofiyolitli karışığın hamuru konumundadır.

Örtü Kayalar

Eosen, Oligo-Miyosen, Üst Miyosen-Pliyo-Kuvaterner yaşlı kayalar, yukarıda sunulan temel birimlerin üzerine açısız uyumsuzlukla gelmektedir.

Eosen yaşlı kayalar, genellikle bir çakıltaşı düzeyi ile altındaki birimlerin ve yer yer birimleri birbirinden ayıran bindirmelerin üzerinde yer almaktadır. Gazıpınar Kırıntılı Kayaları (Yılmaz, 1985) ve Akıncılar Formasyonu olarak adlandırılan Eosen yaşlı istif genellikle çakıltaşı ile başlar, önce Numulitesli kireçtaşına, daha sonra kumtaşı, kıltaşı, şeyl ardalanmasına geçer. Bu kırıntılı düzeyi andezitik volkanitler izler.

Oligosen-Miyosen yaşlı istif, Şebinkarahisar Formasyonu (tümüyle karasal) ve Onarı Formasyonu (kısmen sığ denizel) olarak adlandırılmış olup, bu topluluk genellikle kırmızı renkli çakıltaşı, kumtaşı,

kıltaşı-kumtaşı, yer yer jips ve sığ denizel kireçtaşından oluşan bir kayatürü topluluğu ile temsil edilmektedir. Karasal-sığ denizel bir ortamın ürünü olan bu istif, yer yer asidik ve bazik karakterli genç volkanik dayklar tarafından kesilmekte olup Şebinkarahisar dolayında yaygındır.

Üst Miyosen-Pliyo-Kuvaterner yaşlı tümüyle karasal bir ortamı temsil eden Kadıköy Formasyonu, akarsu ortamının ürünü kalın çakıltaşı-kumtaşı ardaşımı ile başlar ve üst düzeylere doğru gösel oluşuklara uyumlu olarak geçer. Gösel ortamın ürünleri kıltaşı-kireçtaşı ardaşımıyla temsil edilir. Bu istif, Oligo-Miyosen yaşlı istif dahil tüm birimlerin üzerine açılı uyumsuzlukla gelmektedir.

BÖLGENİN TEKTONİK ÖZELLİKLERİ

KAF ayrıntılı olarak Ketin (1966) tarafından tanımlanmıştır. İnceleme alanını da içine alan bir bölgede, yani Kelkit ırmağı boyunca Seymen (1975) Tokat masifi ile ofiyolitli kuşak arasındaki sınırı gözeterek KAF'ın atımının 85±5 km olabileceğini ileri sürmüştür. Daha sonra Koçyiğit (1989), Suşehri havzasında yaptığı çalışmada KAF'ın iki tarafındaki Lütésiyen yaşlı volkano-tortulların benzerliğine dikkat çekerek KAF'ın 35 km lik sağ yanat atıma sahip olabileceğini öngörmüştür. Ayrıca Yılmaz ve diğerleri (1997b) aynı yörede KAF'ın kuzeyindeki ve güneyindeki Eosen yaşlı nap cephelerinin benzerliğinden yola çıkarak atımın 50 km. olduğunu iddia etmektedir. Barka (1984a ve b; 1993) ise Erzincan yöresinde yaptığı çalışmada KAF'ın atımının 25- 30 km dolayında olabileceğini tahmin ettiğini ileri sürmektedir.

KAF 'ın maksimum atımı, ancak en eski birimler olması nedeniyle, fayın iki tarafı boyunca yüzeyleyen Tokat Grubu birimlerinin yanı sıra, bu birimlerin üzerinde açılı uyumsuzlukla yer alan benzer örtü birimlerinin esas alınmasıyla belirlenebilir. Çünkü fayın iki tarafında karşılaştırılabilir daha yaşlı bir birim de yoktur. Suşehri ile Agvanis arası ise uygun bir alandır. Şekil 3' te görüldüğü gibi Suşehri'nin güneydoğusunda ve Akıncıların batısında KAF'ın güneyinde yer alan Tokat Grubu'na ait yeşil şist fasiyesine ait metavolkano-tortul dizi yüzeylenmekle, geometrisi ve kaya türü özellikleriyle Gölova (Agvanis) Metamorfiteri'ne benzer.

Ayrıca Akıncılar'da Tokat Grubu metamorfitlelerinin ve ofiyolittli karışığının üzerine açılı uyumsuzlukla gelen Eosen yaşlı istif ile daha genç düzeyler içeren birimlerin kayatürü özellikleri ve dizilimi, Agvanis'in batısındaki Eosen ve daha genç birimlerle oldukça büyük benzerlikler sunar. Üstelik KAF'ın kuzeyindeki ve güneyindeki masiflerin arasında neotektonik dolgu dışında başka bir birim de izlenmemektedir.

Dolayısıyla faylanmadan önce iki tarafta yer alan metamorfitlelerin uyumlu bir bütün oluşturduğu, faylanmadan sonra ise fayın kuzeyi ile güneyinin farklı oranlarda yükseldiği söylenebilir. Böylece, farklı boyutlarda yüzeylemelerin ortaya çıktığı ve Şekil 3' de görüldüğü gibi olasılıkla güneyde X olarak işaretlenen noktanın kuzeyde X' olan bir yerde olması gerektiğini gözeterek KAF'ın yanal atımını belirlemenin daha doğru olacağı düşünülmektedir. Böyle bir yaklaşımla KAF'ın sağ yönlü yanal atımının da maksimum 25 km olabileceği ileri sürülebilir. Öte yandan atım için Y-Y' noktaları da esas alınabilir. Böyle bir durumda 35 km. lik bir atım ortaya çıkar. Bu da farklı bir yer olmasına karşın Koçyiğit'in verisiyle uyumludur. Ne var ki, yüzeylemelerin geometrisi ve fayın kuzeyindeki ve güneyindeki yükselme ve dolayısıyla aşınma hızlarının, her blokun kendi özelinde farklı olabileceği gözletilirse ilk öneri tercih edilebilir.

SONUÇLAR

Doğrultu atımlı fayların atımı ile ilgili değerlendirmeler, bu fayların iki tarafında yer alan birimlerin deneştirilmesi ile yapılmaktadır. Ancak büyük bir atıma sahip fayların iki tarafında yer alan birimlerin deneştirilmesi konusundaki belirsizlikler, jeolojik çalışmaların yeterince ayrıntılı olmaması ile ilgili olup, bu da atımla ilgili değerlendirmeleri güçleştirmektedir. KAF ve KAF'ın atımı ile ilgili çalışmaların yoğunlaştığı yerlerden biri de KAF'ın Reşadiye ile Erzincan arasındaki bölümdür. KAF, bu bölgede 1940 yılında kırılmış ve 40 000'den fazla yurttaşımızın ölümüne yol açmıştır.

Dolayısıyla bu bölgede KAF'ın atımının da büyük olabileceği ön görülmüştür (Ketin, Seymen, 1975; Koçyiğit, 1989; Yılmaz ve diğerleri, 1985). Bu çalışmaların sonucunda KAF'ın atımıyla ilgili farklı görüşler ortaya çıkmıştır.

Sunulan çalışmanın önemli katkılarından biri de Tokat masifine ait yüzeylemelerin esas alınarak Kuzey Anadolu Fayı'nın maksimum atımıyla ilgili yeni bir önerinin ortaya konulabileceği bir zemin oluşturmasıdır.

Sunulan çalışmada, KAF'ın Suşehri-Akıncılar ile Gölova arasındaki segmentinde fayın atımının maksimum 25- 35 km. arasında değişebileceği değerlendirilmektedir. Bu oran, daha önceki önerilere göre maksimum değer olarak en düşük olanıdır. Ancak bir fayın en azından 25 km'lik bir atıma sahip olması, bölgenin sismik açıdan son derece yüksek bir potansiyele sahip olduğunu da göstermektedir.

KAYNAKLAR

- Baykal, F., 1952, Recherches geologiques de la region de Kelkit-Şiran (Nord-East de L'Anatolie). Revue Faculty of Science, University of İstanbul, Serie B, 17, 325-340.
- Barka, A. A., 1984a, Erzincan Havzasının bazı Neotektonik özellikleri. Kuzey Anadolu 1. Ulusal Deprem Sempozyumu, Bildiriler, Atatürk Üniversitesi, Erzurum, s. 223-247.
- Barka, A. A. ve Hancock, P. L., 1984b, Neotectonic deformation patterns in the convex-northwards arc of the North Anatolian fault zone. In : J.E. Dixon and A.H.F. Robertson (Eds), The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean. Geological Society, London, Special Publications, 17, 285- 296.
- Barka, A. A., 1993, Erzincan baseni çevresinin tektoniği ve 13 Mart 1992 depremi. Ulusal Deprem Mühendisliği Konferansı, 10-13 Mart, TMMOB İnşaat Mühendisleri Odası, İstanbul Şubesi, Deprem Mühendisliği Türk Milli Komitesi, İTÜ Yapı Deprem Uygulama Araştırma Merkezi, İstanbul, 259-270.
- Bergougnan, H., 1975, Presence de trois unitees chariees a la bordure sud des Pontides dans le Haut-Kelkit, Ages et mises en place. les Comptes Rendus Academie des Sciences, 280, Serie D, 2199-2201.
- Bergougnan, H., 1976, Doğu Anadolu'da Avrupa ve Arabistan bloklarının çarpışması (Çev. O. Yılmaz). Yerbilimleri (TMMOB JMO Yayın organı), 1, 31- 41.

- Bergougnan, H., 1982, Remnants of a Pre-Late Jurassic ocean in northern Turkey: Fragments of Permian - Triassic Paleotethys? Discussion. Geological Society of America Bulletin, 93, 929- 932.
- Herece, E. ve Akay, E., 2003, Kuzey Anadolu Fayı (KAF) Atlası/ Atlas of North Anatolian Fault (NAF). MTA Genel Müdürlüğü, Özel Yayın No.2, Ankara.
- Ketin, I., 1969, Kuzey Anadolu Fayı hakkında. MTA Dergisi, 72, 1-27.
- Koçyiğit, A., 1989, Suşehri basin: an active fault-wedgebasin on the North Anatolian Fault Zone, Turkey. Tectonophysics. 167, 13-29.
- MTA, 2002, 1/500 000 Ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası, Samsun, Trabzon, Sivas ve Erzurum Paftaları. Ankara.
- Nebert, K., 1961, Kelkit Çayı ve Kızılırmak (Kuzeydoğu Anadolu) nehirleri mecrası bölgelerinin Jeolojik yapısı. MTA Dergisi, 57, 1-49.
- Okay, A. İ., 1983, Ağvanis metamorfizmi ve çevre kayalarının jeolojisi. MTA Dergisi, 99-100, 51-71.
- Özcan, A., Erkan, A., Keskin, A., Oral, A., Özer, S., Sümengen, M. ve Tekeli, O., 1980, Kuzey Anadolu Fayı Kırşehir Masifi Arasının Temel Jeolojisi. MTA Derleme No: 6722, 139s.
- Özgül, N., 1981, Munzur Dağlarının jeolojisi, MTA Derleme No: 6995, Ankara, 136 s.
- Pelin, S., 1977, Alucra (Giresun) güneydoğu yöresinin petrol olanakları bakımından jeolojik incelemesi. Karadeniz Teknik Üniversitesi, yayın no 87, Trabzon, 103 s.
- Seymen, İ., 1975, Kelkit Vadisi kesiminde Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun Tektonik özelliği. İstanbul Teknik Üniversitesi., Doktora tezi, İstanbul, 192s.
- Şengör, A.M.C., 1979, The North Anatolian transform fault; its age, offset and tectonic significance. Journal of the Geological Society, London, 136, 269-282.
- Şengör, A.M.C., Tüysüz, O., İmren, C., Sakiç, M., Eyidoğan, H., Görür, N., Le Pichon, X., Rengin, C., 2005, The North Anatolian Fault, A new look. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 33, 37-112.
- Yılmaz, A., 1980, Tokat ile Sivas arasındaki bölgede ofiyolitlerin kökeni, iç yapısı ve diğer birimlerle ilişkisi. Ankara Üniversitesi, Ankara, Doktora Tezi, 136 s. (yayınlanmamış)
- Yılmaz, A., 1981, Tokat ile Sivas arasındaki bölgede ofiyolittli karışığın iç yapısı ve yerleşme yaşı. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 24/1, 31-38.
- Yılmaz, A., 1985, Yukarı Kelkit Çayı ile Munzur Dağları arasının temel jeolojik özellikleri ve yapısal evrimi. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 28, 79-92.
- Yılmaz, A., 1989, Kafkasya'nın tektonik kuşakları ve bu kuşakların kuzeydoğu Türkiye'deki uzantıları: Bir Karşılaştırma. MTA Dergisi, 109, 89-106.
- Yılmaz, A. ve Yılmaz, H., 2004, Geology and Structural Evolution of the Tokat Massif (Eastern Pontides). Turkish Journal of Earth Sciences, 13/1, 231-246.
- Yılmaz, Y., Tüysüz, O., Yiğitbaş, E., Can Genç, Ş., ve Şengör, A.M.C., 1997, Geology and tectonic evolution of the Pontides. In: A.G. Robinson, ed., Regional and Petroleum geology of the Black Sea and surrounding region, AAPG Memoir, 68, 183-226.

Ali YILMAZ

Cumhuriyet Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi,
Çevre Mühendisliği Bölümü,
58140 Sivas

ayilmaz@cumhuriyet.edu.tr

Orta Anadolu Fay Zonu' nun Şarkışla kuzeyinde Ağcakışla ve Kalecik arasında kalan kesiminin Neotektonik özellikleri

Neotectonic characteristics of Central Anatolian Fault Zone between Ağcakışla and Kalecik (north of Şarkışla, Sivas)

Ali POLAT, Orhan TATAR

Cumhuriyet Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 58140 Sivas

ÖZ

Bu çalışma kapsamında Orta Anadolu Fay Zonu'nun Şarkışla kuzeyinde, Kızılırmak vadisi boyunca Ağcakışla, Kalecik ve Kaymak köyleri arasında kalan bölümünün tektonomorfolojik özelliklerinin incelenmesi amaçlanmıştır. Çalışma aynı zamanda bölgenin genel sismotektonik özelliklerinin incelenmesi açısından da önem taşımaktadır. Sivas İ 36 c3, İ 36 c4, J 36 b1 ve J 36 b2 paftalarını içeren inceleme alanının ayrıntılı 1/25.000 ölçekli jeoloji haritası hazırlanarak, araziden alınan kayaç örneklerinin ayrıntılı paleontolojik ve petrografik incelemeleri yapılmış ve bölgenin stratigrafik özellikleri ortaya konulmuştur. Neotektonik dönemde oluşan kaya birimleri içerisinde ayırtılanan Pliyosen-Pleyistosen yaşlı Hardal bazaltının ayrıntılı haritalaması yapılarak diğer birimlerle ilişkisi net olarak ortaya konmuştur. Arazide yapılan gözlemler sonucunda inceleme alanının morfolotektonik özellikleri incelenerek çizgisellikler saptanmıştır. Çalışma alanını da kapsayan daha geniş bir alanda son yıllarda meydana gelen deprem verileri derlenmiş ve depremlerin odak noktaları inceleme alanının 3 boyutlu (DEM) haritası üzerine yerleştirilmiştir. Bu depremlerin inceleme alanı ve yakın çevresindeki çizgiselliklerle paralellik sundukları gözlenmektedir. İnceleme alanındaki çizgisellikler daha çok morfolojik olarak belirgindir. Bölgenin üç boyutlu (DEM) haritaları üzerinde ve arazi gözlemleri sonucunda özellikle Kızılırmak nehrinin doğu kenarı boyunca gelişen çizgiselliklerin varlığı ortaya çıkarılmıştır. Bu veriler inceleme alanının kuzeydoğusunda KD-GB uzantılı doğrultu atımlı fay morfolojisini işaret etmektedir. Ayrıca inceleme alanının GB'sında Kızılırmak nehrine yaklaşık koşut olarak gelişmiş normal faylanmalar da bölgedeki önemli yapısal unsurlardandır.

Anahtar Kelimeler: Ağcakışla; jeomorfoloji; Orta Anadolu Fay Zonu; neotektonik; Şarkışla.

ABSTRACT

This study aims to investigate the tectonomorphological structures of the area around Ağcakışla, Kalecik and Kaymak villages located to the north of Şarkışla along the Kızılırmak segment of the Central Anatolian Fault Zone. This study is also important in order to study the seismotectonic characteristics of the region. The study area falls on the 1:25000 scaled Sivas İ 36 c3, İ 36 c4, J 36 b1 ve J 36 b2 topographical sheets on which the geological map of the area were prepared. Palaeontological and petrographical studies were carried out to well understand the stratigraphical positions of the units. Plio-Pleistocene Hardal basalts occurred during neotectonic stage were mapped in detail and stratigraphic relations with other rock units identified clearly. Structural lines were mapped by using the morphological and morphotectonics features in the area. Earthquakes occurred in historical and recent times in and around the study area were compiled and the locations of the earthquake epicenters were plotted on digital elevation models (DEM) of the region. These earthquake epicenters indicate significant trend with the structural lines observed within or around

the study area. Structural lines were mainly traced by using the tectonomorphological features. DEM images were useful to locate these structures mainly observed on the NE parts of the area. These data reveal mostly a strike-slip morphology in the region. On the other hand, normal faults formed mainly paralel to Kızılırmak river plays an important role in the occurrence of recent morphology of the region.

Key Words: Ağcakışla; geomorphology; Central Anatolian Fault Zone; neotectonic; Şarkışla.

GİRİŞ

Bu çalışma kapsamında ilk kez 1980'li yıllarda değişik araştırmacılarca çalışılan (Sümengen ve diğerleri 1987) daha sonra İnan (1993) tarafından Kızılırmak Fay Zonu, Yılmaz ve diğerleri (1994) tarafından Yukarı Kızılırmak Fay Zonu olarak tanımlanan fay sisteminin Ağcakışla (Şarkışla) civarında kalan bölümünün çalışılması amaçlanmıştır (Şekil 1). Bu fay zonu bölgesel ölçekte Koçyiğit ve Beyhan (1998) tarafından ayrıntılı olarak çalışılmış, Orta Anadolu Fay Zonu olarak adlandırılmış ve değişik segmentlere ayrılmıştır. İnceleme alanı, Kızılırmak vadisi boyunca yer alan ve Kızılırmak segmenti olarak adlandırılan bölüm üzerinde yer almaktadır. Bu segment üzerindeki yapısal unsurların ortaya konması, bölgede gelişen tektono-morfolojik yapıların belirlenmesi ve neotektonik özelliklerinin incelenmesi bu çalışmanın amacını oluşturmaktadır. Bu amaçla bölgenin genel neotektonik özellikleri ortaya konularak, jeomorfolojik yapıların ayrıntılı incelenmesi sonucu bölgedeki olası genç çizgisellikler saptanmıştır.

Bu amaca uygun olarak öncelikle bölgenin 1/25.000 ölçekli jeoloji haritası yapılmış, ayrıca bölgenin genel neotektonik haritası ile genç fay sistemleri ve jeomorfolojik yapıları ortaya çıkarılmıştır (Şekil 2). Bunun yanısıra değişik kaya birimlerinden alınan örneklerin paleontolojik ve petrografik özellikleri incelenerek bölgedeki kaya birimleri tanımlanmıştır.

İnceleme alanı, coğrafik konum olarak Sivas'ın 80 km güneybatısında, Şarkışla ilçesinin yaklaşık 20 km kuzeybatısında yer almaktadır. İnceleme alanı kuzeyde Gazi köyü ve Kalecik köyü, güneyde Alaçayır, Kaymak ve Kılıççı köyleri, doğuda Bozkurt ve İğdecik köyleri ve batıda ise Ağcakışla kasabası, Karacaören, Temecik, İlyashacı, Benli-

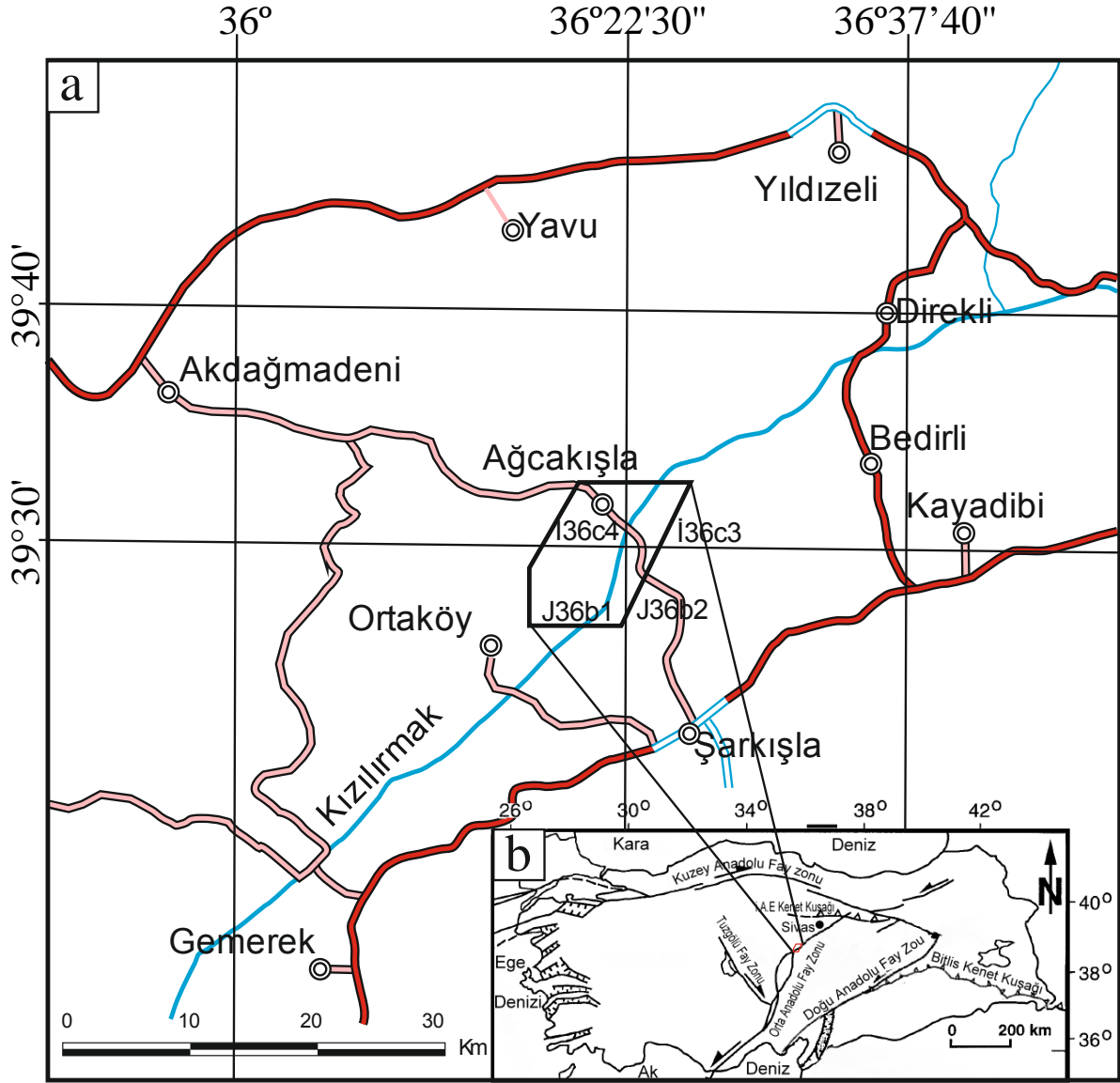
hasan ve Hardal köylerini kapsar. Kızılırmak, yaklaşık KD-GB uzanımlı olarak inceleme alanının ortasından geçmektedir. Yaklaşık 170 km² lik bir alanı kapsayan inceleme alanı, 1/25.000 ölçekli Sivas İ 36 c₃, İ 36 c₄, J 36 b₁ ve J 36 b₂ paftaları içerisinde yer almaktadır (Şekil 1).

İNCELEME ALANININ STRATİGRAFİSİ

Orta Anadolu'daki en önemli Tersiyer yaşlı havzalardan birisi olan Sivas havzası, kuzeyden Pontid ve Anatolid tektonik birlikleri arasında yer alan Neotetis'in kuzey kolunun kapanımı sonucu oluşan Erzincan kenet kuşağı (Cater ve diğerleri, 1991), güneyden ise Toridlerin doğu ucunu oluşturan Üst Triyas-Üst Kretase yaşlı platform karbonatları ile sınırlanmaktadır.

Sivas'ın yaklaşık 80 km güneybatısında yer alan inceleme alanı, Sivas havzasının batısında yer alan Kızılırmak havzası içerisine düşmektedir. Üst Miyosen-Pliyosen aralığında çökelmiş Kızılırmak grubuna ait çökeller altında yer alan Sivas havzasında Orta-Geç Oligosen'den Miyosen'e kadar geçen dönemde birçok uyumsuzluk oluşmuştur (Poisson ve diğerleri 1996). Bölgede temeli Paleozoyik yaşlı Kırşehir masifine ait metamorfik kayalar oluşturur. Bu metamorfik kayalar üzerinde ise Tersiyer yaşlı sedimanter birimler ile yer yer volkanik kayalar yüzeylemektedir. Bölgede yapılan daha önceki çalışmalar ve bu çalışmanın denetirmesi Tablo 1' de verilmiştir.

İnceleme alanında yüzeyleyen kaya birimleri Miyosen öncesi ve sonrası oluşan kaya birimleri şeklinde iki ayrı grup olarak incelenmiştir. Miyosen öncesi dönemi ifade eden paleotektonik dönemde oluşan kaya birimlerini Eosen yaşlı Tokuş formasyonu ile Oligosen yaşlı Cevizcik formasyonu oluşturur. Miyosen ve sonrası dönem olarak değerlendirilen neotektonik dönemde ise inceleme



Şekil 1 İnceleme alanının yerbulduru haritası (a), Türkiye'nin basitleştirilmiş neotektonik haritası üzerinde inceleme alanının konumu (Bozkurt 2001'den değiştirilerek alınmıştır) (b).

Figure 1. Location map of the study area (a), study area on the simplified neotectonic map of Turkey (modified from Bozkurt 2001)(b).

alanında Alt-Orta Miyosen yaşlı Ortaköy volkanitleri, Üst Miyosen-Pliyosen yaşlı İncesu formasyonu, Pliyosen-Pleyistosen yaşlı Hardal bazaltı ile Kuvaterner yaşlı taraçalar ve alüvyonlar oluşmuştur.

İnceleme alanının temelini ise, ilk kez Yılmaz (1980, 1983) tarafından tanımlanan Eosen yaşlı Tokuş formasyonuna ait Banaz üyesi oluşturmaktadır (Şekil 3).

Banaz üyesi, kahverengi – turuncu renkli kumtaşları, bol fosilli kireçtaşları ve şeyllerden oluşmaktadır. İnceleme alanının yakın çevresinde yapılan diğer çalışmalarda bu birimin Akdağ Metamorfileri üzerine uyumsuz olarak geldiği belirtilmiştir. Ancak inceleme alanında Akdağ Metamorfileri yüzeylenmemektedir. Birimin yaşı, paleontolojik incelemeler sonucu Lütesiyen – Priyaboniyen olarak saptanmıştır.

Neotektonik evre		Zaman	Kurtman, 1973	Özcan ve Diğ. 1980	Yılmaz, 1980	Gökten, 1984 Şarkışla C.	Sümenşen ve Diğ., 1987	Kayak, 1992 Ağaçkaya Y.	Yılmaz ve Diğ. 1995 Akdağmadeni Y.	Bu Çalışma	
Paleotektonik evre	Kuvaterner		Alıvyon	Alıvyon	Alıvyon	Uzunyayla Al.	Hardıal B.	Saklıkaşı Bazaltı	Alıvyon	Alıvyon	
	Pliyosen		Pliyosen	Saklıkaşı Bazaltı		Karacören F.	Eğene F.	İncesu F.	İncesu F.	Hardıal B.	
			Hafik ve Karaoğlan F.		İncesu F.		Yenişubuk F.			İncesu F.	
	Miyosen		Selimiye F.				Cevizcik F.			Ortaözy volkanitler	
										Cevizcik F.	
	Oligosen	Priyaboniyen									
		Lütisiyen		Bozbel, Kışeşğ F.	Karaçayır F.	Tokuş F.		Malaklı F.		Boğazköy F.	Tokuş F.
		İpresiyen		Kozluoğlu, Bahçecik R.	Santekte F.				Belkaya F.	Alıçışektepe F.	
		Tançasiyen		Çarlık kç.	Pazarlık Volk.						
		Monsiyen									
Paleosen	Daniyen										
	Maestrihiyen		Taşer kç.								
Kretase	Kampaniyen										
	Santoniyen										
	Koniassiyen										
	Turomiyen										
	Sonomaniyen										
Jura	Alt Kretase										
Triyas											
Paleozooyik											

Tablo 1. İnceleme alanı ve yakın çevresinde yapılan çalışmaların denetim tablosu.

Table 1. Correlation table showing the present and previous studies in the study area and its surroundings.

SENOZOYİK							Üst Sistem	Kaya Türü	Açıklama	Fosil İçeriği
Paleojen		Neojen			Kuvaterner		Sistem			
Eosen	Oligosen	Alt-Orta Miyosen	Üst Miyosen-Pliyosen	Üst Pliyosen-Plevistosen	Günümüz		Seri			
Lütésiyen-Priyaboniyen	Cevizcik	Ortaköy volkanitleri	İncesu	Hardal Bazaltı			Kat			
Tokuş			Derindere				Formasyon			
Banaz							Üye			
									Alüvyon	
									Siyah-koyu gri renkli bazalt	
									Kiltaş, kumtaş ara katkılı gri-beyaz renkli çakıltaş	
									Koyu gri-siyah renkli bazalt, aglomera, bazaltik andezit	
									Tabanda sarı-beyaz renkli çakıltaş, kumtaş ve kiltaş üstte doğru jips mercekleri	
									Tabanda kahverengi-turuncu renkli kumtaşları bol fosilli kireçtaşları ve kumlu killi marn	Gypsina marianensis Fabiana cassis Asterigerina rotula Rotalia Sp. Nummulites Sp. Alveolina Sp. Orbitolites

Ölçeksiz

Şekil 3. İnceleme alanının genelleştirilmiş stratigrafik dikme kesiti.

Figure 3. Generalized stratigraphic section of investigation area.

Cevizcik formasyonunun üzerine Alt-Orta Miyosen yaşlı Ortaköy volkanitleri gelmektedir. Birim, başlıca bazalt lavları ve yer yer bazaltik piroklastik kayalardan oluşmaktadır. Birimin yaşı altta Oligosen yaşlı Cevizcik formasyonu, üstte Üst Miyosen yaşlı İncesu formasyonuna ait Derindere üyesinin bulunması nedeniyle Alt-Orta Miyosen olarak önerilmiştir.

Ortaköy volkanitleri üzerine uyumsuz olarak Üst Miyosen-Pliyosen yaşlı İncesu formasyonuna ait Derindere üyesi ile Pliyosen-Pleyistosen yaşlı Hardal bazaltı gelmektedir. İnceleme alanının büyük bir bölümünde gözlenen Derindere üyesi, kilitaşı, kumtaşı ara katkılı, genel olarak turuncu renkli çakıltaşlarından oluşmaktadır. Birimin yaşı jeolojik konumuna göre Üst Miyosen- Pliyosendir. Hardal bazaltı ise uyumsuzlukla alüvyonlar tarafından örtülmektedir.

İNCELEME ALANININ TEKTONİK ÖZELLİKLERİ

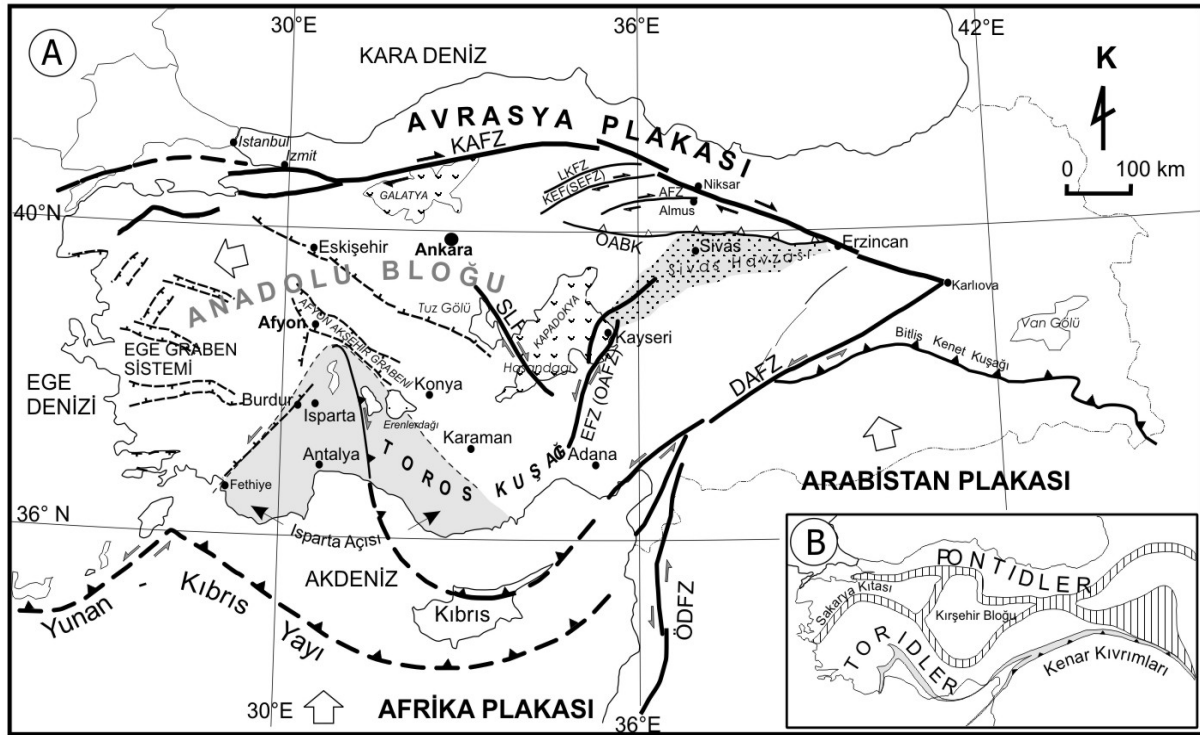
İnceleme alanının bulunduğu bölge Anatolid'lerin doğu ucunda, Sivas havzasının batı ucunda yer almaktadır (Şekil 4). Orta Anadolu'nun önemli Tersiyer havzalarından biri olan Sivas Havzası; kuzeyde Pontid ve Anatolid'ler arasında yer alan Neo-Tetis'in kuzey kolunun önceki yerine ait izlerini taşıyan Erzincan Sütur Zonu içerisinde (Cater ve diğerleri, 1991), güneyde ise Torid'lerin doğu ucunu oluşturan Üst Triyas – Üst Kretase yaşlı platform karbonatları ile sınırlanır (Yılmaz, 1985). Çalışma alanı Neo-Tetis'in kapanması ile eş zamanlı (Poisson ve diğerleri, 1996) veya çarpışma sonrası Kırşehir bloğu sınırlarında gelişen bir alt havzayı temsil etmektedir.

Bölgesel ölçekte inceleme alanının da içerisinde yer aldığı Orta Anadolu bölgesindeki metamorfik kristalen karmaşık ve bu karmaşığın Tersiyer yaşlı örtü kayaları, neotektonik yapılar tarafından yoğun bir şekilde deformasyona uğratılmıştır. Orta Anadolu'daki neotektonik aktivitenin beraberinde üç ayrı ana fay seti meydana getirdiği Dirik ve Göncüoğlu (1996) tarafından ortaya konmuştur. Bu fay sistemleri Tuzgölü, Ecemiş ve Yozgat-Boğazlıyan Fay sistemleri olarak adlandırılmıştır. Bu sistemlerden Tuzgölü Fay sistemi, 200 km

uzunluğunda, KB-GD doğrultulu olup, Orta Anadolu Kristalen Karmaşığının BKB'sında bulunmaktadır.

Fay zonu boyunca, paralel-yarı paralel normal ve oblik bileşenli sağ yanal faylar, basamak şekilli yarı-graben ve graben yapıları içermektedir. Bu fay Tuzgölü'nün doğu kenarını, Orta Anadolu Volkanik bölgesinin ise batı kenarını denetlemektedir. Tuzgölü Fayı üzerindeki hareketin Geç Kretase'de olduğunu belirten araştırmacıların (Görür ve diğerleri, 1984, Çemen ve Dirik, 1992, Çemen ve diğerleri, 1999) yanı sıra, fay zonuun Miyosen'de aktif hale geldiğini öne süren çalışmalarda vardır (Toprak ve Göncüoğlu, 1993a ve b, Toprak, 1994). Ecemiş Fay Zonu Orta Anadolu Kristalen Karmaşığının doğusunda yer alır ve KD-GB uzantılı sol yanal doğrultu atımlı faylarla karakterize edilir. Daha sonra, bu fayı da içerisine alacak şekilde Orta Anadolu'daki KD-GB uzantılı faylar Koçyiğit ve Beyhan (1998) tarafından Orta Anadolu Fay Zonu olarak tanımlanmıştır. Bölgedeki üçüncü fay topluluğu Yozgat-Akdağmadeni-Boğazlıyan fay seti olarak tanımlanmıştır. Bu fay seti diğer iki fay sistemine göre daha yaşlı, bindirme bileşenine sahip, KD-GB ve KB-GD uzantılı eşlenik (conjugate) faylardan oluşmaktadır (Şekil 5).

Orta Anadolu'nun önemli neotektonik unsurlarının başında Koçyiğit ve Beyhan (1998) tarafından tanımlanan 'Orta Anadolu Fay Zonu' (OAFZ) gelmektedir. Bu fay zonuun güneybatıda Yetiş (1978) tarafından adlandırılan Ecemiş Fay Zonunu da içerisine alarak KD-GB uzantısında Sivas KD'suna kadar uzandığı varsayılmaktadır. Bu fay zonuun en GB ucu ilk kez French (1916) tarafından 'Tekir Grabeni' olarak tanımlanmış, daha sonra Blumenthal (1941) "Ecemiş Koridoru" adlamasını uygun bulmuş, Metz (1956) ise 'Tekir Dislokasyonu' olarak adlandırılmıştır. Daha sonraki yıllarda Çamardı civarında yapılan çalışmalarda, Ketin (1960) 'Ecemiş Dislokasyonu' adlamasını kullanmış, Arpat ve Şaroğlu (1975) ise dar bir alanda yaptıkları çalışmada aktif bir fayın varlığını saptayarak, bu faya 'Demirkazık Fayı' adını vermişlerdir. Ecemiş Koridoru olarak adlandırılan sistemin Çamardı segmenti Yetiş (1978) tarafından 1 : 25000 ölçeğinde haritalanmış, Ecemiş Fay

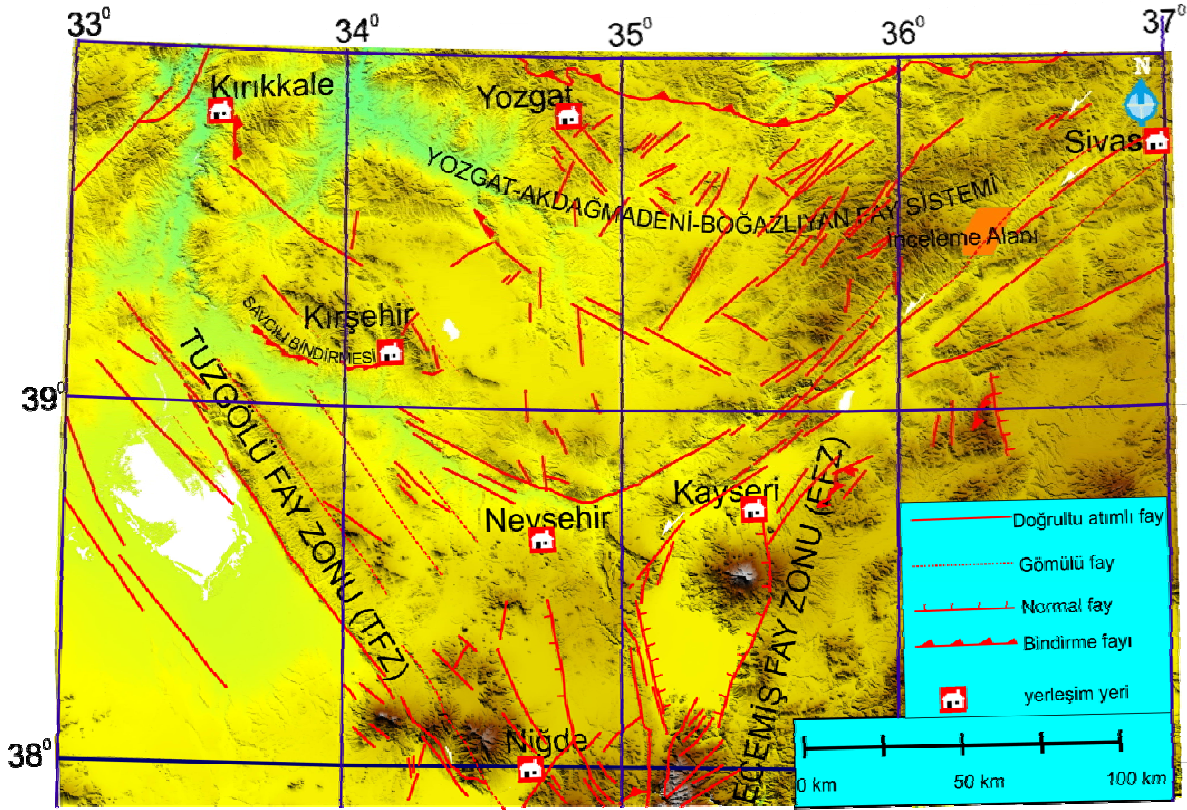


Şekil 4. (A) Türkiye'yi çevreleyen levhalar ve ana tektonik çizgisellikler ve (B) tektonik birlikler. KAFZ, Kuzey Anadolu Fay Zonu; DAFZ, Doğu Anadolu Fay Zonu; SLF, Tuz Gölü Fay Zonu; KEF, Kırkkale-Erbaa Fay Zonu; AF, Almus Fay Zonu; EFZ, Ecemiş Fay Zonu; OABK, Orta Anadolu Bindirme Kuşağı; ÖDFZ, Ölü Deniz Fay Zonu (Tatar ve diğerleri, 2003).

Figure 4. A) Plates surrounding Turkey and major tectonic lineaments and B) tectonic Units of Turkey. KAFZ, North Anatolian Fault Zone; DAFZ, East Anatolian fault zone; SLF, Salt Lake Fault zone; KEF, Kırkkale-Erbaa Fault zone; AF, Almus Fault zone; EFZ, Ecemiş Fault zone; OABK, Middle Anatolian Thrust Belt; ÖDFZ, Dead Sea Fault zone (Tatar ve diğerleri, 2003).

Zonu olarak adlandırılmıştır. Yetiş (1978) aynı zamanda bu fay zonunun sol yanıl doğrultulu atımlı aktif bir fay zonu olarak yorumlamış ve gelişimine Lütésiyen öncesinde başladığını vurgulamıştır. Şengör ve Yılmaz (1981) ise aynı yapıyı Eosen yaşlı 'trench-trench transform fay' olarak tanımlamıştır. Şaroğlu ve diğerleri, (1987) Ecemiş Koridoru olarak adlandırılan kuşak boyunca yaptıkları arazi çalışmalarında Sulucova-Pozantı segmentinin aktif olduğunu buna karşın bu kuşağın güneyinin yapısal özelliklerinin net olmadığını ortaya koymuşlardır. Bu çalışmadan daha güncel diğer bir çalışma ise, OAFZ olarak adlandırılan fay kuşağının KD'sunda, Erciyes volkanik kompleksinin 40 km kuzey-kuzeydoğusunda İnan (1993) tarafından gerçekleştirilmiştir. Araştırmacı Kızılırmak nehir yatağına

koşut olarak uzanan Felahiye D-KD'su ile Gemerek batısı arasında kalan bölgeyi 1:25000 ölçeğinde haritalamış ve 40-45 km uzunluğunda KD-GB gidişli sol yanıl doğrultulu atımlı aktif fay zonunu 'Kızılırmak Fay Zonu' olarak adlandırmıştır. Bu fay zonu içerisinde sentetik faylar K55D, normal faylar K40B ve ters faylar ise K70D doğrultusunda gelişmiştir. Yazar, fay zonu üzerinde Pliyosen yaşlı birimlerle Kretase-Miyosen yaşlı birimlerin karşı karşıya gelişi, fay düzlemi izi, çöküntü gölleri, ötelenmiş akarsu yatakları, asılı alüvyonlar, çizgisel vadiler, uzamış sırt ve traverten oluşumlarının sol yanıl nitelikteki aktif bir fay zonunda gelişmiş olabileceğini ifade etmiştir. İnan (1993) bununla beraber, yeni tanımladığı Kızılırmak Fay Zonu ile daha güneybatıdaki Ecemiş Koridoru olarak adlandırılan çizgiselliğın ilişkisini



Şekil 5. Sayısal yükselti haritası üzerinde Orta Anadolu fay setleri (çizgisellikler Dirik ve Göncüoğlu, 1996'dan alınmıştır).

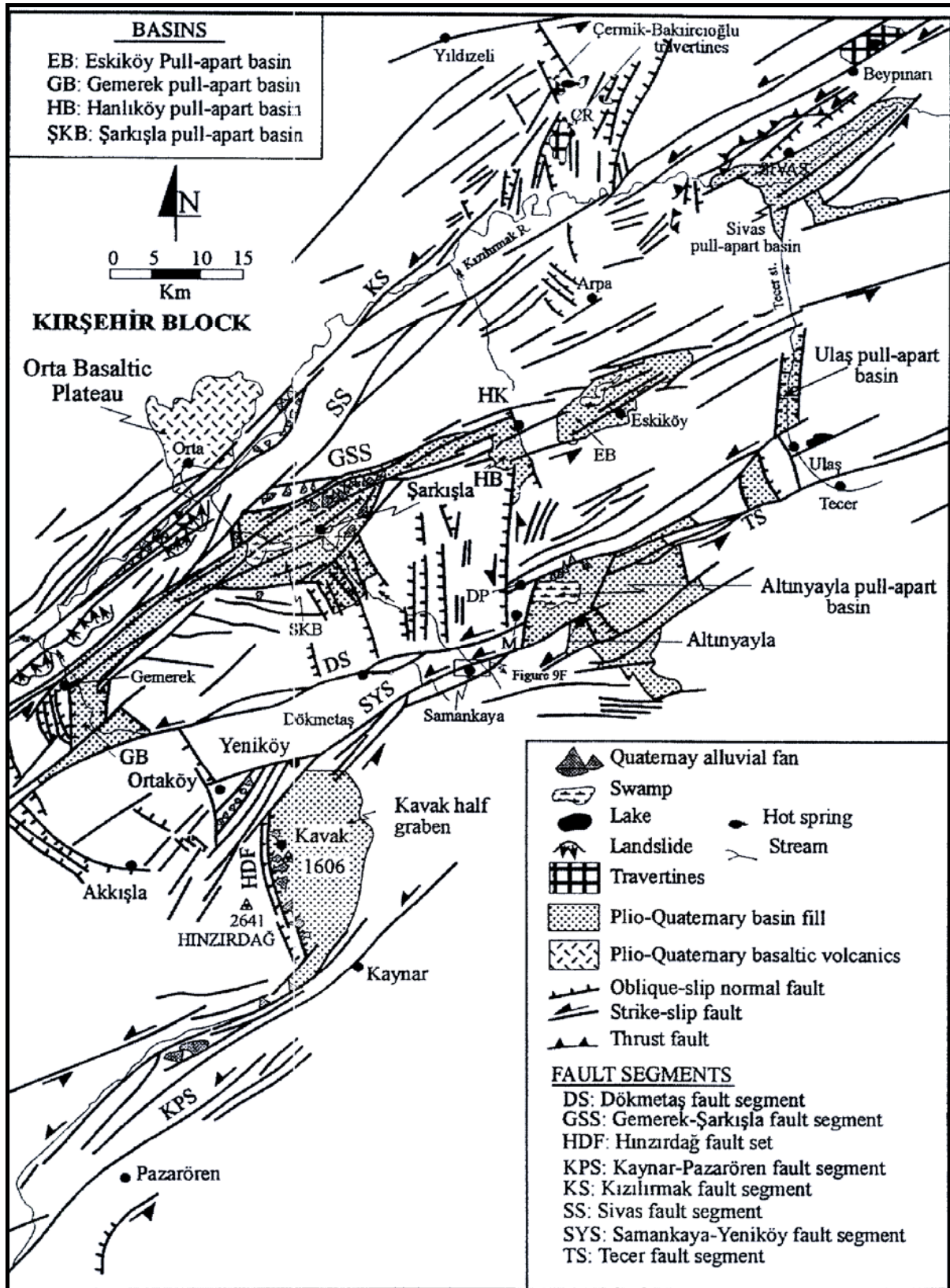
Figure 5. Central Anatolian Fault Sets on Digital Elevation Map (lineations from Dirik and Göncüoğlu, 1996).

ortaya koymamıştır. Yılmaz ve diğerleri (1994) ise Akdağ masifi (Sivas) ve dolayının jeoloji incelemesi isimli çalışmalarında Kızılırmak vadisi içerisindeki KD-GB uzanımlı fayları Yukarı Kızılırmak Fay Zonu olarak adlandırmışlardır.

OAFZ üzerindeki toplam atımı hesaplamaya yönelik çalışmalar da bulunmaktadır. Gül ve diğerleri (1984) Erciş segmenti üzerinde yaptığı çalışmada fay zonu boyunca Miyosen yaşlı birimlerin sınırlarını karşılaştırarak toplam 24 km sol yanıl atım hesaplamıştır. Yetiş (1984) ise fay zonu üzerindeki ana atımın Lütésiyen öncesi geliştiğini ve güncel alüvyon yelpazelerinin fay tarafından kesilip, 20-25 m ötelendiğini belirtmiştir. Her iki gözlem de fayın aktif olduğunu göstermektedir. Koçyiğit ve Beyhan (1998) ise OAFZ boyunca eski segmentler üzerinde ~ 75 km, daha genç segmentler üzerinde ise 5.4 km atım gözlemiştir (Şekil 6). Bu genç segmentler üzerindeki atım

verilerinden elde edilen hareket hızı ~2 mm/yıl olup, bu değer KAFZ ve DAFZ üzerinde elde edilen benzer kayma hızı verilerinden çok daha düşük değerdedir.

Westaway (1999), Koçyiğit ve Beyhan (1998) tarafından ortaya konulan Orta Anadolu Fay Zonu tanımını kabul etmemiş ve özellikle OAFZ'nun GB kesiminde Çamardı-Demirkazık segmentinin olduğu bölümün eski bir buzul vadisi olduğunu öne sürmüştür. Yazar ayrıca, bu fay zonunun gerçekten var olması durumunda Orta Anadolu'daki birçok yerleşim merkezinin sismik tehlike altında olabileceğini, oysa eski çalışmalarda böyle bir riskin tanımlanmadığını belirtmiş, ayrıca, OAFZ boyunca Koçyiğit ve Beyhan (1998) yayınında belirtilen Gül ve diğerleri (1984)'e ait 24 km'lik atımında arazi verileri ile desteklenmediğini vurgulamıştır.



Şekil 6. Orta Anadolu Fay zonu (OAFZ) 'nun KD segmentlerini gösterir harita (Koçyiğit ve Beyhan, 1998).

Figure 6. Map of showing the NE segments of the Central Anatolian Fault Zone (Koçyiğit and Beyhan, 1998).

Koçyiğit ve Beyhan (1999) ise Westaway (1999) tarafından OAFZ ile ilgili yapılan eleştirilere cevap verdikleri çalışmalarında, OAFZ'nun aktif sol yanal doğrultu atımlı bir fay olduğunu, bunun küçük-orta ölçekli sismik aktivite ve fay zonu boyunca gözlenen jeolojik ve morfolotektonik verilerle kanıtlandığını belirtmişlerdir.

İnan (1993) tarafından tanımlanan Kızılırmak Fay Zonu ile daha güneybatıdaki Ecemiş Fay Zonu arasındaki ilişkiyi ortaya koymaya yönelik güncel çalışmalar bulunmaktadır (Koçyiğit ve Beyhan 1998, Westaway, 1999, Tatar ve diğerleri, 2000, Jaffey ve Robertson 2001).

İNCELEME ALANINDA BULUNAN FAYLAR

Şarkışla KB'sında yer alan inceleme alanı Kızılırmak segmenti üzerinde yer almaktadır. İnan (1993), Orta Anadolu Bölgesinin (Kırşehir Bloğu) doğu sınırında, Gemerek doğusu ile Felahiye arasında yaklaşık K45-55D doğrultusunda, 40-45 km. boyunca uzanan sol yanal doğrultu atımlı bir fay zonu tanımlamış ve Kızılırmak Fay Zonu olarak adlandırmıştır. Ayrıca bu çalışmaya göre K45D doğrultusunda uzanan ana fay Kızılırmak nehrini izlemekte ve bu zon içerisinde sentetik faylar (K55D), normal faylar (K40B) ve ters faylar (K70D ve D-B) bulunmaktadır. İnceleme alanında gözlenen fay sisteminin, Kızılırmak Fay Zonunun uzantısı olduğu düşünülmüştür. Yılmaz ve diğerleri (1994)'de Kızılırmak vadisi içerisinde yer alan KD-GB uzanımlı fayları Yukarı Kızılırmak

Fay Zonu olarak adlandırmışlar ve bu fay zonunun oluşumunun Üst Miyosen-Pliyosen aralığında gerçekleştiğini belirtmişlerdir.

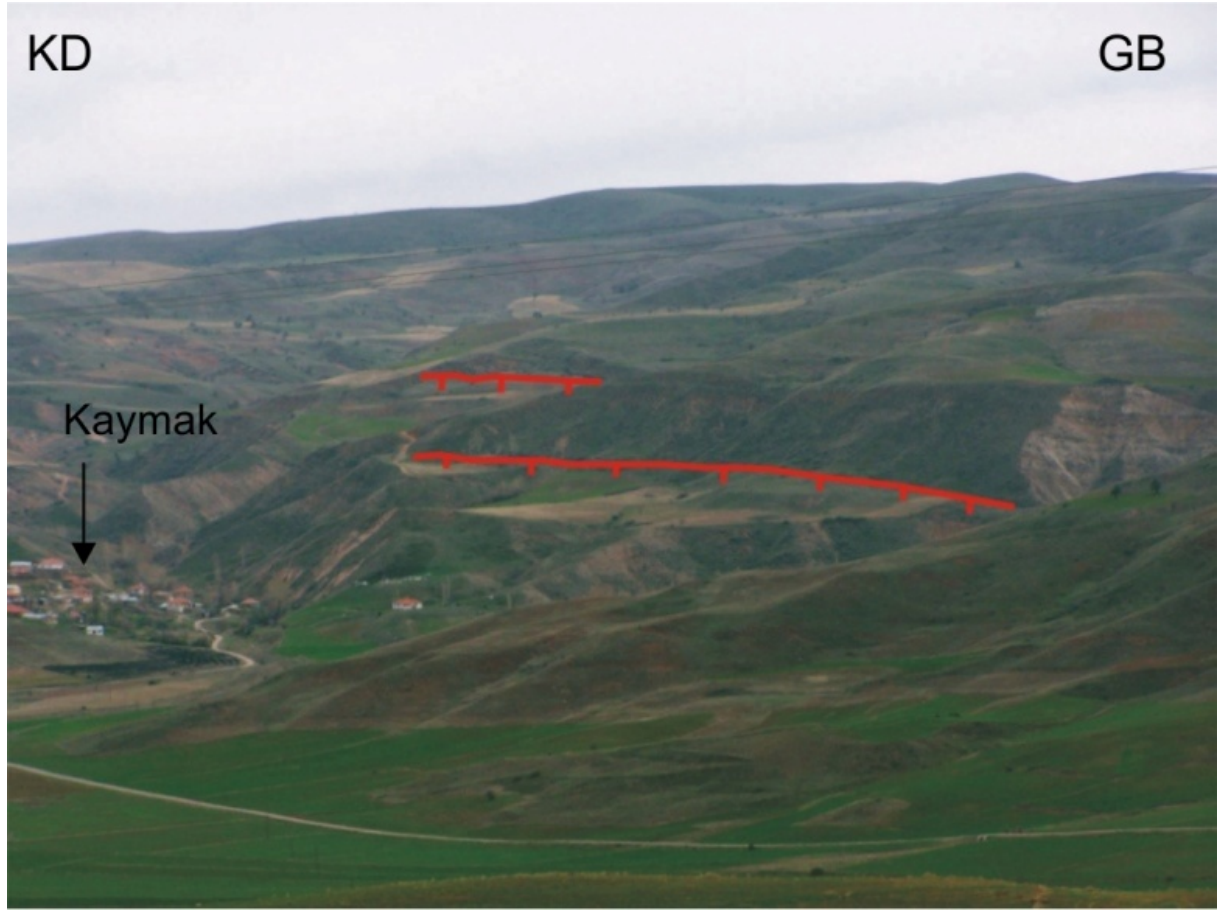
Çalışma alanında gözlenen faylar, Kızılırmak boyunca devam eden ve sol yönlü doğrultu atıma sahip faylar ile bu faylara çoğunlukla dik olarak gelişmiş normal faylardan oluşmaktadır. İnceleme alanı içerisindeki en önemli fay olarak tanımlanan Kalecik Fayı (Şekil 7) yaklaşık 10 km. uzunluğa sahip, doğrultu atımlı sol yanal fay niteliğindedir. Bu segment, Kızılırmak kuzeyinde ve hemen Kalecik köyünün kuzey batısından başlamakta, İğdecik köyünden, Bozkurt köyünün güney doğusundan geçmektedir. Yaklaşık K45D doğrultulu bu fay, Kızılırmak nehrinin kuzey kenarı boyunca atlama yaparak devam etmekte ve Kaymak köyü güneybatısında inceleme alanını terk etmektedir. Kızılırmak nehrine paralel olarak uzanan bu fay, Kızılırmak kenarındaki eski alüvyonlar ve yer yer Üst Miyosen-Pliyosen yaşlı birimler içerisinde ilerler.

İnceleme alanında, ana faya yaklaşık dik doğrultuda gelişmiş küçük ölçekli normal faylar da bulunmaktadır. Bunlardan en önemlileri Ağcakışla ve Gazi köylerinin yer aldığı vadi içerisinde gelişen faylar ile İlyashacı, Kaymak köyleri batı-güneybatısında ve Kırçıldöğüşen tepe civarında gözlenen faylardır (Şekil 8). Bu faylar daha çok Kızılırmak'ın kenarlarında ve Kızılırmak'a yaklaşık dik yönde gelişmiş derelerde gözlenmektedir.



Şekil 7. İnceleme alanında Kalecik ve Bozkurt köyleri arasında bulunan çizgiselliğin genel görünümü ve bu çizgisellikler üzerinde gelişen tektonomorfolojik yapılar.

Figure 7. General view of lineament and tectonomorphological structures in the study area between Kalecik and Bozkurt villages.



Şekil 8. Kaymak köyü kuzeydoğusunda Kırçıldöğüşen tepe civarında gözlenen faylanmaların genel görünümü.

Figure 8. General view of normal faults around Kırçıldöğüşen hill, northeast of Kaymak village.

İNCELEME ALANININ TEKTONOMORFOLOJİK ÖZELLİKLERİ

İnceleme alanını yaklaşık ortadan ikiye bölen Kızılırmak nehri ve bunun oluşturduğu vadinin her iki tarafındaki yükseltiler bölgenin en önemli morfolojisini oluşturur. İnceleme alanında çok yaygın bir akaçlama (drenaj) ağı gözlenmektedir. Bu akaçlama ağı Kızılırmak'la birleşen sulu ve kuru derelerden oluşmuştur. Asıl akaçlama ağını oluşturan Kızılırmak, KD-GB doğrultusunda menderesli bir biçimde uzanır. İnceleme alanında Kızılırmak kenarında çok iyi gelişmiş teraçalar mevcuttur. Kızılırmak'ın oluşumundan bu yana kolları ile birlikte bölgeyi yararlı killi ve kumlu seviyeler yamaç zonlarını ve diğer dirençli seviyeler de yamaç zonları üzerindeki bu terasları

oluşturmuştur. İnceleme alanında bu teraslar güneyde Kaymak ve Kılıççı köyleri batısı ve İlyashacı köyü doğusunda gözlenmektedir (Şekil 9).

Kesilmiş en genç tabakaların yaşından yola çıkarak, Kızılırmak nehrinin bölgeye Pleyistosen sonunda yerleştiği söylenebilir. Bu veri Sümengen ve diğerleri, (1987) tarafından Gemerek civarında yaptıkları çalışmada da gözlenmiştir. İzbırak (1948) Kızılırmak nehrinin bölgeye yerleşme yaşı olarak Pleyistosen'i benimsemiştir. Bu yaş yaklaşık 1.8 milyon yıla karşılık gelmektedir. Yani Kızılırmak nehir yatağını derinleştirilmesi ve terasların oluşumu 1.8 milyon yıldan beri devam etmektedir. İnceleme alanındaki terasların bugünkü Kızılırmak nehir yatağından ortalama 100

metre yükseklikte yer aldığı düşünülürse; Kızılırmak nehrinin her 18000 yılda 1 metre derinleştiği söylenebilir. Yada diğer bir deyişle, her 180 yılda 1 cm'lik bir derinleşmeyi işaret etmektedir.

Doğrultu atımlı faylar, jeomorfolojinin (tektonomorfoloji) belirgin oranda gelişmesine katkı sağlarlar. Gazi derenin kuzey yamacında ötelenmiş tepeler açıkça gözlenmektedir (Şekil 10). Derelerin devamında ise tepeler vardır. Ötelenme ana sisteme uygun olarak sol yanaldır. Bu topoğrafya çoğunlukla faylara dik olan dereler tarafından kesilir.

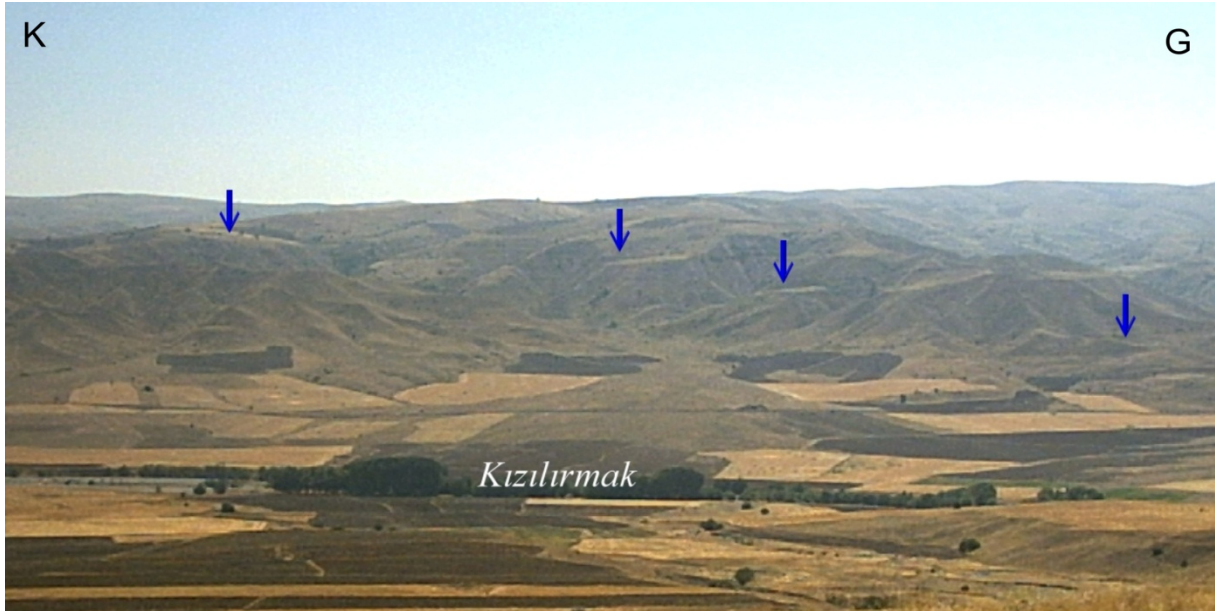
İnceleme alanında Kalecik ve İğdecik köyü batısında fay façetaları çok belirgin bir şekilde gözlenmektedir (Şekil 11).

ÇALIŞMA ALANI VE YAKIN YÖRESİNİN SİSMİK ÖZELLİKLERİ

İnceleme alanına en yakın aktif sismik zon olan Kuzey Anadolu Fay Zonu yaklaşık 100 km. kuzeyde yer almaktadır. Birçok fayın varlığına rağmen, Sivas Bölgesi tarih boyunca önemli ölçüde yıkıcı bir deprem bölgesi olmamıştır.

Bununla birlikte 1939 Erzincan depremi Hafik, Zara, İmranlı ve Doğanşar ilçelerinde yıkımlara neden olmuştur.

Buna karşın inceleme alanının içinde bulunduğu Orta Anadolu Fay Zonu'nun güney kesiminde kalan Namrun segmenti hariç, tümü üzerinde sismik özelliklerini belirlemeye yönelik bir çalışma bulunmamaktadır. Çetin (2000) tarafından Ecemiş Fay Zonunun Pozantı-Demirkazık arasında kalan bölümünde Çukurbağ yöresinde yapılan fay kazısı (trench) çalışmasına göre yüzey kırığını oluşturan büyüklüğü 6.5 ve daha büyük olan en az üç depremden birincisi yaklaşık 38 bin yıl, ikincisi yaklaşık 28 bin yıl ve üçüncüsü ise 17 bin yıl önce olmuştur. Çalışma sonucu daha küçük magnitudlü depremler yüzey kırığı oluşturmamışlardır ya da yüzey kırığı oluşturan diğer depremler ve izleri tam olarak saptanamamıştır. Bu çalışma sonucunda, yüzey kırığı oluşturan depremlerin tekrarlanma aralığının 10 bin yıl olduğu ortaya konmuştur. Çetin (2000) çalışması, en son yüzey kırığı oluşturan depremden sonra yaklaşık 10.000 yıldır bu özellikte bir deprem olmadığına ve bunun sonucunda bölgede, 10.000 yıllık stres birikiminin olduğuna işaret etmektedir.



Şekil 9. Temecik köyü doğusunda Kızılırmak nehri boyunca gelişmiş terasların görünümü. (batıdan doğuya bakış).

Figure 9. A general view of terraces occurred through Kızılırmak river, east of Temecik village.

Koçyiğit ve Beyhan (1998), OAFZ'nin sismik özelliklerini ortaya koymak amacıyla, bu fay zonu üzerinde 1907-1992 yılları arasında meydana gelmiş olan depremleri derlemiştir. Oluşturdukları tablo içerisinde 1939 ve 1992 Erzincan depremlerine ait veriler de bulunmaktadır. Bu iki depreme ait veriyi dikkate almadığımızda, elde ettikleri veriler sığ ve orta derinlikteki deprem odaklarını ifade etmektedir ve büyüklükleri 4.2 ile 6.3 arasında değişmektedir.

Bu depremlerden birisi 28.05.1914 tarihinde meydana gelen 5.6 büyüklüğündeki Gemerek depremidir. Bu deprem, Sarkış-la-Gemerek segmenti üzerinde meydana gelmiş, can ve mal kaybına neden olmuş, OAFZ üzerinde yer alan Sivas ve Kayseri ile daha kuzeyde Tokat'ta da hissedilmiştir (Ambraseys ve Finkel 1987). Bununla beraber can ve mal kaybının boyutu hakkında bir bilgi mevcut değildir. Aynı şekilde, OAFZ'nun Dünderli-Erciyes segmenti üzerinde de 21.02.1940 tarihinde 5.2 büyüklüğünde bir deprem meydana gelmiştir. 10.000 km² lik alanı etkileyen bu deprem sonrası 18 artçı sarsıntı meydana gelmiş, 37 kişi yaşamını yitirmiş, 5 köy ve Develi ilçesinde ağır hasar meydana gelmiştir (Salomon-Calvi 1940, Eyidoğan ve diğerleri, 1991).

OAFZ'nun aktivitesi hem tarihsel ve güncel depremlerle hem de morfotektonik yapılarla ayrıntılı bir şekilde ortaya konulmuştur (Tablo 2). 240 ile 1999 arasında Erciyes çek-ayır havzası içerisinde ve bu havzanın KD'sunda 9 ayrı deprem meydana gelmiştir (Koçyiğit ve Erol 2001). Bunların dördü tarihsel dönemlerde meydana gelmiştir. Bunlar 240, 1205, 1717 ve 1835 depremleridir (Ambraseys ve Finkel 1995, Baran ve Erkmen 1998).

Bu depremlerin şiddeti IX ve VIII olarak kaydedilmiştir. 240'da meydana gelen depremin episantrı hakkında tam bir veri bulunmamaktadır. Bununla beraber, bazı raporlar bu depremin şiddetli olduğunu ve Sivas, Malatya gibi şehirlerde de hissedildiğini yazmaktadır (Öztin ve Bayülke 1990). 1205 ve 1717 depremlerinin episantrı Erciyes çek-ayır havzasının merkezinde gömülü bir fay üzerinde, 1835 depreminin episantrının ise bu havzayı doğudan sınırlayan fay üzerinde yer

almıştır. 1717 ve 1835 depremlerinin her ikisi de orta büyüklüktedir. 1717 depreminden sonra artçı sarsıntılar 15 gün sürmüş ve deprem sonrasında Kayseri ve civarındaki yerleşim yerlerinde 7300-11000 arasında kişi yaşamını yitirmiştir. 1835 depremi sonrasında ise 600-1064 arası kişinin yaşamını yitirdiği rapor edilmiştir. Geriye kalan 5 deprem 1940-1999 dönemleri arasında meydana gelmiştir. Bunlardan ikisi 5.3 ve 5.2 büyüklüğündeki 1940 Erciyes ve Yeşilhisar depremleridir. Bu depremlerin episantrları Erciyes çek-ayır havzasının batısını sınırlayan fay üzerindedir. 20 Şubat 1940'da meydana gelen deprem sonrasında Erciyes çek-ayır havzasının doğusunda kalan köylerde hasar meydana gelmiş, 37 kişi ölmüş, Erciyesin zirvesinden kaya parçaları düşmüştür. Geriye kalan 3 depremden ikisi ise 1960 ve 1998 Sarıoğlan depremleridir. Bu depremlerin büyüklüğü 4.7 ve 4.5 olarak kaydedilmiştir. En son deprem ise 11 Haziran 1999 Şarkışla depremidir. Bu depremin büyüklüğü 4.5 olup, Gemerek-Şarkışla segmenti üzerinde meydana gelmiştir.

1999-2010 yılları arasında inceleme alanı ve yakın civarında meydana gelen depremlerin episantrları çoğunlukla OAFZ'nun KD segmenti üzerine düşmektedir (Şekil 12). Aletsel dönemde meydana gelen bu depremlerin odak derinlikleri incelendiğinde birisi hariç (31.8.1960 depremi) büyük bir çoğunluğunun 4.2-31.6 km arasında derinlikte geliştiği gözlenmektedir. Şekil 13'de 2003-2010 yılları arasında inceleme alanı ve çevresinde meydana gelen depremlerin derinlik ortalamaları gösterilmiştir. Bu depremler sığ depremler olarak değerlendirilebilir ve OAFZ üzerinde kırılma deformasyonunun geliştiği sınır ile daha derinlerdeki plastik deformasyon sınırı hakkında da bilgi verebilir.

Koçyiğit ve Beyhan (1998) tarafından tanımlanan Orta Anadolu Fay Zonu'nun KD ucunda, Kızılırmak Fay Segmenti üzerinde yer alan inceleme alanında da bu fay zonunun aktif bir makaslama zonu olarak geliştiğini ortaya koyan önemli neotektonik veriler gözlenmektedir. Şekil 14'deki grafik 2003-2010 yılları arasındaki deprem sayısını göstermektedir. Son yıllardaki mikrodeprem aktivitesindeki artış dikkati çekmektedir.

Tablo 2. Çalışma alanı ve yakın civarında aletsel ve tarihsel dönemde meydana gelen depremlere ait sismik veriler (Erdik ve diğerleri, 1985, Gençoğlu ve diğerleri, 1990, Eyidoğan ve diğerleri, 1991, Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü verilerinden derlenmiştir).

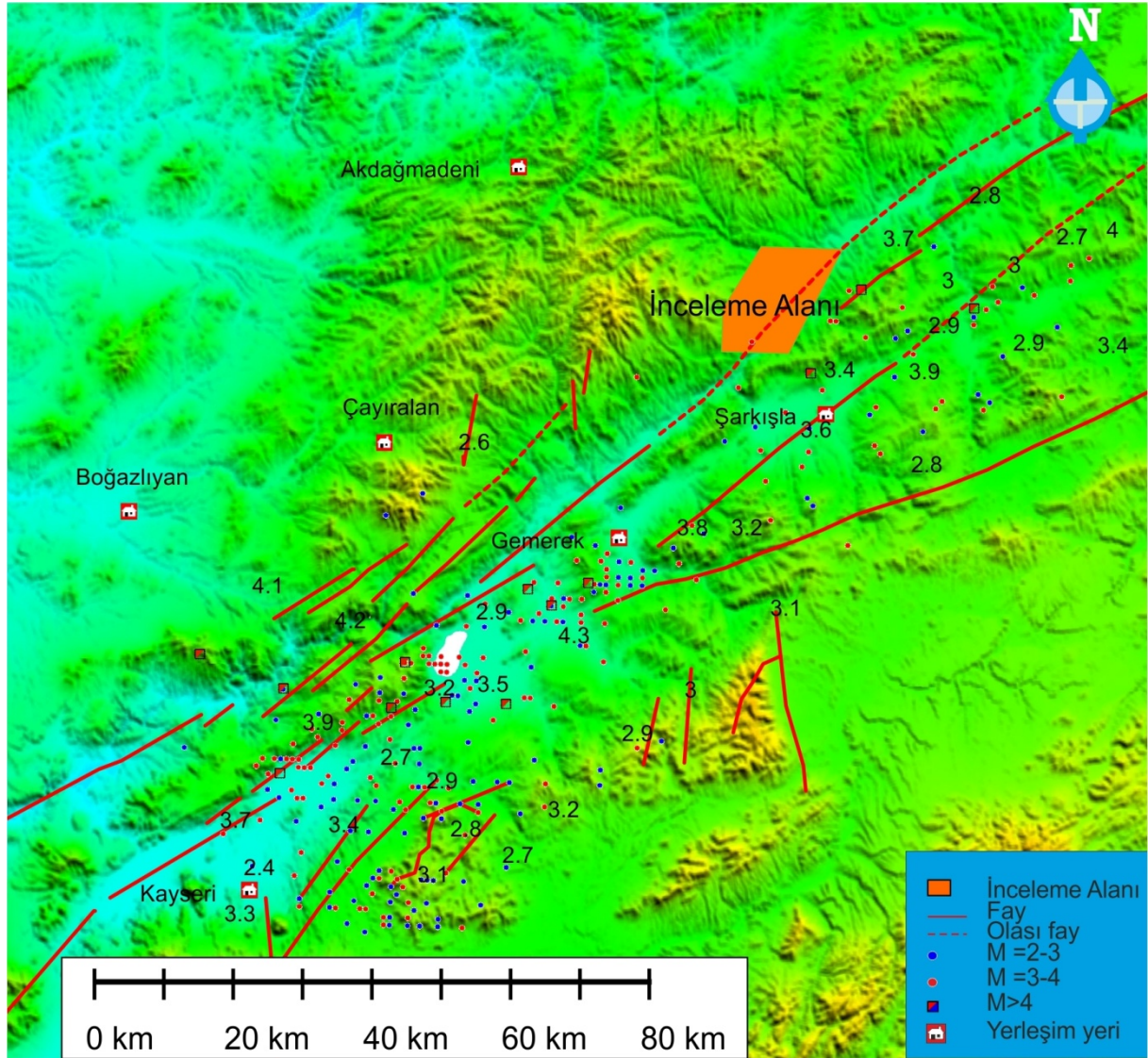
Table 2. Seismic data of occurring earthquake in the instrumentaland historical period in study area and it's surroundings (Erdik et al, 1985, Gençoğlu et al, 1990, Eyidoğan et al, 1991, Compiled from Kandilli Observatory and Earthquake Research Institute data).

Aletsel dönem depremleri							
No	Tarih	Saat	Enlem	Boylam	Derinlik (Km)	Büyükük	Yer
1	28.05.1914	11.27.03	39.7	36	-	5.6	Gemerek
2	1917	-	39.75	37	-	-	Sivas
3	Aralık_1926	-	39.75	37	-	-	Sivas
4	20.02.1940		38.39	35.5	-	-	Kayseri
5	12.03.1960	21.25.00	39.4	36.4	-	4.5	Şarkışla
6	31.08.1960	22:12:00	39.09	35.98	70	4.7	Gemerek
7	06.09.2003	1.38.52	39.31	36.256	5	3	Şarkışla
8	17.10.2003	12.49.00	39.203	36.212	5	3.1	Gemerek
9	04.11.2003	15:35:00	39.878	36.544	5	2.7	Yıldızeli
10	21.11.2003	09.50.52	39.185	36.014	12.7	2.5	Gemerek
11	26.11.2003	3.17.19	39.482	36.67	4.8	3	Şarkışla
12	07.12.2003	04:10:56	39.1492	36.0602	12.6	3.1	Gemerek
13	07.12.2003	4.13.23	39.241	36.396	5.4	2.8	Şarkışla
14	08.12.2003	09.48.57	39.065	35.971	5.6	2.5	Gemerek
15	01.03.2004	01:11:51	39.12	36.2	5	3.2	Şarkışla
16	02.06.2004	16.48.45	39.4	36	4.2	2.6	Gemerek
17	04.06.2004	16.00.57	39.11	36.13	5	2.6	Gemerek
18	01.12.2004	08:05:58	39.21	36.36	13.3	3.3	Şarkışla
19	15.12.2004	00.24.20	39.47	36.45	6.4	4.1	Yıldızeli
20	15.12.2004	00.49.11	39.46	36.45	5	3.2	Yıldızeli
21	05.01.2005	18:08:59	39.2765	36.8648	28.7	3.3	Şarkışla
22	14.09.2005	12:39:44	39.1167	36.0537	4.7	3.4	Gemerek
23	14.09.2005	13:13:08	39.166	36.1767	4.9	2.8	Gemerek
24	22.01.2006	11:08:04	39.133	36.0693	14.4	3.2	Gemerek
25	15.05.2006	19:10:44	39.133	36.2245	27.3	3.2	Gemerek
26	18.05.2006	18:49:25	39.1223	36.0862	8.5	3.3	Gemerek
27	19.05.2006	07:49:07	39.1268	36.0688	5	3.7	Gemerek
28	24.07.2006	12:39:22	39.8032	36.372	29.6	3.1	Yıldızeli
29	29.07.2006	05:40:33	39.3052	36.51	31.6	3.1	Şarkışla
30	02.08.2006	08:04:55	39.4725	36.6738	8.6	3.1	Kayadibi
31	11.01.2007	20:12:15	39.2212	36.0863	5.2	3	Gemerek
32	08.02.2007	22:16:28	39.4445	36.2973	11	3.1	Ortaköy
33	21.04.2007	10:06:53	39.1573	36.0665	5	3.3	Gemerek

Tablo 2. devam ediyor

Table 2. Continue

Aletsel dönem depremleri							
No	Tarih	Saat	Enlem	Boylam	Derinlik (Km)	Büyükük	Yer
34	24.06.2007	01:19:02	39.449	36.6088	5	3.1	Kayadibi
35	25.06.2007	10:30:07	39.8003	36.345	4.9	3.1	Yıldızeli
36	24.07.2007	11:52:41	39.1115	36.0697	5	3.3	Gemerek
37	22.09.2007	08:36:34	39.2525	36.5083	18.2	2.8	Şarkışla
38	27.02.2008	16:33:37	39.819	36.8017	9.2	2.9	Yıldızeli
39	12.03.2008	08:32:15	39.4308	35.968	7.9	2.7	Ortaköy
40	25.06.2008	14:52:47	39.5453	36.826	6.5	3.1	Kayadibi
41	02.07.2008	14:59:51	39.5177	36.7467	7.2	2.7	Kayadibi
42	27.12.2008	05:12:08	39.2553	36.3298	5	3.6	Şarkışla
43	23.03.2009	21:51:46	39.5028	36.707	5	3.3	Kayadibi
44	26.03.2009	21:38:24	39.507	36.7677	5	3.3	Kayadibi
45	27.04.2009	21:09:08	39.5008	36.6843	5.3	3	Kayadibi
46	17.05.2009	00:17:54	39.284	36.3945	5	3.3	Şarkışla
47	28.05.2009	20:22:57	39.3832	36.4033	5	2.9	Şarkışla
48	02.07.2009	14:21:59	39.3505	36.4967	5	2.8	Şarkışla
49	10.10.2009	11:48:09	39.4253	36.5713	7.4	3.1	Kayadibi
50	10.10.2009	03:40:44	39.4878	36.6918	5	3.9	Kayadibi
51	05.12.2009	20:49:15	39.3828	36.285	5	3.3	Ortaköy
52	16.01.2010	02:16:49	39.136	36.146	5.4	3	Gemerek
53	16.01.2010	01:55:26	39.1328	36.1108	4.5	2.9	Gemerek
54	16.01.2010	01:46:33	39.1373	36.1253	6	2.7	Gemerek
55	21.01.2010	12:16:33	39.4503	36.5415	5.5	3	Kayadibi
56	26.01.2010	17:40:05	39.2323	36.4082	8.6	2.8	Şarkışla
57	03.03.2010	18:37:33	39.1833	36.4705	5	3.1	Şarkışla
58	10.03.2010	17:18:04	39.4012	36.539	5	2.9	Şarkışla
59	03.05.2010	04:49:10	39.4029	35.9938	12.5	2.9	Ortaköy
60	17.07.2010	12:33:17	39.4007	36.3903	8.2	2.8	Şarkışla
61	31.07.2010	15:49:35	39.8217	36.3802	5.9	2.9	Yıldızeli
62	24.08.2010	19:21:45	39.3752	36.68	5.9	2.9	Kayadibi
Tarihsel Dönem Depremleri							
1	240		-	-	-	VIII	Kayseri
2	1205		-	-	-	VIII	Kayseri
3	1717		-	-	-	IX	Kayseri
4	1714		38.72	35.5	-	VII	Kayseri
5	1754		39.75	37	-	VII	Sivas
6	1835		38.72	35.5	-	VII	Kayseri
7	1891		39.8	37.35	-	VI	Sivas-Hafik
8	1893		39.87	37.7	-	VI	Sivas-Zara

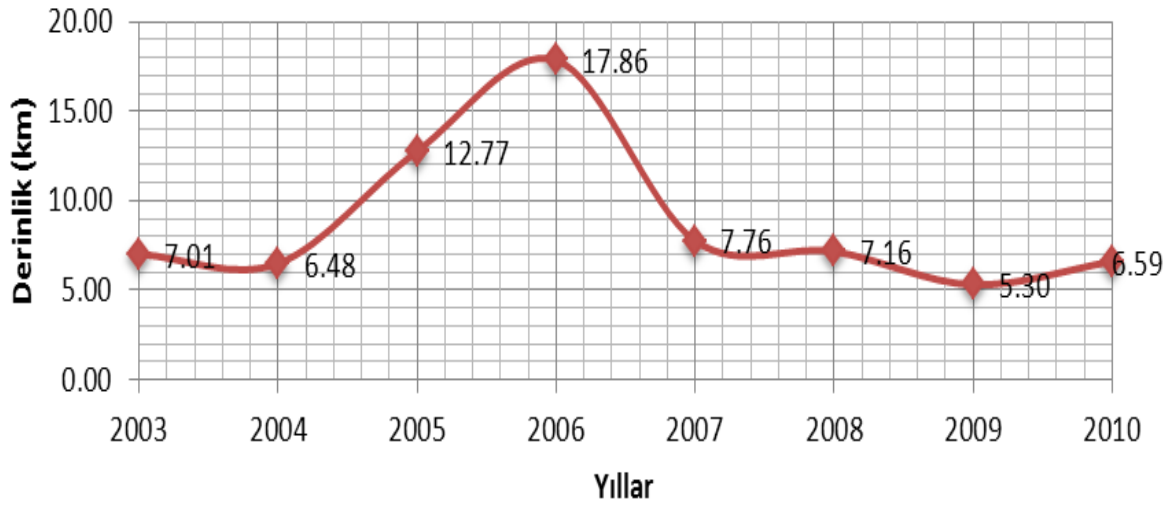


Şekil 12. Sayısal Yükselti haritası (DEM) üzerinde Orta Anadolu Fay Zonu kuzey doğusunda inceleme alanı ve güney batısı çizgisellik ve deprem odakları. Çizgisellikler Dirik ve Göncüoğlu (1996) dan alınmıştır.

Figure 12. Digital Elevation Model of the NE part of the Central Anatolian Fault Zone showing the major lineaments and earthquake epicenters (from Dirik and Göncüoğlu, 1996).

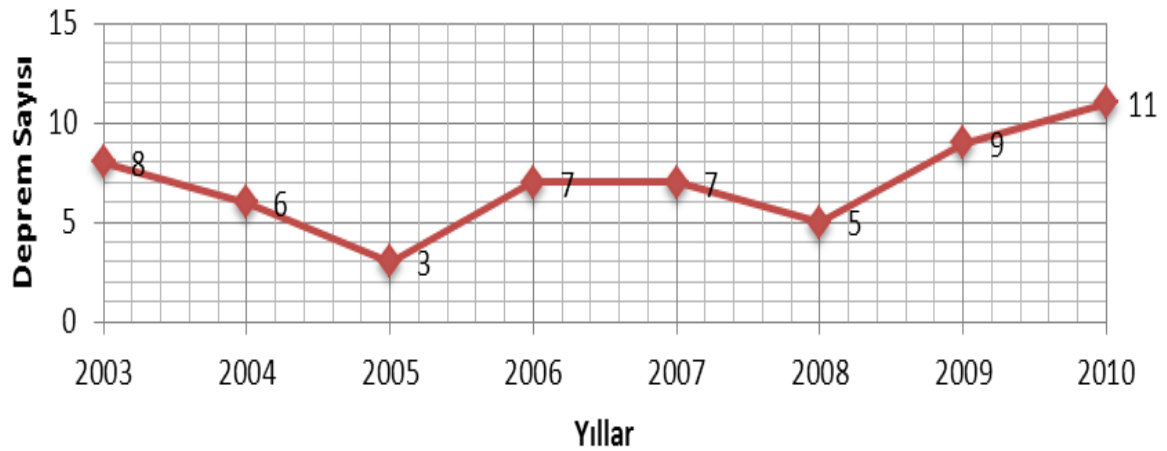
SONUÇLAR

1. İnceleme alanında bulunan volkanitlerin çeşitli yazarlar tarafından adlanmasının farklılıklar gösterdiği gözlenmiştir. Bölgedeki volkanitlerin Ortaköy volkanitlerinin bir uzantısı olduğu ve bu volkanik kayalar içerisinde Orta Miyosen ile Üst Pliyosen-Pleyistosen yaşlı iki ayrı volkanik aktivitenin varlığı bu çalışma ile ortaya konmuştur.
2. Neotektonik dönemde oluşan ve Pliyosen-Pleyistosen yaşlı verilen Hardal bazaltının inceleme alanının batısında yer alan yüzlekleri haritalanmış ve bu bazaltların Ortaköy volkanitlerini oluşturan volkanizma ile aynı kökene ait farklı evrede oluşan bir etkinlik sonucu oluştuğu ve bu volkanik kayaların Sivas havzasının değişik kesimlerinde yüzeyleyen benzer yaş ve kökene sahip volkanik kayalarla eşdeğer olduğu belirtilmiştir.



Şekil 13. İnceleme alanı ve civarında 2003-2010 yılları arasında meydana gelen deprem derinliklerinin ortalamaları.

Figure 13. Average of earthquake depths occurring at study area and vicinity between the years 2003-2010.



Şekil 14. İnceleme alanı ve civarında 2003-2010 yılları arasında meydana gelen deprem sayılarını gösterir grafik.

Figure 14. Number of earthquakes occurring at study area and its vicinity between the years 2003-2010.

- Orta Anadolu Fay Zonu'nun Şarkışla kuzeyinde kalan kesiminin, Kızılırmak vadisi boyunca, Şarkışla kuzeyinde Ağcakışla – Kalecik arasında kalan ve daha önceki değişik çalışmalarda olası olarak çizilen çizgiselliklerin belirgin tektonomorfolojik yapılar içerdiği gözlenmiştir.
- Bu çizgisellikler ve morfolotektonik özellikler Kızılırmak vadisi boyunca KD-GB yönlü sol yanal doğrultu atımlı bir sistemin ve bu sisteme dik yönde gelişmiş normal fayların varlığını göstermiştir. Orta Anadolu Fay Zonu olarak adlandırılan sistemin Kızılırmak Fay segmenti adı verilen bölümü üzerinde yer alan

inceleme alanında bu segment net olarak izlenmektedir. İnceleme alanı ve yakın çevresinde meydana gelen tarihsel dönem ve aletsel dönemlere ait deprem verileri derlenmiştir. Bu bölgede meydana gelen depremlerin odak noktalarının bir çizgisellik boyunca dağılımları ve özellikle son yıllarda meydana gelen orta büyüklükteki kimi depremlerin odak noktaları dikkate alındığında, Yukarı Kızılırmak vadisi içerisinde aktif fay sistemlerinin varlığı dikkati çekmektedir. İnceleme alanı ve yakın çevresinde tarihsel ve aletsel dönemlerde çok büyük bir yıkıcı deprem kaydı bulunmamakla beraber, özellikle küçük-orta ölçekli, derinliği 5-6 km civarında olan sismik etkinlikler Kızılırmak vadisi boyunca yoğunlaşmaktadır.

5. Kızılırmak nehrinin güncel yatağının günümüzden yaklaşık 1.8 milyon yıl önce geliştiği ve her 18000 yılda 1 metrelik bir derinleşmenin varlığı ortaya konmuştur.

KAYNAKLAR

- Ambraseys, N. N., Finkel, C., 1987. The Saros-Marmara earthquake of 9 August 1912. *J. Earthquake Eng. Struct. Dyn.*, s.189-212.
- Arpat, E., Şaroğlu, F., 1975. Doğu Türkiye'deki bazı önemli genç tektonik olaylar. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 18, 91-101.
- Blumental, M. M., 1941. Niğde ve Adana vilayetleri dolayındaki Torosların jeolojisine umumi bir bakış. *Maden Tetkik Arama Seri B 6*, 95 s.
- Baran, B., Erkmen, C., 1998, 14 Aralık Kayseri depremi, Bayındırlık ve İskan Bakanlığı Afet İşleri Genel Müdürlüğü Deprem Araştırma Dairesi Başkanlığı Sismoloji Şube Müdürlüğü, Preliminary Report, 1998.
- Bozkurt, E. 2001. Neotectonics of Turkey – a synthesis, *Geodinamica Acta*, Vol. 14, 1-3, p.3-30
- Cater, J. M. L., Hanna, S. S., Ries, A. C. ve Turner, P., 1991. Tertiary evolution of Sivas Basin, Central Turkey. *Tectonophysics* 195, 29-46.
- Çemen, İ. ve Dirik, K., 1992. Tuzgölü havzası'nın kuzeydoğu kesiminin stratigrafisi, yapısal jeolojisi ve jeoloji tarihi. Yayınlanmamış, TPAO Rapor No. 3115.
- Çemen, İ., Göncüoğlu, M. C. ve Dirik, K., 1999. Structural Evolution of the Tuzgölü Basin in Central Anatolian, Turkey. *The Journal of Geology*, vol.107, 693-706.
- Çetin, H., 2000. Paleoseismology of the Ecemiş Fault: Mid Results, Workshop on Active Tectonics of Western Turkey. İTÜ, 15-16 June 2000, Abstract Book.
- Dirik, K. ve Göncüoğlu, C. M., 1996. Neotectonic characteristics of Central Anatolia. *International Geology Review*, 38, 807-817.
- Erdik, M., Doyuran, V., Akkaş, N. ve Gülkan, P., 1985. A probabilistic Assessment of the Seismic Hazard in Turkey. *Tectonophysics* 117, 295-344.
- Eyidoğan, H., Utku, Z., Güçlü, U. ve Değirmenci, E., 1991. Türkiye Büyük depremleri Makrosismik Rehberi. İstanbul Tek. Üniv. Maden Fak. Yayını. 199 pp.
- French, F., 1916. Geologie Klein Asiens im Bereich der Bagdadbahn. *Z. Dtsch. Geol. Ges. A. Abh.*, 68 pp.
- Gençoğlu, S., İnan, E. ve Güler, H., 1990. Türkiye'nin deprem tehlikesi. TMMOB Jeofizik Mühendisleri Odası Yayını, 701 pp.
- Görür, N., Oktay, F.Y., Seymen, İ. ve Şengör, A.M.C. 1984. Paleotectonic evolution of the Tuzgölü basin complex, Central Turkey: Sedimentary record of a Neo-Tethyan closure, in Dixon, J.E. and Robertson, A.H.F., eds. *The Geological evolution of the eastern Mediterranean*, Geol. Soc. London Spec. Publ. 17, p.467-482.
- İnan, S., 1993. Kızılırmak fay zonunun yapısal ve morfolotektonik özellikleri. *Türk. Jeol. Kurumu Bül.* 8, 321-328.
- İzbrak, R. 1948. Akdağ ile güney çevresinde jeomorfoloji gözlemleri. Ankara Üniv. D.T.C.F. Yayını, 59, Coğr. Enst. Yay. No. 3, Ankara.
- Jaffey, N. ve Robertson, A.H.F. 2001. New sedimentological and structural data from the Ecemiş Fault Zone, southern Turkey: implications for its timing and offset and the Cenozoic escape of Anatolia. *The Journal*

- of Geological Society, Vol.158, part 2, 367-378.
- Keller, E.A. ve Pinter, N., 1996, Active Tectonics: Earthquakes, uplift, and landscape, Prentice hall, Inc., Upper Saddle River, N.J., 338 pp.
- Koçyiğit, A. ve Beyhan, A., 1998. A new intracontinental transcurrent structure: The Central Anatolian Fault Zone, Turkey., Tectonophysics 284, 317-336.
- Koçyiğit, A. ve Beyhan, A. 1999. Reply to Rob Westaway's comment on 'a new intracontinental transcurrent structure: the Central Anatolian Fault Zone, Turkey'. Tectonophysics, 314, 481-496.
- Koçyiğit, A. ve Beyhan, A., 1998. A new intracontinental transcurrent structure: The Central Anatolian Fault Zone, Turkey., Tectonophysics 284, 317-336.
- Koçyiğit, A. ve Erol, O. 2001, A tectonic escape structure: Erciyes pull-apart basin, Kayseri, central Anatolia, Turkey, Geodinamica Acta, Vol. 14, Issues 1-3, 133-145
- Ketin, İ. 1960. Tectonic units of Anatolia. MTA Bull. V.54, p.20-34.
- Metz, K., 1956. Aladağ ve Karanfil Dağının yapısı ve bunların Kilikya Torosu tesmiye edilen batı kenarları hakkında malumat husulü için yapılan jeolojik etüd. Maden Tetkik Arama Dergisi 48, 63-75.
- Poisson, A., Guezou, J.C., Öztürk, A., İnan, S., Temiz, H., Gürsoy, H., Kavak, K.Ş. ve Özden, S. 1996. Tectonic setting and evolution of the Sivas basin, Central Anatolia, Turkey. International Geology Review, Vol. 38, No. 9, p.838-853
- Salomon-Calvi, W., 1940. 20 Şubat 1940 tarihinde Erciyes'te vukubulan yer sarsıntısı. Maden Tetkik Arama Dergisi Seri 51 (18), 180-182.
- Sümengen, M., Terlemez, İ., Bilgiç, T., Gürbüz, M., Ünay, E., Ozaner, S. ve Türkeli, K. 1987. Şarkışla –Gemerek dolayının stratigrafisi, sedimentolojisi ve jeomorfolojisi, M.T.A. Rapor
- Şengör, A. M. C. ve Yılmaz, Y., 1981. Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach. Tectonophysics 75, 181-241.
- Şaroğlu, F., Emre, Ö. ve Boray, A., 1987. Türkiyenin diri fayları ve depremsellikleri. Maden Tetkik Arama Rapor 8174. 394 pp.
- Tatar, O., Piper J.D.A. ve Gürsoy H., 2000. Paleomagnetic study of the Erciyes sector of the Eceemis, fault zone: Neotectonic deformation in the south eastern part of the Anatolian Block. Geol. Soc. London, in: Bozkurt E., Winchester J.A., Piper J.D.A. (Eds.), Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area, 173, Geological Society Special Publication, London, pp. 423-440.
- Tatar, O., Temiz, H., Gürsoy, H. ve Guezou, J.C. 2003. Orta ve Kuzey Anadolu Miyosen-Kuvaterner volkanizması ışığında Avrasya-Anadolu levhalarının çarpışması. TÜBİTAK Projesi, Rapor No: YDABÇAG 198Y092, 55 s.
- Toprak, V. ve Göncüoğlu, C. M., 1993 a. Keçiboyduran-Melendiz Fault and its regional significance (Central Anatolia): Yerbilimleri, v. 16, p. 55-65.
- Toprak, V. ve Göncüoğlu, C. M., 1993 b. Tectonic control on the development of Neogene-Quaternary Central Anatolian volcanic province, Turkey: Geol. Jour., v. 28, p. 357-369.
- Toprak, V. 1994. Central Kızılırmak Zone: Northern margin of Central Anatolian volcanics: Turk. Jour. Earth Sci., TUBİTAK, v. 3, P. 29-38.
- Westaway, R. 1999. Comment on 'a new intracontinental transcurrent structure: the Central Anatolian Fault Zone, Turkey' by A.Koçyiğit and A.Beyhan. Tectonophysics, 314, 469-479.
- Yılmaz, A. 1994. Çarpışma sonrası bir çanak örneği: Sivas havzası, Türkiye. Türkiye 10. Petrol Kongresi Bildiriler Kitabı, 21-33.
- Yılmaz, A. 1983. Tokat (Dumanlıdağı) ile Sivas (Çelteddağı) dolaylarının temel jeolojik özellikleri ve ofiyolitli karışığın konumu. MTA Dergisi, 99-100.
- Yılmaz, A. ve Özer, S. 1984. Kuzey Anadolu Bindirme Kuşağı'nın Akdağmadeni (Yozgat) ile Karaçayır (Sivas) arasındaki bölümünün temel jeolojisi incelemesi ve Tersiyer havzasının yapısal evrimi: T.J.K Ketin Sempozyumu 163-174 s.
- Yılmaz, A. 1985. Yukarı Kelkit Çayı ve Munzur dağları arasının temel jeolojik özellikleri ve yapısal verimi. TJK Bülteni, 28/2, s.79-92

Yetiş, C., 1978. Geology of the Çamardı (Niğde) region and the characteristics of the Ecemiş Fault Zone between Maden Boğazı and Kamışlı, İstanbul Univ. Fen Fak. Mecmuası Ser. B 43, 41-61.

Yetis, C. ,1984, New observations on the age of the Ecemis, Fault. Geology of the Taurus Belt. International Symposium 26-29 September 1983, (pp. 159-164). Ankara Turkey: Ankara: MTA publications.

Ali POLAT

Cumhuriyet Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi,
Jeoloji Mühendisliği Bölümü,
58140 Sivas

apolat@cumhuriyet.edu.tr

Şebinkarahisar ve Aluçra (Giresun) yöresi heyelanları: heyelan duyarlılık haritalarının hazırlanmasında Yapay Sinir Ağları (YSA)

Şebinkarahisar and Aluçra landslides: Artificial Neural Networks (ANNs) in landslide susceptibility mapping

Işık YILMAZ

Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 58140 Sivas

ÖZ

Bu çalışmada; Şebinkarahisar ve Aluçra (Giresun)'daki topuk oyulması heyelanlarının ayrıntılı araştırma ve analizleri ile Yapay Sinir Ağları (YSA) modelleri kullanılarak duyarlılık haritasının elde edilmesi amaçlanmış ve saha çalışmaları, gözlemler ve uzaktan algılama verileri kullanılmıştır. Özellikle Şebinkarahisar olmak üzere çalışma sahası heyelana eğilimli bir bölge olmakla birlikte, geçmişte meydana gelmiş heyelanlar evler ile bir çok tarımsal araziye büyük zarar vermiştir. Çalışma sahasında, heyelanların tekrar meydana gelme potansiyellerinin öngörülmesinde, heyelan mekanizmalarının bilinmesi çok büyük önem taşımaktadır. Saha araştırmaları ve jeolojik verilerin analizleri şevlerde heyelana neden olan iki önemli faktörün rolü olduğunu göstermiştir. Yüzey suları ve yeraltısuyla dolaşımı hareketlerin tetiklenmesinde önemli bir yer tutmaktadır. Buna karşın, şevlerin duraysızlığının asıl nedeni şevlerin topuklarında akarsular nedeniyle meydana gelen erozyondur. Çalışma sahası içerisinde gelecekte oluşması olası heyelanların tahmin edilmesine yönelik olarak çalışma alanına ait heyelan duraylılık haritası yapay sinir ağları kullanılarak elde edilmiştir. Bu haritanın CBS kullanılarak hazırlanmasında, heyelan koşullarını oluşturan akarsu, fay ve yollardan uzaklık, jeoloji, şev açısı, şev yönü, topoğrafik yükseklik, topoğrafik nemlilik indeksi, akarsu gücü indeksi ve bitki örtüsü faktörleri dikkate alınmıştır. Elde edilen duyarlılık haritası için gerçekleştirilen geçerlilik testi YSA ile elde edilen modelin performansının oldukça yüksek olduğunu göstermiştir.

Anahtar kelimeler: Heyelan; Şebinkarahisar; Aluçra; duyarlılık haritası; CBS; Yapay Sinir Ağı.

ABSTRACT

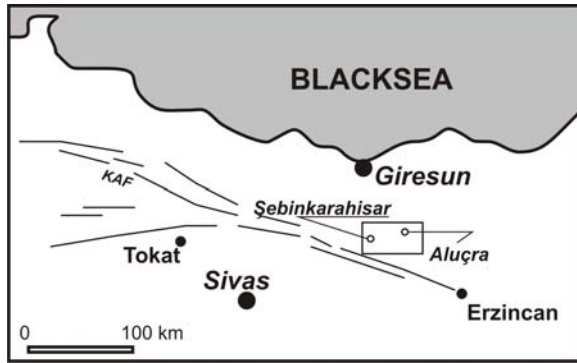
This study presented herein describes and analyses the results of the detailed surveys of landslides caused by toe erosion in Şebinkarahisar-Aluçra (Giresun) and susceptibility mapping using Artificial Neural Network (ANN) model, based on the field measurements, monitoring and remote sensing data of the study area. Study area has been recognized as a landslide-prone area especially Şebinkarahisar. Landslides in the area caused several hazards in the houses and farming areas. In view of landslide re-occurrence potential in the study area and its environ, understanding of the failure mechanism is highly crucial. Field investigations, analyses of the geological data suggest that two important factors have acted together on the slopes to cause sliding. The surficial water and groundwater circulation also played an important role in the initiating the movements. However, instability condition of the slopes is especially connected with the toe erosion created by the rivers. In order to predict the future landslides in the area and its vicinity, statistically based (ANN) landslide susceptibility map was prepared by use of GIS, considering the landslide conditioning factors of distance from the drainage system, faults and roads, geology, slope angle, slope aspect, topographical elevation, topographical wetness index, stream power index and vegetation cover. Validation of the map indicated a high quality of the susceptibility and very realistic map was obtained.

Key Words: Landslide; Şebinkarahisar; Aluçra; susceptibility map; GIS; Artificial Neural Networks.

GİRİŞ

Çalışma sahası olarak seçilmiş olan bölgenin engebeli ve dağlık morfolojisi ile Kuzey Anadolu Fay Zonu içerisinde yer alması, bölgedeki şev duraysızlıkları olasılıklarını güçlendirmektedir. Uzun yıllardan bu yana, değişik dönemlerde özellikle Şebinkarahisar ilçesi olmak üzere bir çok yerleşim alanı, ormanlık alanlar, tarım arazileri ve sit alanları sıklıkla heyelanlardan etkilenmişlerdir.

Bu çalışma kapsamındaki Şebinkarahisar ve Aluçra ilçelerini de kapsayan çalışma alanı; Kuzey Anadolu Fay Zonu içerisinde yer alan, yıllardır depremler ve heyelan felaketleri ile iç içe yaşayan H40b3, H41a4, H41a3, H41b4 1:25 000'lik topografik paftalar içinde kalan bölgedir (Şekil 1).



Şekil 1. Çalışma alanı yer bulduru haritası.

Figure 1. Location map of the study area.

Çalışma alanının Kuzey Anadolu Fay Zonu üzerinde yer alması araştırmacıların ilgisini her zaman üzerinde bulundurmıştır. Bölgede ve civarında genel jeoloji amaçlı birçok çalışma yapılmış olmasına karşın mühendislik jeolojisine yönelik (heyelan potansiyeli, sınırlama potansiyeli, heyelanların mekanizmaları gb.) çalışmalar yoktur veya sınırlı sayıdadır. Oysa, Türkiye Deprem Haritasında 1. derece deprem bölgesinde yer alan, depremsel riski her zaman var olan ve gün geçtikçe gelişen bu tür bir bölgeye ait arazi kullanım, potansiyel heyelan tehlikesi haritaları bulunmamaktadır. Bu çalışmada, heyelan potansiyellerinin belirlenerek duyarlılık haritalarının hazırlanması amaçlanmaktadır. Çalışma sonunda elde edilen sonuçlar; özellikle bölgedeki belediyelerin uygun arazi kullanım politikaları geliştirebilmeleri

ve daha güvenli yerleşmeler oluşturabilmesi için gerekli bilgilerin önemli bir bölümünü sağlayacaktır.

Çalışma genelde, arazi çalışmaları şeklinde gerçekleşmiş olup; arazi, laboratuvar ve ofis çalışmaları şeklinde gerçekleştirilmiştir. Çalışma kapsamında;

1. İlk olarak, jeoloji amaçlı yapılmış olan eski haritalar da dikkate alınarak üzerinde süreksizlikler, eski ve yeni heyelanlar ile jeomorfik özelliklerin de bulunduğu 1:25 000 ölçekli jeoloji haritası yapılmıştır. Harita Genel Komutanlığından temin edilen araziye ait sayısal yükseklik modeli (DEM) ayrı bir katman olarak hazırlanmıştır.

2. Hava fotoğrafları ve diğer uzaktan algılama görüntüleri, önceki çalışmalar ve arazi gözlemleri ile çalışma sahasında heyelandan etkilenen alanlar belirlenmiştir. Daha sonra bu veriler sayısallaştırılarak, Coğrafi Bilgi Sisteminde (CBS) bir katman olarak hazırlanmıştır.

3. Heyelanlarda duyarlılığı kontrol eden faktörlerin analizi aşamasında; litoloji, yapısal özellikler, hidroloji gibi jeolojik faktörler, yamaç eğimi, yamaç yönelimi, yamaç şekli, yükseklik, drenaj ağı, topografik-nemlilik indeksi (topographic-wetness index, TWI), akarsu gücü indeksi (stream-power index, SPI) gibi topografik faktörler ile bitki örtüsü (NDVI) ve arazi kullanım potansiyeli gibi çevre faktörleri ayrı katmanlar olarak sayısallaştırılıp değerlendirilmeye alınmıştır. Çalışmalarda kullanılacak girdi parametrelere ait katmanlar 10 x10 m lik hücrelerden itibaren oluşturulmuştur.

4. Coğrafi Bilgi Sistemi girdisi olarak hazırlanmış olan yukarıdaki tüm veriler kullanılarak, heyelan duyarlılık haritaları hazırlanmıştır. Yukarıda bahsedilen girdi parametreleri yapay sinir ağları (Artificial Neural Networks) ile değerlendirilmiş, geçerliliği test edilmiştir. CBS değerlendirmelerinde, temel yazılım olarak ArcGIS 9.1 ve Yapay Sinir Ağları modellemesinde ise MathLAB 7.0 programları kullanılmıştır.

Çalışmada YSA modeli kullanılarak heyelan duyarlılık haritasının hazırlanmış olması, bu modelin kullanılabilirliği bakımından bu çalışmaya örnek bir çalışma niteliği kazandırmıştır. Bunun dışında seçilen Şebinkarahisar ve Aluçra gibi onlarca aktif ve potansiyel heyelanla içiçe bulunan iki önemli sahanın ileriye yönelik olarak ortaya çıkabilecek potansiyel heyelan alanları ve tehdit ettikleri bölgeler ortaya çıkarılmıştır. Bu çalışma ayrıca yerleşim alanlarını tehdit altında tutan halen hareket halinde olduğu düşünülen heyelanların mekanizmaları ve buna bağlı olarak da muhtemel ıslah yöntemlerinin belirlenmesi açısından önem taşımaktadır.

ÇALIŞMA SAHASINDAKİ HEYELANLAR VE TANIMLAMASI

Bu çalışmada seçilmiş olan saha Kuzey Anadolu Fay Zonu içerisinde bulunması nedeni ile bölgedeki kayalar genelde kırıklı, ezilmiş ve süreksizlikler içermekte olup, yer yer yüksek eğimli topografyaya da bağlı olarak bölge içerisinde eski ve yeni bir çok heyelanlar bulunmaktadır. Bu heyelanların hareket yönleri ise genelde yerleşim alanlarını tehdit eder konumlardadır. Bu denli büyük ve sayıları oldukça çok, değişik mekanizmalara sahip heyelanların bulunmasına rağmen bu heyelanların türü ve mekanizmaları konusunda elde hemen hemen hiç bilgi bulunmamaktadır. Bölge geçmişte bir çok heyelanların etkisinde kalmış, ve yerleşim alanlarında birçok ev hasara uğramıştır (Şekil 2). Bununla birlikte birçok tarım alanı da halen heyelanların tehditi altında zarar görmeye devam etmektedir Ancak halen kayma hareketlerinin devam ettiği eski yerleşim yerlerinde önlem alınmış değildir.

Çalışma sahası içerisinde yer alan heyelanların tetiklenme mekanizmalarının ve yenilme süreçlerinin ortaya konulabilmesi amacıyla jeoteknik ve jeolojik çalışmaları içeren detaylı alan araştırmaları gerçekleştirilmiştir. Yapılan uzun süreli gözlemlerin (2.5 yıl) Varnes (1978)'in önerdiği hareket cetveli ile birlikte değerlendirilmesi ile şevlerdeki hareket hızı 0.06 m/yıl - 1.5 m/ay aralığındaki değere sahip "yavaş-orta" olarak öngörülmüştür. Ancak özellikle yağışların arttığı ve akarsuların güçlenerek yükseldiği dönemlerde çok hızlı şev hareketlerinin gerçekleştiği gözlenmektedir.

Çalışma alanındaki heyelanlar genellikle yoğun yağış dönemlerini takiben akarsuların topuklarından geçtiği şevlerde gerçekleşmektedir. Çalışma sahasındaki akarsuların debileri ve hızları başta Avutmuş deresi olmak üzere özellikle kış aylarında ve baharda oldukça büyük değerlere ulaşmakta ve kimi zaman da Şekil 3' deki fotoğrafta görüldüğü gibi yıkıcı etkilere sahip olmaktadır.

Yukarıda da bahsedildiği gibi heyelanların bir çoğu akarsulara yakın şevlerin hareketi ile gerçekleşmektedir. Bu bölgelerde yapılan çalışmalar şev malzemelerin anakaya üzerinde yer alan yaklaşık kalınlıkları 15 - 70 m arasında değişen zemin malzemesinden oluştuğunu göstermiştir. Gene çalışmalar buralardaki şevlerin topuklarının akarsulara kadar ulaştığını ve bu topukların akarsu etkisi ile oyulmaya ve erozyona uğradıkları belirlenmiştir (Şekil 4). Çalışma alanında yer alan heyelanların büyük bir kısmının şev topuğu oyulmasına bağlı oluştuğu ve yenilmenin tetiklemede ise ağır yağış koşullarının olduğu söylenebilir. Aynı şevlerde gerçekleştirilen sondaj çalışmaları, ana kaya ile örtün toprak arasında yerleşmiş olan kilin de kaymaya katkı koyduğunu göstermiştir.

Çalışma sahasındaki heyelanların genel mekanizması ile ilgili olarak hazırlayıcı faktörler, katkı koyan unsurlar ve tetikleyici faktörler aşağıdaki gibidir.

Hazırlayıcı faktörler: Şev topuğunda akarsu etkisi ile zaman içerisinde gelişen erozyon.

Katkı koyan unsurlar: Şevler üzerindeki bitki örtüsü ve yapılar gibi yükleyici etkiler, stratigrafik koşullar (kaya ve örtü arasında yer alan kil zemin malzemesi) ve şev malzemesinin özellikleri.

Tetikleyici faktörler: Yukarıdaki etkilerin sonucu olarak denge koşuluna ulaşmış olan şevlerde, yoğun yağışla şev malzemesinin doygun hale geçmesi.

Şekil 5'de heyelanların mekanizmasının gösterildiği gibi; şev topuğundaki sürekli erozyon şev üzerinde birbirini takip eden bir seri hareketin gelişmesine olmaktadır. Her bir kayma önünde topukladığı kütlelerin boşalmasına neden olmakta

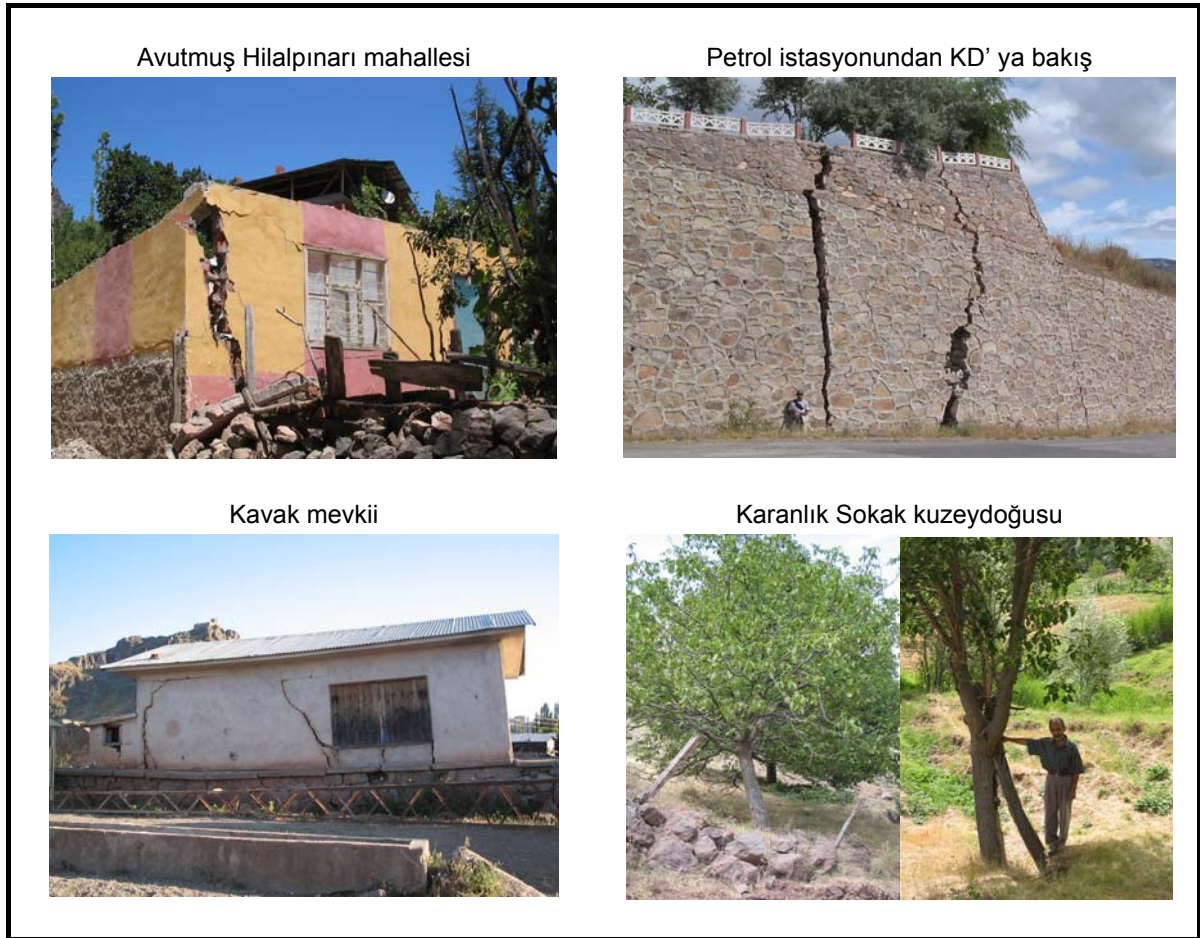
ve ana şev kütesini duraysız hale getirmektedir. Böylece birbirini takip eden duraysızlık sistemi gelişmektedir. Özellikle, yağışlarla birlikte şev içerisine süzülen sular kütleli akıcı ve gevşek duruma getirerek bir sıvı gibi davranarak şev aşağı akma şeklinde duraysızlık hareketini kolaylaştırmakta ve hızlandırmaktadır.

HEYELAN DUYARLILIK ANALİZLERİ VE KULLANILAN GİRDİ PARAMETRELER

Özellikle son yirmibeş yılda, coğrafi bilgi sistemlerindeki ve sayısal haritaların hazırlanması ile ilgili yöntemlerdeki gelişmelere ve bunların heyelan zararlarının azaltılması çalışmaları ile mühendislik çalışmalarındaki kullanımının artışına bağlı olarak,

geniş ölçekli heyelan tehlike ve duyarlılık haritalarına ihtiyaç artmıştır.

Bütün jeolojik riskler arasında, özellikle heyelanlar, en çok hasara neden olan, her yıl binlerce ölüm, yaralanma ve milyarlarca dolar kayba neden olan önemli doğa olayıdır. Heyelanlar, can kayıplarının ve ekonomik zararlarının yanı sıra, kentleşmeye zarar vermekte, tarım ve orman alanları ile akarsuların kalitesi üzerinde olumsuz etkiler yaratmaktadır (Schuster ve Fleming, 1986). Ancak çoğu zaman heyelan zararları, heyelanı tetikleyen en önemli faktörlerden olan deprem ve aşırı yağış süreçleri içerisinde değerlendirilmekte ve bunun sonucu olarak da, heyelan zararlarının boyutları gerçeğinden daha düşük tahmin edilmektedir (Schuster, 1996; Gökçeoğlu ve Ercanoğlu, 2001).



Şekil 2. Çalışma sahası içerisinde meydana gelen heyelanların bazı etkileri.

Figure 2. Some effects of the landslides occurred in the study area.



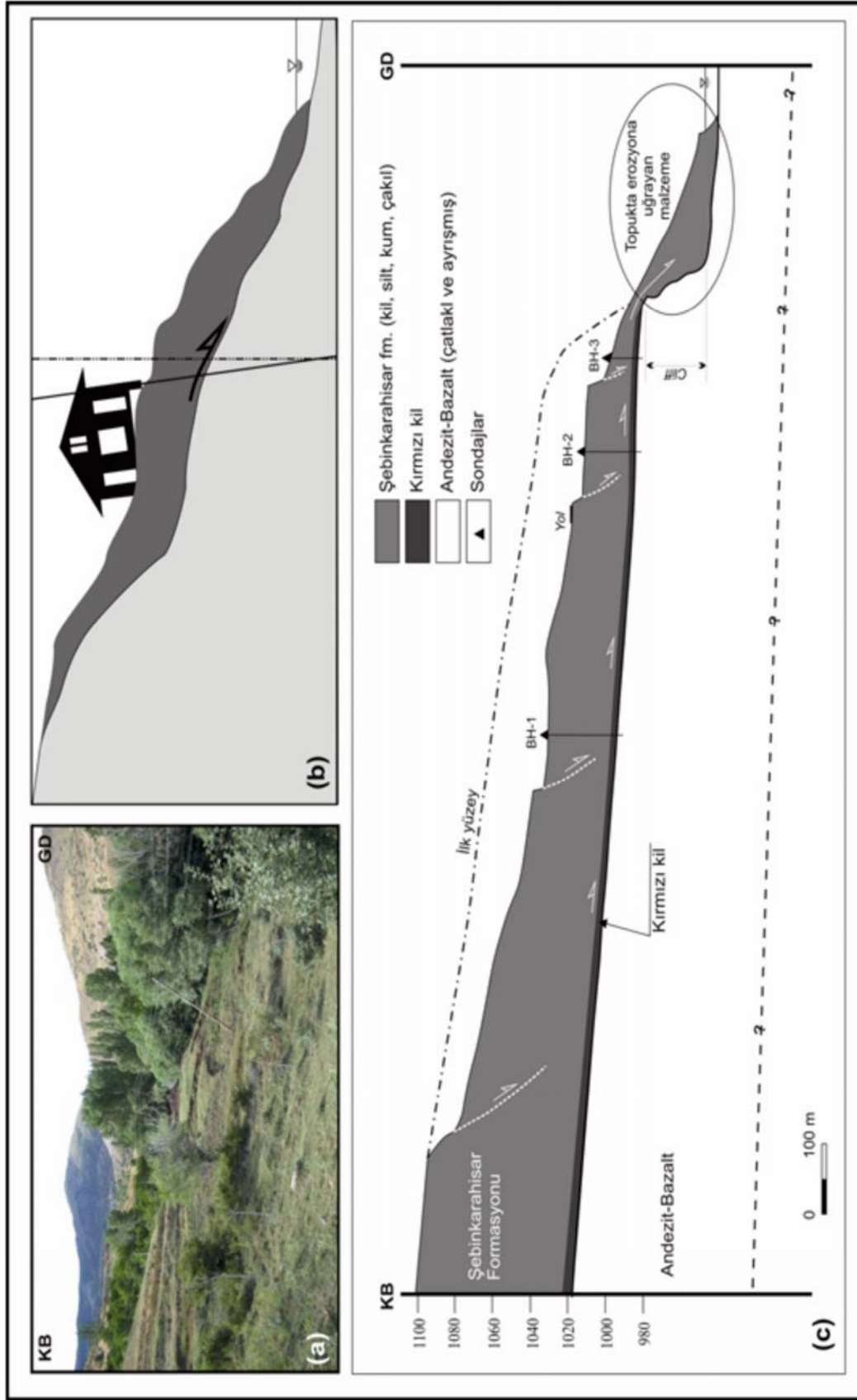
Şekil 3. Avutmuş deresinin yükselen debisi ve hızı ile yıkılan köprü (Eşekgölü mevki).

Figure 3. Destroyed bridge by an increased flow velocity and flow rate of Avutmuş creek (Eşekgölü location).



Şekil 4. Topukları akarsulara uzanan şevlerden örnek bir görünüm (Eşekgölü mevki).

Figure 4. A view from an example of slopes where the toes reaches in rivers (Eşekgölü location).



Şekil 5. Heyelanların genel mekanizması ve üst yapı üzerindeki etkisi.
 Figure 5. Generalized mechanism of landslides and effects on the structures.

Gerekli önlemlerin alınması ve kayıpların azaltılması bakımından duyarlılık (suseptibilite), tehlike ve risk haritalarının hazırlanması çok büyük önem taşır (Brabb, 1984; Ayala, 1987; Corominas, 1987; Chacon et al., 1992, 1994, 1996). Bahsedilen bu haritalar, deterministik (güvenlik katsayısı hesaplanması) ve olasılık yaklaşım (probabilistik) modeli olmak üzere ikiye ayrılmakla birlikte, en sık kullanıma sahip olanı bir çok araştırmacı tarafından değişik yöntemlerinin de geliştirildiği, heyelan envanteri, jeomorfolojik analizler, kalitatif istatistiksel iki değişkenli (bivariate) ve çoklu değişken (multivariate) analizlere dayanan olasılık yaklaşım (probabilistik) modellerdir (Carrara et al., 1991; Jade and Sarkar, 1993; Baeza, 1994; Chung et al., 1995; Rengers et al., 1998).

Choubey ve Litoria (1990)'ın Garhwal Himalaya (Hindistan), VanWesten ve Bonilla (1990)'ın Cordillera (Kolombiya), Anbalagan (1992)'nin Kathgodam (Hindistan), Carrara vd. (1991)'nin Tescio havzası (İtalya), Juang vd. (1992)'nin Kaohsiung (Tayvan), Maharaj (1993)'ün St. Andrew (Jamaika), Gökçeoğlu ve Aksoy (1996)'nin Mengen (Türkiye), Abdolmasov ve Obradovic (1997)'nin Belgrad (Yugoslavya), Chowdhury ve Flentje (1997)'nin Wollongong (Avustralya), Fernandez vd. (1999)'nin Cordoba (İspanya), Luzi ve Pergalini (1999)'ün Lombardia (İtalya), Nagarajan vd. (2000)'in Konkan (Hindistan), Uromeihy ve Mahdaviyar (2000)'in Khorshrostan (İran), Dai ve Lee (2002)'nin Lantau adası (Hong Kong), Santacana vd. (2003)'ün LaPopla de Lillet (İspanya), Ohlmacher ve Davis (2003)'ün Kuzeydoğu Kansas (Amerika), Ayanew ve Barbieri (2005)'in Dessie bölgesi (Etiyopya), Yılmaz ve Yıldırım (2005)'in Tokat Kat kasabası (Türkiye) ile Yılmaz (2009, 2010)'in Kat (Tokat) ve Koyulhisar çalışmaları heyelan duyarlılık haritalarının hazırlanmasına ilişkin dünyanın çeşitli ülkelerinde yapılmış çalışmalardan oluşan güncel literatürün yalnızca bir kaçıdır.

Hutchinson (1992)' nun belirttiği gibi; heyelanlar geçmişte olduğu gibi, gelecekte de aynı jeolojik, jeomorfolojik, hidrojeolojik ve iklimsel koşullar altında oluşacaktır. Bundan başka; heyelanlara neden olan temel koşullar; yamacı oluşturan malzemenin özellikleri, jeolojik, jeomorfolojik,

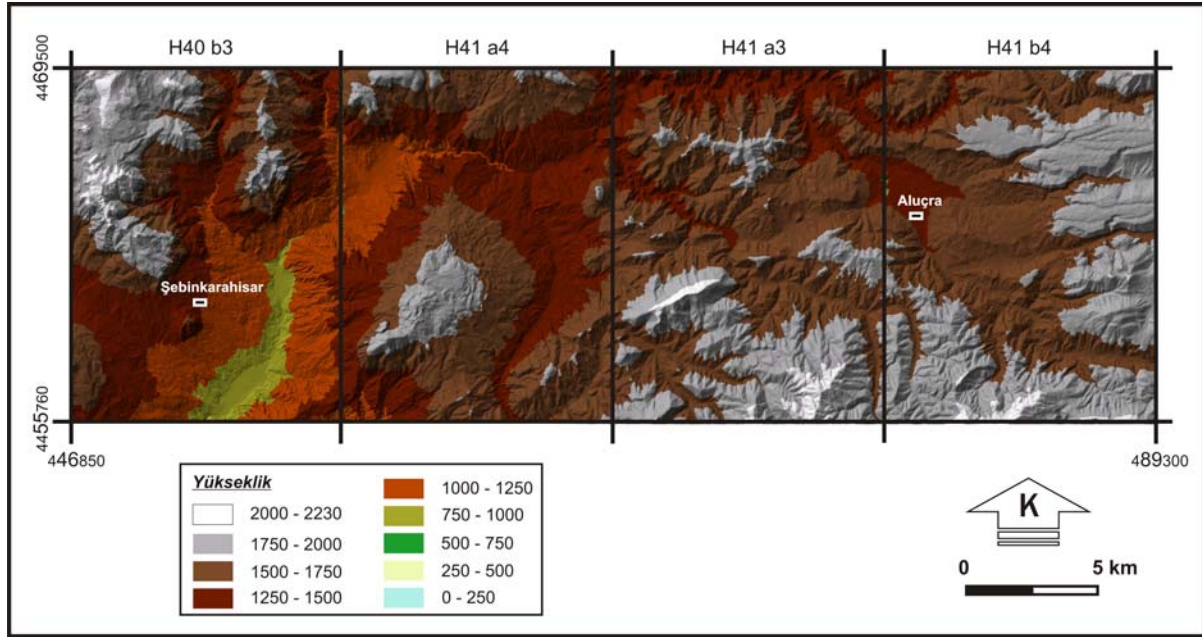
hidrojeolojik ve meteorolojik koşullar gibi tanımlanabilen ortama ilgili faktörlerdir. Heyelan duyarlılık haritalarının hazırlanmasında temel ilke yukarıda bahsedilen varsayımlara dayanmaktadır. Buna karşın; gerek kullanılan parametreler, gerekse hazırlama yöntemleri üzerinde henüz bir görüş birliği oluşmamıştır.

Bu çalışma kapsamında bölgenin heyelan duyarlılık haritası; Yapay Sinir Ağları (YSA) yöntemi kullanılarak elde edilmiş olup, çalışmaların ilk aşamasında, bölgenin sayısal yükseklik arazi modelleri (DEM) 1:25000'lik paftalardan üretilmiştir (Şekil 6). Üretilen sayısal modelde çözünürlük, 10 m lik kenar uzunluklarına sahip hücrelerden oluşacak şekilde seçilmiş olup; toplam 5 909 106 (R=1393; C=4242) hücre elde edilmiştir.

Daha sonra; harita üretiminde kullanılacak veri tabanı; heyelanların olduğu lokasyonlar ve etkiledikleri alanlar, jeoloji, yapısal unsurlar, drenaj ağı, arazi kullanımı, şev eğimi ve bakı yönü, topografik yükseklik, topografik nemlilik indeksi (TWI) ve Akarsu Gücü İndeksi (SPI) parametrelerini içerecek şekilde ArcGIS 9.1 yazılımı ortamında oluşturulmuştur. Her bir parametre ayrı katmanlar olarak analizler yapılmak üzere saklanmıştır.

Analizlerde kullanılacak parametrelere ait haritalar arazi yükseklik modeline ait dönüştürülmüş raster veriler kullanılarak; şev eğimi, şev bakı yönü, topografik yükseklik, topografik nemlilik indeksi (TWI) ve Akarsu Gücü İndeksi (SPI) haritaları ilk aşamada üretilmiştir. Daha sonra yapısal unsurlara ve akarsulara uzaklık haritaları "buffer" yöntemi kullanılarak elde edilmiştir. Arazi kullanımı ve bitki örtüsü bakımından değerlendirme ise; çalışma alanına ait Landsat TM uydu görüntülerinin işlenmesi ile elde edilen Normalleştirilmiş Bitki Örtüsü İndeksi (NDVI) haritaları kullanılarak yapılmıştır. Heyelan duyarlılık haritalarının üretiminde kullanılacak olan ve heyelandan etkilenmiş alanların dağılımını gösteren raster harita benzer şekilde 10 m lik kenar uzunluğuna sahip hücrelerle hazırlanmıştır. Bu haritalardan bölgedeki 69565 hücrenin heyelandan etkilendiği belirlenmiştir.

Çalışma alanında gerçekleştirilen arazi gözlemleri, 1:35 000 ölçekli hava fotoğrafları ile uydu görüntü-



Şekil 6. Çalışma alanına ait sayısal yükseklik modeli.
Figure 6. Digital elevation model of the study area.

lerin birlikte değerlendirilmesi sonunda eski ve yeni 136 adet heyelan tesbit edilmiştir. Bilindiği gibi heyelan olayının tahmininde; heyelanların oluşumuna katkıda bulunan faktörlerin belirlenmesi ve gelecekte oluşacak heyelanların geçmişte oluşan heyelanlarla aynı koşullara sahip yerlerde meydana geleceği kabullenmesi önemlidir (Lee ve Talib, 2005). Bu çalışma kapsamında bahsedilen kabullenmeye dayalı olarak bölgenin niceliksel heyelan duyarlılık haritasının hazırlanmasında seçilen girdi parametrelerinin heyelan oluşumundaki katkısını belirlemek üzere Frekans Oranı (FR) her girdi parametreye ilişkin olarak hesaplanmış ve FR ile seçilen faktör arasındaki ilişkiler tanımlanmıştır. Frekans oranı; heyelana neden olan herhangi bir faktöre ait verilen aralıkta heyelandan etkilenen alanın aralığa ait toplam alana oranından elde edilen değer, o aralıktaki alanın toplam alana bölünmesi ile elde edilen değere oranlanması ile bulunur (Eşitlik 1) (Bonham-Carter, 1994; Lee and Talib, 2005).

$$FR = (n_{aff_cl}/n_{cl}) / (n_{cl}/n_t) \quad (1)$$

n_{aff_cl} faktöre ait sınıf/aralıkta heyelandan etkilenen grid sayısı, n_{cl} o sınıf/aralığı oluşturan toplam grid

sayısı ve n_t ise çalışma alanına ait toplam grid sayısını temsil etmektedir.

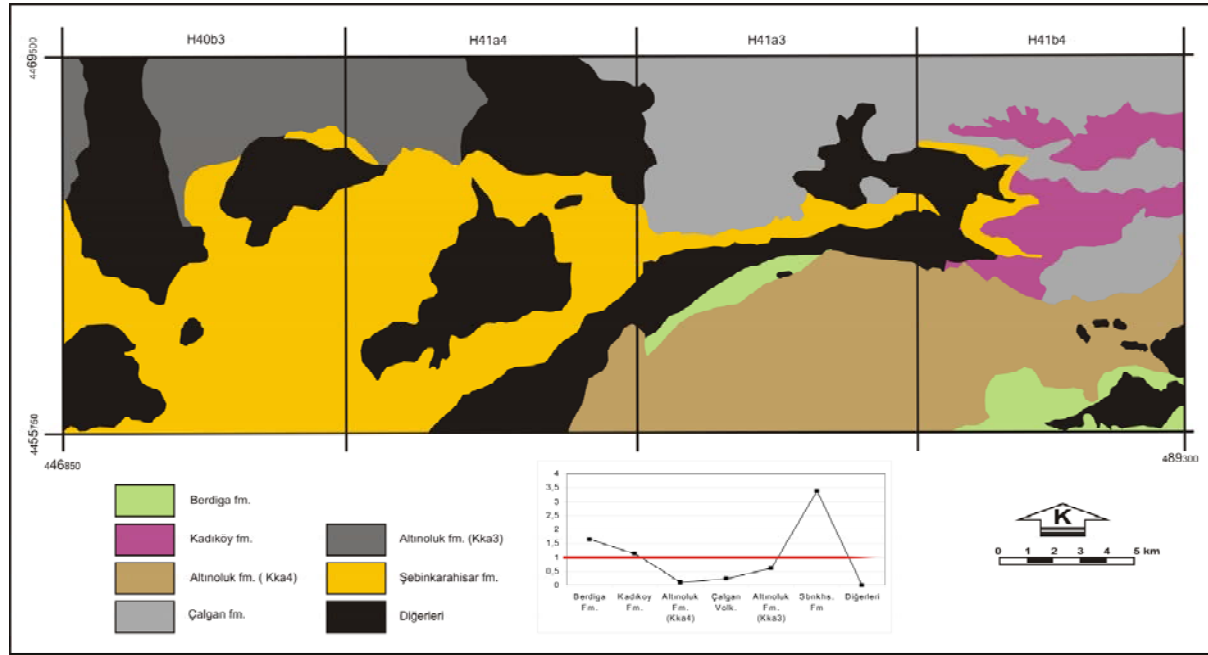
Bu tanıma bağlı olarak öncelikle heyelana neden olan her bir faktör sınıflara/aralıklara bölünmüş ve her bir sınıf/aralık için hücre sayıları belirlenmiştir. Daha sonra heyelandan etkilenen alanlar belirlenmiş ve her bir aralık için frekans oranı hesaplanmıştır.

Heyelan duyarlılığı açısından litoloji ve yapısal unsurlar büyük önem taşımaktadır. Çalışma alanındaki heyelanların litoloji ve yapısal unsurlarla olan ilişkileri amaca yönelik olarak ortaya konulmuştur. Çalışma sahası içerisinde Jura'dan Kuva-terner'e kadar değişen 13 farklı birim bulunmakla birlikte yayılımları genellikle daha az olan 7 tanesi heyelandan etkilenmemişlerdir. Bu nedenle bunlar analizlerde birlikte değerlendirilmişler "LS_none" sınıfı adıyla dahil edilmişlerdir. Litoloji ile FR arasında elde edilen ilişkiler çalışma alanında Şebinkarahisar formasyonu başta olmak üzere, Berdiga formasyonu ile Kadıköy formasyonu'nda "1" den daha büyük değer vermiş ve heyelana duyarlı olarak değerlendirilmişlerdir. Litoloji ile Frekans Oranı arasındaki ilişkiler Çizelge 1 ve Şekil 7'de görülmektedir.

Çizelge 1. Litoloji ile Frekans Oranı arasındaki ilişki.

Table 1. Relationship between lithology and Frequency Ratio (FR).

Sınıf	Aralıktaki grid sayısı	Etkilenen grid sayısı	Etkilenen Grid (%)	Grid (%)	FR
Berdiga fm.	89157	1723	2.48	1.51	1.64
Kadıköy fm.	271882	3644	5.24	4.61	1.14
Altınoluk fm. (Kka4)	1111162	1344	1.93	18.83	0.10
Çalgan Vol.	993960	2793	4.02	16.84	0.24
Altınoluk fm. (Kka3)	363876	2570	3.69	6.17	0,59
Şbnkhs. Fm.	1439347	57491	82.64	24.39	3,39
Diğerleri	1632053	0	0	27.66	0



Şekil 7. Litoloji ile Frekans Oranı (FR) arasındaki ilişki.

Figure 7. Relationships between lithology and Frequency Ratio (FR).

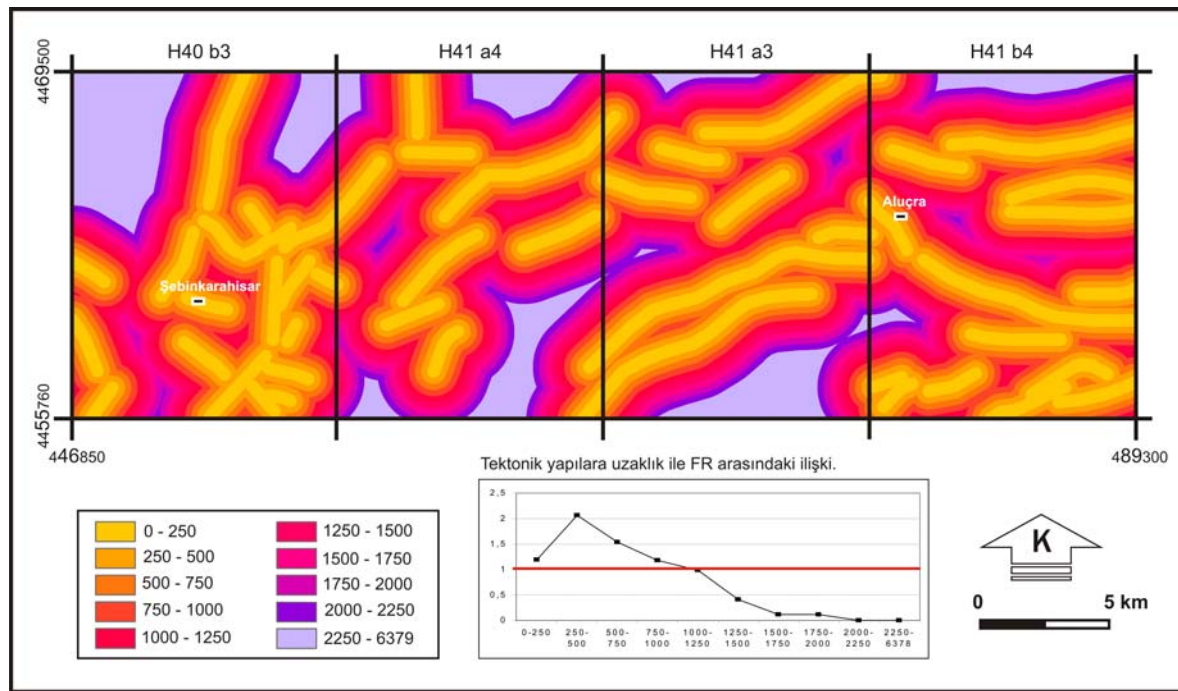
İnceleme alanının Kuzey Anadolu Fay Zon'nuna çok yakın olması nedeniyle kayalar genellikle kırıklı olup, süreksizlikler içermektedir. İnceleme alanındaki yapısal unsurlar tabakalar, çatlaklar ve faylardır. Fayların genel yönelimleri KD-GB olup faylar bindirme ve doğrultu atımlı fay karakterindedir. Çalışma sahası içerisindeki tektonik yapılar; önceki çalışmalar, saha gözlemleri, hava fotoğrafları ve uydu görüntülerinin değerlendirilmesi ile belirlenmiştir. Yapısal unsurlara olan uzaklık

heyelan oluşumuna katkı eden önemli faktörlerdendir. Öncelikle 250 m eşit aralıklara sahip zonlar oluşturulmuş ve bu zonları etkileyen heyelanlar alansal olarak grid bazında değerlendirilmiştir. Sonuçlar; özellikle ilk 1000 m içerisinde FR'nin "1" den büyük değer aldığı ve buraların heyelana duyarlı olduğu göstermiştir. Genel eğilim olarak yapısal unsurlardan uzaklaştıkça duyarlılık azalmaktadır. Tektonik yapılarla uzaklıkla FR arasındaki ilişkiler Çizelge 2 ve Şekil 8' de görülmektedir.

Çizelge 2. Yapısal unsurlara uzaklık ile Frekans Oranı arasındaki ilişki.

Table 2. Relationship between distance from structural lineaments and Frequency Ratio (FR).

Aralık	Aralıktaki grid sayısı	Etkilenen grid sayısı	Etkilenen grid (%)	Grid (%)	FR
0-250	868411	12171	17.49	14.69	1.19
250-500	936294	22715	32.65	15.85	2.06
500-750	843131	15271	21.95	14.27	1.54
750-1000	705437	9750	14.02	11.94	1.17
1000-1250	569186	6576	9.45	9.63	0.98
1250-1500	456230	2192	3.15	7.72	0.41
1500-1750	382375	497	0.71	6.47	0.11
1750-2000	299245	393	0.57	5.06	0.11
2000-2250	233902	0	0	3.96	0
2250-6378	614895	0	0	10.41	0



Şekil 8. Yapısal unsurlara uzaklık ile Frekans Oranı (FR) arasındaki ilişki.

Figure 8. Relationships between distance from structural lineaments and Frequency Ratio (FR).

Topografik yükseklik, şev eğimi ve bakı yönü gibi topografik parametreler heyelan oluşumuna katkı koyan önemli parametrelerdir. Çalışmaların ilk aşamasında elde edilmiş olan sayısal arazi yükseklik modelinden itibaren çalışma alanına ait şev eğimi ve bakı haritaları ile topografik yükseklik haritası ilde edilmiştir. Şev eğimi haritası 7° lik eş aralıklarla sınıflandırılmış ve her bir aralıktaki

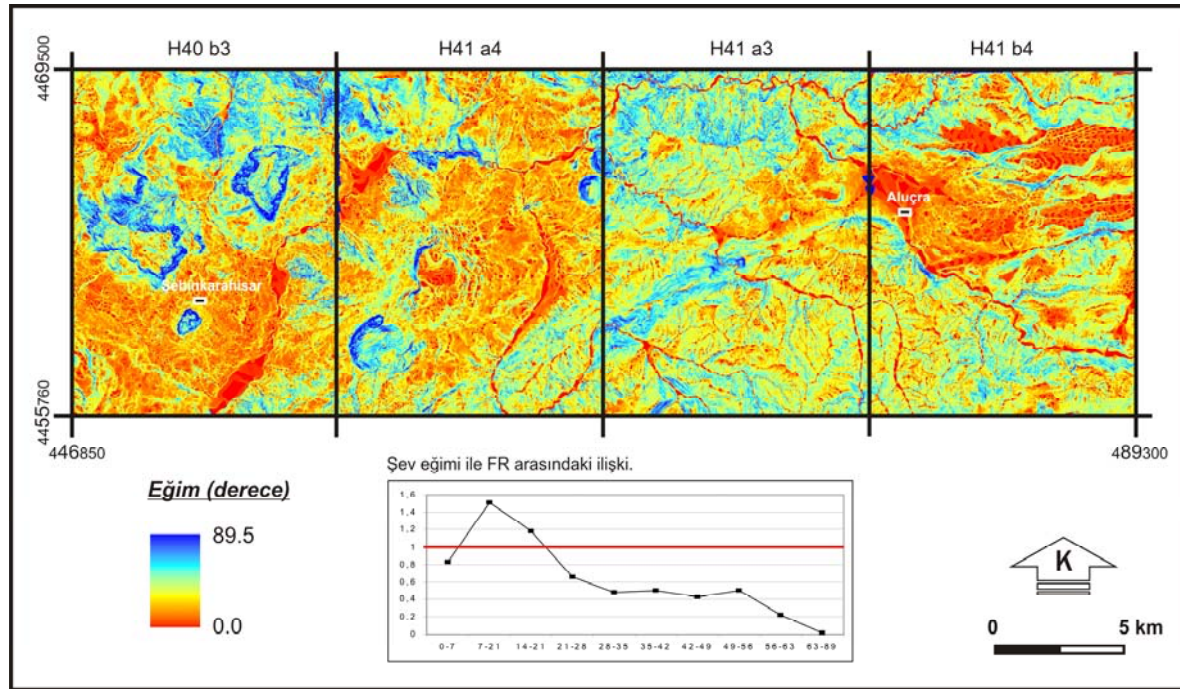
gridlerle heyelandan etkilenen gridler birlikte değerlendirilmiştir.

Elde edilen sonuçlar; Çizelge 3 ve Şekil 9'da da görüldüğü gibi, heyelanların özellikle 7-21° lik eğimler arasında gerçekleştiği ve daha sonra bu etkinin azalmaya başladığını göstermiştir. Daha yüksek şev eğimlerinde heyelan etkisinin azalması

Çizelge 3. Şev eğimi ile Frekans Oranı arasındaki ilişki.

Table 3. Relationship between slope and Frequency Ratio (FR).

Aralık	Aralıktaki grid sayısı	Etkilenen grid sayısı	Etkilenen grid (%)	Grid (%)	FR
0-7	1091259	10681	15.35	18.47	0.83
7-21	1495216	26517	38.11	25.30	1.51
14-21	1414381	19616	28.19	23.94	1.18
21-28	1047359	8135	11.69	17.73	0.66
28-35	535403	3002	4.32	9.06	0.48
35-42	197964	1160	1.67	3.35	0.49
42-49	63672	314	0.45	1.08	0.42
49-56	18556	108	0.16	0.31	0.49
56-63	9626	25	0.036	0.16	0.22
63-89	35670	7	0.01	0.60	0.02



Şekil 9. Şev eğimi ile Frekans Oranı (FR) arasındaki ilişki.

Figure 9. Relationships between slope and Frequency Ratio (FR).

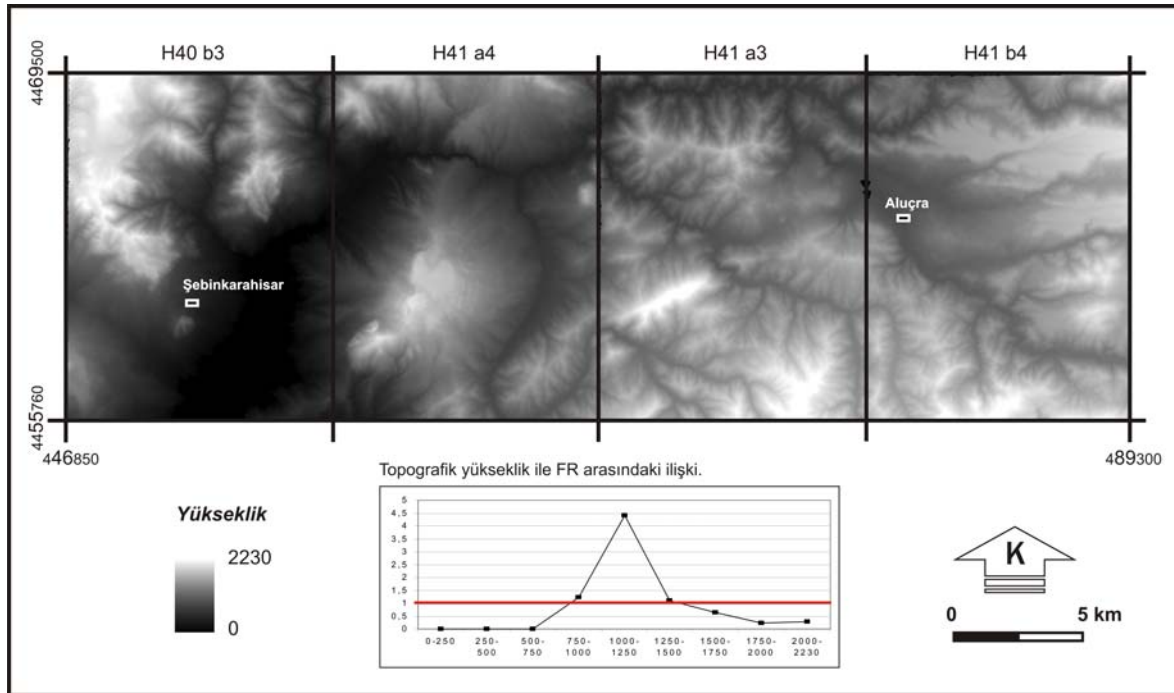
buralarda daha etkin olan erozyonun etkileri sonucunda örtünün ortadan kalkmış olması ile ilişkilendirilebilir. Benzer şekilde, topografik yükseklik ile heyelan sıklığı arasındaki ilişkiler de erozyonun etkin olduğu özellikle 1500 m den sonra heyelan duyarlılığını azaldığını göstermiştir (Çizelge 4 ve Şekil 10).

Şev bakı yönü kapsamında yapılan analizler ise heyelanların sıklıkla GD, GB, B ve KB ya bakan şevlerde gözlendiklerini ve buraların heyelana karşı daha duyarlı bölgeler olduğunu göstermiştir (Çizelge 5 ve Şekil 11).

Çizelge 4. Topografik yükseklik ile Frekans Oranı arasındaki ilişki.

Table 4. Relationship between topographical elevation and Frequency Ratio (FR).

Aralık	Aralıktaki grid sayısı	Etkilenen grid sayısı	Etkilenen grid (%)	Grid (%)	FR
0-250	4868	0	0	0.08	0
250-500	4934	0	0	0.08	0
500-750	5151	0	0	0.09	0
750-1000	127546	1857	2.67	2.16	1.24
1000-1250	532865	27745	39.88	9.02	4.42
1250-1500	1399435	18008	25.89	23.68	1.09
1500-1750	2365626	18017	25.89	40.03	0.65
1750-2000	1352912	3558	5.12	22.89	0.22
2000-2230	115769	380	0.55	1.96	0.28



Şekil 10. Topografik yükseklik ile Frekans Oranı (FR) arasındaki ilişki.

Figure 10. Relationships between topographical elevation and Frequency Ratio (FR).

Akarsulara olan uzaklık ile heyelan oluşumu arasında çok sıkı ilişkilerin olduğu bir çok çalışma ve deneyimlerle belirlenmiştir. Özellikle akarsuların şev topuklarında oluşturdukları erozyon ve oyulma heyelan oluşumuna önemli ölçüde katkı koymaktadır. Çalışma sahası içerisindeki bir çok heyelanın ilksel nedeni de önceki bölümlerde açıklandığı gibi bu etkidir. Bu nedenle akarsulardan itibaren 250 m aralıklara sahip zonlar elde

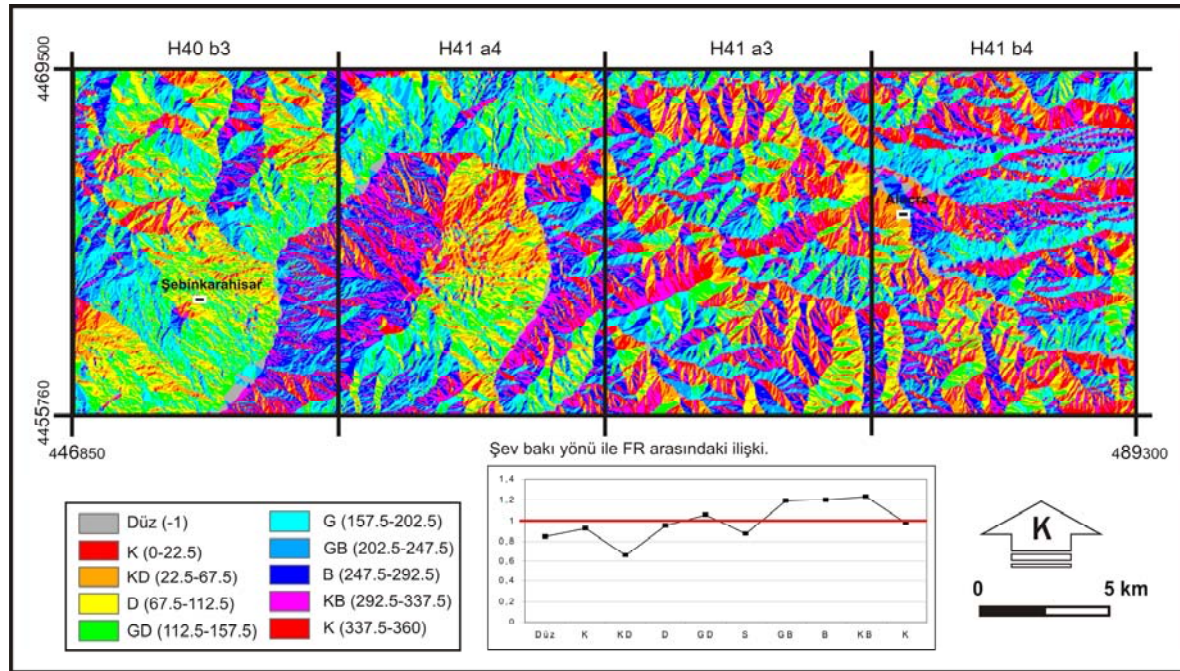
edilmiş ve her bir sınıfa ait zon içerisinde heyelan etkisi analiz edilmiştir. Buna göre; ilk 750 m içerisinde heyelana duyarlı bölgeler yaygın olmakla birlikte, akarsulardan uzaklaştıkça frekans oranının azaldığı görülmüştür (Çizelge 6 ve Şekil 12).

Burt ve Butcher (1986), Seibert vd. (1997), Rodhe ve Seibert (1999) ile Zinko vd. (2005)' nin de belirttiği gibi; topografya hidrolojik koşulların dağı-

Çizelge 5. Şev bakı yönü ile Frekans Oranı arasındaki ilişki.

Table 5. Relationship between slope aspect and Frequency Ratio (FR).

Aralık	Aralıktaki grid sayısı	Etkilenen grid sayısı	Etkilenen grid (%)	Grid (%)	FR
Düz	578558	5759	8.28	9.79	0.85
K	320220	3487	5.01	5.42	0.93
KD	589503	4577	6.56	9.98	0.66
D	640299	7168	10.30	10.84	0.95
GD	675014	8395	12.07	11.42	1.06
S	782491	8054	11.58	13.24	0.87
GB	624833	8777	12.62	10.57	1.19
B	666680	9424	13.55	11.28	1.20
KB	677541	9853	14.16	11.47	1.24
K	353967	4071	5.85	5.99	0.98



Şekil 11. Şev bakı yönü ile Frekans Oranı (FR) arasındaki ilişki.

Figure 11. Relationships between slope aspect and Frequency Ratio (FR).

lımını ve şevlerin duraylılıklarını özellikle etkiler. Bundan başka; zeminlerin nemlilikleri de bundan etkilenir ve yeraltısuyu yüzey topografyasını izleyerek akar. Yukarıda bahsedilen gerekçelere bağlı olarak, Burt ve Butcher (1986) ile Moore vd. (1991) zeminlerin nemliliklerini ve dağılımını ifade eden topografik indekslerin belirlenmesi gerektiğine dikkat çekmişlerdir. Bu indeksler bir tanesi ve sıklıkla kullanılanı Beven ve Kirby (1979) tarafın-

dan geliştirilmiş olan Topografik Nemlilik İndeksi (Topographic Wetness Index – TWI) dir ve aşağıdaki şekilde ifade edilir.

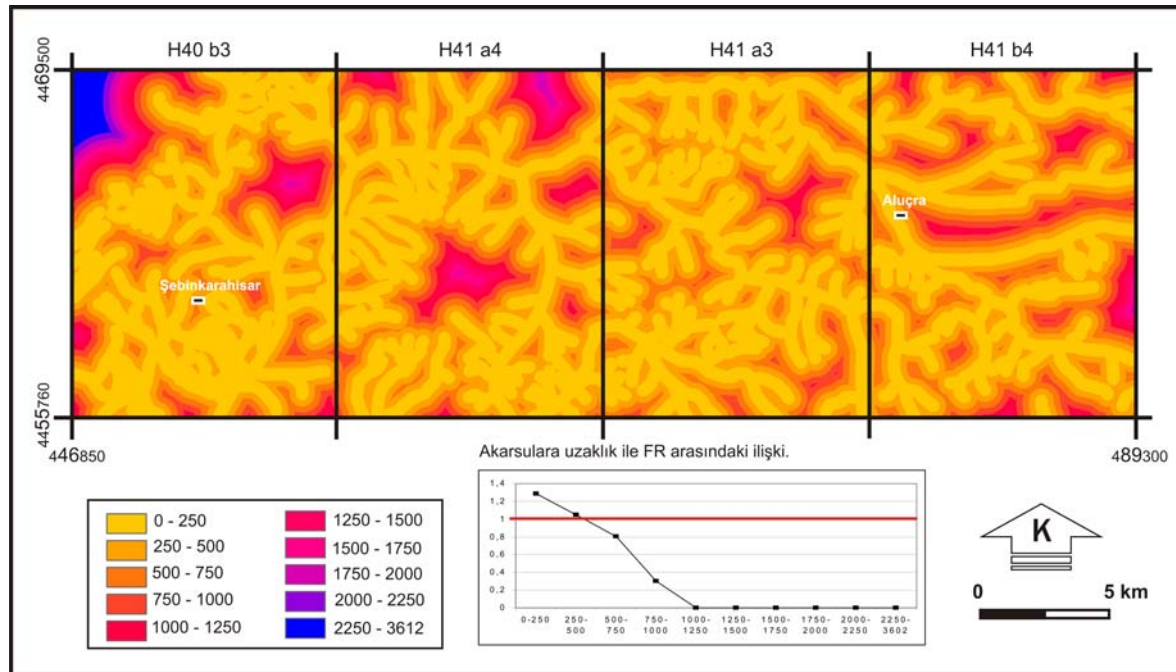
$$TWI = \ln(a/\tan\beta) \quad (2)$$

Eşitlikteki; a spesifik drenaj alanı ($m^2 m^{-1}$) ve β ise derece olarak şev eğimidir.

Çizelge 6. Akarsulara uzaklık ile Frekans Oranı arasındaki ilişki.

Table 6. Relationship between distance from rivers and Frequency Ratio (FR).

Aralık	Aralıktaki grid sayısı	Etkilenen grid sayısı	Etkilenen grid (%)	Grid (%)	FR
0-250	2619696	39546	56.85	44.33	1.28
250-500	1649514	20315	29.20	27.92	1.05
500-750	868794	8231	11.83	14.70	0.81
750-1000	411205	1473	2.12	6.96	0.30
1000-1250	173431	0	0	2.94	0
1250-1500	74277	0	0	1.26	0
1500-1750	44364	0	0	0.75	0
1750-2000	20267	0	0	0.34	0
2000-2250	11889	0	0	0.20	0
2250-3602	35669	0	0	0.60	0



Şekil 12. Akarsulara olan uzaklık ile Frekans Oranı (FR) arasındaki ilişki.

Figure 12. Relationships between distance from rivers and Frequency Ratio (FR).

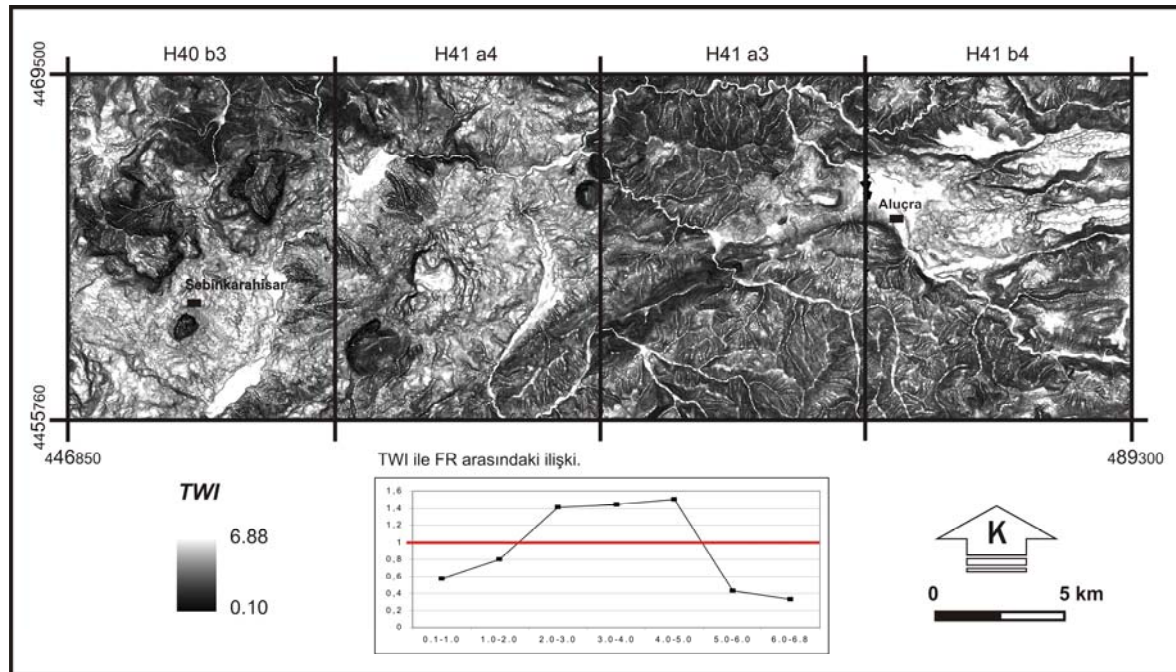
Suyun şev malzemesi içerisine sızması ile malzemenin ağırlığı artar, boşluk suyu basınçları gelişir ve böylelikle makaslama dayanımı azalır. Bu nedenle heyelan duyarlılığı analizlerinin gerçek-

leştirilmesinde TWI dikkate alınmıştır. Çizelge 7 ve Şekil 13'de görüldüğü gibi genel eğilim olarak TWI'nin artması ile heyelana karşı duyarlılık da artmaktadır.

Çizelge 7. TWI (Topografik Nemlilik İndeksi) ile Frekans Oranı arasındaki ilişki.

Table 7. Relationship between Topographical Wetness Index (TWI) and Frequency Ratio (FR).

Aralık	Aralıktaki grid sayısı	Etkilenen grid sayısı	Etkilenen grid (%)	Grid (%)	FR
0.1-1.0	328057	2207	3.17	5.55	0.57
1.0-2.0	3302639	31085	44.69	55.89	0.81
2.0-3.0	1799857	29943	43.04	30.46	1.41
3.0-4.0	225039	3812	5.48	3.81	1.44
4.0-5.0	102758	1818	2.61	1.74	1.50
5.0-6.0	94038	477	0.69	1.59	0.43
6.0-6.8	56718	223	0.32	0.96	0.33



Şekil 13. Topografik Nemlilik İndeksi (TWI) ile Frekans Oranı (FR) arasındaki ilişki.

Figure 13. Relationships between Topographical Wetness Index (TWI) and Frequency Ratio (FR).

Analizlerde dikkate alınan diğer bir topografik indeks de Akarsu Gücü İndeksi (Stream Power Index – SPI) dir. Bu indeks akarsuların erozyon gücünün bir ölçüsüdür. Moore vd. (1991) in önerdiği gibi aşağıdaki şekilde tanımlanır.

$$SPI = a \cdot \tan \beta \quad (3)$$

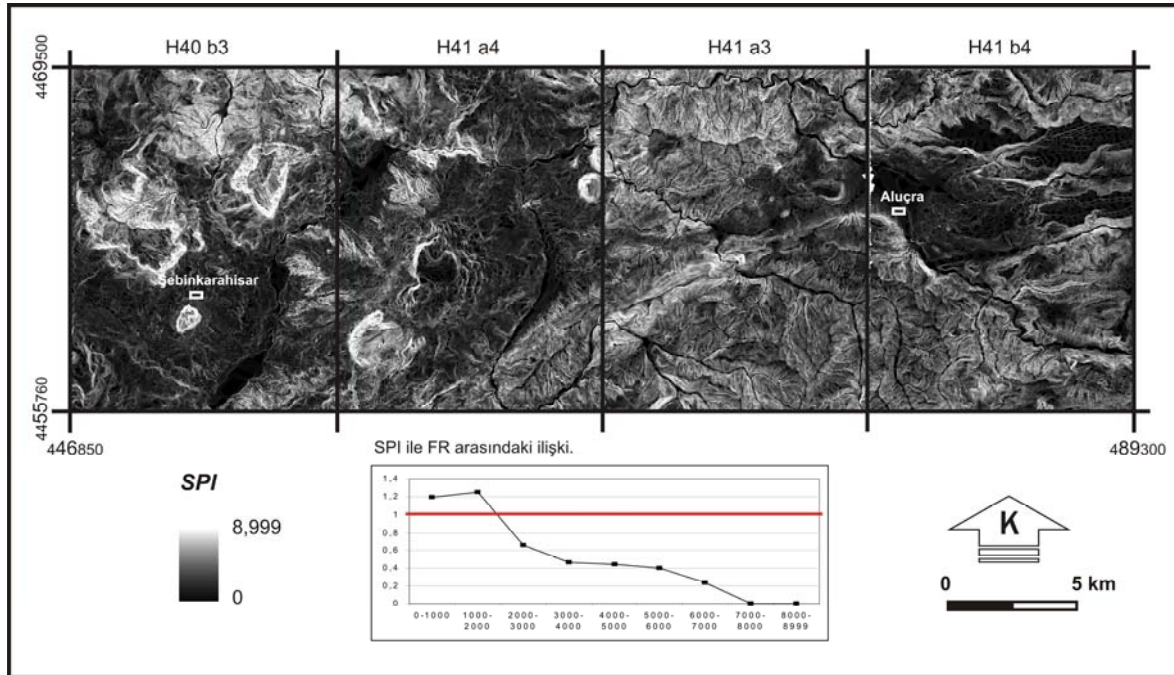
Eşitlik a spesifik drenaj alanı ($m^2 m^{-1}$) ve β ise derece olarak şev eğimidir.

Çalışma sahasında SPI ile heyelan oluşumu arasındaki ilişkilerin belirlenebilmesi için TWI da olduğu gibi sahanın SPI dağılımını gösteren harita elde edilmiştir. Elde edilen bu harita ile heyelandan etkilenen alanların birlikte değerlendirilmesi sonucunda; çalışma alanı içerisinde akarsu gücü indeksinin artışıyla birlikte, heyelanların etkilediği alanların dağılımının azaldığı görülmüştür (Çizelge 8 ve Şekil 14).

Çizelge 8. SPI (Akarsu Gücü İndeksi) ile Frekans Oranı arasındaki ilişki.

Table 8. Relationship between Stream Power Index (SPI) and Frequency Ratio (FR).

Aralık	Aralıktaki grid sayısı	Etkilenen grid sayısı	Etkilenen grid (%)	Grid (%)	FR
0-1000	1716144	24113	34.66	29.04	1.19
1000-2000	2098413	30926	44.46	35.51	1.25
2000-3000	1436995	11152	16.03	24.32	0.66
3000-4000	493560	2701	3.88	8.35	0.46
4000-5000	104479	551	0.79	1.77	0.45
5000-6000	23173	109	0.16	0.39	0.39
6000-7000	4597	13	0.01	0.08	0.24
7000-8000	2190	0	0	0.04	0
8000-8999	29555	0	0	0.50	0



Şekil 14. Akarsu Gücü İndeksi (SPI) ile Frekans Oranı (FR) arasındaki ilişki.

Figure 14. Relationships between Stream Power Index (SPI) and Frequency Ratio (FR).

Bitki örtüsü heyelanların oluşumunu etkileyen diğer bir faktördür. Bu etkinin değerlendirilmesi ve analizlerde kullanılabilmesi için Hall vd. (1995) tarafından tanımlanmış olan bitki örtüsü indeksi (Normalized Difference Vegetation Index - NDVI) kullanılmıştır. NDVI yüzey yansıtmasının bir ölçüsüdür ve bitki örtüsü ile biyokütleyle ilişkin niceliksel değerlerin elde edilmesine olanak sağ-

lar. Çok küçük NDVI değerleri (<0.1) çorak (barren), kumlu ve kar örtülü alanları ifade ederken, 0.2 ile 0.3 arasında değişen orta düzeydeki NDVI değerleri ise çimenli ve çalılık alanları gösterir. Özellikle tropikal ve ormanlık bölgeler ise 0.6-0.8 arasındaki NDVI değerleri ile temsil edilirler. Bu çalışmada, Landsat TM uydu görüntüleri kullanılarak çalışma sahası içerisindeki NDVI dağılımı elde

edilmiş ve heyelanlarla ilişki belirlenmiştir. Söz konusu NDVI değerleri aşağıdaki denklem kullanılarak elde edilmiştir.

$$NDVI = (IR-R) / (IR+R) \quad (4)$$

Eşitlikteki IR elektromanyetik spektrumun kızıl ötesi bölümü, R ise elektromanyetik spektrumun

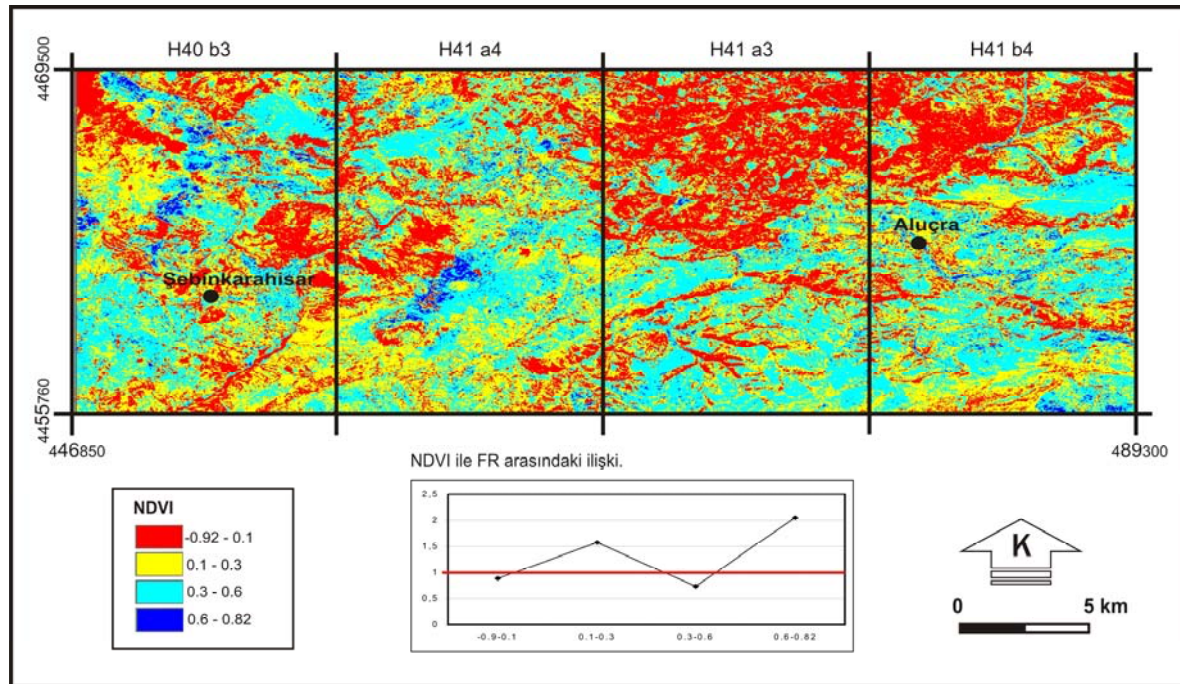
kırmızı bölümüdür.

Çalışma sahası içerisinde NDVI değerlerinin dağılımları ile heyelandan etkilenen alanların dağılımları arasındaki ilişkiler heyelanların çoğunlukla çimenlerle örtülü ve ağaçsız bölgelerle temsil edilen 0.1-0.3 ve 0.6-0.84 NDVI değerlerinde gerçekleştiğini göstermiştir (Çizelge 9 ve Şekil 15).

Çizelge 9. NDVI ile Frekans Oranı arasındaki ilişki.

Table 9. Relationship between NDVI and Frequency Ratio (FR).

Aralık	Aralıktaki grid sayısı	Etkilenen grid sayısı	Etkilenen grid (%)	Grid (%)	FR
-0.9~0.1	2625356	27471	39.49	44.43	0.89
0.1~0.3	770192	14309	20.57	13.03	1.58
0.3~0.6	2127229	18441	26.51	35.99	0.74
0.6~0.82	386329	9344	13.43	6.54	2.05



Şekil 15. Normalleştirilmiş Farklı Bitki İndeksi (NDVI) ile Frekans Oranı (FR) arasındaki ilişki.

Figure 15. Relationships between Normalize Different Vegetation Index (NDVI) and Frequency Ratio (FR).

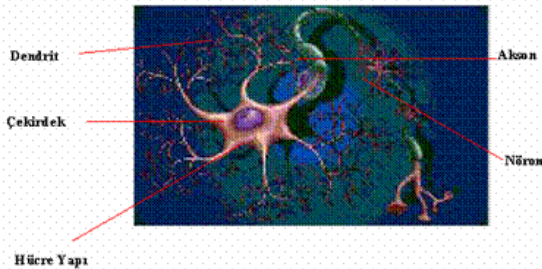
YAPAY SİNİR AĞLARI (YSA) VE YSA İLE HEYELAN DUYARLILIK HARİTASININ HAZIRLANMASI

İnsanlığın doğayı araştırma ve taklit etme çabalarının en son ürünlerinden bir tanesi, **Yapay Sinir Ağları** – *Artificial Neural Networks* (YSA - ANN) teknolojisidir. YSA, basit biyolojik sinir sisteminin çalışma şekli simüle edilerek tasarlanan programlama yaklaşımıdır. Simüle edilen sinir hücreleri nöronlar içerirler ve bu nöronlar çeşitli şekillerde birbirlerine bağlanarak ağı oluştururlar. Bu ağlar öğrenme, hafızaya alma ve veriler arasındaki ilişkiyi ortaya çıkarma kapasitesine sahiptirler. Diğer bir ifadeyle, YSA'lar, normalde bir insanın düşünme ve gözlemlemeye yönelik doğal yeteneklerini gerektiren problemlere çözüm üretmektedir. Bir insanın, düşünme ve gözleme yeteneklerini gerektiren problemlere yönelik çözümler üretebilmesinin temel sebebi ise insan beyninin ve dolayısıyla insanın sahip olduğu yaşayarak veya deneyerek öğrenme yeteneğidir. Biyolojik sinir sistemi ile yapay sinir sistemi arasındaki ilişkiler Çizelge 10' da, biyolojik nöron ve yapay sinir sisteminde nöronun bileşenleri ise Şekil 16 ve 17'de görülmektedir.

Çizelge 10. Biyolojik ve yapay sinir sistemi.

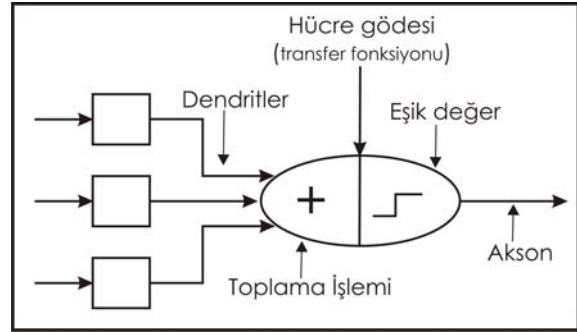
Table 10. Biological and artificial neural systems.

Biyolojik Sinir Sistemi	Yapay Sinir Sistemi
Nöron	İşlemci eleman
Dendrit	Toplama fonksiyonu
Hücre gövdesi	Transfer fonksiyonu
Aksonlar	Yapan nöron çıkışı
Sinapslar	Ağırlıklar



Şekil 16. Biyolojik nöronun bileşenleri.

Figure 16. Components of biological neuron.



Şekil 17. Yapay sinir sisteminde nöronun bileşenleri (Looney 1997' den değiştirilerek).

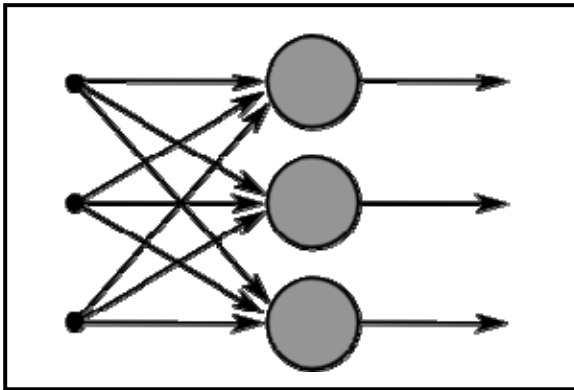
Figure 17. Components of neuron in artificial neural system (After Looney 1997).

Biyolojik sistemlerde öğrenme, nöronlar arasındaki sinaptik (*synaptic*) bağlantıların ayarlanması ile olur. Yani, insanlar doğumlarından itibaren bir *yaşayarak öğrenme* süreci içerisine girerler. Bu süreç içinde beyin sürekli bir gelişme göstermektedir. Yaşayıp tecrübe ettikçe sinaptik bağlantılar ayarlanır ve hatta yeni bağlantılar oluşur. Bu sayede öğrenme gerçekleşir. Bu durum YSA için de geçerlidir. Öğrenme, eğitime yoluyla örnekler kullanarak olur; başka bir deyişle, gerçekleşme girdi/çıkıtlı verilerinin işlenmesiyle, yani eğitime algoritmasının bu verileri kullanarak bağlantı ağırlıklarını (*weights of the synapses*) bir yakınsama sağlanana kadar, tekrar tekrar ayarlamasıyla olur.

Sinirsel (*neural*) hesaplamanın merkezinde dağıtılmış, adaptif ve doğrusal olmayan işlem kavramları vardır. YSA'lar, geleneksel işlemcilerden farklı şekilde işlem yapmaktadırlar. Geleneksel işlemcilerde, tek bir merkezi işlem birimi her hareketi sırasıyla gerçekleştirir. YSA'lar ise herbiri büyük bir problemin bir parçası ile ilgilenen, çok sayıda basit işlem birimlerinden oluşmaktadır. En basit şekilde, bir işlem birimi, bir girdiyi bir ağırlık kümesi ile ağırlıklandırır, doğrusal olmayan bir şekilde dönüşümünü sağlar ve bir çıktı değeri oluşturur. İlk bakışta, işlem birimlerinin çalışma şekli yanıltıcı şekilde basittir. Sinirsel hesaplamanın gücü, toplam işlem yükünü paylaşan işlem birimlerinin birbirleri arasındaki yoğun bağlantı yapısından gelmektedir.

Çoğu YSA'da, benzer karakteristiğe sahip nöronlar tabakalar halinde yapılandırılırlar ve transfer fonksiyonları eş zamanlı olarak çalıştırılırlar. Hemen hemen tüm ağlar, veri alan nöronlara ve çıktı üreten nöronlara sahiptirler. YSA'nın ana ögesi olan matematiksel fonksiyon, ağın mimarisi tarafından şekillendirilir. Yani, fonksiyonun temel yapısını ağırlıkların büyüklüğü ve işlem elemanlarının işlem şekli belirler. YSA'ların davranışları, yani girdi veriyi çıktı veriyeye nasıl ilişkilendirdikleri, nöronların transfer fonksiyonlarından, nasıl birbirlerine bağlandıklarından ve bu bağlantıların ağırlıklarından etkilenir.

Yapay sinir ağları; yapısı, bilgi işleme yöntemindeki farklılık ve uygulama alanları nedeniyle çeşitli bilim dallarının da kapsam alanına girmektedir. YSA, yapay sinir hücrelerinin birbirleri ile çeşitli şekillerde bağlanmasından oluşur ve genellikle katmanlar şeklinde düzenlenir (Şekil 18). Donanım olarak elektronik devrelerle yada bilgisayarlarda yazılım olarak gerçekleştirilebilir.



Şekil 18. Tek katman Yapay Sinir Ağı (Looney 1997' den değiştirilerek).

Figure 18. One layer Artificial Neural Network (After Looney 1997).

YSA' nın hesaplama ve bilgi işleme gücünü, paralel dağılmış yapısından, öğrenme ve genelleme yeteneğinden aldığı söylenebilir. Genelleme, eğitim ya da öğrenme sürecinde karşılaşılmayan girişler için de YSA' nın uygun tepkileri üretmesi olarak tanımlanır. Bu üstün özellikleri, YSA' nın karmaşık problemleri çözme yeteneğini gösterir. Günümüzde birçok bilim alanında YSA, aşağıdaki özellikleri nedeniyle etkin olmuş ve uygulama yeri bulmuştur.

- Doğrusal olmayan özelliğe sahip olmaları
- Öğrenme kabiliyeti
- Genelleme yapma
- Uyarlanabilirlik (adaptasyon) kabiliyeti
- Hata toleransı
- Donanım olarak gerçekleştirilmesi ve paket yazılımların bulunması

Doğrusal Olmama: YSA' nın temel işlem elemanı olan hücre, doğrusal değildir. Dolayısıyla hücrelerin birleşmesinden meydana gelen YSA da doğrusal değildir ve bu özellik bütün ağa yayılmış durumdadır. Bu özelliği ile YSA, doğrusal olmayan karmaşık problemlerin çözümünde en önemli araç olmuştur.

Öğrenme: YSA' nın arzu edilen davranışı gösterebilmesi için amaca uygun olarak ayarlanması gerekir. Bu, hücreler arasında doğru bağlantıların yapılması ve bağlantıların uygun ağırlıklara sahip olması gerektiğini ifade eder. YSA' nın karmaşık yapısı nedeniyle bağlantılar ve ağırlıklar önceden ayarlı olarak verilemez ya da tasarlanamaz. Bu nedenle YSA, istenen davranışı gösterecek şekilde ilgilendiği problemde aldığı eğitim örneklerini kullanarak problemi öğrenmelidir.

Genelleme: YSA, ilgilendiği problemi öğrendikten sonra eğitim sırasında karşılaşmadığı test örnekleri için de arzu edilen tepkiyi üretebilir. Örneğin, karakter tanıma amacıyla eğitilmiş bir YSA, bozuk karakter girişlerinde de doğru karakterleri verebilir ya da bir sistemin eğitilmiş YSA modeli, eğitim sürecinde verilmeyen giriş sinyalleri için de sistemle aynı davranışı gösterebilir.

Uyarlanabilirlik: YSA, ilgilendiği problemdeki değişikliklere göre ağırlıklarını ayarlar. Yani, belirli bir problemi çözmek amacıyla eğitilen YSA, problemdeki değişimlere göre tekrar eğitilebilir ve değişimler devamlı ise gerçek zamanda da eğitime devam edilebilir. Bu özelliği ile YSA, uyarlanabilir örnek tanıma, sinyal işleme, sistem tanılama ve denetim gibi alanlarda etkin olarak kullanılır.

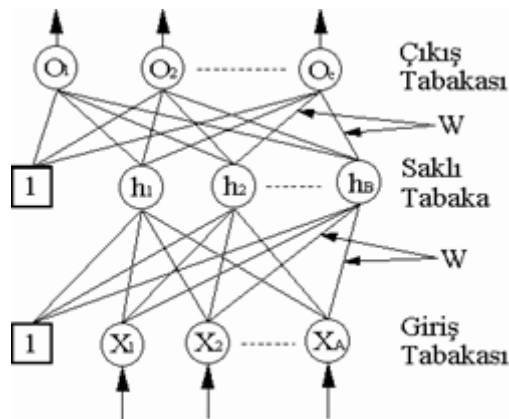
Hata Toleransı: YSA, çok sayıda hücrenin çeşitli şekillerde bağlanmasından oluştuğu için paralel dağılmış bir yapıya sahiptir ve ağın sahip olduğu bilgi, ağdaki bütün bağlantılar üzerine dağılmış durumdadır. Bu nedenle, eğitilmiş bir YSA'nın bazı

bağlantılarının hatta bazı hücrelerinin etkisiz hale gelmesi, ağın doğru bilgi üretmesini önemli ölçüde etkilemez. Bu nedenle, geleneksel yöntemlere göre hatayı tolere etme yetenekleri son derece yüksektir.

YSA'ların sınıflandırılması ve geri yayılım algoritması aşağıdaki gibidir.

- *Mimari yapılarına göre*
 - Geri beslemeli (Elman, Jordan)
 - İleri beslemeli (MLP, LVQ)
- *Öğrenme yaklaşımlarına göre*
 - Danışmanlı öğrenme (MLP-BP)
 - Danışmansız öğrenme (ART, SOM)
 - Takviyeli öğrenme (GA)

Geri yayılım algoritması (Backpropagation) bir çok uygulamalarda kullanılmış en yaygın öğrenme algoritmasıdır. Anlaşılması kolay ve tercih edilen öğretim algoritmasıdır. Bu algoritma; hataları geriye doğru çıkıştan girişe azaltmaya çalışmasından dolayı geri yayılım ismini almıştır. Geri yayımlı öğrenme kuralı ağ çıkışındaki mevcut hata düzeyine göre her bir tabakadaki ağırlıkları yeniden hesaplamak için kullanılmaktadır. Bir geri yayımlı ağ modelinde giriş, gizli ve çıkış olmak üzere 3 katman bulunmakla birlikte (Şekil 19), problemin özelliklerine göre gizli katman sayısı artırılabilir.



Şekil 19. Geri yayımlı yapay sinir ağının yapısı (Looney 1997' den değiştirilerek).

Figure 19. Structure of back-propagation algorithm of ANN (After Looney 1997)

Geri yayılım algoritması;

- En çok kullanılan algoritmalarından biridir.
- Dereceli azalır.
- MLP'lerin eğitiminde en sık kullanılan algoritmadır.
- i ve j katman arasında tanımlanan ağırlıklardaki $\Delta w_{ji}(t)$ değişikliği hesaplanır.

$$\Delta w_{ji}(t) = \eta \delta_j x_i + \alpha \Delta w_{ji}(t-1) \quad (5)$$

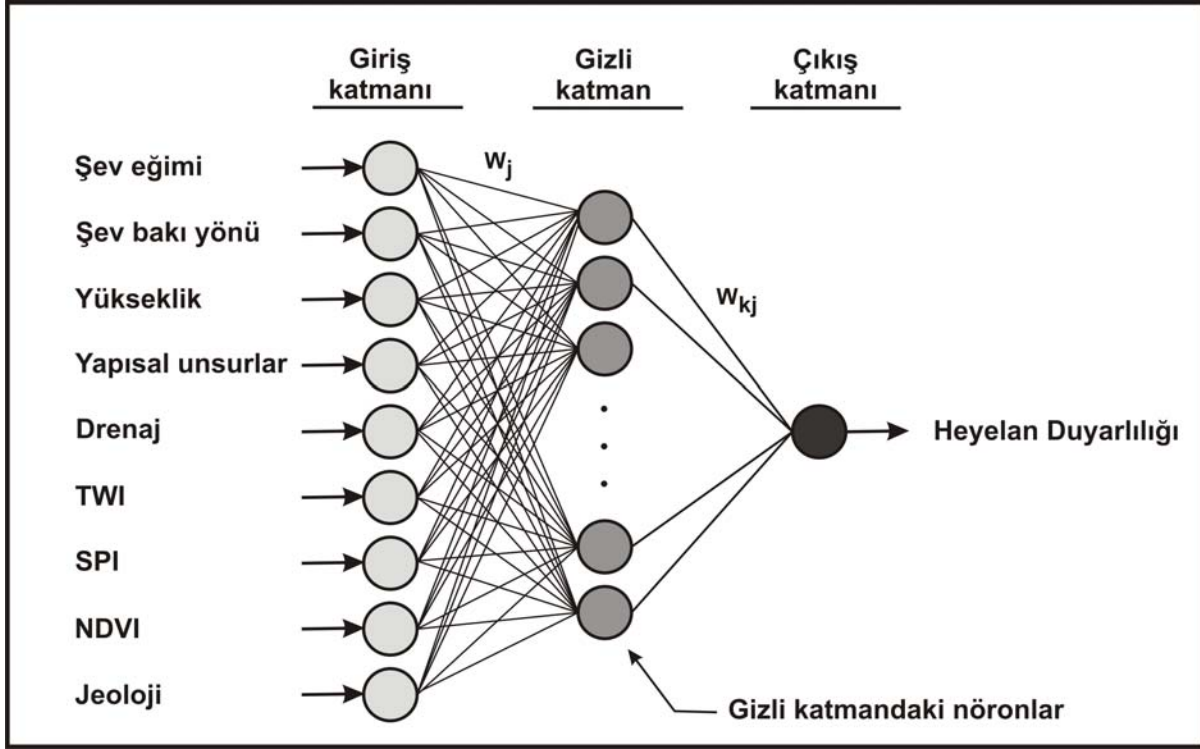
η : öğrenme katsayısı, α : momentum katsayısı, δ_j : ara veya çıkış katmanındaki herhangi bir j nöronuna ait bir katsayıdır.

Bu çalışma kapsamında amaca yönelik olarak, çalışma alanının heyelan duyarlılık haritalarının hazırlanması için ikinci aşamada Yapay Sinir Ağları kullanılmıştır. Bu çalışmada seçilen algoritma yukarıda verilmiş olan gerekçelere de bağlı olarak ileri beslemeli (feed-forward) geri yayılım (back-propagation) algoritması olarak belirlenmiştir. Model oluşturulurken, kaymaya neden olan ve karşı koyan şevler üzerinde etkin birçok faktör dikkate alınmıştır. Model, çalışma alanı içerisinde geçmişte kaymaya katkıda bulunan özel elementlerin analizini gerçekleştiren ve elde edilen sonuçların değerlendirilmesi ile gelecekte kayma olayının gerçekleşebileceği alanların tahmin edilmesi ilkesine dayalı olarak elde edilmiştir.

Doğrusal olmayan problemlerin çözümünde algılayıcı (perceptron)'da birden fazla nöron katmanının bulunması gereklidir. Bu katmanlar "Giriş" ve "Çıkış" katmanlarının arasında yer alır ve bunun sonucu olarak da çok katmanlı algılayıcı (Multilayer Perceptron- MLP) elde edilir (Basheer and Hajmeer, 2000; Kavzoğlu, 2001). Aradaki katman veya katmanlar dış çevre ile doğrudan etkileşimde olmamakla birlikte "saklı katmanlar" olarak adlandırılırlar. Katmanlar arasındaki tüm bağlantılar başta rastgele seçilmiş olan ağırlıklarla ilişkilidir. Bir değer iç bağlantılardan geçerken söz konusu ağırlıklarla çarpılır. Doğrusal olmayan sınıflama problemleri doğrusal olmama özelliğini aktivasyon fonksiyonu ile ağı tanıtan saklı katmanlar kullanılarak çözülebilir. Herhangi bir değişebilir doğrusal olmayan fonksiyon aktivasyon fonksiyonu olarak kullanılabilir, ancak genellikle

sigmoid fonksiyonu kullanılır. MLP' de aktivasyon fonksiyonu doğrusal olmayan bir fonksiyon olmalıdır. Şekil 20' de görüldüğü gibi, giriş ve çıkış

nodları ile tanımlanan üç tabakalı bir YSA yapısı bu çalışmada kullanılmıştır.



Şekil 20. Heyelan duyarlılığı analizleri için çalışmada kullanılan sinir ağı yapısı.

Figure 20. Artificial Neural Network model used in this study for landslide susceptibility analyses.

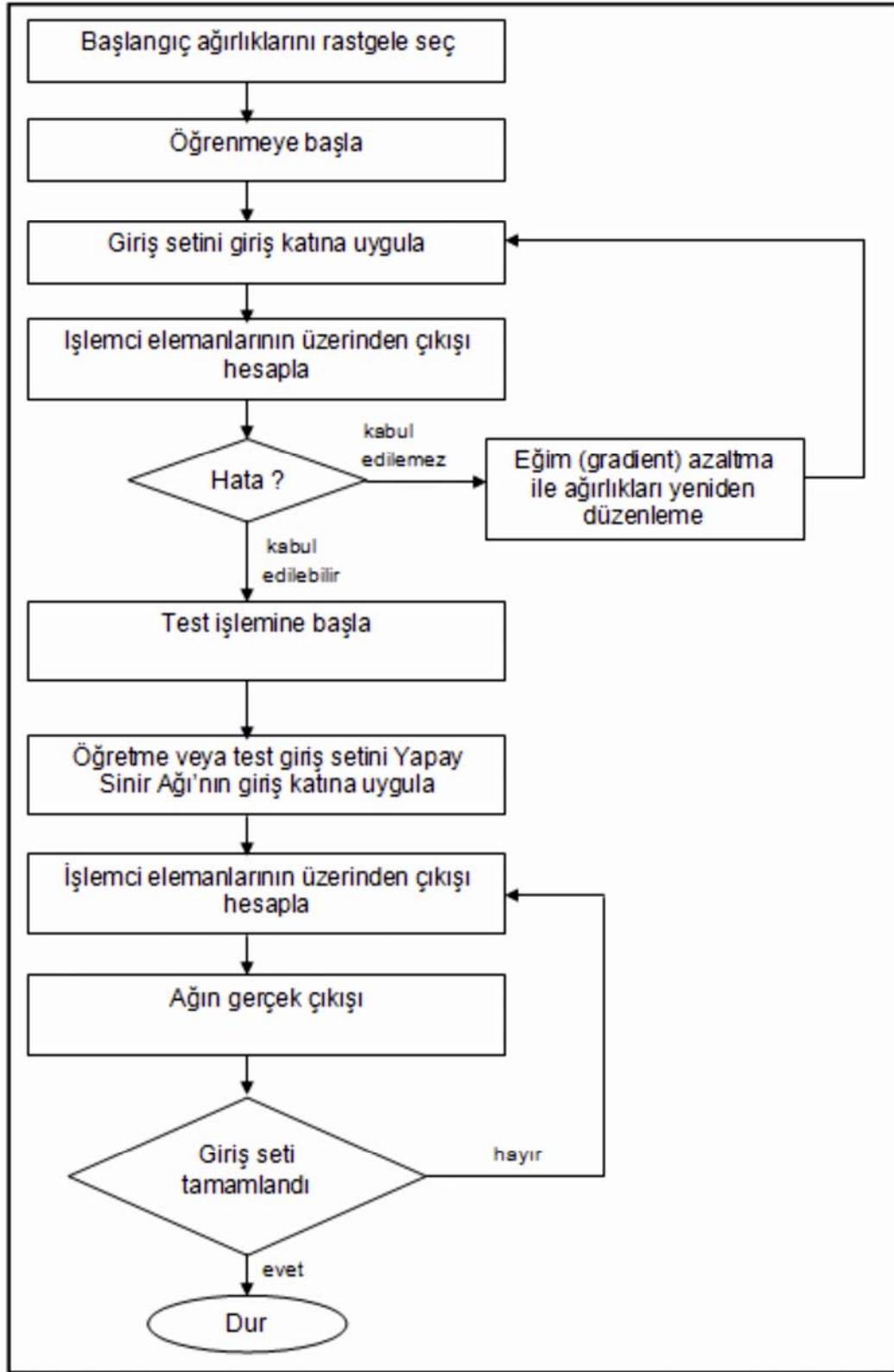
Daha önceden de vurgulandığı gibi, sinir ağı sisteminin en ayrıcalıklı özelliği öğrenme ve eğitilebilmesidir. Öğrenme algoritması, ağırlıklarının birbirini izleyen deneme çevrimleri (cycles) veya devirleri (epochs) arasında nasıl ayarlanacağını tanımlar. Farklı öğrenme stratejileri geliştirilmiş olup en sık kullanılanı genelleştirilmiş delta kuralı olarak da bilinen geri yayılım öğrenme algoritmasıdır. Bu algoritma farklı uygulama alanlarındaki problemlerin geniş bir aralıkta modellenebilmesinde esnekliği ve uyarlanabilirliği bakımından yaygın kullanıma sahiptir. Algoritma hata yüzeyinin araştırılması ile çalışır ve eğim azaltma yöntemi ile ağırlıkları yeniden düzenleyerek minimum hataya ulaşmaya çalışan ağırlıkların bir fonksiyonu olarak tanımlanır (Şekil 21). Geri yayılım algoritmasındaki her bir iterasyon temel olarak ileriye ve geriye doğru yönelen iki mekanizmaya sahiptir. İleri beslemeli çevrim giriş

setlerinin ağırlıklı olarak tanımlanması ile başlar. Geriye doğru hata düzeltme ise, çıkış tabakasından başlar ve hatayı düzeltmek ve ağırlıkları ayarlayabilmek için hata ara katmandan girişe yönelenmiş şekilde geriye doğru beslenir. Çevrimler, hata daha önceden belirlenen sayıda çevrimle veya belirlenen bir eşik değeri olan kabul edilebilir seviyeye ulaşmaya kadar devam eder.

Geri yayılım algoritması ağın performansını da gösteren giriş ve çıkışlar arasındaki hata sinyalini aşağıdaki şekilde hesaplar.

$$E_p = \frac{1}{2} \sum (t_{pj} - o_{pj})^2 \quad (6)$$

Eşitlikteki t_{pj} arzu edilen o_{pj} ise gerçek geri yayılım çıktısıdır. Ağ için toplam hata ise Eşitlik 7' deki gibi hesaplanır.



Şekil 21. Geri Yayılm Algoritması.

Figure 21. Back propagation algorithm.

$$E = \sum E_p \quad (7)$$

Yeni ağırlıklar modifiye delta kuralı kullanılarak Eşitlik 8 ve 9' daki şekilde hesaplanır.

$$w_{ji}' = w_{ji} + \Delta w_{ji} \quad (8)$$

$$\Delta w_{ji} = -\eta \frac{\partial E}{\partial w_{ji}} \quad (9)$$

Eşitlikteki; Δw_{ji} ağırlıktaki artan değişim ve η ise öğrenme oranıdır.

Bu çalışma kapsamında, yapay sinir ağları ile çalışma alanının heyelan duyarlılıklarının belirlenmesi için MatLab 7.0 programı kullanılmıştır. Bu amaca yönelik olarak yapılan analizler, faktör ve heyelandan etkilenen alanlara ait raster haritaların ArcGIS 9.1 programı ile ascii formatına dönüştürülmüş dosyaları üzerinden gerçekleştirilmiştir.

Analizlerde ilksel ağırlık değer aralığının seçimi özellikle önem taşır. Bu konuda değişik öneriler vardır. Rummelhart (1986) -0.3-0.3 aralığını; Gallagher ve Downs (1997) ve Kavzoglu (2001) -0.25 - 0.25 aralığını; Sietsma ve Dow (1991) ile Looney (1997) benzer şekilde -0.5-0.5 aralığını önermişlerdir. Bu çalışmada ise; Staufer ve Fischer (1997)' nin de önerdiği gibi -0.1-0.1 aralığındaki gibi küçük değerler seçilmiştir. Bu çalışmada kullanılan ağ, geri yayılım algoritması ile 0.2 öğrenme oranı (η) kullanılarak eğitilmiştir.

Ağın eğitiminden sonraki aşamada, her bir hücre için heyelan duyarlılığı belirlenmek üzere tüm çalışma alanı ağ içerisine beslenmiştir. Daha sonra, elde edilen dosyalar raster formatına dönüştürülerek, çalışma alanına ait heyelan duyarlılık haritası elde edilmiştir (Şekil 22). Yapay Sinir Ağları kullanılarak elde edilen bu haritadan, çalışma alanının % 16.4' ü çok yüksek, % 40.3' ü yüksek, % 41.2' si orta, % 1.7' si düşük ve % 0.4' ü çok düşük heyelan duyarlılığına sahip bölgeler olarak belirlenmiştir.

MODELİN GEÇERLİLİĞİ

Çalışma sahası için Yapay Sinir Ağları (YSA) modeli ile üretilen Heyelan Duyarlılık Haritası' nın geçerliliği Irigaray (1995) tarafından önerilmiş olan

Uygunluk Derecesi (Degree of Fit – DF) yöntemi kullanılarak test edilmiştir. Yöntem, duyarlılık sınıflarına karşılık gelen heyelandan etkilenmiş alanların değerlendirilmesi ilkesine dayanır. Heyelan duyarlılık haritasının her bir duyarlılık sınıfına ait DF değerleri aşağıdaki eşitlikten hesaplanmıştır.

$$DF = \frac{z_i / S_i}{\sum z_i / S_i} \quad (10)$$

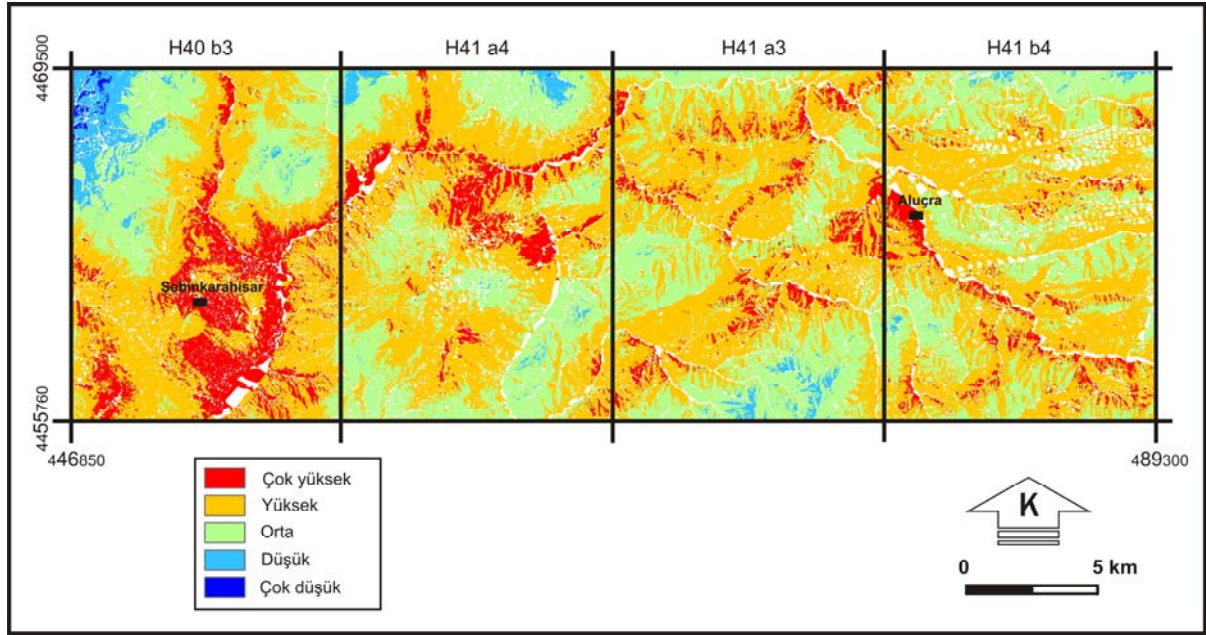
Eşitlikteki; z_i : i duyarlılık sınıfında heyelandan etkilenen alan ve S_i : i duyarlılık sınıfının alanıdır.

Bu yöntemle elde edilen sonuçlara göre; YSA modelinde küçük DF değerlerinin “çok düşük-düşük duyarlılık” sınıflarına ait bölgelerde, daha büyük DF değerlerinin ise “yüksek-çok yüksek duyarlılık” sınıfına ait bölgelerde dağılım gösterdiği görülmüştür. Şekil 23'de YSA modeli ile üretilen haritaların duyarlılık sınıflarına ait DF değeri gösterilmektedir. DF yöntemi kullanılarak yapılan geçerlilik testleri modelin “geçerli” olduğunu göstermiştir. Model geçliliği testlerinde kullanılan veriler duyarlılık analizlerinde kullanılan verilerle aynı olmayıp, tüm verinin rastgele seçilmiş 1:3' ünü içermektedir. Diğer 2:3' ü duyarlılık analizlerinde kullanılmıştır.

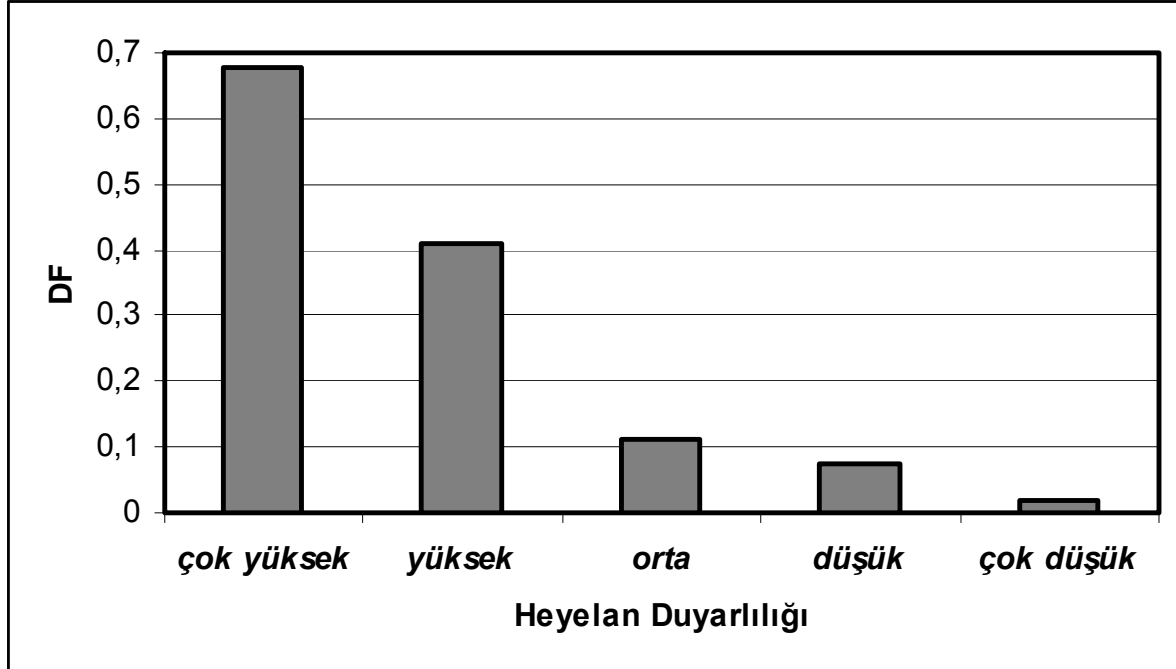
SONUÇLAR VE TARTIŞMALAR

Bu çalışmada seçilmiş olan saha Kuzey Anadolu Fay Zonu içerisinde bulunması nedeni ile bölgedeki kayaçlar genelde kırıklı, ezilmiş ve süreksizlikler içermekte olup, yer yer yüksek eğimli topoğrafyaya da bağlı olarak bölge içerisinde eski ve yeni bir çok heyelanlar bulunmaktadır.

Bu çalışmada; heyelan duyarlılık değerlendirilmesi amacıyla yönelik olarak; litoloji, yapısal özellikler, yer altı suyu koşulları gibi jeolojik faktörler, yamaç eğimi, yamaç yönelimi, yükseklik, drenaj ağı, topografik nemlilik indeksi (TWI) ve akarsu gücü indeksi (SPI) gibi topografik faktörler ile bitki örtüsü ve arazi kullanım potansiyeli gibi çevre faktörleri ayrı katmanlar olarak sayısallaştırılıp Coğrafi Bilgi Sisteminde girdi olarak değerlendirilerek heyelana duyarlılık analizleri yapılmış ve bölgenin duyarlılık sınıflamalarını gösteren harita üretilmiştir.



Şekil 22. Yapay Sinir Ağları (YSA) modeli kullanılarak hazırlanmış olan Heyelan Duyarlılık Haritası.
Figure 22. Landslide susceptibility map prepared by Artificial Neural Networks (ANN) model.



Şekil 22. YSA modeli ile üretilen haritada duyarlılık sınıflarına ait DF değerleri.
Figure 22. DF values of the susceptibility classes in susceptibility map produced by ANN model.

Heyelan duyarlılık haritalarının hazırlanması ve potansiyel heyelanların belirlenmesine yönelik GIS teknikleri kullanılarak yaklaşım mümkün olduğu ve kullanıldığı bilinmesine karşın, yöntemler konusunda halen süren tartışmalar vardır. Bunların önemli bir kısmı ise çok sağlam olmayan verilerin varlığı ve eksik veriler gibi istatistiksel açıdan ortaya çıkan ve sınıflamayı etkileyen sonuçlardan kaynaklanmaktadır. Yapay Sinir Ağları (YSA) ise istatistiksel varsayımlara gerek duymayan, eksik verileri tolere edebilen, sınıflama yeteneği yüksek ve deneme yanılma yöntemine dayalı bir yaklaşımdır. Bu özellikleri ile heyelan risk haritalarının hazırlanmasında daha güvenilir ve gerçekçi sınıflamaların elde edilebileceği düşünülerek çalışma alanına ait heyelan duyarlılık haritası hazırlanmıştır. Elde edilen harita geçerlilik testi; YSA kullanılarak elde edilen yaklaşımın güvenilir olabileceği gerçeğini ortaya koymuştur.

Bir çoğunun akarsulara ulaşan şevlerde gözlemlendiği heyelanların genellikle yoğun yağış dönemlerini takiben meydana geldiği gözlenmiştir. Bu şevlerdeki kayan kütlelerin ise anakaya üzerinde örtü şeklinde yer alan ve kalınlıkları 15 m ile 70 m arasında değişen malzemenin hareketi şeklinde gerçekleştiği görülmüştür. Özellikle anakayadan ayrılmış olan ve örtü ile anakaya arasında ince bir zon oluşturan kilin kaymayı kolaylaştırdığı belirlenmiştir. Bu şekilde yer alan şev malzemesinin su ile doymuşluğu ile akışkan özellik kazanması ise kaymaya katkı koymaktadır. Özellikle yağışlı mevsimlerde debisi artan akarsuların yamaç topuklarının meydana getirdiği oyulma ve erozyon çalışma alanında çok yaygın olarak gözlenmiştir. Genellikle duraylı olan yamaçların topuklarında meydana gelen bu oyulma ve erozyon şevlerin topuktan desteklerinin boşalmasına neden olmakta ve heyelanların oluşmasındaki en önemli etken olarak karşımıza çıkmaktadır. Ana şev kütlelerinde meydana gelen duraysızlık, birbirini takip eden duraysızlık sisteminin gelişmesine neden olmaktadır. Çalışma sahası içerisinde yer alan heyelanların uzun süreli gözlemleri (2.5 yıl), şevlerdeki hareket hızının 0.06 m/yıl - 1.5 m/ay aralığındaki değiştiğini göstermekle beraber bunlar "yavaş-orta" hıza sahip hareketler olarak öngörülmüştür. Buna karşın, özellikle yağışların arttığı ve akarsuların güçlenerek yükseldiği dö-

nemlerde çok hızlı şev hareketlerinin gerçekleştiği gözlenmektedir.

Heyelanları kontrol altına alabilmek için yapılabilecek çalışmalar; *a.* Kaymayı oluşturan kuvvetleri azaltmak, *b.* Kaymaya karşı koyan kuvvetleri arttırmak ve *c.* Heyelanlı bölgeden kaçınmak üzere üç ana başlık altında toplanmaktadır.

Kaymayı oluşturan kuvvetleri azaltabilmek için yapılması gereken; yamaç eğimini azaltmak, şev yüksekliğini azaltmak ve şev yüzeyini kademelen-dirme çalışmalarının bu bölge için uygulanabilirliği mümkün değildir. Çünkü, bu tür çalışmanın bu bölgede gerçekleştirilebilmesi hem ekonomik hem de ekipman olanakları açısından fizibil olamaz.

Kaymaya karşı koyan kuvvetleri arttırmak için kafa hendekleri gibi hendeklerle yüzey sularının alınması; plastik, asfalt ve püskürtme beton gibi kaplamalarla yüzeyin geçirimsiz yapılması ve yatay-düşey drenler, galeriler, kuyu ve vakum gibi yöntemlerle suyun drenajı düşünülebilecek önlemlerdir. Ancak, geçirimsiz kaplamaların oluşturulması ekonomik açıdan mümkün olamayacaktır. İlk önlem olarak düşünülen yüzey sularının bölgeye ulaşmadan önce drenajı ise, drenaj sahasının dike yakın eğimleri, drenaj sahası ve gerisindeki birimlerin kırıklı çatlaklı yapısı bu önlemi de neredeyse olanaksız kılmaktadır. Bu tür bir önlem alınsa bile, kaymaları durduramayıp belki sadece yavaşlatıp geciktirebilecek gibi görünmektedir. Boşluk suyu basıncı ve yağışların çok olduğu durumlarda suyun kontrolü oldukça güç olup özellikle killerde genellikle mümkün olmamaktadır. Bundan başka bu yöntem, heyelan oluşumunun gerçek nedeninin şev topuğu oyulması olması nedeni ile de çözüm değildir. Bölgedeki fizyografik, jeolojik iklimsel koşullar aynı şekilde devam ettiği sürece, benzer büyük heyelanlar da sürecektir.

Bu nedenlerle, şevlerin akarsulara ulaşan topuklarının korunmasına için erozyon ve oyulmaya karşı koyacak dayanma yapılarının inşası zorunlu ve en uygun çözümdür. Bundan başka donatılendirme, kazıklar, ankraj-bulonlama gibi uygulamalar da özellikle ana karayollarına yakın şevlerde ve değerli tarımsal alanlar yer aldığı şevlerde kullanılarak duraylılık koşulu sağlanmalıdır.

KAYNAKLAR

- Abdolmasov, B. and Obradovic, I. 1997. Evaluation of geological parameters for landslide hazard mapping. Proc. Int. Symp. on Engng Geol and the Env. 23-27 June 1997, Athens Greece, P.G. Marinous, G.C. Koukis, G.C. Tsiambaos and G.C. Stournaras (eds.), Balkema, 471-476
- Anbalagan, R. 1992. Landslide hazard evaluation and zonation mapping in mountainous terrain. *Engineering Geology*, 32, 269-277.
- ArcGIS9.1) 2005. Integrated Geographical Information System Software. ESRI, CA.
- Ayala, F. J. 1987. Introducción a los riesgos geológicos, in F. J. Ayala (ed.), *Riesgos Geológicos*, IGME, Serie Geología Ambiental, Madrid, Spain, pp. 3-19.
- Aynew, T. and Barbieri, G. 2005. Inventory of landslides and susceptibility mapping in the Dessie area, northern Ethiopia. *Engineering Geology*, 77, 1-15.
- Baeza, C. 1994. Evaluación de las condiciones de rotura y la movilidad de los deslizamientos superficiales mediante el uso de técnicas de análisis multivariante, Tesis Univ. Pol. Catalunya.
- Beven, K.J. and Kirkby, M.J. 1979. A physically based, variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrol. Sci. Bull.*, 24: 43-69.
- Bonham-Carter, G.F. 1994. Geographic information systems for geoscientists, modeling with GIS. Pergamon Press, Oxford, 398 p.
- Brabb, E. E. 1984. Innovative approaches to landslide hazard and risk mapping, 4th Int. Symposium on Landslides, Vol. 1, Toronto, pp. 307-324.
- Burt, T. and Butcher, D. 1986. Stimulation from simulation – a teaching model of hillslope hydrology for use on microcomputers. *J. Geography in Higher Educ.*, 10: 23-39.
- Carrara, A., Cardinali, M., Detti, R., Guzzetti, F., Pasqui, V. and Reichenbach, P. 1991. GIS techniques and statistical models in evaluating landslide hazards Earth surface Processes and Landforms 16, 427-445
- Chacon, J., Irigaray, C. and Fernandez, T. 1992. Metodología para la cartografía regional de movimientos de ladera y riesgos asociados mediante un Sistema de Informacions Geografica, in J. Corominas and E. Alonso (eds.), III Simposio Nacional sobre Taludes y laderas Inestables, Vol. I. La Corruña, Spain, 121-133
- Chacon, J., Irigaray, C. and Fernandez, T. 1994. Large to middle scale landslides inventory, analysis and mapping with modelling and assessment of derived susceptibility, hazard and risks in a GIS, proceedings of 7th IAEG Congress, Balkema, Rotterdam, Holland, pp.4669-4678.
- Chacon, J., Irigaray, C. and Fernandez, T. 1996. From the inventory to the risk analysis: Improvements to a large scale GIS method, in J. Chacon, C. Irigaray, and T. Fernandez (eds.), Proceedings of 8th International Conference and Field Workshop on Landslides, Balkema, Rotterdam, Holland, pp.335-342.
- Chung, C. F., Fabbri, A.G. and van Westen, C.J. 1995. Multivariate regression analysis for landslide hazard zonation, in A. Carrara and F. Guzzetti (eds.), *Geographical Informations Systems in Assessing Natural Hazards*, Kluwer Publishers, Dordrecht.
- Choubey, V.D. and Litoria, P.K. 1990. Landslide hazard zonation in the Garhwal Himalaya, A terrain evaluation approach. Proc. 6th IAEG Congress, Amsterdam, Netherlands, D.G. Price (ed.), Balkema, 65-72.
- Corominas, J. 1987. Criterios para la confeccion de mapas de peligrosidad de movimientos de ladera, in F. J. Ayala (ed) *Riesgos Geológicos*, IGME Serie Geología Ambiental, Madrid, Spain, pp.193-201
- Dai, F.C. and Lee C.F. 2002. Landslide characteristics and slope instability modeling using GIS, Lantau Island, Hong Kong. *Geomorphology* 42, 213-228.
- Fernandez, C.I., Del Castillo, T.F., El Hamdouni, R. and Montero, J.C. 1999. Verification of landslide susceptibility mapping: A case study. *Earth Surface Process and Landforms*. 24, 537-544.

- Gallagher, M., Downs, T. 1997. Visualisation of learning in neural networks using principal component analysis. In: Varma, B., Yao, X. (Eds.), Proc. International Conference on Computational Intelligence and Multimedia Applications, Australia, pp. 327–331.
- Gökçeoğlu, C. and Aksoy, H. 1996. Landslide susceptibility mapping of the slopes in the residual soils of the Mengen region (Turkey) by deterministic stability analyses and image processing technique. *Eng. Geol.*, 44: 147-161.
- Gökçeoğlu, C. ve Ercanoğlu, M. 2001. Heyelan duyarlılık haritalarının hazırlanma-sında kullanılan parametrelere ilişkin belirsizlikler. *Yerbilimleri*, 23, 189-206.
- Hall F.G. Townshend J.R. and Engman E.T. 1995. Status of remote sensing algorithms for estimation of land surface state parameters. *Remote Sens Environ* 51:138–156.
- Hutchinson, J.N. 1992. Landslide hazard assessment. Proc. 6th International Symposium on the Landslides, 10-14 Feb. 1992, Christchurch, England, D.H. Bell (ed.), Balkema, 1805-1842.
- Irigaray, C. 1995. Movimientos de ladera: inventoria, analisis y cartografía de susceptibilidad mediante un Sistema de Información Geográfica. Aplicación a las zonas de Colmenar (Ma), Rute (Co) y Montefrío (Gr). Thesis Doctoral, University Granada.
- Jade, S. and Sarkar, S. 1993. Statistical models for slope instability classification. *Engineering Geology*, 36, 91-98.
- Juang, C. H., Lee, D. H. and Sheu, C. 1992. Mapping slope failure potential using fuzzy sets. *Journal of Geotechnical Engineering ASCE*, 118 (3), 475-494.
- Kavzoglu, T. 2001. An Investigation of the Design and Use of Feed-Forward Artificial Neural Networks in the Classification of Remotely Sensed Images. PhD Thesis, The University of Nottingham, UK.
- Lee, S. and Talib, J.A. 2005. Probabilistic landslide susceptibility and factor effect analysis. *Environmental Geology*, 47: 982-990.
- Looney, C.G. 1997. Pattern Recognition Using Neural Networks. Theory and Algorithms for Engineers and Scientists. Oxford University Press, New York.
- Luzi, L. and Pergalani, F. 1999. Slope instability in static and dynamic conditions for urban planning: the “Oltre Po Pavese” case history (Regione Lombardia-Italy). *Natural Hazards*, 20, 57-82.
- Maharaj, R. 1993. Landslide processes and landslide susceptibility analysis from an upland watershed: A case study from St. Andrew, Jamaica, West Indies. *Engineering Geology*, 34, 53-79.
- Moore, I.D., Grayson, R.B. and Ladson, A.R. 1991. Digital terrain modeling – a review of hydro- hydrological, geomorphological, and biological applications. *Hydrol. Processes*, 5: 3–30.
- Nagarajan, R., Roy, A., Vinod Kumar, R., Mukherjee, A., and Khire, M.V. 2000. Landslide hazard susceptibility mapping based on terrain and climatic factors for tropical monsoon regions. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 58, 275-287.
- Ohlmacher, G.C. and Davis, J.C. 2003. Using multiple logistic regression and GIS technology to predict landslide hazard in northeast Kansas, USA. *Engineering Geology*, 69, 331-343.
- Rengers, N., Van Westen, C. J., Chacón, J., and Irigaray, C. 1998. Draft for the chapter on the application of digital techniques for natural hazard zonation, Report on Mapping of Natural Hazards, International Association of Engineering Geology. Commission No. 1 on Engineering Geological Mapping.
- Rodhe, A. and Seibert, J. 1999. Wetland occurrence in relation to topography: a test of topographic indices as moisture indicators. *Agricultural and Forest Meteorology*, 98–99: 325–340.
- Rumelhart, D.E., Hinton, G.E. and Williams, R.J. 1986. Learning internal representations by error propagation. In: Rumelhart, D.E., McClelland, J.L. (Eds.), *Parallel Distributed Processing*, vol. 1, pp. 318–362.
- Santacana, N., Baeza, B. Corominas, J. Paz, A., and Marturia, J. 2003. A GIS-Based Multivariate Statistical Analysis for Shallow

- Landslide Susceptibility Mapping in La Pobla de Lillet Area (Eastern Pyrenees, Spain). *Natural Hazards*, 30, 281-295.
- Schuster, R. A. 1996. Factors affecting landslides. *Landslides: Investigation and mitigation*. A. K. Turner and R.L. Schuster (eds.) Transportation Research Board, National Research Council, Special Report-247, National Academy Press, 12-35.
- Schuster, R. A. and Fleming, R. W. 1986. Economic losses and fatalities due to landslides. *Bulletin of Association of Engineering Geologists*, 23 (1), 11-28.
- Seibert, J., Bishop, K.H. and Nyberg, L. 1997. A test of TOPMODEL's ability to predict spatially distributed groundwater levels. *Hydrological Processes*, 11: 1131-1144.
- Sietsma, J. and Dow, R.J.F. 1991. Creating artificial neural network that generalize. *Neural Networks* 4, 67-79.
- Stauffer, P. and Fischer, M.M. 1997. Spectral pattern recognition by a two-layer perceptron: effects of training set size. In: Kanellopoulos, I., Wilkinson, G.G., Roli, F., Austin, J. (Eds.), *Neuro-Computation in Remote Sensing Data Analysis*. Springer, London, pp. 105-116.
- Uromeihy, A. and Mahdavi, M.R. 2000. Landslide hazard zonation of Khorshrostan area, Iran. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 58, 207-213.
- Van Westen, C.J., and Bonilla, J.B.A. 1990. Mountain hazard analysis using a PC-based GIS. *Proc. 6th Int. Cong. Eng. Geol.* Amsterdam, Netherlands, D.G. Price (ed.) Balkema, 265-271.
- Varnes, D.J. 1978. Slope Movements Types and Processes. In *Special Report 176: Landslides: Analysis and Control* (R.L. Schuster and R.J. Krizek, eds), TRB, National Research Council, Washington, DC., 12-33.
- Weier, J. and Herring D. 2005. Measuring vegetation (NDVI and EVI). Earth Observatory Library of NASA, <http://earthobservatory.nasa.gov/Library/MeasuringVegetation/>
- Yılmaz, I. and Yıldırım, M. 2005. Structural and geomorphological aspects of the Kat landslides (Tokat-Turkey), and susceptibility mapping by means of GIS. *Environmental Geology*, 50 (4): 461-472.
- Yılmaz, I., 2009. Landslide susceptibility mapping using frequency ratio, logistic regression, artificial neural networks and their comparison: a case study from Kat landslides (Tokat-Turkey). *Computers and Geosciences*, 35 (6): 1125-1138.
- Yılmaz, I., 2010. Comparison of landslide susceptibility mapping methodologies for Koyulhisar, Turkey: Conditional Probability, Logistic Regression, Artificial Neural Networks, and Support Vector Machine. *Environmental Earth Sciences*, 61 (4): 821-836.
- Zinko, U., Seibert, J., Dynesius, M. and Nilsson, C. 2005. Plant species numbers predicted by a topography based groundwater-flow index. *Ecosystems*, 8: 430-441.

İşık YILMAZ

Cumhuriyet Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi,
Jeoloji Mühendisliği Bölümü,
58140 Sivas

iyilmaz@cumhuriyet.edu.tr



Cumhuriyet

YERBİLİMLERİ Dergisi

Cumhuriyet
EARTH SCIENCES
Journal

YAYIN İLKELERİ VE YAZIM KURALLARI

Yazıların nitelikleri

“Cumhuriyet YERBİLİMLERİ Dergisi” nde yayınlanması istemiyle gönderilecek yazıların, yerbilimlerinin herhangi bir alanında (jeoloji, maden, jeofizik, hidrojeoloji, jeomorfoloji, deprem, jeoteknik, petrol vb.)bir konuyu içermesi, daha önce Türkçe olarak yayınlanmamış olması ve aşağıdaki niteliklerden en az birine sahip olması gerekir.

a) Yerbilimleri alanında bilimsel yöntemlerle yapılmış, özgün sonuçları bulunan ve yerbilimlerine katkı oluşturacak bir çalışma,

b) Yerbilimlerinin herhangi bir konusunda önceden yapılmış çalışmaları eleştireci yaklaşımla derleyen ve yeni görüşler ortaya koyan derleme,

c)Yerbilimleri konusunda, Türkiye'yi ve Türkiye'deki yerbilimcileri büyük ölçüde ilgilendiren, fakat yabancı bir dilde yayınlanmış bir yazının Türkçe'ye çevirisi.

Yazım Dili

Yerbilimleri Dergisinde yayın dili olarak Türkçe ve İngilizce kullanılmaktadır. Dergide yayınlanacak makalelerin başlıkları özetleri, çizelge ve şekil açıklamaları Türkçe ve yabancı dilde (İngilizce) olmak üzere iki dilde birlikte verilmektedir.

Makale Yazım Kuralları

1.Makalenin tümü metni çift aralıkla Windows Word programı ile 10 punto ve Arial karakterinde yazılmış olmalıdır. Metin sürekli satır ve sayfa numarası ile hazırlanmalıdır.

2.Şekiller bilgisayar çizim programları (Freehand, CorelDraw vb.) kullanılarak çizilmeli ve “jpeg” formatında gönderilmelidir.

3.Şekil ve çizelge başlıkları Türkçe ve İngilizce olarak ayrı liste halinde metin sonunda verilmelidir. Şekil ve çizelgeler birbirinden ayrı olarak numaralandırılmalıdır.

4.Bütün çizimlerde çizgisel ölçek kullanılmalıdır.

5.Şekil ve çizelge boyutları tek sütun için 7.5x23 cm, çift sütun için 16x23 cm den büyük olmamalıdır.

ÖZ

Anahtar kelimeler

ABSTRACT

Key words

GİRİŞ

ANA BAŞLIK

Birinci Derece Alt Başlık

İkinci derece alt başlık

Üçüncü derece alt başlık

SONUÇLAR VE TARTIŞMA

KATKI BELİRTME

KAYNAKLAR

Kaynaklara Değınme

Makale metni içinde kaynaklara değınme aşağıdaki örneklere uygun olarak yapılmalıdır:

.....(Y. soyadı, 1988), (Y. soyadı ve Y. soyadı, 1988), (Y. soyadı vd., 1988)

.....Y. soyadı (1988), Y. Soyadı ve Y. Soyadı (1988) göre, Yazar vd.'ne (1988) göre
Kişisel (sözlü) görüşmeler(H.Yalçın, 1988, C.Ü.).....biçiminde belirtilmelidir.

Kaynakların Yazılması

Makale metni içerisinde değınilen kaynaklar aşağıdaki örneklere uygun şekilde verilmelidir:

Özgül, N., 1976.Torosların bazı temel jeolojik özellikleri. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 19, 65-78.

Brown, G., Brindley, G.W., 1980. X-ray diffraction procedures for clay mineral identification. In: Crystal Structures of Clay Minerals and their X-ray Identification, G.W. Brindley and G.Brown (eds.), Mineralogical Society, London, 305-360.

Velde, B., 1977 Clays and Clay Minerals in Naturel and Synthetic Systems. Developments in Sedimentology 21, Elsevier, Amsterdam, 218 p.

Çağlı, S., Kırıl, N., 1993. Sivas-Hafik-Kaçak Köyü AR-46519 nolu talk ruhsat sahasının maden jeolojisi raporu. MTA Rapor No. 9512, 24 s.

Yazıların Gönderilmesi

Yazılar aşağıda verilen dergi ve editöre ait elektronik posta adreslerinin her ikisine birlikte gönderilmelidir.

Prof. Dr. Işık YILMAZ

Cumhuriyet Yerbilimleri Dergisi

Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü
58140 SİVAS

Telefon : 0-346-219 10 10/1305 Fax : 0-346-219 11 71

yerbilimleri@cumhuriyet.edu.tr
isik.yilmaz@gmail.com



Cumhuriyet

YERBİLİMLERİ
Dergisi

Cumhuriyet
EARTH SCIENCES
Journal

INSTRUCTIONS FOR AUTHORS

Types of contributions

Manuscripts submitted in journal of “Cumhuriyet EARTH SCIENCES Journal” should have not been published and/or simultaneously submitted elsewhere. This journal is concerned with original research, new developments and case studies in any branch of earth sciences such as; geology, mining, geophysics, hydrogeology, geomorphology, earthquake, geotechnique, oil, etc.

Language

The languages of the journal are Turkish and English. Titles, abstracts, and captions of figures and tables are written in Turkish and English.

Preparation of manuscripts

1. Manuscripts should be typed double-spaced throughout, at a font size of 10 point (Arial), and with continuous line and page numbers.
2. Figures should be prepared using computer software (Freehand, CorelDraw etc.) and their “jpeg” files should be submitted.
3. Figure and Table captions must be prepared as a separate page at the end of the text.
4. Line scale must be submitted in figures if it is needed.
5. Sizes of the figures and tables are not allowed larger than 7.5x23 cm for single column, 16x23 cm for double column.

Manuscripts should generally be structured as follows.

Title (English and Turkish)

Name(s) of author(s) and their affiliations.

(The name and e-mail address of the corresponding author must appear following the author names)

ABSTRACT

Key words

INTRODUCTION

PRIMARY HEADING

Primary Sub Heading

Secondary sub heading

Tertiary sub heading

RESULTS AND CONCLUSIONS

ACKNOWLEDGEMENT(S)

REFERENCES

Citation of references in the text

In the text, references must be cited as following.

..... (Surname, 1988)

..... (Surname and Surname, 1988)

..... (Surname et al., 1988)

..... Surname (1988)

..... Surname and Surname (1988)

..... Surname et al. (1988)

Personal communications(H.Yalçın, 1988, C.Ü.)

Preparation of references

All references cited in the text, and in captions of figures and tables must be written in a list of "REFERENCES". Some examples for reference layout are given below.

Journal references:

Özgül, N., 1976. Torosların bazı temel jeolojik özellikleri. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 19, 65-78.

Karacan, E., Yılmaz, I., 1997. "Collapse dolines in the Miocene gypsum: an example from SW Sivas (Turkey)". Environmental Geology, Springer-Verlag, 29 (3/4), 263-266.

Proceeding references:

Brown, G., Brindley, G.W., 1980. X-ray diffraction procedures for clay mineral identification. In: Crystal Structures of Clay Minerals and their X-ray Identification, G.W. Brindley and G.Brown (eds.), Mineralogical Society, London, 305-360.

Book references:

Velde, B., 1977 Clays and Clay Minerals in Naturel and Synthetic Systems. Developments in Sedimentology 21, Elsevier, Amsterdam, 218 p.

Published report references:

Çağlı, S., Kırıl, N., 1993. Sivas-Hafik-Kaçak Köyü AR-46519 nolu talk ruhsat sahasının maden jeolojisi raporu. MTA Rapor No. 9512, 24 s.

Personal communications:

Yalcin, H., 1988. Personal communication. Cumhuriyet University, Faculty of Engineering, Department of Geological Engineering, Sivas, Turkey.

Web page references:

Weier, J., Herring, D., 2005. Measuring vegetation (NDVI and EVI). Earth Observatory Library of NASA. <http://earthobservatory.nasa.gov/Library/MeasuringVegetation/>

Submission of manuscripts

Manuscripts for publication should be electronically (via e-mail) submitted to Editor whose address and e-mails are given below.

Prof. Dr. Işık YILMAZ

Cumhuriyet Yerbilimleri Dergisi

Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü
58140 SİVAS

Telefon : 0-346-219 10 10/1305 Fax : 0-346-219 11 71

yerbilimleri@cumhuriyet.edu.tr

isik.yilmaz@gmail.com

(Please send manuscripts to both e-mails)

Yayın Türü: Yerel Süreli Yayın
Publication Type: *National Journal*

Basım: Cumhuriyet Üniversitesi – Rektörlük Basımevi – Sivas
Printed by: *Cumhuriyet Üniversitesi – Rektörlük Basımevi - Sivas*

ISSN: 1016-7625