



Cumhuriyet

YERBİLİMLERİ
Dergisi

Cumhuriyet
EARTH SCIENCES
Journal

SAHİBİ (OWNER)

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

EDİTÖR (EDITOR)

Prof.Dr. IŞIK YILMAZ

Yardımcı Editör (Assistant Editor)

Yrd.Doç.Dr. Nazan YALÇIN ERİK

Yayın Kurulu (Editorial Board)

Hasan BAYHAN (Hacettepe Ü.)
Martin BEDNARIK (Comenius Univ.)
Erdin BOZKURT (O.D.T.Ü.)
Durmuş BOZTUĞ (Tunceli Ü.)
Atilla ÇİNER (Hacettepe Ü.)
Mehmet EKMEKÇİ (Hacettepe Ü.)
Vedat DOYURAN (O.D.T.Ü.)
Marian DRUSA (Zlina Univ.)
Burhan ERDOĞAN (Dokuz Eylül Ü.)
Yavuz ERKAN (Hacettepe Ü.)
Aziz ERTUNÇ (Süleyman Demirel Ü.)
Candan GÖKÇEOĞLU (Hacettepe Ü.)
Ergun GÖKTEN (Ankara Ü.)
Naci GÖRÜR (İ.T.Ü.)
M. Cemal GÖNCÜOĞLU (O.D.T.Ü.)
Nilgün GÜLEÇ (O.D.T.Ü.)
Fikret KAÇAROĞLU (Muğla Ü.)
Ali KAHRİMAN (Okan Üniv.)
Ergun KARACAN (Muğla Ü.)
Remzi KARAGÜZEL (İ.T.Ü.)
Ali İhsan KARAYİĞİT (Hacettepe Ü.)
Ali KOÇYİĞİT (O.D.T.Ü.)

Marian MARSCHALCO (Ostrava Tech. Univ.)
Engin MERİÇ (İstanbul Ü.)
Aral OKAY (İ.T.Ü.)
Biswajeet PRADHAN (Putra Malaysia Univ.)
Ahmet SAĞIROĞLU (Fırat Ü.)
Cem SARAÇ (Hacettepe Ü.)
Gürol SEYİTOĞLU (Ankara Ü.)
Harun SÖNMEZ (Hacettepe Ü.)
Abdürrahim ŞAHBAZ (Muğla Ü.)
Orhan TATAR (Cumhuriyet Ü.)
Abidin TEMEL (Hacettepe Ü.)
Mahmut TUNÇ (Cumhuriyet Ü.)
Necdet TÜRK (Dokuz Eylül Ü.)
Asuman TÜRKMENOĞLU (O.D.T.Ü.)
Reşat ULUSAY (Hacettepe Ü.)
Taner ÜNLÜ (Ankara Ü.)
Baki VAROL (Ankara Ü.)
Namık YALÇIN (İstanbul Ü.)
Mefail YENİYOL (İstanbul Ü.)
Ali YILMAZ (Cumhuriyet Ü.)
Osman YILMAZ (İstanbul 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 : 28

No.: 1

2011

İÇİNDEKİLER
(CONTENTS)

- Erken Pliyosen yaşlı göl çökellerinin fosil diatom topluluğu ile paleoortamsal yorumu (Denizli-Aydın)**
Paleoenvironmental interpretation with diatom communities of early Pliocene lacustrine deposits (Denizli – Aydın)
Ayşegül YILDIZ, Sanem AÇIKALIN, Faruk OCAKOĞLU 1
- Sonlu elemanlar kullanılarak kazı duraylılığı analizi: Boğsak Tünelleri (Taşucu-Mersin) örneği**
Excavation stability analysis using finite elements: an example of Boğsak Tunnels (Tasucu-Mersin)
Dursun ERİK, Aziz ERTUNÇ 19
- Batı-orta Toroslar ve Amanoslar bölgesindeki Kambriyen yaşlı metaklastik kayaların petrolojik incelemesi**
Petrologic investigation of Cambrian metaclastic rocks in the western-central Taurus and Amanos regions
Ömer BOZKAYA, Hüseyin YALÇIN, Müslüm KODAL 31
- Ezinepazarı-Sungurlu Fay Zonu üzerinde yeralan Göynücek Volkanikleri'nin (GB Amasya) paleomanyetik yöntemlerle incelenmesi**
Investigation of the Göynücek volcanics (SW Amasya) on Ezinepazarı-Sungurlu Fault Zone by using paleomagnetic techniques
Fikret KOÇBULUT, Orhan TATAR ve John D.A. PIPER 65

Yayın Türü: Hakemli ve Yerel Süreli Yayın
Publication Type: *Peer Reviewed National Journal*

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

ISSN: 1016-7625

Erken Pliyosen yaşlı göl çökellerinin fosil diatom topluluğu ile paleoortamsal yorumu (Denizli-Aydın)

Paleoenvironmental interpretation with diatom communities of Early Pliocene lacustrine deposits (Denizli – Aydın)

Ayşegül YILDIZ¹, Sanem AÇIKALIN², Faruk OCAKOĞLU²

¹ Aksaray Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Aksaray

² Eskişehir Osmangazi Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Eskişehir

ÖZ

Bu incelemede Denizli-Aydın illeri arasında uzanan ve Ege bölgesi çöküntü alanı içerisinde yer alan, Erken Pliyosen yaşlı göl çökellerinin oluşturduğu Karacaören Formasyonu'nun içerdiği fosil diatom topluluğu incelenmiş, formasyonun içerdiği diatom topluluğunun paleoekolojik özelliklerinden yararlanılarak, birimin Erken Pliyosen devresindeki paleoortamsal yorumu yapılmıştır. Formasyonda ölçülen 82 metre kalınlığındaki bir stratigrafik kesitten, 24 örnek derlenmiş, bu örneklerin paleontolojik incelemeleri sonucunda 16 diatom cinsine ait 25 diatom türü tanımlanmıştır. Formasyonun içerdiği fosil diatom topluluğu esas olarak acı su, mesotropik, mesosapropik ve alkalın formlardan oluşmaktadır. Ayrıca, topluluk içerisinde bentik ve litoral türler baskın, planktonik türler ise sınırlıdır. Bu durum Karacaören Formasyonu'nun sığ, alkalın, mesotropik ve mesosapropik acı su ortamında depolandığına işaret etmektedir.

Anahtar Kelimeler: Ege bölgesi çöküntü alanı, diatom, Erken Pliyosen, Karacaören Formasyonu, göl çökelleri, paleoortam.

ABSTRACT

The present investigation comprises paleontological analyses of diatom-bearing lacustrine deposits to substantiate the palaeoenvironmental history of the Early Pliocene-age (approximately 5 million years ago) Karacaören Formation within the Karacasu Cross Graben in the Aegean Extension Province between Denizli and Aydın, Turkey. Twenty-five diatom species were identified, belonging to 16 genera, from 24 samples from one measured stratigraphic section of the formation. The fossil diatom assemblages are mainly comprised of brackish, mesotrophic, mesosapropic, alkaline forms. The flora is dominated by benthic and littoral species, while planktonic species are limited, indicating that the lacustrine facies of the Karacaören Formation was deposited in a shallow, alkaline, mesotrophic and mesosapropic brackish water lake environment.

Keywords: Aegean Extension Province, diatom, Early Pliocene, Karacaören Formation, lacustrine deposits, palaeoenvironment.

GİRİŞ

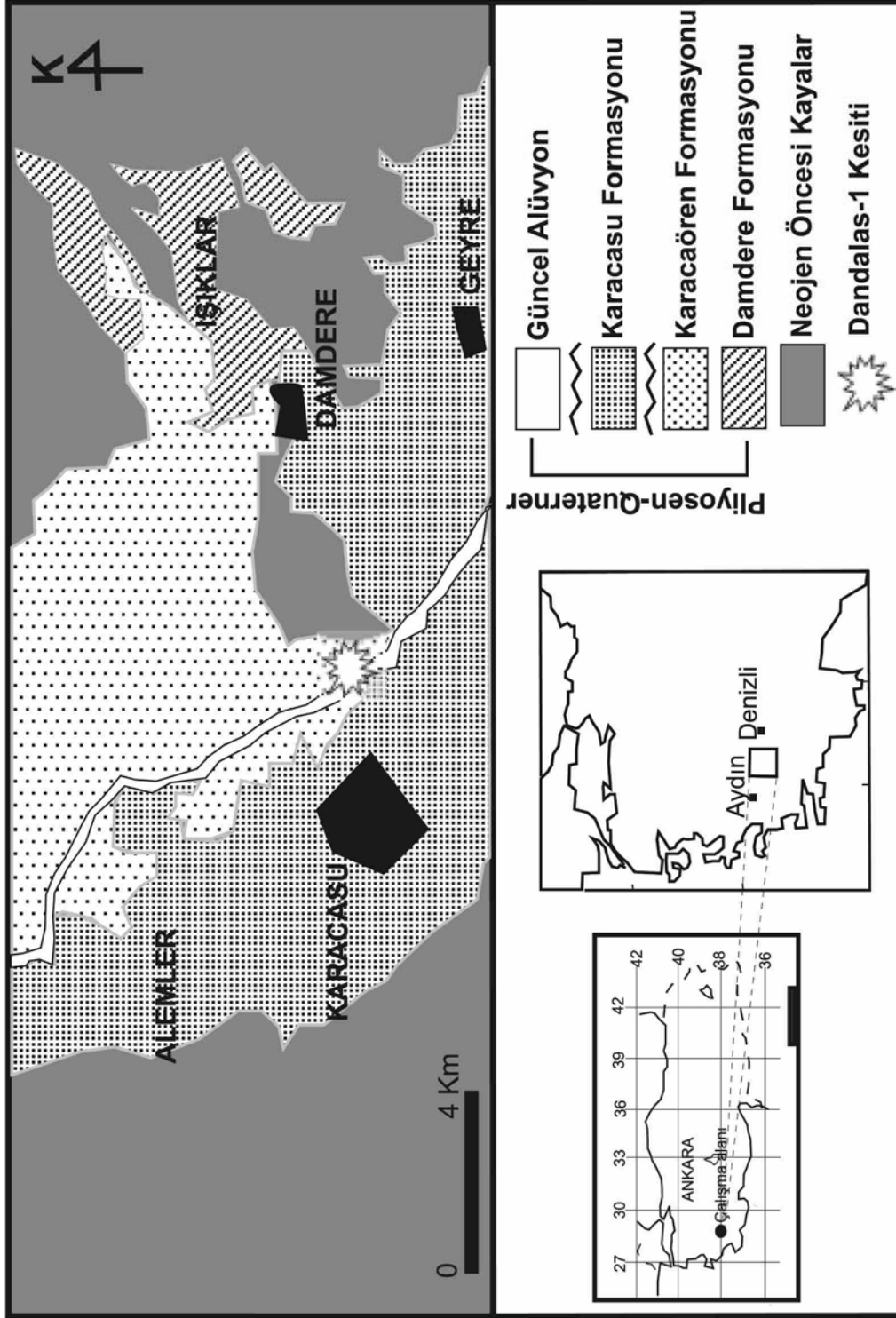
Diatomlar çok sıcak ve çok tuzlu olmamak kaydıyla her türlü su ortamında yaşayabilirler. Her enlemde fitoplankton ve fitobentik olarak denizel ve tatlı sularda bol olarak bulunurlar (Hustedt, 1930; 1969; Pentecost, 1984). Diatomlar bir araya gelerek diatomit adı verilen sedimanları meydana getirirler. Diatomitleri ilk olarak Taliaferro (1933) sınıflandırmıştır. Bu sınıflandırmaya göre dünya üzerinde yaygın olarak bulunan 4 tip diatomit bulunmaktadır. Bunlar: okyanusal diatomitler, bataklık diatomitleri, Pleyistosen yaşlı diatomlu buzularası göl sedimentleri ve volkanizmayla ilişkili gölsel ve denizel diatomitlerdir.

Çalışma alanı ve çevresinde önceki yıllarda Nebert (1955), Kastelli (1971), Koçyiğit vd., (1999), Ocakoğlu vd., (2005) ve Açıkalin (2005) tarafından stratigrafik, tektonik ve genel jeolojik amaçlı çalışmalar yapılmıştır. Ayrıca, Türkiye’de Yıldız (1987) Porsuk nehri diatomlarını, Yıldız ve Özkıran (1991) Kızılırmak nehri diatomlarını, Gönüloğlu ve Arslan (1992) Samsun-İncesu deresinin alg florasını, Yıldız ve Özkıran (1994) Çubuk çayı diatomlarını, Şahin (1998) Şana nehriindeki (Trabzon) epipelik ve epilitik diatom topluluklarını, Şahin (1998) Uzungöl (Trabzon) bentik diatom topluluklarını, Yıldız ve Tokar (2001) Ege denizindeki Güncel diatomları, Celekli (2006) Gököy (Bolu) diatomlarını çalışarak Güncel diatom toplulukları üzerine araştırmalar yapmışlardır. Bunun dışında Türkiye’de Kashima (1996; 2002) Türkiye’nin merkezinde kalan Geç Kuvaterner yaşlı tatlısu ve tuzlu su göllerinin diatom topluluğunu, Kashima vd., (1997; 1999) Türkiye’nin merkezinde kalan Geç Kuvaterner yaşlı tuzlu su gölleri ve bataklık ortamlarındaki diatom topluluklarını, Reed vd., (1999) Konya havzasındaki Geç Kuvaterner yaşlı diatom topluluklarını, Gürel ve Yıldız (2007) İhlara-Selime bölgesindeki volkanizmayla ilişkili Pliyosen yaşlı gölsel diatomit depolarını incelemişler ve fosil diatom topluluklarına dayalı paleoekolojik yorumlar yapmışlardır. Türkiye’de Güncel diatomlar üzerine yapılan çalışmalar yaygın olmasına rağmen fosil diatomlar üzerine yapılan çalışmalar oldukça sınırlıdır.

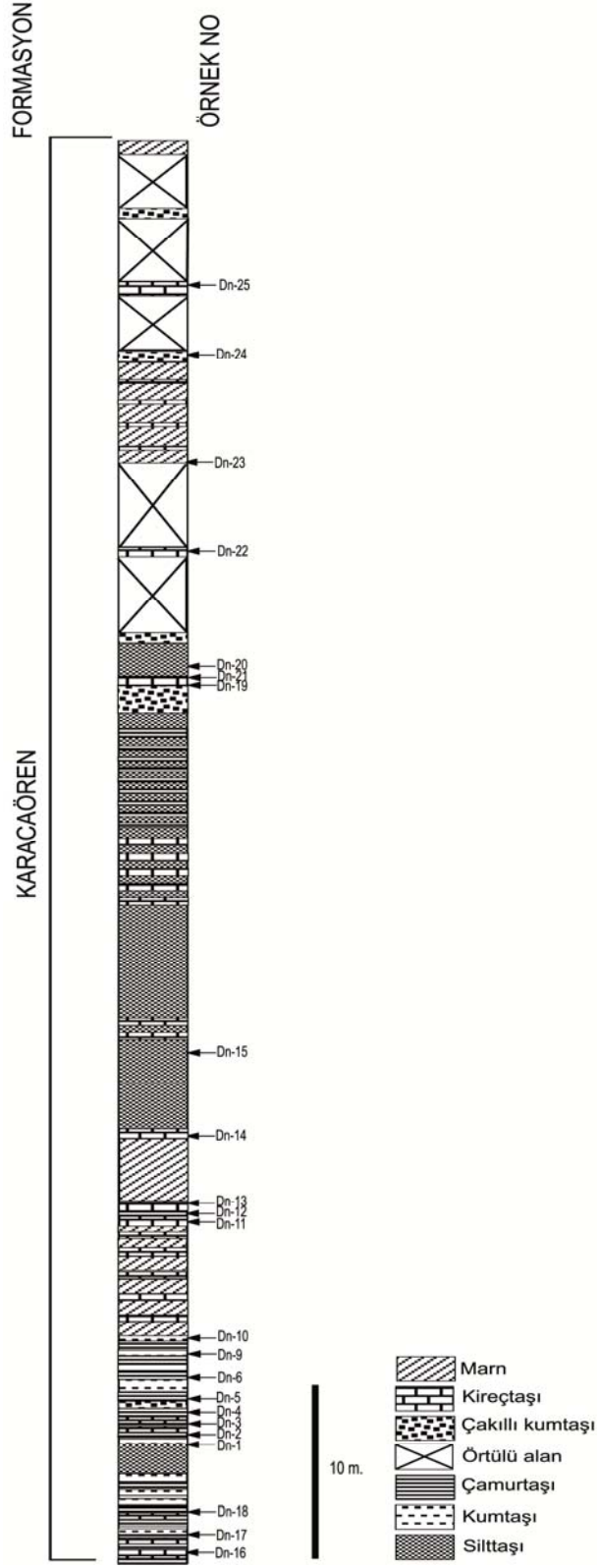
Bu incelemede Denizli-Aydın illeri arasında uzanan ve Ege bölgesi çöküntü alanı içerisinde yer alan, Erken Pliyosen yaşlı (yaklaşık zamanımızdan 5 milyon yıl öncesine ait) göl çökellerinin oluşturduğu Karacaören Formasyonu’nun içerdiği fosil diatom topluluğu incelenmiş, formasyonun içerdiği diatom topluluğunun paleoekolojik özelliklerinden yararlanılarak, birimin Erken Pliyosen devresindeki paleoortamsal yorumu yapılmıştır. Bu çalışma, Türkiye’de acı su göl ortamlarında oluşmuş sedimanter birimlerin içerdiği fosil diatom topluluklarının dağılımlarına ilişkin ilk çalışmadır.

MALZEME VE YÖNTEM

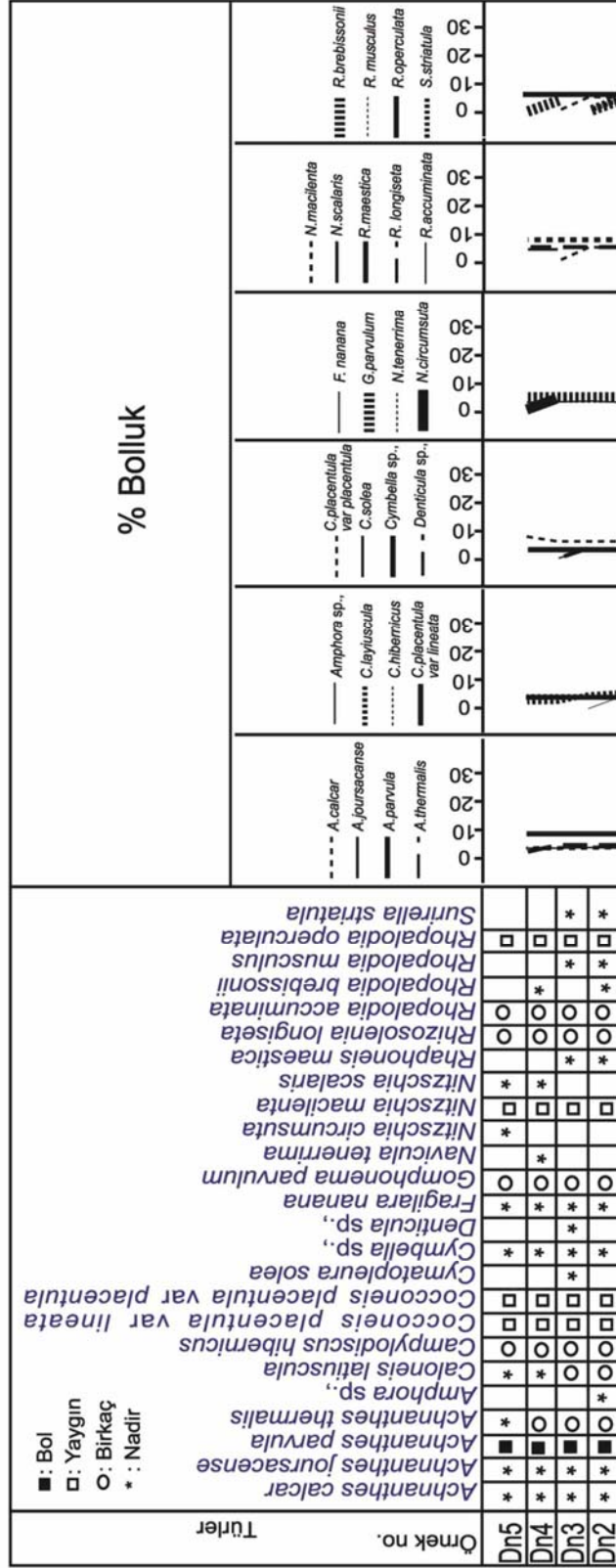
Diatom analizi için inceleme alanında Karacasu’nun yaklaşık 3 km doğusunda Karacaören Formasyonu’ndan 82 m kalınlığında bir stratigrafik kesit ölçülmüş (Dandalas-1) ve kesit boyunca 24 örnek derlenmiştir (Şekil 1, 2). Derlenen bütün örnekler etüvde 110 °C ‘de kurutulmuştur. Kurutulan her örnekten 1’er gr alınarak % 30 luk H₂O₂ ve HCl ile muamele edilmiş, daha sonra elde edilen materyal Caedax yardımıyla lam ve lamel arasına yapıştırılarak slayt haline getirilmiştir. Örneklerin içerdiği diatom topluluğu Ortholux-polarizan ışık mikroskopunda oil-immersion objektif kullanılarak x1000 büyütmede incelenmiştir. Diatom fotoğrafları Leitz Orthomat kamera kullanılarak çekilmiştir. Taxonların sistematik tanımlamaları Krammer (2002), Lange-Bertalot (1986; 1988; 1991a,b) ve Round vd., (1990)’a Krammer ve Lange-Bertalot (1986; 1988; 1991a,b) ve Round vd., (1990)’a göre yapılmıştır. Tür bollukları Schrader ve Gersonde (1978) yöntemi kullanılarak hesaplanmıştır. Bu yöntemde göre; 200 x 18,000 µm lik her slayt alanında diatom kavkısı yoksa “barren”, 300 x 200 µm lik her slayt alanında 0.5 - 9 diatom kavkısı varsa “nadir”, 300 x 200 µm lik her slayt alanında 3 – 10 diatom kavkısı varsa “birkaç”, 200 x 200 µm lik her slayt alanında 11 – 20 diatom kavkısı varsa “yaygın”, 300 x 200 µm lik her slayt alanında 21 den fazla diatom kavkısı varsa “bol” olarak kabul edilmiştir (Şekil. 3). Türlerin % olarak bolluk dağılımları her slayttaki toplam diatom kavkısı dikkate alınarak hesaplanmıştır (Şekil. 3).



Şekil 1. Çalışma alanı jeoloji ve yerbuldurular haritası (Bozkurt, 2001; Yalıtırak, 2002; Konak ve Göktaş, 2004' den değiştirilerek).
Figure 1. Location and geological map of the study area (Modified from Bozkurt, 2001; Yalıtırak, 2002; Konak ve Göktaş, 2004).



Şekil 2. Karacaören Formasyonu' na ait Danda-las-1 ölçülü stratigrafi kesiti.
 Figure 2. Dandalas 1 measured stratigraphical section of Karacaören Formation.



Şekil 3. Dandalas-1 ölçülü stratigrafi kesiti içerisinde tanımlanan fosil diatome türlerinin % olarak dağılımları.
Figure 3. Percentage distribution of fossil diatome species identified in Dandalas 1 measured stratigraphical section.

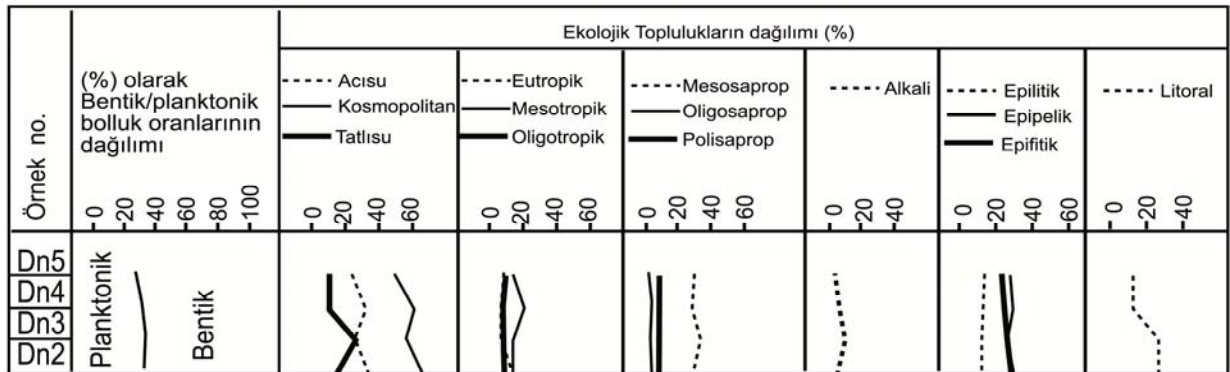
Tanımlanan türlerin ekolojik özellikleri ise, Pankow (1976); Krammer ve Lange-Bertalot (1986; 1988; 1991a,b); Round vd., (1990); Snoeijns (1999); Sullivan (1999) ve Vilbaste (2001)' e göre belirlenmiştir. Tanımlanan taxonların ekolojik karakteri-

istikleri dikkate alınarak, aynı özelliği gösteren formlar gruplanmış ve bu grupların % bollukları ile tanımlanan türlerin planktonik/bentik oranlarının % olarak dağılımları hesaplanmıştır. Bütün grupların dağılımları Şekil 4 ve 5' de verilmiştir.

Fosil Diatom Topluluğu	Ekolojik özellikler																					
	Bentik	Planktonik	Kosmopolitan	Acı su	Tatlı su	Eutropik	Alpha-meso-eutropik	Oligo-alpha-mesotropik	Oligo-mesotropik	Oligotropik	Alpha-mesosaprop	Beta-mesosaprop	Oligo-beta-mesosaprop	Oligosaprop	Polisaprop	Alkalin	Epipelik	Epifitik	Epilitik	Litoral	Toleranslı	
<i>Achnanthes calcar</i> Cleve	•																					
<i>Achnanthes joursacense</i> Héribaud	•	•																				
<i>Achnanthes parvula</i> Kützing	•	•	•																			
<i>Achnanthes thermalis</i> (Rabenhorst) Schöenfeld	•	•	•																			
<i>Amphora</i> sp.,	•	•																				
<i>Caloneis latiuscula</i> (Kützing) Cleve.	•	•																				
<i>Campylodiscus hibernicus</i> Ehrenberg.	•	•																				
<i>Cocconeis placentula</i> var <i>lineata</i> (Ehrenberg) Von Heurk	•	•																				
<i>Cocconeis placentula</i> var <i>placentula</i> Ehrenberg	•	•																				
<i>Cymatopleura solea</i> (Brébisson) Smith	•	•																				
<i>Cymbella</i> sp.,	•	•																				
<i>Denticula</i> sp.,	•	•																				
<i>Fragilaria nanana</i> Lange-Bertalot	•	•																				
<i>Gomphonema parvulum</i> Kützing	•	•																				
<i>Navicula tenerrima</i> Hustedt	•	•																				
<i>Nitzschia circumscuta</i> (Bailey) Grunow	•	•																				
<i>Nitzschia macilenta</i> Gregory	•	•																				
<i>Nitzschia scalaris</i> (Ehrenberg) Smith	•	•																				
<i>Rhaphoneis maestica</i> Jousé and Mukhina	•	•																				
<i>Rhizosolenia longiseta</i> Zacharias	•	•																				
<i>Rhopalodia accuminata</i> Krammer in Lange-Bertalot and Krammer	•	•																				
<i>Rhopalodia brébissonii</i> Krammer	•	•																				
<i>Rhopalodia musculus</i> (Kützing) Müller	•	•																				
<i>Rhopalodia operculata</i> (Agardh) Håkansson	•	•																				
<i>Surirella striatula</i> Turpin	•	•																				

Şekil 4. Tanımlanan fosil diatom türlerinin paleoekolojik özellikleri.

Figure 4. Paleocological properties of the identified fossil diatome species.



Şekil 5. Dandalas-1 ölçülü stratigrafi kesiti içerisinde tanımlanan fosil diatom türlerinin bentik/planktonik oranları ve ekolojik toplulukların bolluklarının % olarak dağılımları.

Figure 5. Percentage distributions of abundance of the ecological groups and benthic/planktonic ratio of fossil diatome types identified within the Dandalas-1 measured stratigraphical section.

KARACAÖREN FORMASYONU'NUNDA TANIMLANAN DIATOMLARIN SİSTEMATİK TANIMLAMALARI VE EKOLOJİK ÖZELLİKLERİ

Karacaören formasyonundan derlenen 24 örnekten, formasyonun taban seviyelerine ait olan 4'ünde (Dn-2, Dn-3, Dn-4 ve Dn-5 nolu örnekler), 16 diatom cinsine ait 25 tür tanımlanmıştır.

Bölüm: Bacillariophyta

Sınıf: Coscinodiscophyceae (Sentrık diatomlar)

Alt Sınıf: Rhizosoleniophycidae Round ve Crawford (Round vd., 1990'nin içinde).

Ordo: Rhizosoleniales Silva, 1962.

Familya: Rhizosoleniaceae De Toni, 1840.

Cins: *Rhizosolenia* Ehrenberg, 1843.

Tür: *Rhizosolenia longiseta* Zacharias, 1893.

1991 *Rhizosolenia longiseta* Zacharias, Krammer ve Lange-Bertalot, s.85, ş. 86:1-4.

Ayırman Özellikleri: Kapaklar ince uzun, silindirik şeklindedir. 40-200 µm uzunluğunda, 4-10 µm genişliğindedir. Kutup bölgelerinde uzantıları bulunur. Rafe çizgisi yoktur.

Ekolojik Özellikleri: Planktonik, kosmopolitan, eutropik formdur (Krammer ve Lange-Bertalot, 1986; 1988; 1991a,b; Round vd., 1990).

Sınıf: Fragilariophyceae (Araphid, Pennat diatomlar)

Alt Sınıf: Fragilariophycidae Round (Round vd., 1990'nin içinde).

Ordo: Fragilariales Sila, 1962.

Familya: Fragilariaceae Greville, 1833.

Cins: *Fragilaria* Lyngbye, 1819.

Tür: *Fragilaria nanana* Lange-Bertalot, 1991.

(Şekil 6J)

1991 *Fragilaria nanana* Lange-Bertalot, Krammer ve Lange-Bertalot, s.131, ş. 114:9-11; 115: 14-16.

Ayırman Özellikleri: Kapaklar ince uzun, silindirik şeklindedir. 40-90 µm uzunluğunda, 1,5-2 µm genişliğindedir. Rafe çizgisi yoktur. Porlar geniş ve her iki kapakta karşılıklı değildir.

Ekolojik Özellikleri: Planktonik, kosmopolitan, oligo-alpha-mesotropik, oligo-beta-mesosaprop, tatlısu formudur (Krammer ve Lange-Bertalot, 1986; 1988; 1991a,b; Round vd., 1990).

Ordo: Rhaphoneidales Round (Round vd., 1990'nin içinde).

Familya: Rhaphoneidaceae Forti, 1912

Cins: *Rhaphoneis*,

Tür: *Rhaphoneis maestica* Jousè ve Mukhina, 1978.

1978 *Rhaphoneis maestica* Jousè ve Mukhina, s.913, l.2, ş.8-14

Ayırman Özellikleri: Kapaklar çizgiseldir. Düz veya hafifçe bükümlüdür. 20-70 µm uzunluğunda, 2-4 µm genişliğindedir. Porlar düzenli ve transversal olarak sıralanmışlardır. 16 sıra gözlenir.

Ekolojik Özellikleri: Planktonik formdur (Krammer ve Lange-Bertalot, 1986; 1988; 1991a,b; Round vd., 1990).

Sınıf: Bacillariophyceae (Raphid, Pennat diatomlar)

Alt Sınıf: Bacillariophycidae Round (Round vd., 1990'nin içinde).

Ordo: Cymbellales D.G.Mann (Round vd., 1990'nin içinde)..

Familya: Cymbellaceae Greille, 1833.

Cins: *Cymbella* Agardh, 1830.

Ayırman Özellikleri: Kapaklar uzun, asimetrik, merkezi kısmı her iki kapakta da dış bükeydir. Ribler belirgin. Kapakların üzerindeki porlar iri, köşeli, düzenli, çizgisel hatlar şeklinde dizilmişlerdir. Rafe çizgisi belirgindir ve karın bölgesine doğru kaymıştır.

Ekolojik Özellikleri: Bentik, epipelik, epifitik, epilitik, tatlısu formudur (Krammer ve Lange-Bertalot, 1986; 1988; 1991a,b; Round vd., 1990).

Familya: Gomphonemataceae Kützing, 1844.

Cins: *Gomphonea* Ehrenberg, 1832.

Tür: *Gomphonema parvulum* (Kützing) Kützing, 1849.

(Şekil 6H)

1844 *Sphenella parvula* Kützing.

1849 *Gomphonema parvulum* Kützing.

1986 *Gomphonema parvulum* (Kützing) Kützing, Krammer ve Lange-Bertalot, s.258, ş.154: 1-25.

Ayırman Özellikleri: Kapaklar çizgisel ve elips şeklinde, kutupsal bölgede şişkindir. 10-36 µm

uzunluğunda, 4-8 µm genişliğindedir. Rafe çizgisi düz olup merkezi açıklığı küçüktür. Porlar geniş, seyrek ve ışınsal olarak dizilmişlerdir.

Ekolojik Özellikleri: Bentik, kosmopolitan, oligotropik, alpha-mesosaprop, polisaprop, toleranslı formdur (Krammer ve Lange-Bertalot, 1986; 1988; 1991a,b; Round vd., 1990; Vilbaste, 2001).

Ordo: Achnanthes Silva, 1962.

Familiya: Achnantheaceae Kützing, 1844.

Cins: *Achnanthes* Bory, 1822.

Tür: *Achnanthes calcar* Cleve, 1895.

1991b *Achnanthes calcar* Cleve, Krammer ve Langhe-Bertalot, s.82, §.47: 1-6.

Ayırman Özellikleri: Kapaklar dairesele yakın elips şeklindedir. 9,5-20 µm uzunluğunda, 6,5-12 µm genişliğindedir. Rafe çizgisi belirgin ve merkezdedir. Porlar ince, sık ve ışınsal olarak dizilmişlerdir.

Ekolojik Özellikleri: Bentik, oligotropik formdur (Krammer ve Lange-Bertalot, 1986; 1988; 1991a,b; Round vd., 1990).

Tür: *Achnanthes joursacense* Héribaud, 1903.

(Şekil 6A)

1991b *Achnanthes joursacense* Héribaud, Krammer ve Langhe-Bertalot, s.81, §.47: 7-17.

Ayırman Özellikleri: Kapaklar elips şeklindedir. 8-20 µm uzunluğunda, 5-10 µm genişliğindedir. Rafe çizgisi belirgin ve merkezdedir. Porlar geniş, seyrek, düzenli ve ışınsal olarak dizilmişlerdir.

Ekolojik Özellikleri: Bentik, kosmopolitan, oligo-mesotropik formdur.

Tür: *Achnanthes parvula* Kützing, 1844.

(Şekil 6B)

1991b *Achnanthes parvula* Kützing, Krammer ve Langhe-Bertalot, s.5, §.1: 11-15.

Ayırman Özellikleri: Kapaklar elips şeklinde, kutupsal bölgede şişkindir. 10-30 µm uzunluğunda, 5-10 µm genişliğindedir. Rafe çizgisi belirgin ve merkezdedir. Porlar geniş, seyrek, düzenli ve çizgisel olarak dizilmişlerdir.

Ekolojik Özellikleri: Bentik, kosmopolitan, acısu formudur (Krammer ve Lange-Bertalot, 1986;

1988; 1991a,b; Round vd., 1990; Snoeijs, 1999; Vilbaste, 2001).

Tür: *Achnanthes thermalis* (Rabenhorst) Schöenfeld, 1907.

(Şekil 6C)

1991b *Achnanthes thermalis* (Rabenhorst) Schöenfeld, Krammer ve Langhe-Bertalot, s.52, §.30: 1-19.

Ayırman Özellikleri: Kapaklar uzamış, elips şeklindedir. 7-34 µm uzunluğunda, 3,3-3,5 µm genişliğindedir. Rafe çizgisi belirgin ve merkezdedir. Merkezi yumru belirgindir. Porlar geniş, düzenli ve çizgisel olarak dizilmişlerdir.

Ekolojik Özellikleri: Bentik, kosmopolitan, oligosaprop, alkalın formdur (Krammer ve Lange-Bertalot, 1986; 1988; 1991a,b; Round ve diğ., 1990).

Familiya: Cocconeidaceae Kützing, 1844

Cins: *Cocconeis* Ehrenberg, 1838.

Tür: *Cocconeis placentula* var *lineata* (Ehrenberg) Von Heurk, 1880-1885.

(Şekil 6G)

1991b *Cocconeis placentula* var *lineata* (Ehrenberg) Von Heurk, Krammer ve Langhe-Bertalot, s.86, §.49: 1; 50: 2.

Ayırman Özellikleri: Kapaklar dairesele yakın elips şeklindedir. 7,5-98 µm uzunluğunda, 8-40 µm genişliğindedir. Rafe çizgisi belirgin ve merkezdedir. Porlar geniş, köşeli, düzenli ve çizgisel olarak dizilmişlerdir.

Ekolojik Özellikleri: Bentik, kosmopolitan, beta-mesosaprop, toleranslı formdur (Krammer ve Lange-Bertalot, 1986; 1988; 1991a,b; Round vd., 1990; Vilbaste, 2001).

Tür: *Cocconeis placentula* var *placentula* Ehrenberg, 1838.

1991b *Cocconeis placentula* var *placentula* Ehrenberg., Krammer ve Langhe-Bertalot, s.86, §.49: 2, 4; 50: 5.

Ayırman Özellikleri: Kapaklar dairesel yakın elips şeklindedir. 24-26 µm uzunluğunda, 10 µm genişliğindedir. Rafe çizgisi belirgin ve

merkezdedir. Porlar geniş, köşeli, düzenli ve çizgisel olarak dizilmişlerdir.

Ekolojik Özellikleri: Planktonik, beta-mesosaprop, epifitik, litoral, toleranslı formdur (Pankow, 1976; Krammer ve Lange-Bertalot, 1986; 1988; 1991a,b; Round vd., 1990; Vilbaste, 2001).

Ordo: Naviculales Bessey, 1907.

Alt Ordo: Naviculineae Hendey, 1937.

Familiya: Naviculaceae Kützing, 1844.

Cins: *Navicula* Bory, 1822.

Tür: *Navicula tenerrima* Hustedt, 1937.

1937 *Navicula tenerrima* Hustedt, N8/48, ş.10.

1986 *Navicula tenerrima* Hustedt, Krammer ve Langhe-Bertalot, s.233, ş.77: 10-12.

Ayırtman Özellikleri: Kapaklar çizgisel ve elips şeklindedir. 12-19 µm uzunluğunda, 3,5-4,5 µm genişliğindedir. Rafe çizgisi hafifçe bükümlü, kutup bölgelerinde kıvrılmıştır. Porlar çizgisel ve birbirine paralel olarak uzanmışlardır. Merkezi kısmında açıklık yoktur.

Ekolojik Özellikleri: Bentik formdur (Krammer ve Lange-Bertalot, 1986; 1988; 1991a,b; Round vd., 1990).

Cins: *Caloneis* Cleve, 1894.

Tür: *Caloneis latiuscula* (Kützing) Cleve, 1894.

(Şekil 6E)

1844 *Navicula latiuscula* Kützing, N8/48, ş.10.

1986 *Caloneis latiuscula* (Kützing) Cleve, Krammer ve Langhe-Bertalot, s.385, ş.169: 1-3; 24:3.

Ayırtman Özellikleri: Kapaklar belirgin olarak elips şeklindedir. 70-180 µm uzunluğunda, 22-36 µm genişliğindedir. Rafe çizgisi merkezde geniştir, kutuplara doğru ise incelererek uzanır. Porlar çizgisel ve birbirine paralel olarak uzanmışlardır. Merkezi kısmında oldukça geniş bir açıklık yer almaktadır.

Ekolojik Özellikleri: Bentik, tatlısu formudur (Krammer ve Lange-Bertalot, 1986; 1988; 1991a,b; Round vd., 1990).

Ordo: Thalassiophysales D.G.Mann (Round vd., 1990'nin içinde).

Familiya: Catenulaceae Mereschowsky, 1902.

Cins: *Amphora* Ehrenberg in Kützing, 1844.

(Şekil 6D)

Ayırtman Özellikleri: Kapaklar konveks, asimetric, rafe çizgisi kenarda ve hafifçe konveks, merkezi kısmında belirgin olmayan iki açıklık yer alır.

Ekolojik Özellikleri: Bentik, epipelik, epiepifitik, epilitik, tatlısu formudur (Krammer ve Lange-Bertalot, 1986; 1988; 1991a,b; Round ve diğ., 1990; Sullivan, 1999).

Ordo: Bacillariales Hendey, 1937.

Familiya: Bacillariaceae Erenberg, 1831.

Cins: *Nitzschia* Hassall, 1845.

Tür: *Nitzschia circumscuta* (Bailey) Grunow, 1878.

1851 *Surirella circumscuta* Bailey.

1988 *Nitzschia circumscuta* (Bailey) Grunow, Krammer ve Langhe-Bertalot, s.42, ş. 32: 1-4.

Ayırtman Özellikleri: Kapaklar dairesele yakın elips şeklinde, uzunluğu 130-300 µm, genişliği 50-65 µm dir. Rafe çizgisi merkezde ve belirgin değildir. Kapakların üzerindeki porlar düzensiz dağılmış, ince ve çok sayıdadır.

Ekolojik Özellikleri: Bentik, kosmopolitan, acısu formudur (Krammer ve Lange-Bertalot; 1986; 1988; 1991a,b; Round vd., 1990; Sullivan, 1999).

Tür: *Nitzschia macilenta* Gregory.

1988 *Nitzschia macilenta* Gregory. Krammer ve Langhe-Bertalot, s.244, ş. 14: 1-5.

Ayırtman Özellikleri: Kapaklar uzundur. Uzunluğu 90-140 µm, genişliği 4-5,5 µm dir. Rafe çizgisi ince ve belirgin değildir. Kapakların üzerindeki porlar çok ince, birbirlerine paralel, düzenli, çizgisel hatlar şeklinde dizilmişlerdir.

Ekolojik Özellikleri: Bentik formdur (Krammer ve Lange-Bertalot, 1986; 1988; 1991a,b; Round vd., 1990; Sullivan, 1999).

Tür: *Nitzschia scalaris* (Ehrenberg) Smith, 1853.

1843 *Synedra scalaris* Ehrenberg.

1988 *Nitzschia scalaris* (Ehrenberg) Smith, Krammer ve Langhe-Bertalot, s.34, ş. 25: 1-4.

Ayırtman Özellikleri: Kapaklar uzun, silindirik, kutup bölgelerinde üçgen şeklinde sonlanır. Uzunluğu 150-700 µm, genişliği 13-26 µm dir.

Kapakların üzerindeki porlar birbirlerine paralel, düzenli, çizgisel hatlar şeklinde dizilmişlerdir.

Ekolojik Özellikleri: Bentik, kosmopolitan, acısu formudur (Krammer ve Lange-Bertalot, 1986; 1988; 1991a,b; Round vd., 1990; Snoeijs, 1999; Vilbaste, 2001; Sullivan, 1999).

Cins: *Denticula* Kützing, 1844.

Ayırtman Özellikleri: Kapaklar uzun, silindirik veya elips şeklindedir. Ribler belirgin. Kapakların üzerindeki porlar iri, köşeli, düzenli, çizgisel hatlar şeklinde dizilmişlerdir. Rafe çizgisi belirgindir ve merkezde yer alır.

Ekolojik Özellikleri: Bentik, tatlısu formudur (Krammer ve Lange-Bertalot, 1986; 1988; 1991 a,b; Round vd., 1990).

Ordo: Rhopalodiales D.G.Mann, in Round vd., 1990.

Familiya: Rhopalodiaceae (Karsten) Topatschewski ve Oksijuk, 1960

Cins: *Rhopalodia* Müller, 1895.

Tür: *Rhopalodia accuminata* Krammer (Lange-Bertalot ve Krammer, 1987'nin içinde).

(Şekil 6L)

1988 *Rhopalodia accuminata* Krammer, Krammer ve Langhe-Bertalot, s.162, ş. 111A:8; 112: 7-10; 113:1-3.

Ayırtman Özellikleri: Kapaklar uzun, yarım elips şeklinde, sırt kısmı dışbükey, karın kısmı hafifçe konkavdır. Uzunluğu 22-112 µm, genişliği 7,5-11 µm dir. Rafe çizgisi kenarda ve belirgin değildir. Kapakların üzerinde hem iri, hem de ince porlar bulunur. Her iki grup açıklık ardalıklı olarak, birbirlerine paralel, düzenli, çizgisel hatlar şeklinde dizilmişlerdir.

Ekolojik Özellikleri: Bentik, litoral, acısu formudur (Krammer ve Lange-Bertalot, 1986; 1988; 1991a,b; Round vd., 1990).

Tür: *Rhopalodia brebissonii* Krammer, 1987.

(Şekil 6M)

1988 *Rhopalodia brebissonii* Krammer, Krammer ve Langhe-Bertalot, s.164, ş. 113:7-13; 113A: 7-12.

Ayırtman Özellikleri: Kapaklar uzun, yarım elips şeklinde, kavkının her iki tarafı da dışbükey. Sırt kısmı karın kısmına göre daha şişkincedir. Uzunluğu 15-40 µm, genişliği 12-20 µm dir. Rafe çizgisi kenarda ve belirgin değildir. Kapakların üzerinde porlar iri, birbirlerine paralel, düzenli, çizgisel hatlar şeklinde dizilmişlerdir.

Ekolojik Özellikleri: Bentik, acısu formudur (Krammer ve Lange-Bertalot, 1986; 1988; 1991a,b; Round vd., 1990).

Tür: *Rhopalodia musculus* (Kützing) Müller, 1899.

1844 *Epithemia musculus* Kützing.

1988 *Rhopalodia musculus* (Kützing) Müller, Krammer ve Langhe-Bertalot, s.163, ş. 110:4; 114: 1-8.

Ayırtman Özellikleri: Kapaklar uzun, yarım ay şeklinde, kavkının sırt kısmı dışbükey, karın kısmı hafifçe konkavdır. Uzunluğu 12-80 µm, genişliği 10-40 µm dir. Rafe çizgisi kenarda ve belirgin değildir. Kapakların üzerindeki porlar iri, birbirlerine paralel, kutup bölgelerinde hafif ışınal, düzenli, çizgisel hatlar şeklinde dizilmişlerdir.

Ekolojik Özellikleri: Bentik, kosmopolitan, litoral, acısu formudur (Krammer ve Lange-Bertalot, 1986; 1988; 1991a,b; Round vd., 1990).

Tür: *Rhopalodia operculata* (Agardh) Håkansson, 1979.

(Şekil 6N)

1827 *Frustulia operculata* Agardh.

1988 *Rhopalodia operculata* (Agardh) Håkansson, Krammer ve Langhe-Bertalot, s.165, ş. 115:9-12.

Ayırtman Özellikleri: Kapaklar uzun, yarım ay şeklinde, kavkının sırt kısmı dışbükey, karın kısmı hafifçe konkavdır. Kavki uçları kutup bölgelerinde yuvarlaktır. Uzunluğu 18-52 µm, genişliği 13-26 µm dir. Rafe çizgisi kenarda ve belirgin değildir. Kapakların üzerindeki porlar iri, birbirlerine paralel, düzenli, çizgisel hatlar şeklinde dizilmişlerdir.

Ekolojik Özellikleri: Bentik, kosmopolitan formdur (Krammer ve Lange-Bertalot, 1986; 1988; 1991a,b; Round vd., 1990).

Ordo: Surirellales D.G.Mann (Round vd., 1990'nin içinde).

Familiya: Surirellaceae Kützing, 1844.

Cins: Surirella Turpin, 1828.

Tür: *Surirella striatula* Turpin, 1828.

(Şekil. 60)

1988 *Surirella striatula* Turpin, Krammer ve Langhe-Bertalot, s.190, ş. 140:4,5.

Ayrtman Özellikleri: Kapaklar dairesele yakın elips şeklindedir. Ribler kalın ve asimetriktir. Uzunluğu 100-240 µm, genişliği 50-160 µm dir. Rafe çizgisi kenarda ve belirgin değildir. Kapakların üzerindeki porlar ince ve düzensiz olarak dağılmışlardır. Rafe çizgisi merkezde, belirgin ve düzdür.

Ekolojik Özellikleri: Planktonik, kosmopolitan, litoral, acısu formudur (Krammer ve Lange-Bertalot, 1986; 1988; 1991a,b; Round vd., 1990; Snoeijs, 1999; Vilbaste, 2001).

Cins: *Campylodiscus* Ehrenberg, 1840.

Tür: *Campylodiscus hibernicus* Ehrenberg, 1845.

1988 *Campylodiscus hibernicus* Ehrenberg, Krammer ve Langhe-Bertalot, s.214, ş. 175:5; 179: 1-4; 180:1-7; 181: 1-3.

Ayrtman Özellikleri: Kapaklar dairesele yakın, çapı 25-150 µm dir. Ribler çok kalın ve belirgindir. Kapakların üzerindeki porlar iri, köşeli ve ışınsal olarak dizilmişlerdir.

Ekolojik Özellikleri: Planktonik, kosmopolitan, eutropik, epipelik, epifitik, litoral formdur (Krammer ve Lange-Bertalot, 1986; 1988; 1991a,b; Round vd., 1990).

Cins: *Cymatopleura* Smith, 1851.

Tür: *Cymatopleura solea* (Brèbisson) Smith, 1851.

1988 *Cymatopleura solea* (Brèbisson) Smith, Krammer ve Langhe-Bertalot, s.168, ş. 116:1-4.

Ayrtman Özellikleri: Kapaklar elips şeklinde, merkezi kısmı dar, kutup bölgelerine doğru geniş. Kapakların üzerindeki porlar ince, düzensiz dağılmış ve çok sayıdadır.

Ekolojik Özellikleri: Alpha-meso-eutropik, epipelik, tatlısu formudur (Krammer ve Lange-Bertalot, 1986; 1988; 1991a,b; Round vd., 1990).

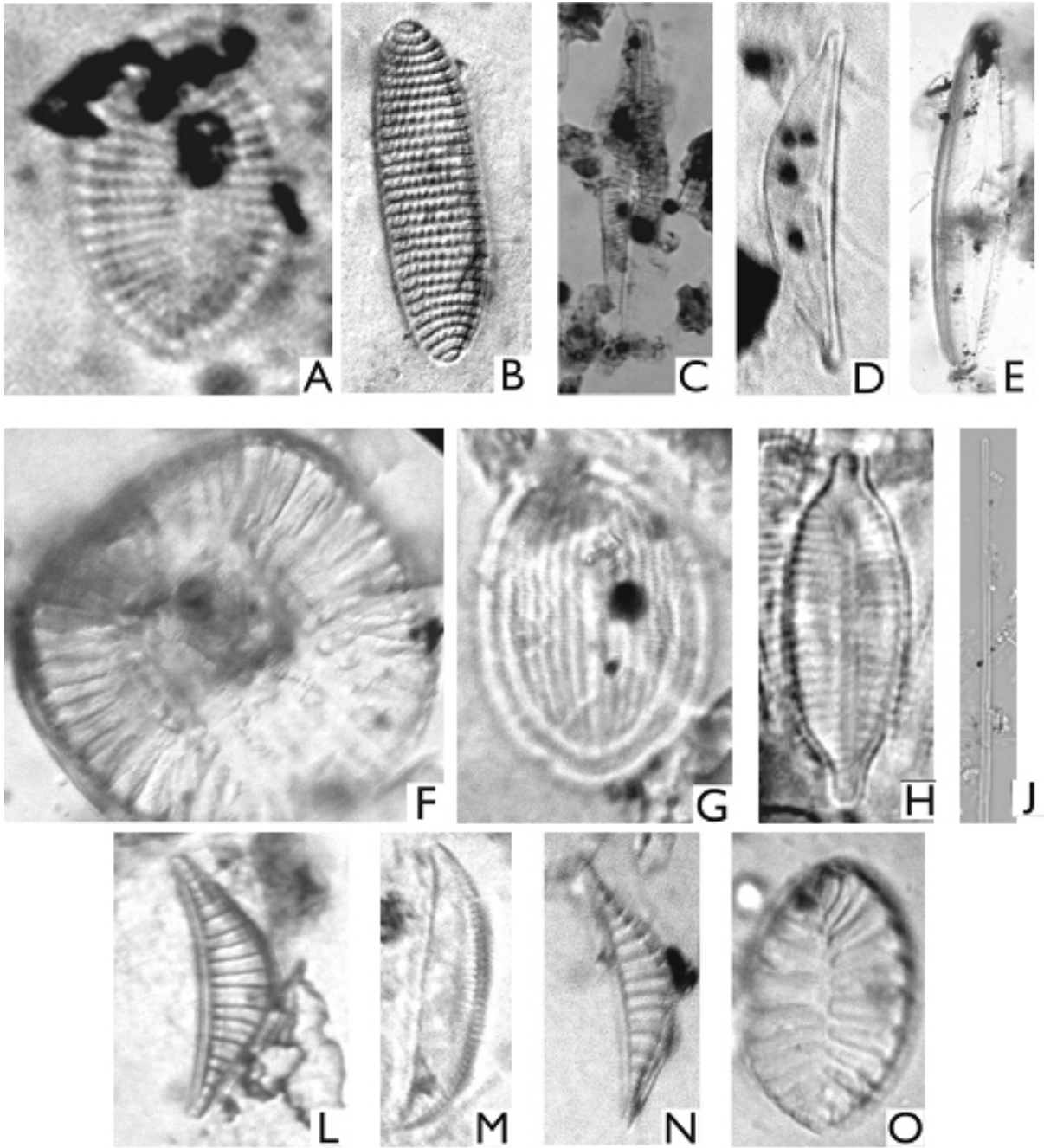
FOSİL DIATOM TOPLULUĞUNA GÖRE KARACAÖREN FORMASYONU'NUN PALEOORTAM-SAL YORUMU

Karacaören Formasyonu'ndan tanımlanan türler *Achnanthes*, *Amphora*, *Caloneis*, *Campylodiscus*, *Cocconeis*, *Cymatopleura*, *Cymbella*, *Denticula*, *Fragilara*, *Gomphonema*, *Navicula*, *Nitzschia*, *Rhaphoneis*, *Rhizosolenia*, *Rhopalodia* ve *Surirella* cinslerine aittirler (Şekil 3-6). İnceleme alanındaki fosil diatom topluluğu esas olarak acı su (% 25-40), mesotropik (% 20-25), mesosaprop (% 30-40), alkali (% 5-20), epipelik (% 30-35) ve epifitik (% 25-38) formlardan oluşmaktadır. Topluluk içerisinde bentik türler (% 60-80) ve litoral türler (% 15-30) baskın, planktonik türler ise sınırlıdır (% 20-40) (Şekil 3-5).

Tanımlanan topluluk içerisinde *Achnanthes parvula* Kützing genellikle dominanttır (10 %). *A.parvula* acı su formudur, genellikle acı su göllerini karakterize eder. *Nitzschia scalaris* (Ehrenberg) Smith ve *Surirella striatula* Turpin Bothnian Denizin'de sığ lagüner, acı su ortamlarında tanımlanmıştır (Snoeijs, 1999). Bu türler her yerde daima sığ ortamları karakterize etmektedirler. Ayrıca, *Cocconeis placentula* Ehrenberg ve *Gomphonema parvulum* Kützing Estonian nehirlerindeki topluluk içerisinde tatlı su formu olarak tanımlanmıştır (Vilbaste, 2001).

İnceleme alanında acı su formları boldur ve tatlı su formlarıyla karışık halde bulunur. Bu durum, göl suyunun acı su karakterli olduğuna, ancak suyun tuzluluğunun zaman içerisinde değişiklik gösterdiğine işaret etmektedir. Buna ilaveten koyu renkli, gastrapodlu ve bol bitki kalıntısı içeren kumtaşlarının varlığı (kesitin 5. metresinde) göl içerisine akarsular vasıtasıyla tatlı su girişiminin olduğunu göstermektedir (Şekil 2).

Tanımlanan diatom topluluğu içerisinde bentik (% 60-80) ve litoral (%15-30) formlar dominant iken, planktonik formlar (%20-40) sınırlıdır. Epifitik formlarla birlikte, bentik formların dominant olduğu ve çok sınırlı planktonik formların bulunduğu topluluklar çok sığ, alkanin, mesotropik ortamlara işaret etmektedirler (Zalat, 2000).



Şekil 6. Karacasu Formasyonu içerisinde tanımlanan fosil diatom türlerinin mikrofotoğrafları (A) *Achnanthes joursacense* Héribaud, X2500, örnek no: Dn2; (B) *Achnanthes parvula* Kützing X1500, örnek no: Dn2; (C) *Achnanthes thermalis* (Rabenhorst) Schöenfeld X1700, örnek no: Dn3; (D) *Amphora* sp., X500, örnek no: Dn3; (E) *Caloneis latiuscula* (Kützing) Cleve X500, örnek no: Dn2; (F) *Campylodiscus hibernicus* Ehrenberg X9000, örnek no: Dn2; (G) *Cocconeis placentula* var *lineata* (Ehrenberg) Von Heurk X600, örnek no: Dn2; (H) *Gomphonema parvulum* Kützing X1750, örnek no: Dn3; (J) *Fragilaria nanana* Lange-Bertalot X 1700, örnek no: Dn3; (L) *Rhopalodia accuminata* Krammer in Lange-Bertalot and Krammer X1650, örnek no: Dn3; (M) *Rhopalodia brebissonii* Krammer X1000, örnek no: Dn5; (N) *Rhopalodia operculata* (Agardh) Håkansson X1200, örnek no: Dn2; (O) *Surirella striatula* Turpin X300, örnek no: Dn5.

Figure 6. Microphotographs of the fossil diatome types identified within the Karacasu Formation (A) *Achnanthes joursacense* Héribaud, X2500, sample no: Dn2; (B) *Achnanthes parvula* Kützing X1500, sample no: Dn2; (C) *Achnanthes thermalis* (Rabenhorst) Schöenfeld X1700, sample no: Dn3; (D) *Amphora* sp., X500, sample no: Dn3; (E) *Caloneis latiuscula* (Kützing) Cleve X500, sample no: Dn2; (F) *Campylodiscus hibernicus* Ehrenberg X9000, sample no: Dn2; (G) *Cocconeis placentula* var *lineata* (Ehrenberg) Von Heurk X600, sample no: Dn2; (H) *Gomphonema parvulum* Kützing X1750, sample no: Dn3; (J) *Fragilaria nanana* Lange-Bertalot X 1700, sample no: Dn3; (L) *Rhopalodia accuminata* Krammer in Lange-Bertalot and Krammer X1650, sample no: Dn3; (M) *Rhopalodia brebissonii* Krammer X1000, sample no: Dn5; (N) *Rhopalodia operculata* (Agardh) Håkansson X1200, sample no: Dn2; (O) *Surirella striatula* Turpin X300, sample no: Dn5.

Makro fosil topluluğunun ve sığ su bitki kalıntılarının bulunması, bentik ve epifitik formların bol olması göl seviyesinin de düşük olduğunu göstermektedir (Fritz vd., 1999). Diatom içeren örneklerin stratigrafik ve litolojik konumu da sığ göl ortamı yorumunu desteklemektedir (Şekil 2). Buna ilaveten, çalışma alanında tanımlanan diatom topluluğu içerisinde bulunan *Amphora* ve *Nitzscha* cinsleri inorganik nitrojen ve fosforun ortamda bol olduğuna işaret etmektedirler (Sullivan, 1999).

SONUÇLAR

1. İnceleme alanı Denizli ve Aydın illeri arasında Ege Bölgesi Çöküntü alanı içerisinde bulunmakta ve bu bölgede yaygın olarak Geç Miyosen-Pliyosen yaşlı akarsu-göl depoları yer almaktadır (Şekil 1).

2. İnceleme alanında gri/beyaz renkte çamurtaşı, marn, kireçtaşı, silttaşı ve kumtaşı ardalanmasından oluşan göl çökellerinden meydana gelmiş, Erken Pliyosen yaşlı Karacaören Formasyonu'ndan diatom analizleri için 82 metre kalınlığında bir adet stratigrafik kesit (Dandalas-1) ölçülmüştür (Şekil 1 ve 2).

3. İncelenen 24 örnekten sadece 4 tanesinde (ölçülü kesitin 6-10 metrelerinden alınan Dn-2, Dn-3, Dn-4 ve Dn-5 nolu örneklerde) 16 diatom cinsine ait 25 tür tanımlanmıştır. Tanımlanan diatom topluluğu genel olarak acı su, mesotropik, mesosaprophik ve alkalın formlardan oluşmaktadır. Flora içerisinde bentik ve litoral formlar baskın iken, planktonik türler sınırlı sayıdadırlar (Şekil 3-6).

4. Tanımlanan diatom topluluğu Karacaören Formasyonu'nun taban seviyelerinin Erken Pliyosen'de sığ, alkalın, mesotropik, mesosapropik acı su karakterindeki göl ortamında çökeldiğini göstermektedir (Şekil 4, 5).

5. Çalışma alanında acı su formları, tatlı su formlarıyla karışık olarak bulunmaktadır. Bu durum, gölün acı su karakterli olmasına rağmen, zaman zaman akarsular tarafından beslendiğini ve

bu şekilde tuzluluk seviyesinin zaman zaman düştüğünü göstermektedir (Şekil 2-6).

6. Çalışma alanında tanımlanan diatom topluluğu içerisinde bulunan *Amphora* ve *Nitzscha* cinsleri inorganik nitrojen ve fosforun ortamda bol olduğuna işaret etmektedirler (Sullivan, 1999).

KATKI BELİRTME

Bu inceleme Eskişehir Osmangazi Üniversitesi'nin desteklediği 200415022 nolu projenin bir parçasıdır.

KAYNAKLAR

- Açıkalin, S. (2005). Karacasu Çapraz Grabeni'nin (Aydın-Batı Anadolu) sedimanter evrimi. Osmangazi Üniversitesi, Yüksek Lisans tezi 138 s. (Yayımlanmamış).
- Agardh, C.A. (1827). Aufzählung einiger in den österreichischen Ländern gefundenen neuen Gattungen und Arten vol Algen nebst ihrer Diagnostik und beigefügten Bemerkungen. Floraoder Bot. Zeitung 10, 625-446.
- Agardh, C.A. (1830). Conspectus criticus diatomacearum. Lund., 3, 39-48.
- Bailey, V. (1851). Microscopical observations made in South Carolina, Georgia and Florida. Smithonian Contrib. Knowledge, 2, 1-3.
- Bessey, C.E. (1907). A Synopsis of plant phyla. Nebraska University Studies, 7, 275-373.
- Bory de Saint Vincent, J.B.M., (1822-1831). In: Dictionaire classique d'Histoire Naturelle, 1, 79-80.
- Bozkurt, E. (2001). Neotectonics of Turkey-a synopsis. Geodinamica Acta, 14, 3-30.
- Celekli, A. (2006). Net Diatom (Bacillariophyceae) flora of lake Gököy (Bolu). T.J. Bot., 30, 359-374.
- Cleve, P.T. (1894). Les diatomées de l'Equateur. Diatomiste, 2, 99-103.

- Cleve, P.T. (1894-1895). Synopsis of the naviculoid diatoms. K. Svenka Vet. Acad. Handl, 26, 1-94 (1894); 27, 1-219 (1895).
- De Toni, G.B. (1840). The Diatoms. In: Round, F.E.C., Crawford, R.M., Mann, D.G., 1990. Cambridge University Press, 742 p.
- Ehrenberg, C.G. (1831). Über die Entwicklung und Lebensdauer der Infusionsthier; nebst ferneren Beiträgen zu einer Vergleichung ihrer organischen Systeme. Abh. Königl. Acad. Wissensch, 1-154.
- Ehrenberg, C.G. (1838). Die Infusionsthierchen als vollkommene Organismen. Ein Blick in das tiefere Leben der Natur. P., 1-548, Taf. 1-64. Leipzig.
- Ehrenberg, C.G. (1840). Über ausgezeichnete, jetzt lebende peruanische und mexikanische Meeres-Infusorien, welche mit zur Erläuterung räthselhafter fossiler Formen der Kreidebildung dienen. Ber. Bekanntm. Verh. Königl. Preuss. Acad. Wissensch, 157-162. Berlin.
- Ehrenberg, C.G. (1843). Dito. Ein Vortrage, 1-158, 4 Taf, Berlin.
- Ehrenberg, C.G. (1845). Untersuchungen über die kleinsten Lebensformen im Quellenlande des Euphrats und Araxes, sowie über eine an neuen Formen sehr reiche marine Tripelbildung von den Bermuda-Inseln. Ber. Bekanntm. Verh. Königl. Preuss. Acad. Wissensch., 253-275.
- Fritz, S.C., Cumming, B.F., Gasse, F. and Laird, K.R. (1999). Diatoms as indicators of hydrologic and climatic change in saline lakes, In: Stoermer, E.F., Smol, J.P., (Eds.), The Diatoms Cambridge University Press, 469 p.
- Gürel, A. and Yıldız, A. (2007). Diatom communities, lithofacies characteristics and palaeoenvironmental interpretation of Pliocene diatomite deposits in the Ihara-Selime Plain (Aksaray, Central Anatolia, Turkey). Journal of Asian Earth Science, 30, 170-180.
- Gönülol, A. ve Arslan, N. (1992). Samsun-İncesu deresinin alg florası üzerinde araştırmalar. Doğa Türk Bataik Dergisi, 16, 311-334.
- Greville, R.K. (1833). Diatomaceae. In: Smith, J.E., and Hooker, W.J., The English Flora, London 1824-1836, 5, 401-415, 1 Taf.
- Grunow, A. (1878). Algen und Diatomaceen aus dem Kaspischen Meere. Dr. O. Schneider's naturwissensch. Beitr. Zur Kenntniss der Kaukasusländer. Sitzungsber. Naturw. Ges. <Isis> Dresden 100-133, 2 Taf.
- Häkansson, H. (1979). Examination of type material of C.A. Agardh. Nova Hedwigia Beih., 64, 163-168.
- Hassall, A.H. (1845). A history of the British freshwater algae. London. Hazen. T.E. 1902.
- Hendey, N.I. (1937). The plankton diatoms of the Southern Seas. Discovery Reports, 16, 151-364.
- Héribaud, J. (1893-1908). Les diatomées d'Auvergne. Libr. Des Sci. Nat. Paris. P.1-233, 6 pl (1893); premier mémoire, 1-79, Taf. (1902); deuxième memoire, 1-166, 4 Taf. (1903); troisième memorie, 1-70, Taf. (1908).
- Hustedt, F. (1930). Bacillariophyta (Diatom-eae), In: Pascher, A., (Eds.), Die Süßwasserflora Mitteleuropas 10, 466 p., Jena.
- Hustedt, F. (1937). Dasselbe II und III. Der Begriff des Typus bei den Diatomeen und der Umfang der Diagnosen Konvergenzerscheinungen und Kümmerformen. Ber. Dtsch. Bot. Gesellsch., 55 465-472.
- Hustedt, F. (1969). Kieselalgen. Diatomeen 70 p., Stuttgart.
- Jousè, A.P. and Mukhina, V.V. (1978). Diatom units and the paleogeography of the Black Sea in the late Cenozoic. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project 42B, 903-950.
- Kashima, K. (1996). Sedimentary diatom assemblages in freshwater and saline lakes of the Anotolia Plateau, central part of Turkey: an application for reconstruction of palaeosalinity change during Late quaternary. Proceeding of 13th International Diatom Symposium. Biopress, Bristle, UK, 93-100.
- Kashima, K. (2002). Environmental and climatic changes during the last 20,000 years at Lake Tuz, Central Turkey. Catena, 48, 3-20.
- Kashima, K., Matsubara, H., Kuzucuoğlu, C., Karabiyikoğlu, M. (1997). Diatom assemblages from inland saline lakes in the central part of Turkey-their application for quanti-

- tative reconstructions of paleo-salinity changes during the Late Quaternary. *Jpn. Rev.*, 8, 235-249.
- Kashima, K., Kuzucuoğlu, C., Karabıyıköğlü, M. (1999). Diatom assemblages from lake and marsh sediments in the central part of Turkey, and their sedimentary environments. *Proceeding of 14th International Diatom Symposium*. Koeltz Scientific Books, Koenigstein, 457-466.
- Kastelli, M. (1971). Denizli-Sarayköy-Çubukdağ-Karacasu alanı jeoloji incelemesi, MTA Raporu, Derleme No: 2532, 32 s.
- Koçyiğit, A., Yusufoglu, H., Bozkurt, E. (1999). Evidence from the Gediz graben for episodic two-stage extension in western Turkey, *Journal of the Geological Society*, London, 156, 605-616.
- Konak N., Gökteş F. (2004). 1/100.000 ölçekli Türkiye jeoloji haritaları serisi, Denizli M21 paftası (In press).
- Kramer, K. (1988). The Gibberula-group in the genus *Rhopalodia* O.Müller (Bacillariophyceae). I. Observations in valve morphology. *Nova Hedwigia*, 46, 277-303.
- Kramer, K. (2002). Diatoms of Europe. Diatoms of the European Inland Waters and Comparable habitats. Vol.3, *Cymbella*. A.R.G.Gartne Verlag, 876 pp., Stuttgart.
- Kramer, K., Lange-Bertalot, H. (1986). Süßwasserflora von Mitteleuropa, Bacillariophyceae 1.Teil, Band 2/1, 978 p, Stuttgart.
- Kramer, K., Lange-Bertalot, H. (1987). Morphology and taxonomy of *Surirella ovalis* and related taxa. *Diatom Research*, 2, 1, 77-95.
- Kramer, K. and Lange-Bertalot, H., 1988. Süßwasserflora von Mitteleuropa, Bacillariophyceae 2.Teil, Band 2/2, 589 p. Stuttgart.
- Kramer, K., Lange-Bertalot, H. (1991). Süßwasserflora von Mitteleuropa, Bacillariophyceae 3.Teil, Band 2/3, 576 p. Stuttgart.
- Kramer, K., Lange-Bertalot, H. (1991). Süßwasserflora von Mitteleuropa, Bacillariophyceae 3.Teil, Band 2/4, 438 p. Stuttgart.
- Kützing, F.T. (1844). Die kieselschaligen Bacillarien oder diatomeen. 152p, 30 Taf., Nordhausen. (2. unveränderte Aufl., 1865).
- Kützing, F.T. (1849). *Species algarum* p.1-922. Leipzig.
- Lange-Bertalot, H. (1991). Kritische Ergänzungen, neue Arten, neue Kombinationen zu einigen Gattungen in der Süßwasserflora von Mitteleuropa, Bände 2/1-4. *Bibl. Diatomologica* im Druck.
- Lange-Bertalot, H., Krammer, K. (1987). Bacillariaceae, Epithemiaceae, Surirellaceae. Neue und wenig bekannte Taxa, neue Kombinationen und Synonyme sowie Bemerkungen und Ergänzungen zu den Naviculaceae. *Bibl. Diatom*, 15, 62, 1-289.
- Lyngbyne, M.C. (1819). *Tentamen hydrophytologiae Danicae continens omnia hydrophyta cryptogama Daniae, Holsatiae, Foeroeae, Islandiae, Groenlandiae hucusque cognita, systematicae discripta et iconibus illustrata, adjectis simul speciebus Norvegicis. Hafniae*, 248 p., 70 Taf.
- Mereschowsky, C. (1902). Note sur quelques diatomées de la Mer Noir. *Morot J. Bot.*, Paris, 16, 319-324, 358-360, 416-430.
- Müller, O. (1895). Über Achsen, Orientierungs und Symmetrieebenen bei den Bacillariophyceen. *Ber.Dtsch.Bot.Ges.*, 13, 222-334.
- Müller, O. (1899). Bacillariaceen aus den Natrontälern von El Kab (Ober-Ägypten). *Hedwigia*, 38, 274-321.
- Nebert, K. (1955). Bozdoğan ve Karacasu'daki genç Neojen körfezleri. MTA Raporu, Derleme No. 2511, 14 s.
- Ocakoglu, F., Açikalın S., Akan S., Saraç G., Dirik K. (2005). Karacasu Çapraz Grabeni (Menderes Masifi) dolgununun morfo-sedimenter Özellikleri, yaşı ve bölgesel tektonik açısından çağrışımları, Türkiye Kuvaterner Sempozyumu, s. 268.
- Öngür, T. (1971). Denizli-Babadağ çevresine ilişkin jeolojik etüd ve jeotermik enerji olanakları hakkında rapor. MTA Raporu, Derleme No. 4689, 61 s.
- Pankow, H. (1976). *Algenflora der ostsee, II: Plankton*: Stuttgart, (Fischer).
- Pentecost, A. (1984). *Introduction to freshwater algae*. Richmond Publishing CO. Ltd., England, 247 p.
- Reed, J.M., Roberts, N., Leng, M.J. (1999). An evaluation of the diatom response to Late

- Quaternary environmental change in two lakes in the Konya Basin, Turkey, by comparison with stable isotope data. *Quaternary Science Reviews*, 18, 631-646.
- Round, F.E.C., Crawford, R.M., Mann, D.G. (1990). *The Diatoms*. Cambridge University Press, 742 p.
- Schönfeld, Von H. (1907). *Diatomaceae Germaniae, Die deutschen Diatomeen des Süßwassers und des Brackwassers*. 264 p., 19 Taf. Leipzig.
- Schrader, H.J., Gersonde, R. (1978). Diatoms and silicoflagellates. In: Zachariasse, W.J., Riedel, W.R., San Filippo, A, et al., (Eds.), *Micropaleontological counting methods and techniques an exercise on an eight meters section of the Lower Pliocene of Capo Rosello, Sicily*. *Utrecht Micropaleontology*, 17, 129-176.
- Silva, P.C. (1962). Classification of algae. In: Levin, R.A. (ed.), *Physiology and biochemistry of algae*. New York and London.
- Smith, W. (1851). Notes on the Diatomaceae, with descriptions of British species included in the genera *Campylodiscus*, *Suirella*, *Cymatopleura*. *Ann. Mag. Nat. Hist.*, 7, 1-14, Taf. 1-3.
- Smith, W. (1853-1856). A synopsis of the British Diatomaceae. With remarks on their structure, functions and distribution; and instruction for collecting and preserving specimens. The plates by T. West. I: 1-89, Taf. 1-31. London 1853. II: 1-107, Taf. 32-60. London 1856.
- Snoeijs, P. (1999). Diatoms and environmental change in brackish waters. In: Stoermer, E.F., Smol, J.P., (Eds.), *The Diatoms* Cambridge University Press, 469 p.
- Sullivan, M, J. (1999). Applied diatom studies in estuaries and shallow coastal environments, In: Stoermer, E.F., Smol, J.P., (Eds.), *The Diatoms* Cambridge University Press, 469 p.
- Şahin, B. (1998). A study on the benthic algae of Uzungöl (Trabzon). *Journal of Botany*, 22, 171-184.
- Şahin, B. (1998). A study on the epipelagic and epilithic algae of Şana river (Trabzon/Turkey). *Journal of Botany*, 22, 163-170.
- Topatschewski, O.W., Oksjuk, O.P. (1960). Bacillariopyta. *Ukrainische Akad. Wiss.* 11, 1-412. (in Ukrainisch).
- Torti, M.R. (1912). *The Diatoms*. In: Round, F.E.C., Crawford, R.M., Mann, D.G., 1990. Cambridge University Press 742 p.
- Turpin, P.J.F. (1822-1831). *Baudouin Frères*. In: *Dictionnaire d'Histoire Naturelle*, Paris.
- Van Heurk, H. (1880-1885). *Synopsis des diatomés de Belgique*. Atlas, Taf.1-30 (1980); Taf. 31-77 (1881); Taf.78-103 (1882); Taf. 104-132 (1883); Taf. A,B,C (1885). Anvers. Table alphabétique, 120p. Anvers 1884. Texte, 235 p. ANVERS 1885.
- Vilbaste, S. (2001). Benthic diatom communities in Estonian rivers. *Boreal Environment Research*, 6, 191-203.
- Yaltırak, C. (2002). Tectonic evolution of the Marmara Sea and its surroundings. *Marine Geology*, 190, 493-529.
- Yıldız, K. (1987). Diatoms of the Porsuk river. *Doğa Türk Biyoloji Dergisi*. 11, 3, 162-182.
- Yıldız, K., Özkıran, Ü. (1991). Kızılırmak nehri diyatomeleleri. *Doğa Türk Biyoloji Dergisi*. 15, 166-188.
- Yıldız, K. ve Özkıran, Ü. (1991). Çubuk çayı diyatomeleleri. *Doğa Türk Biyoloji Dergisi*, 18, 313-329.
- Yıldız, A., Toker, V. (2001). Gökçeada-Bozcaada-Çanakkale (KD Ege Denizi) üçgenindeki dip sedimanlarında Güncel diyatomeleleri. *Hacettepe Üniversitesi, Yerbilimleri Uygulama ve Araştırma Merkezi bülteni*, 24, 53-69.
- Zacharias, O. (1893). *Faunistische und biologische Beobachtungen am Großen Plöner See*. *Forschungsber. Biol. Strat. Plön*, 1, 1-52.
- Zalat, A.A. (2000). Distribution and paleoecological significance of fossil diatom assemblages from the Holocene sediments of Lake Manzala, Egypt. *Diatom Research*, 15, 1, 167-190.

BU ÇALIŞMADA TANIMLANAN DIATOM TÜRLERİNİN LİSTESİ

- Achnanthes calcar* Cleve, 1895.
Achnanthes joursacense Héribaud, 1903.
Achnanthes parvula Kützing, 1844.
Achnanthes thermalis (Rabenhorst) Schöenfeld, 1907.
Amphora sp.,
Caloneis latiuscula (Kützing) Cleve, 1894.
Campylodiscus hibernicus Ehrenberg, 1845.
Cocconeis placentula var *lineata* (Ehrenberg) Von Heurk, 1880-1885.
Cocconeis placentula var *placentula* Ehrenberg, 1838.
Cymatopleura solea (Brèbisson) Smith, 1851.
Cymbella sp.,
Denticula sp.,
Fragilara nanana Lange-Bertalot, 1991.
Gomphonema parvulum Kützing, 1849.
Navicula tenerrima Hustedt, 1937.
Nitzschia circumscuta (Bailey) Grunow, 1878.
Nitzschia macilenta Gregory.
Nitzschia scalaris (Ehrenberg) Smith, 1853.
Rhaphoneis maestica Jousè ve Mukhina, 1978.
Rhizosolenia longiseta Zacharias, 1893.
Rhopalodia acuminata Krammer (Lange-Bertalot ve Krammer, 1987'in içinde).
Rhopalodia brebissonii Krammer, 1987.
Rhopalodia musculus (Kützing) Müller, 1899.
Rhopalodia operculata (Agardh) Håkansson, 1979.
Surirella striatula Turpin, 1828.

Ayşegül YILDIZ

Aksaray Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü,
Aksaray

ayildiz10@hotmail.com

Sonlu elemanlar kullanılarak kazı duraylılığı analizi: Boğsak Tünelleri (Taşucu-Mersin) örneği

Excavation stability analysis using finite elements: an example of Boğsak Tunnels (Taşucu-Mersin)

Dursun ERİK¹ ve Aziz ERTUNÇ²

¹ TCK 16. Bölge Müdürlüğü, Arge Başmühendisi, Sivas

² TEMELSU Uluslararası Mühendislik Hizmetleri A.Ş., Ankara

ÖZ

Yeraltı kazılarında bilgisayar tabanlı modelleme çalışmaları kazı duraylılığı ve kazı-destek tasarımının yapılmasında önemli bir aşamayı oluşturmaktadır. Antalya-İçel Karayolu üzerinde Taşucu İlçesi yakınlarında açılması tasarlanan Boğsak Tünelleri de yeraltı araştırmaları tamamlanmış olup tasarım aşamasındadır. Bu çalışma kapsamında, sonlu elemanlar yöntemi kullanılarak destekli ve desteksiz koşullarda kazı duraylılığı incelenmiştir. Duraylılığın belirlenmesinde tünellerin açılacağı kaya kütesinin sondaj karotları ve yüzey ölçümleri kullanılarak jeolojik-jeoteknik özellikleri belirlenmiş, RMR, Q ve GSI kaya kütle sınıflama sistemlerine göre kütle özellikleri ortaya konulmuştur.

Anahtar Kelimeler: Kazı-destek, kaya kütesi, sonlu elemanlar.

ABSTRACT

Computer aided models are one of the main stages on excavation stability and excavation-support design in means of underground excavations. The underground exploration works of Boğsak tunnel which is planned to be constructed in near vicinity of Taşucu province on Antalya-İçel highway has been completed and the project is at the stage of design. This study comprises of both supported and unsupported finite element interpretations regarding the excavation stability of Boğsak tunnel. Core samples as obtained from the boreholes and surficial geological works were used for the evaluation while rock mass classification systems such as RMR, Q, GSI were used for determining the the rock mass properties.

Keywords: Excavation-support, rockmass, finite elements.

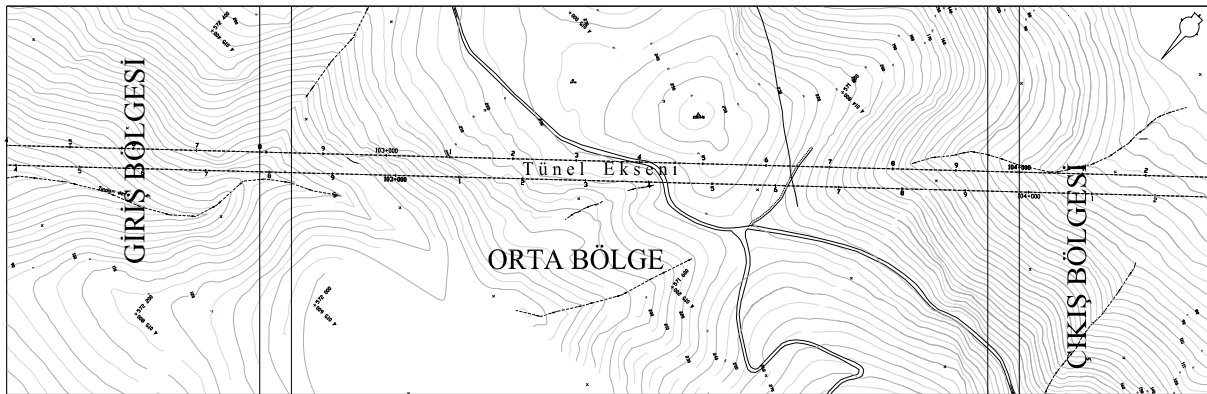
TÜNEL GÜZERGAHINDAKİ KAYA BİRİMLERİNİN MÜHENDİSLİK ÖZELLİKLERİ

Tünel güzergahı bölgesel jeoloji içinde, Alt Triyas yaşlı ve başlıca şeyl arakatlı kireçtaşı, killi kireçtaşı, dolomitik kireçtaşı ve dolomitten oluşan Katarası Formasyonu ve Orta Triyas yaşlı, kumta-şı arakatlı şeyl, bentik foraminifer ve algli kireçta-şı ve dolomitlerden oluşan Keçilidağ Formasyonu içerisinde kalmaktadır.

Yapılan çalışmada, inceleme alanındaki güzergah üzerinde bulunan kaya birimlerinin mühendislik özelliklerinin ayrıntılı belirlenebilmesi amacı ile, Tünel girişi, Orta Bölge ve Tünel Çıkışı olmak üzere üç yapısal bölgeye ayrılmıştır (Şekil 3). Bu bölgelerdeki kaya kütlelerinin mühendislik özelliklerinin belirlenebilmesi için kaya kütlelerini oluşturan süreksizlikler ve kayaç malzemeleri üzerinde incelemeler yapılmıştır. Süreksizlik ölçümleri yüzeyde, yönelim, aralık, açıklık, devamlılık, dolgu, su, süreksizlik duvarının durumları ISRM, 1981' e göre belirlenmiştir (Çizelge 1).

Tünel güzergahı üzerinde, tünel kotu ve yakın kotlarındaki kaya kütlelerinin özelliklerinin belirlenmesi ve yapısal unsurların tespiti için, giriş

ve çıkış bölgelerinde 60' ar metrelik birer sondaj, orta bölgede ise 160 ve 180 m' lik iki adet tam karotlu sondaj yapılmıştır (Şekil 4). Yüzeyde ise tünel eksenini boyunca mühendislik jeolojisi haritası ve boy kesit hazırlanmıştır (Şekil 5). Kaya kütlelerini oluşturan bir diğer bileşen olan kayaç malzemesinin indeks ve dayanım parametrelerini belirlenmesi amacı ile tünel kotu, tünel üstü ve tünel altından seçilen karot örnekleri üzerinde laboratuvar deneyleri yapılmıştır. Deneyler ISRM 1981, 1978 standartlarına göre yapılmıştır. Tünel üzerine gelecek örtü yükünü belirleyebilmek amacı ile; hacim kütle deneyi (γ_n), kayaç malzemesinin dayanım özelliklerinin belirlenebilmesi amacı ile; tek eksenli basınç dayanımı (σ_c), nokta yükleme (I_{s50}), indirek (dolaylı) çekme deneyi (σ_t) ve shore sertliği deneyleri, süreksizliklerin makaslama dayanımlarının belirlenebilmesi için; makaslama deneyi, kayaç malzemesinin elastik parametrelerinin belirlenebilmesi için; statik elastisite modülü (E_s), poisson oranı (ν) ve dinamik elastik parametrelerinin belirlenebilmesi için sonik hız deneyi, kayaç malzemesinin görünür porozitesinin belirlenmesi için; su emme ve dane birim hacim ağırlığı (γ_s) deneyleri yapılmıştır (Çizelge 2).



Şekil 3. Tünel güzergahındaki yapısal bölgeler ve yerleri.

Figure 3. Structural districts and their locations on the tunnel's route.

Saha ve laboratuvar çalışmaları birlikte değerlendirilerek daha önce ayrımı yapılmış olan yapısal bölgeler içinde kaya kütleleri değerlendirilmiştir. Bu değerlendirmede yaygın olarak kullanılan RMR

(Bieniawski, 1989), Q (Barton ve diğ., 1974, Grimstad ve Barton, 1993) ve GSI (Hoek, 1994) sınıflama sistemleri kullanılmıştır. Bu sınıflama sistemleri kullanılarak kaya kütlelerine ait en iyi, en

kötü ve ortalama koşullarda hesaplamalar yapılmıştır. Tünel güzergahının içinde yer aldığı kaya kütleleri RMR sınıflama sistemine göre; ortalama koşullar dikkate alındığında 45-51

aralığında olup tüm kesimlerinde "Orta Kaya" sınıfı, Q sınıflamasına göre ise 0.133-0.467 aralığında olup "Çok Zayıf Kaya" sınıfı özelliğini taşır (Çizelge 3).

Çizelge 1. Yapısal bölgelerdeki süreksizliklerin mühendislik özellikleri.

Table 1. Engineering properties of discontinuities at structural districts.

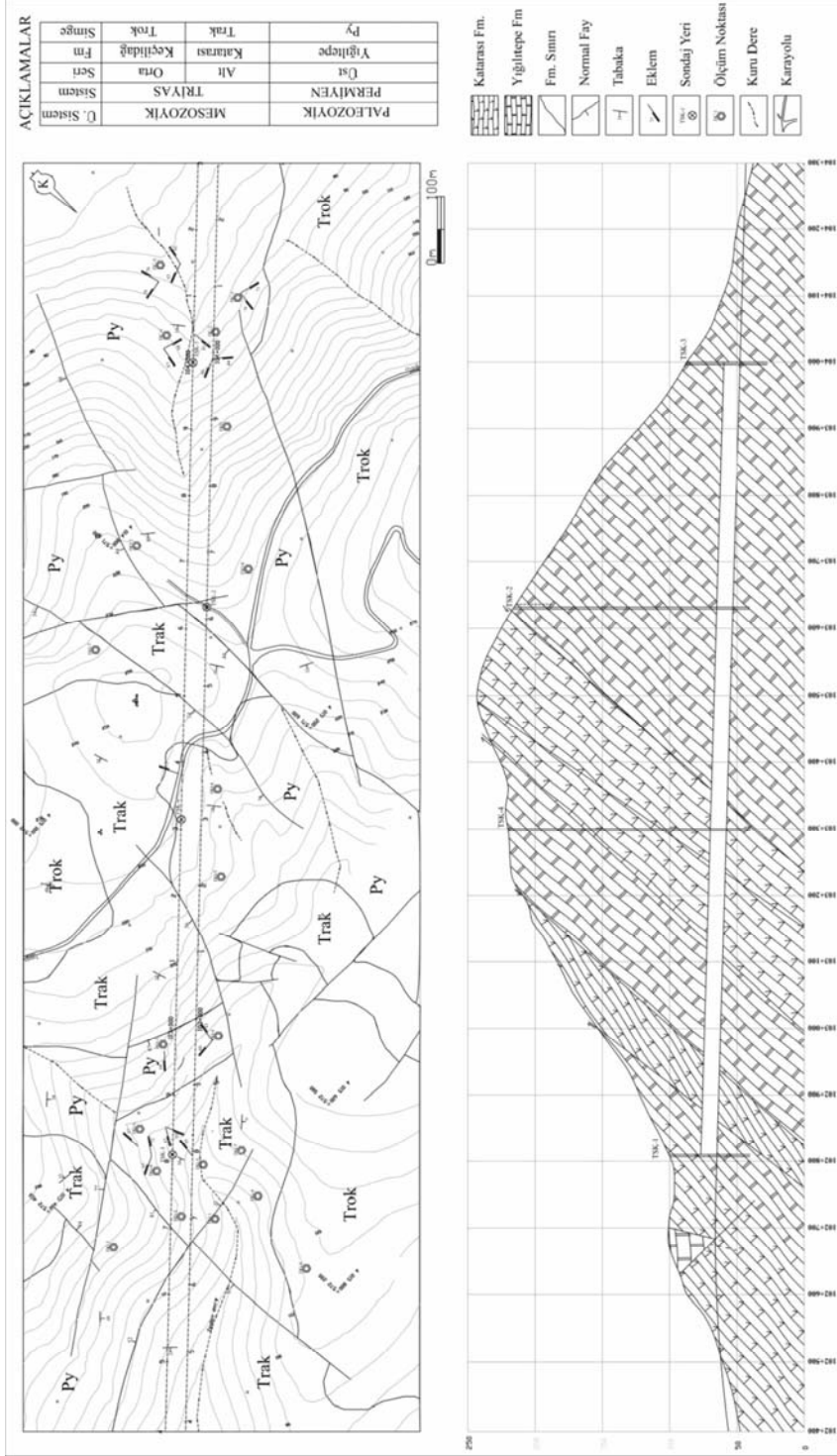
Yapısal Bölge	Giriş	Orta Bölge		Çıkış
Yönelim	55°/069°, 67°/122° ve 65°/278°, 36°/024°	26°/109°, 35°/162° ve 55°/97°, 69°/134°, 66°/177°, 43°/47°, 75°/287° ve 75°/247°		61°/187°, 34°/40° ve 54°/130°, 66°/159°, 67°/140°, 87°/103°, 44°/43°, 68°/18° ve 61°/86°
Aralık	60-200 mm	60-200mm	200-600mm	200-600 mm
Açıklık	6-20 mm	0-2 mm	0-2 mm	6-20 mm
Devamlılık	1-3 m	<1 m	<1 m	<1 m
Dolgu	S1	S1	S1	S1
Su durumu	2 (Su yok)	2 (Su yok)	2 (Su yok)	2 (Su yok)
Duvar durumu	R3	R3	R3	R3
Süreksizlik Seti (RQD)	4	8	8	9
	57	64	75	78

Çizelge 2. Sondaj karot örnekleri üzerinde gerçekleştirilen laboratuvar deney sonuçları.

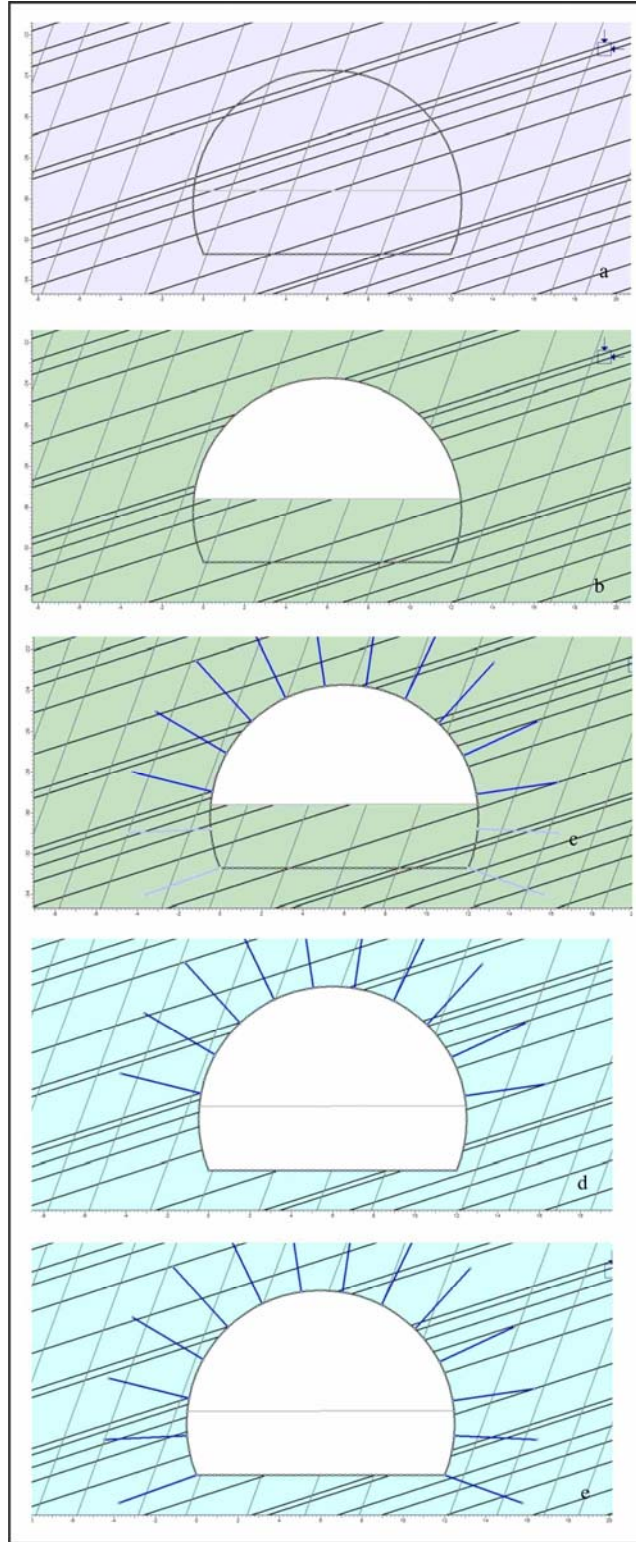
Table 2. Laboratory test results on drilling core samples.

	Giriş Bölgesi			Orta Bölge						Çıkış Bölgesi		
	Min.	Mak.	Ort.	Km: 103+300			Km: 103+618			Min.	Mak.	Ort.
γ_n	21.7	28.1	26.9	25.7	27.7	26.3	24.8	28.1	27.2	24.8	27.9	26.9
σ_c	17.36	114.92	54.44	46.24	94.11	77.41	36.29	102.59	61.68	26.7	130.1	82.28
σ_{TB}	1.72	8.46	5.23	3.2	10.2	7.154	1.13	7.44	4.43	3.32	9.83	6.59
V_p	4589	6552	5564	4808	6377	5829	4297	6196	5584	3738	6429	5810
V_s	2500	3150	2782	2385	3096	2645	2976	3131	3035	2714	3058	2898
I_{s50}	2.81	10.78	6.80	3.17	11.37	7.54	2.72	11.49	6.76	3.53	14.11	7.82
c	3.04	20.51	10.76	11.50	16.20	13.83	4.91	21.23	12.48	3.08	24.96	12.07
Φ	18	80	47.64	52.00	62.00	57.00	32	68	46.83	38	80	58.35
E_t	33.5	163.5	94.5	118.6	147.9	133.3	72.7	203.3	121.2	79.1	262.9	188.3
E_{din}	4.54	7.33	5.74	4.21	7.02	5.27	6.70	7.41	6.94	5.58	7.00	6.26
u_{din}	0.28	0.36	0.33	0.30	0.39	0.34	0.29	0.35	0.32	0.32	0.37	0.34
G_{din}	1.70	2.73	2.16	1.57	2.70	1.97	2.51	2.81	2.62	2.05	2.58	2.33

NOT: γ_n (kN/m³), σ_c , σ_{TB} , c ve I_{s50} (MPa); V_p ve V_s (m/s); Φ (°), E_t , E_{din} , u_{din} ve G_{din} (GPa).



Şekil 4. Tünel güzergahının mühendislik jeolojisi haritası ve boy kesiti (Erik, 2004).
Figure 4. Engineering geological map and cross-section of the route of the tunnel (Erik, 2004).



Şekil 5. Kazı ve desteklerin yerleştirilme aşamaları.
Figure 5. Stages of the excavation and placement of the supports.

Çizelge 3. Yapısal bölgelere ait RMR, Q ve GSI değerleri.**Table 3.** RMR, Q ve GSI value of structural districts.

	Giriş Bölgesi			Orta Bölge						Çıkış Bölgesi		
				Km: 103+300			Km: 103+618					
	Min.	Mak.	Ort.	Min.	Mak.	Ort.	Min.	Mak.	Ort.	Min.	Mak.	Ort.
RMR	69	27	50	61	34	45	66	31	48	66	33	51
Q	0.540	0.050	0.167	0.520	0.200	0.433	2.533	0.067	0.440	0.500	0.075	0.133
GSI	74	32	55	66	34	50	71	36	53	71	38	56

MODELLEME ÇALIŞMALARI

Bu incelemede yeraltı kazısı sırasında ve sonrasında destekli–desteksiz koşullarda oluşacak deformasyonların modellenmesi amaçlanmıştır. Bu amaçla kaya kütle sınıflama sistemlerinden elde edilen jeomekanik parametreler kullanılarak tünel çevresinde yer alan kaya kütlesi PHASE2 7.0 yazılımı kullanılarak modellenmiştir. Bu yazılım ile sonlu ve sınır eleman yöntemlerinin birlikte kullanıldığı hibrid yöntemle analizler yapılmıştır. Modellemelerde kaya kütle sınıflama sistemlerinden elde edilen kaya kütlelerinin dayanım parametreleri kullanılmıştır. Ayrıca kazı sırasında duraylılığı önemli denetleyen süreksizliklerin, yüzey ve sondaj karotlarında yapılan ölçümleri, süreksizliklerin makaslama dayanımları gibi parametreler de modellemede yer almıştır. Her bir sondaj kuyusunun bulunduğu kesimler için kaya kütlesi ayrı ayrı modellenerek analizler yapılmıştır.

Modellemede, kazının üst yarı ve alt yarı olmak üzere iki aşama şeklinde yapılacağı varsayılmıştır (ÖNORM B2203, 1994, RMR₁₉₈₉). Üst yarı kazısı sonrasında gerilme dağılımı ve oluşacak yenilmeler ve deformasyonlar değerlendirilmiş kazı sonrası destek uygulandıktan sonra deformasyon zonundaki değişiklik belirlenmiştir.

Hoek-Brown görgül yenilme ölçütüne göre modellenen kaya kütlelerinde kazının her aşaması için örselenme faktörü (D) farklı olarak belirlenmiştir. Kullanılan patlayıcı miktarı ve özgül şarj göz önüne alındığında, örselenme faktörü, kazının ilk aşamasında ilksel kaya koşullarına göre, D=0.3 ikinci aşaması için ise D=0.4 olarak kullanılmıştır. Tünelin geometrik boyutları göz

önüne alındığında kullanılacak patlayıcı miktarı üst yarı kazısına oranla alt yarıda ~ % 40 azalmaktadır. Bu patlayıcı miktarındaki oran örselenmeyi önemli ölçüde denetlemekte ve alt yarı kazısı sırasında kaya kütlelerinin üst yarıya göre daha az örselenmesini sağlamaktadır.

Kaya kütlelerinin modellenmesinde önemli bir girdi parametrelerden birisi Kaya Kütlelerinin Deformasyon Modülüdür (E_{rm}). Bu parametrenin laboratuvar ölçeğinde belirlenmesi çoğunlukla mümkün olmamakta, yapılabilsen bile oldukça yüksek maliyetler sunmaktadır. Bu nedenle eklemli kaya kütlelerinin elastisite modüllerinin belirlenmesinde literatürde çok sayıda ampirik eşitlik ortaya konulmuştur. Modelleme çalışmalarında bu eşitliklerden yaygın olarak kullanılanları tercih edilmiş ve yapısal bölgeler için sondaj kuyularının olduğu kesimlerde kaya kütlelerinin elastisite modülleri saptanmıştır (Çizelge 4). Hesaplanan bu değerlerden en yüksek ve en düşük olanları göz ardı edilerek matematiksel ortalamaları hesaplanmış ve modellemede bu değerler kullanılmıştır.

Kaya kütlelerinin jeo-mekanik özellikleri bu şekilde belirlendikten sonra, kazı aşamaları ve desteklerin yerleşimi 5 aşamalı olarak tasarlanmış ve analizler buna göre yapılmıştır (Şekil 5). Bu aşamalar; kazı öncesi durum (a), üst yarı kazısı (b), püskürtme beton, çelik hasır ve iksa gibi ön destek elemanlarının yerleştirilmesi (c), alt yarı kazısı (d) ve ön destek elemanlarının yerleştirilmesi (e) şeklindedir.

Kaya kütlelerinin davranışlarını doğrudan denetleyen süreksizlikler modelleme çalışmasında bir girdi parametresi olarak kullanılmıştır. Sondaj karotlarından ölçülen süreksizlik eğimleri yüzey

ölçümleri ile karşılaştırılmış ve yönelimlerine göre tünel kesitindeki iz düşümleri belirlenmiştir. Süreksizliklere ait makaslama dayanımı parametreleri

için ise doğrudan yapıla laboratuvar deney sonuçlarından faydalanılmıştır.

Çizelge 4. Yapısal Bölgelere göre ampirik eşitliklerden hesaplanan kaya kütesinin elastisite modülleri.

Table 4. Elastic modulus from empirical equation for structural area.

	Giriş	Orta Bölge		Çıkış
<i>Bieniawski (1978) (GPa)</i>	-	-	-	2
<i>Serafim and Pereira (1983) (GPa)</i>	10	7.4989	8.9125	-
<i>Grimstad and Barton (1993) (GPa)</i>	-	-	-	-
<i>Nicholson and Bienawski (1990) (GPa)</i>	7.3656	8.6388	8.7886	15.2
<i>Mitri et al. (1994) (GPa)</i>	47.215	56.162	56.74	97.022
<i>Hoek and Brown (1998) (GPa)</i>	9.8392	8.7983	9.3341	12.813
<i>Read et al (1999) (GPa)</i>	12.5	9.1125	11.059	13.265
<i>Ramamurthy (2004) (GPa) (Q' dan)</i>	4.6936	6.3842	6.1788	5.6683
<i>Ramamurthy (2004) (GPa) (RMR'den)</i>	205.32	339.67	285.73	450.34
<i>Palmstörmvve Singh (2001) (GPa)</i>	24.283	23.342	23.914	24.464
<i>Barton(2002) (GPa)</i>	4.496537	6.94643	6.474392	4.783164
<i>Sönmez et al. 2006 (GPa)</i>	8.81057	8.683204	9.794216	18.84592

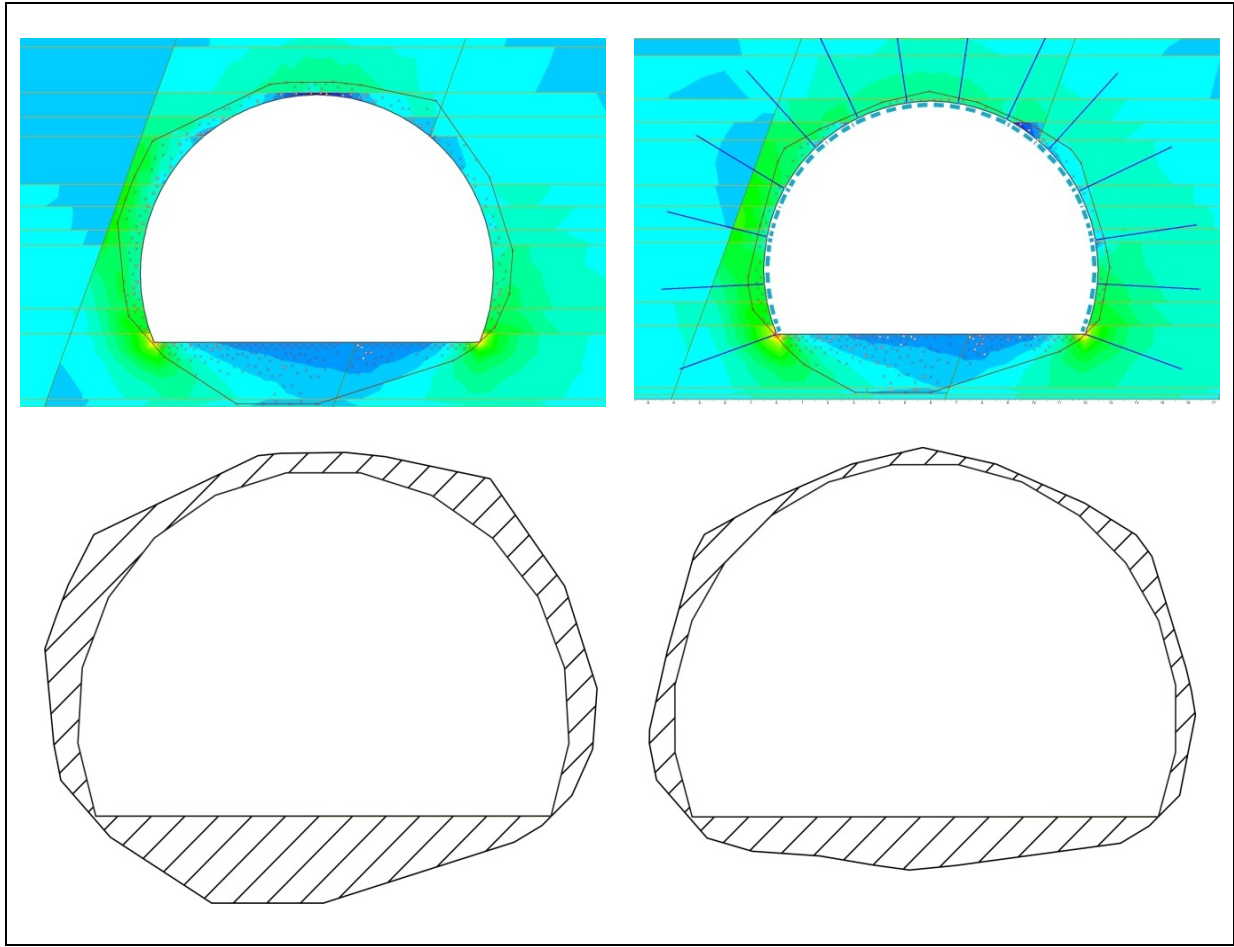
Modellemede, kaya kütle sınıflama sistemleri tarafından önerilen destek elemanları; 4x2m Aralıklı Φ 28mm çapında 160 kN çekme dayanımında bulonlar ve 10cm+10cm olmak üzere iki aşamada atılacak olan 20 MPa dayanımında püskürtme beton ve 150 mm*150 mm*6.5mm (Q221/221) tek kat hasır çelik kullanılmıştır.

Giriş bölgesinde destek elemanları yerleştirilmeden yapılan toplam maksimum yer değiştirmeler 0.133 cm gibi oldukça düşük değerler verirken tavanda ve omuzlarda küçük boyutlu makaslama ve çekme yenilmeleri gözlenmiştir. Destekli yapılan analizde ise alt yarı kazısı sonrasında bu değerde küçük bir değişim gözlenmiş ve 0.131 cm değeri saptanmıştır. Bunun yanında sol duvardaki yenilmelerde azalmıştır. Çıkış bölgesinde ise toplam maksimum yer değiştirmeler desteksiz halde 0.0255 cm iken destek sonrasında 0.023 cm olarak belirlenmiştir. Yapılan analizlerde yenilme belirlenmiştir. Orta bölgede ise toplam maksimum

yer değiştirmeler desteksiz durum için sırasıyla 0.42cm ve 0.36 cm iken destek sonrası bu değerler 0.29 cm ve 0.28 cm olarak saptanmıştır. Orta bölgede tavanda, omuzlarda ve yan duvarlarda çoğunlukla makaslama yenilmesi olmak üzere tavanda ve omuzlarda çekme yenilmelerinin olacağı da saptanmıştır.

SONUÇLAR

Yapılan sayısal analizler sonrasında kazı sonrası desteksiz olması durumunda oluşan deformasyon zonunun alanı belirlenmiş ve desteklerin yerleştirilmesi sonrası deformasyon zonundaki değişim belirlenmiştir (Şekil 6 ve 7). Göreli olarak daha sağlam kaya koşullarının bulunduğu giriş ve çıkış ağız bölgelerinde küçük boyutlu ve lokal yenilmeler beklenirken önemli bir deformasyon zonundan söz edilemez. Orta bölgede Km:103+300 ve Km:103+618 de bulunan sondajların olduğu kesimlerde ise önemli oranlarda deformasyon ve yenilmelerden söz edilebilir.



Şekil 6. Km: 103+300 de desteksiz ve destekli deformasyon zonu alanlarının değişimi.

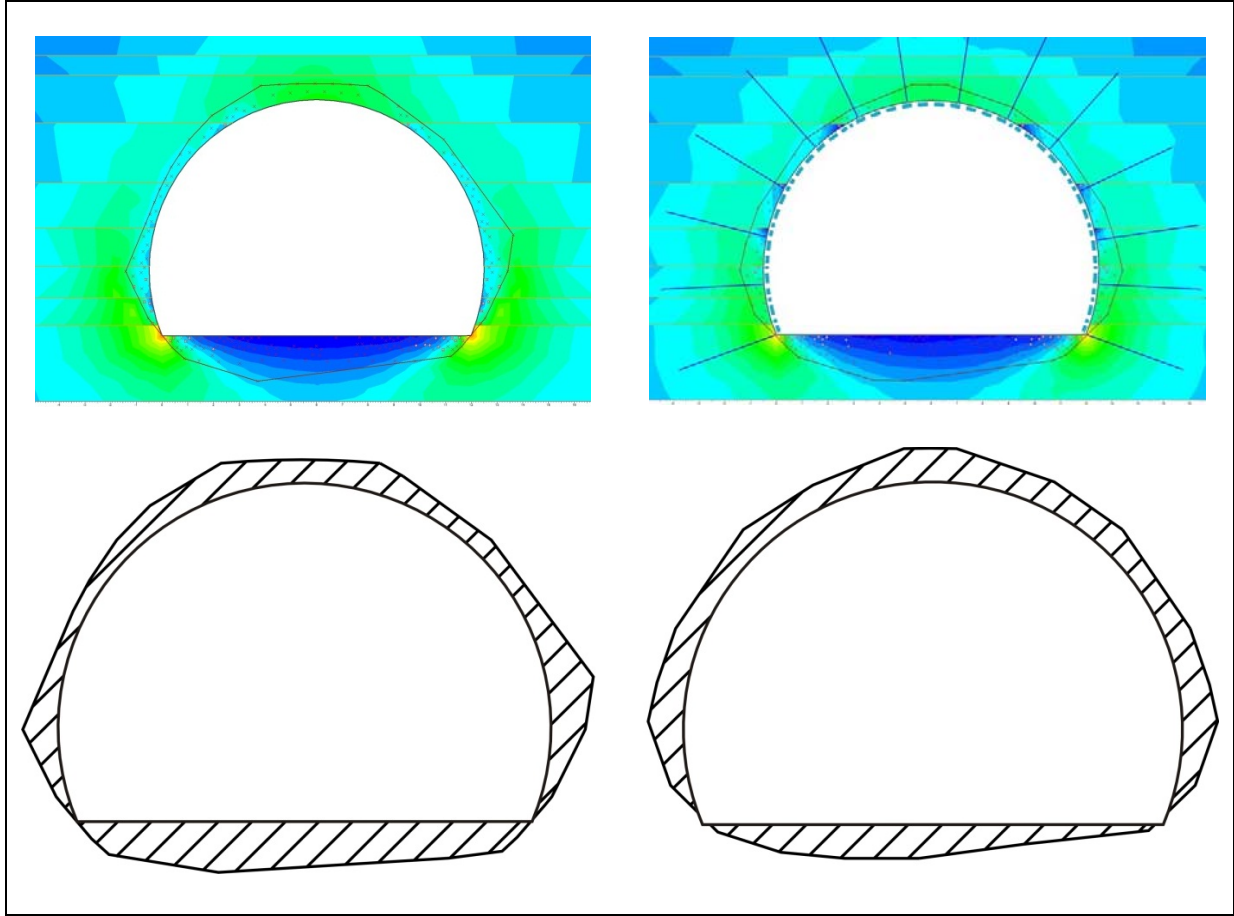
Figure 6. Supported and unsupported change of the deformation zone areas In Km: 103+300.

Deformasyon zonları; Orta Bölgede Km: 103+300 deki kesit üzerinde yapılan analiz sonucunda desteksiz durumda tünel kazı çevresinde 19.09 m^2 olarak belirlenmiştir. Destek sistemleri kullanıldıktan sonra yapılan analizde ise bu değer 13.74 m^2 ye düştüğü saptanmıştır. Orta bölgenin bir diğer kesiti olan Km: 103+618 deki analiz sonucunda ise deformasyon zonu alanının destekleme öncesi değeri, 14.95 m^2 iken destekleme sonrasında bu değer 11.71 m^2 düştüğü görülmüştür.

Yapılan analizler sonucu kaya kütle sınıflama sistemlerinin önerdiği destek sistemleri kullanıldığında, giriş ve çıkış bölgesinde yenime beklenilmemekte orta bölgede ise destek sonrası deformasyon zonunun önemli oranda azaldığı görülmektedir.

KATKI BELİRTME

Makale SDÜ, Fen Bil. Enst.'de yapılan Doktora Tezinin bir kısmını içermekle, SDÜ Müh.Mim Fak. Jeoloji Müh Böl. Müh. Jeolojisi Lab. , İnşaat Müh. Böl. Zemin Mek Lab. Maden Müh. Bölümü Kaya Mek. Lab, İller Bankası Teknik Araştırma Dairesi Jeofizik Lab. C.Ü. Müh. Fak. Maden Müh. Böl. Kaya Mek. Lab., TCK 16. Bl. Md. Arş. Başmüh. Kaya Mek. Lab. kullanılmıştır. Yazarlar katkılarında dolayı Doç.Dr. Mahmut MUTLUTÜRK (SDÜ), Prof.Dr. Remzi KARAGÜZEL (İTÜ), Prof.Dr Reşat ULUSAY HÜ, Prof. Dr. Hasan GERÇEK (ZKÜ), Doç.Dr. Kazım GÖRGÜLÜ (C.Ü), Prof.Dr. Raşit ALTINDAĞ (SDÜ), Prof.Dr. Hüseyin YILMAZ (C.Ü.), Yrd.Doç.Dr. Nazan YALÇIN ERİK, Prof.Dr. Işık YILMAZ (C.Ü.) ve Jeo.Yük.Müh. Yavuz ERGİNTAV (KGM)'a teşekkür ederler.



Şekil 7. Km: 103+618 de destekli ve desteksiz deformasyon zonu alanlarındaki değişimi.

Figure 7. Supported and unsupported change of the deformation zone areas at Km: 103+300.

KAYNAKLAR

- Akawwi, E., Kharabsheh, A. (2000). Lime stabilization effects on geotechnical properties of expansive soils in Amman, Jordan. *Journal of Geotechnical Engineering*, 5.
- Amu, O.O., Fajobi, A.B., Afekhuai, S.O. (2005). Stabilizing potential of cement and fly ash mixture on expansive clay soils, *Journal of Applied Sciences*, 5, 9, 1669-1673.
- Barton, N., Lien, R., Lunde, J. (1974). Engineering Classification of Rock Masses for the Design of Tunnel Support: *Rock Mechanics*, 6, 4, 183-236.
- Barton, N. (2002). Some new Q – value correlations to assist in site characterisation and tunnel design. *Int. Journal of Rock Mechanics Mining Sciences*, 39, 185-216.
- Bieniawski, Z.T. (1978). Determining rock mass deformability - experiences from case histories. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr.* 15, 237-247.
- Bieniawski, Z.T. (1989). *Engineering Rock Mass Classifications*. John Wiley and Sons, 237 p.
- Erik, D. (2004). Boğsak Karayolu Tünelleri (Taşucu-Mersin) Jeoteknik Tasarımı, Doktora Tezi, SDÜ. Fen Bil Enstitüsü, 203 s. (Yayınlanmamış)
- Grimstad, E., Barton, N. (1993). Updating the Q-System for NMT. *Proc.int. symp. on sprayed concrete - modern use of wet mix sprayed concrete for underground support*, Fagernes, (eds Kompen,

- Opsahl and Berg). Oslo:Norwegian Concrete Assn.
- Hoek E, Brown ET. (1988). The Hoek–Brown failure criterion—a 1988 update. In: Curan JC, editor. Rock engineering for underground excavations. Proceedings of the 15th Canadian Rock Mechanics Symposium, Toronto, Canada, 31–8.
- Hoek, E. (1994). Strength of rock and rock masses, ISRM News Journal, 2, 2, 4-16.
- ISRM (1978). Commission on Standardisation of Laboratory and Field Tests.Suggested methods for the quantitative description of discontinuities in rock masses. Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr., 15, 319-368.
- ISRM (1981). ISRM Suggested Methods: Rock Characterization, Testing and Monitoring. E.T. Brown et al., Pergamon Pres, London, 211 p.
- Ketin, İ. (1966). Anadolunun tektonik birlikleri . MTA Dergisi , 66, 20-35.
- Metin, S. (1984). Doğu Toroslarda Derebaşı (Develi)-Armutalanı ve Gedikli (Saimbeyli) Köyleri Arasının Jeolojisi: İstanbul Üni. Müh. Fak. Yerbilimleri Dergisi, 4, 1-2, 45-66.
- Mitri ,H.S., Edrissi, R., Henning, J. (1994). Finite element modeling of cablebolted stopes in hard rock round mines. Presented at the SME annual meeting, New Mexico, Albuquerque, 94–116.
- Nicholson, G.A., Bieniawski, Z.T. (1990). A Nonlinear Deformation Modulus Based on Rock Mass Classification, Int. J. Min. Geol. Eng., 8, 181–202.
- ÖNORM B 2203 (1994). Untertagebauarbeiten, Werkvertragnorm, Entwurf, 1. März,
- Özgül, N. (1976). Toroslar'ın Bazı Temel Jeoloji Özellikleri, TJK Bülteni, 19, 1, 65-78.
- Özgül, N., Kozlu, H. (2002). Kozan-Feke (Doğu Toroslar) yöresinin stratigrafisi ve konumu ile ilgili bulgular. TPJD Bülteni, 14, 1, 1-36.
- Öztaş, T. (1989). Mersin-Taşucu-Boğsak karst kaynağı ve dolayının karst hidrojeolojisi. İTÜ Fen Bil. Enst. Doktora tezi, İstanbul 140 s. (Yayımlanmamış)
- Palmström, A., Singh, R. (2001). The deformation modulus of rock masses - comparisons between in situ tests and indirect estimates. Tunnelling and Underground Space Technology, 16, 3, 115-131.
- Ramamurthy, T. (2004). A Geo-Engineering Classification for Rocks and Rock Masses, Int J. Rock Mech. & Min. Sci., 41, 1, 89-101.
- Read, S.A.L., Richards, L.R., Perrin, N.D. (1999). Applicability of the Hoek–Brown failure criterion to New Zealand greywacke rocks. In: Vouille G, Berest P, editors. Proceedings of the nineth international congress on rock mechanics, Paris, August 2, 1999, 655–60.
- Serafim, J.L., Pereira, J.P. (1983). Consideration of the geomechanical classification of Bieniawski. Proc. int. symp. on engineering geology and underground construction, Lisbon 1, 11, 33-44.
- Sönmez, H., Gökçeoğlu, C., Nefeslioğlu, H.A., Kayabaşı, A. (2006). Estimation of rock modulus: For intact rocks with an artificial neural network and for rock masses with a new empirical equation. International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences, 43, 2, 224-235.

Dursun ERİK

T.C.K. 16. Bölge Müdürlüğü, ARGE Başmühendisi
Sivas

dursunerik@gmail.com

Batı-orta Toroslar ve Amanoslar bölgesindeki Kambriyen yaşlı metaklastik kayaçların petrolojik incelemesi

Petrologic investigation of Cambrian metaclastic rocks in the western-central Taurus and Amanos regions

Ömer BOZKAYA¹, Hüseyin YALÇIN¹, Müslüm KODAL²

¹ Cumhuriyet Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Sivas

² Cumhuriyet Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, 58140 Sivas

ÖZ

Bu çalışma, Batı (Sandıklı-Afyon) ve Orta Toroslar (Feke-Adana) ile Amanoslar (Hassa-Hatay) bölgelerinde yüzeyleyen, sırasıyla Geyikdağı Birliği (Hüdaî ve Feke formasyonları) ve Güneydoğu Anadolu Otoktonu'na ait (Zabuk formasyonu) Kambriyen yaşlı metaklastik kayaçları kapsamaktadır. Sığ denizel-karasal geçiş (delta) ortamını yansıtan metasilisiklastik litolojilerden oluşan bu birimler, Alt Paleozoyik için kılavuz seviye konumundadır. Metaklastik kayaçlar başlıca kuvars (monokristalin ve polikristalin), feldispat (mikroklin, pertitik ortoklaz ve plajiyoklaz), fillosilikat (illit, klorit, C-V, C-S ve kaolinit) ve kayaç parçacıkları (fillit ve çört) içermektedir. Polikristalin kuvars ve fillitik kayaç parçacıkları Zabuk, feldispat ise Feke ve özellikle Hüdaî formasyonlarında daha yüksek miktarda bulunmaktadır. Hüdaî formasyonu metakumtaşları, daha az silis çimentolu olması, C-S ve C-V aratabakalıları içermesi ve daha belirgin yönlenme fabriği ve metamorfizma sergilemesi dışında, Feke formasyonu metakumtaşlarına benzerlik göstermektedir. Ancak, Zabuk formasyonu daha yüksek miktarda polikristalin kuvars, fillit ve çört parçacıkları ile kaolinit içeriğine ve daha düşük dokusal olgunluk, yönlenme ve metamorfizma derecesine sahiptir. Feke ve Hüdaî formasyonları sırasıyla illit + klorit ve illit + klorit + C-V + C-S, Zabuk formasyonu ise illit + kaolinit birlikteliğine sahiptir. Hüdaî formasyonu epizon, Feke formasyonu anki-epizon, Zabuk formasyonu ise ankizon biçiminde kuzeybatıdan güneydoğuya doğru azalan metamorfizma derecesi sunmaktadır. Kambriyen yaşlı metaklastik birimler, temeli oluşturan Prekambriyen yaşlı birimlerle litolojik (kum boyu silisiklastik kayaçların baskınlığı) ve mineralojik (daha fazla feldispat ve kuvars içermesi, 1M illitlerin ortaya çıkması, farklı fillosilikat birliktelikleri) farklılıklara sahiptir. Stratigrafik bir uyumsuzluğa işaret eden bu mineralojik kayıtlar, Prekambriyen-Kambriyen döneminde kesiksiz bir sedimantasyondan ziyade, Kadomiyen orojenezinden ileri gelen transgresyonla provenansın değişmesinden kaynaklanmaktadır. Metakumtaşları SiO₂, Al₂O₃ ve K₂O baskınlığı ile karakteristik olup; kimyasal alterasyon indeksi verileri bozunma geçirmemiş magmatik ve metamorfik kayaçlarınıninkine yakındır. Metakumtaşlarının kondrit-normalize iz element, özellikle REE oranları; yaklaşık 9-119 arasında zenginleşme ve kuvvetli negatif Eu anomalisi ile birbirinden ayrılmaktadır. Metakumtaşlarının REE, Cr/V ve Y/Ni oranları ağırlıklı olarak silisik ve/veya felsik plütonik bir kaynaktan beslendiğine işaret etmektedir. Metakumtaşlarının modal mineralojik bileşimleri Kıtasal Bloku temsil eden kraton-kıtasal geçiş çökel ortamını, ana ve/veya iz element içerikleri ve oranları ise çoğunlukla pasif kenara işaret eden jeotektonik ortamı karakterize etmektedir. Bütünüyle silisiklastik kayaçlardan oluşan birimlerin Torid Kuşağı ve Arap Plakası'nda aynı yaş, benzer litoloji ve stratigrafik konuma sahip olması; Kambriyen dönemindeki büyük ölçekli benzer bir jeolojik olayın varlığını ortaya koymaktadır. Kambriyen formasyonlarının üzerinde uyumsuz olarak yer aldıkları Prekambriyen yaşlı birimlerden ziyade, Güney Anadolu'da yüzeylenmeyen ve büyük olasılıkla Pan-Afrikan temele ait granitik, kısmen metamorfik ve klastik kayaçlardan beslendiklerini düşündürmektedir.

Anahtar Kelimeler: Torid Kuşağı, Güneydoğu Anadolu Otoktonu, Kil/Fillosilikat, XRD, Mineraloji, Petrografi, Jeokimya.

ABSTRACT

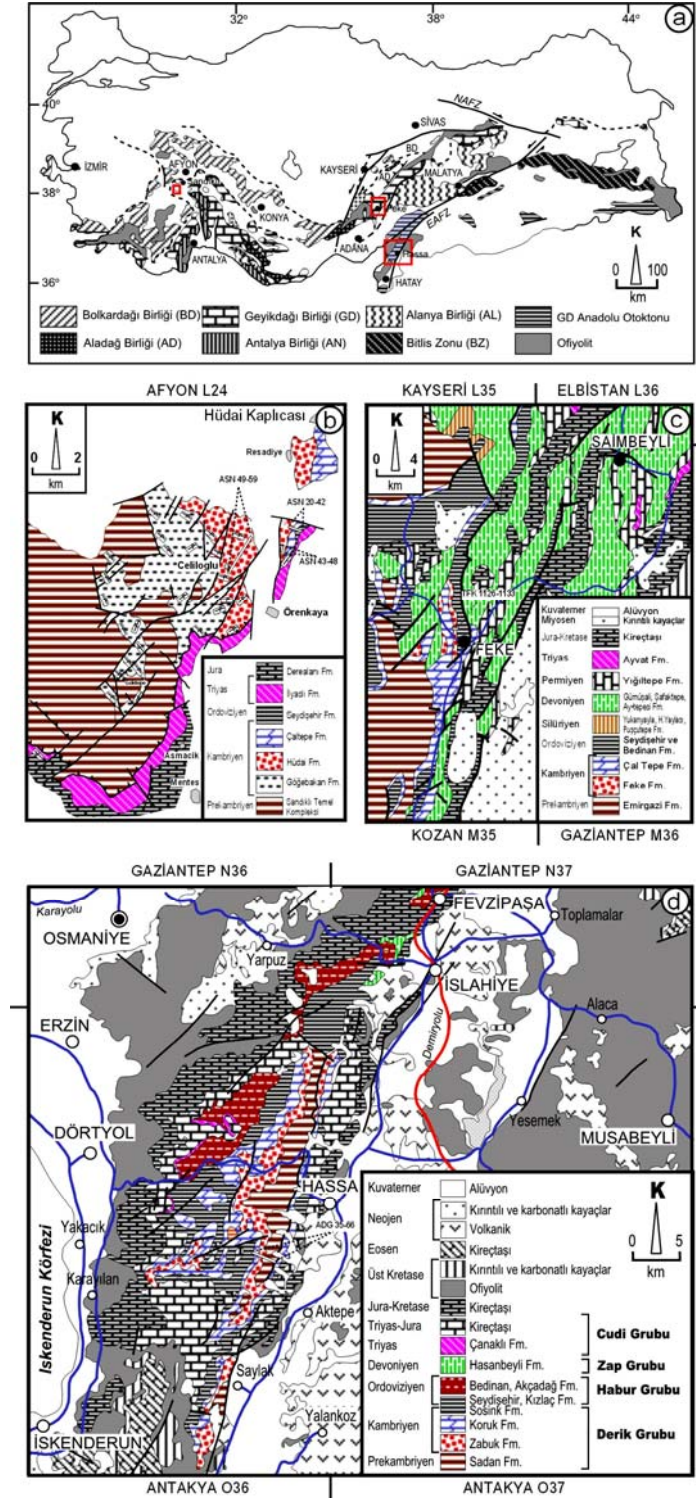
This study covers Cambrian metaclastic rocks from Geyikdağı Unit (Hüdai and Feke formations) and Southeastern Anatolian Autochthon (Zabuk formation) outcropping in Western (Sandıklı-Afyon) and Central Taurides (Feke-Adana) and Amanos (Hassa-Hatay) regions. These units bearing metasiliciclastic lithologies and reflecting shallow marine-terrestrial transition (delta) environment are of a guide level position for Lower Paleozoic. Metaclastic rocks mainly include quartz (monocrystalline and polycrystalline), feldspar (microcline, perthitic orthoclase and plagioclase), phyllosilicate (illite, chlorite, C-V, C-S and kaolinite) and rock fragments (phyllite and chert). Polycrystalline quartz and phyllitic rock fragments have higher amounts in Zabuk formation, but feldspar in formations of Feke and especially Hüdai. Sandstones of Hüdai formation show similarities those of the Feke formation, except for having lesser amounts of silica cement, containing C-S and C-V mixed-layered clays, and advanced orientation fabric and metamorphism. However, Zabuk formation has relatively higher amounts of polycrystalline quartz, phyllite and chert fragments, and kaolinite, lower textural maturity, orientation and metamorphism degree. Feke and Hüdai formations show illite + chlorite and illite + chlorite + C-V + C-S associations; as for Zabuk formation it has illite + kaolinite. Hüdai formation is epizone, but Feke and Zabuk formations have respectively anchi-epizone and anchizone grades by decreasing metamorphism degrees from northwest to southeast. Cambrian metaclastic units have lithologic (sand size siliciclastic rocks) and mineralogic (more feldspar and quartz, 1M illites, phyllosilicate associations) differences with respect to the Precambrian units. These mineralogic records indicating a stratigraphic irregularity result from change of provenance related to transgression causing by the Cadomian orogenesis rather than an uninterrupted sedimentation in the Cambrian period. Metasandstones were characterized by the dominance of SiO₂, Al₂O₃ and K₂O, and their chemical alteration index data is close to those of unaltered magmatic and metamorphic rocks. The ratios of chondrite-normalized trace elements and especially REE of metasandstones separated from one another with an enrichment of approximately 9-199 times and a strong negative Eu anomaly. The ratios of REE, Cr/V and Y/Ni of metasandstones indicate largely to be fed from a silicic and/or felsic plutonic source. Modal mineralogic composition of metasandstones characterize a craton-continental transition depositional environment representing the Continental Block; and their major and/or trace element contents and ratios suggest usually a geotectonic setting indicating the passive margin. The units composing completely of siliciclastic rocks have the same age, similar lithology and stratigraphic setting within both the Tauride Belt and Arabian Plate appear the similar geological event during the Cambrian period in a globally scale. The Cambrian formations were originated from granitic, partly metamorphic and clastic rocks of Pan-African basement in high probability which is not outcropped in Southern Anatolia, rather than from Precambrian units with discordantly underlying them.

Keywords: Tauride Belt, Southeastern Anatolian Autochthon, Clay/Phyllosilicate, XRD, Mineralogy, Petrography, Geochemistry.

GİRİŞ

İnceleme alanı Torid Kuşağı ve Güneydoğu Anadolu Otoktonu (GDAO) birimlerini kapsayacak biçimde batıdan doğuya doğru üç bölge (Sandıklı-Afyon), Feke-Adana ve Hassa-Hatay) ile sınırlandırılmıştır (Şekil 1). Arazi gözlemleri ve örnekleme yapılan bölgelerden Batı Torid Kuşağı'nda yer alan Sandıklı bölgesi Afyon L24 1:100.000 ölçekli paftada ~200 km² lik bir alanı temsil etmektedir.

Doğu Torosların batısında yer alan Feke bölgesi Kayseri L35, L36, Kozan M35 ve Gaziantep M36 paftalarının; Amanosların güneyinde yer alan Hassa bölgesi ise Gaziantep N36, N37, Antakya O36 ve O37 1:100.000 ölçekli paftaların kesiştiği sırası ile 1000 ve 3500 km² lik alanları kaplamaktadır. Paleozoyik yaşlı klastik/metaklastik kayaçların dokusal, mineralojik (kristalinite, politipi, b₀) ve jeokimyasal özellikleri; sedimanter istifin kaynak kayaç ve/veya kökeni, jeotektonik konumu ve böl-



Şekil 1. a) Güney Anadolu'nun tektonik birlikleri (Göncüoğlu ve diğ., 1997; Özgül, 1976); incelenen bölgelerin coğrafik dağılımı ve jeoloji haritaları, b) Sandıklı (Gürsu, 2002), c) Feke, d) Hassa (MTA, 2002).

Figure 1. a) Tectonic units of Southern Anatolia (Göncüoğlu et al., 1997; Özgül, 1976); geographic distributions and geological maps of studied regions b) Sandıklı (Gürsu, 2002), c) Feke, d) Hassa (MTA, 2002).

genin paleocoğrafik evriminin yorumlanmasına ilişkin önemli veriler oluşturmaktadır. Torid Kuşağı ve GDAO'na (Arap Platformu) ait Paleozoyik-Alt Mesozoyik yaşlı (meta)sedimanter istifler üzerinde gerçekleştirilen bu tür çalışmalar (Bozkaya ve Yalçın, 1997a, 1997b; Yalçın ve Bozkaya, 1997; Bozkaya ve Yalçın, 1998; Bozkaya, 1999, 2001; Bozkaya ve Yalçın, 2000; Bozkaya ve diğ., 2002; Bozkaya ve Yalçın, 2004a ve 2004b; Bozkaya ve Yalçın, 2005; Bozkaya ve diğ., 2006, 2009; Bozkaya ve Yalçın, 2007), stratigrafik düzensizliklerin mineralojik verilere yansımaları nedeniyle, gerek kristalkimyasal verilerdeki ani değişimlerin ve gerekse diyajenetik/metamorfik derecelerdeki uyumsuzlukların belirlenmesi ile Güney Anadolu'nun Paleozoyik evriminin yorumlanmasına katkı sağlamıştır.

Bu çalışma ile Torid Kuşağı ve GDAO istiflerine ait benzer görünümü ve Alt Paleozoyik yaşlı birimler için stratigrafik olarak klavuz seviye konumundaki Kambriyen yaşlı (meta)kumtaşılarınca zengin silisiklastik kayaçların ayrıntılı biçimde incelenerek, köken, jeotektonik konum ve diyajenetik/metamorfik tarihçesinin belirlenmesi amaçlanmıştır. Altındaki ve üstündeki birimlerden farklı olarak çoğunlukla metakumtaşılarından oluşması nedeniyle, gerek Torid Kuşağı ve gerekse GDAO istifleri Alt Paleozoyik için klavuz birim konumunda olup, her iki orojenik kuşağın Alt Paleozoyik evrimine ilişkin önemli kayıtlar içermektedir.

Bu çalışmada; üç farklı bölgede (Toroslar: Sandıklı-Afyon ve Feke-Adana, Amanoslar: Hassa-Hatay) yüzeyleyen ve iki farklı orojenik kuşağa ait Kambriyen yaşlı klastik/metaklastik kayaçlardan oluşan birimlerin (Hüdaî, Feke ve Zabuk formasyonları) mineralojik-petrografik ve jeokimyasal özelliklerinin ortaya konulması amaçlanmıştır.

Bu çerçevede; klastik/metaklastik kayaçların diyajenez sonrası evrimleri (diyajenez ve/veya metamorfizma dereceleri) ve jeotektonik konumlarının belirlenmesi ve bölgelere ve/veya kuşaklara göre deneştirilmesi, ayrıca metaklastik kayaçların, Torid kuşağı ve Arap Plakası'nın kuzeyinde yüzeylenen veya ülkemiz sınırları içerisinde yüzlek vermeyen Kambriyen öncesi Pan-Afrikan birimlerle kökensel ilişkisinin araştırılması yoluna gidilmiştir.

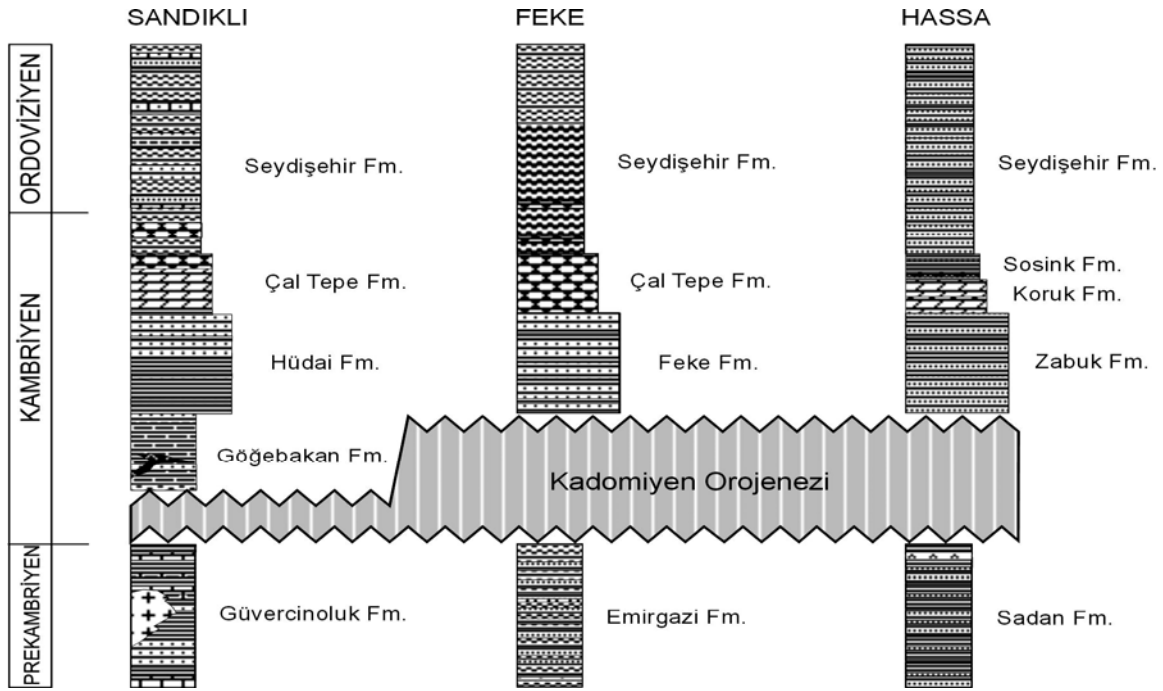
STRATİGRAFI VE LİTOLOJİ

Sandıklı, Feke ve Hassa bölgelerindeki Kambriyen yaşlı (meta-)klastik kayaçlar; Torid Kuşağı'ndaki görelî otokton Geyikdağı Birliği (Özgül, 1976) ve Arap Platformu'nu temsil eden GDAO (Göncüoğlu ve diğ., 1997) birimleri içerisinde yer almaktadır. Geyikdağı Birliği ve GDAO Prekambriyen-Tersiyer yaş aralığına sahip 15 km'ye ulaşan kalınlıktaki sedimanter istifleri kapsamakta olup, incelenen bölgelerde Prekambriyen temel ve hemen hemen kesiksiz bir Alt Paleozoyik istifi sunmaktadır (Şekil 2 ve 3).

Hüdaî formasyonu

Sandıklı (Afyon) bölgesinde yüzeylenen Paleozoyik-Alt Mesozoyik yaşlı birimler Geyikdağı Birliği'nin Homa/Akdağ Alt Birliği'ne aittir (Özgül ve diğ., 1991). Bunlardan Hüdaî formasyonu; Öngür (1973) tarafından "Hüdaî kuvarsit üyesi" ve Monod (1977) tarafından "Hüdaî kuvarsiti" olarak tanımlanmış, Monod ve Akay (1984) daha sonraki çalışmalarında kuvarsitlerin meta-şeyl arakatlıları içermesi nedeniyle, birimi Hüdaî formasyonu olarak adlandırmışlardır. Hüdaî formasyonu altta sleytlerin egemen olduğu Celiloğlu, üstte ise metakumtaşılarının baskın olduğu Örenkaya kuvarsiti olmak üzere iki üyeye ayrılarak incelenmiştir. Birim deformasyondan etkilenerek kıvrımlanmış olup, en az iki fazlı deformasyonun izlerini taşıdığı belirtilmiştir (Gürsu, 2002). Özgül ve diğ. (1991), Kozlu ve Göncüoğlu (1995) tarafından Kocayayla formasyonu içerisinde Celiloğlu üyesi olarak tanımlanan birim, Gürsu (2002) tarafından Hüdaî formasyonun alt üyesini oluşturan Celiloğlu üyesi olarak tanımlanmıştır. Düşük dereceli metamorfik silisiklastik kayaçların egemen olduğu istif, altta yeşilimsi bej renkli siltli sleyt ve yeşil, yer yer açık bej-pembemsi kahve renkli metakumtaşı, üst kesimleri ise yeşil-açık yeşil, bordo ve kırmızımsı bordo renkli siltli sleyt arakatlı grimsi koyu bordo, açık kahve, gri renkli metakumtaşılarından oluşmaktadır.

Formasyonun alt sınırı Alt Kambriyen yaşlı Gögebakan formasyonu, üst sınırı ise Orta Kambriyen yaşlı Çaltepe formasyonu ile uyumludur. Çapraz tabakalanma ve laminasyonun yaygın olarak iz-



Şekil 2. Batı (Sandıklı-Afyon) ve Orta Toroslar (Feke-Adana) ile Amanoslar (Hassa-Hatay) bölgelerindeki Prekambriyen-Ordoviziyen yaşlı birimlerin düşey dağılımı ve denştirilmesi.

Figure 2. Correlation and vertical distributions of Precambrian-Ordovician units in the regions of Western (Sandıklı-Afyon) and Central Taurides (Feke-Adana) and Amanos (Hassa-Hatay).

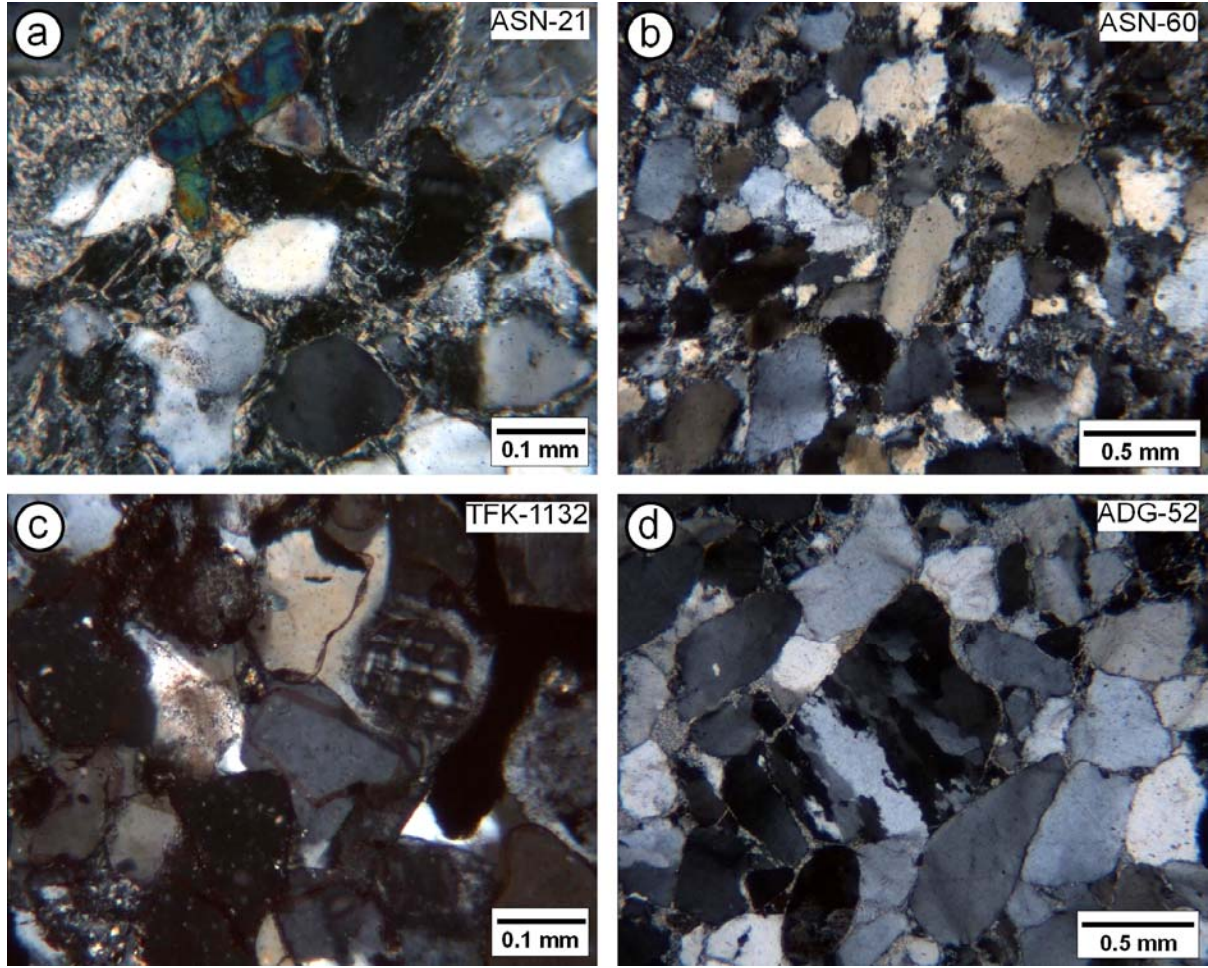
lendiği birim inceleme alanındaki görünür kalınlığı yaklaşık 1000 m olup, delta-deniz geçişi-kıyı ortamında çökmüştür (Gürsu ve Göncüoğlu, 2005). Herhangi bir fosil içeriğine sahip olmayan birimin yaşı; fosil içeriğine göre Orta Kambriyen olarak yaşlandırılan (Dean ve Özgül, 1994) Çaltepe formasyonu ile geçişli olması nedeniyle Erken Kambriyen kabul edilmiştir (Özgül ve diğ., 1991; Dean ve Özgül, 1994; Kozlu ve Göncüoğlu, 1995, 1997). Celiloğlu üyesi, Sarıççek formasyonunun Sarıççek üyesi ile, Örenkaya kuvarsit üyesi ise Sarıççek formasyonunun Kocaosman üyesi ile denştirilebilir (Gürsu ve diğ., 2003; Gürsu ve Göncüoğlu, 2005). Ayrıca, sırasıyla Orta Toros ve Amanoslar bölgesinde yüzeylenen ve bu çalışmanın konusu olan Feke kuvarsiti (Kozlu ve Göncüoğlu, 1997) ve Zabuk formasyonu (Tuna, 1974) ile benzer stratigrafik ve litolojik özelliklere sahiptir.

Feke formasyonu

Doğu Toroslar Bölgesi'nde Sarız (Kayseri) ve Kozan (Adana) arasında yüzeylenen Kambriyen oluşukları, Kozan'ın KB sında Mansurlu ve Feke

(Adana) yörelerinde geniş alanlar kaplamakta olup, KD'ya doğru yüzlekleri azalmakta ve Tufanbeyli ile Sarız arasında diğer birimler tarafından tamamen örtülmektedir (Metin ve diğ., 1987). İncelemenin konusunu oluşturan Kambriyen yaşlı metakumtaşlarının Tufanbeyli, Saimbeyli, Kozan, Mansurlu ve Feke dolaylarında değişik fasiyeslerde yüzeylediğini belirtmişlerdir (Özgül ve diğ., 1972; 1973; Metin ve diğ., 1982; 1987; Metin, 1983/1984).

Formasyon önceki araştırmacıların büyük bir kesimi tarafından Doğu Torosların batı kesiminde yüzeylenen otokton istifin temelini oluşturan Emirgazi Formasyonu içerisinde (Özgül ve diğ., 1972; Metin, 1983/1984; Metin ve diğ., 1987; Ayhan, 1987/1988); Özgül ve Kozlu (2002) tarafından ise Emirgazi Formasyonu'nun Koçyazı üyesi olarak değerlendirilmiştir. Birim ilk kez Kozlu ve Göncüoğlu (1997) tarafından Feke formasyonu (Feke kuvarsiti) adı altında ayrı bir birim olarak incelenmiştir. Son yıllarda gerçekleştirilen çalışmalarda bu adlama benimsenmiştir (Bozkaya ve diğ., 2002; Göncüoğlu ve diğ., 2004).



Şekil 3. Metakumtaşlarında silika minerallerinin optik mikroskop mikrofotografaları (çift nikol); Hüdai formasyonu: a) Metaarkozlarda serizitik matriks içerisinde iyi boylanmış ve iyi yuvarlaklaşmış monokristalin kuvarslar, b) Metasubarkozlarda serizitik matriksle suturelu sınır ilişkisine sahip, iyi boylanmış, yarı yuvarlaklaşmış monokristalin kuvarslar; Feke formasyonu: c) Metasubarkozlarda bütünüyle ikincil silis büyümeleri ile çimentolanmış iyi boylanmış ve yarı yuvarlaklaşmış monokristalin kuvarslar; Zabuk formasyonu: d) Metakuvars arenitlerde iyi boylanmış monokristalin kuvarslar ve iri taneli, uzamış ve kısmen suturelu sınıra sahip polikristalin kuvarslar.

Figure 3. Optical microscopic photomicrographs of silica minerals in the metasediments (crossed nicol); Hüdai formation: a) The well-sorted and well-rounded monocrystalline quartzs within the sericitic matrix of the metaarkoses, b) The well-sorted and semi-rounded monocrystalline quartzs with the sutured margin and the sericitic matrix in the metasubarkoses; Feke formation: c) The well-sorted and semi-rounded monocrystalline quartzs cemented by secondary silica growths in the metasubarkoses; Zabuk formation: d) The well-sorted monocrystalline quartzs, and coarse grained, elongated and partly sutured polycrystalline quartzs within the metaquartz arenites.

Formasyon Doğu Torosların batısında Feke (Adana) batısında yaklaşık kuzey-güney doğrultulu 0.5-1 km genişlik ve 2-8 km uzunluğa sahip yüzlekler oluşturmaktadır. Birimin kalınlığı tip lokalitesi olarak kabul edilen Feke kuzeyinde 600 m ölçül-

müştür (Göncüoğlu ve diğ., 2004). Formasyon Prekambriyen yaşlı Emirgazi Formasyonu'nun üzerine uyumsuzlukla gelmektedir. Üst sınırı ise Çaltepe veya bölgeye özgü tanımlanan Değirmentaş Formasyonu (Demirtaşlı, 1967) ile uyumlu

ilişkiye sahiptir. Formasyonun litolojisini başlıca düşük dereceli metakumtaşı, metasilttaşı ve sleyt arakatkıları oluşturmaktadır. İnce, yer yer kalın tabakalı, bazı seviyeleri dereceli ve çapraz tabakalanmalı, laminalı ve eklemli metakumtaşları mor, gri, yeşil ve kahve renklidir. Birim herhangi bir fosil içermemekte olup, üzerindeki Orta Kambriyen yaşlı Çaltepe veya Değirmentaş formasyonları ile uyumlu stratigrafik ilişkisine göre, yaşı Erken Kambriyen kabul edilmiştir (Bozkaya ve diğ., 2002; Göncüoğlu ve diğ., 2004). Formasyon, Orta Toroslardaki Hüdai kuvarsiti (Dean ve Özgül, 1994) veya Hüdai formasyonu (Gürsu, 2002) ile Amanoslar bölgesindeki Güneydoğu Otoktonu'na ait Zabuk formasyonu ile deneştirilebilir. Birimin içerdiği kırıntılı litoloji ve çapraz tabakalanma ve laminalanma türü sedimanter yapılar, Hüdai formasyonuna benzer biçimde sığ deniz-delta-kıyı ortamında (akarsu kanal veya ağız) oluştuğuna işaret etmektedir.

Zabuk formasyonu

Güney Amanoslar bölgesinde İskenderun ile Fevzipaşa arasında, Hassa (Hatay) ilçesi doğusunda yer alan ve bu çalışma kapsamında örneklenen Kambriyen yaşlı klastik kayaçlar Güneydoğu Anadolu Otoktonu'na ait Derik Grubu içinde Zabuk formasyonu olarak bilinmektedir. Birim adlaması ilk kez Peksü (1965) tarafından, Ketin (1964)' in Sadan Formasyonu'nun üst seviyelerindeki kuvars kumtaşları için kullanılmıştır (Schmidt, 1966). Formasyon Kuzey Amanoslarda Türkoğlu ve Bahçe arasında, Güney Amanoslarda ise Hassa batısında yaklaşık kuzey-güney doğrultulu uzanan Sadan Formasyonu'nu çevreler biçimde yüzeylemektedir. Formasyonun Güney Amanoslardaki yüzleklerinde 225-300 m arasında değişen kalınlık değerleri ölçülmüş olup (Günay, 1998), bu çalışmada da yaklaşık 300 m kalınlık belirlenmiştir. Formasyonun alt sınırı Sadan Formasyonu, üst sınırı ise Koruk Formasyonu ile uyumlu bir ilişkiye sahiptir. Birim başlıca pembemsi-morumsu renkli, yer yer mikali metakumtaşlarından oluşmaktadır. Metakumtaşları genel olarak orta-kalın tabakalı bir görünüm sergilemektedir. Çakıllı metakumtaşı seviyelerindeki yarı yuvarlak-yarı köşeli çakılların boyutları 1 - 5 cm arasında değişmektedir. Bileşenleri önemli ölçüde kuvarslı metamorfik kayaç, ender olarak da yeşilimsi metamorfik kayaç

parçacıkları oluşturmaktadır. Yer yer küresel demiroksit zonları sunan metakumtaşları içerisinde 5-10 cm kalınlığında yeniden kristallenmiş kuvars damar ve/veya dolguları da gözlenmektedir. Zabuk formasyonu fosil içermemekle birlikte, üzerindeki Koruk Formasyonu'nun Orta Kambriyen olması nedeniyle, yaşı Alt Kambriyen kabul edilmiştir. Formasyon içerdiği kaya türlerine göre yüksek enerjili ve karaya yakın bir ortamda, olasılıkla oldukça sığ plaj fasiyesinde çökelmiştir.

MATERYAL VE YÖNTEM

Geyikdağı Birliği ve GDAO'nun Kambriyen yaşlı klastik/metaklastik kayaçlarını içeren Hüdai, Feke ve Zabuk formasyonlarından ölçülü kesitler boyunca toplam 35 adet kayaç örneği alınmıştır. Örnekler kırma-öğütme-eleme, ince-kesit, X-ışınları kırınımı (XRD) (tüm kayaç-TK ve kil fraksiyonu-KF, b_0 , politipi) ve kimyasal analiz (tüm kayaç, ana, iz, nadir toprak element) gibi çeşitli işlemlerden geçirilmiştir. Mineralojik-petrografik incelemeler Cumhuriyet Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Kırma-Öğütme-Elleme, Kil Ayırma ve Mineraloji-Petrografi ve Jeokimya Araştırma Laboratuvarları'nda (MİPJAL), kimyasal analizler ise Activation Laboratuvarları'nda (Ontario-Kanada) gerçekleştirilmiştir.

Optik mikroskop incelemeleri ile mineraller ve matriksin birbirleriyle olan ilişkileri belirlenerek di-yajenez/çok düşük dereceli metamorfizmaya bağlı olarak gelişen petrografik özellikler incelenmiştir. XRD kırınımı çözümlenmeleri RIGAKU marka DMAX IIIC model X-ışınları difraktometresinde (Anot= Cu ($CuK_{\alpha}=1.541871\text{Å}$), Filtre= Ni, Gerilim= 35 kV, Akım = 15 mA, Gonyometre hızı= 2°/dak., Kağıt hızı= 2cm/dak., Zaman sabiti= 1 sn, Yarıklar= 1° 0.15 mm 1° 0.30 mm, Kağıt aralığı= 2θ= 5-35°) yapılmıştır. XRD incelemeleri ile sedimanter ve metasedimanter kayaçların tüm kayaç ve kil boyu bileşenleri (< 2 µm) belirlenmiş ve dış standart yöntemine (Brindley, 1980) göre yarı nicel yüzdeleri hesaplanmıştır. Tüm kayaç ve kil fraksiyonu hesaplamalarında mineral şiddet faktörleri kullanılmış olup, pik yükseklikleri mm cinsinden ölçülmüştür. Mineral yüzdelerinin hesaplanmasında tüm kayaç için dolomit, kil

fraksiyonu için glikollü çekimlerden itibaren kaolinit referans olarak alınmıştır (Yalçın ve Bozkaya, 2002). *d*-mesafelerinin ölçülmesinde kuvars iç standart olarak kullanılmıştır.

Tüm kayaç toz çekimlerinde gonyometre hızı 2°/dak ve kayıt aralığı $2\theta = 5-35^\circ$ şeklinde ayarlanmıştır. Kil fraksiyonu ayırımı sedimantasyon yöntemi (3 saat 40 dak.) ile yapılmış olup, difraktogramları kil çamuru sıvanmış cam lamlardan itibaren normal (oda sıcaklığında kurutma), glikolleme (16 saat 60 °C de etilen glikol buharında bırakma) ve fırınlama (4 saat 490 °C de ısıtma) işlemlerinden geçirilmiştir. Kil fraksiyonu çekimlerinde gonyometre hızı 1°/dak ve kayıt aralığı $2\theta = 2-30^\circ$ (hata miktarı $\pm 0.04^\circ$) olarak ayarlanmıştır.

İllit "kristalinite" ölçümlerinde 10-Å illit pikinin yarı yüksekliğindeki genişliği, $\Delta^2\theta$ (Kübler indisi-KI: Kübler, 1968; Guggenheim ve diğ., 2002) kullanılmış, pik genişlikleri kalibrasyonu Kisch (1980) ve Warr ve Rice (1994) standartlarına göre yapılmıştır. İllitlerin $d_{(060)}$ değerleri $2\theta = 59-63^\circ$ ($\pm 0.01^\circ$) kayıt aralığında belirlenmiş olup, kuvarsın (211) piki ($2\theta = 59.97^\circ$, $d = 1.541 \text{ \AA}$) referans alınmıştır.

Ana element çözümlerinde lityum metaborat/tetraborat füzyon ICP, iz/eser ve REE çözümlerinde ICP-MS kullanılmıştır. Bunlar; geçiş metalleri (Cr, Ni, Co, Sc, V, Cu, Pb, Zn), granitoid elementleri (Bi, In, Sn, W, Mo), karışık davranışlı elementler (As, Sb), halojen (Be), değerli metal (Ag), kalıcılığı düşük elementler / LFSE (K, Rb, Cs, Ba, Sr, Tl, Ga), kalıcılığı yüksek elementler / HFSE (Ta, Nb, Hf, Zr, Ti, Y, Th, U), nadir toprak elementleri / REE (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu) ile diğer elementi (Ge) kapsamaktadır.

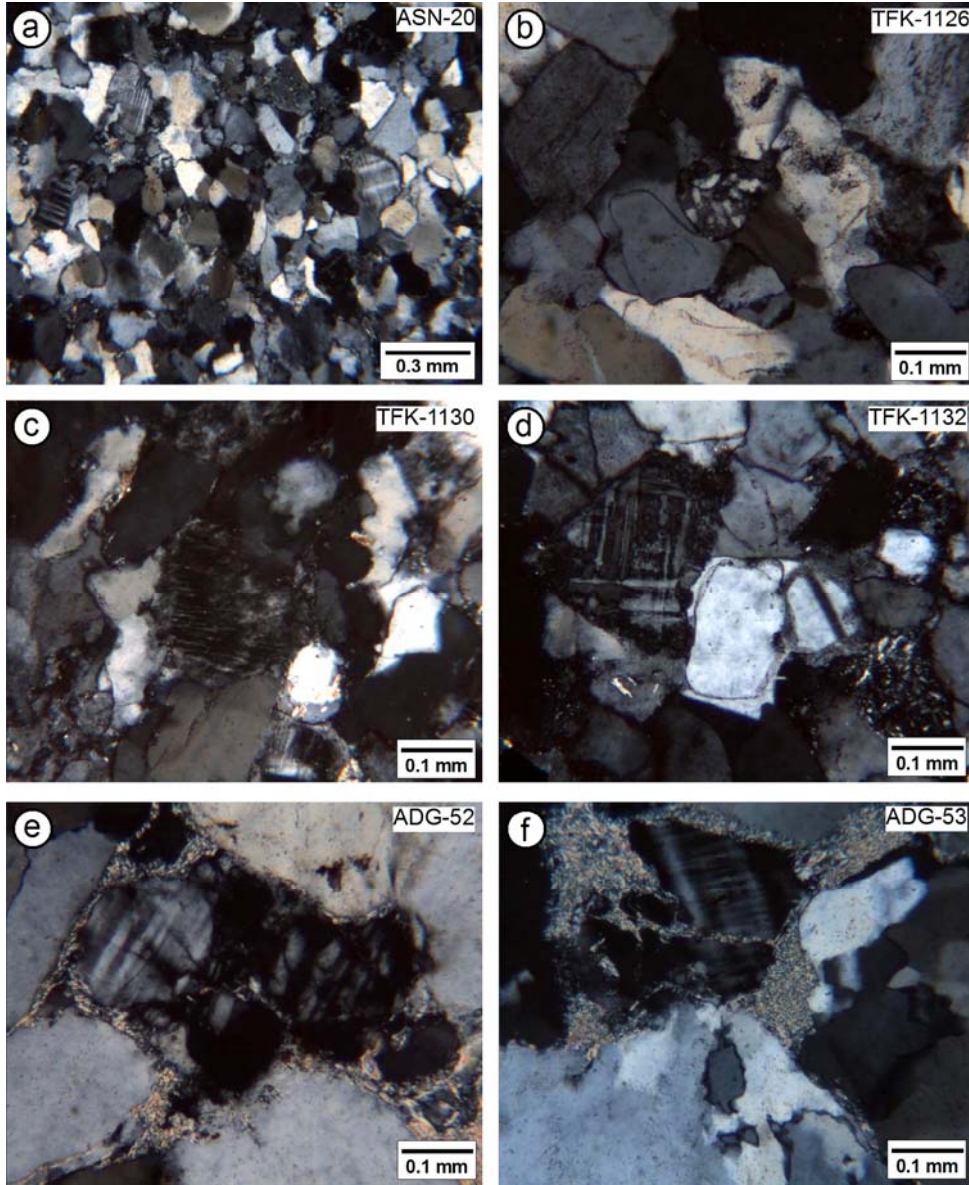
PETROGRAFI

Metakumtaşları

Detritik bileşenler

Metakumtaşları içerisinde detritik bileşenler olarak bolluk sırasına göre; silika (kuvars), feldispat (mikroclin, pertitik ortoklaz, plajiyoklaz), mika

(muskovit, biyotit), zirkon, apatit, turmalin ve opak mineraller belirlenmiştir. Silika minerallerini çoğunlukla monokristalin, daha az da polikristalin kuvarslar oluşturmaktadır. Sandıklı ve Feke bölgesi metakumtaşlarında tipik olarak gözlenen ve yer yer dalgalı sönme gösteren monokristalin kuvarslar (Şekil 3), silika minerallerinin yaklaşık % 90'ını oluşturmaktadır. Yarı yuvarlak-yarı köşeli ve iyi-çok iyi boylanmaya sahip kuvarslar matriksle girift/süturlu sınır ilişki sunmakta olup, bu özellik Sandıklı bölgesi meta-kumtaşlarında daha belirgin gözlenmektedir (Şekil 3a-b). Matriksin % 5'den az olduğu örneklerde, özellikle Feke bölgesi metakumtaşlarında detritik bileşenler yeniden kristallenme ürünü silis büyü-meleri ile çevrelenmiştir (Şekil 3c). Hassa bölgesi metakumtaşlarında tipik olarak gözlenen polikristalin kuvarslar, monokristalin kuvarslara göre daha belirgin dalgalı sönmeye sahip olup, birbirleriyle girift dokulu ve eşboyutlu-poligonal kristal birliklikleri şeklinde ayırt edilmektedir (Şekil 3d). Feldispat minerallerini başlıca mikroklin oluşturmada, bu minerale pertitik ve grafik dokulu ortoklaz ve plajiyoklazlar (albit-oligoklaz) eşlik etmektedir (Şekil 4). Toplam feldispat miktarı Hüdai ve Feke bölgesi metakumtaşlarında yüksek, buna karşın Zabuk formasyonunda daha düşüktür. XRD incelemeleri ile de kanıtlandığı üzere; mikroklinler Sandıklı, Feke ve Hassa bölgesinden alınan tüm örneklerde egemen feldispat minerali olup, genellikle killeşme ve serizitleşme gibi bozunmalar göstermemektedir (Şekil 4a, d-f). Grafik dokulu ortoklazlar, az miktarda killeşme gösteren ve ikizlenmeye sahip olmayan ortoklazlarla birlikte yalnızca Feke bölgesi metakumtaşlarında gözlenmiştir (Şekil 4b). Pertitik ortoklazlar grafik dokulu olanlara göre daha yaygın olup, çoğunlukla ipliksi pertit türü kenetlenme sergilemektedir (Şekil 4c). Plajiyoklazların sönme açıları $15-20^\circ$ arasında değişmekte olup, % 50 den az anortit bileşimini yansıtmaktadır. Plajiyoklazlar ikizlenme düzlemlerinin belirgin olmamasıyla karakteristiktir (Şekil 4a, d-e). İyi boylanma sergileyen plajiyoklaz taneleri genellikle yarı yuvarlak-yarı köşelidir. Feldispatların tane sınırları kuvarslarda gözlemlendiği gibi serizitik matriksle girift sınır ilişkisi sunmakta (Şekil 4e-f) ve Feke formasyonu metakumtaşlarında ikincil silis büyümeleri ile çevrelenmiş olarak da izlenebilmektedir (Şekil 4b-d).

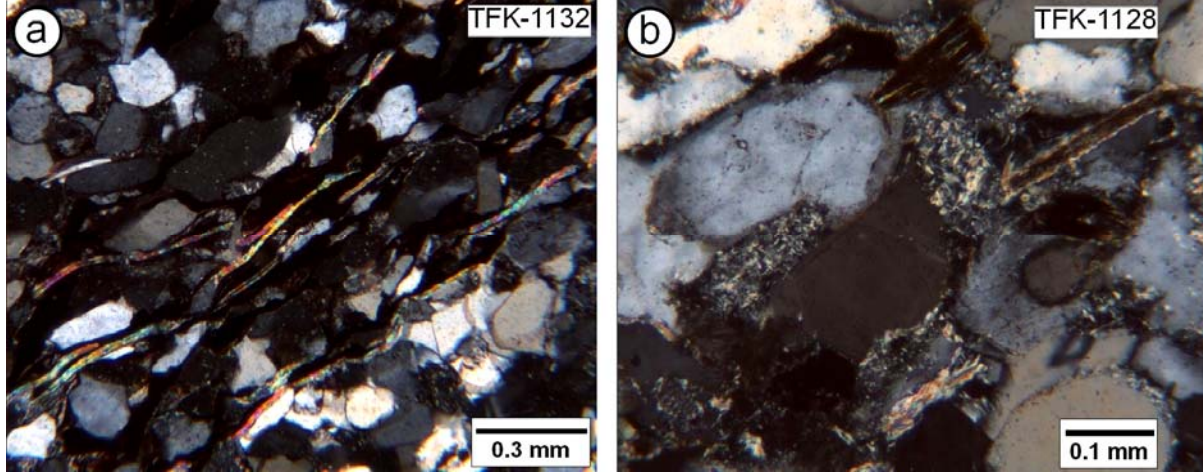


Şekil 4. Metakumtaşlarında feldispat minerallerinin optik mikroskop mikrofotografaları (çift nikol); Hüdai formasyonu: a) Metaarkozlarda iyi boylanmış ve yarı yuvarlaklaşmış mikroklin ve plajiyoklazlar; Feke formasyonu: b) Metasubarkozlarda ikincil silis büyümeleriyle çevrelenmiş killeşmiş grafik dokulu ortoklazlar, c) Metaarkozlarda kuvarslarla süturlu sınır ilişkili iplikli pertitik killeşmiş ortoklaz, d) Metasubarkozlarda ikincil silis büyümeleri ile çimentolanmış orta derecede boylanmış ve yarı yuvarlaklaşmış mikroklin ve plajiyoklazlar; Zabuk formasyonu (metakuvars arenit): e) Serizitlerle süturlu sınır ilişkili plajiyoklaz, f) Serizit ve kuvarslarla kısmen süturlu sınır ilişkili ve yarı yuvarlak mikroklin.

Figure 4. Optical microscopic photomicrographs of feldspar minerals in the metasediments (crossed nicol); Hüdai formation: a) Microcline and plagioclase with well-sorting and semi-rounding in the metaarkoses; Feke formasyonu: b) The graphic textured and argillized orthoclase surrounded by secondary silica growths in the metasubarkoses, c) Strings perthitic and argillized orthoclase by sutured margin with quartz in the metaarkoses, d) The medium sorted and semi-rounded microcline and plagioclase cemented by secondary silica growths in the metasubarkoses; Zabuk formation (metaquartz arenite): e) Plagioclase by sutured margin with sericites, f) The semi-rounded orthoclase by sutured margin with sericite and quartz.

Detritik mika mineralleri incelenen metakumtaşılarından Feke formasyonuna ait bir örnek dışında, eser miktarda gözlenmektedir. Mika minerallerini en fazla içeren TFK-1132 nolu örnekte (Şekil 5a), mikaların kayaca belirgin bir yönlenme dokusu

kazandırdıkları göze çarpmaktadır. Mikalı metakumtaşılarındaki yönlenmeye, mika minerallerinin yanı sıra monokristalin kuvarsların uzun eksenlerinin yönlenmesi de eşlik etmektedir.



Şekil 5. Metaarkozlarda mika minerallerinin optik mikroskop mikrofotografaları (çift nikol), a) İy boylanmış ve ikincil büyüme silis çimentolu metakumtaşılarında ince-uzun, yönlenme gösteren, kısmen bükülmüş muskovitler ve opak minerallerce zengin seviyeler (Hüdaı formasyonu), b) Kloritik ve serizitik bağlayıcı malzemede yarı yuvarlaklaşmış kuvars ve levhamsı biyotitler (Feke formasyonu).

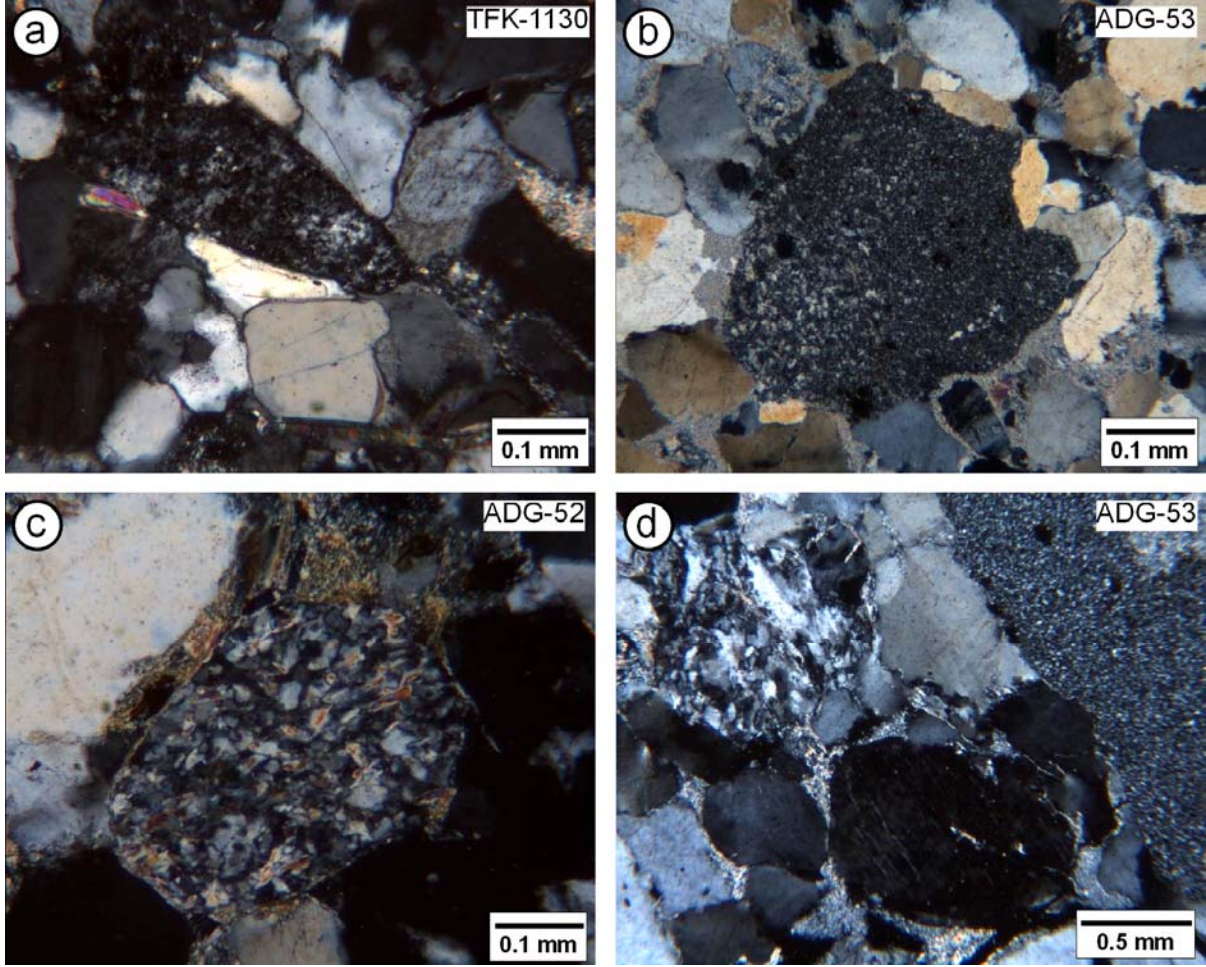
Figure 5. Optical microscopic photomicrographs of mica minerals in the metaarkoses (crossed nicol), a) The fine-long, oriented and partly twisted muscovites and levels rich in opaque minerals in the well rounded metasandstones cemented by secondary silica growths (Hüdaı formation), b) The semi-rounded quartz and platy biotites within the chloritic and sericitic groundmass (Feke formation).

Başlıca muskovit ve daha az miktarda biyotitlerle temsil edilen mika mineralleri (Şekil 5b), {001} istifleme düzlemlerine paralel ince-uzun ve kısmen bükülmüş levhalar halinde gözlenmektedir. Mika minerallerince zengin zonlarda opak minerallerin artışı da söz konusudur.

Ağır mineraller olarak başlıca zirkon, turmalin, apatit ve opak mineraller belirlenmiştir. Zirkon ve opak mineraller tüm örneklerde, turmalin ve apatit ise bazı örneklerde gözlenmiştir. Bütün verilerle birlikte değerlendirildiğinde incelenen metakumtaşılarını oluşturan bileşenlerin ağırlıklı olarak asidik magmatik kayalardan türediği sonucuna varılabilmektedir. Zirkon tanelerinin ve turmalinlerin kısmen, bazı örneklerde (ASN-21, Hüdaı formasyonu) belirgin biçimde yuvarlaklaşmış olması, kumtaşılarını oluşturan bileşenlerin bir kısmının daha yaşlı bir sedimanter kayaktan türediğini de düşündürmektedir. Opak minerallerin

metamorfik kökenli mika zonlarında yoğunlaşması; bu mineraller ile metamorfik kayalar arasında kökensel bir ilişkiyi ortaya koymaktadır.

Metakumtaşılarında az da olsa ince taneli çört ve fillit türü kayaç parçacıkları gözlenmiştir. İnce taneli çört parçacıkları Zabuk ve Feke formasyonlarının her ikisinde, buna karşın fillit parçacıkları yalnızca Zabuk formasyonunda belirlenmiştir. Feke formasyonunda ender gözlenen çört parçacıkları, kuvarslara yakın tane boyuna sahip, keskin tane sınırlı, iyi yuvarlaklaşmaya sahip ve ince taneli opak mineral saçınımları içermektedir (Şekil 6a). Ancak, Zabuk formasyonunda gözlenen çört parçacıkları kuvarslardan daha iri tane boyuna sahip, daha az belirgin sınırlı, daha köşeli tanelerden oluşmaktadır (Şekil 6b). Fillit türü parçacıklar girift sınırlı ilişkili kuvars kristalleri iri serizitik pullar içermesi ve belirgin yönlenme göstermelerleriyle kolaylıkla ayırt edilebilmektedir (Şekil 6c-d).



Şekil 6. Metakumtaşlarında kayaç parçacıklarının optik mikroskop mikrofotografaları (çift nikol); Fefe formasyonu (metaarkoz): a) İnce taneli opak mineral saçınımları içeren iyi yuvarlaklaşmış monokristalin kuvarslar ve silisli kayaç parçası; Zabuk formasyonu (metaquartz arenit): b) Yarı yuvarlak, iri taneli ve belirsiz tane sınırlarına sahip çört parçası, c) İri serizit ve süturlu kuvarslardan oluşan, belirgin yönlenmeli, iyi yuvarlaklaşmış fillitik kayaç parçası, d) Serizit ve uzamış süturlu kuvarslardan oluşan fillit parçası (sol üst köşe) ve ince kalsedonik kuvarslardan oluşan iri tane boyuna sahip çört parçası (sağ üst köşe).

Figure 6. Optical microscopic photomicrographs of rock fragments in the metasediments (crossed nicol), Fefe formation (metaarkose): a) The semi-rounded quartzes bearing fine-grained opaque minerals, and siliceous rock fragment; Zabuk formation (metaquartz arenite): b) The semi-rounded and coarse grained chert fragment with uncertain grain boundaries, c) The distinctive oriented and well rounded phyllitic rock fragment consisting of the coarse sericite and sutured quartzes, d) The phyllite fragment consisting of the sericite and elongated and sutured quartzes (left top corner), and coarse grained chert fragment containing fine chalcedonic quartzes (right top corner).

Bağlayıcı bileşenler

Metakumtaşlarının bağlayıcısını büyük ölçüde serizitleşmiş, kloritleşmiş ve kısmen kaolinleşmiş kil matriks ve özellikle Fefe ve kısmen de Hüdai formasyonlarında ikincil kuvars büyümeleri ile

ilişkili silis çimento oluşturmaktadır (Şekil 7a). Matriksi oluşturan mineraller; Sandıklı ve Fefe bölgesinde illit+klorit iken, Hassa bölgesinde illit+kaolinit biçimindedir. Bu tür mineralojik farklılıklara, dokusal özellikler arasındaki farklılıklar da eşlik etmektedir. Sandıklı ve Fefe bölgesi meta-

kumtaşlarındaki kuvars taneleri matriksle girift, buna karşın Zabuk formasyonundakiler keskin veya zayıf girift sınır ilişkisi sunmaktadır (Şekil 7b).

Dokusal özellikler

Kumtaşlarının Feke ve Hüdai formasyonlarında büyük ölçüde ince kum (0.25-0.125 mm), daha az da orta kum (0.50-0.25 mm), Zabuk formasyonunda ise orta kum boyu bileşenlerden oluşmaktadır.

Boylanma terimi bileşenlerin tane büyüklüklerinin birbirine yakın ve farklı olmasıyla ilgili bir özellik olup, kırıntılı kayaç çok farklı tane boyu ve şekline sahip parçacıklardan oluşmuş ise 'kötü boylanmış', aksi durumda 'iyi boylanmış' denir. Boylanma dereceleri tüm formasyonlardaki kumtaşları için iyi-çok iyi, bazı örneklerde orta-iyi olarak belirlenmiştir.

Dokusal olgunluk kumtaşlarının kil matriks içeriği, tanelerin yuvarlaklığı ve boylanması ile ilgili bir kavramdır. Kil matriks içeriği toplam hacminin % 5'inden az olan, iyi boylanmış ve yuvarlak bileşenlerden oluşan bir sedimanter kayaç dokusal açıdan olgun kabul edilir. İncelenen kumtaşları genellikle yarı yuvarlak-yarı köşeli tanelerden oluşmakla birlikte, serizitik matriks içeriklerinin % 5'den yüksek olması nedeniyle dokusal açıdan iyi olgunlaşmamıştır. Mineralojik olgunluk duraylı bileşenlerin duraysız olanlara oranı ile belirlenmektedir. Kuvars (özellikle monokristalin kuvars) + kaolinit + gipsit + ağır mineraller (turmalin, zirkon ve rutil); feldispat (özellikle plajiyoklaz) + kuvars içermeyen kayaç parçacıklarına göre daha egemen ise ilgili kayaç mineralojik olarak olgunlaşmıştır. İnceleme alanındaki kumtaşlarının monokristalin kuvars içeriklerinin yüksek, buna karşın plajiyoklaz içeriklerinin düşük olması mineralojik açıdan olgunlaştıklarını göstermektedir.

Metakumtaşları ve metasilttaşlarında kuvars ve feldispat taneleri ile matriksteki serizit ve kloritler arasında girift sınır ilişkisi sözkonusudur. Özellikle Hüdai ve Feke formasyonundaki kumtaşlarında yaygın olan bu veriler ileri diyajenez/çok düşük dereceli metamorfizma sırasındaki dokusal değişimleri yansıtmaktadır.

Adlandırma

Kum boyu bileşenlerin oluşan kırıntılı kayaçlar genellikle belirgin bir yönlenme göstermemekle birlikte, bağlayıcı malzemesinin bütünüyle serizitleşmiş ve kloritleşmiş olması, sleyt türü çok düşük dereceli metamorfik arakatkılar içermesi, kuvars tanelerinin serizitik-kloritik matriksle girift sınır ilişkileri sunması nedeniyle, incelenen örnekler genel olarak metakumtaşı, ayrıntılı olarak ise meta- öntakılı adlama (metaarkoz, metakuvars kumtaşı v.b.) biçiminde adlandırılmıştır.

Toplam 16 metakumtaşı örneği üzerinde nokta sayımı işlemleri gerçekleştirilmiştir (Çizelge 1). Kuvars (Q), feldispat (F) ve kayaç parçacıkları (L) yüzde oranları, matriks içeriği % 15'den küçük ($M < \% 15$) örnekler için Folk (1968) ve % 15'den büyük olanlar ($M > \% 15$) ise Pettijohn (1975) diyagramında değerlendirilmiştir (Şekil 8). Hüdai ve Feke formasyonlarına ait matriks içeriği % 15'den düşük metakumtaşları subarkoz-arkoz, Zabuk formasyonuna ait örnek bütünüyle kuvars kumtaşı bileşimine sahiptir (Şekil 8a). Feke formasyonu subarkoz-arkoz arasında geniş bir bileşimsel aralık sergilemekte, buna karşın Hüdai formasyonu subarkoz-arkoz sınırına yakın kesimde konumlanmaktadır. Matriks içeriği % 15'den yüksek örnekler ise bütünüyle feldispatik grovak alanında kümelenmiştir. Zabuk formasyonu örnekleri Hüdai formasyonu örneklerine göre kuvars köşesine daha yakındır (Şekil 8b).

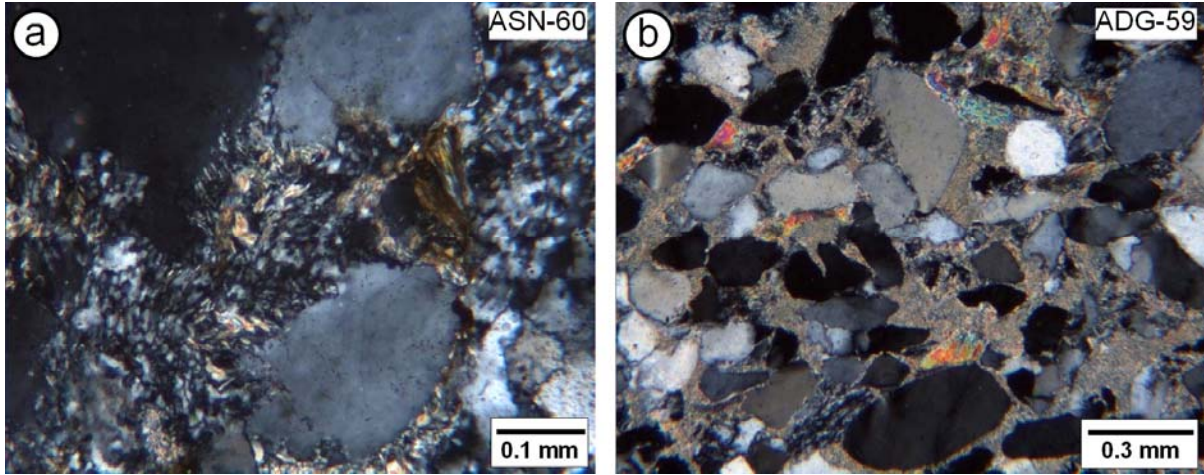
Sleytler

Hüdai ve Feke formasyonlarında gözlenen sleytler, formasyonların ana litolojisi olan metakumtaşları içerisinde arakatkılı olarak gözlenmektedir. Tüm sleytler az miktarda da olsa silt ve kum boyu kuvars ve feldispat taneleri içermekte ve kumlu kiltası veya kumlu çamurtaşı litolojilerinin çok düşük dereceli metamorfik eşdeğerlerini temsil etmektedirler. Belirgin yönlenme ve klivaj düzlemleri içermeleriyle karakteristik olan sleytlerin temel bileşenlerini pulsu, yer yer ince taneli mikamsı serizitler oluşturmakta ve bunlara az miktarda ince taneli klorit oluşumları eşlik etmektedir.

Çizelge 1. Kumtaşlarının modal mineralojik nokta sayımı sonuçları.**Table 1.** Results of modal mineralogic point count of sandstones.

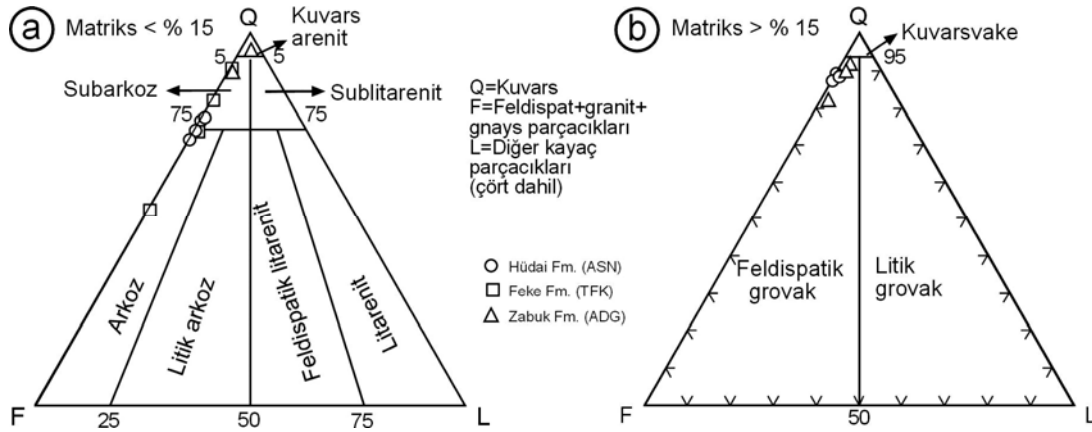
Örnek	Nokta sayımı													%			
	Q	Qm	Qp	F	P	AF	L	Lt	Ls	Lm	H	M	C(s)	Q	F	L	M
ADG-52	1207	1179	28	20	3	17	27	55	9	18	20	65		96	2	2	5
ADG-53	1458	1432	26	95	15	80	28	54	15	13	88	336		92	6	2	18
ADG-54	1396	1344	52	136	16	120	17	69	8	9	72	184		90	9	1	11
ADG-57	870	830	40	75	10	65	17	57	4	13	67	315		90	8	2	25
ADG-59	974	941	33	189	24	165	21	54	6	15	60	250		82	16	2	17
TFK-1126	1363	1345	18	136	14	122	5	23		5	18	36	341	91	9	0	2
TFK-1128	476	464	12	102	10	92	2	14		2	24	52	42	82	18	0	8
TFK-1130	553	540	13	500	47	453	6	19		6	45	34	135	52	48	0	3
TFK-1132	336	344	8	116	15	101	5	13		5	73	16	88	75	25	0	3
ASN-20	756	744	12	262	27	235	2	14		2	30	16	190	74	26	0	2
ASN-21	814	800	14	114	13	101	3	17		3	97	220	92	87	13	0	19
ASN-44	473	460	10	190	22	168	2	12		2	18	30	54	71	29	0	4
ASN-47	910	880	30	273	30	243	3	33		3	75	102	218	77	23	0	8
ASN-49	889	864	25	107	12	95	2	27		2	66	272		89	11	0	21
ASN-58	675	659	16	78	8	70	8	24		8	27	354	48	89	10	1	32
ASN-60	654	633	21	183	20	163	8	29		8	12	59	107	77	22	1	7

Qm=Monokristalin kuvars, Qp=Polikristalin kuvars, P=Pajiyoklaz, AF=Alkali feldispat, H=Ağır mineraller (muskovit, biyotit, klorit, apatit, zirkon, turmalin, opak), M=Matriks (kil, serisit), C=Çimento (karbonat (k), silis (s), Fe-oksit (f)), Ls=Sedimanter kayaç parçacıkları, Lm=Metamorfik kayaç parçacıkları, Q=Toplam kuvars (Qm+Qp), F=Toplam Feldispat (P+AF), L=Toplam duraysız kayaç parçacıkları (Ls+Lm+Lpv), Lt=Toplam kayaç parçacıkları (Qp+Ls+Lm+Lpv)



Şekil 7. Metasubarkozlarda bağlayıcı malzemenin optik mikroskop mikrofotografaları (çift nikol), a) Bütünüyle serizitleşmiş-kloritleşmiş matriks ve küçük kuvarslardan oluşan silis çimento birlikliği ile yuvarlaklaşmış kuvars taneleri ile serizit-kloritler arasında süturlu sınır ilişkisi (Hüdaï formasyonu), b) Serizitleşmiş-kaolinleşmiş matriks ve orta boylanmalı kuvars taneleri arasında keskin ve zayıf gelişmiş süturlu sınır ilişkisi (Zabuk formasyonu).

Figure 7. Optical microscopic photomicrographs of groundmass in the metasubarkoses (crossed nicol), a) The association of sericitized-chloritized matrix and silica cement forming of fine quartzs, and the relation of sutured margin between rounded quartz grains and sericite-chlorites (Hüdaï formation), b) The relation of sharp and weak sutured margin between medium sorted quartz grains and sericitized-kaolinized matrix (Zabuk formation).



Şekil 8. Kumtaşlarının QFL diyagramlarında sınıflandırılması, a) Folk (1968), b) Pettijohn (1975).
Figure 8. Nomenclatures of sandstones in the QFL diagrams, a) Folk (1968), b) Pettijohn (1975).

Siltli ve kumlu sleyt olarak adlandırılan meta-klastik kayaçları oluşturan kuvars ve feldispat tanelerinin sınırları basınç çözünmesi süreçleri nedeniyle matriksteki serizit ve kloritlerle kaynaşmış, çok ince testere dişi şeklinde görülmektedir. İksel kırıntılı dokuları kısmen de olsa korunmuş metaklastik kayaçlardaki tane-matriks arasındaki bu tür sınırsal ilişkiler, matriksin tümüyle serizit ve kloritten oluştuğu doku "altere kil matriks zonu" (dokusal zon 2) ile "kuvarsitik yapı ve hidromika-klorit matriks zonu" na (dokusal zon 3: Kossovskaya ve Shutov, 1970; Kisch, 1983; Frey, 1987) karşılık gelmektedir.

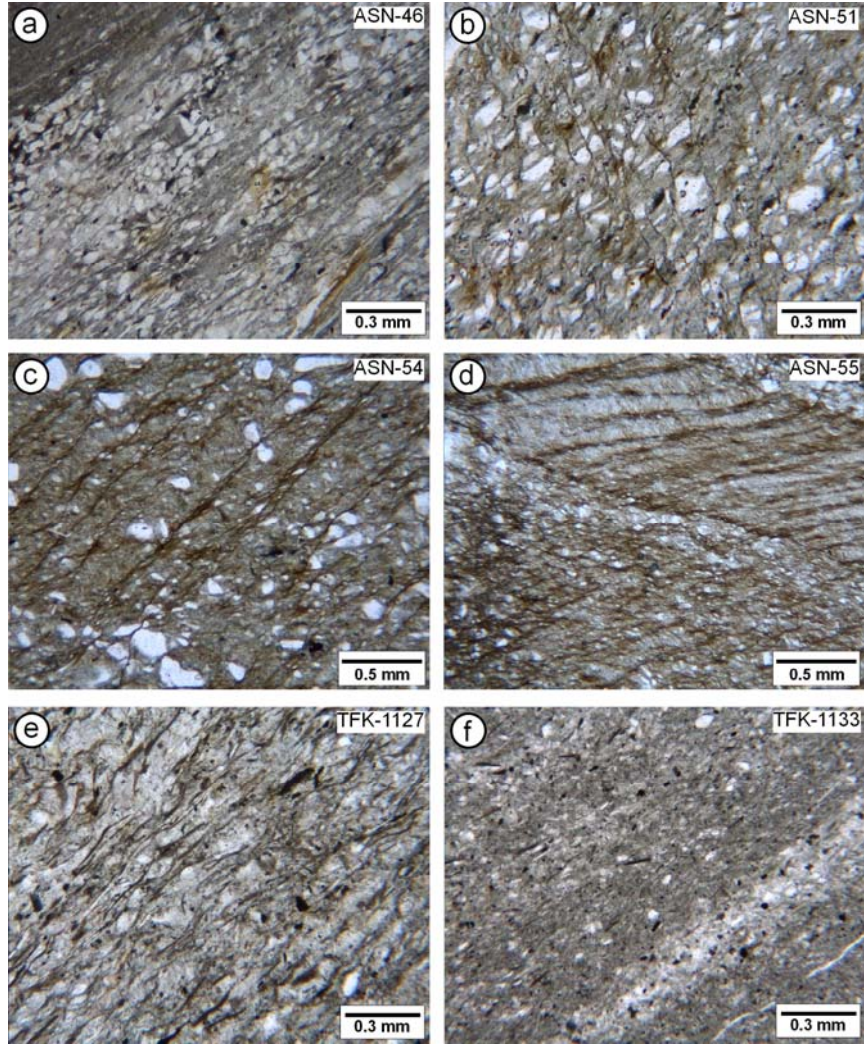
Hüdei formasyonu sleyt örnekleri ilksel tabakalanma düzlemlerine paralel veya yaklaşık dik konumlu sleyt klivajı gelişimlerinin yanı sıra (Şekil 9a-b), buruşma kıvrım ve dilinimlerinin (buruşma tipi sleyt klivajı; Kisch, 1991) yaygın olduğu, yer yer zik-zaklı bir görünüm sunmaktadır (Şekil 9c-d). Detritik kuvars tanelerinin uzun eksenleri tabakalanma düzlemlerine paralel yönelmeye sahiptir (Şekil 9a-c). Bu nedenle, kuvarsların uzun eksenleriyle klivaj düzlemleri arasındaki açı, tabakalanma düzlemleri ile klivaj düzlemleri arasındaki açısal ilişkiyi yansıtmaktadır. Mikrolaminalanma türü ilksel sedimanter dokuların ender gözlemlendiği sleyt örnekleri büyük ölçüde dokusal zon 3 özelliklerine sahiptir. Formasyondaki sleytlerde kloritleşmiş biyotitlerin yanı sıra, post-tektonik klorit oluşumları da

gözlenmiştir. Bazı örneklerde (ASN-56 ve 59) biyotitlerin kloritleşmesi sonucu, biyotit ve klorit lamellerinin ardışıklı dizilimi ile karakteristik biyotit-klorit podları/istifleri gelişmiştir. Biyotit-klorit istiflerinde biyotit ve kloritlerin {001} düzlemleri ilksel tabakalanma düzlemlerine paralel iken, klivaj düzlemlerine dik veya dike yakın (70-80°) açılar sergilemektedir.

Feke formasyonu örnekleri Hüdei formasyonu örneklerine göre daha düşük dereceli fabrike sahip olup, ilksel kırıntılı dokularını (tabaka-lanmaya paralel mikrolaminalanma) daha iyi yansıtmaktadır. Büyük ölçüde dokusal zon 2 özelliği sergileyen siltli sleytler genellikle zayıf (Şekil 9e) ve yer yer daha belirgin (Şekil 9f) klivaj gelişimine sahiptir. İnce-uzun kısmen bükülmüş muskovit levhalarının uzun eksenlerinin tabakalanmaya paralel yönelmesi, kayacın yönelenmesini daha da belirgin duruma getirmektedir.

X-IŞINLARI MİNERALOGİSİ

Hüdei formasyonu'na ait metakumtaşı ve sleyt litolojilerinde bolluk sırasına göre başlıca kil/fillosilikat, kuvars ve feldispat mineralleri saptanmıştır. Kil minerallerini illit, klorit, C-V, C-S ve I-S; en yaygın birliklikleri ise sırasıyla illit + klorit + C-V, Illit + klorit + C-V + C-S, illit + C-V + C-S ve illit + klorit oluşturmaktadır. Üç örnekte de kil fraksiyonu



Şekil 9. Geyikdağı Birliği siltli sleytlerinin optik mikroskop mikrofotografaları (tek nicol); Hüdai Formasyonu: a) Silt boyu detritik kuvars ve feldispat taneleri içeren tabakalanma düzlemine yaklaşık paralel klivaj düzlemleri ($S_0 = S_1$), b) Kum boyu detritik bileşenli, tabakalanma düzlemine yaklaşık dik klivaj düzlemleri, c) İlksel tabakalanma düzlemlerine dike yakın buruşma tipi sleyt klivajları ve uzun eksenleri tabakalanma düzlemlerine paralel kum boyu detritik kuvarslar, d) İnce taneli ve siltli seviyelere ait mikrolaminasyon ve ince taneli seviyelerde belirgin buruşma tipi sleyt klivajı gelişimi; Feke formasyonu: e) İnce-uzun muskovitlerin belirginleştirdiği yönlenme ve zayıf gelişmiş buruşma ve klivajlar, f) Siltli bileşenlerce zengin seviyelerce oluşturulan mikrolaminasyon ve tabakalanmaya paralel yönlenme.

Figure 9. Optical microscopic photomicrographs of silty slates in the Geyikdağı Unit (crossed nicol), a) The cleavage planes parallel to bedding planes with detrital and silty sized quartz and feldspar grains ($S_0 = S_1$), b) The cleavage planes approximately perpendicular to bedding planes with sandy sized detrital constituents, c) The crenulation type of slaty cleavages approximately perpendicular to primary bedding planes, and sandy sized detrital quartzs with their long axis parallel to bedding planes, d) The microlamination belonging to fine grained and silty levels, and the developing of crenulation type of slaty cleavage in the fine grained levels; Feke formatin: e) The orientation exposed by fine-long muscovites, and the weak developed crenulation and cleavages, f) The microlamination formed by levels rich in silty constituents, and orientation parallel to bedding.

bütünüyle illit ile temsil edilmektedir. I-S bir örnekte saptanmış olup, diğer kil mineralleri ile birlikte bulunmaktadır. İllit tüm örneklerde bulunmakta, bu minerali C-V ve klorit izlemektedir. Tüm kayaç ve kil fraksiyonunda belirlenen minerallerin ölçülü stratigrafi kesitindeki litolojik farklılıklara ve dağılımlarına göre, feldispat miktarının formasyonun üst seviyelerini temsil eden ve metakumtaşlarının egemen olduğu Örenkaya kuvarsit üyesinde arttığı gözlenmiştir. Kil mineralleri ise Örenkaya kuvarsit üyesinde illitlerin egemen olduğu tekdüze bir dağılım sergilemekte, buna karşın sleytlerin egemen olduğu Celiloğlu üyesinde klorit ve kloritli aratabakalıları belirgin biçimde artmaktadır. Şekilde tüm sleytli seviyelerin aynı kil mineral bileşimine sahip olmadığı da göz önünde bulundurulduğunda, kil mineral birlikteliklerinin önemli ölçüde litolojiye, kısmen de formasyonun beslenme rejimindeki değişimine bağımlı olduğu belirtilebilir.

Feke formasyonuna ait metakumtaşı ve siltli sleyt litolojileri başlıca fillosilikat, feldispat ve kuvars mineralleri içermektedir. En yaygın kil mineral birlikteliğini illit + klorit oluşturmakta, ayrıca bütünüyle illit ve illit + klorit + C-V birlikteliği de gözlenmektedir. İllit tüm örneklerde bulunmakta, bu minerali klorit ve C-V izlemektedir. Formasyondaki litolojilerin tüm kayaç ve kil fraksiyonunda belirlenen minerallerin ölçülü stratigrafi kesitindeki dağılımlarına göre, feldispat miktarının metakumtaşlarında egemen olduğu dikkati çekmektedir. Kil mineralleri açısından kloritler metakumtaşlarında yüksek oranlarda gözlenmekte, sleyt seviyelerinde illitler daha egemen duruma geçmektedir. Formasyonun üst seviyelerinde fillosilikatlar bütünüyle illit ile temsil olunmaktadır. Bu dağılım kil mineral birlikteliklerinin litolojik dağılımın yanı sıra, beslenmedeki değişimler ile de ilişkili olduğunu düşündürmektedir.

Zabuk formasyonunu oluşturan metakumtaşları başlıca kuvars, kil ve feldispat mineralleri içermektedir. Kuvars ve kil mineralleri tüm örneklerde gözlenmekle birlikte, feldispatlar daha düşük bulunuş frekansına sahiptir. Metakumtaşları başlıca illit ve kaolinit içermektedir. Birim, Hüdai ve Feke formasyonlarından farklı olarak klorit

yerine kaolinit içermesiyle karakteristiktir. Baskın kil mineralini illit oluşturmakta, kaolinit miktarı en az düzeyde (% 2) kalmaktadır. Kil mineral parajenezi illit ± kaolinit olup, bazı örnekler hemen hemen tümüyle illitten oluşmaktadır. Ayrıca, iki örneğin kil fraksiyonunda götün zenginleştiği de görülmüştür. Tüm kayaç ve kil fraksiyonunda belirlenen mineral-lerin ölçülü stratigrafi kesitindeki dağılımlarına göre, alt seviyelerde kuvars, üst seviyelerde ise fillo-silikat miktarı daha bol gözlenmektedir. Kaolinit en alt seviyedeki metakumtaşlarında en yüksek oran-da belirlenmiştir.

Hüdai Formasyonuna ait 18, Feke ve Zabuk formasyonlarına ait 8'er örnekte (< 2µm) illit kristalinite (KI) ölçümleri yapılmıştır. İllit kristalinite değerleri Hüdai formasyonu için epizon-kısmen yüksek ankizon (0.17-0.29 Δ°2θ, ortalama 0.22 Δ°2θ), Feke formasyonu için ankizon-epizon (0.21-0.41 Δ°2θ, ortalama 0.28 Δ°2θ), Zabuk formasyonu için büyük ölçüde ankizon-kısmen de geç diyajenez (0.27-0.47 Δ°2θ, ortalama 0.37 Δ°2θ) koşullarını yansıtmaktadır (Şekil 10).

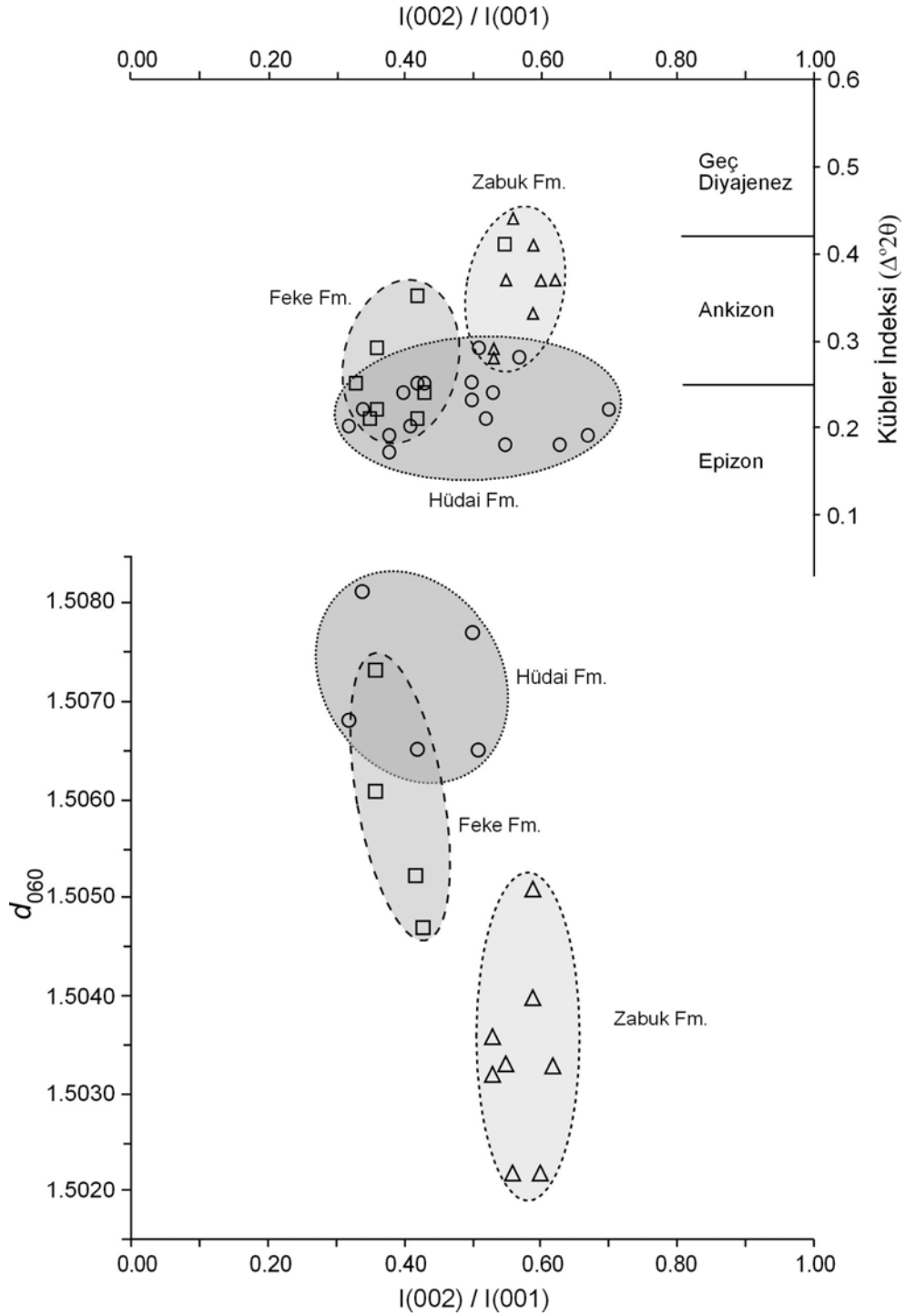
KUMTAŞI JEOKİMYASI

Sınıflandırılma ve Adlandırma

Metakumtaşlarında yapılan kimyasal çözümler Çizelge 2'de sunulmuştur. Bu kayaçlarda en bol bulunan element oksitleri SiO₂ % 67-92, Al₂O₃ % 4-12, tFe₂O₃ % 1-8, Na₂O % 0.1-0.2 ve K₂O % 0.8-7.8 arasında değişmektedir. Pettijohn ve diğ. (1972) tarafından oluşturulan

$$\text{Log}(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) - \text{Log}(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$$

ikili değişim diyagramında metakumtaşları birimlere göre önemli farklılıklar göstermemektedir (Şekil 11a). Modal mineralojik bileşime göre; çoğunlukla subarkoz ve feldispatik grovıkları temsil eden metakumtaşları; kimyasal bileşimlerine göre bir örnek arkoz-subarkoz sınırında, diğerleri ise arkoz bölgesi içinde yer almaktadır. Bu farklılık matriste-ki serizitik beyaz K-mikaların yaygınlığından kaynaklanmakta olup; kumtaşları Log(Na₂O/K₂O) ek-seni yönünde Na₂O içeriği Hüdai - Zabuk - Feke yönünde azalacak bi-

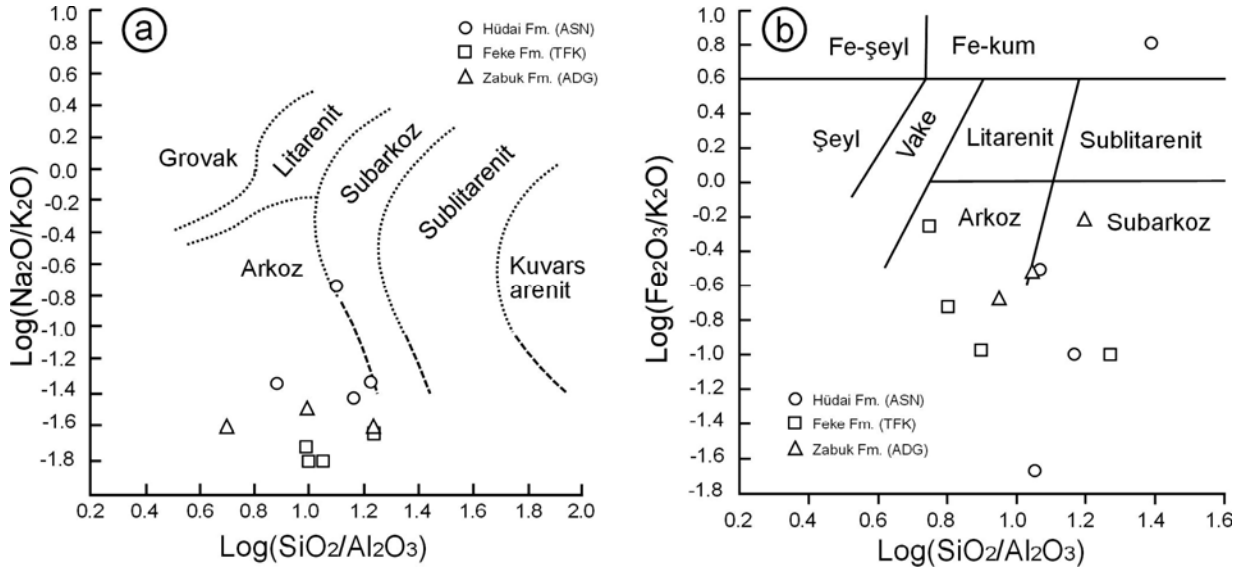


Şekil 10. Hüdai, Feke ve Zabuk formasyonları illitlerinin Kübler İndeksi ve d_{060} verilerinin pik şiddet oranlarına göre dağılımları.

Figure 10. Kubler Index and d_{060} data versus peak intensity ratios of illites from Hüdai, Feke and Zabuk formations.

Çizelge 2. Metakumtaşlarının ana ve iz element kimyasal bileşimleri.**Table 2.** Major and trace element chemical compositions of sandstones.

Birim Oksit %	Hassa (Zabuk Fm.)			Feke (Feke Fm.)				Sandıklı (Hüdaı Fm.)			
	ADG-54	ADG-57	ADG-59	TFK-1126	TKF-1128	TFK-1130	TFK-1132	ASN-20	ASN-44	ASN-49	ASN-60
SiO ₂	86.21	84.45	83.11	90.01	74.52	77.06	66.70	82.79	86.76	82.37	91.70
TiO ₂	1.31	0.182	0.383	0.097	0.391	0.391	1.001	0.257	0.591	0.581	0.093
Al ₂ O ₃	5.48	7.61	9.27	4.83	11.63	9.67	11.92	7.31	5.86	7.02	3.74
ΣFe ₂ O ₃	3.56	1.94	1.82	0.93	2.96	2.07	8.00	0.34	0.79	2.91	1.63
MnO	0.007	0.009	0.009	0.002	0.005	0.002	0.006	< 0.001	0.002	0.005	0.009
MgO	0.26	0.49	0.61	0.09	2.13	0.46	2.73	0.36	0.40	0.89	0.83
CaO	0.04	0.05	0.02	0.11	0.28	0.22	0.33	0.14	0.10	0.21	0.16
Na ₂ O	0.07	0.06	0.08	0.08	0.09	0.11	0.10	0.28	0.14	0.13	0.15
K ₂ O	2.26	2.51	3.38	3.75	6.30	7.78	5.65	6.44	3.14	3.72	0.83
P ₂ O ₅	0.04	0.06	0.07	0.09	0.15	0.17	0.25	0.12	0.08	0.15	0.13
LOI	1.17	1.85	2.13	0.50	2.53	0.84	2.55	0.63	1.00	1.64	1.14
Total	100.40	99.21	100.90	100.50	101.00	98.77	99.24	98.65	98.85	99.64	100.40
Cr	160	30	80	110	60	30	90	40	40	40	170
Ni	< 20	< 20	< 20	< 20	50	< 20	50	< 20	20	< 20	70
Co	4	2	3	11	5	8	5	11	4	8	10
Sc	4	5	4	1	12	5	14	1	6	5	4
V	49	24	23	12	73	37	122	8	36	42	27
Cu	< 10	< 10	< 10	30	20	< 10	10	< 10	< 10	60	40
Pb	43	< 5	15	28	8	8	12	7	12	6	< 5
Zn	30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30
Bi	0.8	0.8	0.6	0.9	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	0.4	< 0.1	0.4
In	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Sn	2	<1	2	<1	2	1	3	2	1	1	<1
W	67.2	27.1	54.8	250.0	55.2	111.0	66.0	237.0	86.7	66.5	108.0
Mo	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	2
As	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Sb	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	1.1	2.2	< 0.2	6	1.7	3
Ge	0.8	0.9	0.9	0.7	1.4	1	1.8	0.9	1.1	1	1
Be	1	1	1	<1	2	<1	3	<1	1	<1	<1
Ag	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Rb	43	52	74	48	98	92	106	75	70	66	28
Cs	0.8	2.8	3.2	0.5	1.6	0.8	4.6	0.8	1.6	1.3	1.1
Ba	140	87	168	317	543	595	497	741	316	477	116
Sr	24	15	19	22	35	38	39	43	30	37	7
Tl	0.18	0.16	0.24	0.13	0.23	0.25	0.30	0.33	0.26	0.26	0.11
Ga	7	9	11	4	24	10	24	5	7	8	5
Ta	2.38	0.34	0.72	0.95	0.66	0.89	1.22	1.1	1.05	0.9	0.49
Nb	19.0	3.0	5.8	1.7	5.6	5.2	13.6	3.0	7.2	7.4	1.4
Hf	11.9	1.6	3.8	1.4	3.5	4.3	6.3	2.5	10.5	8.8	1.6
Zr	476	76	174	55	127	191	257	109	432	371	69
Y	26.8	24.4	13.1	10.9	9.8	19.5	52.8	12.5	9.9	14.0	21.9
Th	32.8	4.34	6.19	2.38	4.78	6.13	6.62	3.08	8.44	9.3	2.82
U	2.60	1.44	1.48	0.90	2.61	1.44	5.09	0.55	1.57	1.83	0.94
La	17.3	37.4	29.8	17.0	16.2	19.9	19.4	14.5	13.9	15.8	8.76
Ce	27.0	66.8	56.1	34.5	31.7	43.5	43.0	29.8	26.9	37.8	19.5
Pr	3.95	7.03	6.31	3.60	3.50	4.95	4.83	3.70	3.35	4.27	2.19
Nd	14.7	23.1	22.2	12.8	13.3	18.6	20.4	14.2	12.8	15.9	8.78
Sm	3.72	3.34	3.09	2.34	2.61	3.53	6.02	2.55	2.49	3.19	2.20
Eu	1.13	0.803	0.61	0.588	0.658	0.931	2.24	0.624	0.565	0.829	0.639
Gd	4.33	3.15	2.04	2.02	2.16	3.32	9.25	2.15	1.94	3.10	3.52
Tb	0.77	0.57	0.32	0.35	0.35	0.59	1.76	0.37	0.33	0.51	0.67
Dy	4.55	3.35	1.89	1.93	1.87	3.45	9.92	2.24	1.95	2.63	3.93
Ho	0.94	0.65	0.38	0.37	0.36	0.67	1.77	0.46	0.41	0.52	0.73
Er	2.91	1.91	1.13	1.10	1.12	2.01	4.98	1.44	1.32	1.59	2.00
Tm	0.471	0.282	0.169	0.157	0.186	0.299	0.723	0.224	0.215	0.245	0.274
Yb	3.04	1.76	1.10	1.01	1.31	1.90	4.44	1.40	1.50	1.63	1.60
Lu	0.459	0.248	0.169	0.144	0.204	0.280	0.644	0.203	0.248	0.276	0.215



Şekil 11. Metakumtaşlarının ikili değişim diyagramlarında adlandırılması,

a) $\text{Log}(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) - \text{Log}(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$ (Pettijohn ve diğ., 1972), b) $\text{Log}(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) - \text{Log}(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$ (Herron, 1988).

Figure 11. Nomenclatures of metakumtaşları in the binary variation diagrams,

a) $\text{Log}(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) - \text{Log}(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$ (Pettijohn et al., 1972), b) $\text{Log}(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) - \text{Log}(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$ (Herron, 1988).

çimde gruplanmaktadır. Herron'un (1988) $\text{Log}(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) - \text{Log}(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$ ikili değişim diyagramında ise metakumtaşları geniş bir aralıkta yayılmakta ve çoğunlukla ayrı kesimlerde kümelenmektedir (Şekil 11b). Sandıklı metakumtaşları çoğunlukla subarkoz, Feke metakumtaşları arkoz ve Zabuk metakumtaşları arkoz-subarkoz bölümlenmesi içindedir. Her iki diyagramda örneklerin SiO_2 eksenine yakın konumlanması, serizitik mikaların bolluğundan ileri gelen K_2O içeriklerinin yüksek olmasıyla ilişkilidir.

Sedimanter Süreçler

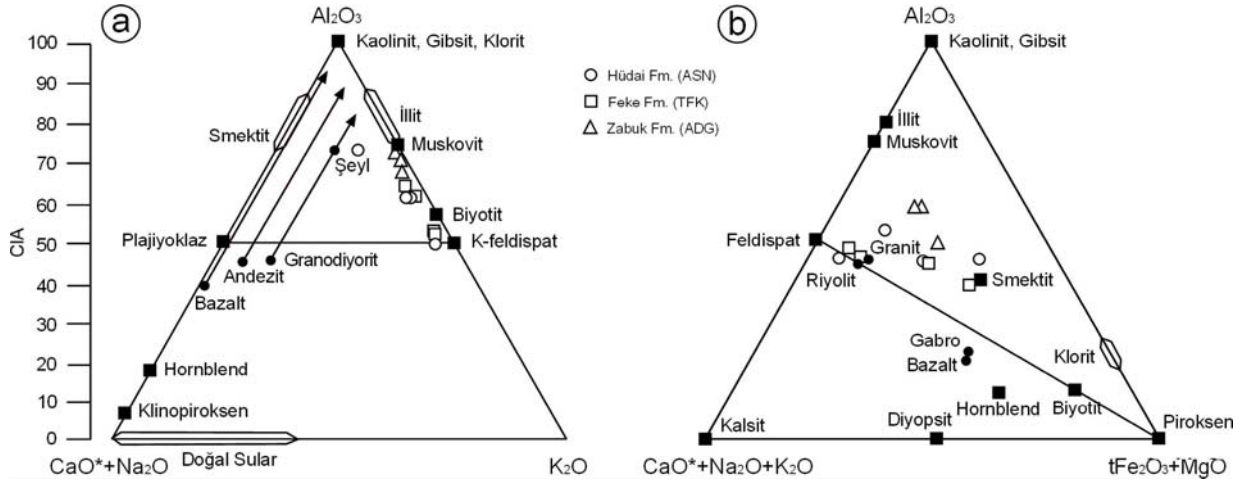
Metakumtaşlarında yüzeysel bozunma indeksi (Kimyasal Alterasyon İndeksi-CAI: Nesbitt ve Young, 1984; Nesbitt ve diğ., 1996) değerleri; kaolin gibi saf alüminosilikat kalıntılar için 100 olmak üzere, yüzeysel bozunma geçirmemiş çoğu magmatik ve metamorfik kayalarda yaklaşık 50 veya daha azdır. $\text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O}) - \text{K}_2\text{O}$ diyagramında (Şekil 12a); inceleme alanı metakumtaşlarının CIA değerleri 49-72 arasında değişmekte olup; K-feldispat-muskovit arasında

$\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{K}_2\text{O}$ çizgisine yakın ve paralel uzanmaktadır.

$\text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - (\Sigma\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO})$

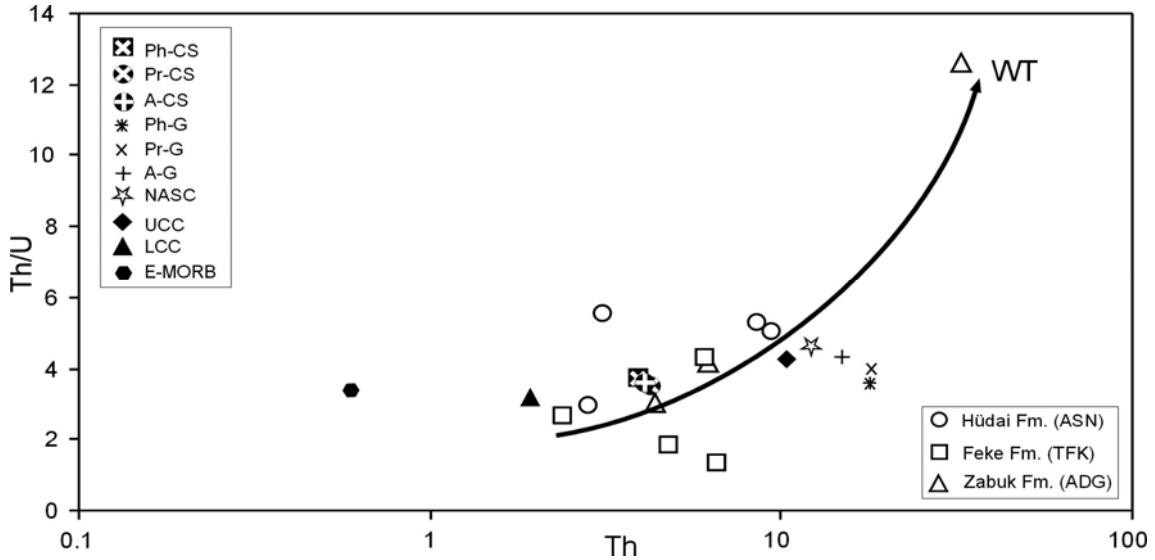
diyagramında (Şekil 12b); metakumtaşlarının CIA değerleri 39-59 arasında değişmekte olup, feldispat-piroksen çizgisinin genellikle üzerinde ve granitik-riyolitik bileşime yakın feldispat-smektit-muskovit üçgeninde yoğunlaşmaktadır. Her iki diyagramdaki veriler diyajenetik ve/veya detritik fillosilikatlar ile K-feldispatın bolluğu ile açıklanabilmekte, ayrıca sedimanter boylanmanın da iyi geliştiğini göstermektedir.

Metakumtaşlarının Th/U oranları 1.30-5.60 arasında değişmektedir (Şekil 13). Bir örnek hariç (ADG-54), diğerlerinin Th içerikleri UCC (Üst Kıtasal Kabuk), NASC (Kuzey Amerikan Şeyleri-Birleştirilmiş), Kratonik Kumtaşları (A-CS: Arkean Kratonik Kumtaşları, Pr-CS: Proterozoik Kratonik Kumtaşları, Ph-CS: Fanerozoik Kratonik Kumtaşları) ve granitlerden (A-G: Arkean Granitler, Pr-G: Proterozoik Granitler, Ph-G: Fanerozoik Granit-



Şekil 12. Metakumtaşlarının CIA (McLennan ve Murray, 1999) ile bazı oksitlerin moleküler oranlarının üçgen diyagramlarda dağılımı, a) Felsik diyagram (Bazı magmatik ve sedimanter minerallerin ideal bileşimleri ile üst kabuğa ait bazı litolojilerin yüzeysel bozunma yönelimleri: McLennan ve diğ., 2006), b) Mafik diyagram (Ortalama magmatik kayaç bileşimleri: Nockolds, 1954).

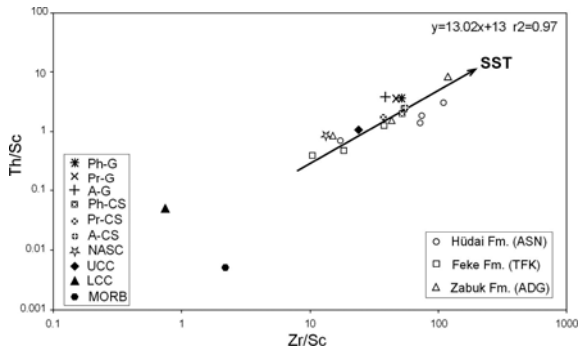
Figure 12. The distributions of CIA (McLennan and Murray, 1999) and molecular ratios of some oxides of metasediments in the triangular diagrams, a) Felsic diagram (ideal compositions of some magmatic and sedimentary rocks and weathering trends of some lithologies of upper crust: McLennan et al., 2006), b) Mafic diagram (Mean magmatic rock compositions: Nockolds, 1954).



Şekil 13. Metakumtaşlarının Th–Th/U ikili değişim diyagramı (WT=Yüzeysel bozunma yönelimi; LCC ve UCC: Taylor ve McLennan, 1981; E-MORB: Sun ve McDonough, 1989; NASC: Gromet ve diğ. 1984; A-CS, Pr-CS, Ph-CS, A-G, Pr-G, Ph-G: Condie, 1993).

Figure 13. Th–Th/U binary variation diagram of metasediments (WT=Weathering trend; LCC and UCC: Taylor and McLennan, 1981; E-MORB: Sun and McDonough, 1989; NASC: Gromet et al. 1984; A-CS, Pr-CS, Ph-CS, A-G, Pr-G, Ph-G: Condie, 1993).

ler) küçüktür. Th/U oranları ise LCC (Alt Kıtasal Kabuk) ve E-MORB'unkinden (Zenginleşmiş-Okyanus Ortası Sırtı Bazaltları) büyüktür. Th içerikleri ve Th/U oranı açısından bakıldığında Kratonik Kumtaşları yüzeysel bozunma yöneliminin (WT) solunda, derinlik kayaçları ise sağında yer almaktadır. U tüketilmesini, diğer bir ifadeyle Th zenginleşmesini de gösteren WT; LCC'den başlayıp UCC değerlerini oldukça aşarak Th/U-Th arasında pozitif bir korelasyon verecek biçimde devam etmektedir. Ayrıca inceleme alanı metakumtaşlarının NASC, kratonik kumtaşları, LCC ve UCC bileşimlerine son derece benzer; buna karşın E-MORB kimyasından oldukça farklı olduğu görülmektedir. Metakumtaşlarında sedimanter boylanmanın etkileri Th/Sc-Zr/Sc diyagramında görülebilmektedir (Şekil 14).



Şekil 14. Metakumtaşlarının Th/Sc-Zr/Sc ikili değişim diyagramı (SST: Sedimanter boylanma yönelimi; LCC ve UCC: Taylor ve McLennan, 1981; MORB: Zr ve Th için Pearce, 1983; Sc için Pearce, 1982; NASC: Gromet ve diğ. 1984; A-CS, Pr-CS, Ph-CS, A-G, Pr-G, Ph-G: Condie, 1993).

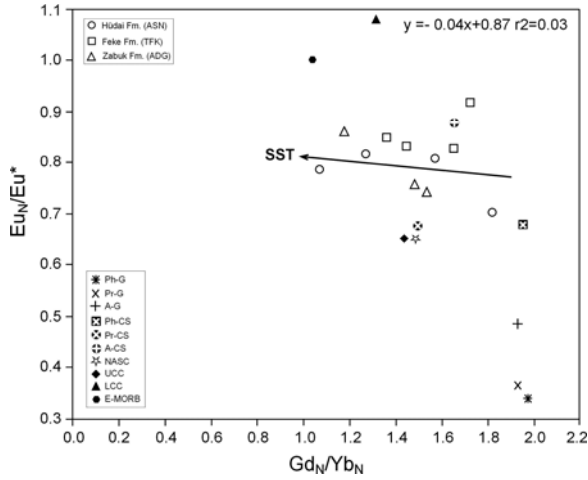
Figure 14. Th/Sc-Zr/Sc binary variation diagram of metasediments (SST: Sedimentary sorting trend; LCC ve UCC: Taylor and McLennan, 1981; MORB: Zr and Th from Pearce, 1983; Sc from Pearce, 1982; NASC: Gromet et al. 1984; A-CS, Pr-CS, Ph-CS, A-G, Pr-G, Ph-G: Condie, 1993).

Th ve Zr uyumsuz elementler olup, daha uyumlu bir element olan Sc'a göre bağıl olarak zenginleşmiştir. Ayrıca örneklerin element oranları arasında kuvvetli bir pozitif korelasyon da bulunmaktadır. Zr/Th oranı yüksek olan bir örnek (ADG-54), diğerlerine göre daha fazla zirkon eklenmesini, dolayısıyla sedimanter boylanma yönelimine (SST) işaret etmektedir.

Diğer bir ifadeyle; sedimanter yeniden çevrim süreçlerinde Zr/Sc, Th/Sc'daki değişimlerden yaklaşık bağımsız olarak daha fazla artma eğilimindedir. Hf (zirkon), Sn (kassiterit), Ti (ilmenit, titanit, rutil), Cr (kromit) ve Th (monazit) gibi diğer elementler de benzer biçimde etkilenmektedir. Ayrıca metakumtaşlarının NASC, Kratonik Kumtaşları, Granitler ve UCC bileşimlerine son derece benzer ve/veya aynı olduğu; buna karşın LCC ve MORB kimyasından oldukça farklı olduğu görülmektedir.

Metakumtaşlarının Eu_N/Eu^* oranları 0.70-0.92 arasında değişmekte olup; genellikle Kratonik Kumtaşları (0.67-0.88), Granitler (0.34-0.48) ve NASC şeyllerinkinden (0.65) yüksektir. Gd_N/Yb_N oranları inceleme alanı kumtaşları için 1.07-1.82; Kratonik Kumtaşları için 1.50-1.95, Granitler için 1.93-1.97 ve NASC şeyleri için 1.49 değerlerine sahiptir. $Eu_N/Eu^*-Gd_N/Yb_N$ değişim diyagramında metakumtaşları; LCC, E-MORB ve Granitlerden oldukça farklı, buna karşın Kratonik Kumtaşlarına daha yakın bir alanda kümelenmektedir (Şekil 15). Örnekler Gd_N/Yb_N eksenine yaklaşık paralel olup sedimanter boylanma yönelimini de vermektedir.

Metakumtaşlarının ana element değişimleri; detritik yönelimi de ortaya koyacak biçimde son bozuşma/bozunma ürünü olan Al_2O_3 'e karşı bazı oksitler kullanılarak Şekil 16a'da verilmiştir. Bunlardan Al_2O_3 ile SiO_2 negatif, MgO ve K_2O pozitif korelasyona sahiptir. Serizitik matriks içeriği yüksek olan örnekler Al_2O_3 'ün yüksek, buna karşın SiO_2 nin düşük olduğu diyagramın sağ kesimlerinde kümelenmektedir. Bu durum, K-mikaların artışına karşın, kuvars miktarının azalmasıyla ilişkilidir. Benzer biçimde, Al_2O_3 ile K_2O arasında artan ilişkisi kısmen K-feldispatların Na-plajiyoklazlara göre daha egemen olması, büyük oranda K-mikaların artmasıyla birlikte, feldispatların azalmasından; MgO'in artışı ise koyu renkli bileşenlerden kaynaklanmaktadır. Al_2O_3 'ün bazı iz elementler ile korelasyon ilişkileri Şekil 16b'de sunulmuştur. Al_2O_3 -iz element korelasyon ilişkisi ana oksitlere göre daha belirgin olup, kalıcılığı düşük elementlerden Rb ve Ga artışı K-mikalar; diyajenez/metamorfizmadan etkilenmeyen geçiş metallerinden V'un artışı türedikleri kaynak bölgeye işaret eden taşınmış terrijen bileşenler ile ilişkilidir.



Şekil 15. Metakumtaşlarının Eu_N/Eu^* - Gd_N/Yb_N ikili değişim diyagramı (SST: Sedimanter boylanma yönelimi; LCC ve UCC: Taylor ve McLennan, 1981; E-MORB: Sun ve McDonough, 1989; NASC: Gromet ve diğ. 1984; A-CS, Pr-CS, Ph-CS, A-G, Pr-G, Ph-G: Condie, 1993).

Figure 15. Eu_N/Eu^* - Gd_N/Yb_N binary variation diagram of metasediments (SST: Sedimentary sorting trend; LCC and UCC: Taylor and McLennan, 1981; E-MORB: Sun and McDonough, 1989; NASC: Gromet et al. 1984; A-CS, Pr-CS, Ph-CS, A-G, Pr-G, Ph-G: Condie, 1993).

Metakumtaşlarının bileşimsel değişim indeksi-ICV (Cox ve diğ., 1995) değerleri; Zabuk için 0.7-1.4, Hüdaî için 0.9-1.2 ve Feke için 1.1-1.5 arasında bulunmaktadır. ICV değerleri Kratonik Kumtaşlarında 0.8-1.2 ve Granitlerde 0.8-0.9 arasında değişmektedir. Diğer bir ifadeyle, diyajenetik/metamorfik evrim en az Zabuk, en çok Hüdaî ve Feke metakumtaşlarını etkilemiştir. $ICV-K_2O/Al_2O_3$ diyagramında feldispat ve K-fillosilikatların örneklerdeki bolluğuna göre dağılımları da farklı olmaktadır (Şekil 17).

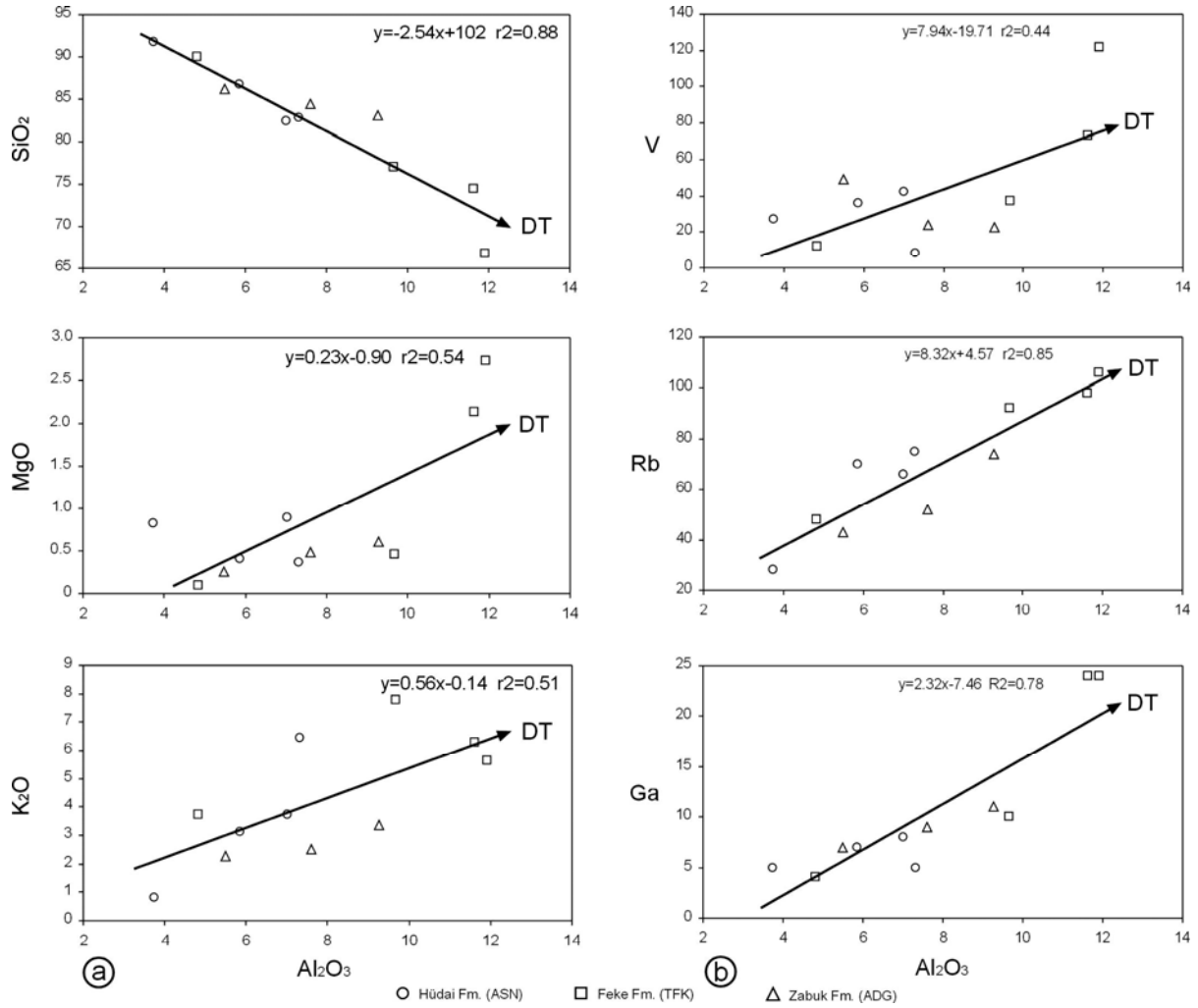
Metakumtaşlarının birimlere göre bazı elementlerin ortalama bileşimleri, kondrite (Sun ve McDonough, 1989) göre normalize edilmiş iz element dağılımları, NASC (Nb ve Y: Condie, 1993; diğer elementler: Gromet ve diğ. 1984) eklenerek Şekil 18'de verilmiştir. Metakumtaşları ve NASC'nin desenleri birbirine benzer olmakla

birlikte; birimler birbirinden ayrılmakta ve belirgin ayrılmışmayı ifade etmektedir. Metakumtaşları kondrit değerlerine göre fakirleşme / tüketilme gösteren P (2-6 kat) hariç, kuvvetli zenginleşmeye (Sr için 3 ve Th için 498 kat) sahiptir. P'daki fakirleşme apatit gibi P-içeren ağır minerallerin azlığını veya yokluğunu; Th'daki zenginleşme ise Th-içeren ağır minerallerin, özellikle zirkon, monazit ve/veya titaniit katkısını işaret etmektedir. İncelenen metakumtaşları sırasıyla Th, Ta, La, Nd, Zr ve Tb için belirgin pozitif; K, Nb, Sr, P ve Ti için negatif anomaliye sahiptir.

Metakumtaşlarının REE içerikleri NASC (Ho ve Tm: Haskin ve diğ. 1968, diğer elementler: Gromet ve diğ., 1984) LCC ve UCC (Taylor ve McLennan, 1981); Kratonik Kumtaşları ve Granitler (Condie, 1993) eklenerek kondrite (Sun ve McDonough, 1989) göre normalize edilerek karşılaştırılmıştır (Şekil 19). Kondrit değerlerine göre; Zabuk-Feke-Hüdaî formasyonları yönünde toplam REE konsantrasyonları artmaktadır. Ayrıca LREE'den HREE'e doğru içerikleri azalmakta olup; inceleme alanı kumtaşlarının desenleri birbirinden ayrılmakta ve belirgin ayrılmışmayı göstermektedir. Metakumtaşlarında tüm elementler için belirgin yaklaşık 119-9 (La-Lu) kat arasında değişen zenginleşmeler mevcut olup, kuvvetli negatif Eu anomalisine sahiptir. REE içerikleri NASC ve Granitler'e göre azalmakla birlikte, birbirine yaklaşmaktadır. Buna karşın LCC, UCC ve Kratonik Kumtaşları'na göre belirgin biçimde artmaktadır. Bu veriler inceleme alanı metakumtaşlarının sedimanterden ziyade, ağırlıklı olarak magmatik bir kaynaktan beslendiğini düşündürmektedir. Özellikle REE açısından Hüdaî formasyonu metakumtaşları diyajenetik/metamorfik süreçlerde en fazla, Zabuk formasyonu metakumtaşları ise en az etkilenmiş gözükmemektedir.

Provenans

Metaklastik kayaçların serizitleşmiş matriksten kaynaklanan K içeriğinin yüksekliğinin yanı sıra, diyajenetik ikincil silis büyümelerinden dolayı ana elementler kullanılarak provenans izlerini saptamak olası gözükmemektedir.



Şekil 16. Metakumtaşlarının Harker değişim diyagramları, a) Ana element- Al_2O_3 , b) İz element- Al_2O_3 (DT=Detritik yönelim).

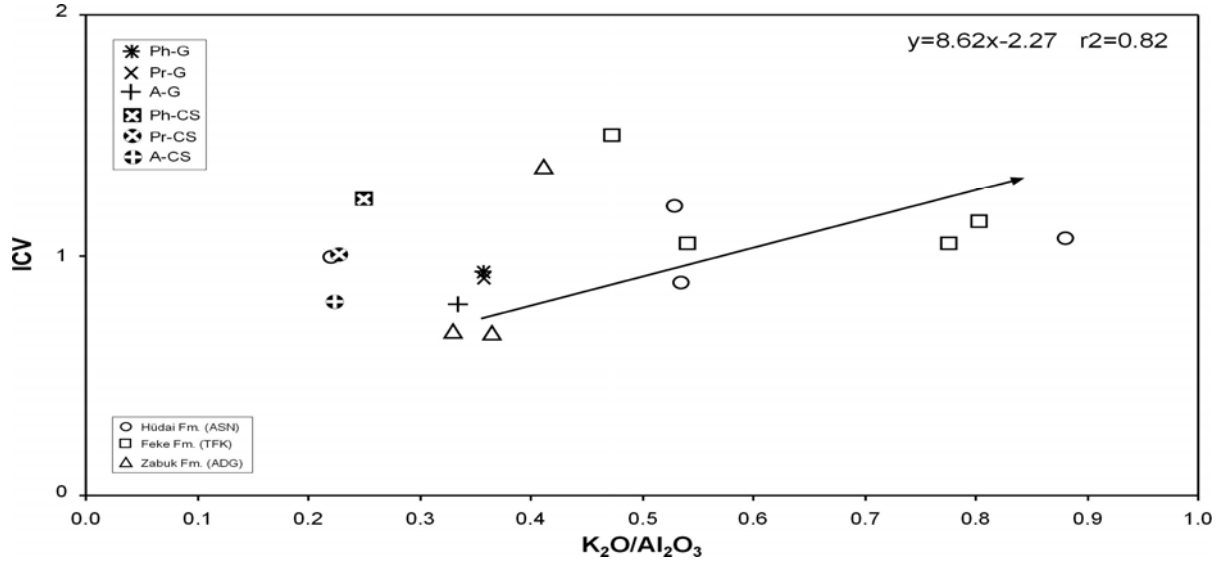
Figure 16. Harker variation diagrams of metasediments, a) Major element- Al_2O_3 , b) Trace element- Al_2O_3 (DT=Detrital trend).

Buna karşın kayalardaki bazı iz elementler, örneğin Cr ve Ni zenginleşmeleri; yüksek Cr/V ve düşük Y/Ni oranlarına sahip ofiyolitik bileşenin bulunuşu açısından bir belirteç olarak alınabilmektedir (Örneğin; Danchin, 1967; Hiscott, 1984; Wrafter ve Graham, 1989). Cr/V oranları; mafik kaynaklardaki kromitin, yani ofiyolitik provenansın varlığına işaret etmektedir. İnceleme alanı metakumtaşlarının yaklaşık 1-9 arasında değişen düşük Cr/V oranları, ofiyolitik veya ultramafik bir kaynaktan beslenmediğini göstermektedir (Şekil 20). Y/Ni oranları da ferromagneziyen zenginleşmenin bir indeksi olarak felsik kaynağa karşı mafik

kaynağın belirteci olmaktadır. Bu çalışmada kullanılan metakumtaşlarının kısmen yüksek Y/Ni oranları (0.2-1.3); silisik + felsik bir provenansı düşündürmektedir.

Jeotektonik Konum

Metakumtaşlarında yapılan modal mineralojik nokta sayım sonuçları; QFL üçgen diyagramlarında (Dickinson ve diğ., 1983); kıtasal bloku temsil eden örneklerden birinin temel yükselimi, diğerlerinin ise kraton-kıtasal geçiş kaynağını temsil ettiği görülmektedir (Şekil 21).



Şekil 17. Metakumtaşlarının ICV-K₂O/Al₂O₃ ikili değişim diyagramı (A-CS, Pr-CS, Ph-CS, A-G, Pr-G, Ph-G: Condie, 1993).

Şekil 17. ICV-K₂O/Al₂O₃ binary variation diagram of metasediments (A-CS, Pr-CS, Ph-CS, A-G, Pr-G, Ph-G: Condie, 1993).

Metakumtaşları (Fe₂O₃+MgO)–(Al₂O₃/SiO₂) diyagramında (Bhatia, 1983); pasif kenar ortamı içinde ve çevresinde yoğunlaşmaktadır (Şekil 22). Eski sedimanları temsil eden kimyasal analizlere göre oluşturulan SiO₂–K₂O/Na₂O (Roser ve Korch, 1986) biçiminde ikili değişim diyagramında (Şekil 23); birimlere ait tüm örnekler pasif kenar ortamını temsil etmektedir.

Kroonenberg (1994) tarafından önerilen SiO₂/20–(Na₂O+K₂O)–(TiO₂+Al₂O₃+tFe₂O₃) üçgen diyagramında; örneklerin önemli kısmının pasif kenarı temsil ettiği görülmektedir. (Şekil 24). Bhatia ve Crook (1986) farklı tektonik ortamlara ait grovaxlar için geliştirdiği La–Th–Sc üçgen diyagramında; kumtaşları La köşesine yakın olup; okyanusal ada yayı hariç, diğer ortamları (Şekil 25a); Th–Sc–Zr/10 üçgen diyagramında Zr köşesine yakın kıtasal ada yayı ve pasif kıtasal kenar ortamlarını temsil etmektedir (Şekil 25b).

SONUÇLAR VE TARTIŞMA

Geyikdağı Birliği'ne ait Batı Toroslar bölgesindeki Hüdei formasyonunda daha fazla olmak üzere,

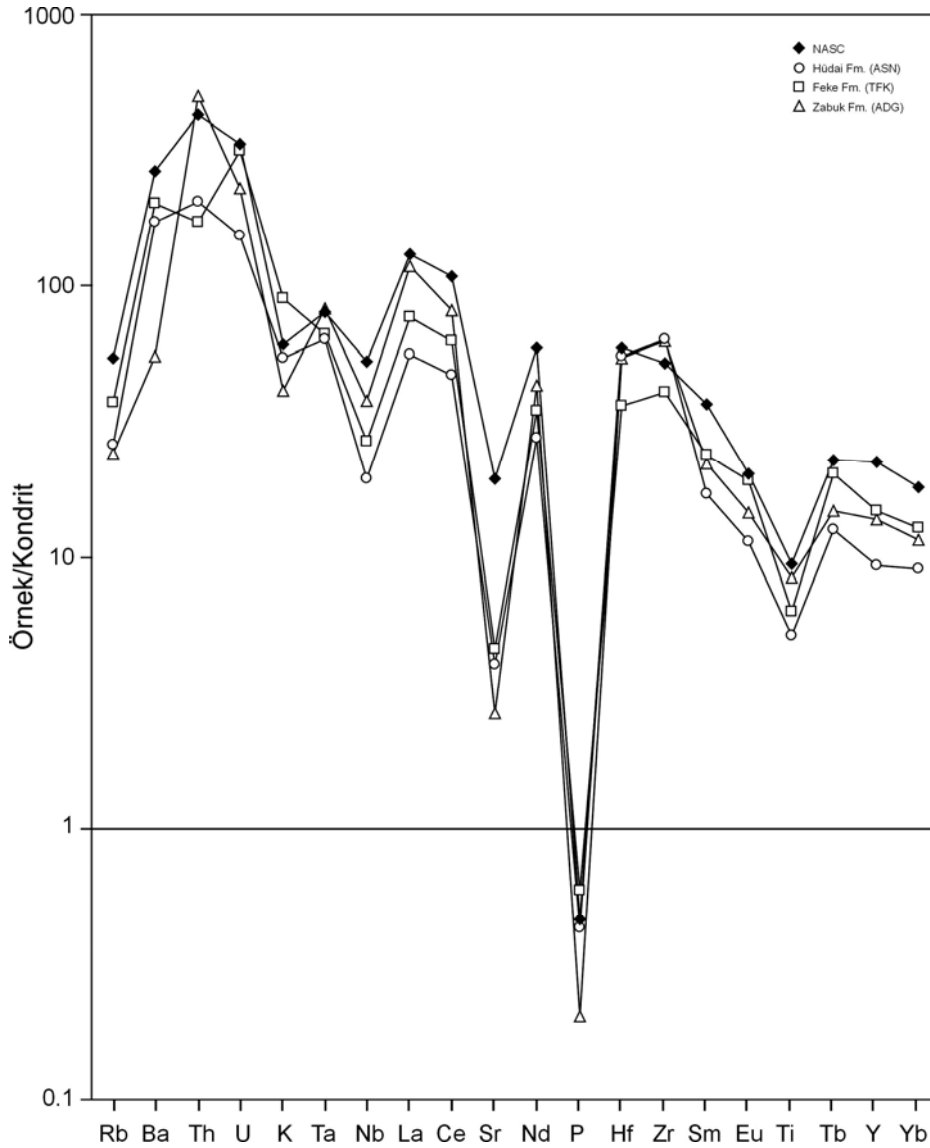
Doğu Toroslar bölgesindeki Feke formasyonu metakumtaşları sleyt arakatlıları içermekte, ancak Güneydoğu Anadolu Otoktonu'nu (Arap Plakası) temsil eden Zabuk formasyonu sleyt içermeksizin bütünüyle metakumtaşlarından oluşmaktadır. Bu farklılıklar Torid Orojenik Kuşağı ile Arap Platformu'nun köken ve çökeltme ortamlarıyla ilişkilidir. Bir başka açıdan değerlendirildiğinde, farklı paleocoğrafik konumlarına işaret etmektedir.

Metakumtaşlarında polikristalin kuvars ve fillitik kayaç parçacıkları Zabuk, feldispatlar ise Feke ve özellikle Hüdei formasyonlarında daha yüksek miktarlarda bulunmaktadır. Zabuk formasyonunda Torid Kuşağı'nı temsil eden diğer formasyonlara göre daha düşük feldispat, daha yüksek polikristalin kuvars ve fillitik parçacıkları içermesi; Arap Platformu'nun Kambriyen dönemi silisiklastik kayaçlarında metamorfik beslenmenin daha egemen olduğunu göstermektedir.

Hüdei formasyonu metakumtaşları, daha az silis çimentoya sahip olması, C-S ve C-V aratabakalıları içermesi ve daha ileri derecede yönlenme fabriği ve metamorfizma derecesine sahip olması dışında, Feke formasyonu metakumtaşlarına ben-

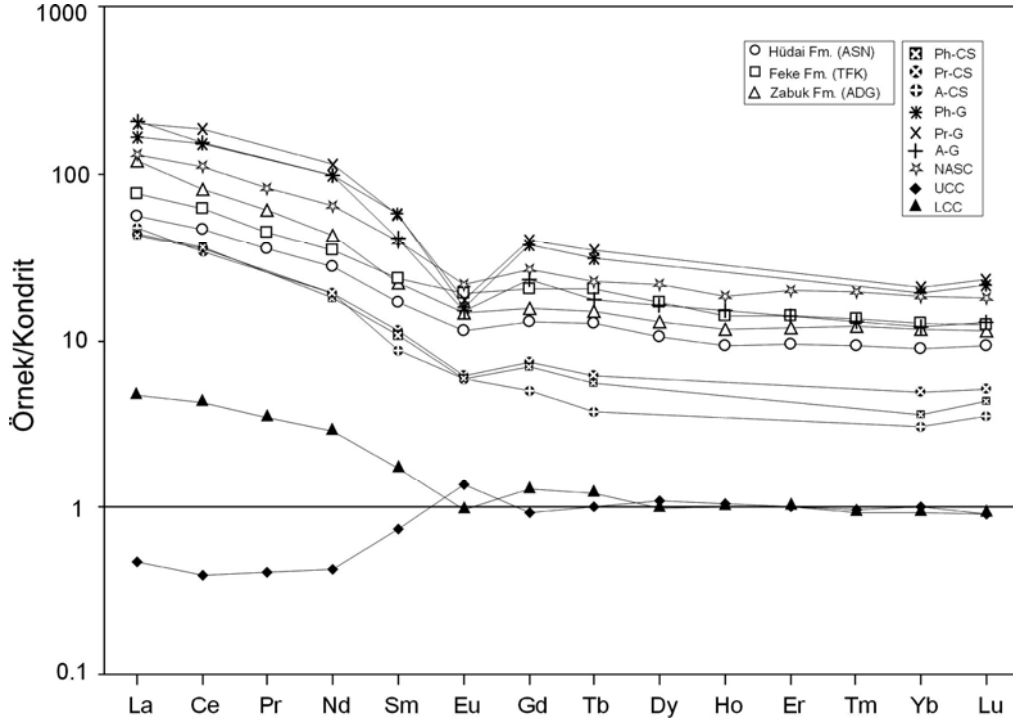
zerlik sunmaktadır. Bununla birlikte, Zabuk formasyonu polikristalin kuvars, fillit ve çört parçacıkları ile kaolinit içermekte, daha iri tane boyu, daha düşük yuvarlaklık, boylanma, dokusal olgunluk, yönlenme fabriği ve metamorfizma derecesine sahiptir. Feke formasyonunda illitlere klorit eşlik etmekteyken, Hüdai formasyonunda kloritin yanı sıra, C-V ve C-S aratabakalıları da gözlenmektedir. Zabuk formasyonu ise diğer formasyonlardan farklı olarak illit ve daha az

kaolinit içermektedir. Bu durum, formasyonların köken kayaçla ilişkili beslenmenin yanı sıra, paleoöğrafik konum ve sedimanter süreçlerindeki değişiklikleri de yansıtmaktadır. Zabuk formasyonu granitik kaynağın yanı sıra, metamorfik bir kaynaktan da beslenmesi Hüdai ve Feke formasyonlarına göre daha yaşlı bir kaynaktan beslendiği izlenimi vermektedir. Ancak bu görüşün kumtaşlarındaki zirkon yaşlandırılması ile de desteklenmesi gerekmektedir.



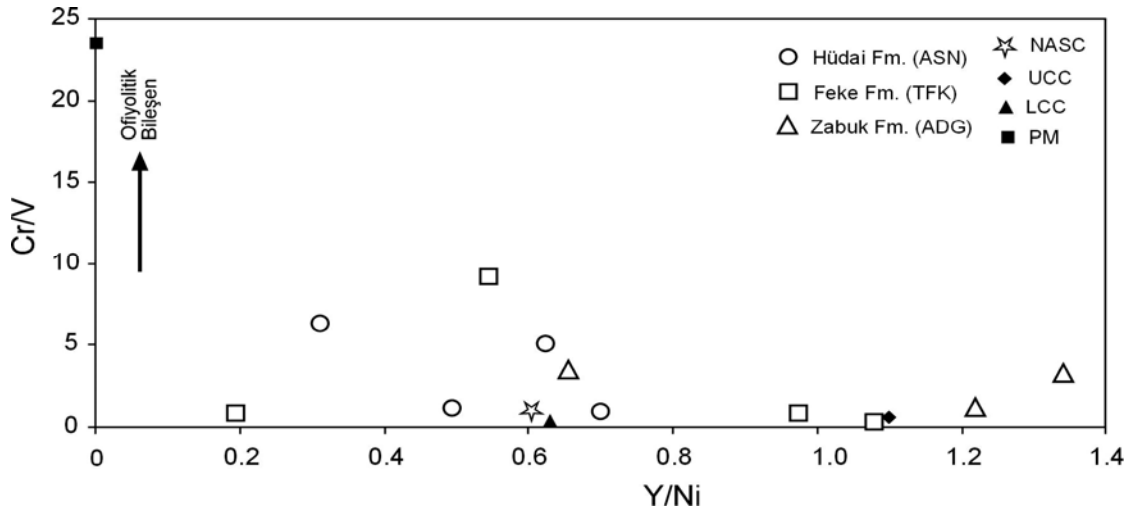
Şekil 18. Metakumtaşlarının kondrit-normalize iz element desenleri (Kondrit: Sun ve McDonough, 1989; NASC için Nb ve Y: Condie, 1993; diğer elementler: Gromet ve diğ., 1984).

Figure 18. The chondrite-normalized patterns of trace elements in the metasandstones (Chondrite: Sun and McDonough, 1989; NASC: Nb and Y from Condie, 1993, other elements from Gromet et al., 1984).



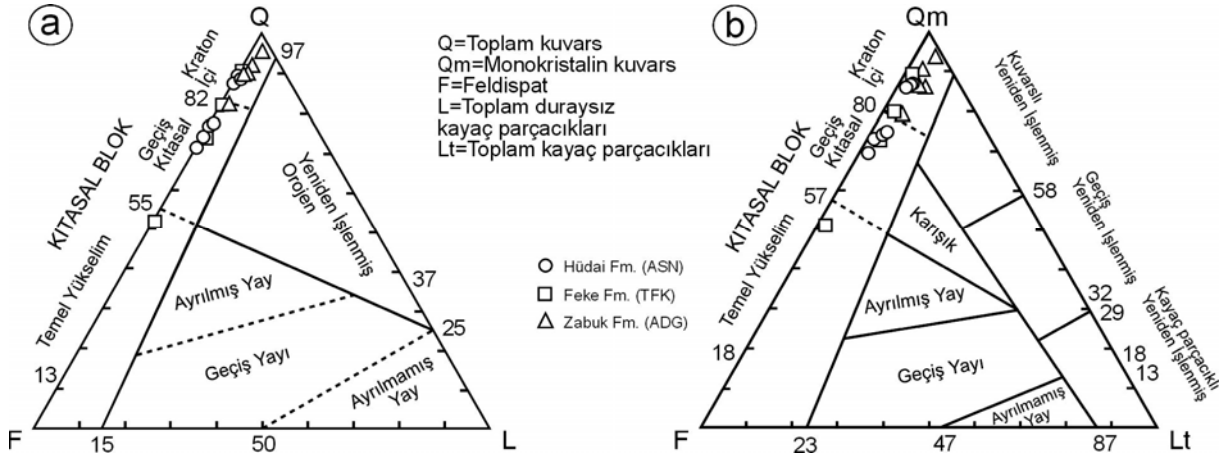
Şekil 19. Metakumtaşlarının kondrit-normalize REE desenleri (Kondrit: Sun ve McDonough, 1989; NASC: Ho ve Tm elementleri Haskin ve diğ. 1968, diğer elementler Gromet ve diğ., 1984; LCC ve UCC: Taylor ve McLennan, 1981; A-G, Pr-A, Ph-G, A-CS, Pr-CS, Ph-CS: Condie, 1993).

Figure 19. The chondrite-normalized patterns of REE's in the metasediments (Chondrite: Sun and McDonough, 1989; NASC: Ho and Tm from Haskin et al. 1968, other elements from Gromet et al., 1984; LCC and UCC: Taylor and McLennan, 1981; A-G, Pr-A, Ph-G, A-CS, Pr-CS, Ph-CS: Condie, 1993).



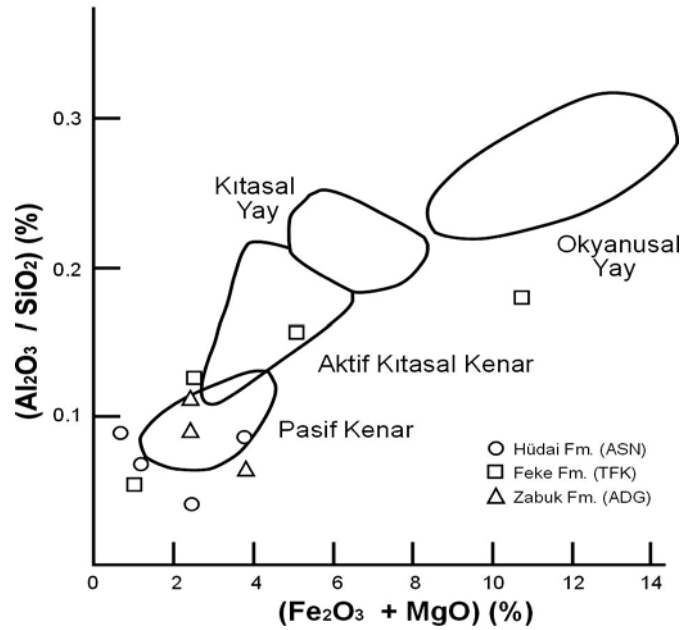
Şekil 20. Metakumtaşlarının Cr/V-Y/Ni ikili değişim diyagramı (LCC ve UCC: Taylor ve McLennan, 1981; PM: Taylor ve McLennan, 1985; NASC: Cr ve Ni için Gromet ve diğ. 1984, V ve Y için Condie, 1993).

Figure 20. Cr/V-Y/Ni binary variation diagram of metasediments (LCC and UCC: Taylor ve McLennan, 1981; PM: Taylor and McLennan, 1985; NASC: Cr and Ni from Gromet et al. 1984, V and Y from Condie, 1993).



Şekil 21. Kumtaşlarının bileşenlerine göre jeotektonik konumları (Dickinson ve diğ., 1983); a) Q-F-L, b) Qm-F-Lt.

Şekil 21. The geotectonics settings of sandstones based on constituents (Dickinson et al., 1983); a) Q-F-L, b) Qm-F-Lt.

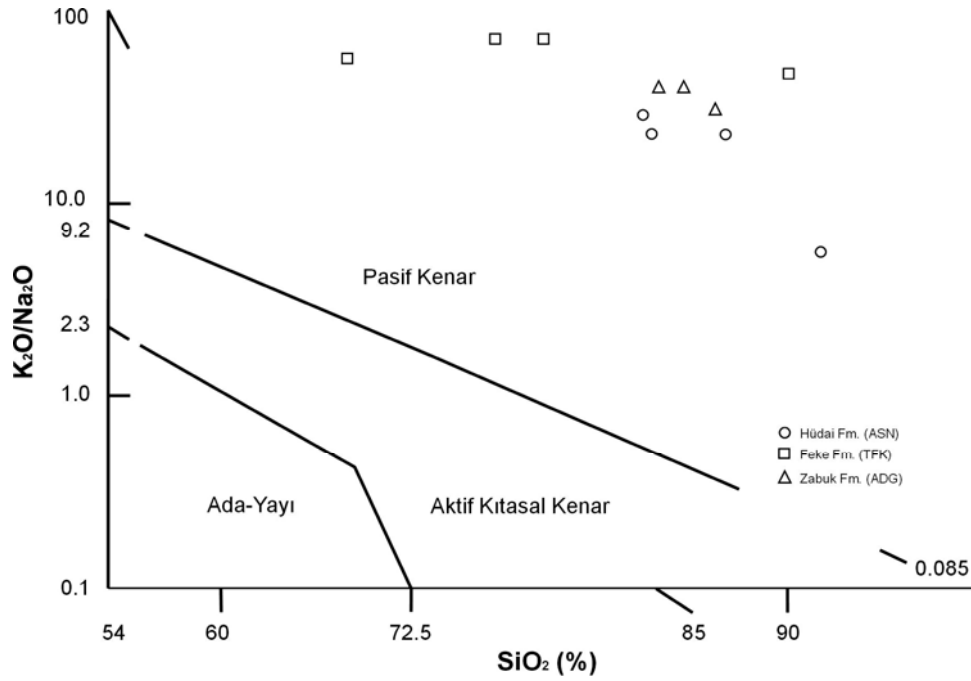


Şekil 22. Kumtaşları için Fe_2O_3+MgO – (Al_2O_3/SiO_2) jeotektonik ayırtma diyagramı (Bhatia, 1983).

Figure 22. Fe_2O_3+MgO – (Al_2O_3/SiO_2) geotectonic discrimination diagrams for sandstones (Bhatia, 1983).

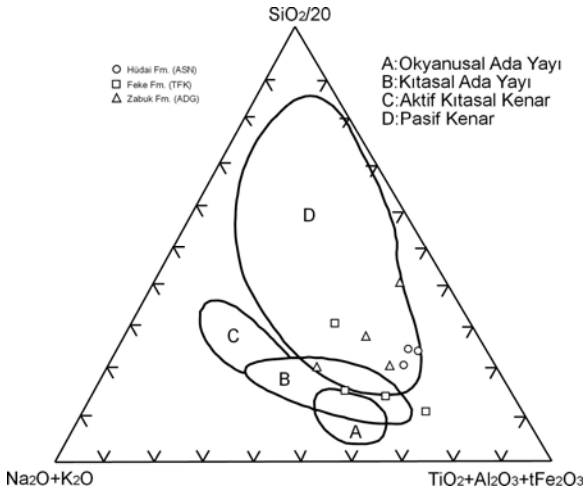
Dokusal açıdan; Hüdei formasyonu metapelitik kayaçları Feke formasyonundakilere göre daha belirgin yönelme ve klivaj fabriği sunmakta, Zabuk formasyonu metaklastikleri ise yönelme fabriğinden çok ilksel sedimanter dokuyu yansıtmaktadır. Formasyonlardaki illitlerin kristalinite, kristalit büyüklüğü, $d_{(060)}$ hücre mesafesi ve politiği gibi

kristalokimyasal parametreleri de farklılıklar göstermektedir (Bozkaya ve diğ., 2002, 2006; 2009). Metaklastik kayaçlar Hüdei formasyonu epizon, Feke formasyonu anki-epizon, Zabuk formasyonu ise ankizon olmak üzere kuzeybatıdan güneydoğuya doğru azalan kristallik derecesi ve kristalit büyüklüğü değerleri sunmaktadır.



Şekil 23. Kumtaşı-çamurtaşı birliktelikleri için $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O/Na}_2\text{O}$ jeotektonik ayırtman diyagramı (Roser ve Korch, 1986).

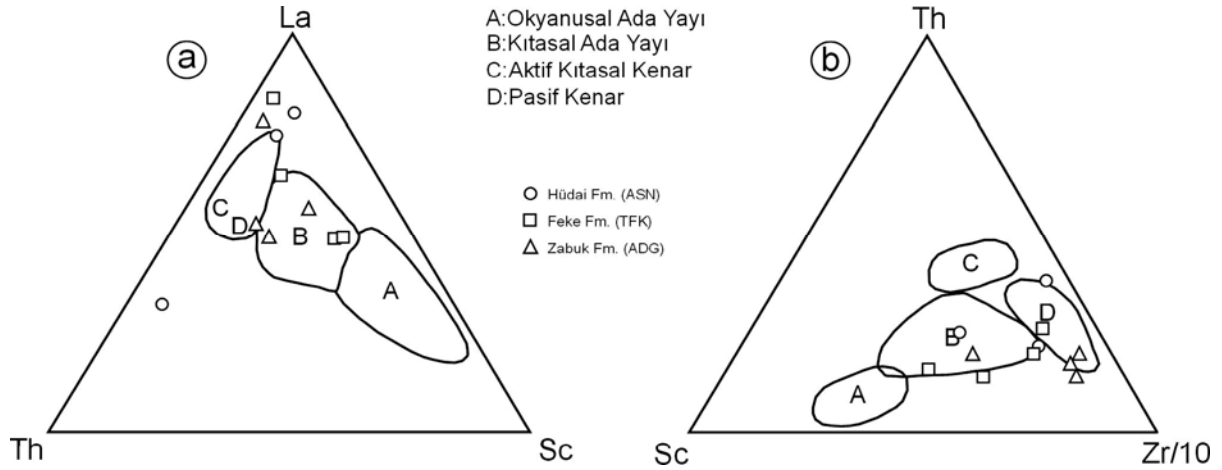
Figure 23. $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O/Na}_2\text{O}$ geotectonic discrimination diagram for sandstone-mudstone suites (Roser and Korch, 1986).



Şekil 24. Kumtaşları için $\text{SiO}_2/20\text{-(Na}_2\text{O+K}_2\text{O)-(TiO}_2\text{+Al}_2\text{O}_3\text{+tFe}_2\text{O}_3\text{)}$ jeotektonik ayırtman diyagramı (Kroonenberg, 1994).

Figure 24. $\text{SiO}_2/20\text{-(Na}_2\text{O+K}_2\text{O)-(TiO}_2\text{+Al}_2\text{O}_3\text{+tFe}_2\text{O}_3\text{)}$ geotectonic discrimination diagram for sandstones (Kroonenberg, 1994).

Hüdai, Feke ve Zabuk formasyonları; temeli oluşturan Prekambriyen yaşlı birimlerle (Bozkaya ve diğ., 2002, 2006, 2009) litolojik ve mineralojik farklılıklara sahiptir. Bunlardan Hüdai formasyonu; Prekambriyen yaşlı Güvercinoluk formasyonu ve bunu taban konglomerasıyla üzerleyen Alt Cambriyen yaşlı Göğebakan formasyonuna göre, daha çok kum boyu silisiklastik kayalardan oluşmakta, daha yüksek d_{060} değerine sahip $2M_1$ illitlerin yanı sıra $1M$ illit içermektedir (Bozkaya ve diğ., 2006). Feke formasyonu; Prekambriyen yaşlı Emirgazi formasyonuna göre daha yüksek miktarda feldispat, kuvars ve özellikle $1M$ illit içermektedir (Bozkaya ve diğ., 2002). Zabuk formasyonu; Prekambriyen yaşlı Sadan formasyonundaki C-S, C-V ve kloritin yerine bütünüyle kaolinit içermekte, ayrıca kuvars ve illit miktarı artmaktadır (Bozkaya ve diğ., 2009). Mineralojik kayıtlar biçiminde değerlendirilen bu farklılıklar, stratigrafik bir uyumsuzluğun ortaya çıkmasına neden olmuştur. Temeli oluşturan birimler ile Cambriyen yaşlı formasyonların mineralojik dağılımlarındaki bu uyumsuzluklar, kesiksiz bir se-



Şekil 25. Grovacklar için jeotektonik ayırtman diyagramları (Bhatia ve Crook, 1986); a) La–Th–Sc, b) Th–Sc–Zr/10.

Figure 25. Geotectonic discrimination diagrams for greywackes (Bhatia and Crook, 1986); a) La–Th–Sc, b) Th–Sc–Zr/10.

dimantasyondan ziyade, olasılıkla Kadomiyen orojenezinden ileri gelen transgresyonla provenanstaki ani değişimlerden kaynaklanmaktadır. Dünya çapında düşünüldüğünde; Prekambriyen-Kambriyen arasındaki bu düzensizlikler, Güneydoğu Amerika'dan Orta Avrupa'ya kadar uzanan Kadomiyen orojenezinin (Murphy ve Nance, 1989; Haydoutov, 1989; D'Lemos ve diğ., 1990; Neubauer, 2002) Batı Toroslar (Bozkaya ve diğ., 2006), Doğu Toroslar ve GDAO istiflerindeki izleri olarak değerlendirilebilir.

SiO₂, Al₂O₃ ve K₂O baskınlığı ile karakteristik olan metakumtaşlarının kimyasal alterasyon indeksi değerleri (49-72); mineralojik bileşim (detritik ve diyajenetik/metamorfik fillosilikatlar; K-feldispat) ve sedimanter boylanma tarafından denetlenmiş olup; bozunma geçirmemiş çoğu magmatik ve metamorfik kayaçlarinkine kısmen yakındır. U tüketilmesini, diğer bir ifadeyle Th zenginleşmesini de gösteren yüzeysel bozunma yönelimi; Th/U-Th arasında pozitif bir korelasyon vermektedir. Uyumsuz elementler ve özellikle Th/Sc ile Zr/Sc oranları kuvvetli, Eu_N/Eu* ile Gd_N/Yb_N oranları ise zayıf korelasyon ilişkisi göstermektedir. Ana ve iz element bollukları, Al₂O₃-ana element ve Al₂O₃-iz element değişimleri; detritik yönelimi, diğer bir ifadeyle kayaçların evrimini ortaya koymakta ve oldukça geniş bir aralık sunan

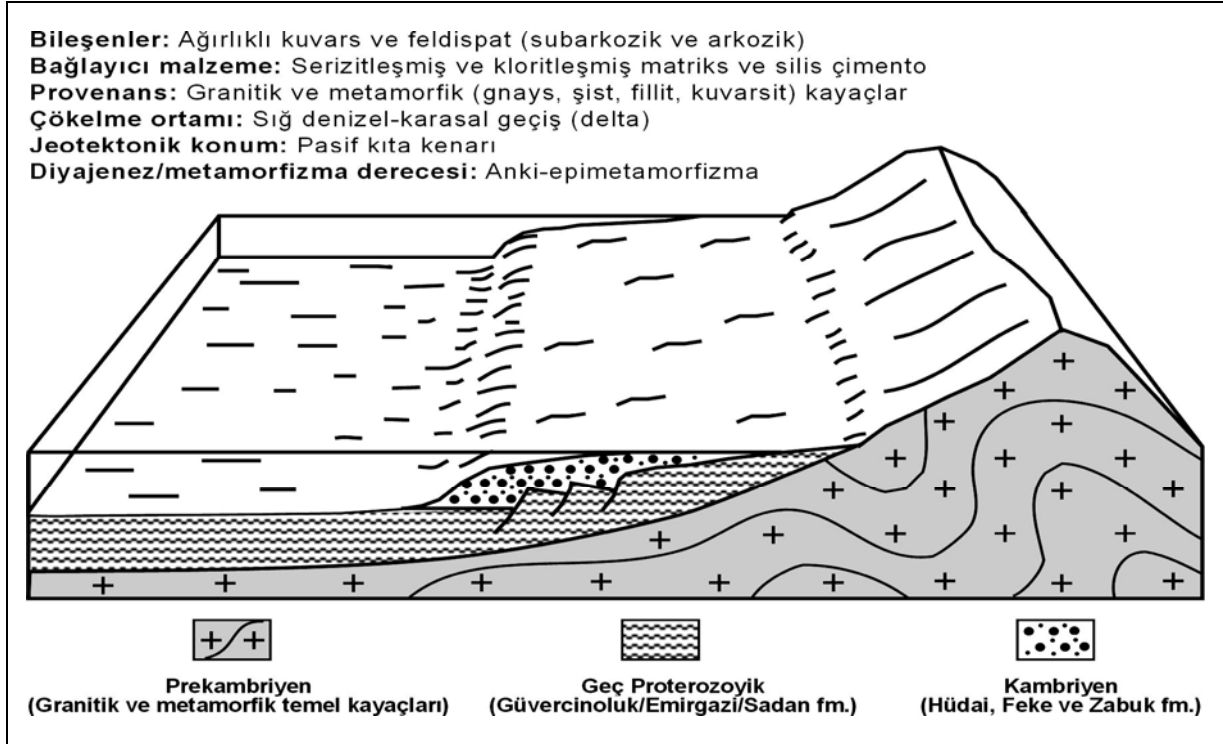
bileşimsel değişim indeksi değerlerinde ifadesini bulmaktadır.

Metakumtaşlarının kondrit-normalize iz element, özellikle REE oranları; yaklaşık 119-9 arasında zenginleşme, kuvvetli negatif Eu anomalisi ile birbirinden ayrılmakta ve belirgin ayrılaşmayı işaret etmekte, ayrıca ağırlıklı olarak felsik plütonik bir kaynaktan beslendiğini göstermektedir. Metakumtaşlarının düşük Cr/V ve kısmen yüksek Y/Ni oranları da silisik ve/veya felsik bir provenansı düşündürmektedir. Metakumtaşlarının bu jeokimyasal tarihçesi; klastik bileşenlerin türü (hafif ve ağır mineraller) ve boylanması, yüzeysel bozunma derecesi, kil ve diğer fillosilikat minerallerinin türü ve oranı ile diyajenez/metamorfizma koşulları ile denetlenmektedir.

Modal mineralojik bileşimleri, metakumtaşlarının Kıtasal Bloku temsil eden kraton-kıtasal geçiş ortamında depolandığını göstermektedir. Ana ve/veya iz element içerikleri ve oranları da çoğunlukla pasif kenara işaret eden jeotektonik ortamı karakterize etmektedir. Bütünüyle silisiklastik kayaçlardan oluşan formasyonların Torid Kuşağı ve Arap Plakası'nda aynı yaş, benzer litoloji ve stratigrafik konuma sahip olması, Kambriyen dönemindeki global ölçekli bir jeolojik olayın varlığını ortaya koymaktadır. Alt Paleozoyik için klavuz seviye konumundaki bu birimler duraylı kıtasal

kenar üzerinde gelişen sığ denizel-karasal geçiş ortamını yansıtan sedimantolojik, litolojik, mineralojik ve jeokimyasal özellikler sergilemektedir. İncelenen birimler; üzerinde uyumsuz olarak yerledikleri Prekambriyen yaşlı birimlerden ziyade, Gü-

ney Anadolu'da yüzeylenmeyen, büyük olasılıkla Prekambriyen yaşlı Pan-Afrikan temele ait başlıca granitik (Örneğin; Rogers ve diğ., 1978; El-Nisr ve diğ., 2001), kısmen metamorfik ve klastik kayalardan beslendikleri ileri sürülebilir (Şekil 26).



Şekil 26. Hüdai, Feke ve Zabuk formasyonlarının temel özelliklerinin şematik gösterimi.

Figure 26. Schematic view of the basic properties of Hüdai, Feke and Zabuk formations.

KATKI BELİRTME

Yazarlar, bu çalışmanın gerçekleşmesinde maddi destek sağlayan Cumhuriyet Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Birimi'ne (Proje No: M 302); XRD çalışmalarının gerçekleştirilmesindeki ve ince-kesitlerin yapılmasındaki katkılarından dolayı C.Ü. Jeoloji Mühendisliği Bölümü Mineraloji-Petrografi ve Jeokimya Araştırma Laboratuvarları (MİPJAL) elemanlarına (Kimya Yüksek Mühendisi Fatma YALÇIN ve Teknisyen Ufuk KUŞ), laboratuvar incelemeleri sırasındaki katkılarından dolayı Jeoloji Yüksek Mühendisi Remzi ERYILMAZ'a teşekkür ederler.

KAYNAKLAR

- Ayhan, A. (1987/1988). Kozan-Elmadağ'ı (Adana ili) arasının jeolojisi. İstanbul Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Yerbilimleri Dergisi, 6, 37-56.
- Bhatia, M.R. (1983). Plate tectonics and geochemical composition of sandstones, Journal of Geology, 91, 611-627.
- Bhatia, M.R., Crook, K.W. (1986). Trace element characteristics of greywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. Contributions to Mineralogy and Petrology, 92, 181-193.

- Blatt, H., Christie, J.M. (1963). Undulatory extinction in quartz of igneous and metamorphic rocks and its significance in provenance studies of sedimentary rocks. *Journal of Sedimentary Petrology*, 33, 559-579.
- Bozkaya, Ö. (1999). Alanya Metamorfiteri doğu kesiminin (Anamur Kuzeyi) mineralojisi: Kristalinite, b_0 ve politi. 11. Mühendislik Haftası, Yerbilimleri Sempozyumu, SDÜ, Isparta, 20-23 Ekim, Bildiriler Kitabı, 183-192.
- Bozkaya, Ö. (2001). Demirtaş-Alanya yöresinde Alanya naplarının metamorfizmasına ilişkin yeni mineralojik bulgular, Orta Toroslar, Türkiye. *Yerbilimleri*, 23, 71-86.
- Bozkaya, Ö., Yalçın, H. (1997a). Bolkardağı Birliği (Orta Toroslar, Bozkır-Konya) Üst Paleozoyik-Alt Mesozoyik yaşlı diyajenetik-çok düşük dereceli metamorfik kayaçların mineralojisi ve petrografisi. *Yerbilimleri*, 19, 17-40.
- Bozkaya, Ö., Yalçın, H. (1997b). Aygörmez Dağı napı (Pınarbaşı-Kayseri) Devoniyen-Triyas yaşlı diyajenetik-çok düşük dereceli meta-sedimanter kayaçların mineralojik ve petrografik özellikleri. Çukurova Üniversitesinde Jeoloji Mühendisliği Eğitiminin 20. Yılı Sempozyumu, Geosound, Özel Baskı, Cilt II, 30, 807-832.
- Bozkaya, Ö., Yalçın, H. (1998). Doğu Toros Otoktonu Paleozoyik kayalarında sedimanter gömülme ile ilişkili diyajenez ve çok düşük dereceli metamorfizma. *Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni*, 10, 1, 35-54.
- Bozkaya, Ö., Yalçın, H. (2000). Very low-grade metamorphism of Upper Paleozoic-Lower Mesozoic sedimentary rocks related to sedimentary burial and thrusting in Central Taurus Belt, Konya, Turkey. *International Geology Review*, 42, 353-367.
- Bozkaya, Ö., Yalçın, H. (2004a). New mineralogical data and implications for the tectono-metamorphic evolution of the Alanya Nappes, Central Tauride Belt, Turkey. *International Geology Review*, 46, 347-365.
- Bozkaya, Ö., Yalçın, H. (2004b). Diagenetic to low-grade metamorphic evolution of clay mineral assemblages in Palaeozoic to early Mesozoic rocks of the Eastern Taurides, Turkey. *Clay Minerals*, 39, 481-500.
- Bozkaya, Ö., Yalçın, H. (2005). Diagenesis and very low-grade metamorphism of the Antalya Unit: mineralogical evidence of Triassic rifting, Alanya-Gazipaşa, Central Taurus Belt, Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences*, 25, 109-119.
- Bozkaya, Ö., Yalçın, H., Göncüoğlu, M.C. (2002). Mineralogic and organic responses to the stratigraphic irregularities: An example from the Lower Paleozoic very low-grade metamorphic units of the Eastern Taurus Autochthon, Turkey. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 82, 355-373.
- Bozkaya, Ö., Gürsu, S., Göncüoğlu, M.C. (2006). Textural and mineralogical evidence for a Cadomian tectonothermal event in the eastern Mediterranean (Sandıklı-Afyon area, western Taurides, Turkey). *Gondwana Research*, 10, 301-315.
- Bozkaya, Ö., Yalçın, H., Kozlu, H. (2009). Amanoslar bölgesi Paleozoyik kayaçlarının mineralojisi. *Yerbilimleri*, 30, 11-44.
- Brindley, G.W. (1980). Quantitative X-ray mineral analysis of clays. In: *Crystal Structures of Clay Minerals and Their X-ray Identification* (Eds. G.W. Brindley, G. Brown), Mineralogical Society, London, 411-438.
- Condie, K.C. (1993). Chemical composition and evolution of the upper continental crust: Contrasting results from surface samples and shales. *Chemical Geology*, 104, 1-37.
- Cox, R., Lowe, D.R., Cullers, R.L. (1995). The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in the southwestern United States. *Geochimica et Cosmochimica*. 59, 2919-2940.
- D'Lemos, R.S., Strachan, R.A., Topley, C.G. (1990). The Cadomian orogeny. *Geological Society of London Special Publ.* 51, 423 p.
- Danchin, R.V. (1967). Chromium and nickel in the Fig Tree Shale from South Africa. *Science*, 158, 261-262.
- Dean, W.T., Özgül, N. (1994). Cambrian rocks and faunas, Hüdai area, Taurus Mountains, southwestern Turkey. *Bulletin de L'institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique, Sciences de la Terre*, 64, 5-20.
- Demirtaşlı, E. (1967). Pınarbaşı-Sarız-Mağara ilçeleri arasındaki sahanın litostratigrafi

- birimleri ve petrol imkanları. MTA Rapor No: 3489, Ankara (yayımlanmamış).
- Dickinson, W.R., Beard, L.S., Brakenridge, G.R., Erjavec, J.L., Ferguson, R.C. Inman, K.F., Knepp, R.A., Lindberg, F.A., Ryberg, P.T. (1983). Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. *Geological Society of America Bulletin*, 94, 222-235.
- El-Nisr, S.A., El-Sayed, M.M., Saleh, G.M. (2001). Geochemistry and petrogenesis of Pan-African late- to post-orogenic younger granitoids at Shalatin-Halaib, south Eastern Desert, Egypt. *Journal of African Earth Sciences*, 33, 261-282.
- Folk, R.L. (1968). *Petrology of Sedimentary Rocks*. Hemphill's, Austin-Texas, 170 p.
- Frey, M. (1987). Very low-grade metamorphism of clastic sedimentary rocks. In: *Low Temperature Metamorphism*. (Ed. M. Frey), Blackie & Son, Glasgow, 9-58.
- Göncüoğlu, M.C., Dirik, K., Kozlu, H. (1997). General characteristics of pre-Alpine and Alpine terranes in Turkey: Explanatory notes to the terrane map of Turkey. *Annales Géologiques Pays Hellénique*, 37, 515-536.
- Göncüoğlu, M.C., Göncüoğlu, Y., Kozur, H.W., Kozlu, H. (2004). Paleozoic stratigraphy of the Geyik Dağı Unit in the Eastern Taurides (Turkey): new age data and implications for Gondwanan evolution. *Geologica Carpathica*, 55, 433-447.
- Gromet, L.P., Dymek, R.F., Haskin, L.A., Korotev, R.L. (1984). The "North American shale composite": Its compilation, major and trace element characteristics. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48, 2469-2482.
- Guggenheim S., Bain D.C., Bergaya F., Brigatti M.F., Drits A., Eberl D.D., Formoso M.L.L., Galan E., Merriman R.J., Peacor D.R., Stanjek H., Watanabe T. (2002). Report of the AIPEA nomenclature committee for 2001: order, disorder and crystallinity in phyllosilicates and the use of the "Crystallinity Index". *Clay Minerals*, 37, 389-393.
- Günay, Y. (1998). Güneydoğu Anadolu'nun Jeolojisi, Stratigrafi. Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı Raporu, No: 3939, 227 s (yayımlanmamış).
- Gürsu, S. (2002). İç Batı Anadolu (Afyon GB'sı) bölgesinde yüzeyleyen Paleozoyik öncesi magmatik kayaların jeolojisi ve petrojenezi. Hacettepe Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi, Ankara, 204 s (yayımlanmamış).
- Gürsu, S., Göncüoğlu, M.C. (2005). Batı Torosların (Sandıklı GB'sı Afyon) Geç Neoproterozoyik ve Erken Paleozoyik yaşlı birimlerinin jeolojisi ve petrografisi. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 130, 29-55.
- Gürsu, S., Kozlu, H., Göncüoğlu, M.C., Turhan, N. (2003). Orta Torosların batı kesimindeki temel kayaları ve Alt Paleozoyik örtülerinin korelasyonu. *Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni*, 15, 129-153.
- Haydoutov, I. (1989). Precambrian ophiolites, Cambrian island arc and Variscan suture in South Carpathian-Balkan region. *Geology*, 17, 905-908.
- Herron, M.M.J. (1988). Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. *Sedimentary Petrology*, 58, 820-829.
- Hiscott, R.N. (1984). Ophiolitic source rocks for Taconic-age flysch: trace element evidence. *Geological Society of America Bulletin*, 95, 1261-1267.
- Ketin, İ. (1964). Güneydoğu Anadolu Paleozoyik teşekküllerinin jeolojik etüdü hakkında rapor (I. Kısım: Derik-Bedinan, Pembeğli-Tut ve Hazro bölgeleri). Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı Arama Grubu Raporu, No: 287, 36 s (yayımlanmamış).
- Ketin, İ. (1966). Güneydoğu Anadolu'nun Kambriyen teşekkülleri ve bunların Doğu İran Kambriyeni ile mukayesesi. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 66, 75-87.
- Kisch, H.J. (1980). Illite crystallinity and coal rank associated with lowest-grade metamorphism of the Taveyanne greywacke in the Helvetic zone of the Swiss Alps. *Eclogae Geologicae Helveticae*, 73, 753-777.
- Kisch, H.J. (1983). Mineralogy and petrology of burial diagenesis (burial metamorphism) in clastic rocks. In: *Diagenesis in Sediments and Sedimentary Rocks*, 2, (Eds. G. Larsen, G.V. Chilingar), Elsevier, Amster-

- dam, 289-493 and 513-541 (Appendix B-literature published since 1976).
- Kisch, H.J. (1990). Calibration of the anchizone: a critical comparison of illite "crystallinity" scales used for definition. *Journal of Metamorphic Geology*, 8, 31-46.
- Kisch, H.J. (1991). Development of slaty cleavage and degree of vey-low-grade metamorphism: a review. *Journal of Metamorphic Geology*, 9, 735-750.
- Kossovskaya, A.G., Shutov, V.D. (1970). Main aspects of the epigenesis problem. *Sedimentology*, 15, 11-40.
- Kozlu, H., Göncüoğlu, M.C. (1995). Infracambrian Hüdai area in Sandıklı. IGCP Project 351, Early Paleozoic Evolution in NW Gondwana, Excursion Guide Book, 15-16.
- Kozlu, H., Göncüoğlu, M.C. (1997). Stratigraphy of the Infra-Cambrian rock-units in the Eastern Taurides and their correlation with similar units in Southern Turkey. In: Early Paleozoic in NW Gondwana (Eds. M.C. Göncüoğlu, A.S. Derman), *Turkish Assoc. Petroleum Geologists Special Publ.*, 3, 50-61.
- Kroonenberg, S.B. (1994). Effects of provenance, sorting and weathering on the geochemistry of fluvial sands from different tectonic and climatic environments. *Proceedings of the 29th Int. Geol. Congress, Part A*, 69-81.
- Kübler, B. (1968). Evaluation quantitative du méta-morphisme par la cristallinité de l'illite. *Bulletin-Centre de Recherches Pau-SNPA*, 2, 385-397.
- McLennan, S.M., Murray, R.W. (1999). Geochemistry of sediments. In: Marshall, C.P., Fairbridge, R.W. *Encyclopedia of Geochemistry*, 282-292.
- McLennan, S.M., Taylor, S.R., Hemming, S.R. (2006). Composition, differentiation, and evolution of continental crust: constraints from sedimentary rocks and heat flow. In: *Evolution and Differentiation of the Continental Crust*, (Eds. M. Brown, T. Rushmer), Cambridge University Press, 92-134.
- Metin, S. (1983/1984). Doğu Toroslarda Derebaşı (Develi), Armutalan ve Gedikli (Saimbeyli) köyleri arasının jeolojisi. *İstanbul Üniv. Müh. Fak. Yerbilimleri Dergisi*, 4, 45-66.
- Metin, S., Papak, İ., Keskin, H., Özsoy, İ., Polat, N., Altun, İ., Haznedar, H., Karabalık, N.N., Konuk, O. (1982). Tufanbeyli-Saiz-Göksun ve Saimbeyli arasının jeolojisi (Doğu Toroslar). *MTA Raporu*, 7129, (yayımlanmamış).
- Monod, O. (1977). *Recherches Geologiques dans le Taurus Occidental au sud de Beyşehir (Turquie)*. These d'état, l'Univ. De Paris sud., centre d'Orsay, 442 p.
- Monod, O., Akay, E. (1984). Evidence for a Late Triassic - Early Jurassic orogenic event in the Taurides. In: *Geological Evolution of the Eastern Mediterranean*, (Eds. J.E. Dixon, A.H.F. Robertson), 113-122.
- M.T.A. (2002). 1:500.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası, Antakya ve Kozan paftaları.
- Murphy, J.B., Nance, R.D. (1989). Model for the evolution of Cadomian-Avalonian belt. *Geology*, 17, 735-738.
- Nesbitt, H.W., Young, G.M. (1984). Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, 48, 1523-1534.
- Nesbitt, H.W., Young, G.M., McLennan, S.M., Keays, R.R. (1996). Effects of chemical weathering and sorting on the petrogenesis of siliciclastic sediments, with implications for provenance studies. *Journal of Geology*, 104, 525-542.
- Neubauer, F. (2002). Evolution of late Neoproterozoic to early Paleozoic tectonic elements in central and southeast European mountain belts: review and syntheses. *Tectonophysics*, 352, 87-103.
- Öngür, T. (1973). Sandıklı (afyon) jeotermal araştırma bölgesine ilişkin jeolojik durum ve jeotermal enerji olanakları. *MTA, Rapor No: 5520*, Ankara (yayımlanmamış).
- Özgül, N. (1976). Torosların bazı temel jeolojik özellikleri. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 19, 65-78.
- Özgül, N., Kozlu, H. (2002). Kozan-Feke (Doğu Toroslar) yöresinin stratigrafisi ve yapısal konumu ile ilgili bulgular. *Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni*, 14, 1-36.
- Özgül, N., Metin, S., Dean, W.T. (1972). Lower Palaeozoic stratigraphy and faunas of the Eastern Taurus mountain in the Tufanbeyli region, southern Turkey. *MTA Bul.* 79, 9-16.
- Özgül, N., Metin, S., Göğler, İ., Bingöl, İ., Baydar, O. (1973). Tufanbeyli dolayının Kambriyen

- Tersiyer kayaları. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 16, 82-101.
- Özgül, N., Bölükbaşı, S., Alkan, H., Öztaş, Y. (1991). Göller bölgesi ve Isparta'nın jeolojisi ve stratigrafisi. TPAO Arama Grubu Rapor No: 3028, 321 s., Ankara (Yayımlanmamış).
- Pearce, J.A. (1982). Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In *Andesites*, (Ed. R.S. Thorpe), 525-548.
- Pearce, J.A. (1983). Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*, (Eds. C.J. Hawkesworth, M.J. Norry), Nantwich, 230-249.
- Peksü, M. (1965). Güneydoğu Türkiye'de Mardin formasyonu öncesinin stratigrafisi. TPAOA Rapor No: 341.
- Pettijohn, F.J. (1975). *Sedimentary Rocks*. Harper and Row, New York, 628 p.
- Pettijohn, F.J., Potter, P.E., Siever, R. (1972). *Sand and Sandstone*. Wiley, NY, 618 p.
- Rogers, J.J.W., Ghuma, M.A., Nagy, R.M., Greenberg, J.K., Fullagar, P.D. (1978). Plutonism in Pan-African belts and the geologic evolution of northeastern Africa. *Earth and Planetary Science Letters*, 39, 109-117.
- Roser, B.P., Korch, R.J. (1986). Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio, *Journal of Geology*, 94, 635-650.
- Schmidt, G.C. (1966). Stratigraphy of Lower Paleozoic rock units of petroleum district V-Turkey. Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı Arşiv No: 11, 73-90.
- Sun, S.S., Mc Donough, W.E. (1989). Chemical and isotopic systematics of ocean basalts: Implications for mantle composition and processes. In: *Magmatism in Ocean Basalts*, (Eds. A.D. Saunder, M.J. Norry), Geological Society of London, 42, 313-345.
- Taylor, S.R., McLennan, S.M. (1981). The composition and evolution of the continental crust: rare earth element evidence from sedimentary rocks. *Phil. Trans. R. Soc.*, A.301, 381-389.
- Taylor, S.R., McLennan, S.M. (1985). *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell, Oxford, 312 p.
- Tuna, D. (1974). VI. Bölge litostratigrafi birimleri adlanmasının açıklayıcı raporu. Türkiye 2. Petrol Kongresi Tebliğleri, 183-192.
- Warr, L.N. and Rice, A.H.N. (1994). Interlaboratory standartization and calibration of clay mine-ral crystallinity and crystallite size data. *Jo-urnal of Metamorphic Geology* 12, 141-152.
- Wrafter, J.P., Graham, J.R. (1989). Ophiolitic detritus in the Ordovician sediments of South Mayo, Ireland. *Journal of the Geological Society of London*, 146, 213-215.
- Yalçın, H., Bozkaya, Ö. (1997). Kangal-Alacahan yöresi (Sivas) Üst Paleozoyik yaşlı meta-sedimanter kayalarda gömülme ve bindirme ile ilişkili çok düşük dereceli metamorfizma. Türkiye Jeoloji Bülteni, 40, 1-16.
- Yalçın, H., Bozkaya, Ö. (2002). Hekimhan (Malatya) çevresindeki Üst Kretase yaşlı volkaniklerin alterasyon mineralojisi ve jeokimyası: Denizsuyu-kayaç etkileşimine bir örnek. C.Ü. Mühendislik Fakültesi Dergisi Seri A-Yerbilimleri, 19, 81-98.

Ömer BOZKAYA

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

bozkaya@cumhuriyet.edu.tr

Ezinepazarı-Sungurlu Fay Zonu üzerinde yeralan Göynücek Volkanikleri'nin (GB Amasya) paleomanyetik yöntemlerle incelenmesi

Investigation of the Göynücek volcanics (SW Amasya) on Ezinepazarı- Sungurlu Fault Zone by using paleomagnetic techniques

Fikret KOÇBULUT¹, Orhan TATAR¹ ve John D.A. PIPER²

¹ Cumhuriyet Üni., Müh. Fak., Jeoloji Müh. Bölümü, 58140, Sivas

² University of Liverpool, Geomagnetism Laboratory, Department of Earth and Ocean
Sciences, Liverpool L69 7ZE, United Kingdom

ÖZ

İnceleme alanı, Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ)'dan Niksar güneyinden ayrılan ve 1939 Erzincan depremi sonucu oluşan yaklaşık 350 km uzunluğundaki yüzey kırığı içinde yer alan Ezinepazarı-Sungurlu Fay Zonu (ESFZ) üzerinde bulunmaktadır. Bölgedeki blok rotasyonlarının belirlenmesi ve jeolojik evriminin açıklanması ile ilgili olarak volkanik kayalarda yapılan paleomanyetik amaçlı çalışmalar önem taşımaktadır. Bu çalışma ile geniş alanlarda yüzeyleyen Eosen yaşlı kaya birimleri içinde yer alan bazaltik lav akıntılarında paleomanyetik amaçlı örnekleme yapılarak, bölgedeki kabuksal deformasyonun davranış biçimi ve tektonik rotasyon miktarı ile ilgili veriler elde edilmiştir. KAFZ'nun orta kesiminin güneyinde, ayrılma faylarıyla ayrılan bloklarda saatin tersi yönde bir rotasyonun varlığı söz konusudur. 28 siteden elde edilen sonuçlar ışığında Ezinepazarı-Sungurlu Fayı'nın güneyinde, GB-Amasya bölgesinde yer alan Eosen yaşlı volkanik kayalarda saatin tersi yönünden elde edilen sonuçlar $180^{\circ}-166^{\circ}=14^{\circ}$ lik bir rotasyonun varlığı saptanmıştır. Kuzey Anadolu'da saatin tersi yöndeki rotasyonlardaki bölgesel değişimler, Karadeniz'in yay ardı açılması ve/veya Pontid orojeninin Miyosen öncesi deformasyonunun bir sonucudur. Anadolu plakası içerisindeki blokların batıya doğru kaçıışı, KAFZ'nun güneyindeki saatin tersi yöndeki farklı rotasyonlara göre öne sürülmektedir.

Anahtar Kelimeler: Paleomanyetizma, Eosen volkanikleri, blok rotasyon, neotektonik, Orta Anadolu.

ABSTRACT

The study area is located in the Ezinepazarı-Sungurlu Fault Zone (ESFZ) which is regarded as the splay of the North Anatolian Fault Zone (NAFZ). This segment is the western continuation of the 350 km long 1939 Erzincan Earthquake surface break branching out from the southern margin of the Niksar pull-apart basin. Paleomagnetic studies in the volcanic rocks is important as for disclosure of the geological evolution and determination of block rotations in the region. This study aims to investigate Paleomagnetic studies was carried out within Eocene lava flows and some important results on the crustal deformation behaviour and the amount of the tectonic block rotations were observed. In a regional scale, counter-clockwise rotations are clear within blocks bounded by the strike-slip faults branching from the North Anatolian Fault Zone as a splay fault. Comparison of paleomagnetic data from 28 sites in the south of ESFZ, anticlockwise rotation with an amount of $180^{\circ}-166^{\circ}=14^{\circ}$ was determined within SW Amasya block including the study area.

Regional variation of counterclockwise rotations in northern Anatolia, back-arc opening of the Black Sea and/or deformation of pre-Miocene of Pontides orogenic, is a result. Blocks within the Anatolian plate westward escape is suggested as the different counterclockwise rotations in the south of NAFZ.

Keywords: Paleomagnetism, Eocene volcanics, block rotation, neotectonics, Central Anatolia.

GİRİŞ

Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ), kuzeyinde yer alan Avrasya levhası ile güneyinde yer alan Anadolu bloğunu birbirinden ayıran sağ yanal bir kıta içi dönüşüm fayıdır. KAFZ Geç Kretase-Orta Eosen aralığında aktif olan ve o dönemde kuzeye dalımlı bir yitim zonu üzerinde yer almaktadır. Yitim süreci, Orta-Geç Miyosen'de gerçekleşen kıtasal çarpışmasıyla sona ermiştir (Şengör ve Yılmaz, 1981). Böylece, okyanus kapanımını kapsayan paleotektonik dönem, Arap-Afrika levhasının Bitlis Kenet Kuşağı (BKK) boyunca, Avrasya levhasına doğru ilerlemesi ve Anadolu levhasının batıya doğru kaçışıyla, ortaya çıkan neotektonik döneme yerini bırakmıştır (Şengör ve diğerleri 1985). KAFZ boyunca gelişen sağ yanal makaslama, kuzey Anadolu'da gelişen güncel tektoniği şekillendiren en önemli olay olarak ortaya çıkmaktadır. Bu tektonik hatlarla sınırlanan Anadolu bloğunun özellikleri ilk kez Ketin (1968, 1969) tarafından, 1939 Erzincan ve 1942 Erbaa Depremleri sonrasında yapılmış olduğu saha çalışmaları ile ortaya konulmuştur. Anadolu bloğu, levha tektoniği kuramı içerisinde ise ilk kez McKenzie (1970) tarafından 19°N, 35°E'deki bir Euler kutbu etrafında dönen bir rijit levha olarak tanımlanmıştır.

Bölgenin paleotektonik tarihçesi, Tetis'in evriminden, Pontidler ve Anatolid'lerdeki denizel istiflenmelerden elde edilmektedir. Bunlar Alpin dağ oluşum süreçleriyle şiddetli bir biçimde deforme olmuş ve bölgeye naplar şeklinde yerleşmiştir. Bu kayaçları, tipik olarak Geç Miyosen-Pliyosen yaşlı akarsu-göl fasiyesinde çökelmiş birimler takip etmektedir. Bu son grup kayaçlar, daha yaşlı fayların süregelen tektonik aktivitesinin genellikle geometrilerinin değişmesi nedeniyle, değişken bir biçimde deforme edilmektedir (Koçyiğit, 1991). Sıkışma ve doğrultu-atım rejimindeki magmatik etkinlik, yaygın bir volkanik

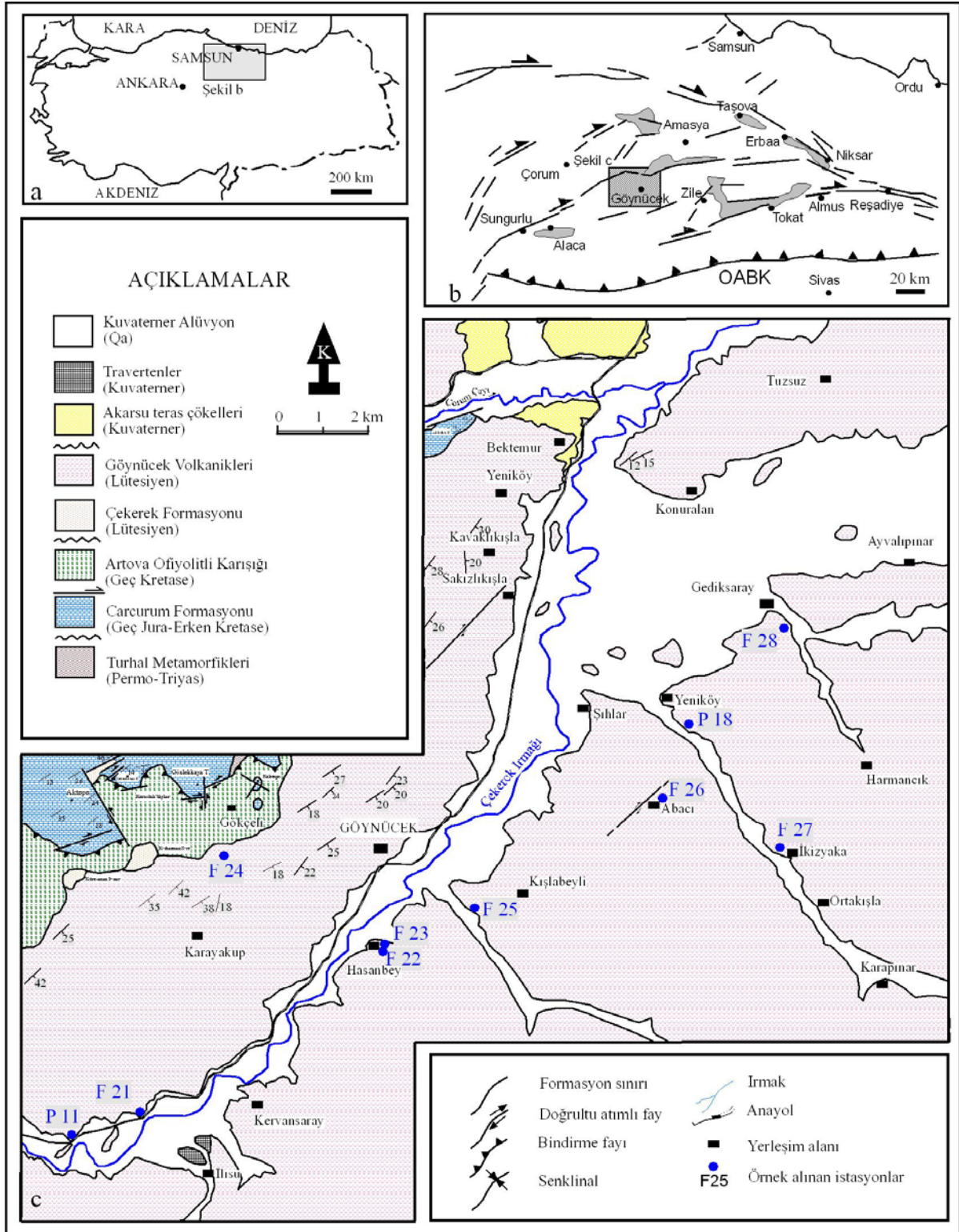
etkinlik biçiminde daha çok kalkalkalin nitelikte gelişmiştir (Yılmaz, 1990). Tektonik deformasyonları ve bunun sonucunda ortaya çıkan blok rotasyonları saptamayı amaçlayan paleomanyetik araştırmalar, en çok bu etkinliğin ürünleri olan kayaçlarda yoğunlaşmaktadır. Bu çalışmada Amasya güneybatısında yayılım sunan Eosen yaşlı volkanik oluşumların paleomanyetik özellikleri araştırılmıştır (Şekil 1).

Amasya'nın güneybatısında, geniş alanlarda yüzeyleyen Eosen yaşlı kaya birimleri içerisinde yer alan bazaltik lav akıntılarından, bölgedeki kabuksal deformasyonun davranış biçimi ve tektonik rotasyon miktarı ile ilgili veriler sağlanması amacıyla 10 ayrı istasyondan paleomanyetik amaçlı örnekleme yapılmıştır. Bu istasyonların konumları, Şekil 1 ve Çizelge 1'de verilmiştir.

Bölgedeki volkanik kayaçların paleomanyetizması Van der Voo (1968), Sarıbudak (1989), Platzman vd. (1994, 1998) ve Tatar vd. (1995, 1996), Piper vd. (1996), Kaymakçı vd. (2003), Koçbulut (2004), İşsevan ve Tüysüz (2006) tarafından araştırılmıştır. Aynı zamanda 45.3 - 41.8 Milyon yıl arasında değişen K-Ar tüm kayaç yaş tayinleri yapılmıştır (Platzman vd. 1994). Orta Eosen'e karşılık gelen bu yaşlar Blumenthal (1950) ve MTA tarafından yapılmış olan yayımlanmamış raporlar ve 1/500.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritasındaki stratigrafik konumlarıyla uyumluluk sunmaktadır.

TEKTONİK MODELLER

Anadolu plakasının tektonik yanal kaçışı, kenarı ayrılma "splay" faylarıyla sınırlanmış blokların kaçışına uyumluluk göstermektedir. Alp-Himalaya orojenik sisteminin değişik kısımlarında gözlenen benzer özellikler ve olası geometrik modellerle ilgili olarak sınırlı iki model Şengör ve Barka (1992) tarafından ortaya konmuştur (Şekil 2).



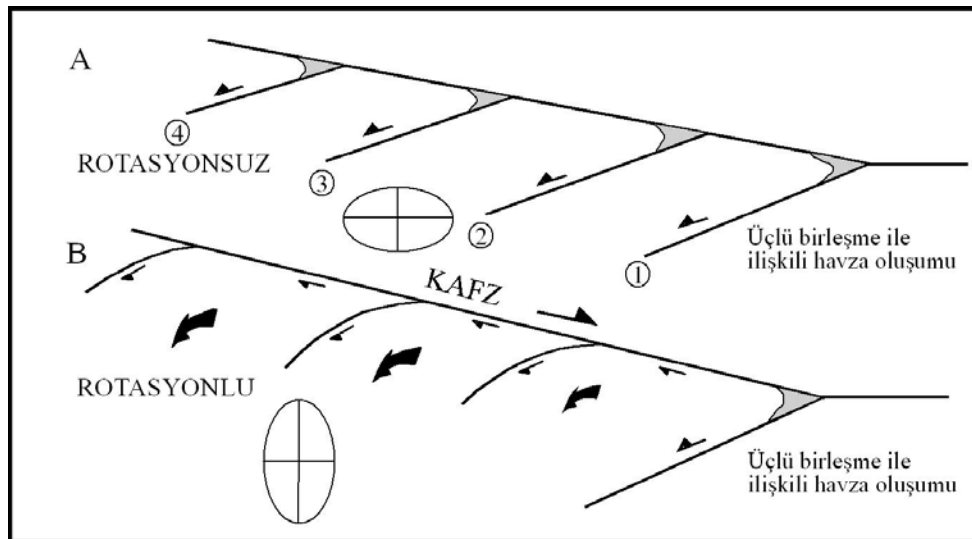
Şekil 1. İnceleme alanının yerbuldur haritası ve paleomanyetik amaçlı örnekleme yapılan lokasyonların konumu.

Figure 1. Location map of the study area and position of the locations for paleomagnetic sampling.

Çizelge 1. Çalışma alanı içerisinde yüzeyleyen Eosen yaşlı volkanik kayalardan alınan paleomanyetik amaçlı örnek istasyonlarının noktasal yerleri.

Table 1. The palaeomagnetic samples sites point locations from Eocene volcanic rocks outcropping in the study area.

İSTASYONLAR	ENLEM (K)	BOYLAM (D)	YAŞ
P 11	40°. 20'. 68"	35°. 26'. 80"	Eosen
P 18	40°. 25'. 19"	35°. 36'. 24"	Eosen
F 21	40°. 20'. 85"	35°. 27'. 78"	Eosen
F 22	40°. 22'. 84"	35°. 31'. 32"	Eosen
F 23	40°. 22'. 85"	35°. 31'. 33"	Eosen
F 24	40°. 23'. 99"	35°. 29'. 16"	Eosen
F 25	40°. 23'. 38"	35°. 32'. 69"	Eosen
F 26	40°. 24'. 49"	35°. 35'. 76"	Eosen
F 27	40°. 23'. 79"	35°. 37'. 73"	Eosen
F 28	40°. 26'. 68"	35°. 37'. 87"	Eosen



Şekil 2. A) "wedge in wedge" tipi balık kılıcı "fishbone" yapısı; B) ana faydan ayrılan en-echelon (Kademeli) türü fayların rotasyonu ile oluşan "fishbone" yapısı (Şengör ve Barka, 1992).

Figure 2. A) "wedge in wedge" type "fishbone" structure; B) "fishbone" structure occurs rotation of en-echelon type splay faults (Şengör and Barka, 1992).

"Wedge-in-wedge" fishbone (balık kılıcı) yapısı, kaçan blok içine blokları sınırlayan faylardan birinin göçü ile oluşan yapıdır. Bu durum, kaçan bloğun kaçış yönünde uzamasını sağlamak ve aynı yönde kaçan ana fay boyunca atımın artmasına neden olmaktadır. Ayrıca, tamamen doğrultu atım özelliği gösteren bölümünün uzunluğunda önemli bir azalma gerçekleşir.

İkinci tür fishbone (balık kılıcı) yapısı ise ana faydan uzaklaşan kademeli "en-echelon" kenarların rotasyonu ile oluşmaktadır. Bu durum kaçan ana fay boyunca atımın azalmasına ve doğrultu atım özelliği gösteren parçasının kılınmasına neden olmaktadır. Her iki durumda da "fishbone" yapılarının ana fayı kestikleri yerlerde havza gelişimi olmaktadır (Şengör ve Barka 1992).

ARAZİ VE LABORATUAR METODLARI

Örnekleme yapılan istasyonlar kenarları ayrılma "splay" faylarıyla sınırlı, Anadolu bloğu üzerinde bulunan tek bir blok içerisinde, Amasya'nın batı ve güneyindeki lav ve aglomeralardan oluşmaktadır. Tatar vd. (1995), ayrılma faylarıyla sınırlanmış bloklarda yaklaşık 35°'lik saatin tersi yönünde rotasyon görülmekte ve bu rotasyonun Anadolu bloğunun batıya kaçışıyla birlikte splay faylarla ilişkili olduğu belirtilmektedir.

Her istasyonda portatif karot makinesi ile 5-8 adet karot örnekleri birkaç metrelik yüzlek üzerinde dağılmış olarak alınmıştır (Şekil 3.a). Karot örneklerinin yerindeki konumları güneş ve manyetik pusula ile ölçülmüştür. Volkanik istifler ilksel soğuma anında yeryuvarının o andaki varolan manyetik alanına yakın bir kaydı kazanmaya yöneldiğinden, seküler değişimlerin ortalaması için her bölge içindeki farklı lav akıntılarının bir kaçını örnekleme gerekmektedir.



Şekil 3. a. Arazi çalışmaları sırasında örnekleme, **b.** güneş ve manyetik pusula ile kayıt alımı, **c.** Liverpool Üniversitesi paleomanyetizma laboratuvarı a.f. manyetik temizleme işlemi, **d.** taş kesme ve t.h. manyetik temizleme işlemi cihazlarından görünüm.

Figure 3. a. Sampling during the field studies, **b.** measurement with the sun and magnetic compass, **c.** a.f magnetic cleaning process in the Paleomagnetism laboratory of the University of Liverpool, **d.** instruments views of rock cutting and t.h. magnetic cleaning process.

Bu bölgedeki yüzlek, tipik olarak bir diğerine göre istasyonların stratigrafik ilişkisini tanımak için her ne kadar yetersiz ise de, bazalt arasındaki zonlar, ipsi lav yüzeyleri, akıntı ve gaz kabarcıkları dizilimi genellikle volkanik birimlerin tektonik eğimlenmesinin ölçülmesine ve tanınmasına olanak vermektedir. Volkanoklastik kayaçların, manyetik kalıntılarının diyajenetik altesyonu, lav akıntılarında kinden tipik olarak daha karmaşık olmasına karşın, bu kayaçların tabakalanma belirteçleri daha açık gözlenmektedir.

Tektonik yönelimdeki belirsizlikler bu tip araştırmalardaki hatanın en ciddi kaynağıdır. Bunun iki nedeni vardır. Birincisi, bir bütün olarak birimin temsil edildiği yüzlekte kaydedilen eski yatay düzlem olup olmadığı genellikle açık değildir, ikincisi ise lavlar ve tüfler eskiden var olan bir yamaçtan aşağı akmış olabilir.

Laboratuvardaki karotlar, 2.4 cm uzunluğunda silindirik biçiminde her iki ucu kesilerek analiz işlemine hazırlanmıştır. Doğal kalıntı mıknatıslanma şiddetleri, büyüklük sıralamasında belirli bir düzen içerisindedir. Karot örneklerinin bir kısmı, yönsel davranış ya da şiddetin sistematik olarak bozulmasına kadar önce 50-100 mT aralıklarla, daha sonra 200 mT aralıklarla artırılarak 1200 mT ya kadar a.f. (alternating field) yöntemi ile ölçülmüştür. Diğer kısmı ise "Minispin" manyetmetrelerle 500 °C ye kadar 50 yada 100 °C lik adımlarla, 500 °C den sonra ise kalıntı taşıyıcıların Curie noktasına kadar 20 °C lik adımlarla aşamalı bir şekilde ısıtılarak mıknatıslanmadan temizlenme işlemi gerçekleştirilmiştir (Şekil 3). Toplam Doğal Kalıntı Mıknatıslanma (NRM) içeren bileşenler, birincil bileşen analizlerine göre hesaplanan yönleri ortogonal projeksiyon çalışmalarıyla saptanmıştır. Detaylı kayaç manyetizması çalışması, duraysız lokasyonlardan duraylılarını ayırmada düşük sıcaklık alterasyonunun manyetik etkilerinin saptanması ve tanınması amacıyla kullanılabilir bu yaklaşımın olup olmayacağı ilk toplanan karot malzemeler üzerinde sürdürülmüştür. Çalışma alanında Eosen yaşlı kayaçlardan (Göynücek volkanikleri) alınan karot örneklerin paleomanyetik analiz sonuçları Çizelge 2'de verilmiştir.

PALEOMANYETİK İNCELEME

Amasya'nın güneybatısında örnek alınan bazı volkanitlerde belirgin bir manyetik kayıt yoktur. Bu durum özellikle aglomeraların incelenmesi sonucu ortaya konmuştur. Ayrıca, Yeniköy yakınında yer alan P 18 nolu istasyona ait bir volkanik kayaç örneği ters mıknatıslanma göstermekte ve eğim düzeltiminden sonra G-GGD yönlü mıknatıslanma sergilemektedir (Şekil 4). Bu eğim düzeltmesi, doğruluğun sağlanmasında oldukça önem taşımakta olup, karakteristik kalıntı mıknatıslanma (ChRM)'nin öncel deformasyonunu göstermektedir.

Bu çalışmadaki istasyonlar Amasya güneyinde-ki volkano-sedimenter kayaçlar (Göynücek volkanikleri) içerisindeki volkanik seviyelerde yer almakta olup, ters polariteli mıknatıslanma göstermektedir. Fakat G-GD yönlüdür. Çünkü eğim birçok istasyonda birbirine yakındır, eğim düzeltmesi kalıntının yaşının belirlenmesi için yeterli olmakla birlikte manyetik eğim değerleri, düzeltmeden sonra Erken Tersiyer eski alanı ile çakışmaktadır (Çizelge 2). Bu kayaçlardaki kalıntının çok karmaşık yapılı olması, kayaçların yaşından dolayı ortaya çıkmayabilir ve batıdaki volkanik kayaçlardaki kalıntıdan olasılıkla daha gençtir. Amasya'nın kuzeybatısında yer alan bloktaki volkanik kayaçlarda sadece iki istasyonda (P 18 ve P 30) ters mıknatıslanma polarite değeri gözlenmektedir (Piper ve diğerleri 1996).

Bu bölgedeki volkanik kayaçlardan elde edilen sonuçlar üç grup içerisinde değerlendirilmektedir. Bunlar, Taşova-Çorum Fayı kuzeybatısında yer alan Batı Çorum Bloğu, Taşova-Çorum Fayı ile Ezinepazarı-Sungurlu Fay Zonu arasında kalan güneybatı Çorum Bloğu ve Ezinepazarı-Sungurlu Fay Zonu güneydoğusunda bulunan güneybatı Amasya Bloğu içerisinde yer almaktadır. Bölgede bu blokları birbirinden ayıran Taşova-Çorum Fayı ile Ezinepazarı-Sungurlu Fay Zonu'dur (Şekil 5).

Çalışma alanından elde edilen sonuçlar ışığında Ezinepazarı-Sungurlu Fayı'nın güneyinde, GB-Amasya bölgesinde yer alan Eosen yaşlı volkanik kayaçlarda saatin tersi yönünden elde edilen so-

nuçlar $180^{\circ}-166^{\circ}=14^{\circ}$ lik bir rotasyonun varlığı saptanmıştır. Bu sonuç, Kaymakçı ve diğerleri (2003)'nin Çankırı havzasında elde ettikleri Eosen sonuçları ile uyumluluk göstermektedir. Ayrıca Taşova-Çorum Fayı ile Ezinepazarı-Sungurlu Fay Zonu arasında kalan Güneybatı Çorum Bloğunda ve Taşova-Çorum Fayı kuzeybatısında yer alan

Batı Çorum bloğunda da saatin tersi yönünde rotasyonların geliştiği görülmektedir (Çizelge 3).

TARTIŞMA VE TEKTONİK ANALİZ

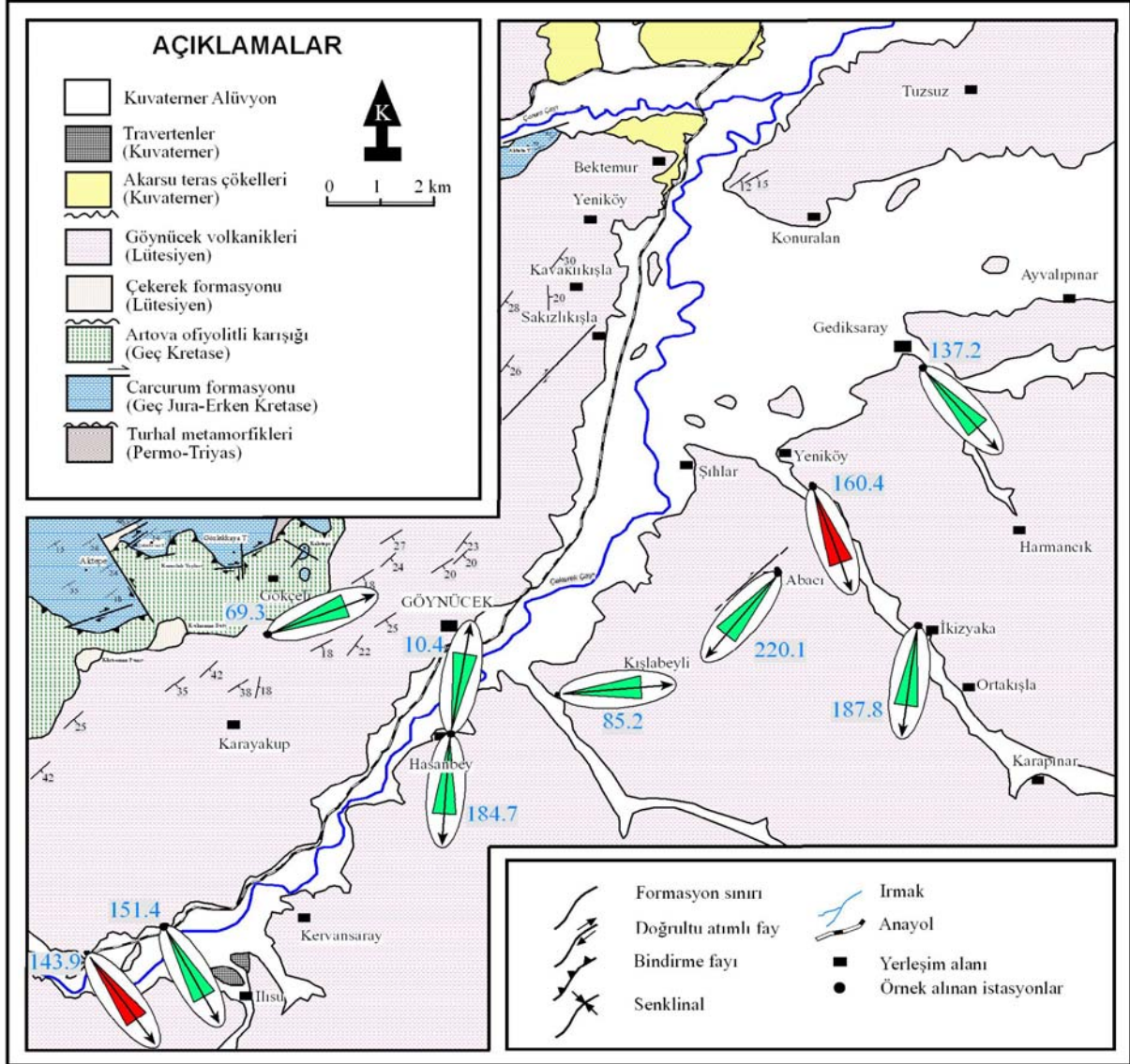
İnceleme alanında örneklenen istasyonlardan birkaçı (F22, F24 ve F25) dışında tüm volkanik ka-

Çizelge 2. Çalışma alanı ve yakın çevresindeki bloklara ait volkanik kayalardan elde edilen paleomanyetik sonuçlar.

Table 2. Paleomagnetic results are obtained volcanic rocks from blocks in the study area and the nearby.

Site No	Tilt	N/n	α_{95}	in situ		tilt adjusted		Yaş
				D	I	D	I	
Batı Çorum Bloğu								
K 1*		6/6	7.2	357.0	12.5	353.5	33.0	Oligosen
K 2*		7/7	10.3	15.6	19.7	18.6	44.3	Oligosen
K 3*		4/4	6.7	207.3	20.0	208.7	-12.5	Eosen
K 4*		7/7	7.8	296.9	37.8	297.4	39.2	G. Miyosen
GB Çorum Bloğu (Ezinepazarı-Sungurlu Fay Zonu'nun KB'sı)								
K 5*		6/6	8.8	353.1	34.9	356.5	43.9	Oligosen
K 6*		8/8	7.8	153.1	16.4	152.9	-12.6	Eosen
K 7*		6/6	7.4	53.8	-17.9	51.6	22.2	Oligosen
K 8*		7/7	3.1	120.9	-45.8	144.1	-35.6	Oligosen
K 9*		7/7	6.0	161.8	-56.2	178.5	-59.8	O. Miyosen
K 10*		5/5	10.4	198.5	6.1	196.9	-21.8	O. Miyosen
K 11*		5/5	17.3	347.9	37.6	356.3	29.2	G. Miyosen
K 12*		5/5	7.5	184.8	-44.8	178.1	-28.1	Oligosen
K 13*		7/7	7.1	331.7	15.7	326.6	14.4	Oligosen
P 28*	190/28	8/6	14.2	186.4	-27.3	184.4	-55.2	Eosen
P 30*	300/28	7/5	17.7	163.8	-11.6	161.9	-9.8	Eosen
GB Amasya Bloğu (Ezinepazarı-Sungurlu Fay Zonu'nun GD'su)								
P 11*	098/20	10/9	3.31	18.5	-61.8	143.9	-50.5	Eosen
P 12*	005/14	6/6	4.1	124.4	-35.4	131.9	-28.7	Eosen
P 13*	014/10	6/6	4.6	140.5	-42.2	146.8	-35.8	Eosen
P 14*	280/12	7/6	5.3	201.4	-45.8	188.8	-47.1	Eosen
P 18*	149/36	8/7	5.2	156.6	-15.4	160.4	-51.0	Eosen
F 21	325/25	7/7	3.9	153.8	-48.2	151.4	-23.4	Eosen
F 22	20/26	7/3	3.0	3.7	61.1	10.4	35.7	Eosen
F 23	20/26	7/6	5.0	172.5	-63.7	184.7	-39.3	Eosen
F 24	148/32	8/8	6.9	67.6	6.0	69.3	0.0	Eosen
F 25	08/24	7/7	6.0	88.8	10.8	85.2	6.2	Eosen
F 26	58/27	7/7	7.7	205.2	-63.9	220.1	-39.2	Eosen
F 27	20/31	5/5	4.0	168.7	-72.9	187.8	-43.6	Eosen
F 28	255/35	8/8	2.3	196.9	-56.9	137.2	-58.4	Eosen

*K 1-13 nolu siteler, Kaymakçı ve diğerleri (2003)'den, P 11-30 nolu siteler, Piper ve diğerleri (1996)'dan alınmıştır.



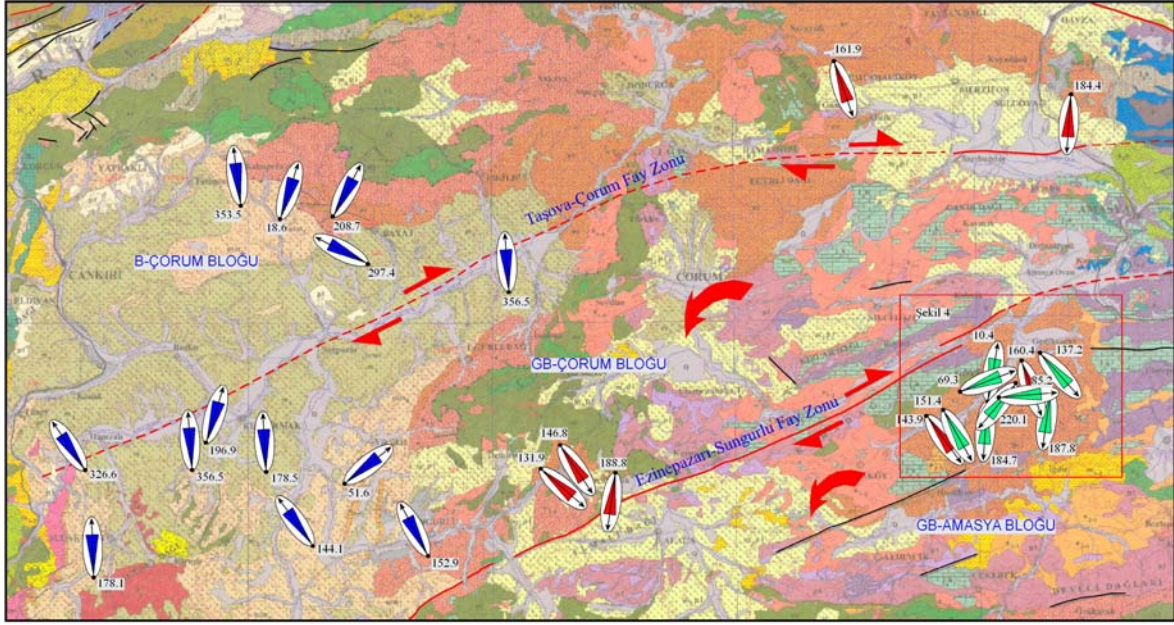
Şekil 4. Çalışma alanında yer alan Eosen yaşlı volkanik kayalarda yapılan paleomanyetik sonuçlar, kırmızı (Piper vd. 1996) ve yeşil (bu çalışma).

Figure 4. Paleomagnetic results in the Eocene volcanic rocks in the study area, red (Piper et al. 1996) and green (this study).

yağlar ters polariteli, viskoz olmayan mıknatıslanma göstermektedir. ters polariteli mıknatıslanma daha doğuda yer alan Niksar ve Almus bölgelerinde incelenen tersiyer yaşlı volkanik kayalarda da yaygındır (Platzman vd. 1994, Tatar vd. 1995). Rotasyon Eosen' den beri polaritedeki terslenme ile karakterize edilmektedir (Harland vd. 1990). Bu durum, bölgedeki volkaniklerin aktivitelerinin kısa bir dönemde geliştiğini göstermektedir. Harland vd. (1990), 45 milyon yıl önce Eosen'de

ters polaritenin en uzun sabit kaldığı dönemin yaklaşık olarak bir buçuk milyon yıl olduğunu ileri sürmüştür. Bu yaş, Platzman vd. (1994) tarafından Niksar yöresinde saptanan K-Ar yaşı (45.3-41.8 milyon yıl) ile uyumluluk göstermektedir.

Bölgede daha önceki yıllarda yapılan çalışmalarda KAFZ'nun yakın çevresinde iki farklı ölçekte tektonik rotasyonların varlığı belirlenmiştir (Platzman vd. 1994, Tatar vd. 1995, Kaymakçı vd. 2003).



Şekil 5. Neotektonik dönemde ana aktif fayların dağılımını ve ana paleomanyetik yönlerin doğrultularını gösteren, çalışma alanı ve çevresinin tektonik haritası (Bkz. Çizelge 2).

Figure 5. Tectonic map of study area and around showing the distribution of major active faults during the neotectonic regime and declination of mean paleomagnetic directions (see Table 2).

Çizelge 3. Çalışma alanı ve yakın çevresindeki tektonik bloklara ait değişik yaştaki volkanik kayalardan elde edilen, ortalama grup paleomanyetizma sonuçları.

Table 3. Average group paleomagnetic results are obtained volcanic rocks which is different ages from tectonic blocks in the study area and the nearby.

Örnekleme yapılan bloklar	D	I	N	R	α_{95}	k
Batı-Çorum İstasyonları K1-K4	14.3	30.9	3	2.85	35.7	13.0
GB Çorum, Eosen	163.4	-26.0	3	2.85	46.1	8.2
GB Çorum, Oligosen	174.4	-29.6	5	4.39	32.4	6.5
GB Çorum, Miyosen	185.8	-42.3	3	2.87	33.0	15.1
GB Çorum (tüm istasyonlar)	174.0	-32.5	11	9.87	16.2	8.9
GB Amasya, Eosen, P11-18, F21-28	166.6	-43.1	12	9.23	25.0	4.0

Doğrultu atımlı faylarla ve çek-ayır havza-larla tanımlanan fay zonunda 10 km çaplı bloklarda saat yönünde rotasyonlar (210° - 249°) saptanmıştır (Sarıbudak vd., 1990; Tatar vd., 1995). Nıksar bölgesinde bu durum volkaniklerde, olasılıkla tamamıyla Bruhnes polaritesine (780.000 yıldan küçük) aittir. Fay zonunun yakın çevresi birbirine paralel faylarla tanımlanmaktadır ve Nıksar bölgesinde KAFZ'nun kuzey ve güney kesimlerinin

her ikisinde de saatin tersi yönünde rotasyon belirlenmiştir (Platzman vd. 1994, Tatar vd. 1995). Tektonik analizler, kuzeyde ve güneyde yer alan ana levhaların Görünür Kutup Dolanımı (APW) değerlerinden, bu lokasyon için saptanmış eski alanlı paleomanyetik vektörlerle karşılaştırarak geliştirilebilir. Anadolu'nun bu kesimi için Gondwana ve Avrasya'nın APW değerlerinden saptanan ana terslenmiş alan yönleri aşağıda yer almaktadır.

Çizelge 4. Orta Anadolu' da, çalışma alanının da içerisinde bulunduğu bölgedeki referans eski ters polariteli alan yönleri.

Table 4. Reference reverse polarity paleofield directions in the region in Central Anatolian where the study area is situated.

	Avrasya D°/I°	Gondwana D°/I°
Günümüz	180°/-58°	180°/-58°
Erken Tersiyer	188°/-47°	188°/-50°

Bu sonuçlardan elde edilen görüşe göre, KAFZ boyunca tektonik bloklarda genel olarak saat yönünde bir rotasyonun bulunmadığıdır. Bu durum Platzman vd. (1994) ile Tatar vd. (1995)'nin gözlemlerini doğrulamakta ve teorik olarak litosferin ince bir kabuk şeklinde sıvı halde davrandığı, çoğunlukla fay zonu üzerindeki dar bir zonla ilişkilendirilmektedir (Saribudak vd. 1990, Tatar vd. 1995).

Bu bölgede ilk kez Saribudak vd. (1990) tarafından işaret edilen Pontidlerin doğu kısmındaki GGD deklinasyonları, Pontid sektörünün batı kısmındaki Avrasya plakası ile birbirini tutan ve güneye doğru olan deklinasyonlar arasındaki genel bir fark ortadadır. KAFZ'nun hemen kuzeyinde yer alan volkanikler yaklaşık 40° lik saatin tersi yönünde rotasyon göstermektedir (Van der Voo 1968, Platzman vd. 1994, Tatar vd. 1995). Doğu Pontidlerdeki saatin tersi yönündeki rotasyon Geç Kretase sonuçlarında da gözlenmektedir (Orbay ve Bayburdi 1979). Böylece KAFZ'nun kuzeyinde rotasyona uğrama-mış ve uğramış deklinasyon değerlerindeki batı-dan doğuya doğru değişim, Kuzey Pontidler boyunca oldukça keskin bir biçimde izlenmekte ve fayın doğrultusu boyunca değişimsiz eşlik etmektedir.

Saatin tersi yönündeki rotasyonlar KAFZ'nun güneyindeki tüm alanlarda gözlenmektedir. Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun güneyinde Almus civarında Eosen yaşlı volkanik kayaların (D = 152.4°), KAFZ'nun hemen kuzeyindeki Niksar bölgesinde yer alan Eosen yaşlı volkanik kayalardan (D = 144.1°) biraz daha fazla saatin tersi yönde rotasyona uğradığı gözlenmektedir. Aradaki bu fark, bir ayrılma fayı boyunca yanal kaçışın etkisiyle meydana gelmiştir (Piper vd. 1996). Biraz

daha batıdaki Çankırı-Çorum bölgesindeki lavlarda saatin tersi yönündeki rotasyonun deklinasyonu Eosen (D = 163.4°), Oligosen (D=174.4°) ve Miyosen (D=185.8°) de ayrı ayrı belirlenmiştir (Kaymakçı vd., 2003). Bu bölgede KAFZ'nun kuzeyindeki Avrasya deklinasyonları ile, güneyde Almus-Niksar civarındaki denklinasyonlar karşılaştırılabilmektedir. Böylece Almus ve Ezinepazarı-Sungurlu Fay zonları arasında sıkıştırılmış blokta, daha büyük bir rotasyon oluşmuştur. Batıdaki saatin tersi yönündeki bu rotasyon, Anadolu bloğunun büyük ölçüde neotektonik tarihçesi ile birlikte oluşan deformasyonun bir sonucu olarak gözükmektedir.

SONUÇLAR

KAFZ'nun orta kesiminin güneyinde, ayrılma (splay) faylarla birbirinden ayrılan bloklarda saatin tersi yönde bir rotasyonun varlığı sözkonusudur. Bu rotasyon Şengör ve Barka (1992)'nin fishbone modeli ile açıklanabilir. Çalışma alanının da yer aldığı GB-Amasya bloğu içerisindeki Eosen yaşlı volkanik kayalarda saatin tersi yönde 14°'lik bir rotasyon geliştiği ortaya çıkarılmıştır (Tablo 3). GB-Amasya bloğunda ve B-Çorum bloğunda da saatin tersi yöndeki rotasyonlar olduğu bilinmektedir (Kaymakçı ve diğerleri 2003, Piper ve diğerleri 1996, İşsevan ve Tüysüz 2006). Eosen yaşlı volkanik kayalarda saptanan saatin tersi yönündeki rotasyon değerleri bu çalışmada elde edilen rotasyon değerleri ile uyumluluk göstermektedir.

KAFZ'nun her iki kenarındaki saatin tersi yönündeki blok rotasyonlarının değişken derecelerdeki varlığı, fayın ince kabuk tektonik temeline dayanan teorik modellerle uyumlu olmadığını

göstermektedir. Önceden bildirilen saat yönündeki rotasyonun yüzey transform kırıklarının olduğu yerde birkaç km genişlikteki bir zon içerisinde sınırlanmış olduğu görünmektedir. Kuzey Anadolu'da saatin tersi yöndeki rotasyonlardaki bölgesel değişimler, Karadeniz'in yay ardı açılması ve/veya Pontid orojeninin Miyosen öncesi deformasyonunun bir sonucudur. Anadolu plakası içerisindeki blokların batıya doğru kaçıışı, KAFZ'nun güneyindeki saatin tersi yöndeki farklı rotasyonlara göre öne sürülmektedir (Tatar vd., 1995).

KATKI BELİRTME

Yazarlar, katkıları nedeniyle CÜBAP'a, Liverpool Üniversitesi (İngiltere) Jeomanyetizma Laboratuvarları'na teşekkür eder.

KAYNAKLAR

- Blumenthal, M.M. (1950). Beitrage zur Geologie des Landschaften am Mittleren und unteren Yeşilirmak (Tokat, Amasya, Havza, Erbaa, Niksar), M.T.A. Yayınları, Seri D, No 4, 153 s.
- Harland, W.B., Cox, A., V., Lewllyn, P., G., Pickton, C.A.G., Smith, A.G., and Walters, R. (1990). A Geologic Time Scale 1989. Cambridge University Press.
- İşseven, T. and Tüysüz, O. (2006). Palaeomagnetically defined rotations of fault-bounded continental blocks in the North Anatolian Shear Zone, North Central Anatolia. *Journal of Asian Earth Sciences* 28, 469-479.
- Kaymakçı, N., Deurmeijer, C.E., Langereis, C., White, S.H., and Van Dijk, P.M. (2003). Palaeomagnetic evolution of the Çankırı Basin (Central Anatolia, Turkey): implications for oroclinal bending due to indentation. *Geol. Mag.* 140, 343-355.
- Ketin, İ. (1968). Relations between general tectonic features and the main earthquake regions of Turkey. *Min. Res. Explor. Inst. Bull.* 71, 63-67.
- Ketin, İ. (1969). About the North Anatolian Fault, *Min. Res. Explor. Inst. Bull.* 72, 1-25 (in Turkish with English abstract).
- Koçbulut, F. (2004). Göynücek-Gediksaray Kuzeyinde (GB Amasya) Ezinepazarı-Sungurlu Fayının Neotektonik Özellikleri. Doktora tezi, C.Ü. Fen Bil. Enstitüsü, Sivas, 188 s. (yayınlanmamış).
- Koçyiğit, A. (1991). An example of an accretionary forearc basin from northern Central Anatolia and its implications for the history of subduction of Neo-Tethys in Turkey. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 103, 22-26.
- McKenzie, D.P. (1970). Plate tectonics of the Mediterranean region. *Nature* 220, 239-343.
- Orbay, N., and Bayburdi, A. (1979). Palaeomagnetism of dykes and tuffs from the Mesudiye region and rotation of Turkey. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 59, 437-444.
- Piper, J.D.A., Moore, J.M., Tatar, O., Gürsoy, H., and Park, R.G. (1996). Palaeomagnetic study of crustal deformation across an intracontinental transform: the North Anatolian Fault Zone in Northern Turkey: From Morris, A. And Tarling, D.H., 1996, Palaeomagnetism and Tectonics of the Mediterranean Region, Geological Society Special Publication No. 105, 299-310.
- Platzman, E.S., Platt, J.P., Tapırdamaz, C., Sanver, M. and Bundle, C.C. (1994). Why are there no clockwise rotations along the North Anatolian Fault? *J. Geophys. Res.* 99, 21705-21716.
- 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.
- Sarıbudak, M. (1989). New results and a palaeomagnetic overview of the Pontides in northern Turkey. *Geophys. J. Int.* 90, 521-531.
- Sarıbudak, M., Sanver, M., Şengör, A.M.C. and Görür, N. (1990). Paleomagnetic evidence for substantial rotation of Almacık flake within the North Anatolian Fault Zone, Turkey. *Geophys. J. Int.* 102, 563-568.
- Şengör, A.M.C. and Yılmaz, Y. (1981). Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach. *Tectonophysics*, 75, 181-241.
- Şengör, A.M.C., Görür, N., Şaroğlu, F. (1985). Strike-slip faulting and related basin

- formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study, in: Bidlle, K.T., Christie-Blick, N., (Eds.), *Strike-slip Faulting and Basin Formation*, Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Sp. Pub., 37, 227-264.
- Şengör, A.M.C., and Barka, A. (1992). Evolution of escape-related strike-slip systems: implications for disruption of collisional orogens, Abstracts, v1. 29th. International Geological Congress, Kyoto, Japan, 232.
- Tatar, O., Piper, J.D.A., Park, G.R., and GURSOY, H. (1995). Paleomagnetic study of block rotations in the Niksar overlap region of the North Anatolian Fault Zone, central Turkey. *Tectonophysics*, 244, 251-266.
- Van Der Voo, R. (1968). Palaeomagnetism and the Alpine tectonics of Eurasia, Part 4, Jurassic-Cretaceous and Eocene pole positions from N Turkey. *Tectonophysics*, 6, 251-269.
- Yılmaz, Y. (1990). Comparison of young volcano associations of western and eastern Anatolia formed under a compressional regime: a review *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 44, 69-87.

Fikret KOÇBULUT

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

fbulut@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(I. Yılmaz, 2010, 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-Hafık-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(I.Yilmaz, 2010, 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).Toroşların bazı temel jeolojik özellikleri. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 19, 65-78.

Karacan, E., Yilmaz, I. (1997). Collapse dolines in the Miocene gypsum: an example from SW Sivas (Turkey). Environmental Geology, 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, Elsevier, Amsterdam, 218 p.

Published report references:

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

Personal communications:

Yılmaz, I. (2010). 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